



HAL
open science

Gradients climatiques continentaux et hydrologiques au cours de l'Holocène dans la marge Algérienne au Golfe du Lion : approche multi-proxies : palynologie, sédimentologie, biomarqueurs moléculaires et reconstructions climatiques

Vincent Coussin

► To cite this version:

Vincent Coussin. Gradients climatiques continentaux et hydrologiques au cours de l'Holocène dans la marge Algérienne au Golfe du Lion : approche multi-proxies : palynologie, sédimentologie, biomarqueurs moléculaires et reconstructions climatiques. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2021. Français. NNT : 2021BRES0103 . tel-03783723

HAL Id: tel-03783723

<https://theses.hal.science/tel-03783723>

Submitted on 22 Sep 2022

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE
DE BRETAGNE OCCIDENTALE

ECOLE DOCTORALE N° 598
Sciences de la Mer et du littoral
Spécialité : *Géosciences marines*

Par

Vincent COUSSIN

Gradients climatiques continentaux et hydrologiques au cours de l'Holocène de la Marge Algérienne au Golfe du Lion

Approche multi-proxies: palynologie, sédimentologie, biomarqueurs moléculaires et reconstructions climatiques

Thèse présentée et soutenue à Plouzané, le 10/12/2021
Unité de recherche : Laboratoire Géosciences Océan

Rapporteurs avant soutenance :

Fabienne MARRET, Reader, Université de Liverpool

Giuseppe SIANI, Professeur, Université de Paris Saclay

Composition du Jury :

Marina RABINEAU, Directrice de recherche, CNRS, LGO, Brest (Président)

Fabienne MARRET, Reader, Université de Liverpool (Rapporteur)

Giuseppe SIANI, Professeur, Université de Paris Saclay (Rapporteur)

Viviane BOUT-ROUMAZEILLES, Directrice de recherche, CNRS, Université de Lille (Examineur)

William FLETCHER, Reader, Université de Manchester (Examineur)

Aurélienne PENAUD, Maître de conférence, Université de Bretagne occidentale (Directrice de thèse)

Nathalie COMBOURIEU-NEBOUT, Directrice de recherche, CNRS, MNHN, HNHP, Paris (Co-directrice de thèse)

Odile PEYRON, Directrice de recherche, CNRS, ISEM, Montpellier (Co-directrice de thèse)

Marie-Alexandrine SICRE, Directrice de recherche, CNRS, LOCEAN, Sorbonne Université (Membre invité)

Nadine TISNERAT-LABORDE, Chercheur CEA, CNRS, LSCE-UVSQ (Membre invité)

Remerciements

Voilà trois, même quatre ans que je mène ma barque dans les eaux tumultueuses de la Méditerranée occidentale et les secrets de son passé. Je repense aux premières observations sous microscope lors de mon stage de deuxième année de master sur les premières lames de mon aventure extraordinaire qui venait de commencer. Si le monde de la science a toujours suscité chez moi un émerveillement et un intérêt inaltérable, j'étais loin de soupçonner qu'il s'amplifierait encore et encore au gré des avancées de ce projet. Il me semble que l'histoire commence bien avant mon entrée à l'école, sur une plage de Normandie, à la découverte d'un fossile d'oursin ou de brachiopode du Jurassique ramassé dans le sable et tendu par mon père. Depuis, cette fascination pour les secrets du passé de cette planète ne m'ont jamais quitté, et je crois que c'est ce qui fait la beauté des liens dans la communauté scientifique : cet attrait pour la quête de la vérité née de l'intérêt primordial pour ce qui nous entoure, nous, les êtres humains. Marie Curie disait « *Je suis de ceux qui pensent que la science est d'une grande beauté. Un scientifique dans son laboratoire est non seulement un technicien : il est aussi un enfant placé devant des phénomènes naturels qui l'impressionnent comme des contes de fées.* ».

J'ai l'impression d'avoir dérivé pendant des siècles pourtant ces trois ans sont passés comme une éclaircie dans le ciel brestois, et dans ce moment de flottement nostalgique de la fin approchant, ma mémoire rejoue ces trois années au cours desquelles je n'ai jamais été seul face à toutes les questions soulevées. Malgré la crise sanitaire, j'ai toujours pu trouver du soutien qu'il soit technique, de réflexion ou moral, et je voudrais remercier chaleureusement chacune des personnes qui ont contribué à ce projet de près ou de loin, sans qui ce projet n'aurait jamais pu voir le jour et m'ont soutenu dans le voyage.

Aurélié, je ne saurais te dire à quel point ma gratitude est immense, voilà maintenant 5 ans que tu suis de près mes péripéties paléoclimatologiques et je dois dire que c'est un constat qui me rassure car ton soutien, ta bienveillance, ta patience, ton incroyable énergie et ton humour ont fait de cette expérience un voyage formateur extraordinaire et m'ont largement porté jusqu'ici. Merci pour tout, je suis fier d'avoir eu le privilège d'apprendre auprès de toi et de profiter de ton aide et de ton investissement dans ce projet.

Nathalie, je repense aujourd'hui à mon arrivée à Paris en Novembre 2018, je n'avais encore que rarement quitté ma Bretagne natale pour la capitale, et tu as su me transporter au milieu des garrigues

méditerranéennes en un rien de temps sur ton microscope. J'étais très loin d'imaginer que ce voyage au travers des lames palynologiques m'amènerait : dans des paysages qui m'étaient inconnus. Merci pour ton soutien et ton enthousiasme durant ces trois ans.

Odile, à ton tour merci de ton soutien et de ta disponibilité, cette maudite crise a limité mes visites à Montpellier mais nos échanges et ton aide ont été précieux durant ces trois ans. Encore merci pour ton investissement et ton attention à l'égard de ce projet malgré la distance.

Muriel, merci infiniment pour ta bienveillance et ta gentillesse. Voilà huit ans que tu suis mon évolution brestoise et je dois dire que ton soutien et tes conseils m'ont toujours aidé. Merci pour ces discussions enrichissantes et ton attitude inspirante qui ont participé à me conduire jusqu'ici.

Wiem, mon petit bout de Tunisie dans le bureau. Un immense merci pour ta bienveillance, ton soutien et ta bonne humeur, la richesse de nos échanges m'a fait voyager entre l'Atlantique Nord et la Méditerranée de nombreuses fois. Merci pour ces voyages de tous les jours.

Pierre-Olivier, comment ne pas remercier le meilleur artisan lamier de France et de Navarre. Il est certain que sans tes compétences et ton aide au labo, mes données n'auraient pas la même valeur. Ta bonne humeur communicative, ton sens de l'humour et ton dynamisme à toute épreuve ne m'ont jamais quitté après ton départ du labo, merci pour tout l'ami.

Clément, William, mes deux prédécesseurs, merci pour vos conseils et votre bienveillance lors de nos échanges. Merci à Maïwenn pour ta bonne humeur, les heures passées sur les microscopes au fil des ondes radiophoniques sont de bons souvenirs qui rajoutent encore à la valeur de ce travail à mes yeux. Ophélie, tu progresses dans ton aventure au sein de ce bureau que je vais laisser, merci pour ton soutien, je te souhaite de trouver autant de belles choses dans ce voyage qu'est la thèse que moi.

Je voudrais remercier Jacques Deverchère, qui de près ou de loin a toujours suivi ma progression même après avoir légué comme convenu la fonction d'HDR de ma thèse à Aurélie. Merci pour tes conseils et ton soutien, et pour toutes les propositions dont tu m'as fait profiter au cours de ce projet, tes sollicitations pour les embarquements m'ont toujours profondément touché.

Je voudrais également remercier chaleureusement Nathalie Babonneau, pour son soutien et son aide. La dimension sédimentologique et moderne de ce travail de thèse serait bien moindre sans ta participation active.

Je tiens à remercier également Antonio Cattaneo pour son aide et son investissement dans ce projet. Ton aide a été précieuse dans mes réflexions sédimentologiques et dans la collecte du matériel et des données du côté de l'Ifremer.

Merci à Raffaele Siano et Gaspard Delebecq pour leur investissement et leur aide dans la mise en place de mes travaux et de mon apprentissage du pipetage. Je remercie également Sandrine Cheron pour les analyses des minéraux argileux ainsi que Charlotte Skonieczny pour les discussions enrichissantes qui en ont découlé. Je voudrais également remercier tout le personnel du laboratoire de sédimentologie de l'Ifremer pour leur accueil chaleureux et leur disponibilité. Merci également à Fabien Dewilde et Oanez Lebeau du PSO, à Jean Pierre Oldra pour le soutien technique et les nombreuses analyses réalisées avec votre aide.

Je voudrais remercier Vincent Lebreton et Sahbi Jaouadi pour leur accueil chaleureux au laboratoire Histoire Naturelle de l'Homme préhistorique à Paris. Je tiens à remercier tout particulièrement Yannick Miras pour ses conseils et son aide dans l'étude des palynomorphes non-polliniques. Ce vaste monde me serait demeuré inconnu sans ton aide. Merci également pour ton attitude éthique irréprochable et inspirante, tu as toute ma gratitude car une partie du poids de ce manuscrit te revient indéniablement.

Je tiens à remercier également Marie-Alexandrine Sicre pour son aide et son soutien dans la réalisation de ce projet sur tous les plans. Tes conseils avisés et ton aide ont été précieux dans le développement du projet. Je remercie également Vincent Klein sans qui toutes mes mesures biomarqueurs n'auraient pu être effectuées dans de bonnes conditions et dans la bonne humeur. Enfin je remercie Bassem Jalali pour son expertise et son aide sur le chantier du Golfe du Lion, au plaisir de continuer à collaborer sur ces thématiques. Merci également aux membres du laboratoire LOCEAN pour leur accueil chaleureux durant ce mois à Paris.

Merci à Nadine Tisnérat-Laborde pour sa bienveillance et son aide capitale dans la mise en place et la réalisation du projet DATAPOL et de ce projet de thèse en général. J'espère que nos collaborations pourront perdurer et fructifier de nouveau. Merci également à Christophe Lambert du laboratoire LEMAR ainsi qu'à Marion Mandon et Laurent Deleurme de la plateforme BIOSIT de l'Université de Rennes 1 et à Nicolas Jouand et Nathalie Labarrière de la plateforme CYTOCELL de l'Université de Nantes pour leur disponibilité et leur aide dans les essais du projet DATAPOL.

Je voudrais remercier Sabine Schmidt, Sébastien Zaragosi, Anne-Laure Daniau et Marion Genet pour leur collaboration et leur aide durant ce projet. Je remercie également Frédérique Eynaud, Coralie Zorzi, Tiffanie Fourcade, Bruno Malaisé, Dulce Oliveira, Laurent Londeix du laboratoire EPOC à Bordeaux pour leurs conseils et leur bienveillance.

Je voudrais remercier chaleureusement Anne de Vernal pour sa collaboration et ses conseils précieux.

Merci à Meryem Mojtahid pour son expertise des assemblages foraminifères de la carotte algérienne ainsi que pour ses conseils et ses propositions d'ouvertures pour la suite des opérations dans l'investigation de cette carotte. Ton aide a été majeure dans nos déterminations et les choix de prélèvements pour les mesures isotopiques. Merci également à tous les membres du laboratoire LPG-BIAF pour leur accueil chaleureux pendant ce court séjour et pour leur intérêt durant mon séminaire.

Je voudrais remercier Jill Sutton et Sébastien Joannin pour leur disponibilité lors de ces trois dernières années au sein de mon comité de suivi individuel. Merci de votre écoute attentive et de votre soutien.

...

Je tiens également à remercier chaleureusement tous les membres du jury (Fabienne Marret-Davies, Giuseppe Siani, Viviane Bout-Roumazeilles, William Fletcher et Marina Rabineau) d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

...

Ma participation à la vie doctorante du laboratoire n'a pas été florissante et qui plus est réduite par la crise sanitaire, mais je tiens à remercier tous les membres du Laboratoire Géosciences Océan pour

l'agréabilité de ces trois dernières années au sein de l'IUEM. Je voudrais remercier également et saluer les collègues doctorants d'ici ou d'ailleurs pour ces trois années de soutien dans le labeur commun : Claire, Mathieu, Léna, Sam, Jean-François, Camille. Au plaisir de se croiser pour un café en congrès ou que sais-je !

L'entourage chaleureux est particulièrement important dans des moments de vie comme la rédaction d'une thèse. Je voudrais particulièrement remercier mes camarades de toujours Gwendal, Emma et Eva pour leur soutien indéfectible et leur bonne humeur. Merci à tous mes amis, la pudeur me suggère de taire une exhaustivité qui prendrait le pas sur les pages à suivre de ce manuscrit. Sachez que je pense à vous tous et que je ne serais jamais arrivé au bout sans votre soutien. Mention spéciale à Laurane, amie et stagiaire qui a fourni un travail remarquable dans les conditions particulières qui ont affecté ces dernières années.

...

Bien évidemment je remercie ma famille et particulièrement mes parents qui m'ont toujours soutenu dans mes choix et grâce à qui j'ai pu suivre la voie professionnelle qui me passionnait. Je veux que vous sachiez que je n'aurais rien pu faire de tout cela sans votre soutien sans faille et votre amour.

Juliette, comment te dire ce que tu sais déjà... Merci pour ta présence dans mes moments de doute, de joie, comme de fierté. Saches que dans ma vie comme mon travail de recherches, tu m'as permis de me construire.



« Désert et mer me fascinent : cette ligne d'horizon, je ne cesse de me demander ce qu'il y a au-delà »

Hugo Pratt

« Puis il y avait les jours de tempête, les jours où le ciel si pur se voilait de nuages sombres, où cette Méditerranée si azurée devenait couleur de cendre, où cette brise si douce se changeait en ouragan. Alors le vaste miroir du ciel se ridait, cette surface si calme commençait à bouillir comme au feu de quelque fournaise souterraine. La houle se faisait vague, les vagues se faisaient montagnes. La blonde et douce Amphitrite comme un géant révolté, semblait vouloir escalader le ciel, se tordant les bras dans les nuages, et hurlant de cette voix puissante qu'on n'oublie pas une fois qu'on l'a entendue. »

Alexandre Dumas, « Le bagnard de l'opéra »

« Ouvrons maintenant une petite parenthèse pour dire qu'il se pourrait bien que tout ceci soit totalement faux. Le but de la physique est de découvrir le meilleur modèle possible pour décrire la réalité, et non de trouver une vérité absolue ou quelque chose de parfait. En physique (ou dans la nature telle qu'on la connaît), une telle notion de perfection n'existe pas. Tous les résultats et toutes les découvertes sont liées à la technologie qui peut confirmer, ou infirmer, leur validité. Mais aucune technologie n'est infiniment précise. Donc aucune théorie n'est infiniment exacte. »

Christophe Galfard, « E= Mc2 : l'équation de tous les possibles »

« Si on commence avec des certitudes, on finit avec des doutes. Si on commence avec des doutes, on finit avec des certitudes. »

Francis Bacon

A mes parents

A Juliette

Sommaire

Introduction	33
Préambule au Chapitre I.....	41
Chapitre I : Contextes environnementaux actuel et passé en Méditerranée occidentale.....	43
I.1. Contextes géologique et géomorphologique	45
I.1.1 Histoire géologique générale du bassin méditerranéen occidental.....	45
I.1.2 Contextes géologique, géomorphologique et sédimentaire des secteurs étudiés.....	48
I.2. Evolution paléoclimatique des derniers 14 ka BP.....	55
I.2.1 Variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire.....	55
I.2.2 La dernière déglaciation	57
I.2.3 L’Holocène.....	58
I.3. Contexte climatique actuel	61
I.3.1 Circulation atmosphérique générale	61
I.3.2 Les oscillations climatiques naturelles	64
I.3.3 Circulation océanique en Méditerranée occidentale.....	66
I.3.4 Climat et biomes terrestres méditerranéens.....	73
Préambule au Chapitre II.....	83
Chapitre II : Matériel et méthodes	85
II.1. Les outils principaux déployés au cours de cette thèse	87
II.1.1 L’outil principal de cette thèse : l’outil palynologique.....	87
II.1.2 Reconstructions quantitatives des paramètres climatiques et hydrologiques	102
II.1.3 Les biomarqueurs	105
II.1.4 Les isotopes stables	110
II.1.5 Analyses sédimentologiques	114
II.1.6 Etude stratigraphique ¹⁴ C.....	117
II.2. Présentation du matériel d’étude	118
II.2.1 Carotte MD04-2801 - Marge Algérienne	120

II.2.2	Carotte KSGC-31 - Golfe du Lion	124
II.2.3	Sédiments d'interface (Marge Algérienne et Golfe du Lion).....	129
	Préambule au Chapitre III	132
	Chapitre III : Distribution of modern dinocysts and pollen grains in the Western Mediterranean Sea (Algerian margin and Gulf of Lion).....	133
	Abstract	135
	Introduction	136
III.1.	Environmental context of the Western Mediterranean Basin.....	137
III.1.1	Atmospheric patterns.....	137
III.1.2	Hydrological patterns	138
III.1.3	Present-day vegetation cover on Western Mediterranean watersheds	141
III.2.	Material and methods	142
III.2.1	Core tops.....	142
III.2.2	Palynological analyses	145
III.3.	Palynological results.....	147
III.3.1	Dinoflagellate cysts	149
III.3.2	Pollen assemblages.....	153
III.4.	Discussion	155
III.4.1	New dinocyst results added to the Western Mediterranean Basin dinocyst database .	155
III.4.2	Northern vs. southern Western Mediterranean Basin: two different productive regimes	160
III.4.3	From land to sea: crossing land and marine information	164
III.5.	Conclusion.....	171
III.6.	Acknowledgments	171
	Transition entre les chapitres III et IV.....	173
	Chapitre IV : Land-sea linkages on the Algerian Margin over the last 14 kyrs BP: climate variability at orbital and multi-centennial timescales.....	175
	Abstract	177
	Introduction	178

IV.1. Environmental context	180
IV.1.1 Geographical and geomorphological information	180
IV.1.2 Landscape	182
IV.1.3 Hydrological context	182
IV.2. Methodology	184
IV.2.1 Sedimentological context	184
IV.2.2 Sediment and stable isotope analyses	185
IV.2.3 Palynological analyses	186
IV.2.4 Biomarker analyses	188
IV.3. Results	190
IV.3.1 Age model of core MD04-2801	190
IV.3.2 Sedimentological analyses	193
IV.3.3 Stable isotopes	196
IV.3.4 Palynological analyses	197
IV.3.5 Palynological quantifications	204
IV.3.6 Molecular biomarkers	204
IV.4. Discussion	205
IV.4.1 Palynomorph preservation and the ambiguous signature of <i>Brigantedinium</i> spp.	205
IV.4.2 From the Bölling-Alleröd to the Younger Dryas	208
IV.4.3 The Holocene	212
IV.4.4 West to East Mediterranean Basin transect	217
IV.5. Conclusion	222
IV.6. Acknowledgements	222
Transition entre les chapitres IV et V	223
Chapitre V : Transect Holocène Nord-Sud en Méditerranée occidentale et Focus haute résolution sur l'évènement du 4.2 ka BP	225
V.1. Données nouvelles discutées dans le chapitre	227
V.1.1 Analyses biomarqueurs acquis à haute résolution sur la carotte MD04-2801	227
V.1.2 Révision du Modèle d'âge de la carotte KSGC-31	228

V.1.3	Analyses palynologiques (dinokystes et pollen) sur la carotte KSGC-31	229
V.1.4	Analyse statistique des assemblages dinokystes	236
V.1.5	Reconstructions MAT-dinokystes sur la carotte KSGC-31	239
V.2.	L'Holocène dans le Golfe du Lion	241
V.2.1	Influences océaniques versus fluviatiles sur le plateau du Golfe du Lion.....	241
V.2.2	L'évènement du 4.2 ka BP en Méditerranée occidentale : Transect Nord Sud du Golfe du Lion à la marge algérienne	245
V.2.3	Détection croissante des marqueurs d'anthropisation	249
V.3.	Conclusion.....	254
Conclusion générale et Perspectives		255
Références bibliographiques		265
Annexes		313
Annexe A – Data in Brief (Lié au chapitre IV).....		315
Annexe B – Travaux exploratoires sur l'âge réservoir océanique de surface à partir de datations radiocarbones sur des grains de pollen.....		329
Annexe C – Inventaire des assemblages foraminifères de la carotte MD04-2801 (Meryem Mojtahid)		363
Annexe D – Diagramme des assemblages de la carotte KSGC-31 en concentration.....		364
Annexe E – Formations et Médiation scientifique.....		365
Annexe F – Enseignements		366
Annexe G – Colloques et Séminaires.....		367

Liste des figures

- Figure I.1 :** Schéma présentant les grandes étapes de l'évolution de la Pangée (d'après Duchesne, 2014). A) 250 Ma : Le continent Pangée réunit toutes les terres émergées de la planète au milieu d'un océan unique. Seul le Golfe de la Mer Téthys s'ouvre sur les bordures de la future Mer Méditerranée. B) 200 Ma : La Pangée se sépare entre le groupe des continents du Nord (Laurasia) et le groupe du sud (Gondwana) tandis qu'au même moment l'Inde (ainsi que Madagascar) et l'Antarctique se détachent lorsque l'Afrique commence sa remontée vers le Nord à l'occasion de la mise en place d'une zone de subduction dans la Téthys. C) 145 Ma : L'Atlantique Nord commence à s'ouvrir pendant qu'un rift se met en place, entamant l'ouverture de l'Atlantique Sud alors que la Téthys se referme encore et que l'Inde remonte vers le Nord en direction de l'Eurasie. D) 65 Ma : L'Atlantique est ouvert et voit un rift amorcer la séparation de l'Europe du Nord et du Groenland alors que l'Inde continue sa course vers le Nord..... 45
- Figure I.2 :** Schéma chronologique des événements de la formation de la Mer Méditerranée du Mésozoïque à l'époque actuelle (d'après Domzig, 2006). Ma: Millions d'années, IV: Quaternaire, Hol.: Holocène, Pléi.: Pléistocène, Gélas.: Gélasien, Plais.: Plaisancien, Zanc.: Zancéen, Mess.: Messinien, Torto.: Tortonien, Serrav.: Serravallien, Langh.: Langhien, Burd.: Burdigalien, Aqu.: Aquitanien, Sup.: Supérieur, Moy.: Moyen, Inf.: Inférieur, CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin. 46
- Figure I.3 :** Modèle palinostatique de l'ouverture du bassin algéro-provençal (d'après M. Medaouri, 2014)..... 47
- Figure I.4 :** Carte du pourtour méditerranéen occidental et de ses principales unités géologiques (modifié d'après Domzig, 2006). Kabylides : zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle) ; Atlas intra-continentale : Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien. Maghrébides : Rif + Tell ; zones Internes en Espagne : Nevado-Filabrides, Alpujarrides et Malaguides ; zones internes dans le Rif : Sebtides et Gomarides (dorsale rifaine) ; zones internes en Italie : Monts péloritains et dorsale péloritaine ; traits gras : limite des zones internes. Les cadres rouges représentent les zones étudiées dans cette thèse : au Nord : le Golfe du Lion, et au Sud : la marge algérienne. 48
- Figure I.5 :** Carte des unités géologiques des Maghrébides (modifié d'après Domzig et al., 2006). La flèche rouge indique la position de la carotte MD04-2801, étudiée dans cette thèse..... 49
- Figure I.6 :** Carte bathymétrique de la Marge Algérienne (données bathymétriques GEBCO 2020 ; NOAA), SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, geo.data.gouv.fr), données bathymétriques issues des campagnes MARADJA, MARADJA2, et PRISME figurées à l'aide du logiciel Arcgis10.6). Le point rouge figure le point de prélèvement de la carotte MD04-2801 étudiée dans cette thèse..... 50
- Figure I.7 :** Carte morpho-bathymétrique de la Marge algérienne (d'après Babonneau et al., 2012) indiquant la position des principaux éventails sédimentaires et canyons associés. Le cadre noir indique la position de l'éventail sédimentaire du Kramis où a été prélevée la carotte MD04-2801 étudiée dans cette thèse. 51
- Figure I.8 :** Cartes bathymétriques du Golfe du Lion (Données bathymétriques GEBCO 2020 ; NOAA), SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, geo.data.gouv.fr) figurées à l'aide du logiciel Arcgis10.6). Le point rouge figure le point de prélèvement de la carotte KSGC-31 étudiée dans cette thèse. 52
- Figure I.9 :** Carte des unités et structures géologiques du golfe du Lion (d'après Séranne et al., 1995) 53
-

Figure I.10 : Carte morpho-bathymétrique de Golfe du Lion figurant la nature des dépôts sédimentaires de surface (d'après Bourrin, 2007).....	54
Figure I.11 : Illustration des cycles climatiques depuis 5,5 millions d'années d'après les données de Lisiecki and Raymo (2005).	55
Figure I.12 : a) Stratigraphie du Cénozoïque depuis 65 Ma et b) Evolution fini Pléistocène-Holocène du climat des derniers 50 000 ans figurée à partir des données glaciologiques groenlandaises NGRIP (GICC05 ; Svensson et al., 2008 ; Rasmussen et al., 2014). Les numéros oranges identifient les interstades de Dansgaard-Oeschger tandis que les bandes grisées représentent les évènements d'Heinrich. Pli* : Pliocène ; Pléi* : Pléistocène ; YD : Younger Dryas ; B/A : Bölling-Alleröd ; T1 : Terminaison 1.....	56
Figure I.13 : Evolution de la température (normalisée par rapport à la gamme de variations de températures entre les périodes interglaciaires (G ; 0) et glaciaires (G ; 1) depuis le Dernier Maximum Glaciaire en fonction de la latitude (Shakun et al., 2010).	57
Figure I.14 : Frise Holocène depuis le Bölling-Alleröd figurant les données isotopiques glaciologiques (Johnsen et al., 2001), l'insolation estivale à 65°N (Berger and Loutre, 1991), la remontée du niveau marin en méditerranée occidentale (synthèse dans Vacchi et al., 2016 ; révisée dans Vacchi et al., 2018), les évènements climatiques rapides (RCC) sont figurés par des rectangles bleus et les évènements de Bond (Bond et al., 2001 : numérotés de 1 à 6) par des bandes rouges. Les périodes remarquables sont repérées par des bandeaux de couleur rouge ou verte. YD: Younger Dryas; B/A: Bölling-Alleröd.....	58
Figure I.15 : a) Schéma du modèle des trajectoires des courants atmosphériques générés sous l'effet des gradients de pression atmosphériques et de l'influence de la force de Coriolis. b) Schéma du modèle des trajectoires des courants atmosphériques (vents) sous l'influence des masses continentales (d'après Lutgens and Tarbuck, 2001).....	61
Figure I.16 : Carte des vents en Méditerranée selon le modèle ETA (Soukissian et al., 2018). Les vitesses moyennes sont indiquées par l'échelle colorimétrique et la direction par les flèches (à 10 m au-dessus du niveau de la mer).....	62
Figure I.17 : Fond de carte (données bathymétriques GEBCO 2020 ; NOAA ; SRTM pour Shuttle Radar Topography Mission, geo.data.gouv.fr sous Arcgis10.6) permettant de figurer les principaux vents en Méditerranée (NB : leurs noms peuvent varier suivant les endroits). En bleu clair les vents « froids » de secteur Nord, en bleu foncé les vents marins « humides » et en rouge les vents « chauds » de secteur Sud.....	63
Figure I.18 : Schématisation de l'Oscillation Nord Atlantique en phase négative (NAO-) à gauche et en phase positive (NAO +) à droite (Morley et al., 2014). Les modes de la NAO expliquent la direction et l'intensité des vents d'ouest et le régime de précipitations et de tempêtes hivernales sur le sud de l'Europe et la Méditerranée (NAO-) ou sur le nord de l'Europe (NAO+).	64
Figure I.19 : Carte des corrélations entre l'index NAO (Décembre, Janvier, Février) et les taux de précipitations durant les configurations NAO négatives (Perçoiu et al., 2018). Une corrélation négative (en orangé) indique des taux de précipitations plus faibles qu'en moyenne durant les phases NAO-. Une corrélation positive (en vert) indique des taux de précipitations plus élevés qu'en moyenne durant les phases NAO-. L'opposition soulignée par cette figure illustre le dipôle climatique méditerranéen.	65
Figure I.20 : A) Température de surface (°C) (World Ocean Atlas 2018) et B) Salinité de surface annuelle moyenne (Soukissian et al., 2017), en Méditerranée.	66
Figure I.21 : Schéma de la circulation des masses d'eaux en mer Méditerranée, pour (A) les eaux de surface ; (B) les eaux intermédiaires et (C) les eaux profondes ; figurent également les lieux de convection, i.e. les zones de formation d'eaux intermédiaires et profondes (modifié d'après Millot, 1999, revu par Durrieu de Madron et al., 2013).....	67

Figure I.22 : Schéma 3D de la circulation thermohaline en mer Méditerranée (d'après Millot and Taupier-Letage (2005) https://www.ifremer.fr/lobtln/OTHER/Millot_Taupier_handbook.pdf).	68
Figure I.23 : Cartes du bassin méditerranéen occidental figurant la concentration en chlorophylle-a des eaux de surface (World Ocean Atlas 2018).	70
Figure I.24 : Blocs diagrammes schématiques des principaux mécanismes hydrologiques dans le Golfe du Lion dans différentes configurations : a) sous un régime de vents continentaux (Mistral et Tramontane), b) sous l'influence de vents de mer (Marin) et c) sous l'influence du courant de pente et de la circulation thermohaline (d'après Bourrin et al., 2009).	71
Figure I.25 : A) Cartes des températures atmosphériques moyennes pour les mois de Décembre, Janvier et Février (DJF) en haut ; et Juin, Juillet et Aout (JJA) en bas. Les isolignes représentent les pressions atmosphériques au niveau de la mer. B) Cartes des précipitations moyennes pour les mois de Décembre, Janvier et Février (DJF) en haut ; et Juin, Juillet et Aout (JJA) en bas. La taille des flèches, qui représentent les courants atmosphériques, est proportionnelle à leur intensité (Garcia-Herrera and Barriopedro, 2018).	73
Figure I.26 : A) Diagrammes des températures mensuelles à Montpellier (station de Montpellier-Fréjorgues) et au port d'Alger à partir de données moyennées sur la période 1981-2010. B) Diagrammes des précipitations mensuelles et cumulées annuelles à Montpellier (station de Montpellier-Fréjorgues) et au port d'Alger à partir de données moyennées sur la période 1981-2010.	75
Figure I.27 : Carte de l'aire de répartition de l'olivier (<i>Olea sp.</i>) figurant les limites du bassin versant méditerranéen et les régions administratives côtières (d'après Gausсен et de Philippis, 2003 – FAO)	76
Figure I.28 : Carte de la répartition des zones forestières de la région méditerranéenne (Médail et Quézel, 2003).	78
Figure I.29 : Climagramme de la situation respective des grandes structures climatiques potentielles de végétation pour la région méditerranéenne en fonction des conditions climatiques en présence. En abscisse, la moyenne des minima du mois le plus froid (m) et en ordonnées la moyenne des précipitations actuelles (P) (Médail et Quézel, 2003).	79
Figure I.30 : Carte de la distribution schématique des étagements types de la végétation méditerranéenne selon les critères phytoécologiques et bioclimatiques dont les minima de températures au mois le plus froid (m) de l'année (d'après Médail, 2017).	79
Figure I.31 : Blocs diagramme A) des étages bioclimatiques et B) des aires de répartition des principales espèces végétales en méditerranée selon la latitude et la distance à l'Océan Atlantique (d'après Tassin, 2012).	82
Figure II.1 : a) Positionnement du U-channel sur la carotte MD04-2801 ; b et c) Prélèvement des échantillons tous les centimètres ; d) Labellisation des échantillons avant le traitement palynologique ; e) Décantation des échantillons après la phase de tamisage à 150 µm.	87
Figure II.2 : a) Agitation des tubes 50 mL pendant l'attaque à l'acide fluorhydrique (HF) ; b) Résidu palynologique après filtration à 10 µm et dilution dans de la glycérine ; c) Montage d'une lame palynologique : « lutage » à l'histolaque de la lamelle afin d'enfermer hermétiquement le résidu ; d) Observation de la lame palynologique au microscope optique.	90
Figure II.3 : Photographies de microrestes non-polliniques (NPP) observés au microscope optique (x630). a) Pseudoschyzaea sp. (ou Concentricystes) ; b) Halodinium sp. ; c) Kyste de dinoflagellé pré-quaternaire ; d) Hexasterias sp.	91
Figure II.4 : Schématisation du cycle de reproduction d'une plante angiosperme et de la pollinisation (d'après Judd et al., 1999).	93

Figure II.5 : Représentation schématique d'un grain de pollen et de sa structure (source : access.ens-lyon.fr).....	93
Figure II.6 : Illustrations de différentes ornementsations (A : exemples d'ornementsations de l'exine d'après Moore et al., 1991) et morphologies (B : exemples de morphologies, ouvertures et sillons d'après Lang, 1948) des grains de pollen.....	94
Figure II.7 : Photographies de grains de pollen observés au microscope (x630). a) <i>Artemisa</i> sp. ; b) <i>Cedrus</i> sp. ; c) <i>Pinus</i> sp. et <i>Spiniferites ramosus</i> (dinokyste) ; d) <i>Poaceae</i>	94
Figure II.8 : Photographies de microrestes non-polliniques (NPP pour Non-Pollen Palynomorphs) observés au microscope optique (x630). a) <i>Sporormiella</i> ; b) <i>Glomus</i> ; c) <i>Microthirium</i> ; d) <i>Delitschia</i>	97
Figure II.9 : Schéma du cycle de vie des dinoflagellés et des phases d'enkystement (Bravo et Figueroa, 2014).....	99
Figure II.10 : Schémas de la structure externe (A) et interne (B) d'un dinoflagellé et schéma d'un kyste de dinoflagellé tel qu'observé dans les sédiments (C) d'après Evitt, 1985.....	100
Figure II.11 : Photographies de kystes de dinoflagellés (dinokystes) observés au microscope optique (x630). a) <i>Spiniferites mirabilis</i> ; b) <i>Brigantedinium</i> spp. ; c) <i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i> ; d) <i>Echinidinium</i> spp.....	100
Figure II.12 : Distribution de 5 taxa dans des sédiments de surface du Delta du Rhône et du Golfe de Gabès. Définition des zones néritiques interne, néritique externe et océanique (d'après Lambert, 2017).	101
Figure II.13 : Carte de distribution des sédiments modernes analysés dans le Golfe du Lion et sur la Marge Algérienne (points blancs) dans le cadre de cette thèse, complétant les sites de la base de données dinokyste moderne (n=1968, de Vernal et al., 2020 ; n=79 points en Méditerranée occidentale représentés par les points noirs).	102
Figure II.14 : Carte de la situation des points de la base de donnée moderne pollinique EMPD2 (n = 8134 points, d'après Davis et al., 2013). Les couleurs détaillent les différents jeux de données combinés dans la base : en bleu la base de donnée EMPD, version 1 (Davis et al., 2013), en vert la base de donnée chinoise (Herzschuh et al., 2019), en orange la base de donnée Russe du Kamtchatka (Tarasov et al., 2011) et en rouge les nouveaux points de la base EMPD2 (Davis et al., 2020).....	103
Figure II.15 : Base de données modernes dinokystes (n = 1 968 points) (de Vernal et al., 2020). ...	104
Figure II.16 : Schéma de la chromatographie gazeuse sur GC/MS (d'après Emwas et al., 2015)	105
Figure II.17 : Schéma simplifié du principe d'extraction des phases lipidiques sur colonne de gel de silice (modifié d'après https://chimieanalytique.com/chromatographie-aspects-generaux/). a) Dépôt de l'échantillon, b) migration des phases via l'ajout de l'éluant, c) récupération des différentes phases.	107
Figure II.18 : Chromatogrammes illustrant les distributions caractéristiques des alcénones en milieu océanique et en milieu côtier ou lacustre (modifié d'après Grimalt et Lopez, 2007).	107
Figure II.19 : Distribution typique des n-alkanes sur un transect en Mongolie (végétation sub-aride à aride) pour différentes espèces de plantes (Transect II) ou pour des plantes et des échantillons de sol de surface (d'après Struck et al., 2020).....	109
Figure II.20 : Distribution type des n-alkanes sur un transect en Equateur (climat tropical montagnard) indiquant le pourcentage de la concentration totale (CONw) en alcanes (a) des feuilles, (b) de la masse de feuilles mortes en dégradation (c) et du sol (d'après Teunissen van Manen et al., 2020).	110

Figure II.21 : a) Photos au microscope électronique à balayage (MEB) de <i>Globigerina bulloides</i> (source : Srinivasan and Kennett, 1983) ; b) Dessin descriptif de <i>Globobulimina affinis</i> (source : Cushman, 1922).	111
Figure II.22 : Schéma de l'influence de la salinité et de la température sur la signature isotopique (A). Schéma du fractionnement isotopique à l'interface océan-atmosphère (d'après Joussaume, 1999). ...	112
Figure II.23 : Schéma du fractionnement isotopique du carbone dans l'océan par le phénomène de pompe biologique (source : acces.ens-lyon.fr).....	113
Figure II.24 : Exemples de diffractogrammes XRD de minéraux argileux en fonction des différentes phases d'analyses (chauffage à 490 °C en vert, traitement éthylène-glycol en bleu et sans traitement en rouge) dans des sédiments estuariens repérant sur les pics les différentes espèces minérales identifiées : Smectite, Chlorite, Illite et Kaolinite (Virolle et al ., 2018).	116
Figure II.25 : Localisation des 2 carottes longues étudiées dans le cadre de cette thèse (KSGC-31 et MD04-2801), replacées dans le contexte des sédiments d'interface analysés pour décrire la distribution moderne des palynomorphes.	119
Figure II.26 : Situation de la carotte MD04-2801, faciès sédimentaires et couverture temporelle de la séquence étudiée.....	121
Figure II.27 : Modèle d'âge de la carotte MD04-2801 tracé avec la fonction « Bacon » (Blaauw et Christen, 2011) sous le logiciel « R » (version 2.7.0 ; R Development Core Team, 2008). La figure présente l'assemblage de la stratigraphie de la section inférieure et de la section supérieure (rectangle rouge) de la carotte. La figure présente également les statistiques de calcul et les taux de sédimentation moyens pour les deux sections.	123
Figure II.28 : Situation de la carotte KSGC-31, faciès sédimentaires et couverture temporelle de la séquence étudiée.....	125
Figure II.29 : Situation des sites sélectionnés dans la base de donnée des âges réservoirs de Calib.org (Reimer et al., 2006 ; Tableau II.4) en rouge et de la carotte KSGC-31 en blanc.....	126
Figure II.30 : a) Profils de ^{232}Th (A), $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (B) et ^{137}Cs des carottes GoHo-1B (points noirs) et KSGC-31 (carrés rouges) d'après Sicre et al. (2016). b) Modèle d'âge de la carotte KSGC-31 figuré à partir des dates ^{210}Pb (points gris) et ^{14}C (carrés noirs) (A) et encart zoomé (B) présentant l'inversion (carré blanc) retirée du modèle d'âge par Sicre et al., (2016).	128
Figure II.31 : Modèle d'âge de la carotte KSGC-31 tracé avec la fonction « Bacon » (Blaauw et Christen, 2011) sous le logiciel « R » (version 2.7.0 ; R Development Core Team, 2008). La figure présente également les statistiques de calcul et les taux de sédimentation moyen.....	129
Figure II.32 : Cartes de localisation des carottes desquelles sont issus les échantillonnages de sédiments de surface.....	130
Figure III.1 : Maps presenting a) Western Mediterranean Basin (WMB) sea surface temperature, as well as major sea surface and atmospheric currents (a simplified vegetation model is figured out according to Beaudoin et al. (2007) and Tassin (2012)); b) sea surface chlorophyll-a concentration, annual primary productivity (green circles) of each study sites and major rivers that flow in the WMB; c) the new studied sites (white dots) and the modern dinocyst database sites (black dots) extracted from de Vernal et al. (2020). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.).....	139
Figure III.2 : a) Dinocyst diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples) for the Gulf of Lion (blue labels) and Algerian Margin (red labels) studied sites, with related ecological groups. Dinocyst zones are based on a CONISS statistical analysis on the Tilia program. b) Pollen diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied	

samples, *Pinus* excluded from the main pollen sum) for the Gulf of Lion and Algerian Margin studied sites, with related ecological groups. Continental non-pollen palynomorphs (NPPs) are also highlighted in percentages and calculated upon a sum including total pollen (without *Pinus*) and continental NPP counts. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article. 148

Figure III.3 : a) Distribution maps of selected dinocyst results for the Gulf of Lion and Algerian Margin. b) Distribution maps of selected pollen results for the Gulf of Lion and Algerian Margin. Pollen percentages are here calculated for all taxa on a basis of the total pollen count, *Pinus* included. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 152

Figure III.4 : a) Detrended Correspondance Analysis (DCA) based on dinocyst assemblages (percentages) of the new study samples (n=23 sites) added to the modern dinocyst database for the Western Mediterranean Basin or WMB (n=79 sites; extraction of de Vernal et al., 2020). b) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on dinocyst assemblages (percentages) of the enlarged modern dinocyst database for the WMB (n=102 sites) cross-referenced with environmental parameters (cf. methodology section of the manuscript). Dinocyst taxa are abbreviated according to the codification noted in the dinocyst diagram taxa headers (Figure III.2a). “Dcoast” represents the “distance to the coast” parameter; “SSS winter” and “SSS summer” are for winter and summer Sea Surface Salinity, “SST winter” and “SST summer” are for winter and summer Sea Surface Temperature, PP annual represents the annual primary productivity (in gC m² year⁻¹), DO represents Dissolved Oxygen (ml/l), N represents nitrates concentration (μmol/l), P represents phosphates concentration (μmol/l) and Si represents silicates concentration (μmol/l). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 156

Figure III.5 : Study sites (green circles) and sites from the modern dinocyst database of de Vernal et al., 2020 (red circles) representing: a) the dinocyst species richness (i.e. number of different taxa), and relative abundances of : b) heterotrophic taxa, c) *Brigantedinium* spp., d) Miscellaneous Peridinioid Cyst or MPC (*Lejeunecysta* spp., *S. nephroides*, *Q. concreta*, *V. calvum*, *T. applanatum*, *S. stellatum*, *S. quanta*, and cysts of *P. nudum*) and e) cold water taxa (*B. tepikiense*, *N. labyrinthus*, and *S. lazus*), f) *S. mirabilis*, g) *Impagidinium* spp., h) *Operculodinium* spp., i) Coastal productivity taxa (*Echinidinium* spp., *S. quanta* and cysts of *P. nudum*) and, j) *L. machaerophorum*. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)..... 159

Figure III.6 : a) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on dinocyst absolute concentrations (cysts/cm³) for the Gulf of Lion study samples (n=6 sites) in function of environmental parameters. b) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on dinocyst absolute concentrations (cysts/cm³) for the Algerian Margin study samples (n=17 sites) in function of environmental parameters. For both CCA, 22 dinocyst taxa were selected. Dinocyst taxa code denomination is the same as used in Figure III.4. Dinocyst taxa are abbreviated according to the codification noted in the dinocyst diagram taxa headers (Figure III.2a). “Dcoast” represents the “distance to the coast” parameter; “SSS winter” and “SSS summer” are for winter and summer Sea Surface Salinity, “SST winter” and “SST summer” are for winter and summer Sea Surface Temperature, PP annual represents the annual primary productivity (in gC m² year⁻¹), DO represents Dissolved Oxygen (ml/l), N represents nitrates concentration (μmol/l), P represents phosphates concentration (μmol/l) and Si represents silicates concentration (μmol/l). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 162

Figure III.7 : Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on pollen and continental non-pollen palynomorph (NPP) absolute concentrations (cysts/cm³) for the Gulf of Lion study samples (n=6 sites). b) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on pollen and continental non-pollen palynomorph (NPP) absolute concentrations (cysts/cm³) for the Algerian Margin study samples (n=13 sites). For both CCA variables consist in selected dinocyst and environmental parameters. Pollen and NPP groups are constituted according to the palynological diagram pollen taxa headers (Figure III.2b). (For

interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 165

Figure III.8 : Synoptical maps of major hydrographic features, as well as sea surface and atmospheric currents in: a) the Gulf of Lion and b) the Algerian margin. For both maps, main palynological information regarding dinocysts and pollen grains analysed in this study allow discussing major gradients in palynomorph distribution related to our knowledge of oceanic features and vegetation cover in northern and southern Mediterranean watersheds. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 170

Figure IV.1 : Maps presenting studied part of the Western Mediterranean Basin (WMB) situation on the globe (red square on global scale map), sea surface temperature, as well as major sea surface and atmospheric currents (a simplified vegetation model is figured out according to Tassin (2012)). The local scale map (red square on regional scale map) figures topography and hydrographic network, high resolution bathymetric data from the Algerian margin (Babonneau et al., 2012), morphologic entities of the Kramis deep see fan and situation of the study core and selected corresponding modern sediments (Coussin et al., in prep.) 181

Figure IV.2 : Age model for the core MD04-280 based on the combination of age model a (lower section (1031 to 431 cm)) and age model b (upper section (431 to 0 cm)) from rbacon package calculation (Blaauw and Christen, 2011) performed under the R interface (version 4.1.0; R Development Core Team, 2021; <http://www.r-project.org/>) and rejected dates. Stratigraphic data figures the corresponding section number and photography, lithology, sediments density (g/cm³) and V_p (m/s) values. Coring piston effect suspicion is projected and represented as a red square on the age model. 192

Figure IV.3 : Sedimentological data of the core MD04-2801 in function of depth, core section and lithology. a) XRF Ca/Al ratio, b) XRF Ti/Al ratio, c) Magnetic susceptibility (SI). d) High-resolution total grain-size (% of > 63µm in red, 4-63 µm in blue and <4 µm in green fraction). e) Low resolution total sediment D50 (µm) in blue reported in faded blue on high resolution total grain-size (d) and CaCO₃-free D50 in red. f) Clay mineral fractions of Interstratified Illite-Smectite (In; in blue), Chlorite (Ch; in violet), Kaolinite (Kao; in red) and Illite (Il; in green). g) Planktonic (*G. bulloides*; in green) and endobenthic (*G. affinis*; in yellow) δ¹³C (‰ VPDB), higher planktonic signal suggests stronger primary productivity while lower endobenthic signal suggests stronger organic matter remineralisation. h) Planktonic (*G. bulloides*; in red) and endobenthic (*G. affinis*; in violet) δ¹⁸O (‰). 195

Figure IV.4 : MD04-2801 a) marine and b) continental palynological, biomarkers and MAT reconstructions data against depth (cm). a) Dinocyst diversity indexes are drawn in red and blue, in parallel with percentages of the major species *Brigantedinium* spp (red dotted line). Concentration of the total sum of dinocysts is drawn in black, total sum of dinocysts without *Brigantedinium* spp. is represented in blue and *Brigantedinium* spp. concentration is represented in red. Concentration of C₃₇ alkenones is represented in light blue (sum of C₃₇, ng/g). Total dinocyst (blue) and pollen with *Pinus* sp. (orange) concentrations are drawn in logarithmic scale. Dinocyst MAT Dmin is drawn in red and threshold is figured out as a red dotted line, number of analogs is drawn as a blue histogram. b) Pollen diversity indexes are drawn in green, in parallel with percentages of total trees (green) and total trees with *Pinus* sp.(orange). Concentration of the total sum of pollen is drawn in orange, total sum of dinocysts without *Pinus* sp. is represented in green. Concentration of TERR-alkanes is represented in brown (sum of TERR-alkanes, ng/g) and Average Chain Length (ACL) is represented in yellow with average sequence value as a dotted line. Pollen MAT Dmin is drawn in green, and no threshold is drawn thanks to acceptable values of all calculated Dmin. 197

Figure IV.5 : a) Dinocyst diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples) of the MD04-2801 core, with related ecological groups (cf. Coussin et al., in prep.). Dinocyst zones are based on a CONISS statistical analysis on the Tilia program. b) Pollen diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples, *Pinus* excluded

from the main pollen sum) for the MD04-2801 core, with related ecological groups. Continental non-pollen palynomorphs (NPPs) are also highlighted in percentages and calculated upon a sum including total pollen (without *Pinus*) and continental NPP counts. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 198

Figure IV.6 : Oceanic proxies from the MD04-2801 core plotted in age (Cal years BP) with related pollen-zones, sedimentological, stratigraphical limits and remarkable periods (S1 = Sapropel 1). Modern values from KMDJ-23 core are plotted as coloured stars in the left band of the figure (1 - 0 ka). a) Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (‰), b) Alkenone derived annual Sea Surface Temperatures (SST, shaded from low temperatures in blue to high temperatures in red, °C), c) Cold water dinocyst taxa percentages (*N. labyrinthus*, *B. tepikiense* and *S. lazus*, cf. Figure IV.5) in reversed logarithmic scale, d) Dinocyst-derived Winter (blue) and Summer (red) SST (°C) with shaded reconstructed minima and maxima and alkenone-derived annual SST as a dotted blue line. e) Dinocyst-derived Winter (blue) and Summer (red) Sea Surface Salinity (SSS, psu) with shaded reconstructed minima and maxima, f) Heterotrophic (orange) and Phototrophic (green) dinocyst concentration in logarithmic scale, g) Planktonic (*G. bulloides*; in green) and endobenthic (*G. affinis*; in yellow) $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB), h) XRF Ti/Ca ratio, i) *Brigantedinium* spp. percentages (%), j) *Brigantedinium* spp. concentration (red line), k) *Impagidinium* spp. percentages (%), j) *Impagidinium* spp. concentration (brown). 207

Figure IV.7 : Continental proxies from the MD04-2801 core plotted in age (Cal years BP) with related pollen-zones, sedimentological, stratigraphical limits and remarkable periods (S1 = Sapropel 1, Megadrought Algeria = MDA). Modern values from KMDJ-23 core are plotted as coloured stars in the left band of the figure (1 - 0 ka). a) Prequaternary cysts concentration with low values in yellow and high values in brown, b) Kaolinite/Illite percentages of the clayey phase ratio with higher Illite values in green and higher values in Kaolinite in red, c) freshwater algae concentration (green), d) *Glomus* (HDV-207) concentration (grey), e) superior plant leaf wax produced TERR-alkane (shaded green silhouette) and major represented $n\text{-C}_{29} + n\text{-C}_{31}$ (green dotted line) fluxes ($\text{ng}\cdot\text{g}^{-1}\cdot\text{yrs}^{-1}$), f) Pollen-derived annual precipitations reconstructions (mm, blue line), g) Coastal-steppic and Semi-arid vegetation (cf. Figure IV.5) percentages, h) Siliciclastic coarse grain inputs figured by magnetic susceptibility (SI), i) Mediterranean and Eurosiberian forest (cf. Figure IV.5) percentages, j) Altitudinal forest (cf. Figure IV.5), k) Human impact taxa (cf. Figure IV.5) percentages, l) Arboreal (green) vs Herbaceous (orange) pollen concentration, m) Temperature seasonality index calculated with pollen-derived Mean Temperature of the Warmest Month (MTWA) and Mean Temperature of the Coldest Month (MTCO) as (MTWA-MTCO)..... 211

Figure IV.8 : West to East transect of sequences from the Gulf of Cadiz (MD99-2339), Alboran sea (ODP site 976 and MD95-2043), Algerian margin (MD04-2801, this study) and Sicilian strait (MD04-2797) with paleoenvironmental data plotted in age (Cal years BP) both on their published chronology and their geographical situation on the map versus Orbital parameters (Precession in blue and 65°N insolation in yellow (W/m^2) from Berger and Loutre (1991), NGRIP $\delta^{18}\text{O}$ (‰, Vinther et al., 2006) in black, and Hematite-stained quartz % in red (Bond et al., 2001). For both represented cores, Alkenone-derived SST are represented (black line, °C), *Ocen/Lmac* log ratio representing oceanic dinocyst taxa *O. centrocarpum* versus estuarine dinocyst taxa *L. machaerophorum* log ratio (blue shaded silhouette, higher values of ratios represent lower river discharge conditions), Summed Mediterranean and Eurosiberian forest (%) with total sum as a green silhouette and eurosiberian proportion as a brown dotted line. Spotted forest retreats events are figured out as dotted horizontal lines with correspondent ages. The regional map figures all cited sequences geographical coordinates and zonal correlations with negative NAO conditions (modified after Perşoiu et al. (2019) in Bini et al. (2019)). Green zones figure positive correlations with NAO- conditions indicating stronger precipitations than average during NAO- and orange zones figures negative correlations with NAO- conditions indicating lower precipitations than average during NAO-. 218

Figure V.1 : Figure présentant, en profondeur (cm) sur la carotte MD04-2801, les données : a) alcénones (concentrations en alcénones : somme des C_{37} en ng/g ; températures océaniques de surface : SST en °C) et b) TERR-alcènes (concentrations en TERR-alcènes en ng/g ; longueur moyenne des

chaines de TERR-alcane : ACL). Données acquies avec une résolution de 150 ans sur l'ensemble de l'Holocène et de 30 ans entre 2,8 et 5,7 ka BP (encart rouge). Les limites sédimentologiques et palynologiques « a » à « f » soulignent les zonations discutées dans le Chapitre IV. La bande bleue correspond aux périodes couvertes par le Bölling-Alleröd et le Younger-Dryas, tandis que la bande orangée correspond à l'intervalle non discuté en âge sur la carotte MD04-2801. 227

Figure V.2 : Températures océaniques de surfaces (SST) dérivées des alcénones sur la carotte KSGC-31 (Jalali et al., 2016), selon : i) la dernière chronologie publiée (Jalali et al., 2019 : courbe orange) et ii) la chronologie révisée sans le cadre de cette thèse (courbe verte). La courbe bleue figure l'écart moyen (en années) entre les deux modèles d'âge et la moyenne de cet écart sur l'ensemble de la séquence (ligne rose en pointillés). 229

Figure V.3 : Données palynologiques acquies sur la carotte KSGC-31, présentées en profondeur (cm) pour : a) les dinokystes et b) les grains de pollen (somme de base excluant *Pinus* pour le calcul des pourcentages des autres taxons). Les pourcentages de *Pinus* ont été calculés à partir de la somme totale des grains de pollen. Les palynozones sont établies sur la base des assemblages dinokystes (analyse cluster CONISS avec le logiciel Tilia®) 230

Figure V.4 : Figure présentant les indices de dominance et de diversité pour les assemblages : a) dinokystes et b) pollen, acquies sur la carotte KSC-31 en fonction de la profondeur (cm) et des palynozones (cf. Figure V.3a). Sont également figurées les abondances relatives (%) de *S. belerius* ainsi des grains de pollen d'arbres, expliquant largement la tendance de dominance pour chacun des groupes dinokystes et grains de pollen, respectivement. Les concentrations en dinokystes (totale en bleu, phototrophes en vert et heterotrophes en rouge) et en grains de pollen (avec et sans *Pinus* : en orange et en vert, respectivement) sont également représentées. 232

Figure V.5 : Analyses statistiques sur les assemblages dinokystes de la carotte KSGC-31 effectuées à l'aide du logiciel PAST (Hammer et al., 2001). a) Analyse en Composante Principale (PCA) figurant les taxons principaux dont les valeurs sont supérieures à 10% au moins une fois dans la séquence. Les flèches rouges représentent les taxons hétérotrophes et les flèches vertes les taxons phototrophes. Les points de couleur rouge-vert-bleu marine-bleu clair figurent les niveaux des palynozones KS-1, KS-2, KS-3 et KS-4, respectivement. b) Analyse canonique des correspondances (CCA) avec pour variables environnementales : données sédimentologiques (D50, ZR/Rb-XRF et Ti/Ca-XRF) et biomarqueurs (Σ TERR-alkane : concentration en TERR-alcane (ng/g), ACL : Average Chain Length des TERR-alcane, Σ [C₃₇] : Concentration en alcénones, SST : Sea Surface Temperature (°C) à partir des alcénones) de la carotte KSGC-31. Les encarts colorés A-B-C-D correspondent à des conditions hydrologiques favorables à certains taxa dinokystes. BTEP = *B. tepikiense*, SSEP = *S. septentrionalis*, ISPP = *Impagidinium* spp., SBUL = *S. bulloides*, SMEM = *S. membranaceus*, SMIR = *S. mirabilis*, ACHO = *A. ramulifera*, PDAL = kystes de *P. dalei*, SBEL = *S. belerius*, LMAC = *L. machaerophorum*, SNEP = *S. nephroides*, PNUD = kystes de *P. nudum*, SDEL = *S. delicatus*, BSPP = *Brigantidium* spp., ESPP = *Echinidium* spp., OCEN = *O. centrocarpum*, SBEN = *S. bentorii*, SGRASPAC = *S. granular-type* + *S. pachydermus*, SLAZ = *S. lazus*, TAPP = *T. applanatum*, LSPP = *Lejeunecysta* spp., SQUA = *S. quanta*, OISR = *O. israelianum*, QCON = *Q. concreta*, STEL = *S. stellatum*, VCAL = *V. calvum*, XXAN = *X. xanthum*..... 236

Figure V.6 : Distance statistique minimale (Dmin, courbe bleue) calculée entre l'assemblage dinokyste fossile (carotte KSGC-31) et l'analogue moderne le plus proche (statistiquement) trouvé par la MAT pour le niveau analysé. Le seuil indiqué sur la figure matérialise la distance statistique au-delà de laquelle les analogues ne sont pas retenus par la MAT (i.e. configuration dite sans analogue). Pour chaque palynozone, un code couleur a été attribué permettant de cartographier la localisation des analogues les plus proches trouvés par la MAT avec le même code couleur..... 240

Figure V.7 : Signaux paléoenvironnementaux acquies sur la carotte KSGC-31 en fonction de l'âge (cal BP) et des palynozones décrites à partir des assemblages dinokystes. a) Températures océaniques de surface (°C, Jalali et al., 2016), b) Concentrations en alcénones C₃₇ (ng/g, Jalali et al., 2016), c)

Concentrations en TERR-alcanes (ng/g, Jalali et al., 2016), d) Ratio Ti/Ca-XRF (Bassetti et al., 2016), e) Indice granulométrique : médiane ou D50 (Bassetti et al., 2016), f) Somme des taxons estuariens marqueurs de stratification (kystes de *P. dalei*, *L. machaerophorum*, *P. zoharii*), g) Compilation de fréquence des évènements de crues dans le sud de la France (Benito et al., 2015), h) Somme des hétérotrophes marqueurs de productivité sous influence fluviale (kystes de *P. nudum*, *S. quanta*, *S. nephroides*, *Echinidinium* spp.), i) Rapport du taxon estuarien *L. machaerophorum* sur le taxon d'influence océanique *A. ramulifera*, j) Somme des taxons d'influence océanique franche (*Impagidinium* spp., *B. tepikiense*, *S. lazus*, *S. septentrionalis*, *N. labyrinthus* et *A. choane*), k) Niveau marin relatif en Méditerranée occidentale (Vacchi et al., 2018) et l) Courbe des pourcentages de grains de quartz issus des IRD dans l'Atlantique Nord et numérotation correspondante des évènements de Bond (Bond et al., 2001). Les bandes de couleur bleue symbolisent les évènements de renforcement de la dynamique du gyre subpolaire (1.6 à 1.2 ka BP et 2.7 à 3.3 ka BP selon Penaud et al., 2020). La bande jaune figure les limites de l'évènement du 4.2 ka BP entre 4.3 et 3.8 selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al. (2019)..... 242

Figure V.8 : Carte synoptique des conditions hydrographiques et environnementales dans le Golfe du Lion : a) Durant l'Holocène inférieur et moyen (avec un trait de côte correspondant à 10 ka BP soit - 25 m par rapport à l'actuel sur la carte), et b) durant l'Holocène supérieur (configuration proche de l'actuel). Les flèches en bleu clair symbolisent les principaux courants atmosphériques et les flèches rouges les apports fluviaux majeurs sur la zone d'étude. La carotte d'étude (KSGC-31) et la carotte PB06 prélevée dans la lagune de Palavas-les-Flots figurent également sur la carte. L'extension du panache turbide du Rhône sur la carte b) a été délimitée à partir d'une photographie satellite d'après Arnau et al. (2004). 243

Figure V.9 : Signaux paléoenvironnementaux des carottes KSGC-31 (Golfe du Lion) et MD04-2801 (Marge algérienne) de 5 ka BP à l'actuel, figurant les intervalles à résolution augmentée autour de l'évènement du 4.2 ka BP. a) Anomalies de températures océaniques dérivées des alcénones, basées sur l'écart à la moyenne Holocène pour chaque séquence (carotte MD04-2801 en rouge et KSGC-31 en bleu), b) Signal $\delta^{18}\text{O}$ du spéléothème de la grotte de Renella dans l'Alpi Apuane dans le centre de l'Italie (Zanchetta et al., 2016). g) Log du rapport *Fagus sylvatica* / deciduous *Quercus* sur la carotte PB06 prélevée dans la lagune de Palavas les Flots dans l'Hérault (Azura et al., 2015). c) à i) (sauf g)) : données Golfe du Lion (KSGC-31) : c) Moyenne des longueurs de chaînes d'alcanes (ACL ; Jalali et al., 2016), d) Rapport Deutérium/Hydrogène sur les alcanes avec les n-C₃₁ identifiés en rouge et les n-C₂₉ en vert, e) Concentrations en grains de pollen de *Picea* sp. (grains/g), f) Concentrations en TERR-alcanes (ng/g, Jalali et al., 2016), h) Pourcentages de *Fagus* sp., i) Log du rapport de la forêt eurosibérienne sur la forêt méditerranéenne. j) Signal $\delta^{18}\text{O}$ du spéléothème de la grotte de Gueldaman dans l'Atlas tellien au Nord de l'Algérie (Ruan et al., 2016). k) à o) : données Marge algérienne (MD04-2801) : k) Moyenne des longueurs de chaînes d'alcanes (ACL), l) Rapport Deutérium/Hydrogène sur les alcanes avec les n-C₃₃ identifiés en bleu, les n-C₃₁ en rouge et les n-C₂₉ en vert, m) Concentrations en TERR-alcanes (ng/g), n) Log du rapport de la forêt eurosibérienne sur la forêt méditerranéenne, o) Pourcentages des plantes côtières-steppiques et semi-désertiques. p) Paléoreconstructions des conditions « NAO-like » (Olsen et al., 2012). La bande jaune figure les limites de l'évènement du 4.2 ka BP entre 4.3 et 3.8 selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al. (2019)..... 247

Figure V.10 : Signaux paléo-environnementaux des carottes KSGC-31 (Golfe du Lion) et MD04-2801 (Marge algérienne) en fonction de l'âge de 5 ka BP à l'actuel. a) Températures océaniques de surface (SST) dérivées des alcénones (°C) des carottes MD04-2801 (rouge) et KSGC-31 (bleu), b) Ratio des grains de pollen de taxa arborés sur les grains de pollen des taxa non-arborés de la carotte KSGC-31, c) Concentration en algues d'eau douce (nb./g) de la carotte KSGC-31, d) Pourcentages des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte KSGC-31 (silhouette jaune), e) Concentration des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte KSGC-31 (courbe rouge), f) Concentration en grains de pollen d'*Olea* dans la carotte KSGC-31 (courbe rouge), g) Pourcentages en grains de pollen d'*Olea* dans la carotte KSGC-31 (silhouette orange), h) Ratio des grains de pollen de taxa arborés sur les grains de pollen des taxa non-arborés de la carotte MD04-

2801, i) Concentration en algues d'eau douce (nb./g) de la carotte MD04-2801, j) Pourcentages des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte MD04-2801 (silhouette jaune), k) Concentration des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte MD04-2801 (courbe rouge), l) Concentration en grains de pollen d'Olea dans la carotte MD04-2801 (courbe rouge), g) Pourcentages en grains de pollen d'Olea dans la carotte MD04-2801 (silhouette orange). La bande jaune figure les limites de l'évènement du 4.2 ka BP entre 4.3 et 3.8 selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al. (2019)..... 251

Liste des tableaux

Tableau I.1 : Tableau des principales essences caractéristiques de la forêt méditerranéenne et de la forêt européenne, en fonction des étages altitudinaux (Quézel et Médail, 2003).	80
Tableau II.1 : Tableau récapitulatif des travaux effectués dans le cadre de cette thèse : en noir par moi-même et en vert en collaboration ou au cours d'études précédentes, notamment pour la carotte KSGC-31	88
Tableau II.2 : Coordonnées et caractéristiques des carottes longues étudiées d'un point de vue paléoenvironnemental.	118
Tableau II.3 : Datations ¹⁴ C effectuées sur la carotte MD04-2801. En gris les dates rejetées pour le modèle d'âge final.	122
Tableau II.4 : Liste des 8 sites extraits de la base de donnée de Calib.org (Reimer et al., 2006) et moyennes associées utilisées pour la calibration des dates de la KSGC-31 et le modèle d'âge.	126
Tableau II.5 : Datations ¹⁴ C effectuées sur la carotte KSGC-31. L'ensemble des dates est retenu pour l'établissement du modèle	127
Tableau II.6 : Tableau des datations radionucléides pour la carotte KSGC-31 (D'après Sicre et al., 2016).....	128
Tableau II.7 : Datations des sédiments d'interface étudiés. Ages annotés « * » issus de la thèse de M. Genet (en cours).	131
Tableau II.8 : Tableau des datations radionucléides des niveaux de la carotte multitube GolHo-1B (D'après Sicre et al., 2016).....	131
Tableau III.1 : List of the 25 study samples: cruise and geographical information. Age ranges of top core samples are given when available according to radionuclide analyses.	144
Tableau IV.1 : ¹⁴ C datations from core MD04-2801. Rejected dates in greyDatations ¹⁴ C.....	191
Tableau IV.2 : Palynozones dinocysts, pollen and non-pollen palynomorphs descriptions.....	202
Tableau V.1 : Tableau des valeurs moyennes, écart-types, valeurs minimales et maximales des jeux de données basse résolution (150 ans) Holocène (918 - 0 cm soit 11,6 – 0 ka BP), la séquence haute résolution (30 ans) autour de l'événement du 4.2 ka BP (595 – 490 cm soit 5,7 à 2,8 ka BP) et la mise en commun des jeux de données sur l'Holocène. Les sommes des C ₃₇ (alcénones) et des TERR-alcanes sont exprimées en ng/g et les SST en °C.....	228
Tableau V.2 : Tableau synthétique résumant les principales informations sur les assemblages dinokystes de la carotte KSGC-31 (Figure V.3a) avec les interprétations paléoécologiques déduites des observations dinokystes pour chaque palynozone.....	233
Tableau V.3 : Tableau synthétique résumant les principales informations sur les assemblages polliniques de la carotte KSGC-31 (Figure V.3b) avec les interprétations paléoécologiques déduites des observations polliniques pour chaque palynozone.	235

Introduction

Les événements extrêmes (e.g. tempêtes, sécheresses, crues, inondations) sont aujourd'hui fréquents, impactant largement les écosystèmes et les sociétés humaines au cours des dernières années, le réchauffement sans précédent de la planète étant quant à lui indubitablement lié à l'influence humaine sur le climat (IPCC, AR6 Climate Change 2021). De tels événements abrupts sont particulièrement critiques en région Méditerranéenne, qui constitue le cœur d'étude de ce projet de thèse.

La Mer Méditerranée est un bassin semi fermé, d'une superficie globale de 2,51 millions de km² et s'étendant sur près de 4 000 km du détroit de Gibraltar au Bassin Levantin. Sa grande étendue implique une large extension spatiale de son influence sur le climat méditerranéen (Douguédroit, 1997), caractérisé aujourd'hui par une faible saisonnalité consistant en des étés chauds-secs et des hivers doux-humides (Douguédroit, 1977 ; Xoplaki, 2002). Sa circulation océanique, complexe, est structurée par le biais de différentes masses d'eaux stratifiées (Millot and Taupier-Letage, 2005) et dépend largement des circulations océaniques et atmosphériques des basses à moyennes latitudes ainsi que des hautes latitudes de l'Hémisphère Nord (Lionello et al., 2018). Ces influences mixtes entre les climats arides nord-africains et les climats boréaux nord-atlantiques génèrent des disparités hydrologiques et climatiques selon des gradients nord-sud et ouest-est dans le bassin méditerranéen, où le bilan hydrique est principalement lié à l'augmentation généralisée de l'évaporation d'ouest en est depuis le détroit de Gibraltar, à l'augmentation hivernale des vents continentaux froids et secs en provenance d'Europe du Nord, et également à l'intensité automnale-hivernale des décharges fluviales d'eaux douces dans le bassin méditerranéen (e.g. Nil, Ebre, Rhône et Pô), elles-mêmes liées à l'intensité des régimes des précipitations. De plus, la forte richesse spécifique des environnements méditerranéens fait de ce bassin un des 34 principaux *hotspots* de biodiversité (Mittermeier et al., 2004). Toutefois, la pression anthropique (e.g. explosion démographique, urbanisation croissante, agriculture intensive, tourisme de masse ; Thiébaud et Moatti, 2016), associée à la fragilité de ces environnements, sont à l'origine d'une crise environnementale sans précédent : le bassin méditerranéen figure ainsi parmi les régions les plus sensibles aux changements climatique et environnemental en cours (Giorgi, 2006). Par conséquent, le pourtour méditerranéen constitue un secteur privilégié pour l'étude des interactions passées à présentes entre environnement, climat et sociétés humaines (Beaulieu et al., 2005), et ce, par le biais des études dites paléoenvironnementales, permettant de mettre en parallèle les forçages climatiques (i.e. variabilité climatique haute fréquence à résolution pluri-décadale à pluri-séculaire) et anthropiques (i.e. subdivisions culturelles référencées par les archéologues et historiens) avec des reconstructions ou quantifications issues à partir de proxies (i.e. sédimentologiques, paléoécologiques, géochimiques) acquis sur des carottes sédimentaires. Ces travaux requièrent des études menées à haute résolution temporelle sur des archives sédimentaires présentant, si possible, de forts taux de sédimentation.

Ainsi, l'Holocène, notre interglaciaire amorcé il y a 11 700 ans BP (*Before Present* pour avant 1950), constitue la période d'étude de cette thèse, une période caractérisée par une imbrication de forçages de l'échelle orbitale à l'échelle sub-orbitale. A la fin de la dernière déglaciation (Huntley and Webb, 2012), amorçant le début de l'Holocène, les paysages actuels méditerranéens vont progressivement s'installer depuis des aires refuges où certains types de végétation avaient subsisté pendant la période glaciaire (e.g. Gliemeroth, 1995 ; Brewer et al., 2002 ; Magri et al., 2006, Giesecke et al., 2017), tandis que le niveau marin relatif se stabilisera vers 5 ka BP (Vacchi et al., 2018) au cours de l'Holocène moyen (8 200 à 4 200 ans BP ; Walker et al., 2019). L'Holocène moyen est caractérisé par la dominance des arbres mésophiles au sein des forêts méditerranéennes, notamment dans le nord-ouest du bassin. Puis, l'Holocène supérieur (4 200 ans BP à aujourd'hui) est caractérisé par l'installation de la végétation sclérophylle méditerranéenne, notamment dans le nord-ouest de la Méditerranée, qui prend le pas sur la forêt caducifoliée qui recule à basse et moyenne altitudes (e.g. Reille and Pons, 1992 ; Jalut et al., 2000 ; Carrion et al. 2003 ; Sadori et al. 2011). Cette modification paysagère a longtemps été interprétée comme résultant de l'anthropisation croissante de la région (e.g. Vernet, 1973 ; Planchais and Duzer, 1978 ; Triat-Laval, 1979 ; Planchais, 1982 ; Bernard and Reille, 1987 ; Reille and Pons, 1992 ; Pons and Quézel, 1998 ; Quézel, 1999 ; Quézel and Médail, 2003). Ainsi, certains auteurs invoquent un contrôle marqué des forçages anthropiques sur les dynamiques de végétation (e.g. Carrion et Van Geel 1999 ; Carrion et al., 2007, Miras et al., 2007 ; Colombaroli et al., 2008 ; Tinner et al., 2009 ; Henne et al., 2015). Toutefois, les études paléoclimatiques ont souligné une aridification progressive du bassin méditerranéen en lien avec l'évolution orbitale naturelle de l'Holocène supérieur (e.g. deMenocal et al. 2000 ; Magny et al. 2002, 2012 ; Zazo et al., 2005 ; Roberts et al., 2011 ; Rick et al., 2020), et de nombreuses séquences polliniques holocènes ont également permis de souligner les causes essentiellement climatiques de l'installation de la végétation sclérophylle (e.g. Jalut et al., 2000 ; Carrion et al., 2003 ; Di Rita et Magri, 2009 ; Jalut et al., 2009 ; Sadori et al., 2011 ; Sadori et al., 2015 ; Jimenez-Moreno et al., 2015). Superposé à ce contexte orbital, les archives marines (e.g. Bond et al., 2001), terrestres (e.g. Davis et al., 2003) et glaciologiques (e.g. O'brien et al., 1995) témoignent également d'une dynamique naturelle Holocène caractérisée par des changements climatiques rapides à l'échelle infra-orbitale ayant des répercussions globales (e.g. *Rapid Climate Changes* ou RCCs selon Mayewski et al., 2004). Concernant le bassin méditerranéen, cette variabilité climatique haute fréquence sera, qui plus est, fortement modulée par les différentes configurations géographique, orographique et hydrographique du bassin, qui représenteront des facteurs de contrôle majeurs pour la sensibilité du climat méditerranéen. De nombreuses études holocènes ont ainsi discuté la sensibilité des paléo-écosystèmes méditerranéens continentaux (e.g. Combourieu-Nebout et al. 2009, 2013 ; Jalut et al., 2009 ; Fletcher et al. 2012 ; Fletcher et Zielhofer, 2013 ; Magny et al., 2013 ; Sadori et al. 2014 ; Jimenez-Moreno et al. 2015 ; Jaouadi et al., 2016 ; Sicre et al. 2016 ; Smith et al. 2016 ; Jalali et al., 2016 ; Azuara et al., 2016, 2020) ainsi que les conditions paléohydrologiques de surface (e.g. Cacho et al., 2001 ; Rouis-Zargouni et al., 2010, 2012 ; Jalali et al., 2016), notamment dans le secteur le plus

occidental, en Mer d'Alboran (e.g. Combourieu-Nebout et al., 1999 ; Martin-Puertas et al., 2010 ; Aušín et al., 2015 ; Català et al., 2019).

Dans ce contexte, le présent projet de thèse s'inscrit dans la compréhension des interactions océan-atmosphère-surfaces continentales, en questionnant l'évolution des biosphères marine (i.e. étude des kystes de dinoflagellés et autres bio-indicateurs marins observés sur lames palynologiques) et continentale (i.e. étude des grains de pollen et autres bio-indicateurs terrestres observés sur lames palynologiques) au cours de l'Holocène, au sein de l'espace méditerranéen, par le biais d'archives sédimentaires marines. Ce projet a requis le déploiement de plusieurs outils (i.e. étude multi-proxies), liés à des champs disciplinaires tels que la palynologie marine précédemment évoquée (i.e. incluant les principaux outils de cette thèse, dinokystes et pollen : assemblages pour les deux groupes et quantifications hydrologiques et climatiques, respectivement), la sédimentologie marine (i.e. incluant des analyses : granulométriques, par fluorescence aux rayons X-XRF, MSCL pour *Micro Sensor Core Logger*, des assemblages argileux par diffraction aux rayons X-XRD), ou encore la géochimie (i.e. incluant des analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone sur foraminifères planctoniques et benthiques, ainsi que des analyses en biomarqueurs moléculaires : alcénones et TERR-alcanes) afin d'affiner au maximum les interprétations obtenues à partir des séquences étudiées. Ces outils ont été mis en œuvre sur deux séquences marines qui constituaient les séquences clés de cette thèse. La première carotte, prélevée sur la marge algérienne (MD04-2801), n'ayant fait l'objet d'aucune valorisation scientifique, est caractérisée par environ 10 mètres de sédiments argilo-silteux, correspondant aux derniers 14 000 ans. Cette séquence offrait des potentialités d'étude très haute résolution encore jamais atteintes dans ce secteur d'étude ouest méditerranéen. La seconde carotte, prélevée sur le plateau continental du Golfe du Lion (KSGC-31), caractérisée par 7 mètres de sédiments argilo-silteux couvrant les derniers 10 000 ans, disposait quant à elle, au démarrage du projet de thèse, d'un jeu de données d'ores et déjà valorisé sur la sédimentologie et les biomarqueurs (Bassetti et al., 2016 ; Jalali et al., 2016, 2019). Des sédiments superficiels prélevés sur des carottes d'interface de la marge algérienne et du Golfe du Lion ont également fait l'objet de datations radionucléides et d'analyses palynologiques (dinokystes, pollen et autres *non-pollen palynomorphs*-NPPs) au cours de cette thèse afin de dresser un état des lieux moderne de la distribution des assemblages palynologiques dans les zones d'étude correspondant aux deux séquences longues holocènes. L'objectif final était de documenter les données paléoenvironnementales acquises à résolution 150 ans sur les 2 carottes longues et d'atteindre une résolution de 20 à 50 ans entre 3,5 et 5 ka BP pour cibler l'étude très haute résolution du « 4,2 ka BP » (e.g. Bini et al., 2019).

Ce travail de thèse, soutenu par une bourse UBO-Région Bretagne ARED, s'insère dans le cadre de plusieurs projets, ayant favorisé des conditions de travail (cadres scientifique et financier) optimales, dont : i) le projet CNRS-INSU (LEFE-EC2CO) de 2 ans (2018-2019) intitulé « DATAPOL » pour : «

Approche méthodologique exploratoire de datation AMS ¹⁴C à partir de grains de pollen et d'archives sédimentaires marines » (coord. A. Penaud), ii) le projet ISBlue-Emergence « DATAPOL » complémentaire au projet INSU (2019-2020), ainsi que iii) le programme national INSU PaleoMediterranean (« *Mediterranean Integrated Studies at Regional And Local Scales* »). Enfin, ce projet représente une collaboration forte entre plusieurs laboratoires de recherche : Géo-Océan (Aurélie Penaud et Nathalie Babonneau de l'Université de Brest (UBO) ainsi qu'Antonio Cattaneo et Sandrine Chéron de l'Ifremer, Plouzané), HNHP (Nathalie Combourieu-Nebout et Yannick Miras, Paris), ISEM (Odile Peyron, Montpellier, LOCEAN (Marie-Alexandrine Sicre, Paris), et LSCE (Nadine Tisnérat-Laborde, Paris). Au cours de cette thèse, essentiellement basée à Brest (formation à l'outil dinokystes et aux quantifications paléohydrologiques de surface à partir des dinokystes), j'ai pu me rendre régulièrement (deux missions d'un mois et d'une semaine en 2018 et 2019) à Paris pour travailler avec N. Combourieu-Nebout sur les déterminations polliniques, réaliser une mission (1 semaine) à Montpellier à l'ISEM pour apprendre à manier la base de données pollinique européenne et la technique des meilleurs analogues appliquée aux assemblages polliniques, et réaliser une mission (1 mois) à Paris au LOCEAN pour me former aux biomarqueurs moléculaires à partir des sédiments à analyser de la carotte MD04-2801.

Ce manuscrit est structuré de la manière suivante. Le Chapitre I dresse une description détaillée des contextes géographiques et environnementaux replacés dans le contexte climatique actuel de la Méditerranée occidentale. Le Chapitre II présente les différentes méthodologies associées aux outils utilisés dans ce travail de thèse. Le second chapitre aborde également la description des deux carottes sédimentaires étudiées, présentant les datations obtenues ainsi que les modèles d'âge établis pour chacune d'entre elles. Les chapitres suivants sont constitués par des articles (soumis ou à soumettre dans des revues internationales) et visent à décrire, analyser, et interpréter, les différents résultats obtenus au cours de ce travail de thèse. Le Chapitre III (article en cours de révision à « *Marine Micropaleontology* »), consiste en une étude inédite menée sur la distribution moderne des assemblages palynologiques pollen et dinokystes à partir de 25 sédiments de surface au total, prélevés dans les deux secteurs d'étude ouest méditerranéens (marge algérienne et Golfe du Lion). Ces données ont permis d'étayer la compréhension des signaux palynologiques qui seront discutés dans le cadre des séquences holocènes. Le Chapitre IV (format article, prêt à être soumis) permet de discuter, avec une résolution de 150 ans, les signatures sédimentologiques, les changements hydrologiques et les dynamiques de végétation sur la marge algérienne (carotte MD04-2801), sur les derniers 14 000 ans, et de replacer les données acquises dans le cadre d'un transect ouest-est en Méditerranée occidentale, depuis la Mer d'Alboran jusqu'au détroit siculo-tunisien. Enfin, le Chapitre V présente les données holocènes du plateau du Golfe du Lion (KSGC-31) acquises avec une résolution de 150 ans, avec un focus sur l'évènement du 4.2 ka BP discuté avec une résolution d'environ 30 ans selon un transect nord-sud en intégrant la marge algérienne (MD04-2801). Ce chapitre présente également des données isotopiques

inédites réalisées sur les TERR-alcanes en milieu marin à partir des deux carottes d'étude, autour de l'évènement du 4.2 ka BP, dans le but d'investiguer de manière plus approfondie les réponses des végétaux face au stress hydrique occasionné par cet événement climatique rapide majeur de l'Holocène. Enfin, la conclusion de ce manuscrit clôture ce travail de doctorat par une synthèse des principaux résultats acquis en Méditerranée occidentale, ouvrant sur des perspectives d'études et quelques pistes de recherche exploratoires.

Préambule au Chapitre I

La compréhension des mécanismes climatiques et des réponses environnementales à différentes échelles de temps et d'espace est un enjeu majeur pour la compréhension des trajectoires futures des socio-écosystèmes, et ce, notamment, dans le contexte des environnements méditerranéens, *hotspots* de biodiversité exposés à une aridification et à une pression anthropique accrues sur l'Holocène supérieur.

Dans un premier temps, le Chapitre I aborde les contextes géologiques et géomorphologiques ayant conduit à la mise en place du Bassin Méditerranéen et à la nature géologique de ses bassins versants, et ce, plus particulièrement, dans le Golfe du Lion et sur la marge algérienne qui constituent les deux sous-bassins ouest méditerranéens étudiés au cours de cette thèse.

Dans un second temps, le chapitre aborde le cadre temporel dans lequel s'inscrivent les études paléoenvironnementales acquises au cours de cette thèse (i.e. derniers 14 000 ans BP sur la marge algérienne et derniers 10 000 ans BP dans le Golfe du Lion), par le biais d'une présentation succincte des paléoenvironnements pléistocènes, permettant par la suite d'adresser la transition vers les conditions climatiques holocènes de l'échelle orbitale à l'échelle sub-orbitale.

Toutefois, l'étude des paléoenvironnements ouest méditerranéens qui constitue le cœur de la discussion de ce manuscrit nécessite au préalable d'exposer les conditions climatiques et hydrographiques modernes caractéristiques du bassin méditerranéen, ainsi que ses régimes de productivité et ses différents biomes terrestres.

Chapitre I :

**Contextes environnementaux actuel et passé en
Méditerranée occidentale**

Plan du chapitre

Chapitre I : Contextes environnementaux actuel et passé en Méditerranée occidentale	43
I.1. Contextes géologique et géomorphologique	45
I.1.1 Histoire géologique générale du bassin méditerranéen occidental	45
I.1.2 Contextes géologique, géomorphologique et sédimentaire des secteurs étudiés.....	48
I.2. Evolution paléoclimatique des derniers 14 ka BP	55
I.2.1 Variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire	55
I.2.2 La dernière déglaciation	57
I.2.3 L'Holocène.....	58
I.3. Contexte climatique actuel	61
I.3.1 Circulation atmosphérique générale	61
I.3.2 Les oscillations climatiques naturelles	64
I.3.3 Circulation océanique en Méditerranée occidentale.....	66
I.3.4 Climat et biomes terrestres méditerranéens.....	73

I.1. Contextes géologique et géomorphologique

I.1.1 Histoire géologique générale du bassin méditerranéen occidental

La dislocation de la Pangée il y a environ 245 Ma marque les prémices de l'ouverture du bassin méditerranéen mais, plus précisément, sa mise en place remonte au début du cycle alpin il y a 80 Ma puis à l'orogénèse alpine au Mio-Pliocène suite à la collision entre la plaque africaine chevauchant la plaque européenne à l'Ouest et la plaque européenne chevauchant la plaque africaine à l'est. Le bassin méditerranéen est constitué d'un ensemble de bassins résultant ainsi de l'évolution d'une vaste chaîne de collision s'étendant du détroit de Gibraltar à l'Ouest jusqu'à l'Anatolie à l'Est et qui se poursuit jusqu'aux reliefs de l'Himalaya (Rehault *et al.*, 1984). L'ouverture puis la fermeture des bassins océaniques de la Téthys (Figure I.1) donnera naissance aux chaînes péri-méditerranéennes (Jolivet *et al.*, 1999). Deux bassins s'y distinguent : le bassin occidental et le bassin oriental, respectivement interne et externe à ces chaînes. Le bassin méditerranéen occidental est marqué par les héritages de la Téthys occidentale ou Mésogée (i.e. signifiant « au milieu des terres »).

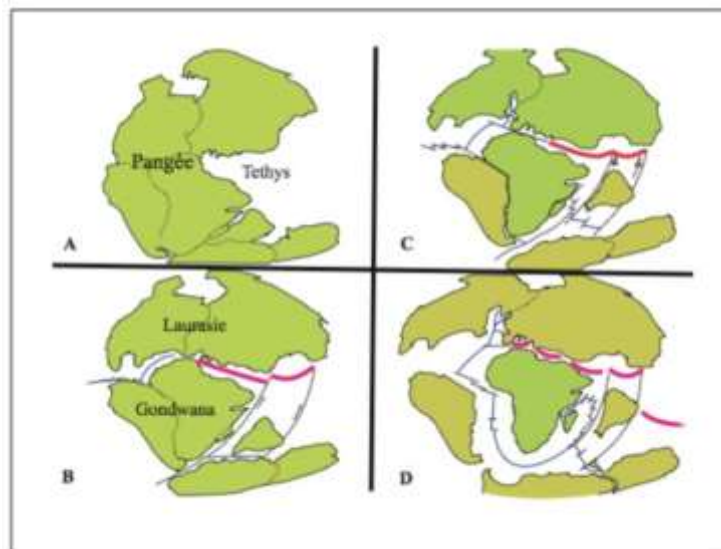


Figure I.1 : Schéma présentant les grandes étapes de l'évolution de la Pangée (d'après Duchesne, 2014). A) 250 Ma : Le continent Pangée réunit toutes les terres émergées de la planète au milieu d'un océan unique. Seul le Golfe de la Mer Téthys s'ouvre sur les bordures de la future Mer Méditerranée. B) 200 Ma : La Pangée se sépare entre le groupe des continents du Nord (Laurasia) et le groupe du sud (Gondwana) tandis qu'au même moment l'Inde (ainsi que Madagascar) et l'Antarctique se détachent lorsque l'Afrique commence sa remontée vers le Nord à l'occasion de la mise en place d'une zone de subduction dans la Téthys. C) 145 Ma : L'Atlantique Nord commence à s'ouvrir pendant qu'un rift se met en place, entamant l'ouverture de l'Atlantique Sud alors que la Téthys se referme encore et que l'Inde remonte vers le Nord en direction de l'Eurasie. D) 65 Ma : L'Atlantique est ouvert et voit un rift amorcer la séparation de l'Europe du Nord et du Groenland alors que l'Inde continue sa course vers le Nord.

L'ouverture de la Méditerranée peut ainsi être décrite par plusieurs grandes phases (Figure I.2).

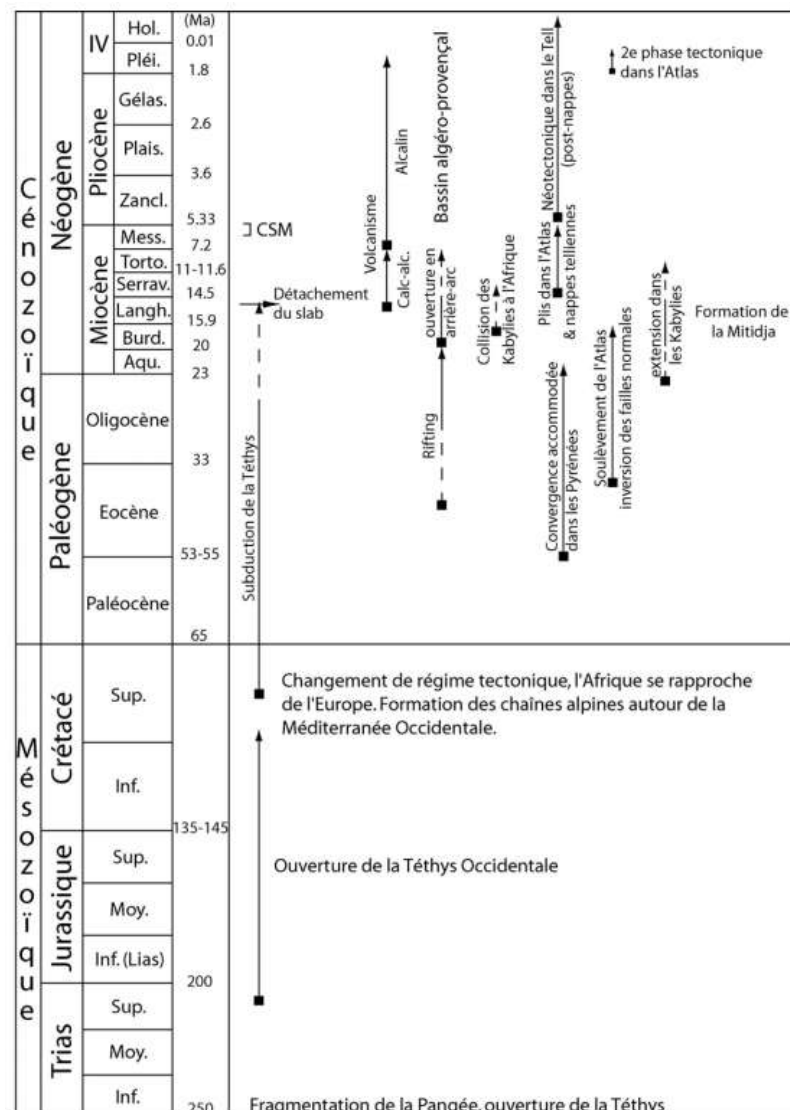


Figure I.2 : Schéma chronologique des événements de la formation de la Mer Méditerranée du Mésozoïque à l'époque actuelle (d'après Domzig, 2006). Ma: Millions d'années, IV: Quaternaire, Hol.: Holocène, Pléi.: Pléistocène, Gélas.: Gélasien, Plais.: Plaisancien, Zancl.: Zancéen, Mess.: Messinien, Torto.: Tortonien, Serrav.: Serravallien, Langh.: Langhien, Burd.: Burdigalien, Aqu.: Aquitanien, Sup.: Supérieur, Moy.: Moyen, Inf.: Inférieur, CSM: Crise de Salinité Messinienne, calc-alc.: calco-alcalin.

- A la fin du Crétacé inférieur (entre 100 et 80 Ma), les domaines Atlantique Nord et Atlantique Sud s'ouvrent, entraînant la convergence de l'Europe et de l'Afrique et refermant ainsi la Téthys. L'expansion de l'Océan Indien empêche le déplacement de l'Afrique vers l'Est et contraint sa remontée vers le Nord, provoquant son éclatement à l'Est et repoussant l'Inde et Madagascar vers l'Est ainsi que l'Apulie vers le Nord. Les premiers plissements de l'orogénèse alpine sont alors observés. Vers 80 Ma, la collision Apulie-Europe, suite à l'ouverture de la

Mésogée au sud-est, entraîne le plongement de la plaque européenne sous la plaque apulienne.

- Au début du Paléocène (65 Ma), la fracturation de la marge européenne qui ne parvient pas à subduire provoque la formation du Front Pennique et une progression difficile de l'Apulie vers le Nord. L'ouverture de la Mésogée se retrouve bloquée par la progression de l'Afrique qui continue de remonter vers le Nord.
- A l'Oligocène (30 Ma), alors que la Téthys a déjà subducté sous l'Afrique, la Mésogée commence sa fermeture en plongeant sous l'Europe et en entraînant l'ouverture d'un bassin d'arrière-arc par la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde (Vigliotti et Kent, 1990). Cette dérive vers l'Est va ouvrir le bassin liguro-provençal (Rehault *et al.*, 1984) et le Golfe du Lion. Une phase de *rifting* continental va ensuite provoquer le détachement de la Corse et de la Sardaigne (Doglioni *et al.*, 1997).
- Au début du Miocène (25 Ma), la dorsale méditerranéenne, qui sépare la Corse et la Sardaigne de la Provence, s'ouvre (Rehault *et al.*, 1985 ; cf. Figure I.3).

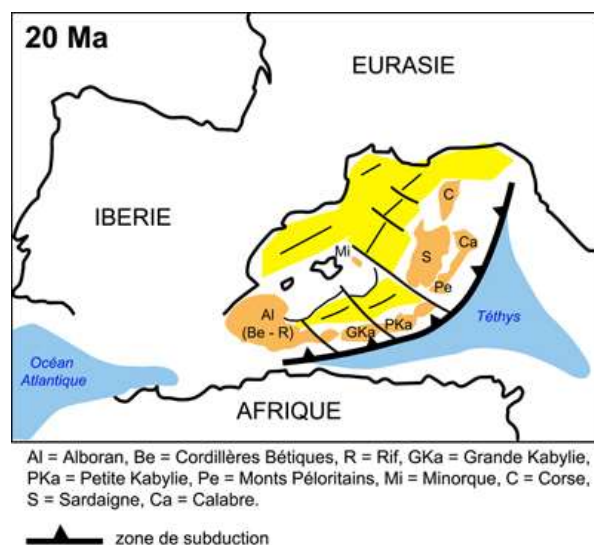


Figure I.3 : Modèle palinostatique de l'ouverture du bassin algéro-provençal (d'après M. Medaouri, 2014).

- Au Messinien (6 Ma), le plancher océanique entre l'Italie et les îles (Corse et Sardaigne) entame une phase de *rifting*, ouvrant la mer Tyrrhénienne qui continue son expansion entre la Sardaigne et la Sicile. Cette période est également ponctuée par la crise de salinité messinienne (Krijgsman *et al.*, 1999 ; Duggen *et al.*, 2003 ; Rouchy *et al.*, 2006) durant laquelle la Mer Méditerranée, suite à la fermeture totale du détroit de Gibraltar, est presque

totalement asséchée. Privée de l'apport des eaux océaniques atlantiques, des évaporites se mettent en place à la fin du Miocène vers 5 Ma.

Le bassin méditerranéen occidental est caractérisé par des côtes souvent abruptes et montagneuses entourant quatre bassins séparés par des grandes îles comme la Corse et la Sardaigne. Ce bassin s'est formé lors de la fermeture de la Mésogée contribuant à l'ouverture de domaines océaniques tels que la Mer d'Alboran (Auzende et al., 1975), le bassin algérien (Mauffret et al., 2004), le bassin liguro-provençal (Edel et al., 2001), ainsi que le Golfe du Lion et le domaine tyrrhénien (Faccenna et al., 1997).

I.1.2 Contextes géologique, géomorphologique et sédimentaire des secteurs étudiés

I.1.2.1. Marge algérienne

Au Nord de l'Algérie, la chaîne des Maghrébides, qui s'étend entre l'arc de Gibraltar et l'arc calabrien (Wildi, 1983, Didon et al., 1973), est composée de diverses unités géologiques et structurales. Cette chaîne est divisée en deux parties (Figure I.4) : l'Atlas intra-continental au Sud, ainsi que l'Atlas tellien au Nord, lui-même composé des Kabyliques, des flyschs et des nappes telliennes.

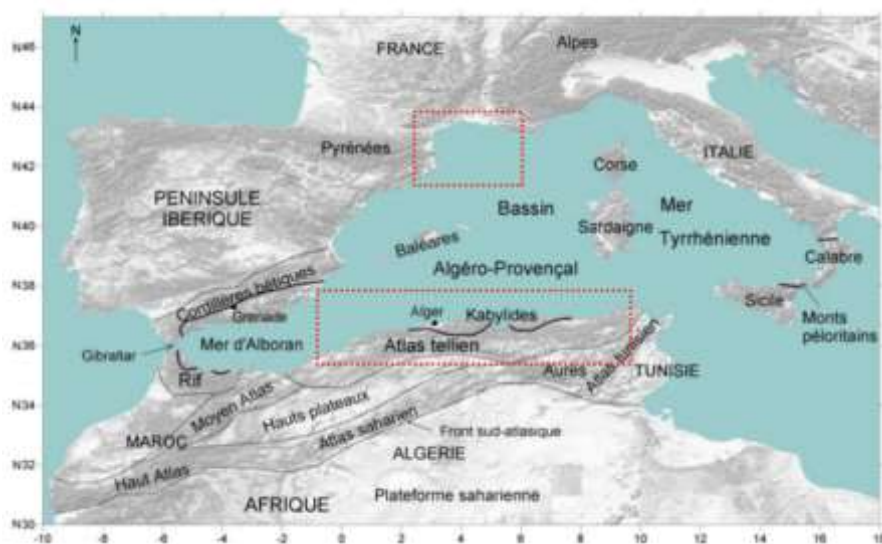


Figure I.4 : Carte du pourtour méditerranéen occidental et de ses principales unités géologiques (modifié d'après Domzig, 2006). Kabyliques : zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle) ; Atlas intra-continental : Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien. Maghrébides : Rif + Tell ; zones Internes en Espagne : Nevado-Filabrides, Alpujarrides et Malaguides ; zones internes dans le Rif : Sebvides et Gomarides (dorsale rifaine) ; zones internes en Italie : Monts péloritains et dorsale péloritaine ; traits gras : limite des zones internes. Les cadres rouges représentent les zones étudiées dans cette thèse : au Nord : le Golfe du Lion, et au Sud : la marge algérienne.

« Tell » est un mot arabe signifiant littéralement « colline ». Ce terme désigne en Algérie la bordure méridionale côtière montagneuse large d'une centaine de kilomètres. Le Tell inclut les Kabyliques (Figure I.4) qui sont des terrains métamorphiques cristallophylliens paléozoïques issus des zones internes formées lors de l'ouverture de la Mer Méditerranée et ayant probablement appartenu à la marge européenne auparavant. Ce terme ne doit pas être confondu avec l'Atlas tellien (Figure I.5) qui désigne un ensemble géologique composé de terrains plissés appartenant uniquement à la plaque africaine. Ainsi, par opposition à l'ensemble du Tell (qui inclut les Kabyliques et les flyschs), l'adjectif « tellien » sera utilisé pour désigner les formations appartenant à l'Atlas tellien à proprement parler d'un point de vue géologique.

L'Atlas tellien est principalement caractérisé par des marnes d'âge triasique à néogène provenant de la paléo-marge africaine, formant parfois des nappes allochtones charriées sur une centaine de kilomètres vers le sud et imbriquées les unes dans les autres. Les massifs de Bou Maad, de Blida et ceux de la région du Cheliff constituent des massifs autochtones (Durand-Delga, 1969) qui correspondraient à l'érosion de structures anticlinales, ainsi mises à nu, dont les nappes allochtones sont par conséquent absentes (Blès, 1971). Les nappes telliennes ont été mises en évidence, au début des années 1950, par des géologues pétroliers (i.e. M. Caire, M. Mattauer, M. Polvêche) de l'Ecole de Besançon (e.g. synthèse : Kieken, 1962). On les retrouve de l'Oranie jusqu'à la Tunisie en passant par l'Atlas saharien qu'elles chevauchent avec un pendage Nord (Yelles-Chaouche et al., 2001 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006). Leur substratum triasique gypsifère a permis leur décollement et leur empilement en écaillés pelliculaires, se chevauchant avec une vergence Sud. L'origine de certains de ces décollements est débattue (Yelles-Chaouche et al., 2001 ; Benaouali-Mebarek et al., 2006). La grande majorité du littoral algérien est ainsi constitué par les unités marneuses telliennes dont les caractéristiques sont étroitement liées à la morphologie de la marge (Domzig et al., 2006).

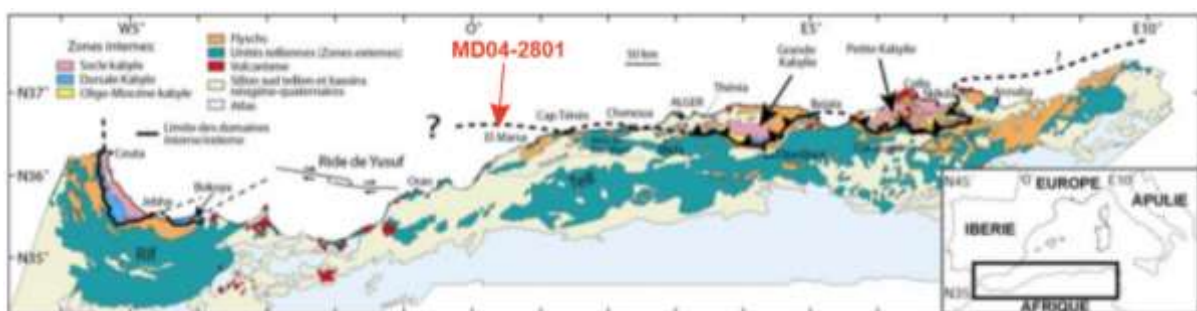


Figure I.5 : Carte des unités géologiques des Maghrébides (modifié d'après Domzig et al., 2006). La flèche rouge indique la position de la carotte MD04-2801, étudiée dans cette thèse.

Des structures actives, à terre, majoritairement des plis-failles de direction ENE-OSO, jalonnent le nord de l'Algérie sur une bande côtière d'environ 100 km de large. Quelques failles décrochantes sont aussi observables dans la région d'Oran. Plusieurs études considèrent un régime compressif le long de la marge, associé, parfois, à une composante décrochante dextre (e.g. Stich *et al.*, 2003). En mer, les

premiers levés bathymétriques, dans les années 50, ont permis d'obtenir une image générale de la morphologie de la marge algérienne (Rosfelder, 1955). Aussi, la marge algérienne présente des reliefs sous-marins remarquables comme la ride de Yusuf, orientée E-O et interprétée comme un demi-horst se poursuivant vers l'Est par un décrochement long de 80 km (El Robinri, 1986). D'autres éléments remarquables de la marge ont également été mis en évidence par le biais de forages, dragages (Leclaire, 1972) et données géophysiques (Galdenao *et al.*, 1974).

Une forte pente (Figure I.6) de 10 à 20° (Leclaire, 1972) de direction E-O, voire NE-SO au large d'Oran, relativement rectiligne le long de la marge, est incisée par de nombreux canyons (Rosfelder, 1955, Leclaire, 1972) comme celui d'Alger et celui du Khadra (El Robinri, 1986 ; Boudiaf, 1996). Le plateau continental est réduit (< 10 km) face aux massifs montagneux côtiers et peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres (jusqu'à 90 km ; Auzende *et al.*, 1973) au niveau des golfes et bassins néogènes Figures I.5 et I.6).

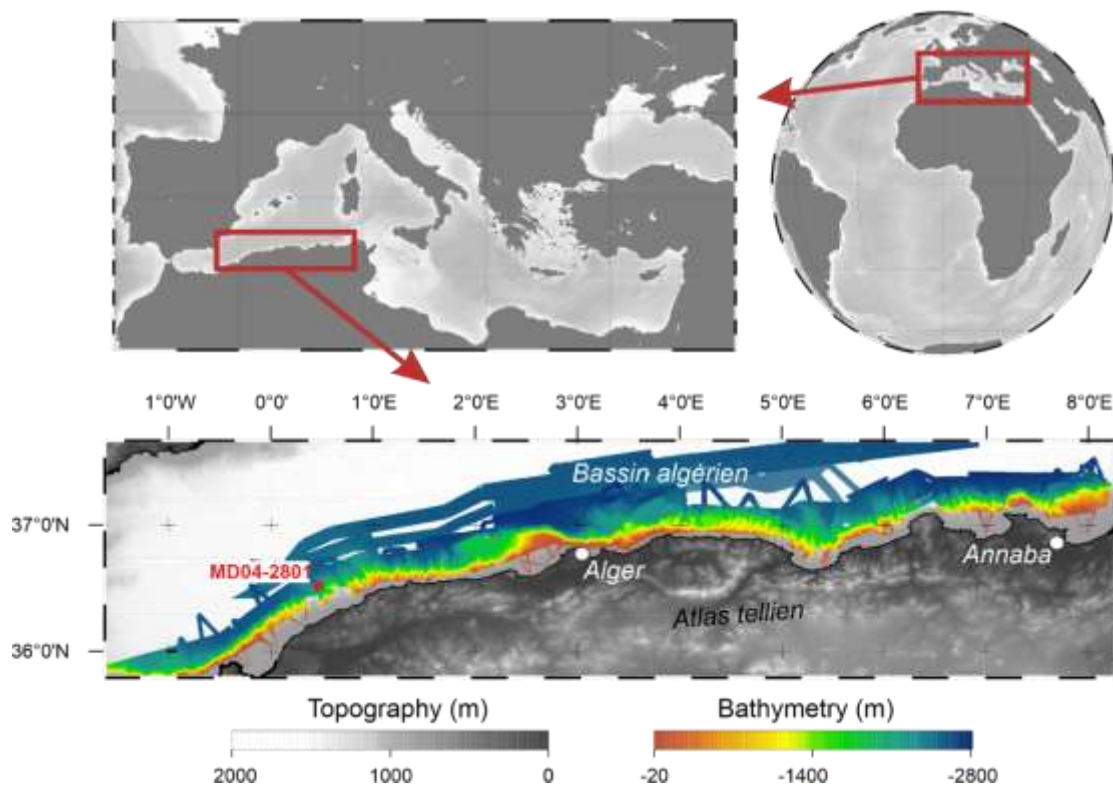


Figure I.6 : Carte bathymétrique de la Marge Algérienne (données bathymétriques GEBCO 2020 ; NOAA), SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, geo.data.gouv.fr), données bathymétriques issues des campagnes MARADJA, MARADJA2, et PRISME figurées à l'aide du logiciel Arcgis10.6). Le point rouge figure le point de prélèvement de la carotte MD04-2801 étudiée dans cette thèse.

Le transport de particules sédimentaires, majoritairement carbonatées (Figure 5), sur la marge algérienne, est principalement lié aux décharges fluviales *via* les oueds incisant les structures géologiques telliennes de façon violente et saisonnière (Benselama *et al.*, 2021). Des courants turbiditiques récurrents, principalement forcés par l'activité sismique de la marge, alimentent des

éventails sédimentaires en pied de pente (Babonneau et al., 2012). Ces événements gravitaires constituent le principal vecteur de transport de la sédimentation détritique terrigène depuis le plateau vers la plaine abyssale (i.e., éventail sédimentaire en face de la ville d'El Marsa : El Robinri, 1986 ; éventail du Kramis au large de la ville d'Ouled Boughalem : Babonneau et al., 2012 ; Figure I.7).

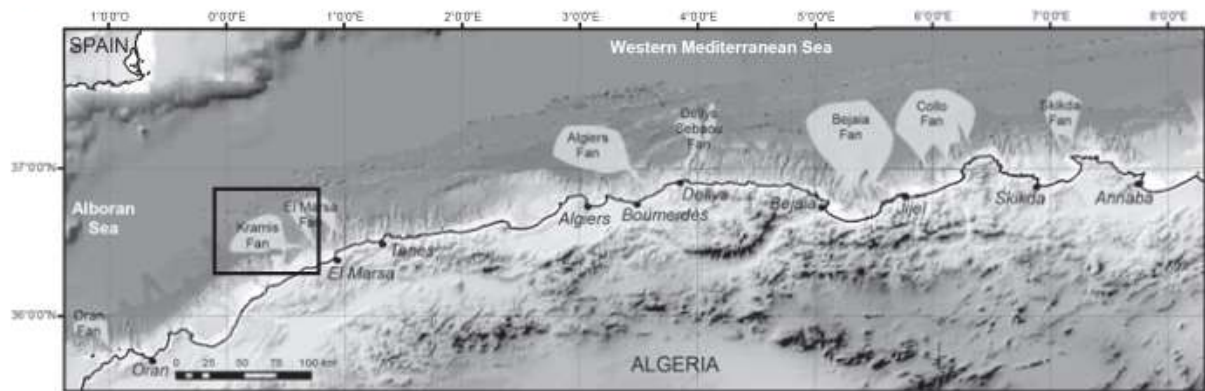


Figure I.7 : Carte morpho-bathymétrique de la Marge algérienne (d'après Babonneau et al., 2012) indiquant la position des principaux éventails sédimentaires et canyons associés. Le cadre noir indique la position de l'éventail sédimentaire du Kramis où a été prélevée la carotte MD04-2801 étudiée dans cette thèse.

1.1.2.2. Golfe du Lion

Le Golfe du Lion est un domaine côtier situé au Nord du bassin méditerranéen occidental. Il s'ouvre en un large arc d'un rayon de 150 km environ sur le Bassin Liguro-Provençal depuis les Côtes de Provence, en passant par la Camargue, le Languedoc et le Roussillon, du cap Croisette au cap Bréar (Figure I.8).

A l'Eocène terminal, le rift ouest-européen commence son extension et les premiers sédiments se déposent dans le jeune bassin du Golfe du Lion tout juste ouvert (Jolivet *et al.*, 2000). A l'Oligocène inférieur, d'autres sédiments constituent une faible couverture sédimentaire, la plupart des apports étant captée par le remplissage des grands bassins à terre présents dans le sud de la France (i.e. bassins d'Alès, de Manosque, de Forcalquier et de Camargue ; Benedicto *et al.*, 1999). À l'Oligocène moyen, une nouvelle phase de *rifting* se produit dans le Golfe du Lion, elle-même contemporaine d'une dynamique de volcanisme alcalin intra-plaque dans le Languedoc qui fait suite à une discontinuité angulaire dans le bassin continental et dans le bassin nouvellement ouvert (Séranne *et al.*, 1995). Associée à cette dernière, une sédimentation commence dès l'Aquitaniens selon une dynamique progradante menant à la morphologie actuelle du Golfe du Lion (Rabineau *et al.*, 1998 ; Lofi *et al.*, 2003 ; Rabineau *et al.*, 2005).

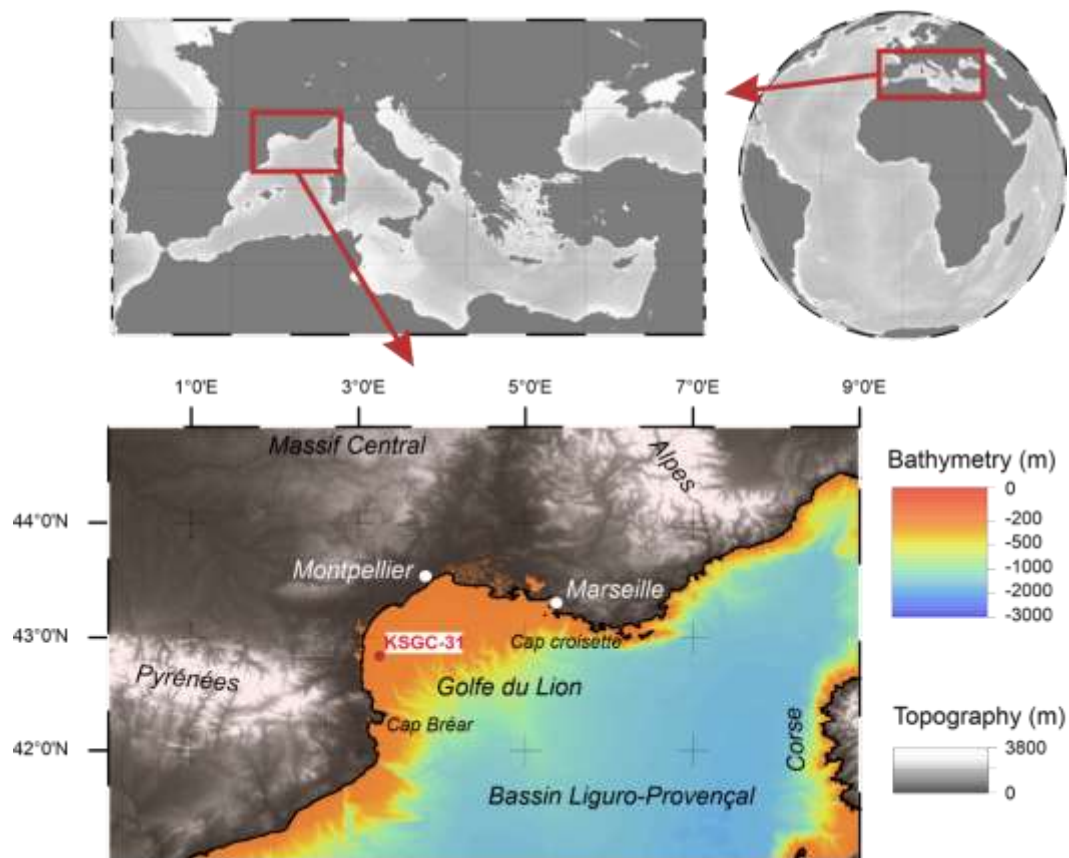


Figure I.8 : Cartes bathymétriques du Golfe du Lion (Données bathymétriques GEBCO 2020 ; NOAA), SRTM (Shuttle Radar Topography Mission, geo.data.gouv.fr) figurées à l'aide du logiciel Arcgis10.6). Le point rouge figure le point de prélèvement de la carotte KSGC-31 étudiée dans cette thèse.

Du fait de sa position au carrefour entre différents domaines tectoniques majeurs, le Golfe du Lion est un point clé dans l'histoire géologique du Sud de la France. Il est bordé par différentes entités géologiques de natures et d'âges variés (Figure I.9) tels que la chaîne varisque (socle plutonique et métamorphique ; 400–250 Ma), le bassin mésozoïque au sud-est (formations sédimentaires majoritairement carbonatées), la chaîne pyrénéenne (nappes de flyschs et formations métamorphiques ; 53–33 Ma) , les chaînons provençaux (nappes de flyschs des structures externes de la chaîne pyrénéo-provençale reprise par l'orogénèse alpine), ainsi que le bassin nord-ouest méditerranéen (remplissage sédimentaire issu de l'altération des structures émergées ; ouverture à l'Oligocène).

Le Golfe du Lion est caractérisé par un plateau continental peu profond (< 100 m), typique des structures progradantes d'embouchures de fleuves encaissés dans la morphologie arquée de la côte (Figure I.8). Ce plateau, d'une largeur maximale de 72 km (Berné et Gorini, 2005), s'étire jusqu'à un talus continental long de 50 km et entaillé de nombreux canyons débouchant sur la plaine abyssale du Bassin Provençal.

noter également que les panaches fluviaux du Rhône sont déviés vers le sud-ouest par la circulation de surface dans le Golfe du Lion. La distribution des unités sédimentaires du Golfe du Lion suit le modèle suivant (Durrieu De Madron et al., 2000) : i) la majorité des apports sédimentaires est piégée près de l'embouchure du Rhône (i.e. unités sédimentaires deltaïques et prodeltaïques), ii) les particules sédimentaires plus légères sont transportées par la circulation cyclonique des courants de surface (i.e., unités intermédiaires entre 20 et 50 m (voire 90 m) de profondeur), iii) une sédimentation fine et des remobilisations de sédiments telles que des slumps ou turbidites sont liées aux épisodes météorologiques extrêmes dans la partie la plus externe du Golfe du Lion (Bassetti et al., 2006).

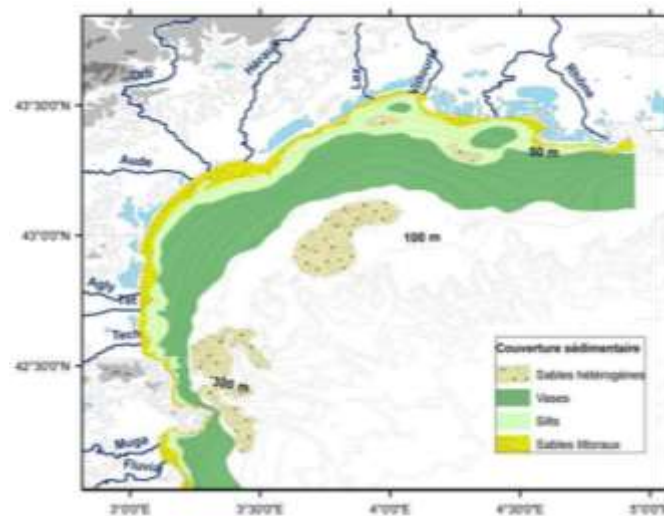


Figure I.10 : Carte morpho-bathymétrique de Golfe du Lion figurant la nature des dépôts sédimentaires de surface (d'après Bourrin, 2007).

L'histoire géologique de la Méditerranée s'inscrit dans une chronologie longue où interviennent de nombreuses phases géodynamiques menant à la mise en place du bassin tel qu'on le connaît aujourd'hui. Au cours de cette histoire, la mise en place de nombreuses entités géologiques périphériques ont influencé sa géomorphologie et conditionnent les dynamiques sédimentaires terre-mer. Les dernières étapes qui ont façonné l'histoire géologique de la Méditerranée occidentale depuis la crise de salinité messinienne ont vu les marges du bassin accumuler des sédiments issus des différents bassins versants le bordant. Dans le cadre de cette thèse, deux carottes ont été étudiées pour leur couverture stratigraphique post-glaciaire, et notamment Holocène, et prélevées dans le Golfe du Lion (carotte KSGC-31 ; Figure I.8) et sur la Marge algérienne (carotte MD04-2801 ; Figure I.6).

I.2. Evolution paléoclimatique des derniers 14 ka BP

La période Quaternaire (2,6 Ma – actuel) se caractérise par une succession de périodes glaciaires et interglaciaires selon une périodicité de 40 000 ans jusqu’au Pléistocène Moyen (1,2 Ma–800 ka BP) puis de 100 000 ans après cet intervalle (Lisiecki et Raymo, 2005 ; Figure I.11). A grande échelle, le principal forçage des cycles climatiques quaternaires (i.e. « Cycles de Milankovich ») est la configuration orbitale de la Terre autour du Soleil (i.e. effets combinés des paramètres : excentricité, obliquité, précession des équinoxes) qui détermine la quantité d’insolation reçue en chaque point du globe et pour toutes les saisons au cours du temps (Milankovich, 1941 ; Berger *et al.*, 1998, 2001). Il y a environ 11 700 ans, débute la période interglaciaire actuelle : l’Holocène.

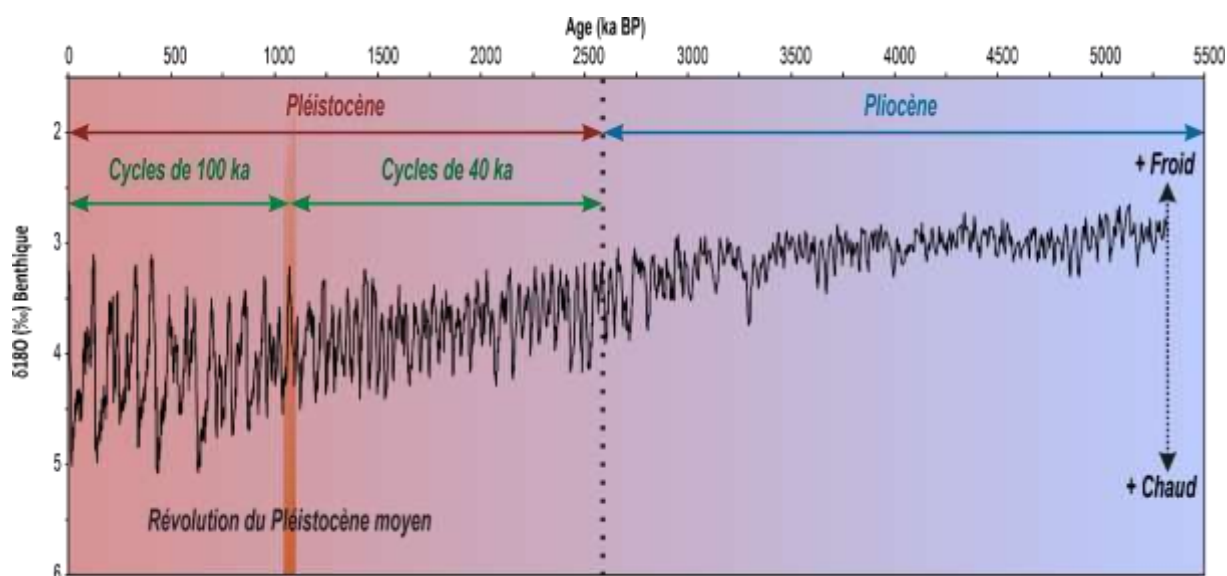


Figure I.11 : Illustration des cycles climatiques depuis 5,5 millions d'années d'après les données de Lisiecki and Raymo (2005).

I.2.1 Variabilité climatique rapide de la dernière période glaciaire

L'étude des carottes de glace a permis de mettre en évidence une succession d'événements climatiques rapides durant la dernière période glaciaire (70–15 ka BP ; e.g. Dansgaard et al., 1993 ; Grootes et al., 1993 ; Rasmussen et al., 2014) appelés événements de Dansgaard-Oeschger (D–O) (i.e. réchauffements atmosphériques abrupts ou interstadias, suivis par des refroidissements plus progressifs ou stadias ; Figure I.12). Certains stadias sont associés à des débâcles massives d'icebergs qui correspondent à la déstabilisation des inlandsis pan-atlantiques (notamment de la calotte Laurentide) et sont nommés événements d'Heinrich (ou *Heinrich Events*, HEs, Heinrich, 1988 ; Bond et al., 1992, 1993 ; Broecker et al., 1992, 1994 ; Hemming, 2004).

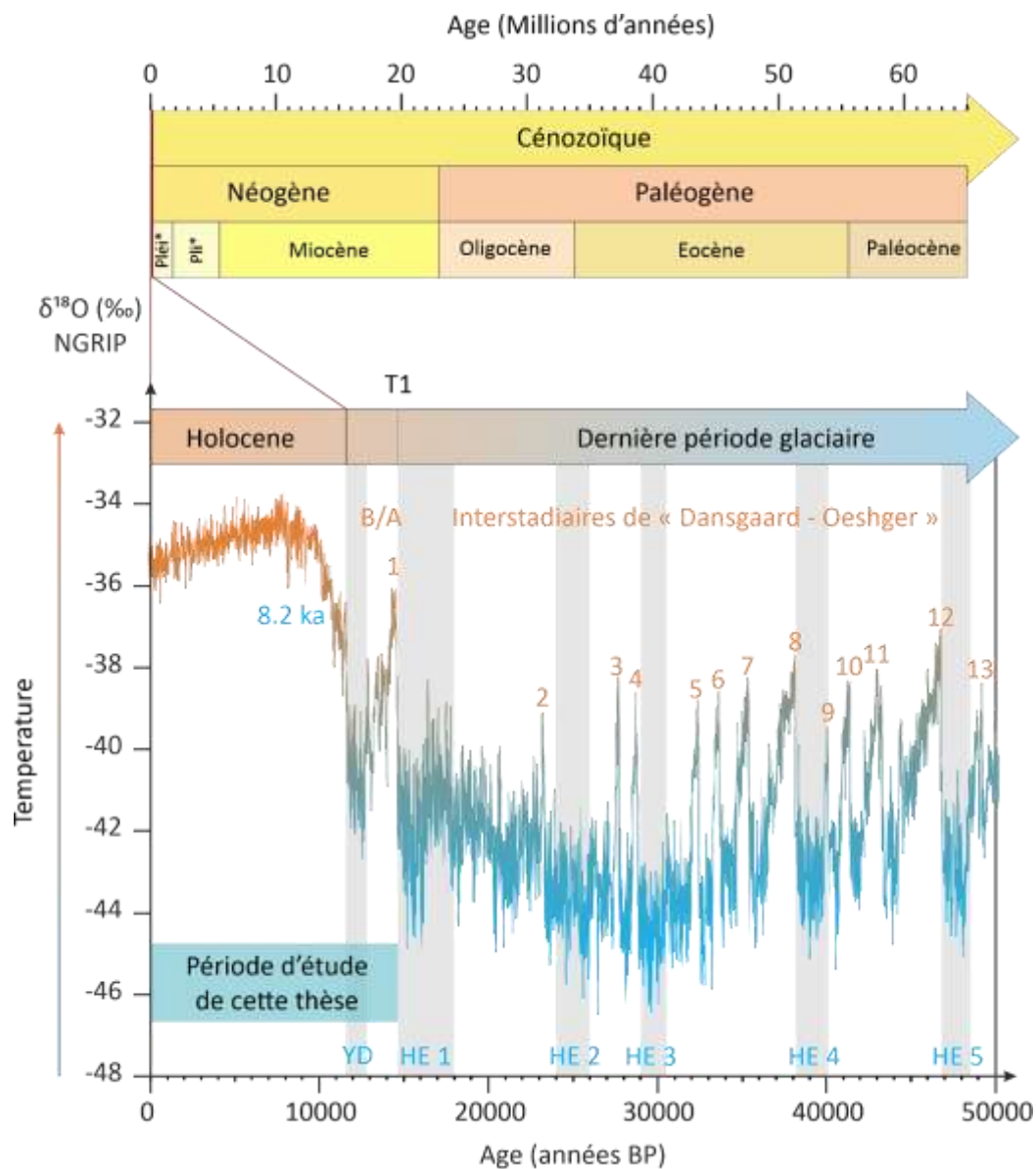


Figure 1.12 : a) Stratigraphie du Cénozoïque depuis 65 Ma et b) Evolution fin Pléistocène-Holocène du climat des derniers 50 000 ans figurée à partir des données glaciologiques groenlandaises NGRIP (GICC05 ; Svensson et al., 2008 ; Rasmussen et al., 2014). Les numéros oranges identifient les interstades de Dansgaard-Oeschger tandis que les bandes grisées représentent les évènements d'Heinrich. Pli* : Pliocène ; Pléi* : Pléistocène ; YD : Younger Dryas ; B/A : Bölling-Alleröd ; T1 : Terminaison 1.

Durant les périodes stadias correspondant aux HES, nommées HS pour *Heinrich Stadial* (Barker et al., 2009 ; Sanchez Goñi et Harrison, 2010), l'apport massif en eaux douces entraînera une forte réduction de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (AMOC pour *Atlantic Meridional Overturning Circulation* ; e.g. McManus et al., 2004 ; Stanford et al., 2006, 2011 ; Ng et al., 2018 ; Toucanne et al., 2021).

I.2.2 La dernière déglaciation

La dernière déglaciation (~19-11 ka BP ; Clark et al., 2012) succède au Dernier Maximum Glaciaire (DMG ; 19–23 ka BP ; Clark et al., 2001) et comprend HS 1 (Figure I.12) ainsi que le brusque événement de réchauffement du Bølling-Allerød (B/A) qui commence à environ 14,7 ka BP (Rasmussen et al., 2014 ; Figure I.12). Cette période de sortie d'HE1 (15 ka BP) marque l'accélération de la déglaciation avec la Terminaison 1 (T1, Figure I.12). Le réchauffement se caractérise par une fonte massive de la glace continentale des inlandsis fennoscandien et la calotte laurentide entre 16 et 8 ka BP accompagnée d'une augmentation globale de la concentration atmosphérique en CO₂ (Figure I.13). Lors de ce réchauffement post-glaciaire menant à l'Holocène, les hautes et moyennes latitudes subissent les plus fortes amplitudes thermiques (Shakun et Carlson, 2010), et notamment au niveau du Groenland où l'augmentation des températures est estimée à une vingtaine de degrés Celsius. Les latitudes moyennes de la Méditerranée seront donc également significativement impactées par ce réchauffement post-glaciaire (Shakun and Carlson, 2010 ; Figure I.13).

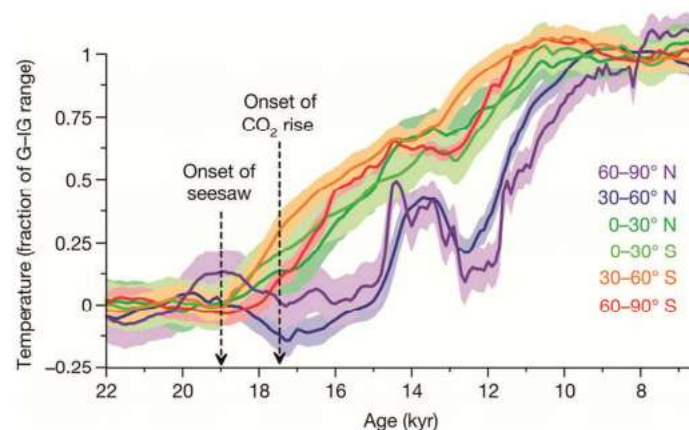


Figure I.13 : Evolution de la température (normalisée par rapport à la gamme de variations de températures entre les périodes interglaciaires (G ; 0) et glaciaires (G ; 1) depuis le Dernier Maximum Glaciaire en fonction de la latitude (Shakun et al., 2010).

La fonte progressive des calottes glaciaires s'accompagne d'une hausse du niveau marin relatif (Carlson et al., 2012). Le réchauffement et le processus de déglaciation est interrompu par une phase de refroidissement appelé Younger Dryas (YD ; 13–11,5 ka BP ; Friele et Clague, 2002 ; Björck, 2007 ; Figures I.12 et I.14) au cours duquel les températures de l'hémisphère Nord baissent en moyenne de 1°C (GISP2, Alley *et al.*, 1996). Ce refroidissement est communément attribué à la vidange d'une succession de lacs proglaciaires de la calotte Laurentide. La circulation thermohaline aurait été perturbée par cette arrivée massive d'eaux douces dans l'Océan Arctique (Murton *et al.*, 2010 ; Schiermeier, 2010), de manière analogue aux HEs.

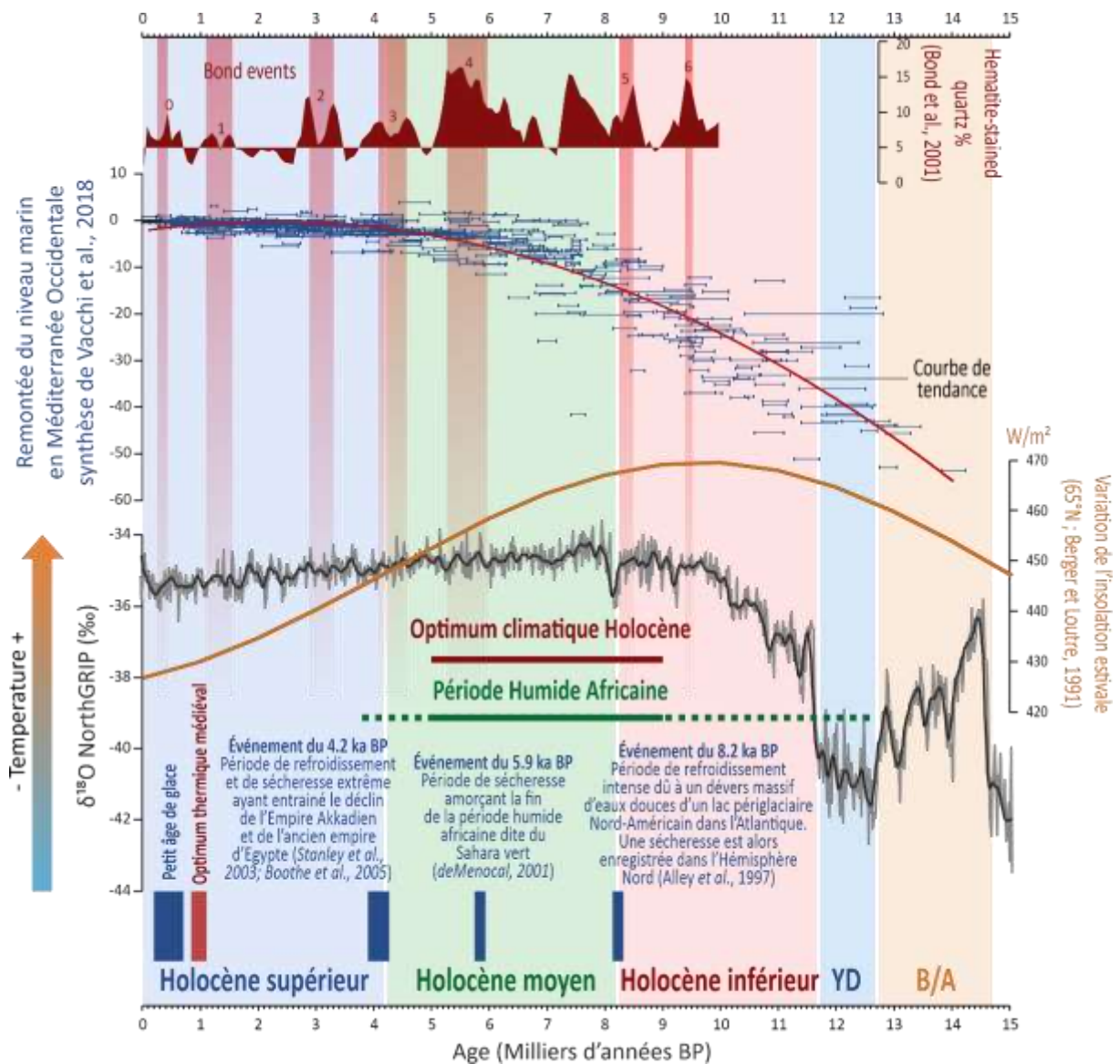


Figure I.14 : Frise Holocène depuis le Bölling-Alleröd figurant les données isotopiques glaciologiques (Johnsen et al., 2001), l'insolation estivale à 65°N (Berger et Loutre, 1991), la remontée du niveau marin en méditerranée occidentale (synthèse dans Vacchi et al., 2016 ; révisée dans Vacchi et al., 2018), les évènements climatiques rapides (RCC) sont figurés par des rectangles bleus et les évènements de Bond (Bond et al., 2001 : numérotés de 1 à 6) par des bandes rouges. Les périodes remarquables sont repérées par des bandeaux de couleur rouge ou verte. YD: Younger Dryas; B/A: Bölling-Alleröd.

I.2.3 L'Holocène

I.2.3.1. A l'échelle orbitale

D'un point de vue stratigraphique, l'Holocène est divisé en trois intervalles dont les limites reposent sur deux évènements climatiques majeurs à l'échelle (quasi) globale (Walker *et al.*, 2012, 2019 ; Figure I.14). L'Holocène inférieur (11,7 à 8,2 ka BP ; Figure I.14) est caractérisé par une insolation estivale élevée, bien que la persistance de certains glaciers formés pendant la dernière

période glaciaire impacte encore le climat global. Cette période se termine par l'événement dit du « 8,2 ka BP » (O'Brien et al., 1995 ; Alley et al., 1997 ; Barber et al., 1999 ; Figure I.14) qui correspond au déversement massif d'eaux douces dans le gyre subpolaire de l'Atlantique Nord issues de la vidange d'un lac proglaciaire canadien (i.e. lake Agassiz ; Clarke et al., 2004 ; Kleiven et al., 2008). Cet évènement, qui a causé une réduction de la formation des masses d'eaux profondes dans l'Atlantique Nord (Barber et al., 1999), aura pour conséquence un refroidissement de l'Hémisphère Nord comme observé notamment dans les glaces groenlandaises (Alley et al., 1997 ; Alley et Agustsdottir, 2005 ; Figures I.12 et I.14). L'Holocène moyen (8,2 à 4,2 ka BP ; Figure I.14) correspond à l'optimum thermique de l'Holocène. Pendant cet intervalle, les températures atmosphériques augmentent (e.g. jusqu'à +4°C enregistrés dans les zones polaires ; Koshkarova et Koshkarov, 2004) en lien avec l'inertie climatique et la disparition des glaces continentales rémanentes de la période glaciaire. Cette période coïncide avec la Période Humide Africaine (ou *African Humid Period* entre 9 et 6 ka BP ; Ritchie *et al.*, 1985 ; deMenocal, 2000, 2012, 2015 ; de Menocal et Tierney, 2012) qui correspond à une intensification de la mousson africaine due à la remontée vers le Nord de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). L'Holocène moyen s'achève avec le deuxième événement climatique abrupt majeur de l'Holocène, l'événement du « 4,2 ka BP » (e.g., Cullen et al., 2000 ; Drysdale et al., 2006 ; Berkelhammer et al., 2012 ; Dixit et al., 2014 ; Weiss, 2016, Perşoiu et al., 2019 Figure 14). Cet événement est caractérisé par une intense aridification des moyennes et basses latitudes (Bini *et al.*, 2019 ; Persoiu *et al.*, 2019 ; Jalali *et al.*, 2019). Cette « super-sécheresse » est considérée comme à l'origine de l'effondrement de certaines civilisations (e.g. empire akkadien en Mésopotamie ; Weiss, 2017). L'Holocène supérieur (depuis 4,2 ka BP ; Figure I.14) est caractérisé par une plus faible insolation estivale à 65°N (Berger et Loutre, 1991) et une chute de la saisonnalité (i.e. amplitude thermique saisonnière) liée à l'augmentation parallèle de l'insolation hivernale à 65°N.

Enfin, associé à l'évolution climatique générale de l'Holocène, le niveau marin relatif (RSL pour *Relative Sea Level*) ne cesse d'augmenter (modèle glacio-eustatique global forcé par la fonte de la Laurentide et des inlandsis fenno-scandiens : Lambeck et al., 2014), décélérant fortement autour de 6 ka BP (i.e. fin de la déglaciation de la calotte nord-américaine). L'évolution du RSL aura régionalement des répercussions importantes sur les environnements littoraux, comme récemment discuté sur la façade atlantique française, dans le nord du Golfe de Gascogne (Penaud et al., 2020), ainsi que sur les côtes françaises méditerranéennes (Labeyrie et al., 1976 ; Aloisi et al., 1978 ; Laborel et al., 1994 ; Dubar et Anthony, 1995 ; Vella et Provansal, 2000 ; Morhange et al., 2001 ; Devillers et al., 2007 ; Berné et al., 2007 ; Morhange et al., 2013). Dans le Golfe du Lion, une courbe régionale a récemment été proposée (Vacchi et al., 2016, 2018 ; Figure I.14). La tendance du RSL explique largement l'évolution des rias. Ainsi, lorsque le profil des fleuves se réajuste en équilibre avec le niveau marin (i.e. pente plus forte), la puissance d'écoulement des fleuves est réduite de même que les apports sédimentaires à l'embouchure. La stabilisation du RSL est à l'origine de la progradation des deltas dépendant localement

de plusieurs facteurs (i.e. caractéristiques morphologiques, hydrologiques et sédimentaires ; Stanley et Warne, 1994).

1.2.3.2. A l'échelle sub-orbitale

L'étude de nombreuses archives marines (e.g. Bond et al., 1997, 2001 ; Mayewski et al., 2004), terrestres (e.g. Davis et al., 2003) et glaciologiques (e.g. O'Brien et al., 1995) permettent de souligner des fluctuations climatiques rapides appelées « RCC » pour *Rapide Climate Changes* (Mayewski et al., 2004 : 9–8, 6–5, 4,2–3,8, 3,5–2,5, 1,2–1 et 0,6–0,15 ka BP ; Figure I.14) ou événements de Bond (Bond Events 1 à 6, BEs ; Bond et al., 1997, 2001 ; Figure I.14). Ces évènements climatiques abrupts millénaires sont enregistrés dans les sédiments de l'Atlantique Nord par des augmentations de concentrations en grains détritiques grossiers (ou *Ice Rafted Detritus*, IRD) qui témoignent de périodes répétées de transport accru de sédiments terrigènes par de la glace de mer dérivante (i.e. intensification du courant est groenlandais du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord). Ces épisodes sont régulièrement marqués par des refroidissements importants des eaux de surface dans l'Atlantique Nord et par une aridité accrue dans les zones tropicales (« *cool poles, dry tropics* » : Mayewski et al., 2004). Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer cette variabilité climatique millénaire et les facteurs forçant sont souvent multiples et interdépendants, impliquant le plus fréquemment la variabilité passée de l'activité solaire (i.e. irradiance solaire ou dTSi ; Steinhilber et al. 2009) ainsi que les réorganisations courantologiques associées aux dynamiques de l'AMOC et du gyre subpolaire de l'Atlantique Nord (e.g. Bond et al., 1997, 2001 ; Risebrobakken et al., 2003 ; Black et al., 2007 ; Cronin et al., 2007, 2014 ; Sicre et al., 2008 ; Thornalley *et al.*, 2009 ; Debret et al., 2009). Le dernier RCC correspond au Petit Age Glaciaire entre 1350 et 1800 ans AD (600–150 ans BP ; Figure I.14). Les données historiques permettent de caractériser plusieurs autres évènements climatiques intervenus au cours des derniers 2 000 ans tels que la période chaude gallo-romaine, les âges sombres médiévaux ou encore l'optimum climatique médiéval (Figure I.14).

Dans le cadre de cette thèse, les derniers 14 ka BP ont fait l'objet d'études paléoenvironnementales et notamment à partir des séquences sédimentaires prélevées en Méditerranée occidentale (cf. section précédente pour la localisation des carottes KSG-31 et MD04-2801). L'ensemble des analyses déployées sur les archives sédimentaires (cf. chapitre II) ont été réalisées avec une résolution moyenne de 150 ans. De plus, l'évènement climatique du « 4,2 ka BP » a fait l'objet d'une très haute résolution d'étude, moyenne de 20 ans, dans le but de discuter à une échelle très fine les processus inhérents aux variations climatiques et environnementales qui ont affecté le bassin méditerranéen occidental.

I.3. Contexte climatique actuel

I.3.1 Circulation atmosphérique générale

I.3.1.1. *Le modèle de la circulation atmosphérique générale*

A la base des mouvements atmosphériques, les radiations solaires réchauffent la surface de la Terre (i.e. déséquilibre radiatif dû à l'inclinaison de la Terre, impliquant une plus grande énergie radiative reçue à l'équateur) qui réchauffe l'air à son tour, provoquant l'ascension de grandes quantités d'air humide. La condensation de ces masses d'air humide forme de grands nuages principalement au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Ainsi, la circulation atmosphérique fait l'objet de transferts convectifs de l'énergie solaire incidente depuis l'équateur vers les pôles. Le modèle théorique actuel de la circulation atmosphérique implique la transmission de cette énergie *via* des cellules atmosphériques fonctionnant comme des engrenages (i.e. principe de Hadley ; Persson, 2006 ; Figure I.15), eux-mêmes définis régionalement de manière plus complexe en raison de la répartition des masses océaniques et continentales et des reliefs. Pour chaque hémisphère, trois grandes cellules convectives sont disposées en bandes latitudinales symétriquement par rapport à la ZCIT : les cellules de Hadley, les cellules de Ferrel et enfin les cellules polaires (Figure I.15) ; la ZCIT fluctuant entre 20°S et 5°N durant l'hiver boréal et 5°N et 25°N durant l'été boréal (Janvier et Juillet correspondant respectivement aux positions Nord et Sud extrêmes de la ZCIT).

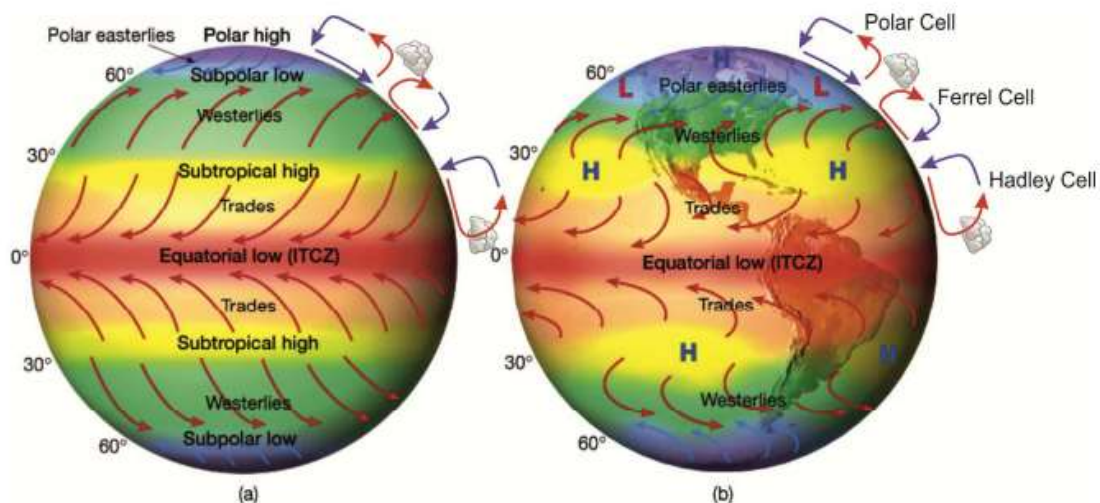


Figure I.15 : a) Schéma du modèle des trajectoires des courants atmosphériques générés sous l'effet des gradients de pression atmosphériques et de l'influence de la force de Coriolis. b) Schéma du modèle des trajectoires des courants atmosphériques (vents) sous l'influence des masses continentales (d'après Lutgens and Tarbuck, 2001).

Le modèle de la circulation générale est décrit selon 3 grands complexes de gyres atmosphériques dans chaque hémisphère (Figure I.15). La circulation de basse atmosphère (i.e. troposphérique) peut être décomposée selon le schéma général global suivant :

- Les Alizés de Nord-Est et de Sud-Est, respectivement dans l’Hémisphère Nord et dans l’Hémisphère Sud, sont des vents secs et réguliers qui caractérisent la zone intertropicale.
- Les vents de secteur Ouest ou *westerlies* assurent le transfert d’énergie entre les tropiques et les moyennes latitudes des zones tempérées.
- Les vents de secteur Est assurent le transfert d’énergie des moyennes latitudes vers les pôles.

I.3.1.2. La circulation atmosphérique en Méditerranée occidentale

La circulation atmosphérique de la Méditerranée Occidentale (Figure I.16) est intrinsèquement liée avec la circulation atmosphérique générale de l’Atlantique Nord et de l’Europe (Plaut et Simonnet, 2001).

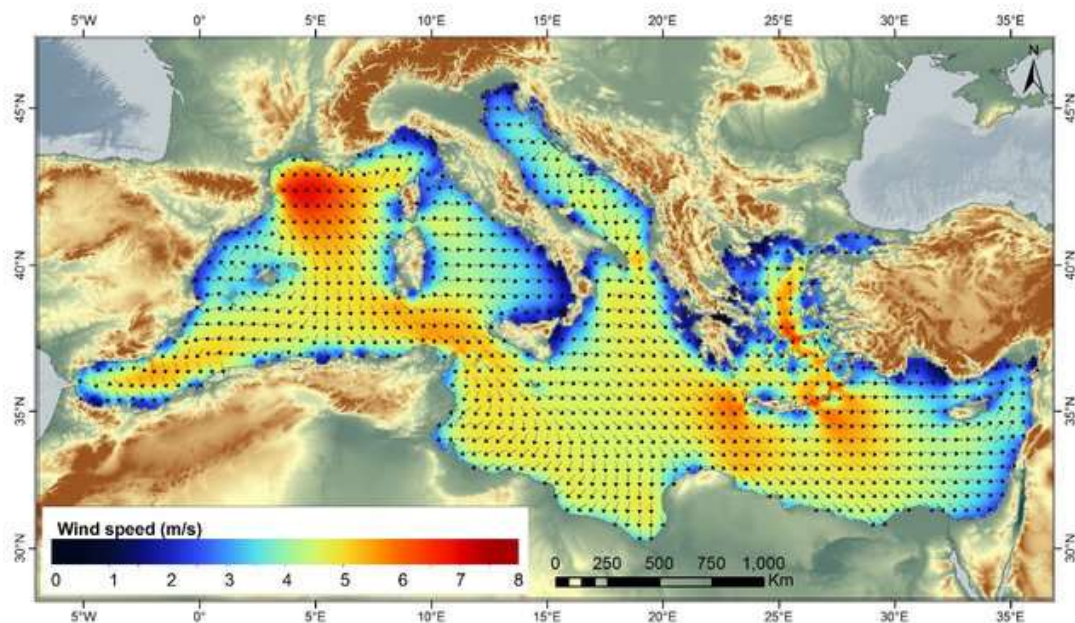


Figure I.16 : Carte des vents en Méditerranée selon le modèle ETA (Soukissian et al., 2018). Les vitesses moyennes sont indiquées par l'échelle colorimétrique et la direction par les flèches (à 10 m au-dessus du niveau de la mer).

Lorsque les systèmes de hautes pressions de l’Atlantique Nord stagnent sur les régions arctiques (Groenland et Islande) ou la Scandinavie, les dépressions de l’Atlantique sont canalisées sur le sud de l’Europe et la Méditerranée. Ces dépressions amenées par les vents d’Ouest impliquent une augmentation significative des précipitations sur le bassin. A contrario, un déplacement de l’anticyclone

des Açores vers le Nord du bassin atlantique induit un décalage des précipitations atlantiques sur l'Europe du Nord et une diminution des précipitations en Méditerranée occidentale.

De plus, la présence des nombreux reliefs favorise des couloirs orographiques canalisant des courants atmosphériques majeurs (Figure I.17).

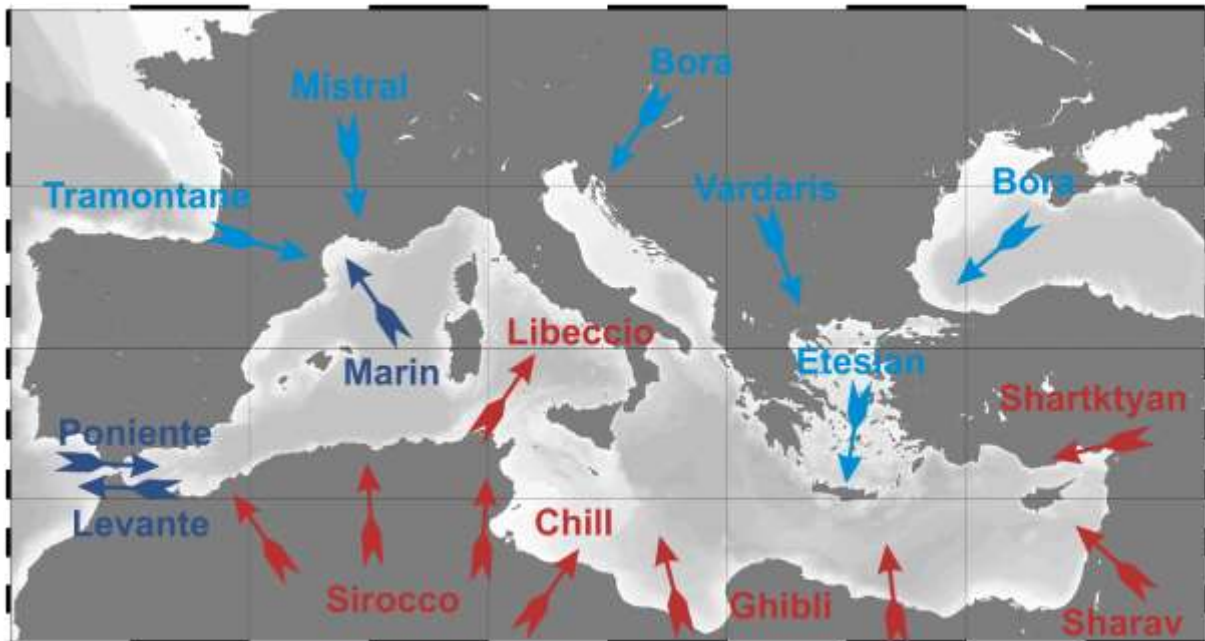


Figure I.17 : Fond de carte (données bathymétriques GEBCO 2020 ; NOAA ; SRTM pour Shuttle Radar Topography Mission, geo.data.gouv.fr sous Arcgis10.6) permettant de figurer les principaux vents en Méditerranée (NB : leurs noms peuvent varier suivant les endroits). En bleu clair les vents « froids » de secteur Nord, en bleu foncé les vents marins « humides » et en rouge les vents « chauds » de secteur Sud.

Un système dépressionnaire centré au-dessus de la Méditerranée, associé à un blocage anticyclonique en Atlantique de l'Est, favorisera l'amplification des vents froids et secs de secteur Nord et Nord-Ouest sur le Golfe du Lion, comme le Mistral et la Tramontane (Najac *et al.*, 2009 ; Figure I.17). A l'inverse, les vents chauds et humides en provenance du Sud-Est de la Méditerranée Occidentale, comme le Levant, se mettront en place lors de la persistance d'un système anticyclonique sur la Scandinavie (Plaut et Simmonet, 2001). Au niveau de la rive Sud du bassin méditerranéen, les vents déplacent chaque année 60 à 200 millions de tonnes de poussières ainsi que 10 à 20 millions de tonnes de sables depuis le Sahara. Le Sirocco (i.e. Chill ou Ghibli ; Figure 17), de secteur Sud, est un vent sec et chaud issu des hautes pressions subtropicales et soufflant régulièrement pendant la période estivale. Les événements de Sirocco seront favorisés par le déplacement d'une masse d'air cyclonique sur le bassin occidental de la Méditerranée, canalisant vers le Nord les flux d'air chauds issus du Sahara.

Enfin, certains phénomènes météorologiques contribuent aux spécificités climatiques régionales de manière plus locale sur le bassin méditerranéen. En effet, la Mer Méditerranée est une source de chaleur et d'humidité (Winschall *et al.*, 2014) impliquant une advection importante des masses d'air

depuis les différents sous-bassins de la Méditerranée vers les reliefs et entraînant des précipitations intenses saisonnières (e.g. épisodes cévenols ; Nuissier *et al.*, 2011). Des cyclones de petite envergure mais de grande intensité (Lionello *et al.*, 2016) peuvent également se former lorsque les masses d'air chaudes méditerranéennes rencontrent des dépressions venues de l'Atlantique. Les événements météorologiques extrêmes comme les vagues de chaleur en été (Cassou *et al.*, 2005) ou les épisodes cévenols sont intimement liés à la configuration de la circulation atmosphérique générale de l'Atlantique Nord.

I.3.2 Les oscillations climatiques naturelles

I.3.2.1. Les principales oscillations climatiques naturelles

La circulation atmosphérique est caractérisée par des oscillations climatiques naturelles dont les différents modes résultent des gradients de pression atmosphériques calculés entre des zones de haute pression atmosphérique (i.e. cellule anticyclonique) et de basse pression atmosphérique (i.e. cellule dépressionnaire). Dans l'Hémisphère Sud, l'Oscillation Antarctique (OAA) stratosphérique a des répercussions directes sur l'oscillation troposphérique « El Niño-La Niña » (ENSO pour *El Niño Southern Oscillation*), et notamment dans l'Océan Pacifique. Dans l'Hémisphère Nord, l'oscillation de l'Arctique (OA) stratosphérique a des répercussions directes sur l'oscillation troposphérique nord atlantique (NAO pour *North Atlantic Oscillation* ; Hurrell et Deser, 2010). La NAO est définie comme la différence de pression atmosphérique entre les Açores et l'Islande et induit un fort contrôle sur la position latitudinale et la vigueur des *westerlies* (Hurrell et Deser, 2010 ; Morley *et al.*, 2014 ; Figure I.18).

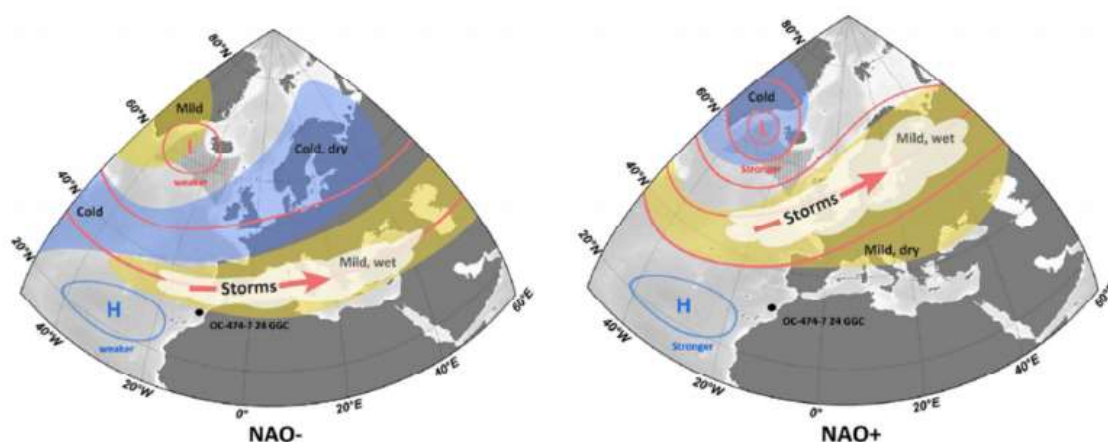


Figure I.18 : Schématisation de l'Oscillation Nord Atlantique en phase négative (NAO-) à gauche et en phase positive (NAO+) à droite (Morley *et al.*, 2014). Les modes de la NAO expliquent la direction et l'intensité des vents d'ouest et le régime de précipitations et de tempêtes hivernales sur le sud de l'Europe et la Méditerranée (NAO-) ou sur le nord de l'Europe (NAO+).

1.3.2.2. Les oscillations climatiques naturelles en Méditerranée occidentale

Du fait de la position à la confluence de nombreuses influences climatiques, la Méditerranée expose des gradients climatiques marqués entre le Nord et le Sud et l'Ouest et l'Est (Lionello et al., 2012). La sensibilité des différentes zones du bassin méditerranéen se caractérise par un dipôle climatique impliquant des conditions majoritairement plus sèches à l'ouest et plus humides à l'est (Maheras et al., 1990 ; Xoplaki et al., 2003 ; Liguori et al., 2017). Ainsi, cette configuration spatiale climatique type est principalement associée à l'influence de la NAO et est indiquée comme un facteur majeur d'évènements climatiques extrêmes en Méditerranée comme celui du « 4.2 ka BP » (Bini et al., 2019 ; Figure I.19). Cette configuration en dipôle peut également être rattachée aux téléconnexions de phénomènes de différences de pression entre l'ouest de la Russie et l'Atlantique de l'Est (Liguori et al., 2017). On parle d'« Eastern Atlanic pattern » et de « Western Russia pattern » pour définir respectivement le mode de fluctuation des pressions atmosphériques dans l'est de l'Atlantique et dans l'ouest de la Russie.

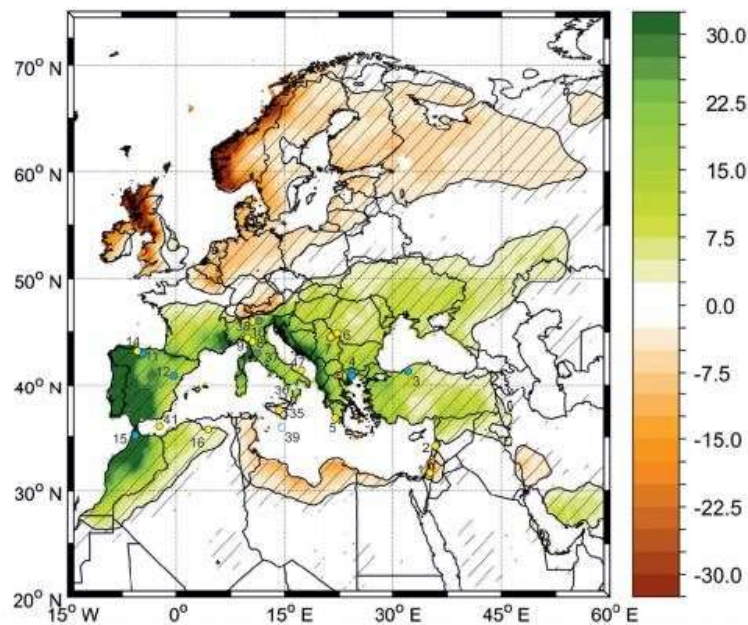


Figure I.19 : Carte des corrélations entre l'index NAO (Décembre, Janvier, Février) et les taux de précipitations durant les configurations NAO négatives (Perçoiu et al., 2018). Une corrélation négative (en orangé) indique des taux de précipitations plus faibles qu'en moyenne durant les phases NAO-. Une corrélation positive (en vert) indique des taux de précipitations plus élevés qu'en moyenne durant les phases NAO-. L'opposition soulignée par cette figure illustre le dipôle climatique méditerranéen.

I.3.3 Circulation océanique en Méditerranée occidentale

I.3.3.1. Circulation océanique générale

La mer Méditerranée est un bassin de concentration semi-fermé caractérisé par une forte évaporation et un faible apport d'eaux douces (i.e. précipitations et ruissellement), induisant une salinité de surface moyenne élevée (Figure I.20B) augmentant du détroit de Gibraltar (< 37 psu) vers l'est du bassin (> 37,5 psu ; Arnone and La Violette, 1986). Sous une influence décroissante des eaux atlantiques d'Ouest en Est (Figure I.20), la Mer Méditerranée présente ainsi un fort contraste hydrologique entre le bassin occidental et le bassin oriental.

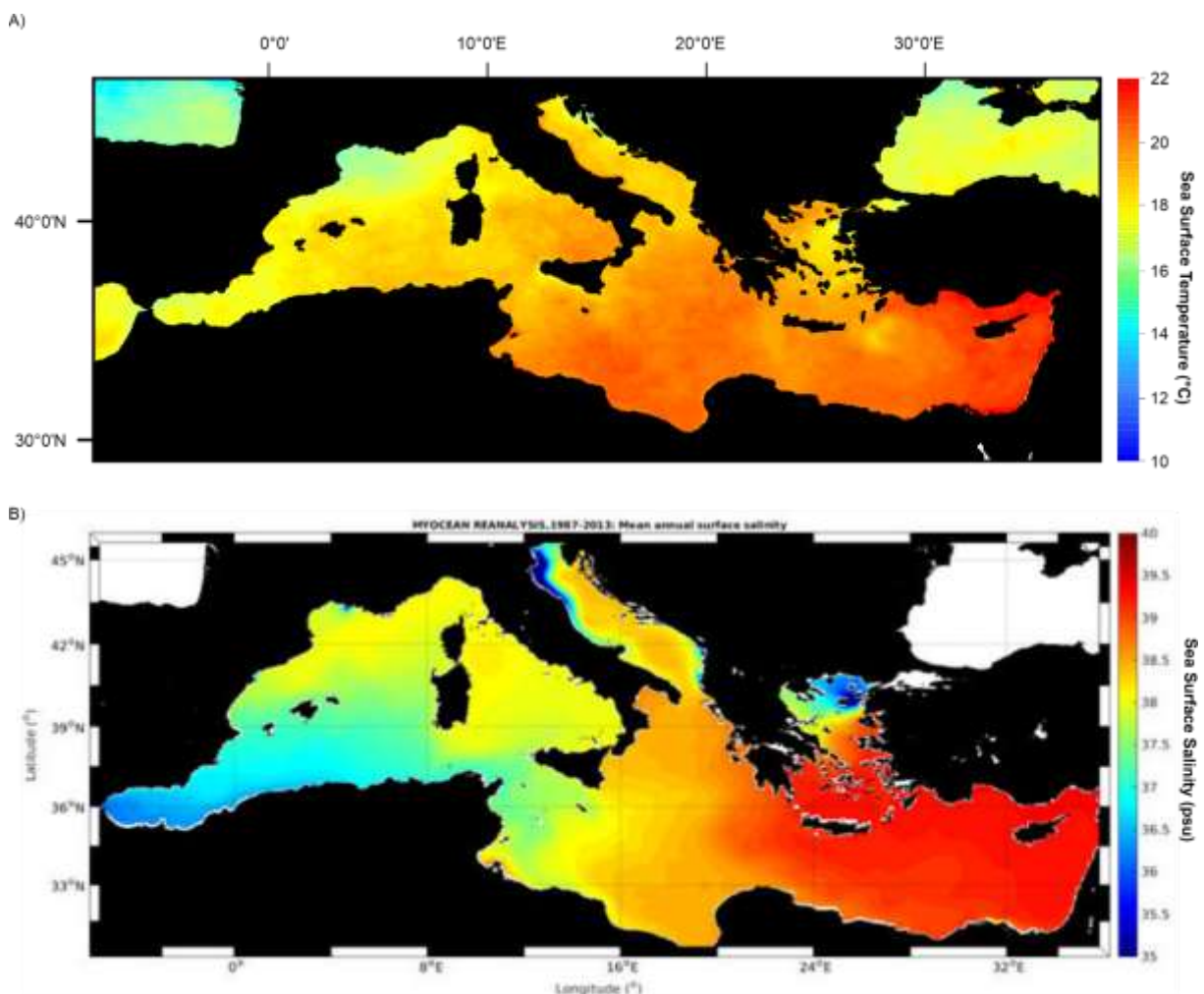


Figure I.20 : A) Température de surface (°C) (World Ocean Atlas 2018) et B) Salinité de surface annuelle moyenne (modifié d'après Soukissian et al., 2017), en Méditerranée.

De plus, les eaux sont stratifiées selon 3 niveaux de circulation identifiés indépendamment sur la Figure I.21.

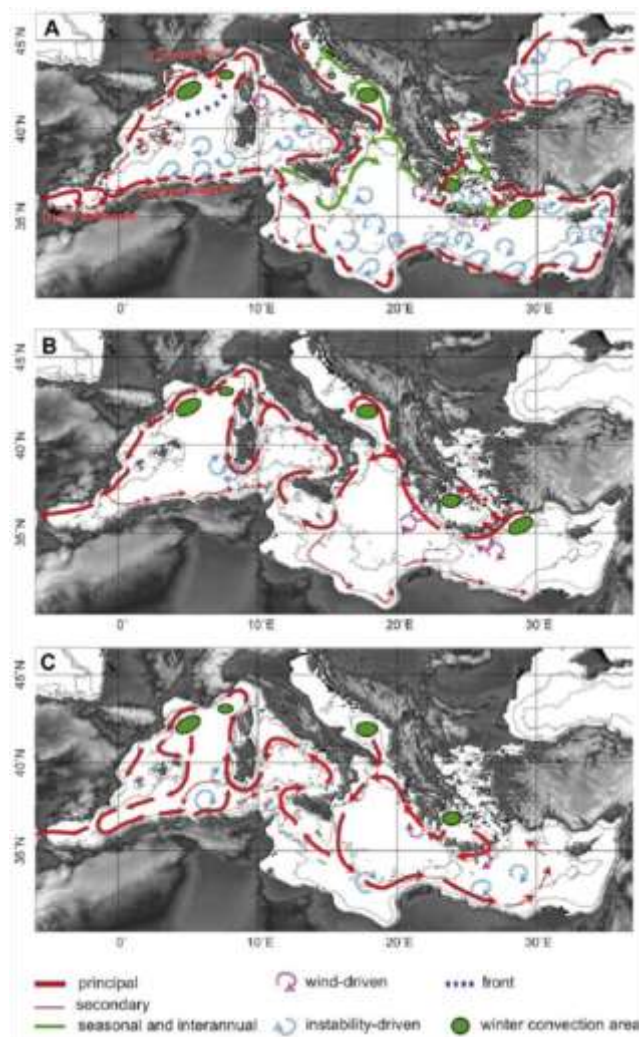


Figure I.21 : Schéma de la circulation des masses d'eaux en mer Méditerranée, pour (A) les eaux de surface ; (B) les eaux intermédiaires et (C) les eaux profondes ; figurent également les lieux de convection, i.e. les zones de formation d'eaux intermédiaires et profondes (modifié d'après Millot, 1999, revu par Durrieu de Madron et al., 2013).

- Les **eaux de surface (Figure 21A)**, aussi appelées « *Modified Atlantic Waters* » (MAW), circulent entre la surface et 200 m de profondeur, et entrent par le détroit de Gibraltar (*Atlantic Waters*, AW sur la Figure I.22) dans les deux grands gyres de surface de la Mer d'Alboran (i.e. *Western Alboran Gyre* et *Eastern Alboran Gyre* ; Figure I.21A). Ces masses d'eau poursuivent leur course dans les gyres du courant Algérien qui longe la côte nord-africaine et sont caractérisées par un gradient croissant des température (Figure I.20A) et salinité (Figure 20B) de surface (Millot, 1987 ; Millot, 1990 ; Millot, 1991 ; Benzohra et al., 1995 ; Millot, 1999).
- Les **eaux levantines intermédiaires (Figure 21B)**, ou « *Levantine Intermediate Waters* » (LIW ; Figure I.22), circulent entre 200 et 500 m de profondeur. Ces eaux se forment (i.e. plongent ou subsident) au niveau du bassin méditerranéen oriental après l'enrichissement en sel des eaux de surface et leur refroidissement dû aux vents froids et secs de l'Anatolie et s'écoulent

vers l'ouest (Millot, 1987 ; Millot, 1991 ; Millot and Taupier-Letage, 2005 ; Millot, 2009 ; Millot, 2014).

- Les **eaux profondes (Figure 21C)**, ou « *Mediterranean Deep Waters* » (MDW ; Figure 22), sont trouvées à des profondeurs supérieures à 500 m et se forment dans plusieurs zones restreintes de la Méditerranée (i.e. Mer Adriatique, Mer Egée, Golfe du Lion ; Millot, 1987 ; Millot, 1991 ; Millot, 1999). Dans le Golfe du Lion, le refroidissement et le mélange des eaux de surface et intermédiaires par le Mistral et la Tramontane (vents froids et secs) entraînent leur plongement vers la plaine abyssale (Western MDW ou WMDW ; Figure I.22 ; Rhein, 1995 ; Schroeder *et al.*, 2010). Cet export d'eaux profondes ouest-méditerranéennes, intimement lié à la stratification des eaux dans le Golfe du Lion, est soumis à une forte variabilité saisonnière et interannuelle (Millot, 1990). Les WMDW, qui circulent depuis le bassin Liguro-Provençal vers le sud en contournant l'archipel des Baléares avant d'atteindre la Mer d'Alboran, et les LIW se rejoignent au niveau du détroit de Gibraltar formant alors les « *Mediterranean Outflow Waters* » (MOW ; Figure I.22).

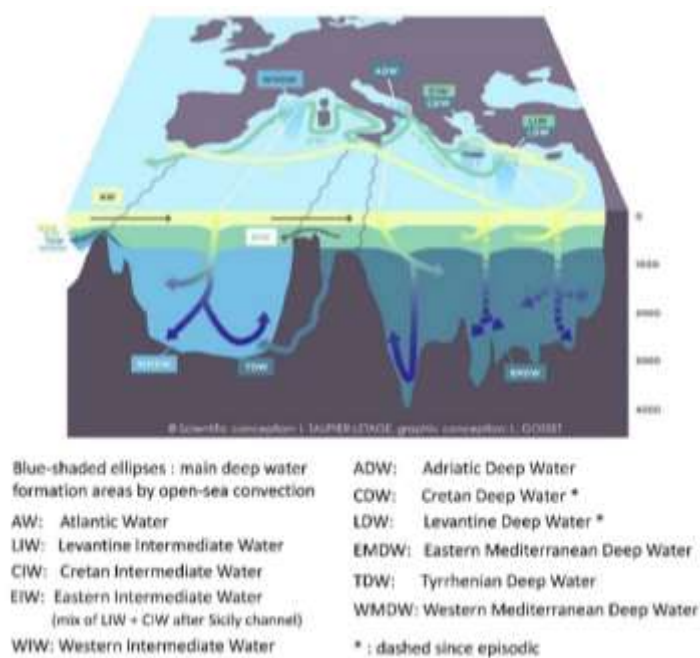


Figure I.22 : Schéma 3D de la circulation thermohaline en mer Méditerranée (d'après Millot and Taupier-Letage (2005) https://www.ifremer.fr/lobtln/OTHER/Millot_Taupier_handbook.pdf).

I.3.3.2. Dynamique hydrologique du Bassin Algérien

Les MAW longent la côte nord-africaine entre le détroit de Gibraltar et le détroit siculo-tunisien, leurs caractéristiques évoluant depuis les côtes marocaines jusqu'aux côtes tunisiennes. Au niveau du détroit siculo-tunisien, une partie des eaux de surface circule vers le bassin oriental tandis que l'autre

partie circule vers le Nord *via* la Mer Thyrrénienne (Figure I.22). A la sortie des grands gyres de surface en Mer d'Alboran, les eaux sont canalisées des côtes espagnoles vers les côtes algériennes dans le courant algérien (Figure I.21A), ondulant vers l'est à environ 30 à 40 km des côtes (Millot, 1985 ; Arnone et La Violette, 1986 ; Arnone et al., 1990). L'irrégularité de la côte est à l'origine d'instabilités du courant algérien et ainsi de tourbillons formés sous l'influence du vent qui tourne près de la côte (vers 3°E). Les gyres peuvent atteindre des tailles de 100 à 200 km de diamètre puis dériver vers le nord voire l'ouest du bassin (Millot, 1999 ; Millot et Taupier-Letage, 2015). Ces excursions du courant algérien entraînent vers le Nord une extension des eaux de surface à faible salinité et donc une migration du front de densité. A partir de 3°E, le courant algérien n'existe plus en tant qu'entité continue et cohérente (Millot, 1987 ; Perkins et Pistek, 1990).

Les masses d'eaux profondes, et notamment le eaux intermédiaires (i.e. LIW ; Figure I.22), sont fortement enrichies en nutriments dissous provenant d'apports fluviaux majeurs (e.g. Nil dans le bassin méditerranéen oriental). Cependant, la majorité des eaux de surface du bassin méditerranéen occidental est oligotrophe (Figure I.23). En effet, les concentrations en nitrates et phosphates peuvent être considérés comme un facteur limitant important pour la productivité primaire en Mer Méditerranée (Berland et al., 1980 ; Lazzari et al., 2016). En dehors des zones d'apports par les fleuves, la mer Méditerranée se caractérise notamment par un déficit de concentration en phosphates par rapport à celle en nitrates, à l'exception de la mer d'Alboran (Figure I.23). L'oligotrophie de la Méditerranée est décrite par la majorité des bilans en nutriments disponibles comme résultante de la circulation anti estuarienne dans le détroit de Gibraltar (Béthoux et al., 2002 ; Ibello et al., 2010 ; d'Alcalà et al., 2003 ; Schroeder et al., 2010). En effet les eaux du Golfe de Cadix entrant en surface par le détroit de Gibraltar sont majoritairement caractérisées par un régime oligotrophe (Huertas et al., 2012 ; Flecha et al., 2012) influencé par le courant des Açores, pauvre en nutriments. Cependant, les eaux Atlantiques entrantes sont suffisamment chargées en phosphate et en nitrate pour soutenir la productivité primaire (Huertas et al., 2012). De plus, la concentration en nitrates des bassins occidentaux et orientaux est un paramètre quasi-conservateur qui a permis de démontrer que les processus de circulation internes du bassin permettent la transformation des eaux de surface appauvries en nitrates en eaux profondes appauvries en phosphates. L'afflux d'eaux atlantiques par le détroit de Gibraltar ne peut donc pas être à l'origine de l'appauvrissement en phosphate du bassin méditerranéen (Huertas et al., 2012). Par extension, cela signifie qu'en dehors de la mer d'Alboran, les seuls apports de phosphate dans les eaux de surface sont issus de mouvements verticaux enrichissant en phosphate la couche de surface comme observé dans l'ouest de la mer d'Alboran (Minas et al., 1987 ; Packard et al., 1988 ; Rubin et al., 1992 ; Prieto et al., 1999 ; Rodriguez et al., 1998 ; Prieto et al., 2001 ; Ruiz et al., 2001).

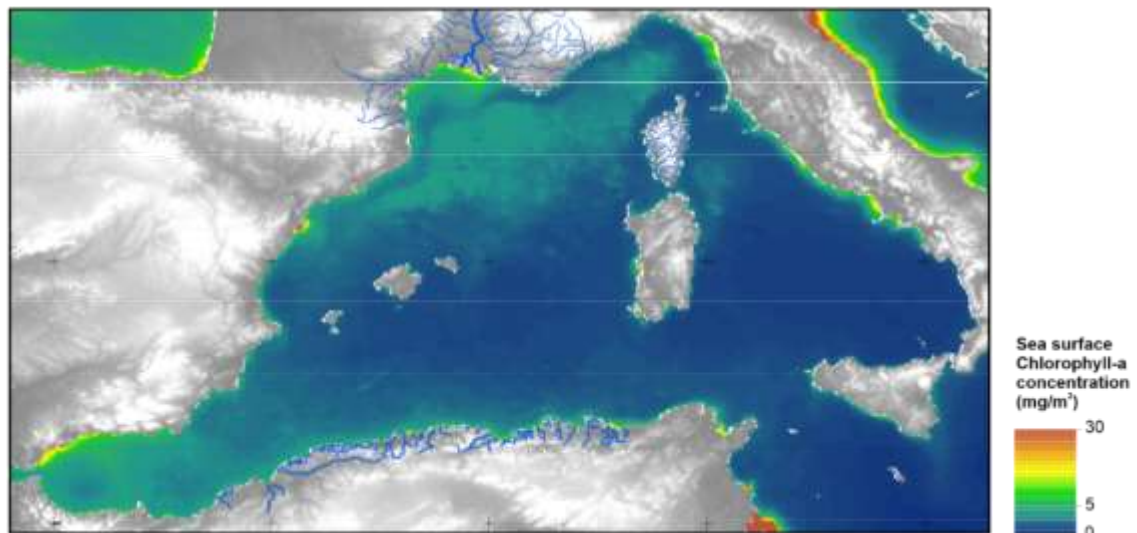


Figure I.23 : Cartes du bassin méditerranéen occidental figurant la concentration en chlorophylle-a des eaux de surface (World Ocean Atlas 2018).

L'insertion des eaux atlantiques, dont la salinité est en moyenne inférieure à 37 psu (Arnone and La Violette, 1986), le long du courant algérien jusqu'à 3°E, implique un front halin marqué avec les eaux méditerranéennes de surface dont la salinité moyenne est supérieure à 37,5 psu (Lohrenz et al., 1988 ; Arnone et al., 1990 ; Perkins et Pistek, 1990). Ce front de densité est actuellement décrit par des conditions productives, où des concentrations inattendues en nutriments et en biomasse phytoplanctonique sont mesurées (e.g. Sournia, 1973 ; Lohrenz et al., 1988 ; Raimbault et al., 1993), liées à de forts brassages verticaux le long de la zone frontale. Deux caractéristiques majeures peuvent être mises en évidence permettant d'expliquer l'enrichissement en nutriments des eaux de surface (Raimbault et al., 1993) : i) le mélange isopycnal, affectant davantage la zone côtière, amène les eaux riches en nutriments de la nutricline vers la zone photique, ii) le mélange diapycnal, affectant davantage la zone hauturière, permet aux masses d'eaux de traverser le front de densité, permettant ainsi un brassage vertical de nutriments dont certains issus des masses d'eaux profondes et intermédiaires. Vers l'ouest, entre environ 0° et 2°E, les vents du large induisent également des remontées saisonnières d'eaux côtières probablement causées par des effets de basse pression barométrique le long des côtes sous l'effet du réchauffement solaire (Bakun et Agostini, 2001).

Dans la majeure partie du bassin méditerranéen occidental, les décharges fluviales sont faibles. Au niveau de la marge algérienne, les oueds sont caractérisés par un faible débit d'avril à septembre mais aussi par des épisodes de crues soudaines en automne-hiver. Malgré leur caractère occasionnel, les crues des oueds sont reconnues comme des facteurs érosifs majeurs. Multipliant par 10 le débit d'eaux douces arrivant en mer hors périodes de crues, ces apports fluviaux représentent une charge annuelle majeure additionnelle en détritus terrigène, et ainsi en flux de particules organiques et inorganiques et en nutriments (Guizien et al., 2007 ; Tzoraki et Nikolaidis, 2007).

I.3.3.3. Dynamique hydrologique dans le Golfe du Lion

Dans le Golfe du Lion, l'influence majeure de la circulation océanique générale est le courant géostrophique Liguro-Provençal ou courant du Nord (Millot, 1990). Ce courant forme la continuité de la circulation cyclonique générale des eaux atlantiques (MAW ; Millot, 1987). Il s'écoule vers le sud-ouest le long du talus continental et dévie parfois vers l'intérieur du plateau continental lors des épisodes de vents de nord-ouest (Millot, 1990 ; Petrenko, 2003) ; le vent constituant le principal forçage de la circulation océanique de surface dans le Golfe du Lion (Millot, 1990 ; Figure I.24).

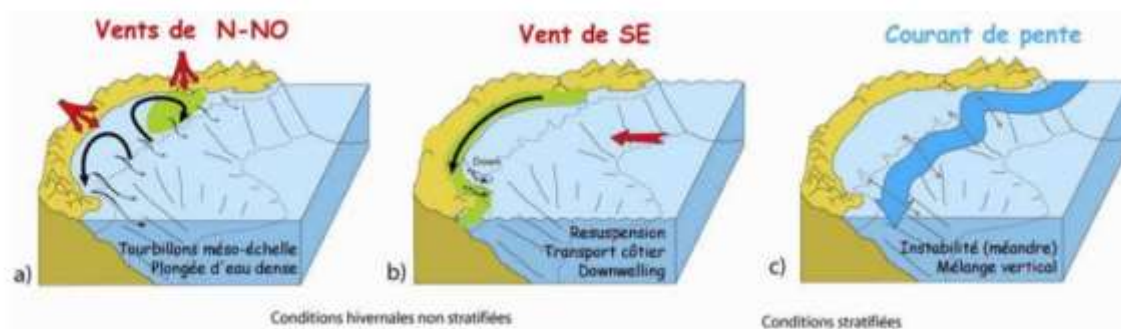


Figure I.24 : Blocs diagrammes schématiques des principaux mécanismes hydrologiques dans le Golfe du Lion dans différentes configurations : a) sous un régime de vents continentaux (Mistral et Tramontane), b) sous l'influence de vents de mer (Marin) et c) sous l'influence du courant de pente et de la circulation thermohaline (d'après Bourrin *et al.*, 2009).

Les vents dominants sont le Mistral (vents de N ; Figures I.17 et I.24) et la Tramontane (vents de NW ; Figures I.17 et I.24a), des vents continentaux froids et secs dont l'intensité est favorisée par le déplacement des hautes pressions islandaises vers le Nord génèrent ces flux d'air polaire sur l'Europe, eux-mêmes canalisés par l'orographie (e.g. vallée du Rhône pour le Mistral). En hiver, la formation d'eaux denses sur le plateau résulte de l'action combinée du Mistral et de la Tramontane, refroidissant fortement les eaux de surface et impliquant leur subsidence par effet de densité (Estournel *et al.*, 2003). En partie distale du plateau, ces masses d'eau suivent alors les canyons qui incisent le plateau continental (Millot, 1987 ; Millot, 1990 ; Millot, 1999 ; Bakun et Agostini, 2001 ; Millot et Taupier-Letage, 2015). Au niveau des eaux côtières, l'effet des vents continentaux d'Europe du Nord entraîne des remontées d'eaux par le biais de cellules côtières d'upwelling de part et d'autre de l'embouchure du Rhône et sur toute la côte du Golfe du Lion (Millot, 1990). Les vents d'E et de SE, provenant de l'intérieur du bassin méditerranéen (Figure I.17), agissent de façon épisodique sur le Golfe du Lion et entraînent (Figure I.24b) : i) de grandes houles qui remobilisent les particules sédimentaires dans la colonne d'eau (Bassetti *et al.*, 2016), ii) une circulation cyclonique sur le plateau responsable de la downwelling sur le plateau (Monaco *et al.*, 1990) et iii) une élévation du niveau marin relatif à la côte (Ulses *et al.*, 2008).

De manière générale, une forte stratification des eaux du Golfe du Lion est notée du printemps à l'été, séparant la couche de surface (10 à 20 m de profondeur ; 20°C) de la couche inférieure (13,5°C),

tandis que les eaux sont mélangées l'hiver sous l'influence principale du Mistral et de la Tramontane, à l'exception de la zone d'influence rhodanienne. Avec un débit de $1\,690\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ (Moutin et al., 1998), le Rhône constitue le plus gros apport en eaux douces vers le bassin méditerranéen occidental. Sous l'effet de la force de Coriolis, le panache d'eaux douces du Rhône formé à son embouchure se propage en surface sur un à plusieurs mètres d'épaisseur et s'étend à l'ouest sur plusieurs dizaines à centaines de kilomètres sous l'influence des vents. Dans le Golfe du Lion, les apports terrigènes du Rhône constituent la base d'environ 50% de la productivité planctonique (Coste, 1974 ; Morel et al., 1990).

I.3.4 Climat et biomes terrestres méditerranéens

I.3.4.1. L'identité climatique méditerranéenne

Le climat représente l'état moyen des phénomènes météorologiques (au moins 10 ans d'observations moyennées) en un lieu donné (e.g. précipitations, températures, régimes de vent). La zone méditerranéenne est à l'origine de l'expression « climat méditerranéen » bien que plusieurs zones du globe soient également caractérisées par ce type de climat (e.g. côte californienne, certaines régions d'Afrique du Sud, d'Australie et du Chili).

Le climat méditerranéen est défini (dictionnaire du climat ; Daget, 1977 ; Somot, 2005) comme « un climat pluvieux et souvent doux en hiver (en raison de perturbations advectées par les *westerlies*) et chaud et sec en été (en lien avec la remontée des hautes pressions tropicales) », à la confluence des *westerlies* dominant le climat de l'Europe du Nord et de l'Europe centrale et de la ceinture de hautes pressions subtropicales (i.e. anticyclone des Açores) positionnée au niveau de l'Afrique du Nord (Figure I.25). Le climat méditerranéen s'oppose au régime des moussons caractérisé par des maxima de précipitations pendant les mois les plus chauds.

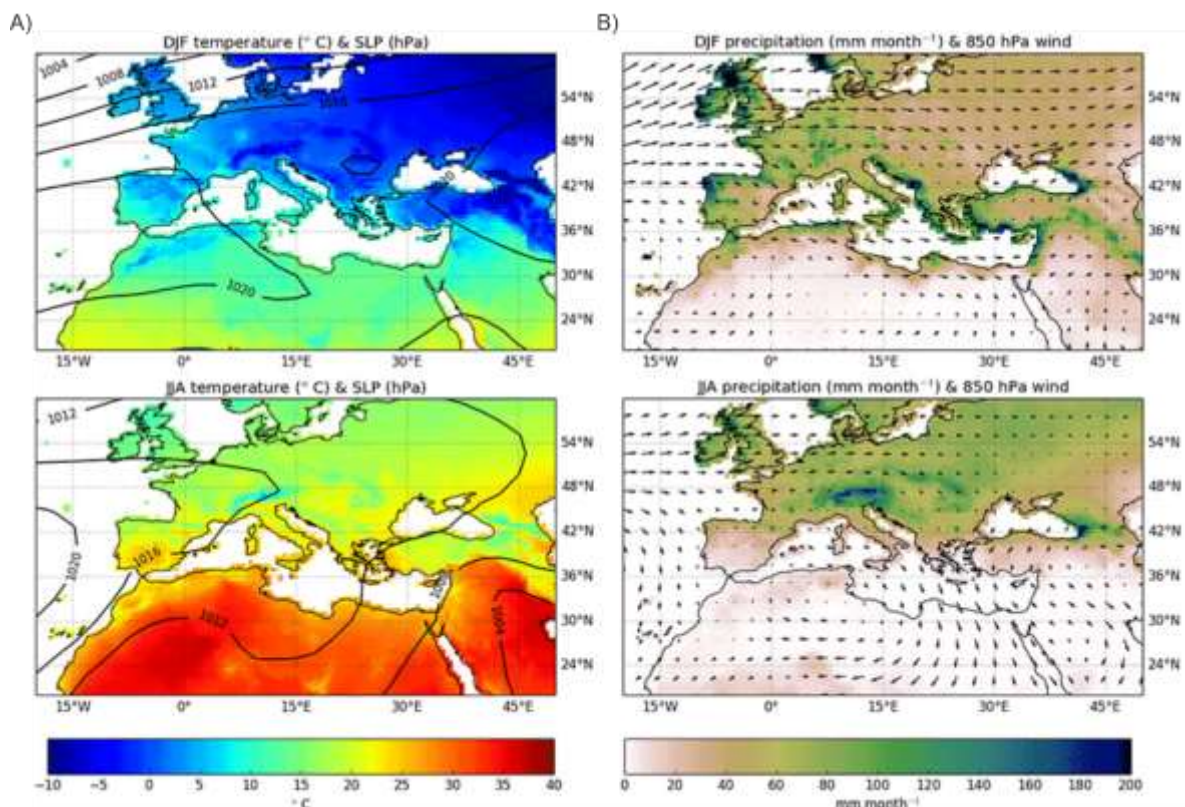


Figure I.25 : A) Cartes des températures atmosphériques moyennes pour les mois de Décembre, Janvier et Février (DJF) en haut ; et Juin, Juillet et Aout (JJA) en bas. Les isolignes représentent les pressions atmosphériques au niveau de la mer. B) Cartes des précipitations moyennes pour les mois de Décembre, Janvier et Février (DJF) en haut ; et Juin, Juillet et Aout (JJA) en bas. La taille des flèches, qui représentent les courants atmosphériques, est proportionnelle à leur intensité (Garcia-Herrera and Barriopedro, 2018).

Le climat méditerranéen est caractérisé par des apports d'eaux douces (précipitations et décharges fluviales) très faibles par rapport au taux global d'évaporation, conduisant à un bilan hydrique déficitaire (Béthoux, 1979, 1984 ; Bryden et Kinder, 1991 ; Béthoux et Gentili, 1994 ; Gilman et Garrett, 1994). Ceci explique l'augmentation de la salinité des eaux atlantiques s'insérant dans le bassin méditerranéen discuté précédemment (section I.3.3.). La période estivale (Figure I.25a) est caractérisée par un déplacement vers le Nord des hautes pressions subtropicales amenant un climat sec et chaud avec des sécheresses estivales de 2 à 8 mois, avec les plus marquées dans le secteur Sud-Est du bassin méditerranéen. A contrario, la période hivernale (Figure I.25a) est caractérisée un décalage des hautes pressions subtropicales vers le Sud, laissant place aux *westerlies* qui apportent les dépressions atlantiques et de l'humidité principalement sur la partie occidentale du bassin méditerranéen. Les hautes latitudes sont ainsi fortement impliquées dans la circulation atmosphérique de la zone méditerranéenne via les masses d'air polaires froides et sèches canalisées sur le Golfe du Lion (Mistral dans la vallée du Rhône), la Mer Adriatique (Bora) et la Mer Egée (Vardar) (cf. Figure I.17). Ces flux d'air catabatiques induisent un fort taux d'évaporation et de refroidissement des eaux de surface dans les zones exposées. Du fait de l'influence importante de l'Atlantique, une corrélation prononcée est observée entre les phases positives de la NAO et l'expression d'évènements de froids hivernaux (Moses et al., 1987 ; Maheras et al., 1999). A l'inverse, des hivers humides en Méditerranée occidentale sont corrélés avec une phase négative de la NAO (e.g. Maheras et al., 1999 ; Lolis et al., 2002 ; Dünkelloh et Jacobeit, 2003 ; cf. section I.3.2.a.).

La Méditerranée est caractérisée par une opposition de régime climatique entre ses zones Nord sous l'influence de la circulation atmosphérique des moyennes latitudes et celles du Sud sous l'influence d'un régime subtropical (Lionello et al., 2006 ; Alpert et al., 2006 ; Trigo et al., 2006). De ce fait, le climat méditerranéen se caractérise par des variations infrarégionales très marquées, tant au niveau des températures annuelles moyennes (entre 5 et 18°C) que des précipitations annuelles (entre 100 et 2000 mm/an). Dans le Golfe du Lion, les précipitations annuelles varient entre 500 et 700 mm/an et les températures varient entre 5 et 27°C, tandis qu'au niveau de la côte Algérienne, les précipitations augmentent de 300 mm à plus de 900 mm/an d'Ouest en Est et les températures varient entre 8 et 30°C. Cette opposition Nord-Sud est illustrée à travers les diagrammes températures-précipitations de données moyennées sur la période 1981-2010 à Montpellier et au port d'Alger (Figure I.26).



Figure I.26 : A) Diagrammes des températures mensuelles à Montpellier (station de Montpellier-Fréjorgues) et au port d'Alger à partir de données moyennées sur la période 1981-2010. B) Diagrammes des précipitations mensuelles et cumulées annuelles à Montpellier (station de Montpellier-Fréjorgues) et au port d'Alger à partir de données moyennées sur la période 1981-2010.

1.3.4.2. Paysages méditerranéens

Le climat méditerranéen, caractérisé par une sécheresse estivale pouvant durer plusieurs mois dans le sud du bassin, va favoriser l'adaptation d'une végétation adaptée aux contraintes climatiques. C'est d'ailleurs l'aire de répartition de l'olivier (*Olea sp.*) qui a permis de définir les limites de la zone climatique méditerranéenne (Figure I.27).

La végétation associée au climat méditerranéen est caractérisée par une diversité exceptionnelle (i.e. 25 000 à 30 000 espèces et sous-espèces, soit environ 10% des végétaux supérieurs sur une zone représentant seulement 1,6 % de la surface du globe ; Médail et Quézel, 1977), très riche en espèces endémiques, héritée d'une longue histoire recoupant des modèles évolutifs aussi contrastés que l'évolution géologique, géographique et climatique de la région qui ont façonné la bassin méditerranéen. Cette diversité s'organise entre le pôle occidental (péninsule ibérique et maroc) et le pôle oriental (Turquie et Grèce) selon les caractéristiques bioclimatiques de chaque région.



Figure 1.27 : Carte de l'aire de répartition de l'olivier (*Olea sp.*) figurant les limites du bassin versant méditerranéen et les régions administratives côtières (d'après Gaussen et de Philippis, 2003 – FAO)

L'organisation de la végétation héritée est particulièrement sensible aux variations climatiques du Plio-Pléistocène (Suc, 1984, 1989). Ainsi, les périodes glaciaires ont fortement affecté la distribution géographique de la végétation méditerranéenne qui s'est retrouvée cantonnée à des secteurs refuges (Svenning, 2003). D'ailleurs, l'ampleur et la rapidité des changements environnementaux en cours fragilisent aujourd'hui la végétation méditerranéenne (Sala et al., 2000 ; Mazzoleni et al., 2004). De plus, les activités humaines ont fortement impacté les paysages et la diversité végétale du pourtour méditerranéen depuis le Néolithique (Médail et Quézel, 1977 ; Suc, 1984, 1989). Les paysages et le couvert végétal de la région méditerranéenne s'organisent selon les fortes hétérogénéités topographiques et climatiques de la région en quatre grands types de milieux :

- 1) Les pelouses : aires de végétation ouverte composées de nombreuses plantes annuelles et vivaces appartenant à plusieurs familles (e.g. Fabaceae, Asteraceae, Cichorioideae, Cistaceae, Poaceae, Chenopodiaceae) ou encore à *Asphodelus*. Cette végétation est parfois associée à un couvert arbustif éparse sous la forme d'un mattoral (formation végétale basse à élevée d'espace couvert ou ouvert).
- 2) Les garrigues : aires dominées par la végétation buissonnante (e.g. Ericaceae ou bruyères, Cistaceae ou cistes, *Juniperus* ou genévriers, ou encore *Buxus* ou buis). Ces plantes sont fréquemment accompagnées à des plantes aromatiques de la famille des Lamiaceae typiques de la région méditerranéenne comme *Rosmarinus* (romarin), *Thymus* (thym), *Lavandula* (lavandin), *Origanum* (origan) ou *Salvia* (sauge). Cette végétation colonise majoritairement les terrains calcaires. Quelques espèces arbustives vestiges peuvent y être représentées comme

Quercus ilex (Chêne vert) ou *Olea* sp. En effet, la garrigue est considérée comme une végétation ouverte résultant de la dégradation de la forêt méditerranéenne et ne dépasse pas 2 m de haut.

- 3) Les maquis : aires de végétation buissonnante à arbustive majoritairement représentée par *Abrutus* (arbousier), *Cistus*, *Pistacia* (pistachier), *Jasminum* (jasmin), *Phillyrea* (fillaire) ou encore *Myrtus* (myrthe). Cette végétation se développe majoritairement sur les sols siliceux (acides) et est favorable au développement d'espèces arboréennes comme *Quercus suber* (chêne liège) ou *Pistacia lentiscus*. Le maquis est une formation végétale relativement haute pouvant atteindre 3 à 10 m de haut.

Les formations végétales dégradées comme le maquis et la garrigue sont omniprésentes sur le pourtour méditerranéen. En effet, la sécheresse et la chaleur impliquent une adaptation des végétaux mais également un déclenchement et une extension facilitée des incendies. La végétation caractérisant ces milieux est donc représentative d'espèces colonisatrices à fort pouvoir de résilience.

- 4) Les forêts : aires boisées dominées par des essences comme *Quercus ilex*, *Quercus suber*, *Olea europaea* ou *Pinus alepensis* (pin d'Alep). Il existe plusieurs types de forêts en méditerranée :
- Les forêts dominées par *Pinus* sont d'ailleurs appelées des pinèdes et sont représentées depuis les zones littorales jusqu'aux altitudes relativement hautes.
 - Les forêts de chênes verts groupant *Quercus ilex* et *Quercus pubescens* (chêne pubescent) sont représentées dans les zones à sols calcaires et dont les périodes de sécheresse durent moins de 3 mois/an.
 - Les forêts de *Quercus suber* sont localisées dans les massifs cristallins du fait de leur affinité stricte pour des sols non-calcaires. Les plus étages les plus hauts de ces forêts sont largement partagées avec *Castanea* (chataîgnier).
 - Les forêts de *Quercus coccifera* (chêne Kermès) sont les plus basses (3 m) et localisées dans les zones de sécheresse les plus fortes (plus de 3 mois/an).
 - Les forêts de montagne sont cantonnées aux plus hautes altitudes et sont majoritairement composées de *Juniperus* arborescent ainsi que de *Cedrus* dans les zones sud méditerranéennes. Des espèces dites « euro-typées » comme *Abies* peuvent également être observées au niveau de la rive nord méditerranéenne.

Le couvert forestier méditerranéen est restreint aux zones présentant d'importants taux de précipitations et donc, par définition, est plus étendu au Nord (Figure I.28).



Figure I.28 : Carte de la répartition des zones forestières de la région méditerranéenne (Médail et Quézel, 2003).

1.3.4.3. Etagements de la végétation méditerranéenne

La ceinture orographique du pourtour méditerranéen offre un important gradient altitudinal depuis les plaines, où l'amplitude thermique est la plus forte, jusqu'aux sommets où elle l'amplitude thermique est atténuée en fonction des saisons. Ainsi, la zone méditerranéenne présente une grande variété de bioclimats caractérisés par différentes amplitudes de températures et de taux de précipitations impliquant une représentation adaptée de la végétation selon cet étagement particulier (Figure I.29).

La terminologie spécifique de l'étagement de la végétation méditerranéenne (i.e. disparités en altitude) est ainsi définie en fonction des variables thermiques (moyenne des minima du mois le plus froid : m) et pluviométriques (moyenne des précipitations actuelles : P) (Daget, 1977 ; Figures I.29 et I.30).

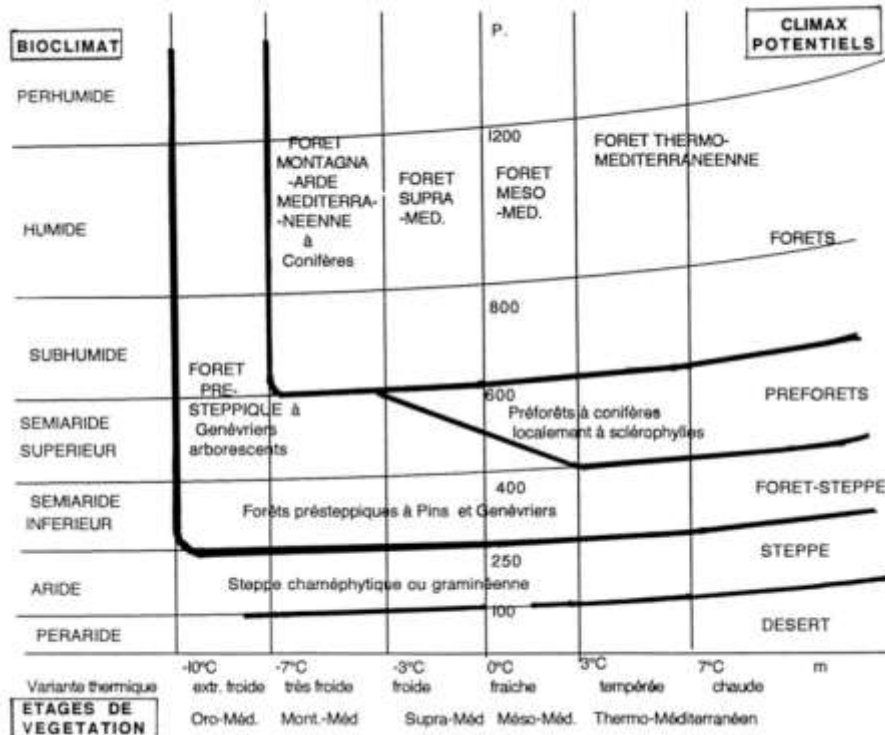


Figure 1.29 : Climagramme de la situation respective des grandes structures climatiques potentielles de végétation pour la région méditerranéenne en fonction des conditions climatiques en présence. En abscisse, la moyenne des minima du mois le plus froid (m) et en ordonnées la moyenne des précipitations actuelles (P) (Médail et Quézel, 2003).

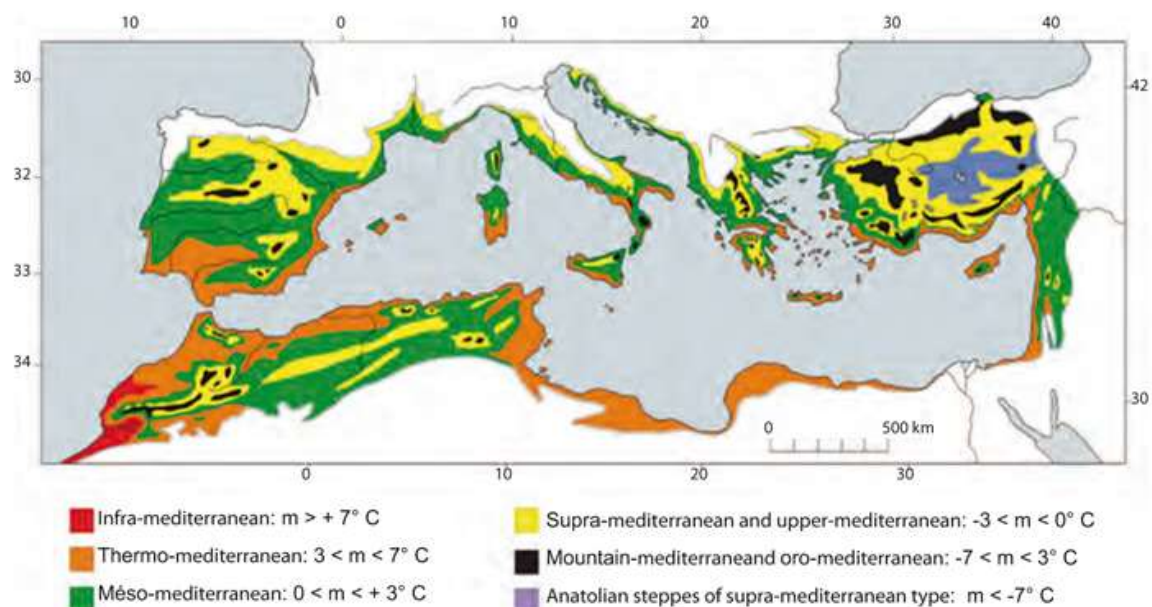


Figure 1.30 : Carte de la distribution schématique des étagements types de la végétation méditerranéenne selon les critères phytoclimatiques et bioclimatiques dont les minima de températures au mois le plus froid (m) de l'année (d'après Médail, 2017).

Ces étagements en altitude peuvent être décrits selon six étages du plus bas au plus haut : l'infra-méditerranéen, le thermo-méditerranéen, le méso-méditerranéen, le supra-méditerranéen, le montagnard-méditerranéen et l'oro-méditerranéen (Quézel 1978 ; Figures I.29 et I.30). Les limites altitudinales de ces étages augmentent avec les latitudes et trouvent leur maxima dans les régions méridionales (Quézel 1978, Rivas-Martinez 1982, Médail et Quézel 2003). L'étage dit infra-méditerranéen correspond à la zone du sud du Maroc où poussent des arganiers. Ce travail de thèse portant sur la zone côtière du pourtour méditerranéen, cet étage ne sera pas discuté. Les autres étages de végétation méditerranéens sont ainsi définis (Tableau I.1) :

- Les étages **thermo-** et **méso-méditerranéens** ($m > 0^{\circ}\text{C}$), regroupent les feuillus sclérophylles (bioclimats sub-humides à humides tempérés, Figure I.31 ; e.g. *Quercus*, *Olea*, *Phyllirea*, *Pistacia*) et les conifères thermophiles (bioclimats semi-arides supérieurs et inférieurs tempérés à frais, Figure I.31; e.g. *Pinus*, *Juniperus*, *Cupressus*). Ils regroupent majoritairement les premiers étages rencontrés en partant du littoral et s'étendent jusqu'à 400 m dans le secteur méridional et jusqu'à 1 000 m au sud du bassin méditerranéen.
- L'étage **supra-méditerranéen** ($0 > m > -3^{\circ}\text{C}$) est relativement proche de l'étage dit « collinéen » européen et est majoritairement composé par les taxons sclérophylles (bioclimats sub-humides à semi-arides, Figure I.31) mais des feuillus caducifoliés y sont également présents (bioclimats per-humides à humides froids ; e.g. *Carpinus*, *Quercus robur*). Cet étage se rencontre entre 400 et 900 m d'altitude au Nord et entre 1 400 et 1 500 m au Sud.

Tableau I.1 : Tableau des principales essences caractéristiques de la forêt méditerranéenne et de la forêt européenne, en fonction des étages altitudinaux (Quézel et Médail, 2003).

Etages altitudinaux méditerranéens	Forêts méditerranéennes	Moyenne des minima du mois le plus froid (m)	Forêts européennes	Etages altitudinaux européens
Oro-méditerranéen	Genévrier thurifère, Genévrier élevé	- 7°C	Mélèze, Epicéa, Conifères d'altitude	Subalpin
Montagnard-méditerranéen	Cèdres, Sapins méditerranéens, Pin noir		Hêtre, Sapin pectiné, Pin sylvestre, Chênes caducs	Montagnard
Supra-méditerranéen	Chênes caducs, Chênes sclérophylles, Pin noir, Pin sylvestre	- 3°C	Chênes caducs, autres caducs, Pin sylvestre	Collinéen
Méso-méditerranéen	Chênes sclérophylles, Pin d'Alep, Pin brutia, Cyprès, Oxycedre etc (Ch. caducs)	0°C	Chênes caducs, autres caducifoliés (Ch. sclérophylles)	Thermo-collinéen
Thermo-méditerranéen	Olivier, Caroubier, Lentisque, Pin d'Alep, Pin brutia, Genévrier rouge	+ 3°C		
Infra-méditerranéen	Arganier, Gommier			

- L'étage **montagnard-méditerranéen** ($-3 > m > -7^{\circ}\text{C}$) est également proche de l'étage « montagnard » européen mais est cependant dominé par des conifères souvent spécifiques (bioclimats humides très froids, Figure I.31; e.g. *Abies*, *Pinus*, *Cedrus*) souvent accompagnés de caducifoliés (bioclimats humides froids ; e.g. *Quercus*, *Fagus*). Cet étage s'étend entre 900 et 1 300 m au Nord et entre 1 400 et 2 300 m dans le Sud.
- L'étage **oro-méditerranéen** ($-7 > m > -10^{\circ}\text{C}$) est caractérisé par une couverture discontinue de genévriers arborescents (bioclimats sub-humides à semi-arides extra-froids à frais, Figure I.31; e.g. *Juniperus*), ce qui le distingue de l'étage « subalpin » européen. Il s'étend entre 2 200 et 2 500 m d'altitude mais peut atteindre 2 800 m dans le Haut Atlas.
- L'étage **alti-méditerranéen** ($m < -10^{\circ}\text{C}$; bioclimats arides à pér-arides extra-froids à frais, Figure I.31) correspond à l'étage « alpin » européen et se présente sous la forme d'une végétation rase souvent décrite comme des « pelouses écorchées ».

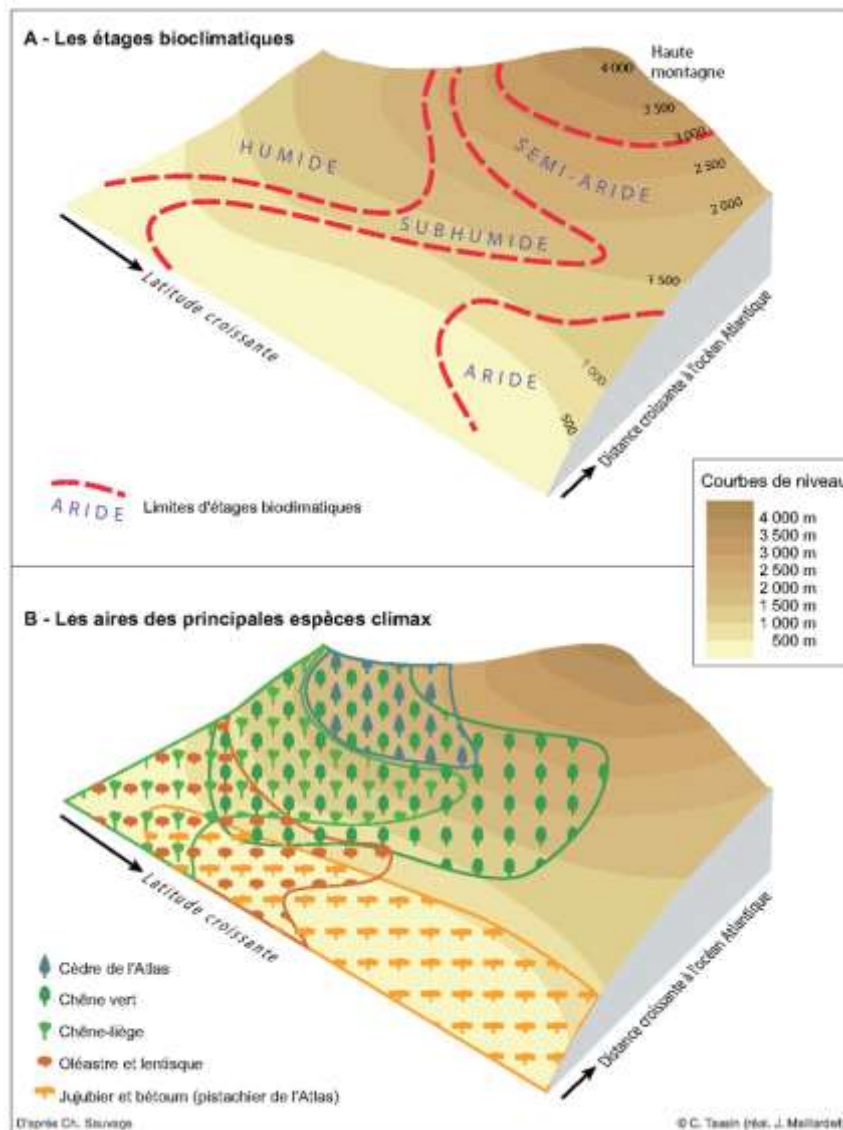


Figure 1.31 : Blocs diagramme A) des étages bioclimatiques et B) des aires de répartition des principales espèces végétales en méditerranée selon la latitude et la distance à l'Océan Atlantique (d'après Tassin, 2012)

Du fait de sa position géographique et de sa morphologie, le bassin méditerranéen est sous l'influence de circulations atmosphériques à l'interface entre les hautes et les basses latitudes, ainsi qu'une influence marquée de l'Atlantique. Cette dernière est également remarquable dans l'hydrologie particulière du bassin dont la courantologie a un impact direct sur la productivité primaire de surface, qui sera étudiée dans cette thèse pour des secteurs particuliers. La végétation méditerranéenne est elle-même particulière et adaptée à la gamme de climats du bassin méditerranéen, au travers des différents gradients observés, sa répartition et sa représentation au sein des assemblages palynologiques sera discutée dans ces travaux de thèse.

Préambule au Chapitre II

Le Chapitre II de ce manuscrit est consacré à la description des méthodologies (e.g. protocoles expérimentaux, principes analytiques, interprétations) correspondant aux principaux outils déployés au cours de ces travaux de thèse.

Le chapitre présente également les longues carottes sédimentaires étudiées durant ce travail de thèse sur la marge algérienne (carotte MD04-2801) et dans le Golfe du Lion (carotte KSGC-31) : e.g. informations géographiques, description des contextes sédimentaires aux sites de prélèvement et des faciès sédimentaires des carottes, modèles stratigraphiques établis pour les études paléoenvironnementales sur chacune des séquences d'étude. Les sédiments de surface collectés sur la marge algérienne et dans le Golfe du Lion sont également succinctement introduits (e.g. informations géographiques et datations radionucléides).

Chapitre II :
Matériel et méthodes

Plan du chapitre

Chapitre II : Matériel et méthodes	85
II.1. Les outils principaux déployés au cours de cette thèse	87
II.1.1 L’outil principal de cette thèse : l’outil palynologique.....	87
II.1.2 Reconstructions quantitatives des paramètres climatiques et hydrologiques	102
II.1.3 Les biomarqueurs	105
II.1.4 Les isotopes stables	110
II.1.5 Analyses sédimentologiques	114
II.1.6 Etude stratigraphique ¹⁴ C.....	117
II.2. Présentation du matériel d’étude	118
II.2.1 Carotte MD04-2801 - Marge Algérienne	120
II.2.2 Carotte KSGC-31 - Golfe du Lion	124
II.2.3 Sédiments d’interface (Marge Algérienne et Golfe du Lion).....	129

II.1. Les outils principaux déployés au cours de cette thèse

La paléoclimatologie et l'étude des paléoenvironnements de manière générale se basent sur l'interprétation de signaux environnementaux (i.e. proxies pour traceurs ou outils) fluctuant au cours du temps et permettant d'émettre des hypothèses sur les mécanismes (i.e. forçages) à l'origine des dynamiques temporelles enregistrées. Dans le cadre de cette thèse, certains de ces proxies ont été produits par moi-même et d'autres ont été acquis en collaboration (Tableau II.1).

II.1.1 L'outil principal de cette thèse : l'outil palynologique

La « palynologie » (i.e. du grec « *palunein* » saupoudrer, répandre « de la farine ») est une discipline étudiant les grains de pollen ainsi que tous les autres micro-restes organiques non polliniques (NPP pour *Non-Pollen Palynomorphs*) préservés dans les sédiments. La phase organique réfractaire analysée au microscope optique et contenant les microrestes organiques est extraite par le biais de traitements chimiques qui visent à s'affranchir au maximum de la fraction minérogénique et à concentrer au maximum les palynomorphes (i.e. microrestes organiques observés sur lames palynologiques après les traitements palynologiques).

II.1.1.1. Traitements palynologiques

Les sédiments de la carotte MD04-2801 (marge algérienne) ainsi que les ceux des sédiments de surface en Méditerranée occidentale ont été traités au Laboratoire Géosciences Océans (LGO-IUEM, Plouzané ; Tableau II.1). Les sédiments de la carotte KSGC-31 (Golfe du Lion) ont été traités au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris (MNHN-HNPN, Paris) et à l'ISEM (Montpellier) (Tableau II.1). Les analyses palynologiques ont été effectuées à partir d'échantillons de 2 à 3 cc de sédiments secs prélevés sur les carottes étudiées (Figure II.1 a-d).



Figure II.1 : a) Positionnement du U-channel sur la carotte MD04-2801 ; b et c) Prélèvement des échantillons tous les centimètres ; d) Labellisation des échantillons avant le traitement palynologique ; e) Décantation des échantillons après la phase de tamisage à 150 µm.

Tableau II.1 : Tableau récapitulatif des travaux effectués dans le cadre de cette thèse : en noir par moi-même et en vert en collaboration ou au cours d'études précédentes, notamment pour la carotte KSGC-31

MD04-2801	KSGC-31	Tops de carottes
<p>Marge algérienne (MA) sur 10 m, soit 14 000 ans BP</p>	<p>Golfe du Lion (GoL) sur 7 m, soit 9 500 ans BP</p>	<p>19 échantillons MA et 6 échantillons GoL</p>
<p>STRATIGRAPHIE 20 dates ¹⁴C foraminifères au total : 11 via ARTEMIS et 9 via ECHOMICADAS Modèle d'âge sous R avec le programme Bacon (400 ans âge réservoir considéré)</p>	<p>STRATIGRAPHIE Révision du modèle d'âge de Bassetti et al., 2016 : modèle d'âge sous R avec le programme Bacon (600 ans âge réservoir considéré)</p>	<p>STRATIGRAPHIE Datations ²¹⁰Pb et ¹³⁷Cs sur 13 niveaux MA et 6 niveaux GoL → Collaboration EPOC (S. Schmidt)</p>
<p>SEDIMENTOLOGIE/GEOCHIMIE -Analyses granulométriques : 32 niveaux (totale et décarbonatée) -Isotopes stables δ¹⁸O- δ¹³C : 87 niveaux (forams. planctoniques) et 59 niveaux (forams. benthiques) -Analyses XRD des minéraux argileux à l'Ifremer par S. Chéron (36 niveaux) -Analyses MSCL -Analyses XRF</p>	<p>SEDIMENTOLOGIE/GEOCHIMIE -Analyses granulométriques (Bassetti et al., 2016) -Analyses XRF (Bassetti et al., 2016)</p>	<p>SEDIMENTOLOGIE/GEOCHIMIE -Isotopes stables δ¹⁸O- δ¹³C : 10 niveaux (forams. planctoniques).</p>
<p>PALYNOLOGIE Traitements palynologiques LGO (P-O Coste)</p>	<p>PALYNOLOGIE Traitements palynologiques ISEM-MNHN</p>	<p>PALYNOLOGIE Traitements palynologiques LGO</p>

<p>Analyses palynologiques (pollen, dinokystes et autres NPP) : 78 niveaux sur toute la séquence (150 ans résolution) dont 20 niveaux sur l'intervalle 5-3 ka BP (50 ans résolution)</p>	<p>Analyses dinokystes : 75 niveaux sur toute la séquence (150 ans résolution) dont 39 niveaux sur l'intervalle 5-3 ka BP (30 ans résolution)</p> <p>Analyse pollen par N. Combourieu-Nebout et NPP par Y. Miras : respectivement 80 et 37 niveaux sur toute la séquence dont 45 et 35 niveaux sur l'intervalle 5-3 ka BP</p>	<p>Analyses palynologiques (pollen, dinokystes et autres NPP) sur les 25 échantillons</p> <p>Analyses de 2 échantillons dans le Golfe du Lion sur la carotte d'interface GolHo-1B</p>
<p>Reconstructions climatiques à partir des assemblages pollen et dinokystes par la technique des meilleurs analogues</p>	<p>Reconstructions climatiques à partir des assemblages pollen et dinokystes par la technique des meilleurs analogues</p>	<p>Incrément des niveaux récents dans la base de données dinokystes modernes (n=1968 ; de Vernal et al., 2020)</p>
<p>BIOMARQUEURS</p> <p>-alcénones, n-alcanes, sur 169 niveaux (résolution de 150 ans sur toute la séquence) dont 50 niveaux (résolution de 20 ans sur la période 5-3 ka BP)</p> <p>-Isotopes de l'eau sur 20 niveaux</p>	<p>BIOMARQUEURS</p> <p>Jalali <i>et al.</i>, 2016; Sicre <i>et al.</i>, 2016 ; Jalali <i>et al.</i>, 2019</p>	<p></p>

Le protocole suit les étapes suivantes (série de 8 échantillons traités simultanément) :

- 1) Elimination de la fraction grossière par tamisage à 150 μm . Récupération de la fraction <150 μm puis décantation pendant 48 h (Figure II.1.e). Elimination du surnageant. Mise à l'étuve (40°C) de la fraction > 150 μm et stockage/archivage des résidus (cf. analyses des foraminifères et des isotopes stables de l'oxygène et du carbone).
- 2) Ajout d'une ou deux pastilles calibrées de spores de *Lycopodium* dans chaque échantillon. Le nombre connu de spores de *Lycopodium* dans une pastille permettra de calculer les concentrations absolues en palynomorphes (i.e. nombre de palynomorphes/cm³).
- 3) Attaques à froid à l'acide chlorhydrique (HCl 10%, 25% puis 50%) pour dissoudre la fraction carbonatée jusqu'à la fin de l'effervescence. Centrifugation puis élimination du surnageant.
- 4) Attaque à froid à l'acide fluorhydrique (HF 40%) pour dissoudre la fraction silicatée sous agitation mécanique pendant 4h (Figure II.2.a). Centrifugation et élimination du surnageant. Seconde attaque HF à 70% sous agitation mécanique pendant 48h sous hotte. Centrifugation et élimination du surnageant.
- 5) Attaque HCl à 25% pendant une vingtaine de minutes pour éliminer les fluorosilicates néoformés pendant les attaques acides. Centrifugation et élimination du surnageant. Opération répétée deux fois.
- 6) Rinçage à l'eau distillée afin d'éliminer toute trace d'acide. Centrifugation et élimination du surnageant. Opération répétée deux fois.
- 7) Tamisage manuel à 10 μm assisté d'une pompe à vide.
- 8) Transfert des refus de tamis 10 μm dans des tubes 15 ml. Centrifugation et séchage des culots.
- 9) Dilution des culots dans de la glycérine thymolée (i.e. le thymol participe à la conservation des résidus et permet de lutter contre d'éventuelles proliférations de microorganismes contaminants) entre 10 et 20 fois le volume de résidu sec (Figure II.2.b).
- 10) Montage en lame mobile d'une goutte d'échantillon entre lame et lamelle de manière la plus étanche possible avec de l'histolaque (Figure II.2.c).

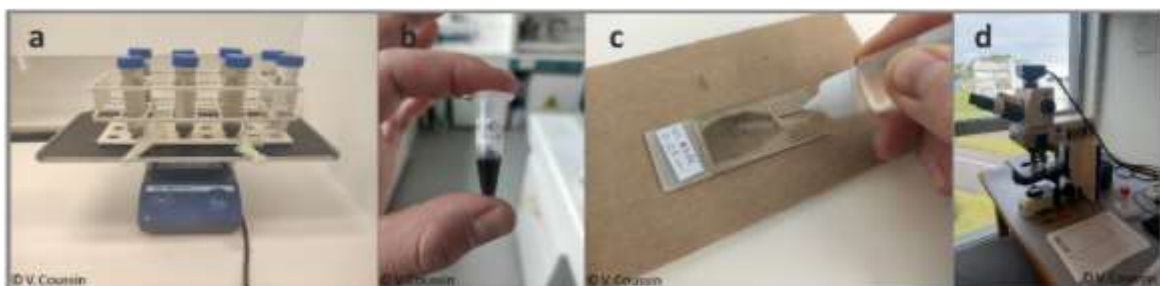


Figure II.2 : a) Agitation des tubes 50 mL pendant l'attaque à l'acide fluorhydrique (HF) ; b) Résidu palynologique après filtration à 10 μm et dilution dans de la glycérine ; c) Montage d'une lame palynologique : « lutage » à l'histolaque de la lamelle afin d'enfermer hermétiquement le résidu ; d) Observation de la lame palynologique au microscope optique.

II.1.1.2. Analyses palynologiques au microscope optique

De manière générale, le palynofacies comprend toute la matière organique (y compris la matière organique amorphe ou floconneuse ou la matière organique opaque et sombre) n'étant pas altérée ou détruite par les processus diagénétiques et les traitements palynologiques. De manière générale, des grains de pollen peuvent être dénombrés et également tout un cortège de « *Non-Pollen Palynomorphs* » (NPPs), dont certains microrestes sont encore mal connus et identifiés, incluant : spores, kystes de dinoflagellés (ou dinokystes), microalgues marines et kystes de ciliés marins (e.g. *Hexasterias problematica* ; Figure II.3.d) , microalgues d'eaux douces (e.g. *Pediastrum*, *Concentricystes* ; II.3.a), basales de foraminifères, œufs de petits organismes aquatiques (e.g. copépodes), ou encore débris végétaux (e.g. stomates, débris ligneux). Pour exemple, l'augmentation des concentrations en microalgues d'eaux douces en milieu marin est communément associé à une intensification des décharges fluviales. Les dinokystes pré-quatérinaires sont associés, quant à eux, à des proxies d'intensification de l'érosion de formations géologiques anciennes et donc à l'advection fluviale de ces formes planctoniques stratigraphiques vers le milieu marin (Figure II.3.c).

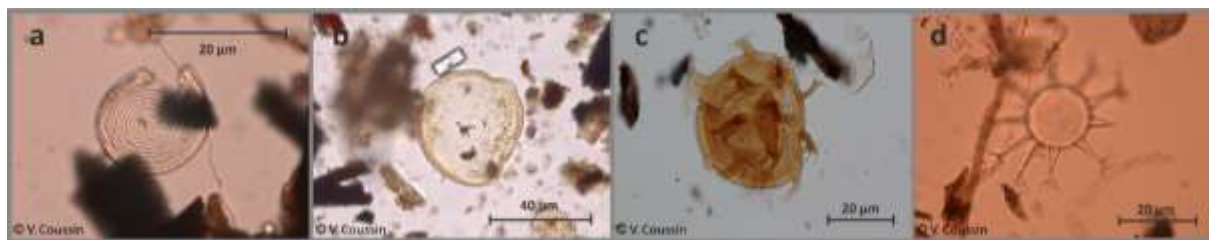


Figure II.3 : Photographies de microrestes non-polliniques (NPP) observés au microscope optique (x630). a) *Pseudoschyzaea* sp. (ou *Concentricystes*) ; b) *Halodinium* sp. ; c) Kyste de dinoflagellé pré-quatérinaire ; d) *Hexasterias* sp.

Dans le cadre de cette thèse, les comptages ont été effectués à l'aide d'un microscope optique (ZEISS Axio Scope A1 ; Figure II.2.d). Pour chaque échantillon, un minimum de 300 grains de pollen et un minimum de 100 kystes de dinoflagellés (i.e. dinokystes) ont été atteints afin d'obtenir des assemblages statistiquement fiables et représentatifs de l'ensemble de l'échantillon analysé (Reille et Pons, 1990 ; Fatela et Taborda, 2002). En parallèle, les NPPs ont été dénombrés. De faibles concentrations en palynomorphes dans les sédiments (i.e. forte dilution) peuvent conduire à ce que le seuil critique de 100 individus ne soit pas atteint. Ces niveaux sont alors écartés de la discussion (cela concerne 4 niveaux sur les 180 analysés au total dans le cadre de cette thèse ; cf. Tableau II.1). Les données palynologiques sont ensuite présentées sous la forme d'assemblages caractérisant les pourcentages des taxons identifiés par rapport à la somme totale du groupe considéré (i.e. pollen ou dinokystes). Le genre *Pinus*, surreprésenté en milieu marin a été systématiquement exclu de la somme pollinique totale (Heuser and Balsam, 1977 ; Turon, 1984).

Les concentrations absolues en palynomorphes (pollen, dinokystes et autres NPPs) ont été calculées par le biais de la formule suivante :

$$C = (N \times L) / (l \times V)$$

Avec : C : Concentration en palynomorphes (palynomorphes/cm³), N : Nombre de palynomorphes comptés, L : Nombre de spores de *Lycopodium* ajoutées (marqueurs exotiques), l : Nombre de spores de *Lycopodium* comptées, et V : Volume de l'échantillon sec analysé (cm³).

Seulement certains échantillons de la carotte KSGC-31 (283, 287, 334, 338, 343, 348, 352, 357, 361, 362, 365, 366, 367, 368, 370, 371, 372, 373, 376, 378, 382, 387, 393 et 403) ont fait l'objet de mesures de volume traité. Pour tous, la masse de l'échantillon sec a été notée (g) et les concentrations absolues ont alors été exprimées en palynomorphes/g de sédiment sec.

II.1.1.3. Les grains de pollen

Lors de la reproduction sexuée des végétaux supérieurs (Gymnospermes ou Angiospermes), des grains de pollen (gamétophytes mâles) sont produits dans les étamines (organes mâles) des fleurs ou des inflorescences. Ces grains produisent et contiennent les gamètes mâles haploïdes (Figure II.4) et sont transportés par : le vent (i.e. pour les végétaux dits anémophiles), les cours d'eau (i.e. pour les végétaux dits hydrophiles) ou encore les insectes (i.e. pour les végétaux dits entomophiles), assurant une dissémination diversifiée et efficace des grains dans l'environnement.

Ce sont les plantes anémogames qui présentent la plus grande production pollinique, d'où leur représentation majoritaire dans les spectres polliniques fossiles (Turon, 1984). Les diverses stratégies de pollinisation permettent le transport des grains de pollen jusqu'au pistil (i.e. organe femelle) assurant ainsi la fécondation. Post-germination, le grain de pollen libère un tube pollinique par une ouverture (i.e. apertures) de sa paroi permettant ainsi le transfert des gamètes mâles vers l'ovule (Figure II.4). La paroi (sporoderme) du grain de pollen (Figure II.5) comprend l'intine (couche interne) et l'exine (couche externe). L'exine est constituée d'un composé organique macromoléculaire lipidique constitué de longues chaînes hydrocarbonées, la sporopollénine, qui confère une grande résistance (i.e. chocs durant leur transport, corrosion et oxydation post-dépôt durant la diagénèse, traitements chimiques durant le protocole de palynologie) aux grains et une excellente conservation dans les sédiments (Reille et Pons, 1990 ; Marouf, 2000 ; Defer et Suc, 2003).

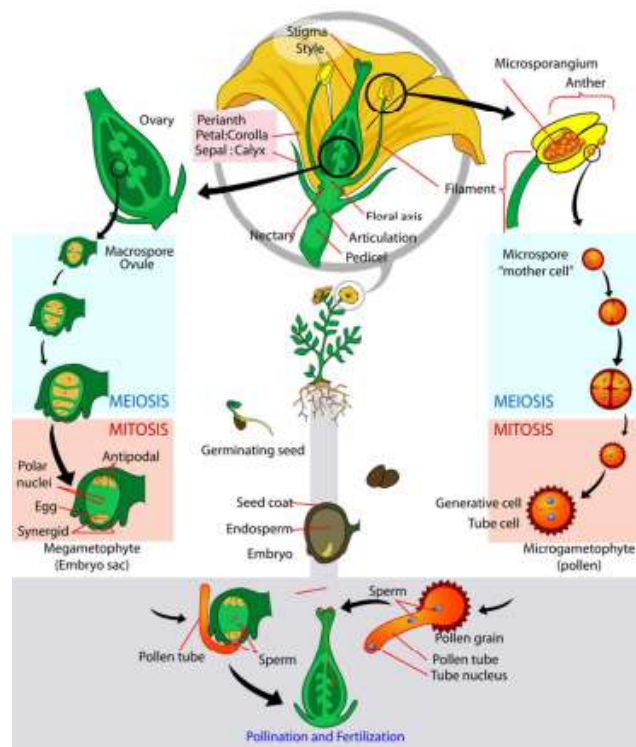


Figure II.4 : Schématisation du cycle de reproduction d'une plante angiosperme et de la pollinisation (d'après Judd et al., 1999).

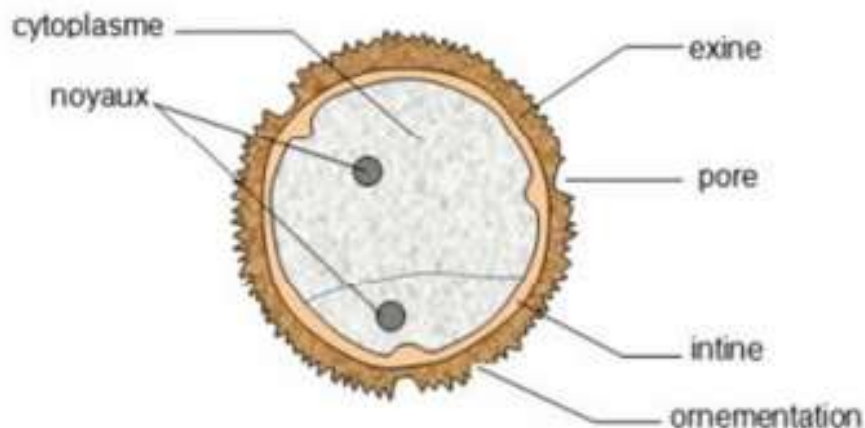


Figure II.5 : Représentation schématique d'un grain de pollen et de sa structure (source : access.ens-lyon.fr)

Chaque famille de plante produit des grains de pollen aux caractéristiques morphologiques singulières (Figure II.6) qui permettent leur identification au microscope optique : i) la forme générale et la taille du grain, ii) la complexité et l'ornementation de l'exine, iii) la position, la forme et le nombre d'ouvertures (i.e. pores et sillons).

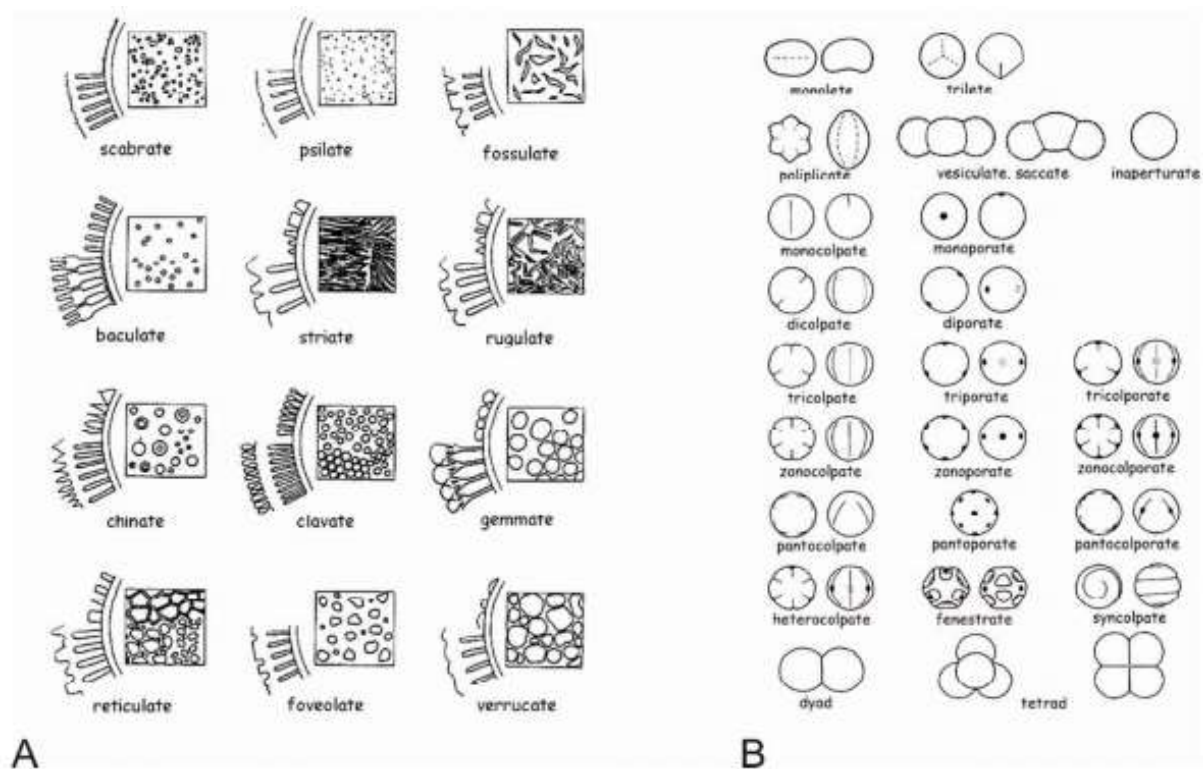


Figure II.6 : Illustrations de différentes ornementsations (A : exemples d'ornementsations de l'exine d'après Moore et al., 1991) et morphologies (B : exemples de morphologies, ouvertures et sillons d'après Lang, 1948) des grains de pollen.

Pour les taxons herbacés, l'identification est couramment effectuée au rang taxonomique de la famille et parfois à celui du genre tandis que, pour les taxons arboréens, l'identification est couramment effectuée au rang taxonomique du genre et parfois à celui de l'espèce (Reille et Pons, 1990 ; Figure II.7).

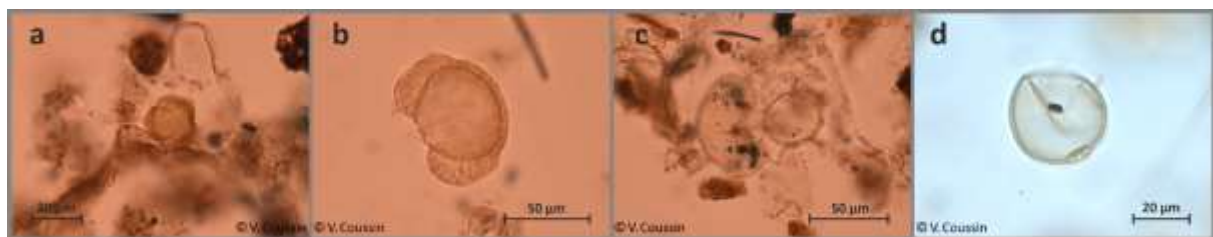


Figure II.7 : Photographies de grains de pollen observés au microscope (x630). a) *Artemisa sp.* ; b) *Cedrus sp.* ; c) *Pinus sp.* et *Spiniferites ramosus* (dinokyste) ; d) *Poaceae*.

Les grains de pollen constituent un excellent proxy permettant de discuter des dynamiques de végétation environnante au site carotté. L'analyse pollinique est basée sur deux principes qui représentent les fondements de la discipline (Reille et Pons, 1990) :

- L'analyse pollinique d'un échantillon est représentative de la pluie pollinique. Elle caractérise la végétation locale et/ou régionale émettrice lors de la période correspondant au dépôt des grains de pollen.

- Les données polliniques enregistrées dans les sédiments analysés ne sont altérées, ni par les traitements palynologiques en laboratoire, ni par le comptage des grains au microscope.

De plus, le milieu de dépôt sera plus ou moins propice à la conservation des grains de pollen. Ainsi, les sédiments fins (i.e. argiles et silts) représentent des conditions de conservation optimales à l'instar des sédiments grossiers (i.e. sables) qui sont souvent stériles en grain de pollen du fait de leur porosité qui occasionne une forte dilution et oxydation des palynomorphes. Les conditions de conservation médiocres sont qui plus est problématiques vis-à-vis de la préservation différentielle de certains taxons polliniques. Ainsi, les grains de pollen d'*Alnus* et de *Corylus* sont relativement sensibles à l'oxydation et à la dégradation, tandis que ceux des Cichorioideae y sont très peu sensibles (Havinga, 1967, 1971 ; Lebreton, 2010).

Pour simplifier et clarifier les interprétations dans les diagrammes polliniques, les taxons sont communément regroupés selon leurs affinités écologiques et/ou anthropiques (Quézel, 1962 ; Behre, 1981) :

- **Taxons « anthropiques » (ou Indices Polliniques d'Anthropisation, IPA)**
 - Plantes cultivées : *Cerealia*-type, *Linum* sp., *Cannabis* sp., *Vitis* sp. (i.e. taxons les plus représentatifs des activités agricoles, notamment dans le bassin méditerranéen pour *Vitis* sp.)
 - Plantes adventices (i.e. qui poussent dans certaines parcelles, souvent agricoles, sans y avoir été intentionnellement introduites) : *Rumex* sp. (Polygonaceae), *Centaurea* sp. (Asteraceae), *Plantago lanceolata* (indice de piétinement, souvent associé à l'activité pastorale), *Mercurialis* sp. (Euphorbiaceae)
 - Plantes rudérales (i.e. liées aux voies de circulations et aux friches) : *Plantago* sp., Brassicaceae, Chenopodiaceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, *Potentilla* sp., *Trifolium* sp. (Fabaceae), Asteraceae, Cichorioïdeae, Poaceae, Urticaceae, Rubiaceae, Polygonaceae, Apiaceae, Lamiaceae
 - Arbres cultivés : *Olea* sp., *Pistacia* sp., *Juglans* sp., *Castanea sativa* (ces derniers étant couramment cultivés dans le bassin méditerranéen)
- **Landes, prairies aérohalines et falaises littorales** : *Ulex* sp., Ericaceae, Fabaceae, *Helianthemum* sp., Cichorioïdeae, Apiaceae
- **Halophytes et plantes de dunes** : Chenopodiaceae, Brassicaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, *Ephedra* sp., Euphorbiaceae
- **Plantes aquatiques** : *Potamogeton* sp., *Nuphar* sp., *Typha* sp. - *Sparganium* sp., Ranunculaceae
- **Herbacées méditerranéennes** : *Romarinum* sp., *Lavandula* sp., *Salvia* sp., *Thymus* sp.
- **Herbacées (autres)** : Rosaceae, Scrophulariaceae, Circaea, Cyperaceae (dont *Carex* sp.), *Geranium*, Valerianaceae, Convolvulaceae, Saxifragaceae, *Hypericum* sp.

- **Système forestier :**

- Forêt méditerranéenne (tous étages altitudinaux confondus) : *Quercus ilex*, *Quercus suber*, *Juniperus* sp., *Cupressus* sp., *Olea* sp., *Phyllirea* sp., *Pistacia* sp., *Cistus* sp. (dont *Cistus ladanifer*), *Juglans* sp., Myrtaceae, *Jasminum* sp., *Buxus* sp.
- Forêt euro-sibérienne (tous étages altitudinaux confondus) : *Quercus* sp. (Type *Quercus robur*), *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Castanea sativa*, *Tilia* sp., *Fagus sylvatica*, *Fraxinus* sp., *Pinus* sp., *Juglans regia*, *Betula* sp., *Populus* sp., *Ligustrum* sp., *Hedera helix*
- Forêt d'altitude: *Abies* sp., *Picea abies*, *Cedrus* sp.
- Espèces buissonnantes : *Ilex aquifolium*, *Juniperus communis*
- Arbres de zones humides ou ripisylve : *Alnus* sp., *Salix* sp., *Fraxinus* sp., *Betula* sp.

II.1.1.4. Les spores, des microrestes non polliniques (« Non-Pollen Palynomorphs » ou NPPs)

Les Bryophytes et les Ptéridophytes émettent des spores afin de disséminer leurs gamètes. La membrane des spores (i.e. sporoderme constitué de 2 parois : interne ou endospore et externe ou exospore) a une constitution chimique proche de celle des grains de pollen. Elles sont aussi résistantes que les grains de pollen et se conservent dans les mêmes conditions de sédimentation. L'exospore est souvent ornementée et deux types de spores sont classiquement décrites : les macrospores (i.e. spores femelles) et les microspores (i.e. spores mâles). Ces dernières sont facilement transportées et donc plus fréquentes dans les dépôts sédimentaires. Les spores sont souvent incisées par des ouvertures permettant la germination. On distingue les spores monolètes, dont l'ouverture est linéaire, et les spores trilètes, dont l'ouverture est constituée par trois branches. Le faible nombre de caractères discriminants de leur paroi externe rend difficile l'identification des spores et leur comptage est souvent sommé (i.e. somme total spores).

Les Fungi (i.e. règne des champignons) émettent aussi des spores (i.e. spores fongiques) qui sont conservées dans les sédiments. De plus, des microrestes fongiques autres que des spores, telles que des fructifications (i.e. ascomes) et des fragments de mycélium, sont également dénombrables dans les lames palynologiques. Les spores fongiques sont toutefois les plus fréquemment observées (Van Geel, 2002 ; Van Geel et Aptroot, 2006). Elles sont caractérisées par des morphologies très variées avec une paroi très épaisse et résistante et, le plus souvent, pigmentée car mélanisée (Blackford, 1998 ; Prager et al., 2006). Dans la majorité des cas décrits, les ascospores (i.e. spores sexuées des ascomycètes) et les conidies (i.e. spores asexuées de certains ascomycètes) sont les microrestes qui dominent les assemblages fongiques. Toutefois, des chlamydiospores (i.e. spores sexuées des chlamydiosmycotae), des basidiospores (i.e. spores sexuées des basidiomycotae) et des téliospores (i.e. spores pluricellulaires des archaeobasidia) sont également identifiées. La majorité des microrestes fongiques est produite par

des « micromycètes », majoritairement représentée par les Ascomycètes et leurs anamorphes (i.e. formes asexuées mitosporiques). Ces spores sont généralement considérées comme d'origine locale en milieu continental (i.e. étude de sédiments tourbeux) du fait de leur forte taille et poids limitant leur transport sur de longues distances (van Geel, 2002). Les processus de dispersion des spores sont encore mal connus. Ils impliqueraient de connaître l'ensemble de la diversité des milieux colonisés par les champignons.

La détermination de taxons fongiques est rarement conduite en milieu marin. Dans le cadre de cette thèse, cette détermination et les discussions qui en ont découlé ont pu être réalisées grâce à l'aide de Yannick Miras (MNHN, HNHP) et de références sur les NPPs (van Geel et al., 2002,2003 ; Cugny et al., 2010 ; Miola, 2012 ; Shumilovskikh et al., 2021). Les signaux paléoenvironnementaux qui seront discutés à partir des microrestes fongiques dans les séquences sédimentaires marines doivent toutefois être discutés avec précaution. En effet, les spores fongiques peuvent être continentales ou marines (Jones et Calabon, 1968 ; Raghukumar et al., 1992 ; Damare et al., 2006 ; Damare et Raghukumar, 2008 ; Richards et al., 2012 ; Jones et al., 2015 ; Jones et al., 2019). Ainsi, les seules spores ou restes fongiques qui seront précautionneusement discutées dans le cadre de cette thèse, 9 taxons au total (*Sporormiella*, *Coniochaeta*, *Delitschia*, *Sordaria*, *Podospora*, *Glomus*, *Microthirium*, *Thecaphora*, Ascospores indéterminés), seront les spores attestées « continentales ». Ces traceurs potentiels seront ainsi associés à un transport aérien ou fluvial (van Geel et Andersen, 1988 ; Pirozynski and Dalpe, 1989) si supportés par des données adjacentes palynologiques ou sédimentologiques afin d'en explorer le potentiel dans les analyses paléoenvironnementales marines. Enfin, certaines spores fongiques peuvent être identifiées et rapprochées d'espèces de champignons coprophiles (i.e. se développant sur les déjections des grands herbivores et /ou les excréments des animaux en général), comme *Sporormiella*, *Sordaria* et *Podospora* (Figure II.8). En milieu continental, l'augmentation de ces trois taxons est couramment associée à une intensification des activités pastorales (i.e. présence d'élevages sur les bassins versants). Dans le cadre de cette thèse, les spores coprophiles seront considérées comme de potentiels indices additionnels d'anthropisation (e.g. Cugny et al., 2010 ; Baker et al., 2013 ; Montoya et al., 2018 ; Shumilovskikh et al., 2021) mais seront également discutées avec précaution compte tenu de la diversité des espèces marines répertoriées dans les genres identifiés (Jones et Calabon, 1968 ; Richards et al., 2012 ; Jones et al., 2015 ; Jones et al., 2019).



Figure II.8 : Photographies de microrestes non-polliniques (NPP pour Non-Pollen Palynomorphs) observés au microscope optique (x630). a) *Sporormiella* ; b) *Glomus* ; c) *Microthirium* ; d) *Delitschia*.

II.1.1.5. Les dinokystes

Les dinoflagellés

Les dinoflagellés consistent en un groupe d'algues unicellulaires eucaryotes colonisant la zone photique de la colonne d'eau (environ 90% sont planctoniques et le reste colonise les habitats benthiques) et regroupant plus de 2 300 espèces (Gómez, 2012). Leur développement est très sensible aux paramètres physico-chimiques de l'eau de mer (i.e. température, salinité, concentrations en nutriments, pénétration de la lumière). Le principal facteur limitant est la concentration en nutriments inorganiques (nitrates et phosphates).

Les dinoflagellés sont pourvus de flagelles leur conférant une mobilité verticale dans la colonne d'eau, le préfixe « dino » provenant du grec « *dineo* » qui signifie « tourbillonner ». Surtout marines, seulement 350 espèces sont dénombrées en eaux douces (Moestrup et Calado, 2018). Ces microorganismes représentent un groupe majoritaire au sein du phytoplancton et jouent un rôle important dans le réseau trophique marin (Dale, 1996). La moitié possède un mode de vie hétérotrophe strict (i.e. ingérant des dinoflagellés, des diatomées, d'autres microalgues, ou des débris organiques ; Evitt, 1985) tandis que l'autre moitié possède des chloroplastes. La représentativité des dinoflagellés hétérotrophes est intimement liée à la présence des organismes dont ils se nourrissent et donc à la productivité primaire océanique.

Les dinoflagellés se développent dans tous les milieux océaniques et sous toutes les latitudes. Les plus fortes concentrations en dinoflagellés sont observées dans les zones néritiques et côtières qui sont caractérisées par les concentrations les plus élevées en nutriments (i.e. éléments nutritifs dissous ou microrestes organiques) issus des apports fluviaux ou de la présence de cellules d'upwelling (Dandonneau, 1973 ; Taylor, 1987). Dans certaines conditions saisonnières récurrentes, les dinoflagellés prolifèrent sous forme d'efflorescences massives (i.e. « *blooms* ») qui peuvent se traduire par une coloration de l'eau (rouge, brun, brun-jaune ou vert) en fonction des pigments photosynthétiques dominants dans les cellules algales (Gentien, 1998). Des phénomènes côtiers de déplétion en oxygène ou de production de toxines chez certaines espèces peuvent ainsi impacter les écosystèmes marins et la santé humaine (i.e. phénomènes d'eutrophisation côtière accru depuis le début du XX^{ème} siècle).

Les kystes de dinoflagellés ou dinokystes

Le cycle de vie des dinoflagellés est complexe. Environ 23 % de toutes les espèces de dinoflagellés connues à ce jour produisent des kystes (principalement les ordres : Peridinales, Gonyaulacales, Gymnodinales, Procoentrales, mais aussi les Amphidinales, Oxyrhinales, Suessiales, Tovelliales), soit plus de 500 espèces, et ce par les voies de reproduction asexuée ou sexuée. Toutefois,

ce sont 15 % des espèces connues à ce jour qui produisent des kystes dits résistants ou *resting cysts* (Dale, 1976 ; Dale, 1983 ; Taylor, 1987 ; Dodge et Harland, 1991 ; Head, 1996 ; Figure II.9).

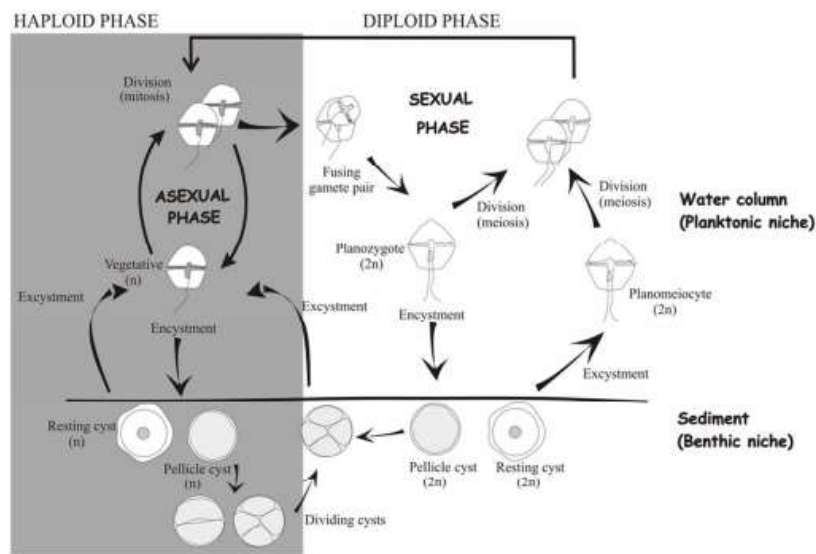


Figure II.9 : Schéma du cycle de vie des dinoflagellés et des phases d'enkystement (Bravo et Figueroa, 2014).

La phase d'enkystement d'une espèce correspond ainsi à une période de dormance durant généralement plusieurs mois (2-4 mois pour *Lingulodinium polyedrum* ; Figueroa et Bravo, 2005), voire plusieurs décennies (Lewis *et al.*, 1999 ; Ribeiro *et al.*, 2011). Lorsque les conditions environnementales (e.g. concentrations en nutriments et/ou température et/ou salinité) sont favorables (la durée pendant laquelle les kystes restent viables dans les sédiments étant espèce-dépendante), le dinoflagellé reprendra sa forme végétative motile en s'extirpant du kyste par l'archéopyle (i.e. ouverture dans la paroi correspondant à une ou plusieurs plaques de la forme dite tabulée (Anderson, 1980 ; Steidinger, 1984). Le lien entre les formes enkystées (dinokystes) et les formes végétatives (dinoflagellés) est encore très étudié à ce jour, notamment par le biais d'expériences en incubation (e.g. Rochon *et al.*, 2009).

La paroi des dinokystes résistants (*organic resting cysts*) est constituée de dinosporine, un composé organique macromoléculaire proche de la sporopollénine des grains de pollen, qui leur confère également une grande résistance dans les sédiments et post-traitements palynologiques (Evitt, 1985). Les critères morphologiques suivants permettent leur identification (Figure II.10) : i) forme générale et taille du kyste, ii) forme et position de l'archéopyle, iii) forme, position et terminaison des processus (i.e. expansions membranaires), iv) agencement et nombre de plaques (tabulation).

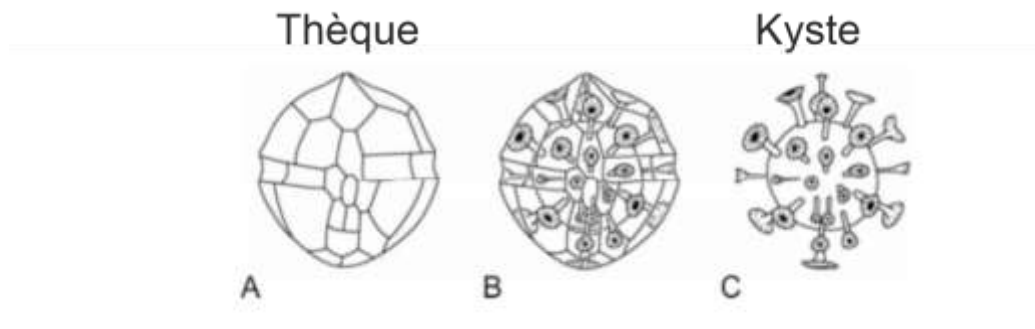


Figure II.10 : Schémas de la structure externe (A) et interne (B) d'un dinoflagellé et schéma d'un kyste de dinoflagellé tel qu'observé dans les sédiments (C) d'après Evitt, 1985.

Distribution des dinokystes dans les sédiments modernes

L'étude des sédiments de surface renseigne sur la distribution moderne des dinokystes et ainsi sur leurs préférences écologiques en fonction des paramètres environnements qui décrivent le bassin étudié. Ainsi, la taxonomie paléontologique (Figure II.11) permettra des applications écologiques (atlas : e.g. Dodge et Harland, 1991 ; Rochon et al., 1999 ; Mudie et Rochon, 2001 ; Marret et Zonneveld, 2003 ; Zonneveld et al., 2013 ; Marret et al., 2020 ; Van Nieuwenhove et al., 2020) et paléoenvironnementales (depuis les travaux précurseurs de Wall et al., 1977 ; Harland, 1983 ; Turon, 1984 dans l'Atlantique nord-est, et de Scott et al., 1984 dans l'Atlantique nord-ouest).

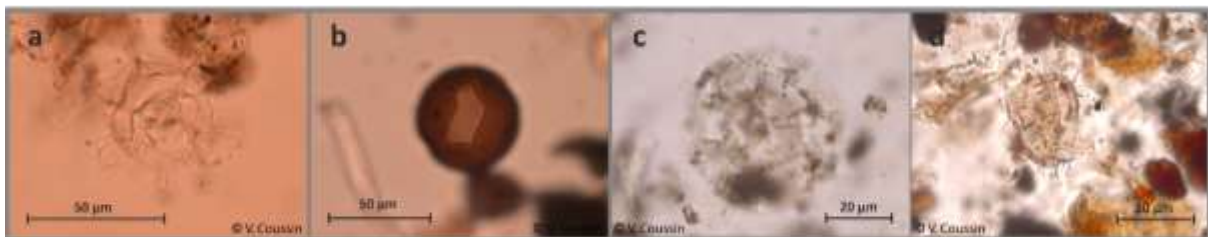


Figure II.11 : Photographies de kystes de dinoflagellés (dinokystes) observés au microscope optique (x630). a) *Spiniferites mirabilis* ; b) *Brigantedinium* spp. ; c) *Nematosphaeropsis labyrinthus* ; d) *Echinidinium* spp.

Dans ces études, le lien entre « assemblages actuels » dans l'Atlantique Nord et « paramètres environnementaux de surface » met en lumière des spécificités dans la distribution spatiale des dinokystes en fonction, notamment, de l'éloignement à la côte et des gradients de salinité, température, ou encore de la durée de couvert de glace annuel. Les bases de données modernes ainsi constituées, et continuellement enrichies, permettent des approches quantitatives de reconstructions des paramètres environnementaux de surface (Guiot et de Vernal, 2007 ; cf. section II.1.2.b.).

En Méditerranée occidentale, le Golfe de Gabès (Morzadec-Kerfourn, 2002) a fait l'objet d'études sur la distribution actuelle des dinokystes en environnements côtiers (Figure II.12).

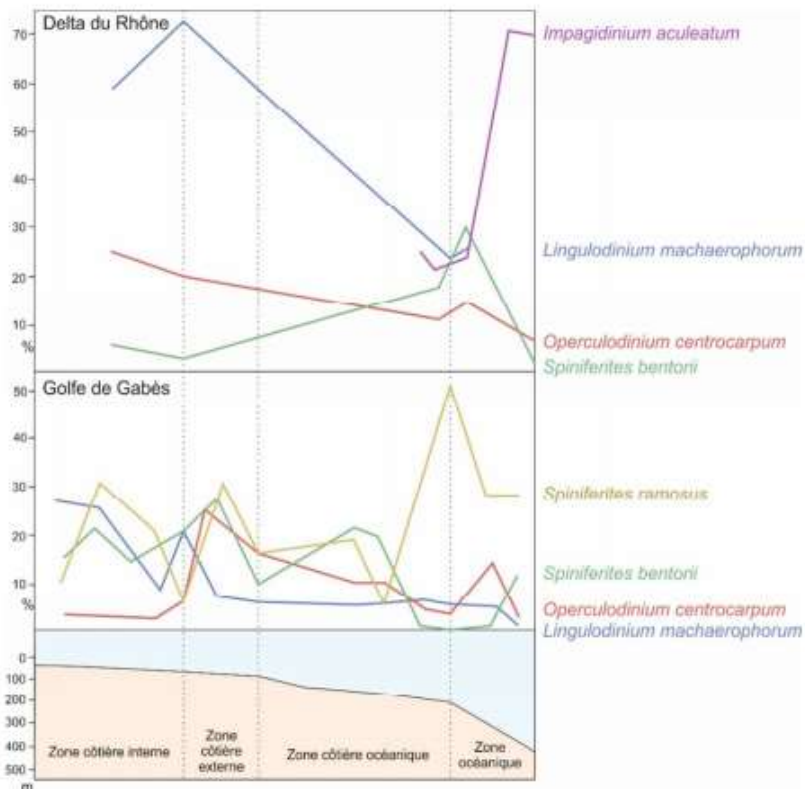


Figure II.12 : Distribution de 5 taxa dans des sédiments de surface du Delta du Rhône et du Golfe de Gabès. Définition des zones néritiques interne, néritique externe et océanique (d'après Lambert, 2017).

Des transects inshore-offshore ont permis de souligner les préférences écologiques de différents taxons (Morzadec-Kerfourn, 1977, 1984 ; Morzadec-Kerfourn, 2002 ; Penaud et al., 2020 ; Figure II.12):

- *Lingulodinium machaerophorum* : taxon majoritairement représentatif des environnements estuariens
- *Spiniferites bentorii* et *Spiniferites ramosus* : taxons représentatifs de la zone côtière interne
- *Operculodinium centrocarpum* : taxon représentatif de la zone côtière externe, sous influence de la circulation océanique générale
- *Impagidinium aculeatum* : taxon hauturier d'affinité océanique franche

Peu de sédiments modernes ont été analysés en Méditerranée occidentale (n=79 points dans la base de données n=1968 ; de Vernal et al., 2020 ; points noirs sur la Figure II.13) et certaines zones sont encore peu ou pas décrites par les assemblages dinokystes. C'est le cas de la marge algérienne qui a fait l'objet d'une étude inédite des assemblages dinokystes modernes dans le cadre de cette thèse (19 points bancs sur la marge algérienne ; Figure II.13). De plus, des données inédites acquises dans le cadre de cette thèse dans le Golfe du Lion apporteront de nouveaux échantillons pour la Méditerranée occidentale (7 points bancs dans le Golfe du Lion ; Figure II.13).

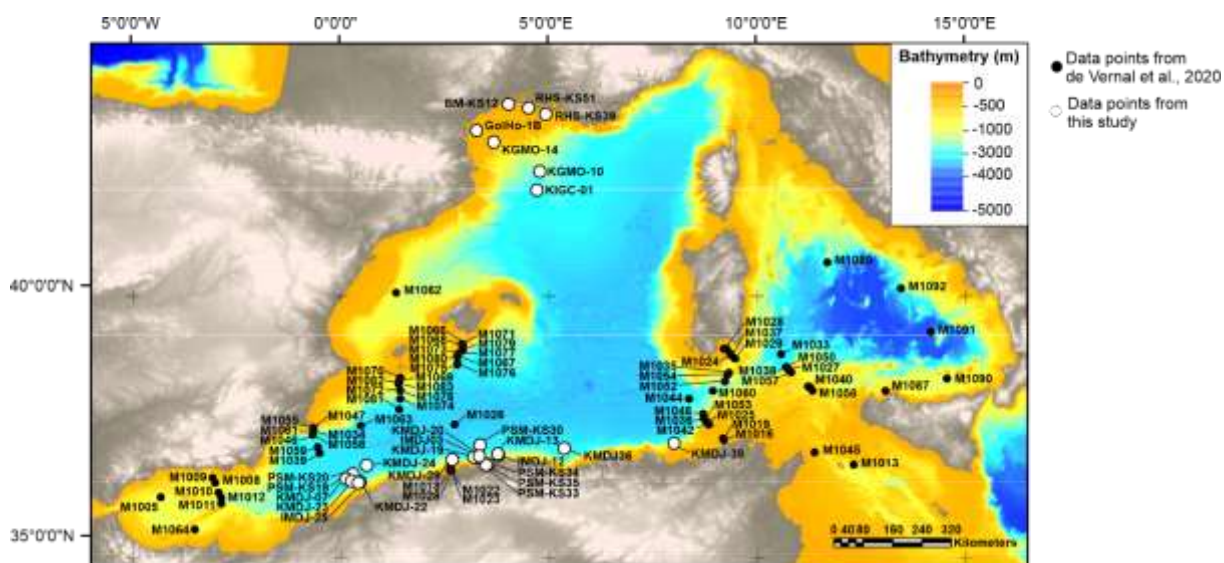


Figure II.13 : Carte de distribution des sédiments modernes analysés dans le Golfe du Lion et sur la Marge Algérienne (points blancs) dans le cadre de cette thèse, complétant les sites de la base de données dinokyste moderne ($n=1968$, de Vernal et al., 2020 ; $n=79$ points en Méditerranée occidentale représentés par les points noirs).

II.1.2 Reconstructions quantitatives des paramètres climatiques et hydrologiques

II.1.2.1. Principe général de la technique des meilleurs analogues

Le principe d'actualisme considère l'hypothèse majeure que la distribution moderne des taxons (i.e. biomes continentaux ou marins) peut être associée à des paramètres environnementaux et que ces relations restent inchangées sur la période du Quaternaire à minima. L'utilisation de fonctions de transfert sous le programme « R » (version 2.7.0 ; R Development Core Team, 2008), et notamment la technique des meilleurs analogues (MAT pour « *Modern Analogue Technique* »), permet de reconstruire quantitativement des paramètres environnementaux passés à partir des assemblages pollen ou dinokystes. Pour cela, la MAT recherche dans les bases de données modernes les 5 meilleurs analogues correspondant à l'assemblage fossile. Les variables environnementales modernes correspondant à ces analogues sont moyennées selon une pondération liée à la distance statistique (i.e. distance de Chord) de chacun des analogues retenus (Guiot, 1990 ; Guiot et de Vernal, 2007). Toutefois, si la distance statistique entre « assemblages modernes » et « assemblages fossiles » est supérieure à un seuil (i.e. défini par la méthode de Monte-Carlo), alors les analogues modernes ne sont pas retenus pour le calcul des paramètres environnementaux. Des configurations non-analogues peuvent ainsi apparaître pour certains niveaux analysés. De plus, la robustesse des quantifications peut être évaluée à partir du nombre maximal d'analogues retenus (maximum de 5) et de la distance statistique minimale (D_{min}) calculée entre l'analogue le plus proche et l'assemblage microfossile analysé.

II.1.2.2. Quantifications des paramètres climatiques à partir des données polliniques

La base de données polliniques modernes eurasienne et extraite de Dugerdil et al. (2021) et comprend n=3 559 points répartis sur tout le pourtour méditerranéen, l'Europe et l'Asie (Figure II.14). Pour chacun des sites, les paramètres environnementaux ont été extraits de la base de données de climatologie moderne WorldClim2 (Fick and Hijmans, 2017).

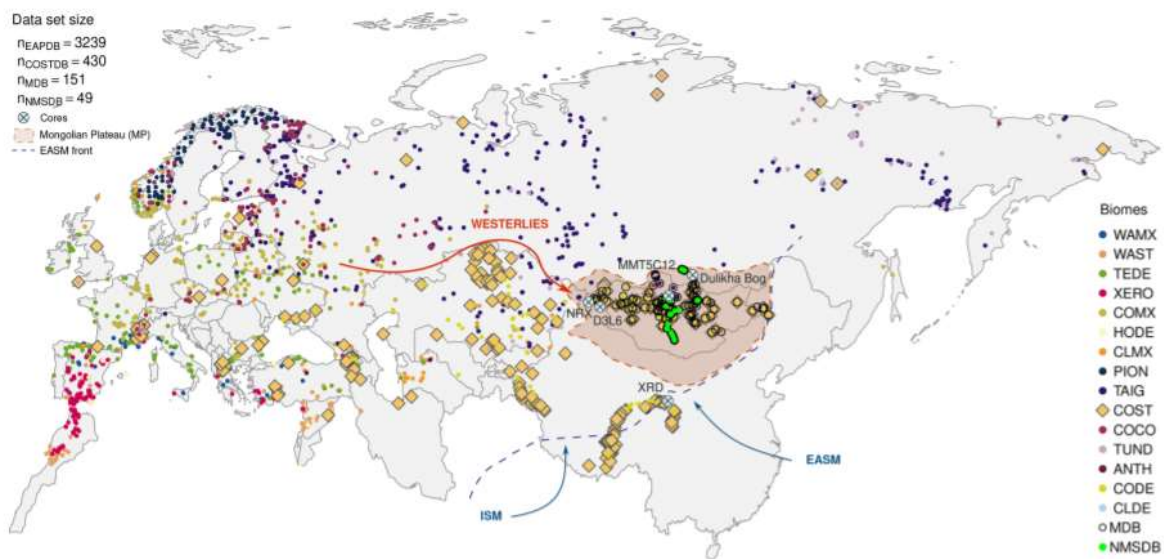


Figure II.14 : Carte eurasienne de tous les échantillons de surface pollinique inclus dans la base de données (Dugerdil et al., 2021). Le code couleur fait référence au biome pollinique déduit pour chaque site. Les biomes sont WAMX, forêt mixte chaude ; WAST, steppe chaude ; TEDE, forêt tempérée à feuilles caduques ; XERO, zone arbustive xérophile ; COMX, forêt mixte fraîche ; HODE, désert chaud ; CLMX, forêt mixte froide ; PION, forêt pionnière ; TAIG, taïga forestière ; COST, steppe froide ; COCO, forêt froide de conifères ; TUND, toundra ; ANTH, environnement anthropique ; CLDE, forêt froide de feuillus ; CODE, désert froid.

Dans le cadre des reconstructions quantitatives appliquées aux assemblages polliniques, les variables climatiques reconstruites sont :

- Les **précipitations annuelles** (PANN) et **estivales** (SUMMERPR RMSE de $\pm 70\text{mm}$)
- Les **températures moyennes : annuelle** (TANN, RMSE de $\pm 2,8^\circ\text{C}$), **du mois le plus froid** (MTCO, RMSE de $\pm 3,6^\circ\text{C}$) et **du mois le plus chaud** (MTWA, RMSE de $\pm 3,7^\circ\text{C}$)
- Le **GDD5** (pour « Growing Degree-Days based on a temperature threshold of 5°C » ; RMSE de $\pm 680^\circ\text{C}\cdot\text{jour}$) : un indice de croissance des plantes ligneuses, défini par la somme des jours de l'année pour lesquels la température moyenne dépasse 5°C (i.e. seuil considéré pour la croissance optimale des plantes ligneuses).

II.1.2.3. Quantifications des paramètres environnementaux caractérisant les eaux de surface à partir des données dinokystes

La base de données dinokystes modernes (incluant 71 taxa) la plus récente pour l'Hémisphère Nord comprend $n=1\ 968$ points (Figure II.15). Pour chacun des sites échantillonnés, 17 paramètres environnementaux ont été renseignés à partir du World Ocean Atlas 2013 et des données satellitaires MODIS moyennées de 2002 à 2017 pour la productivité primaire.

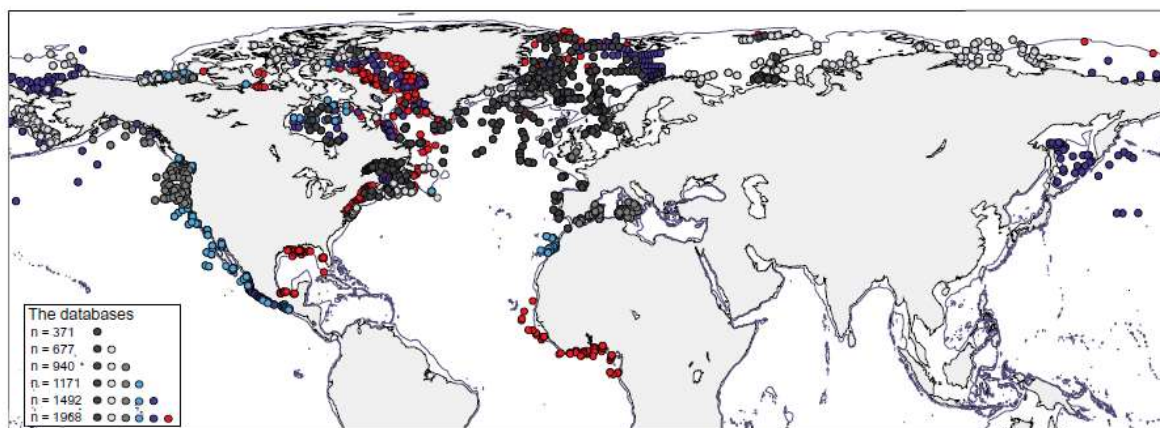


Figure II.15 : Base de données modernes dinokystes ($n = 1\ 968$ points) (de Vernal et al., 2020).

Dans le cadre des reconstructions quantitatives appliquées aux assemblages dinokystes, les variables environnementales qui seront reconstruites et discutées dans cette thèse sont :

- Les **températures de surface** (SST pour « *Sea Surface Temperature* ») : été (erreur ou RMSE pour *Root Mean Square Error* de $\pm 1,7^{\circ}\text{C}$) et hiver (RMSE de $\pm 1,2^{\circ}\text{C}$)
- Les **salinités de surface** (SSS pour « *Sea Surface Salinity* ») : été (RMSE de ± 2 psu) et hiver (RMSE de ± 1 psu)
- Les **productivités primaires** (PP) annuelles (RMSE de ± 138 gC m⁻²) et saisonnières

Le seuil statistique permettant de conserver ou rejeter les analogues est de 1,3 ($d_T = 1,3$). Les analogues seront considérés : i) "bons" quand leur distance (d) sera inférieure à $d_T/2$, ii) "acceptables" pour $d_T/2 < d < d_T$ et iii) "peu robustes" pour $d > d_T$ (de Vernal et al., 2005).

II.1.3 Les biomarqueurs

II.1.3.1. Méthodologie d'extraction des marqueurs lipidiques

L'analyse des biomarqueurs lipidiques requiert un protocole d'extraction des phases lipidiques du sédiment et leur isolement avant leur chromatographie permettant leur analyse. L'extraction comme la chromatographie sont basées sur le même principe de différence de solvation d'un soluté entre deux phases.

1- une phase mobile (la phase extraite analysée fluide) traversant la colonne

2- une phase stationnaire (la colonne de silice pour l'extraction ou la colonne capillaire sur le spectromètre GC/MS, cf. Figure II.16, II.17)

Les produits seront élués plus ou moins rapidement suivant leur nature et migreront donc différemment dans la colonne. L'absorption différenciée à l'origine de ce phénomène provient de paramètres physiques (e.g. densité, porosité, surface spécifique) et des paramètres chimiques (e.g. liaisons hydrogène, liaisons de Van der Waals) des produits.

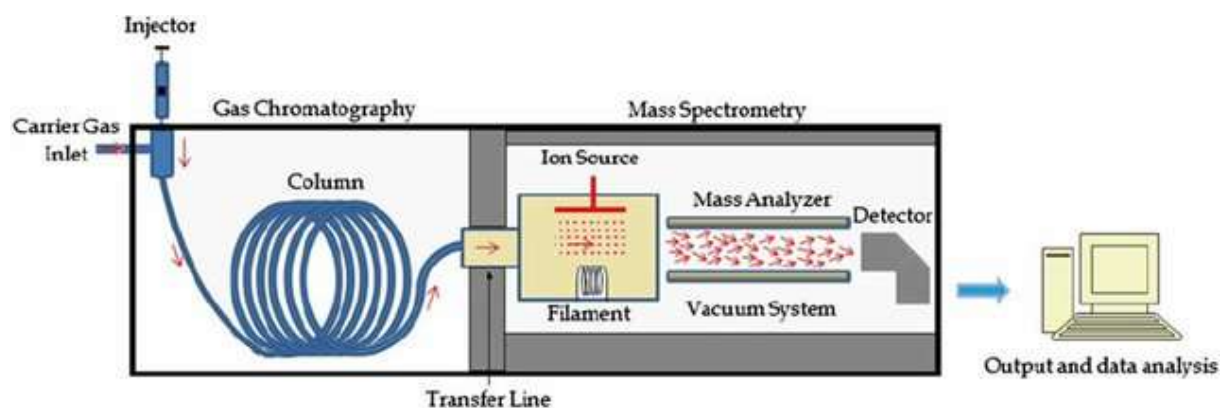


Figure II.16 : Schéma de la chromatographie gazeuse sur GC/MS (d'après Emwas et al., 2015)

Les sédiments de la carotte MD04-2801 (marge algérienne) et de la carotte KSGC-31 (Golfe du Lion) ont été traités et analysés au Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN IPSL (Institut Pierre Simon Laplace), Sorbonne Université ; Tableau II.1).

Le protocole suit les étapes suivantes (série de 8 échantillons traités simultanément) :

- 1) Lyophilisation des échantillons le plus rapidement après prélèvement afin de préserver au maximum les lipides contenus dans le sédiment.
- 2) Pilage des échantillons de sédiments lyophilisés pour augmenter le potentiel réactif du solvant organique à l'extraction.
- 3) Pesée d'1g de sédiment lyophilisé, 2g pour les échantillons des niveaux des périodes présentant une productivité primaire moindre (e.g. Younger Dryas) due aux conditions climatiques défavorables au développement des coccolithophoridés.
- 4) Ajout de 4 mL d'un mélange de dichlorométhane et de méthanol (proportions respectives 2/3 et 1/3) dans chaque tube d'échantillon. Homogénéisation au vortex avec le sédiment en poudre puis passage au bain d'ultrasons pendant 10 secondes. Centrifugation pendant deux minutes puis prélèvement du surnageant en prenant garde de ne pas pipeter de sédiment. Stockage dans de nouveaux tubes. L'opération est répétée deux fois ensuite en ajoutant seulement 3 mL du mélange de solvant organique. Cette étape vise à extraire toute la phase lipidique contenue dans les sédiments.
- 5) Séchage de la phase extraite et du solvant d'extraction sous flux d'air sur une plaque chauffante.
- 6) Dépôt de la phase extraite au sommet de la colonne de silice pour chaque échantillon, 300 µL de la solution F1 sont ajoutés à l'extrait sec ensuite agité au vortex et passé aux ultrasons. Cette opération est répétée 2 fois avec 200 µL de solution L1 (cf. étape suivante).
- 7) Séparation progressive des différentes espèces lipidiques sur colonnes de silices (Figure II.17) à l'aide de plusieurs solutions de solvants organiques permettant de faire migrer les espèces respectivement selon leur degré de polarité. Chaque phase (F1, F3, F4 et F5-7) lipidique est récupérée indépendamment pour chaque solution (dans l'ordre croissant de polarité : L1, L3, L4A, L4B et L5-7):
 - La solution L1 permet de faire migrer les **alcane**s (F1)
 - La solution L3 permet de faire migrer des espèces intermédiaires inutilisables en analyses (F3) qui seront éliminées
 - Les solutions L4A puis L4B permettent de faire migrer les **alcénone**s (F4)
 - La solution 5-7 permet de faire migrer les **stéro**ls (F5-7)
- 8) Séchage sous flux d'air sur plaque de séchage des phases lipidiques extraites.
- 9) Transfert (répété 3 fois) des phases séchées dans des vials adaptés aux analyses sur GC/MS (Gas Chromatography / Mass Spectrometry) avec 100 µL de solvants adaptés aux phases (Hexane pour F1 (alcane)s, Toluène pour F4 et F5-7). Ajout de 10 µL d'une solution standard.
- 10) Analyse en chromatographie des phases lipidiques sur spectromètre de masse GC/MS (Figure II.16) et identification des pics sur le chromatographe (Figure II.18). Intégration des aires sous les pics avant traitement des données.

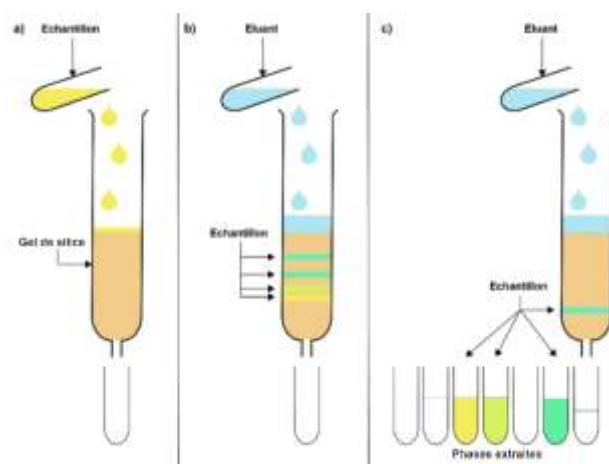


Figure II.17 : Schéma simplifié du principe d'extraction des phases lipidiques sur colonne de gel de silice (modifié d'après <https://chimieanalytique.com/chromatographie-aspects-generaux/>). a) Dépôt de l'échantillon, b) migration des phases via l'ajout de l'éluant, c) récupération des différentes phases.

II.1.3.2. Les alcénones

Les alcénones sont des lipides à longue chaîne carbonée, comportant 37 à 39 atomes de carbone (Figure II.18), photosynthétisées par un nombre restreint d'algues haptophytes unicellulaires de l'ordre des Isochrysiades, dont font partie les coccolithophoridés (haptophytes calcifiantes) notamment *Emiliana huxleyi* et *Gephyrocapsa oceanica* (Marlowe et al., 1984 ; Volkman et al., 1980, 1995).

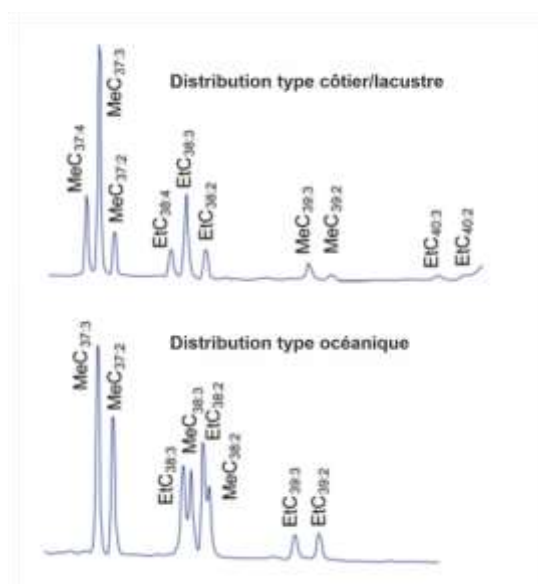


Figure II.18 : Chromatogrammes illustrant les distributions caractéristiques des alcénones en milieu océanique et en milieu côtier ou lacustre (modifié d'après Grimalt et Lopez, 2007).

Les algues productrices d'alcénones enregistrent la température des eaux de surface océanique (SSTs) au moment de la croissance. Ainsi, les alcénones constituent un proxy couramment utilisé pour reconstruire les SSTs. Leur composition isotopique en carbone peut également être utilisée pour estimer

la concentration en CO₂ dissous dans les eaux de surface mais nous ne détaillerons pas cette méthode qui n'a pas été utilisée dans le cadre de cette thèse.

Des expérimentations en cultures de l'espèce *E. huxleyi* ont mis en évidence une relation linéaire entre le degré d'insaturation des alcénones en C₃₇ et la température de l'eau de culture et donc de croissance de ces algues (Marlowe, 1984 ; Prahl et Wakeham, 1987 ; Prahl et al., 1988). La proportion des alcénones C_{37:2} par rapport aux alcénones C_{37:3} augmente avec la température et inversement. Ainsi, le rapport U^K₃₇ entre les formes di-, tri- et tétra-insaturées a été proposé afin d'établir une relation avec les SSTs au moment de la croissance de l'organisme producteur (Brassell et al., 1986) par le biais de la relation suivante :

$$U_{37}^K = ([C_{37:2}] - [C_{37:4}]) / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}] + [C_{37:4}])$$

Une équation simplifiée a ensuite été proposée (U^{K'}₃₇), ne prenant plus en compte les alcénones C_{37:4}, présentes uniquement dans les eaux froides (<6°C) et absentes dans la plupart des sédiments marins étudiés:

$$U_{37}^{K'} = ([C_{37:2}]) / ([C_{37:2}] + [C_{37:3}])$$

La première calibration réalisée sur *E. huxleyi*, publiée par Prahl et Wakeham (1987), a ensuite été améliorée par Prahl et al. (1988) puis par Conte et al. (2006).

La production des alcénones est saisonnière. Aux moyennes latitudes, comme en Méditerranée, le plus fort taux de production est observé au printemps et à l'automne (Sicre et al., 1999). D'autres facteurs pourraient également influencer l'index U^{K'}₃₇, comme les variabilités génétiques au sein des haptophytes (Volkman et al., 1995 ; Conte et al., 1998 ; Popp et al., 1998), et donc la calibration du proxy de SST en fonction des espèces productrices. La compilation mondiale de Conte et al. (2006) a toutefois montré une réponse robuste vis-à-vis de la température dans tous les bassins océaniques de l'océan mondial et la bonne préservation de cette réponse dans le sédiment.

II.1.3.3. Les n-alcanes

Les alcanes linéaires (ou n-alcane) sont des composés lipidiques produits par les végétaux supérieurs. Les n-alcane de la cire végétale (généralement entre C21 et C35) font partie de la couche de cire externe protectrice des plantes, notamment de leurs feuilles (Eglinton et Hamilton, 1967). Les conditions environnementales locales dans lesquelles se développe la plante sont reflétées par ces composés lipidiques (e.g. Feakins *et al.*, 2016 ; Andrae et al., 2019 ; Teunissen van Manen *et al.*, 2019 ; Struck *et al.*, 2020). En règle générale, plus les chaînes de n-alcane sont longues, plus la végétation qui les a produites est adaptée à des conditions sèches. Plus la chaîne hydrocarbonée de l'alcane est longue,

plus elle est hydrophobe et permet à la plante de lutter contre les pertes d'eau par évapotranspiration. L'indice des longueurs de chaîne moyenne (ACL pour *Average Chain Length*) permet de quantifier cette propriété sur une large gamme de carbone. La végétation arbustive réclamant généralement des conditions environnementales plus humides produirait majoritairement des n-alcanes à chaînes plus courtes et donc présentant un indice ACL plus faible. A contrario la végétation adaptée aux conditions sub-arides à arides produirait majoritairement des n-alcanes à chaînes plus longues et donc présentant un indice ACL plus fort (Figure II.19).

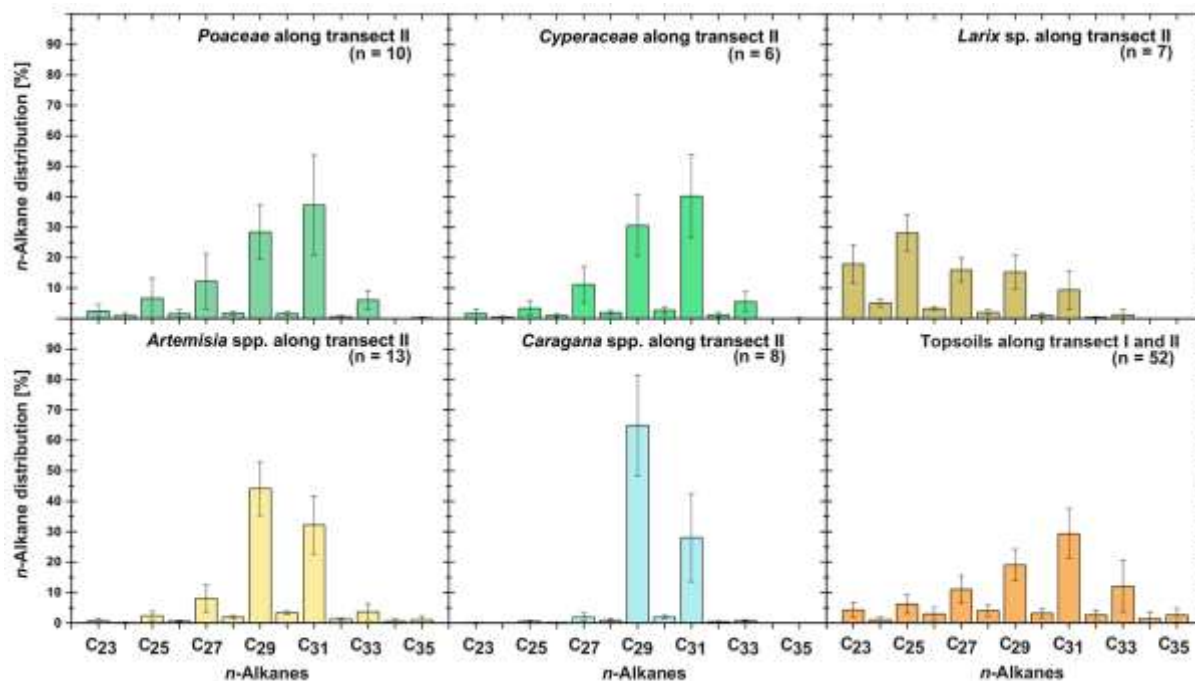


Figure II.19 : Distribution typique des n-alcanes sur un transect en Mongolie (végétation sub-aride à aride) pour différentes espèces de plantes (Transect II) ou pour des plantes et des échantillons de sol de surface (d'après Struck *et al.*, 2020)

Les n-alcanes présentent une préservation excellente dans les sols et les archives sédimentaires (Teunissen van Malen *et al.*, 2020, Figure II.20) dont ils peuvent être extraits (Jansen et Wiesenberg, 2017). Des études ont mis en évidence la relation entre la présence de végétation boisée (forêts et maquis) ou ouverte (prairies) et la distribution des n-alcanes (Cranwell, 1973 ; Schwark *et al.*, 2002 ; Zhang *et al.*, 2006 ; Struck *et al.*, 2020). Le signal C_{31} / C_{27} constitue ainsi un signal indiquant une végétation supposée majoritairement arborée sur le continent si le rapport est faible et majoritairement ouverte si le rapport est fort (Meyers and Ishiwatari, 1993 ; Brincat *et al.*, 2000 ; Castañeda *et al.*, 2009 ; Liu *et al.*, 2019). La conservation de ces composés lipidiques fossiles dans les archives sédimentaires et leur sensibilité aux évolutions du couvert végétal en font un proxy intéressant dans la reconstruction des changements environnementaux (Bush et McInerney, 2015 ; Teunissen van Manen *et al.*, 2019, Teunissen van Manen *et al.*, 2020), fournissant des informations sur le type de végétation colonisant les bassins versants adjacents aux sites étudiés et peuvent ainsi être mis en regard des assemblages polliniques. Certaines études utilisent d'ailleurs le rapport C_{31} / C_{27} comme un proxy climatique qui

indiquerait, en cas d'augmentation du ratio, une diminution des températures et/ou des précipitations (Horikawa et al., 2010 ; Jansen *et al.*, 2013 ; Tarasov et al., 2013 ; Crausbay *et al.*, 2014).

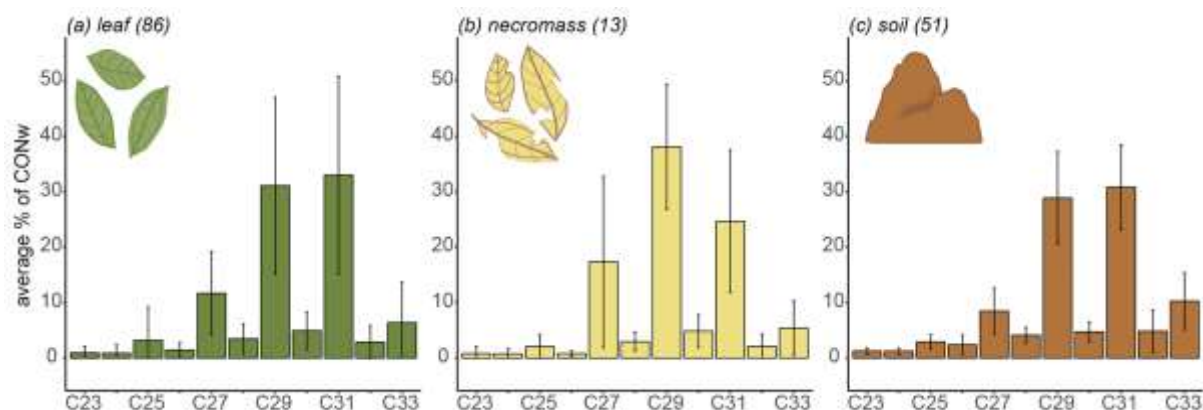


Figure II.20 : Distribution type des n-alcanes sur un transect en Equateur (climat tropical montagnard) indiquant le pourcentage de la concentration totale (CONw) en alcanes (a) des feuilles, (b) de la masse de feuilles mortes en dégradation (c) et du sol (d'après Teunissen van Manen *et al.*, 2020).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé l'indice ALC pour évaluer les variations d'humidité/sécheresse à partir des distributions n-alcanes dans les sédiments marins analysés. Nous avons en outre mesuré leur composition isotopique en hydrogène (δD) sur certains intervalles (et notamment l'intervalle 5-3 ka BP ; cf. Tableau II.1) pour conforter les valeurs d'ALC. Ces mesures permettent une comparaison plus directe avec les enregistrements continentaux de $\delta^{18}O$ de stalagmites par exemple. Les modèles de circulation atmosphérique comportent aujourd'hui la composition isotopique de l'eau ce qui permet d'envisager une comparaison modèle/données pour affiner les interprétations climatiques de nos résultats et estimer le rôle des modes de variabilité de type NAO par exemple. Une publication de synthèse sur le dernier millénaire a été récemment publiée sur le sujet (Iso2k, Konecky *et al.*, 2020).

II.1.4 Les isotopes stables

Les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et du carbone ($\delta^{13}C$) sont des proxys utilisés très fréquemment en paléocéanographie, mesurés dans les tests de foraminifères benthiques et/ou planctoniques. Ils permettent de reconstruire les variations de différents paramètres physico-chimiques des bassins océaniques en considérant un fractionnement isotopique plus ou moins en équilibre (en fonction des effets vitaux) avec l'eau de mer dans laquelle ils ont bio-minéralisé leurs tests (Shackleton *et al.*, 1973). Dans le cadre de cette thèse, deux espèces ont été prélevées dans la fraction $>150 \mu m$ des sédiments analysés en palynologie pour la carotte MD04-2801. Pour ces deux taxons, le résidu été retamisé à $250 \mu m$ afin de prélever des gammes de taille adultes. Un total de 87 niveaux a ainsi été analysé

pour la carotte MD04-2801 à partir de foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) et de 59 niveaux à partir de foraminifères benthiques (*Globobulimina affinis*, cf. Tableau II.1).

- *Globigerina bulloides* (Figure II.21) : foraminifère planctonique vivant en subsurface et inféodé aux environnements productifs comme les zones d'upwelling,
- *Globobulimina affinis* (Figure II.21) : foraminifère endobenthique relativement abondant sur l'ensemble de la carotte MD04-2801.

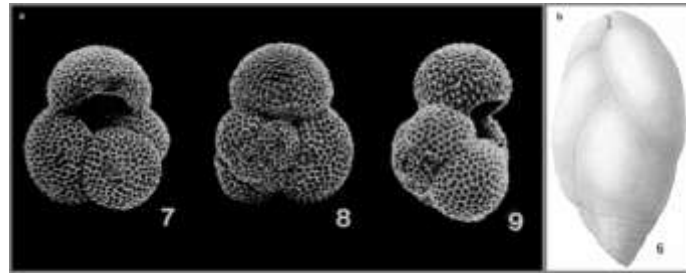


Figure II.21 : a) Photos au microscope électronique à balayage (MEB) de *Globigerina bulloides* (source : Srinivasan and Kennett, 1983) ; b) Dessin descriptif de *Globobulimina affinis* (source : Cushman, 1922).

Toutes les mesures ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre Kiel IV de la plateforme IRMS (« *Isotope Ratio Mass Spectrometer* ») du PSO (Pôle Spectrométrie Océan) de l'IUEM, à partir d'échantillons compris entre 50 et 100 μg en moyenne (la masse critique de mesure étant de 10 μg). Lors de l'analyse, le CO_2 des carbonates est extrait par réaction avec de l'acide ascorbique en écoulement continu. L'extrait est injecté en continu pendant la réaction dans un spectromètre de masse de source gaz et de secteur magnétique à multi-collection (Thermo Delta V). Les molécules injectées dans le spectromètre sont ionisées au niveau de la source puis accélérées dans un champ électrique et déviées par un champ magnétique. La charge et la masse des molécules influent sur leur trajectoire ce qui permet de les identifier à l'aide de plusieurs collecteurs placés sur la trajectoire des molécules chargées d'intérêt. Ces collecteurs produisent un signal électrique proportionnel à la quantité de molécules chargées qui les atteint, permettant ainsi d'avoir une image proportionnelle de chaque isotope de l'échantillon analysé.

II.1.4.1. Signature $\delta^{18}\text{O}$

Le signal $\delta^{18}\text{O}$ permet de traduire, à partir du rapport entre les isotopes stables de l'oxygène : lourd (^{18}O) et léger (^{16}O), le fractionnement isotopique (dépendant de la masse des isotopes) observé lors des changements de phase de l'eau de mer (Urey, 1947). Ce rapport est calculé en comparaison avec un étalon standard PDB (« *Pee Dee Belemnite* ») selon la formule suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\left\{ \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standard PDB}}} \right\} - 1 \right] \times 1000$$

Ainsi, généralement, pour les foraminifères benthiques, l'alourdissement du $\delta^{18}\text{O}$ a été souvent associée, à l'échelle orbitale, à un enrichissement de l'eau de mer en ^{18}O et donc à un passage préférentiel de la forme ^{16}O dans la phase gazeuse évaporée (Figure II.22), et à la formation des grands inlandsis en période glaciaire (e.g. Chappell and Shackleton, 1986 ; Shackleton, 1987). A l'échelle du Plio-Pléistocène (Lisiecki et Raymo, 2005), et au cours des derniers cycles climatiques (Waelbroeck et al., 2002), les variations du signal $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur les foraminifères benthiques de bassins océaniques profonds permettent ainsi de quantifier les variations relatives du niveau marin (i.e. glacio-eustatisme).

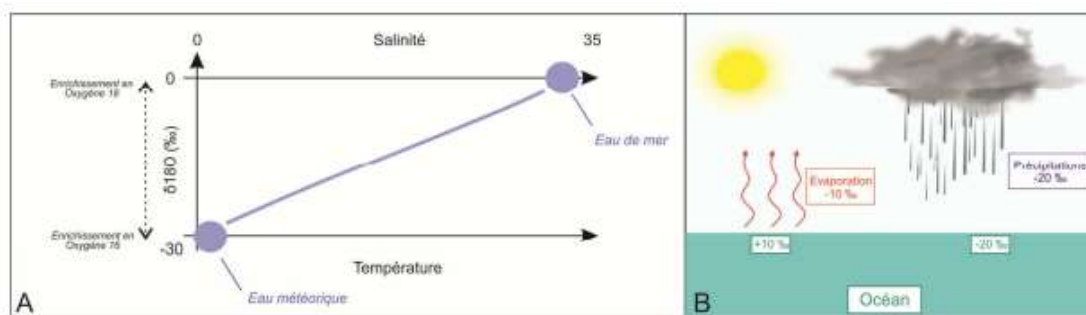


Figure II.22 : Schéma de l'influence de la salinité et de la température sur la signature isotopique (A). Schéma du fractionnement isotopique à l'interface océan-atmosphère (d'après Joussaume, 1999).

A l'échelle de l'Holocène, le signal $\delta^{18}\text{O}$ planctonique est davantage utilisé comme un proxy de températures (SST pour *Sea-Surface Temperature*) ou de salinité (SSS pour *Sea-Surface Salinity*) des eaux de surface. En effet, la température de l'eau environnante a été empiriquement mise en évidence comme un facteur majeur d'enrichissement en ^{18}O de la calcite lors de la formation des tests de foraminifères (Epstein et al., 1953). L'allègement ou l'alourdissement du signal est ainsi fonction de la l'augmentation ou de la diminution des SST, respectivement, mais également du bilan hydrique (i.e. apports fluviaux *versus* précipitation et évaporation) qui impactera les SSS et donc la densité du réservoir océanique. De plus lourdes valeurs isotopiques correspondent ainsi à de plus fortes salinités.

II.1.4.2. Signature $\delta^{13}\text{C}$

Le carbone possède deux isotopes stables, le ^{12}C (plus léger) et le ^{13}C (plus lourd). De la même manière que pour les isotopes stables de l'oxygène, la composition isotopique du carbone peut

s'exprimer par un ratio entre l'isotope lourd et l'isotope léger, en comparaison également avec un étalon standard PDB (« *Pee Dee Belemnite* »), selon la formule suivante :

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{standard PDB}}} \right) - 1 \right] \times 1000$$

Les producteurs primaires (biomasse continentale ou marine) prélèvent préférentiellement du ^{12}C selon la loi naturelle du minimum de dépense énergétique, enrichissant ainsi le milieu ambiant en ^{13}C (Figure II.23).

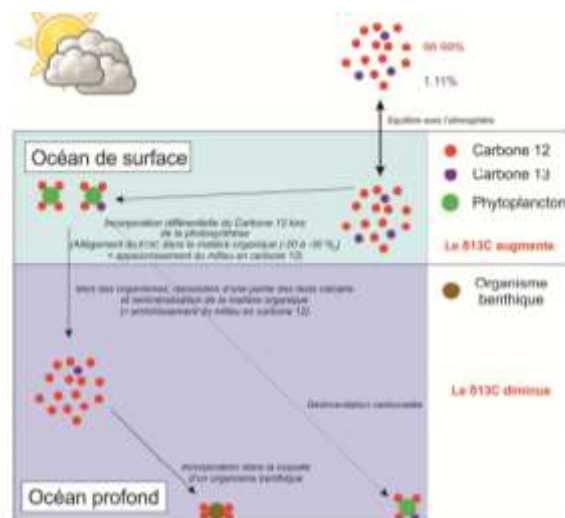


Figure II.23 : Schéma du fractionnement isotopique du carbone dans l'océan par le phénomène de pompe biologique (source : acces.ens-lyon.fr)

Ainsi, dans le cas des eaux océaniques, une productivité primaire marine accrue résultera en un alourdissement de la signature $\delta^{13}\text{C}$ du carbone inorganique dissous (CID) et donc de la calcite des foraminifères planctoniques qui bio-minéralisent leurs tests à partir de CID. Le signal $\delta^{13}\text{C}$ planctonique constitue ainsi un proxy indirect de productivité de surface (Berger et al., 1978). Le signal $\delta^{13}\text{C}$ épibenthique, quant à lui, enregistre le CID des eaux de fond ambiantes (Duplessy et al., 1984, 1988; Zahn et al., 1986; Gottschalk et al., 2016a; Schmittner et al., 2017), même dans les zones eutrophes (Eberwein et Mackensen, 2006). Enfin, le signal $\delta^{13}\text{C}$ endobenthique reflète la valeur isotopique des eaux connées et constitue un signal de reminéralisation de la matière organique dans le fond des bassins sédimentaires. Plus la matière organique produite en surface sera exportée et reminéralisée (i.e. processus diagénétiques en présence d'oxygène dissous dans les eaux profondes), plus la signature $\delta^{13}\text{C}$ endobenthique sera allégée en raison d'une augmentation du ^{12}C dans le CID des eaux et sédiments de fond de bassin (McCorkle et al., 1990 ; Mackensen et Licari, 2003 ; Fontanier et al., 2006). Dans le cadre de cette thèse, il n'a pas été possible de piquer *Planulina wuellerstorfi*, foraminifère épibenthique, qui calcifie à l'équilibre (quasi 1 : 1) avec l'eau de mer (Belanger et al., 1981 ; Duplessy et al., 1984,

1988 ; McCorkle and Keigwin, 1994 ; Sarnthein et al., 1994), mais les foraminifères planctoniques *G. bulloides* et endobenthiques *G. affinis* ont été piqués en continu sur l'ensemble de la carotte MD04-2801.

II.1.5 Analyses sédimentologiques

II.1.5.1. Analyses sédimentologiques non destructives

La carotte MD04-2801 a fait l'objet d'analyses sédimentologiques réalisées au Laboratoire Géosciences Océan (LGO) ainsi qu'au laboratoire Géosciences Marines (GM) de l'Ifremer. Des analyses physiques non destructives ont été réalisées grâce au banc MSCL (« *Multi Sensor Core Logger* ») afin de mesurer la densité du sédiment, la vitesse de propagation des ondes le traversant et la susceptibilité magnétique (détection des minéraux ferro- et paramagnétiques). Des analyses semi-quantitatives renseignant la composition chimique des sédiments (i.e. proportion en éléments chimiques exprimée en coups/seconde) ont également été réalisées à l'aide du scanner XRF de l'Ifremer avec un pas d'acquisition centimétrique (« *Avaatech XRF Core Scanner* »). Deux passages de mesures ont été effectués sur chaque section avec un réglage de l'appareil à 600 μA et 10kV pour la détection des éléments Al, Si, Ca, Cl, S, Ti, Mn et Fe, puis un réglage à 1000 μA et 30kV pour la détection des éléments Ni, Zn, Br, Rb, Sr, Zr et Pb.

II.1.5.2. Granulométrie laser

Les classes granulométriques des particules sédimentaires détritiques dépendent de la taille des grains et donc du type de roche érodée et du transport (intensité, durée, vecteur aqueux ou aérien) des grains. Un changement de granulométrie dans une séquence sédimentaire marine peut renseigner un changement de régime et de sources des apports sédimentaires sur la zone d'étude ou un changement courantologique profond au sein de ce bassin. L'étude granulométrique permettra également de préciser les intervalles à préservation de la matière organique optimale dans le sédiment : i.e. quand les sédiments seront plus fins, et donc de mieux comprendre les variations en concentrations absolues des signatures délivrées par les palynomorphes marins et continentaux. Dans le cadre de cette thèse, des analyses granulométriques ont été effectuées sur la carotte MD04-2801 avec le granulomètre à diffraction laser Malvern™ (MASTERSIZER 2000) de l'IUEM. Pour les 32 niveaux analysés, les analyses ont été menées sur la fraction totale du sédiment et sur la fraction décarbonatée (après attaque HCl 37% menée jusqu'à disparition de l'effervescence).

II.1.5.3. Analyses des minéraux argileux

La majorité des minéraux argileux est produite par l'altération chimique d'une « roche mère ». D'un point de vue granulométrique, les particules sédimentaires d'une taille inférieure à 2 µm peuvent être désignées comme des « particules argileuses ». Cependant, certaines particules constituées de minéraux d'argiles peuvent excéder la taille de 2 µm. Nous désignerons, dans le cadre de cette thèse, les minéraux argileux comme les espèces minérales argileuses en présence. Ainsi, les minéraux argileux sont majoritairement des phyllosilicates d'aluminium, s'organisant en feuillets d'octaèdres $\text{Al}(\text{OH})_6$ et de tétraèdres SiO_4 assemblés par des liaisons mettant en commun des atomes d'O et des groupements OH. Les argiles forment ainsi des plans cristallins spécifiques appelés plans réticulaires. Les types de minéraux argileux formés dépendent du type de roche mère ainsi que des transformations qui interviennent après la phase d'altération-transformation-transport. Ainsi, les espèces minérales, dont la granulométrie est souvent plus fine, telles que les micas et les feldspaths sont plus facilement altérées et transformées en minéraux argileux (e.g. kaolinite, illite, montmorillonite).

La carotte MD04-2801 a fait l'objet de 36 analyses (résolution d'étude d'environ 400 ans) visant à déterminer et évaluer les proportions des différents minéraux argileux en présence dans les niveaux sédimentaires. L'analyse des assemblages de minéraux argileux de la carotte MD04-2801 permettra ainsi de fournir des informations sur les sources (i.e. formations géologiques) érodées par les processus physiques et par altération chimique et sur les mécanismes d'apports vers la marge algérienne, et potentiellement sur les processus de reminéralisation au fond du bassin. L'étendue des bassins versants drainés ainsi discutée au biais des minéraux argileux pourra être mise en parallèle avec les données polliniques par exemple afin de discuter au mieux la source des signatures palynologiques continentales reconstruites sur cette même carotte.

Le protocole pré-analyse ainsi que les analyses des assemblages minéraux d'argiles ont été réalisées par Sandrine Chéron au laboratoire Géosciences Marines de l'Ifremer. La méthode de détermination des minéraux argileux utilise la diffraction des rayons X (ou XRD en anglais). Dans un premier temps, les échantillons ont été décarbonatés par une attaque HCl, puis séparés du reste de la matrice sédimentaire par décantation. En effet, selon la loi de Stoke, si un échantillon de sédiment est homogénéisé en solution d'eau distillée, une décantation d'1h10 permettra d'isoler les particules de diamètre inférieur à 2µm dans les 1,5 cm supérieurs de la solution. Cette fraction est prélevée puis déposée et séchée sur une lame orientée permettant d'améliorer la précision des mesures de diffraction. Lors de l'analyse, la longueur d'onde de la source émettrice des rayons X est connue, de même que l'angle d'incidence du faisceau par rapport à la préparation représentative de l'échantillon analysé. La diffraction du faisceau par l'échantillon a été mesurée à l'aide d'un diffractomètre Bruker AXS du modèle D2 PHASER™ équipé d'un tube à anode en cuivre et d'un détecteur LYNXEYE™, puis retranscrite par la biais d'un diffractogramme (Figure II.24).

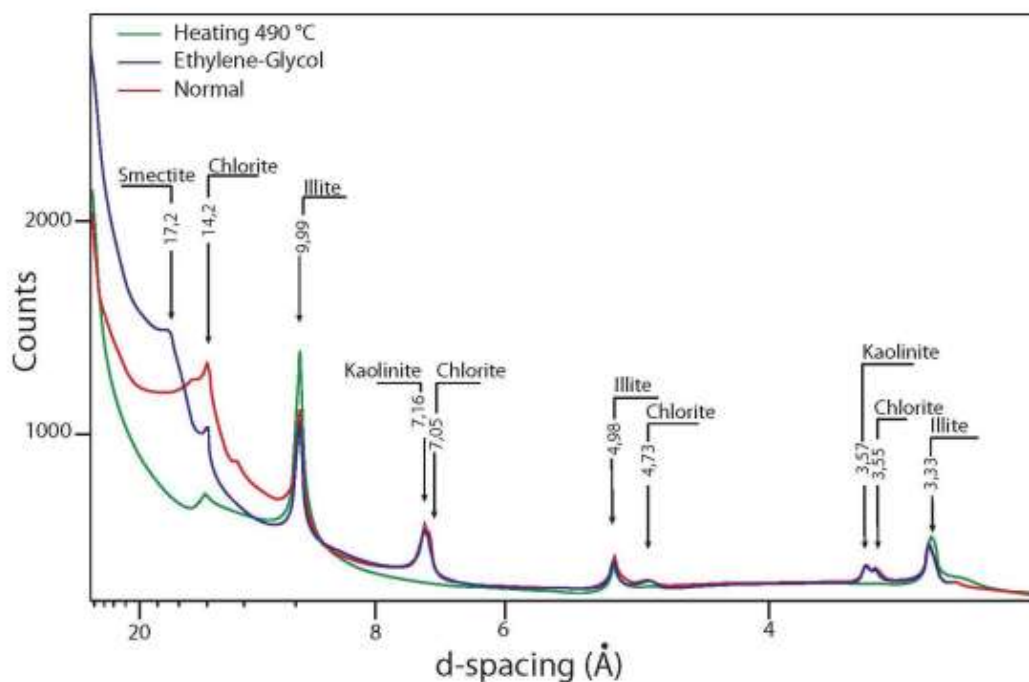


Figure II.24 : Exemples de diffractogrammes XRD de minéraux argileux en fonction des différentes phases d'analyses (chauffage à 490 °C en vert, traitement éthylène-glycol en bleu et sans traitement en rouge) dans des sédiments estuariens repérant sur les pics les différentes espèces minérales identifiées : Smectite, Chlorite, Illite et Kaolinite (Virolle et al., 2018).

Les pics du diffractogramme correspondent aux différents minéraux argileux présents dans l'échantillon, identifiables grâce à la base de donnée du logiciel MacDiff® 4.2.5 répertoriant les angles théoriques de diffraction pour chaque minéral (Petschick, 2000). Le calcul de l'aire entre le pic et la ligne de base du diffractogramme des échantillons glycolés permet de calculer une estimation semi-quantitative des abondances des minéraux argileux identifiés en ramenant à 100% la valeur de la somme des aires de l'ensemble des minéraux argileux (Smectite + Illite + Kaolinite + Chlorite + Palygorskite = 100%). Parmi les différents minéraux argileux, certains partagent des pics de diffraction à l'état naturel. Afin de pouvoir les distinguer, les mesures de diffraction sont effectuées pour chaque échantillon sur lame : i) à l'état naturel, ii) après un traitement au glycol, et enfin iii) après chauffage. En effet, ces traitements pré-analyses permettent de mettre en évidence des particularités de réactions connues pour certaines espèces argileuses.

II.1.6 Etude stratigraphique ^{14}C

Les modèles d'âge des 2 séquences sédimentaires étudiées (MD04-2801, KSGC-31 ; Tableau 1) ont été établis sur la base de datations ^{14}C . Tandis que de nombreuses dates étaient d'ores et déjà disponibles pour la carotte KSGC-31 (Bassetti et al., 2016 ; Jalali et al., 2016, 2019), des datations ont été effectuées dans le cadre de cette thèse pour la carotte MD04-2801, sur des tests de foraminifères planctoniques (*Globigerina bulloides*) prélevés dans la fraction $> 150 \mu\text{m}$ et analysées *via* ARTEMIS (éch. $> 0.8 \text{ mgC}$) et ECHOMICADAS ($< 16 \mu\text{gC}$) (cf. section II.3.1.2). On considère que tout organisme vivant présente la même radioactivité en carbone que celle du CO_2 atmosphérique ambiant (atmosphère ou océan). Le principe de la datation ^{14}C repose sur la propriété de décroissance exponentielle de cet isotope radioactif (de demi-vie de 5 568 ans fixée par convention ; Stuiver et al., 1998) au cours du temps après la mort de l'organisme et donc l'arrêt des échanges gazeux. La formation des atomes de ^{14}C est perpétuellement entretenue par l'interaction entre les bombardements cosmiques et l'azote dans l'atmosphère. Cependant, cette radioactivité n'est pas constante au cours du temps et des courbes de calibration ont été établies, sous forme de régressions polynomiales, reliant les âges radiocarbone aux âges calendaires. Dans cette thèse, toutes les dates ^{14}C ont été calibrés avec le programme Calib 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al., 2021) et la droite de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020).

De plus, l'analyse de matériel océanique nécessite d'appliquer une correction supplémentaire qui dépend de l'âge réservoir océanique. Une correction de -400 ans est appliquée par défaut aux dates ^{14}C quand l'âge réservoir n'est pas précisément connu dans la région étudiée. Toutefois, de manière à améliorer la chrono-stratigraphie de la carotte MD04-2801, un projet méthodologique exploratoire « DATAPOL » a été mené en parallèle avec cette thèse (INSU LEFE-EC2CO et ISblue Emergence : « *Approche méthodologique exploratoire de datation AMS ^{14}C à partir de grains de pollen et d'archives sédimentaires marines* »), projet dont l'application est cruciale en paléocéanographie vis-à-vis des problématiques d'âges réservoirs océaniques de surface. Il s'agissait ici de dater des grains de pollen de pin via le spectromètre de masse par accélérateur « compact » MICADAS (*Mini Carbon Dating System* ; collaboration avec Nadine Tisnérat-Laborde, UMR 8212 CEA-CNRS-UVSQ) qui permet d'envisager de mesurer avec une haute précision l'activité ^{14}C de très petits échantillons contenant moins de 100 μg de carbone. Le protocole permettant de concentrer au maximum les grains de pollen de pin et leurs prélèvements fait l'objet d'un chapitre annexe à ce manuscrit. Ces datations ont été conduites en parallèle, sur les mêmes échantillons, avec des datations ^{14}C sur foraminifères. Les résultats inédits obtenus sont exposés en annexe mais ne serviront malheureusement pas à améliorer la connaissance de la dynamique temporelle de l'âge réservoir à appliquer sur la marge algérienne. Ainsi, dans cette thèse, toutes les dates ^{14}C obtenues dans le Golfe du Lion ont été corrigées de $-367 \pm 38,75$ ans (Siani et al., 2000 ; Reimer et al., 2001) et celles de la carotte MD04-2801 (marge algérienne) ont été corrigées de -400 ans (Siani et al., 2000 ; Reimer et al., 2001).

II.2. Présentation du matériel d'étude

D'une manière générale, les études en paléoclimatologie nécessitent des archives continues et contraintes dans le temps le plus précisément possible. Pour les carottes sédimentaires marines, il s'agit d'étudier des séquences sédimentaires non perturbées (e.g. pas de turbidites ou de bioturbations confirmé par l'analyse des faciès sédimentaires), qui seront datées en fonction de l'intervalle de temps ciblé et du pas d'échantillonnage envisagé. Dans ce manuscrit, les âges seront exprimés en Before Present (BP, i.e. avant 1950) ou en Anno Domini (AD, i.e. avant ou après « l'an 0 » du calendrier chrétien) pour les périodes les plus récentes.

Au cours de cette thèse, deux carottes ont fait l'objet d'analyses paléoenvironnementales (marge algérienne : MD04-2801, Golfe du Lion : KSGC-31 ; Tableaux II.1 et II.2 ; Figure II.25). Dans ces deux zones d'études, 27 échantillons de surface provenant de tops de carottes (0,5 à 1,5 premiers centimètres) ont été analysés (Figure II.25). Parmi ces 27 analyses, 2 échantillons correspondent au top d'une carotte d'interface GolHo-1B (Campagne GolHo, 2013, R/V Néréis), prélevée aux mêmes coordonnées que la carotte KSGC-31.

Tableau II.2 : Coordonnées et caractéristiques des carottes longues étudiées d'un point de vue paléoenvironnemental.

Carottes étudiées	MD04-2801	KSGC-31
Mission	PRISMA	GMO2-CARNAC
Date de carottage	28/05/2004	07/10/2002
LOCALISATION	Marge Algérienne	Golfe du Lion
Latitude/Longitude	N36°30,99' ; E0°30,03'	N43°0'23" ; E3°17'56"
Profondeur (m)	2063	60
Longueur (cm)	2482	703
Séquence étudiée (cm)	Top – 1040cm	Top – 703cm

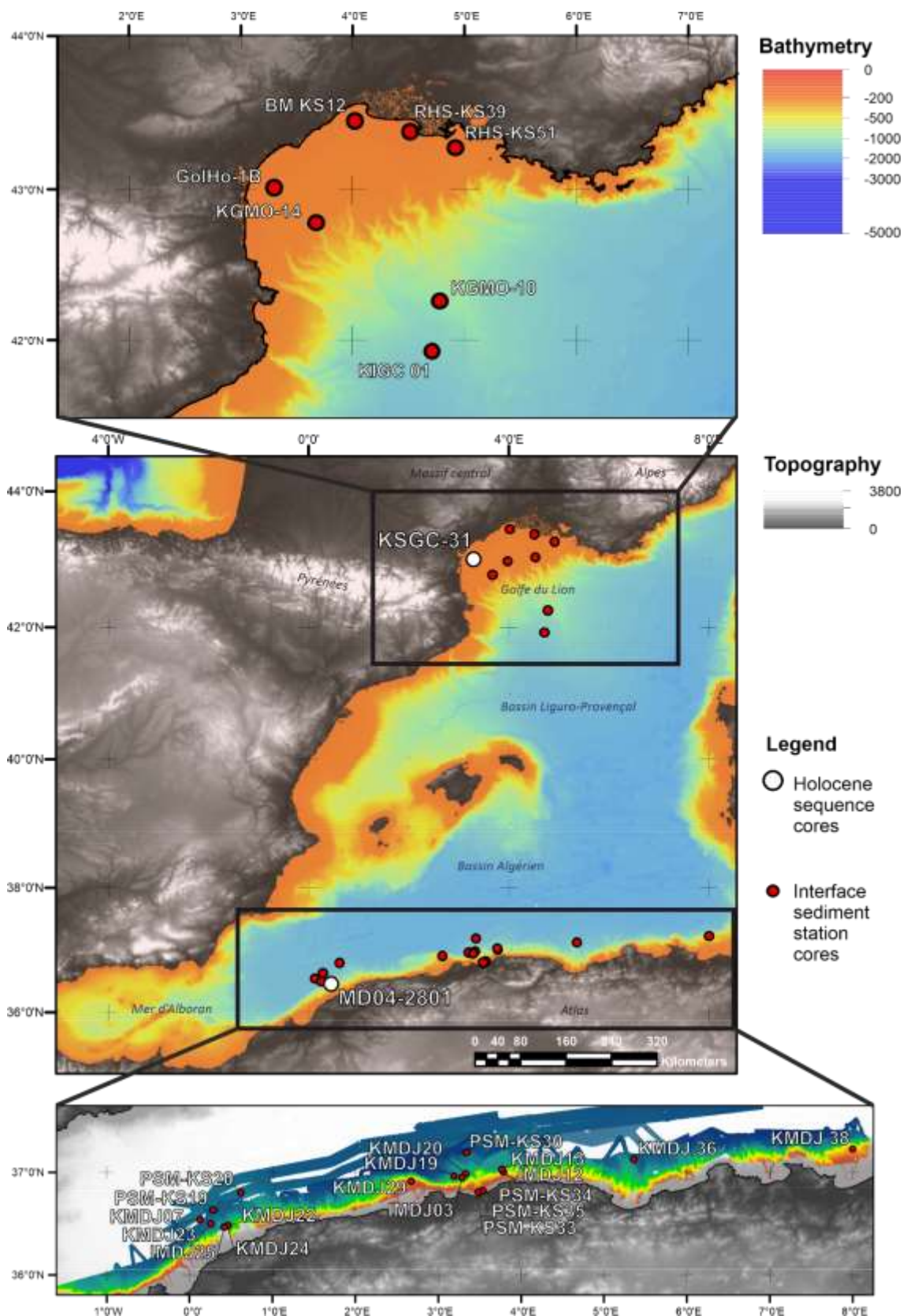


Figure II.25 : Localisation des 2 carottes longues étudiées dans le cadre de cette thèse (KSGC-31 et MD04-2801), replacées dans le contexte des sédiments d'interface analysés pour décrire la distribution moderne des palynomorphes.

II.2.1 Carotte MD04-2801 - Marge Algérienne

La carotte MD04-2801 (N36°30,99' E0°30,03') a été prélevée pendant la campagne PRISMA (Sultan, 2004) par 2 067m de fond, à environ 25 km de la côte algérienne, par le navire océanographique Marion Dufresne. Le carottage gravitaire a été effectué à l'aide du carottier CALYPSO dans, sur le bord droit du canyon du Kramis, dans le lobe Est de l'éventail sédimentaire du Kramis. Elle mesure 24,82 m au total, divisée en 14 tronçons de 1,5 m ; les 7 premières sections ayant été ciblées pour cette thèse (Figure II.26).

II.2.1.1. Description des faciès sédimentaires

Les 10 premiers mètres de la carotte se caractérisent par un faciès de vase argilo-silteuse homogène grise, témoin d'une sédimentation essentiellement hémipélagique.

Sous la section VIII (sous 1 050 cm), des lits turbiditiques à granulométrie fine sont observés au sein de la matrice argilo-silteuse. Ces passées sableuses (environ 1 cm d'épaisseur) sont les témoins de déstabilisations régulières des sédiments du plateau donnant naissance à des panaches turbiditiques et déposant du matériel silteux à sableux sur les pentes de l'éventail sédimentaire avec une large dispersion des débordements turbiditiques à travers la plaine abyssale (Babonneau et al., 2012). Ce secteur de l'éventail sédimentaire présente un bord du canyon haut de 200 m par rapport au fond du chenal, impliquant des débordements uniquement dans le cas des plus gros courants de turbidité. Ces instabilités gravitaires résultent en une aggradation progressive du lobe du Kramis par les débordements dilués des courants de turbidités dans le canyon du Kramis, en alternance avec la sédimentation hémipélagique (Babonneau et al., 2012).

L'absence des passées turbiditiques dans les sections supérieures de la carotte (VII à I) témoigne de l'isolement du site carotté des dépôts turbiditiques réguliers à mesure que les levées du chenal turbiditique ont aggradé. Ainsi, à partir de 1045cm, la sédimentation stable et continue permet de procéder à des analyses paléoenvironnementales et paléocéologiques sur une séquence exempte de remaniements.

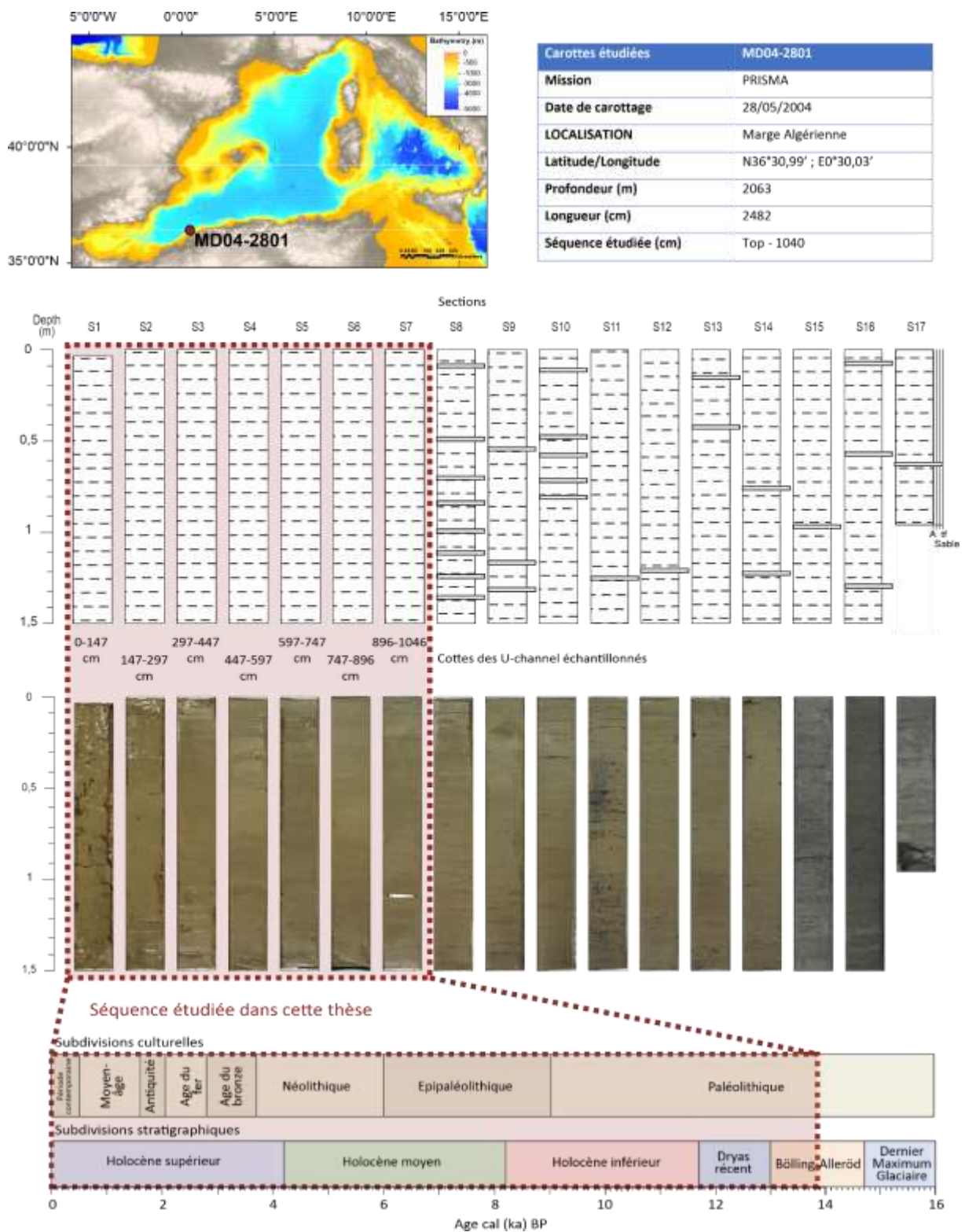


Figure II.26 : Situation de la carotte MD04-2801, faciès sédimentaires et couverture temporelle de la séquence étudiée.

II.2.1.2. Modèle d'âge

Le modèle d'âge de la carotte MD04-2801 a été établi par le biais de 20 dates ^{14}C (11 via ARTEMIS : Laboratoire de mesure du Carbone 14 au CEA Paris-Saclay et 9 via ECHOMICADAS en collaboration avec Nadine Tisnérat-Laborde) : 18 sur des foraminifères planctoniques (*G. bulloides*) et 2 sur des gastéropodes (Tableau II.3). Les dates radiocarbone du Tableau II.3 ont été calibrées à l'aide du logiciel CALIB 8.2 (Stuvier et Reimer, 1993) associé à la courbe de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020) après avoir soustrait un âge réservoir océanique estimé à 400 ans (Siani et al., 2000 ; Reimer et al., 2001).

Tableau II.3 : Datations ^{14}C effectuées sur la carotte MD04-2801. En gris les dates rejetées pour le modèle d'âge final.

Code	Machine	Profondeur (cm)	Matériel daté	Age ^{14}C	Erreur	Age ^{14}C - âge réservoir	IntCal20 Cal BP Min-Max	Erreur σ
SacA43123	ECHOMICADAS	3	<i>G. bulloides</i>	170	30	-230	0 0-0	1 σ
SacA55619*	ARTEMIS	31 ^a	<i>G. bulloides</i>	820	30	420	491,5 472-511	1 σ
SacA55620	ARTEMIS	231	<i>G. bulloides</i>	1400	30	1000	928,5 900-957	2 σ
GifA20376	ECHOMICADAS	311	<i>G. bulloides</i>	1290	60	890	817 716-918	2 σ
SacA55621	ARTEMIS	431	<i>G. bulloides</i>	2165	30	1765	1644,5 1571-1718	2 σ
GifA21150	ECHOMICADAS	522	<i>G. bulloides</i>	3610	70	3210	3424 3357-3723	1 σ
GifA18283	ECHOMICADAS	531	<i>G. bulloides</i>	3870	80	3470	3737,5 3634-3841	1 σ
SacA54337	ARTEMIS	531	<i>G. bulloides</i>	3820	30	3420	3647,5 4229-4522	2 σ
GifA20378	ECHOMICADAS	550	<i>G. bulloides</i>	4330	60	3930	4375,5 4229-4522	2 σ
GifA21151	ECHOMICADAS	559	<i>G. bulloides</i>	4390	60	3990	4432 4245-4619	2 σ
GifA20380	ECHOMICADAS	579	<i>G. bulloides</i>	5000	60	4600	5342,5 5214-5471	2 σ
GifA21152	ECHOMICADAS	581	<i>G. bulloides</i>	5060	70	4660	5392 5315-5469	1 σ
SacA55622	ARTEMIS	631	<i>G. bulloides</i>	6200	30	5800	6584 6499-6669	2 σ
GifA18282	ECHOMICADAS	731	<i>G. bulloides</i>	8470	70	8070	8917,5 8696-9139	2 σ
SacA54338	ARTEMIS	731	<i>G. bulloides</i>	7990	35	7590	8392 8374-8410	1 σ
GifA18256*	ECHOMICADAS	931 ^b	<i>G. bulloides</i>	11110	270	10710	12488,5 11808-13169	2 σ
SacA54339	ARTEMIS	931	<i>G. bulloides</i>	10600	40	10200	11867,5 11739-11996	2 σ
SacA54335	ARTEMIS	978	Gastéropode	11000	40	10600	12653 12616-12690	1 σ
SacA54336	ARTEMIS	978	Gastéropode	11015	40	10615	12659 12621-12697	1 σ
SacA55623	ARTEMIS	1031	<i>G. bulloides</i>	12445	40	12045	13920,5 13804-14037	2 σ

Pour l'établissement du modèle d'âge final (Figure II.27), le package Bacon (Blaauw and Christen, 2011) sous l'interface R (version 4.1.0 ; R Development Core Team, 2021 ; <http://www.r-project.org/>) a été utilisé. Deux dates ont été écartées : 931 cm (GifA18256, Tableau II.3), présentant une erreur analytique importante (270 ans), et 31 cm (SacA55619 ; Tableau II.3), considérée *outlier* sur les 4 premiers mètres de la section sommitale. Par ailleurs, le modèle d'âge de la section supérieure (431 à 0 cm) a été réalisé indépendamment de celui de la section inférieure (1031 à 431 cm) du fait d'une rupture abrupte des taux de sédimentation autour de 431 cm. La stratigraphie de la section supérieure est suspectée être influencée par un effet piston responsable d'un fluage des niveaux sédimentés tandis que la section inférieure est considérée robuste pour adresser la discussion des études paléoenvironnementales.

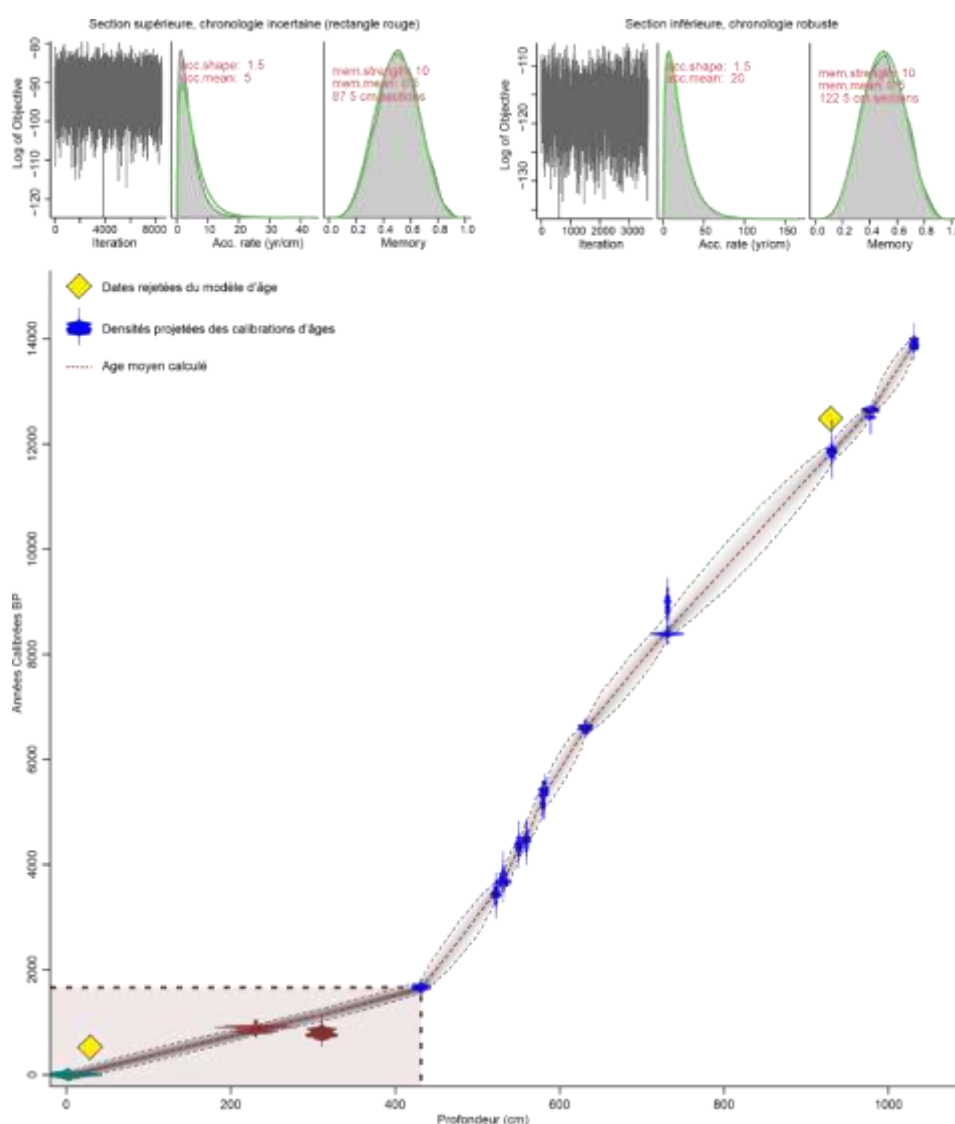


Figure II.27 : Modèle d'âge de la carotte MD04-2801 tracé avec la fonction « Bacon » (Blaauw et Christen, 2011) sous le logiciel « R » (version 2.7.0 ; R Development Core Team, 2008). La figure présente l'assemblage de la stratigraphie de la section inférieure et de la section supérieure (rectangle rouge) de la carotte. La figure présente également les statistiques de calcul et les taux de sédimentation moyens pour les deux sections.

II.2.2 Carotte KSGC-31 - Golfe du Lion

La carotte KSGC-31 (N43°0'23" E3°17'56") a été prélevée pendant la campagne GMO2-CARNAC (Sultant et Voisset, 2002) par le navire océanographique Le Suroît dans le Golfe du Lion, au niveau de la zone d'extension maximale du panache du Rhône, par 60 m de profondeur, à 20km de la côte de l'Aude (Figure II.28). La carotte mesure 7,03 m et a été prélevée à l'aide d'un carottier Kullenberg. Elle se divise en 7 sections d'un mètre (I à VII ; Figure II.28). La carotte GolHo-1B a été prélevée sur le même site que la carotte KSGC-31 à l'aide d'un carottier d'interface multi-tubes pendant la campagne GolHo en 2004 à bord du R/V Néréis. Elle renseigne ainsi le sommet « moderne » de la carotte KSGC-31, car moins perturbée par l'impact du carottage gravitaire (Bassetti et al., 2016).

II.2.2.1. Description des faciès sédimentaires

La carotte KSGC-31 est relativement homogène, présentant un faciès de vases argileuses grises plus ou moins foncées du sommet à 680 cm. Les sédiments fins renferment de nombreux fragments de coquillages. De plus, l'analyse des faciès et structures sédimentaires n'indique pas de bioturbation. A partir de 680 cm, la granulométrie devient de plus en plus grossière et évolue de l'argile aux silts et sables jusqu'aux sables grossiers à partir de 690 cm jusqu'à la fin de la séquence. Ces faciès plus grossiers comportent toujours des débris coquilliers ainsi que des coquilles de turrnelles et des graviers ronds, témoins d'une hauteur d'eau diminuée et d'énergie plus importante au moment du dépôt (Figure II.28). Les taux de sédimentation sont relativement constants sur la carotte et sont estimés à environ 80 cm/kyr en moyenne (Bassetti et al., 2016).

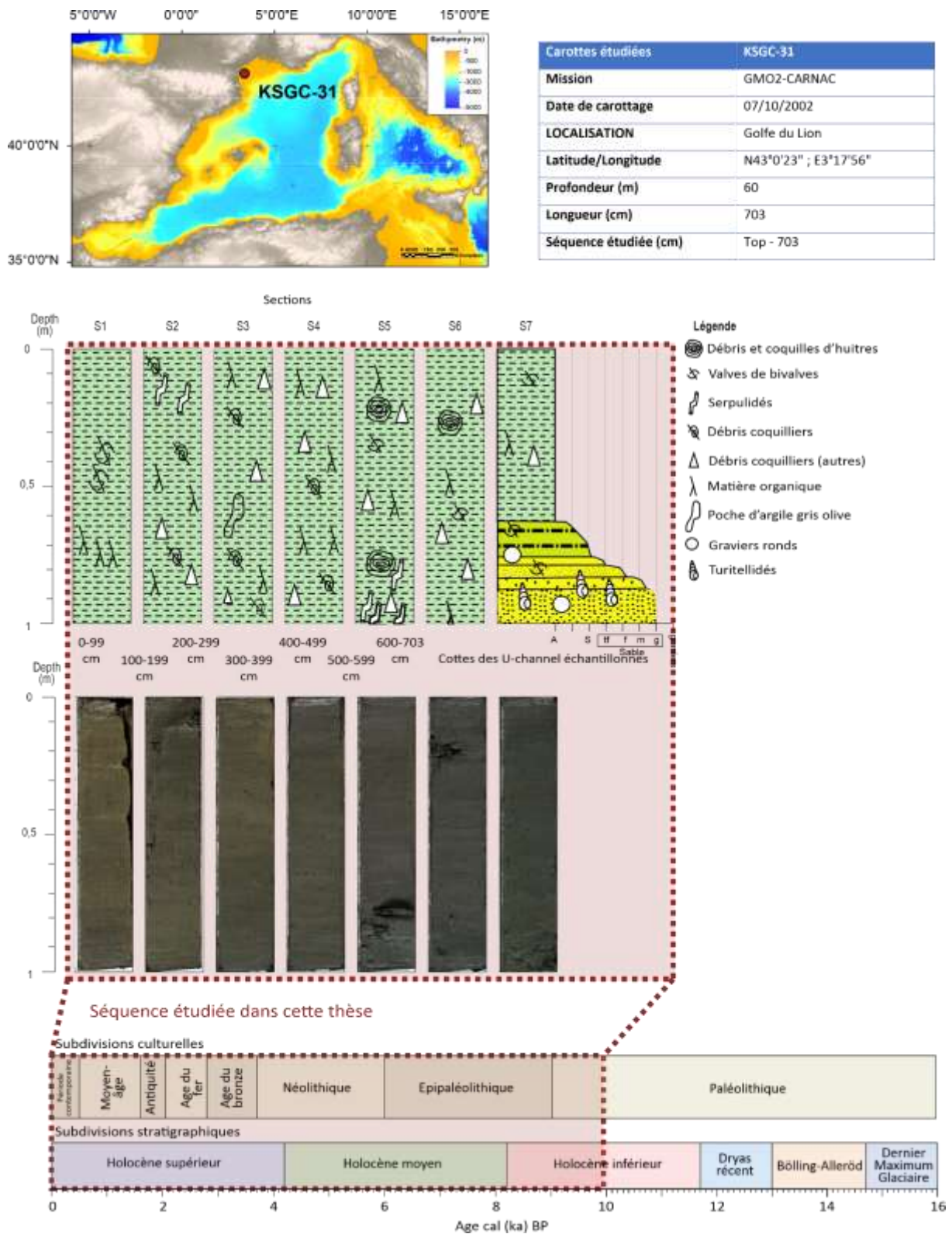


Figure II.28 : Situation de la carotte KSGC-31, faciès sédimentaires et couverture temporelle de la séquence étudiée.

II.2.2.2. Révision du modèle d'âge

Le modèle d'âge de la carotte KSGC-31 a été précédemment établi par Bassetti et al. (2016) par le biais d'une interpolation polynomiale entre 21 dates ^{14}C (Tableau II.4, Laboratoire de Mesure du Carbone 14 au CEA, Paris-Saclay, et Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory, Floride) puis révisé par approche bayésienne par le biais du logiciel Oxcal4.3 (Jalali et al., 2019). Dans le cadre de cette thèse, les dates ont été re-calibrées avec Calib 8.2 (IntCal20 ; Reimer et al., 2020) en prenant en compte un âge réservoir océanique de -367 ans d'après la base de donnée 14CHRONO de Calib.org (Reimer et al., 2001 ; Tableau II.4).

Tableau II.4 : Liste des 8 sites extraits de la base de donnée de Calib.org (Reimer et al., 2006) et moyennes associées utilisées pour la calibration des dates de la KSGC-31 et le modèle d'âge.

Label Calib.org	Longitude	Latitude	DeltaR	Erreur DeltaR	Reference	Site	Age réservoir	Erreur	Distance (km)
208	3,5	43,33	-128	35	Siani, G, Pa:2000	Marseille, France	381	36	46
209	3,5	43,33	-87	40	Siani, G, Pa:2000	Marseille, France	420	41	46
2142	3,1	42,5	-279	64	Faivre et al 2019	Banyuls, France	207	29	88
210	3	42,5	-39	35	Siani, G, Pa:2000	Banyuls, Spain	464	36	95
216	3	42,5	-48	55	Siani, G, Pa:2000	Banyuls, Spain	469	55	95
207	5,92	43,17	-152	40	Siani, G, Pa:2000	La Seyne, France	367	41	165
215	5,98	43,17	-255	35	Siani, G, Pa:2000	Toulon, France	281	36	170
206	6,67	43,5	-167	35	Siani, G, Pa:2000	St Raphael, France	352	36	230
Moyenne			-144,3	42,3			367,6	38,7	

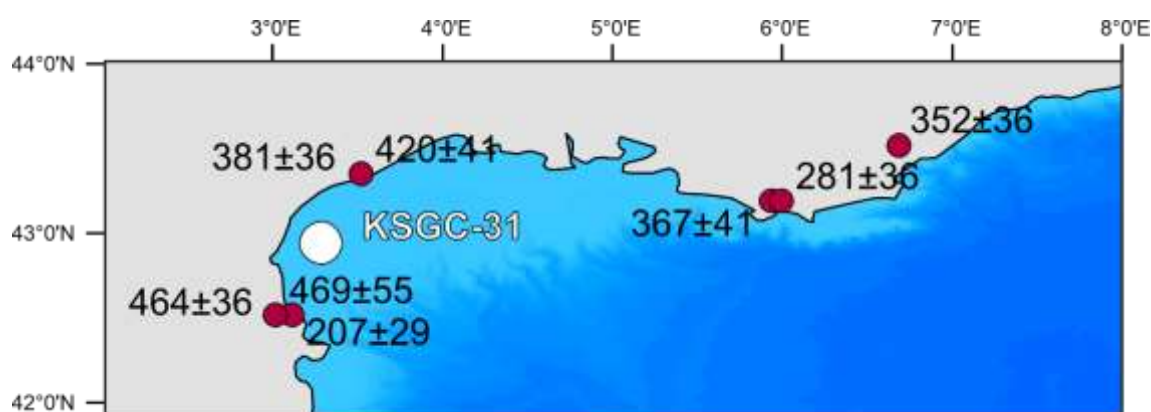


Figure II.29 : Situation des sites sélectionnés dans la base de donnée des âges réservoirs de Calib.org (Reimer et al., 2006 ; Tableau II.4) en rouge et de la carotte KSGC-31 en blanc.

Les 8 sites de la base de donnée les plus proches de la carotte KSGC-31 ont permis d'estimer l'âge réservoir moyen de la zone (Tableau II.4) et de calibrer les dates dont il a été ensuite soustrait (Tableau II.5).

Tableau II.5 : Datations ¹⁴C effectuées sur la carotte KSGC-31. L'ensemble des dates est retenu pour l'établissement du modèle

Laboratoire d'analyse	Profondeur (cm)	Matériel daté	Age ¹⁴ C	erreur	Age ¹⁴ C-âge réservoir	IntCal20 Cal BP	σ error
Beta analytics	5,5	<i>Bittium</i> sp.	420	30			
Beta analytics	11,5	<i>Tellina</i> sp.	430	30			
Beta analytics	18,5	<i>Pecten</i> sp.	720	40	353	404,5 306-503	2 σ
LMC14	25,5	<i>Venus</i> sp.	640	30	273	371 267-475	2 σ
LMC14	41	<i>Pecten</i> sp.	700	30	333	398 303-493	2 σ
LMC14	52	<i>Indet bivalve</i>	960	30	593	590,5 527-654	2 σ
LMC14	71	<i>Arca tetragona</i>	1340	30	973	865 773-957	2 σ
LMC14	110,5	<i>Venus</i> sp.	1465	30	1098	1460,5 921-1079	2 σ
LMC14	186,5	<i>Nucula</i> sp.	2235	40	1868	1771 1712-1830	1 σ
LMC14	251	Juvenile bivalve shells (ind.)	2940	30	2573	2728 2700-2756	1 σ
LMC14	330,5	<i>Venus casina</i>	3870	30	3503	3771 3637-3905	2 σ
LMC14	370,5	<i>Nuculana</i> sp.	4170	30	3803	4198 4081-4315	2 σ
LMC14	390,5	<i>Turitella</i> sp.	4500	30	4133	4675,5 4525-4826	2 σ
LMC14	460	<i>Venus</i> sp.	5530	45	5163	5876,5 5742-6011	2 σ
LMC14	481	<i>Ostrea</i> sp.	5955	35	5588	6354,5 6308-6401	1 σ
LMC14	501,5	<i>Turitella</i> sp.	6380	50	6013	6863 6785-6941	1 σ
LMC14	552	Shells (mixed)	7215	30	6848	7668 7617-7719	1 σ
LMC14	583	<i>Turitella</i> sp.	7860	60	7493	8295,5 8173-8418	2 σ
LMC14	652	<i>Turitella</i> sp.	8310	35	7943	8813 8636-8990	2 σ
LMC14	700,5	<i>Turitella</i> sp.	9215	30	8848	9939 9716-10162	2 σ
LMC14	701	<i>Turitella</i> sp.	9190	50	8823	9917,5 9662-10173	2 σ

De plus, des profils de radionucléides ont été réalisés sur les 8,5 premiers centimètres de la carotte KSGC-31 (Sicre et al., 2016, Figure II.30) et ont été rapprochés des profils d'activité en radionucléides des 20 premiers centimètres de la carotte d'interface GolHO-1B (sommet virtuel prélevé

aux mêmes coordonnées que la carotte KSGC-31), définissant ainsi une chronologie sub-récente très robuste de la carotte composite GolHO-1B - KSGC-31 (Figure II.30).

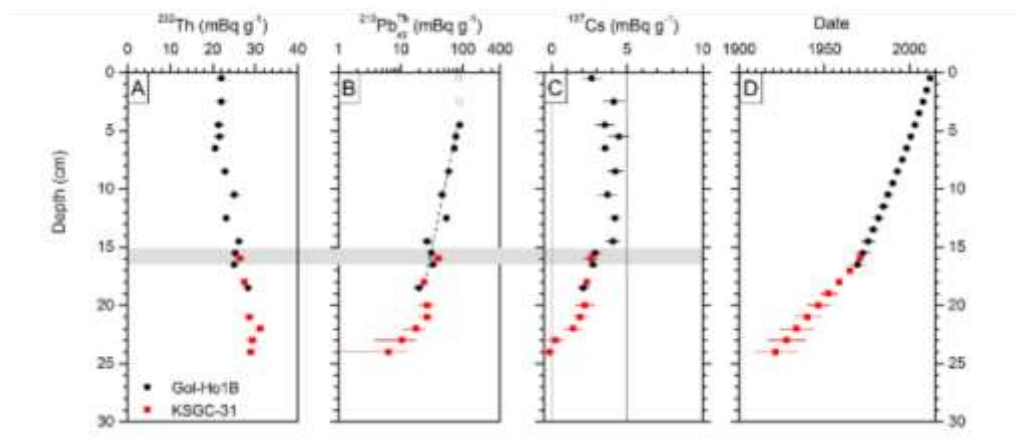


Figure II.30 : a) Profils de ^{232}Th (A), $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (B) et ^{137}Cs des carottes GolHo-1B (points noirs) et KSGC-31 (carrés rouges) d'après Sicre et al. (2016). b) Modèle d'âge de la carotte KSGC-31 figuré à partir des dates ^{210}Pb (points gris) et ^{14}C (carrés noirs) (A) et encart zoomé (B) présentant l'inversion (carré blanc) retirée du modèle d'âge par Sicre et al., (2016).

Les 2 dates ^{14}C les plus récentes de la carotte KSGC-31 (5,5 et 11,5 cm) ne peuvent pas être calibrées (Tableau II.5). Toutefois, les 8,5 premiers centimètres de couverture radionucléide ont permis d'attribuer l'âge 1940 ± 8 ans à 5,5 cm (Tableau II.6).

Tableau II.6 : Tableau des datations radionucléides pour la carotte KSGC-31 (D'après Sicre et al., 2016).

Profondeur (cm)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (mBq g ⁻¹)	^{232}Th (mBq g ⁻¹)	^{137}Cs (mBq g ⁻¹)	Age moyen AD (années)
Carotte KSGC-31				
0,5	28 ± 5	26 ± 1	3 ± 0	1971 ± 1
1,5				1965 ± 2
2,5	17 ± 6	28 ± 1	2 ± 1	1959 ± 3
3,5				1953 ± 5
4,5	21 ± 6	30 ± 1	2 ± 1	1946 ± 6
5,5	20 ± 6	29 ± 1	1 ± 1	1940 ± 8
6,5	14 ± 6	31 ± 1	1 ± 1	1934 ± 10
7,5	8 ± 5	29 ± 1	0 ± 1	1928 ± 11
8,5	5 ± 5	29 ± 1	0 ± 0	1922 ± 13

Le modèle d'âge final de la carotte KSGC-31 (Figure II.31) a été établi par le biais de 20 dates au total (cf. Tableau II.5), grâce au package Bacon (Blaauw et Christen, 2011) sous le logiciel « R » (version 2.7.0 ; R Development Core Team, 2008), de manière analogue à la carotte MD04-2801.

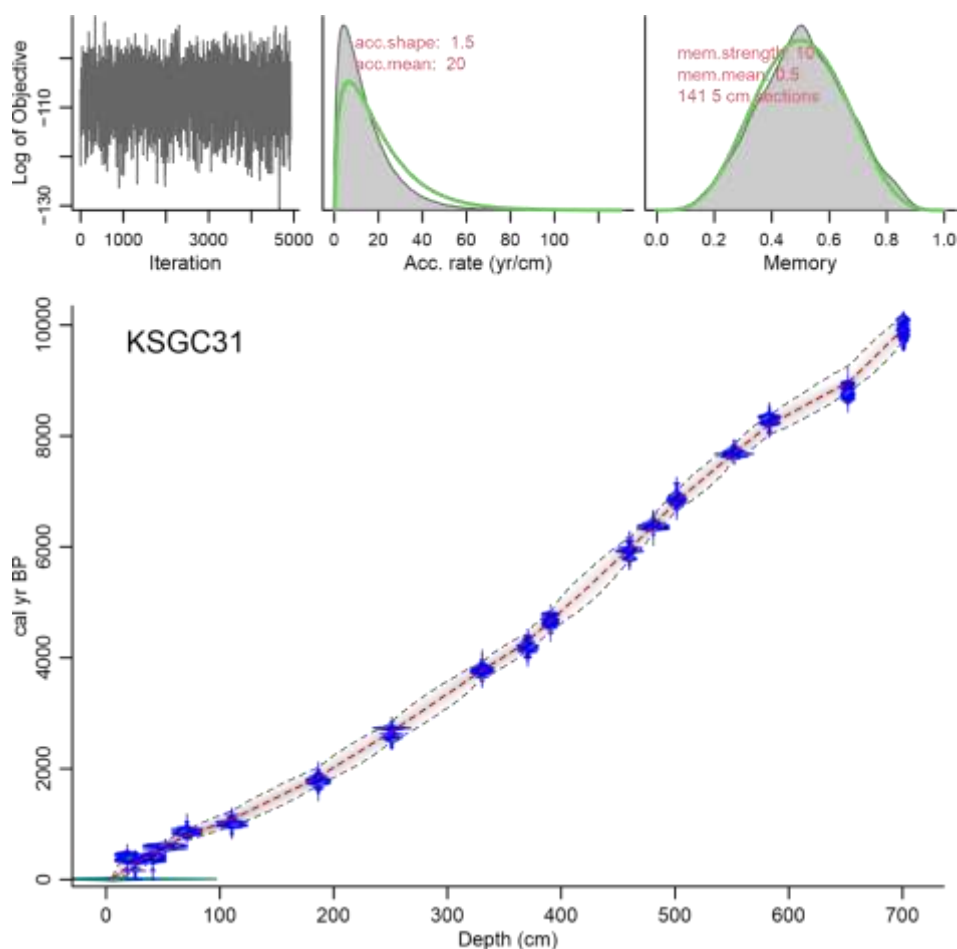


Figure II.31 : Modèle d'âge de la carotte KSGC-31 tracé avec la fonction « Bacon » (Blaauw et Christen, 2011) sous le logiciel « R » (version 2.7.0 ; R Development Core Team, 2008). La figure présente également les statistiques de calcul et les taux de sédimentation moyen.

II.2.3 Sédiments d'interface (Marge Algérienne et Golfe du Lion)

II.2.3.1 Informations géographiques

Des échantillons de surface (6 dans le Golfe du Lion et 19 sur la Marge Algérienne de 0° à 8°E ; Figure II.32) ont fait l'objet d'analyses palynologiques (Tableau II.1) à partir d'un volume de 1 à 3 cm³ de sédiments secs correspondant au demi-centimètre supérieur de chaque carotte prélevée. Ces séquences ont été collectés par les campagnes océanographiques "GMO1" (2001), "GMO2-CARNAC" (2002), "MARADJA" (2003), « GolHo » (2004), « BEACHMED » (2004), "MARADJA2" (2005),

"PRISME" (2007) et "RHOSOS" (2008). Elles ont été sélectionnée, dans le cadre de cette thèse, pour leurs différents gradients bathymétriques et d'éloignements à la côte (Tableau II.7).

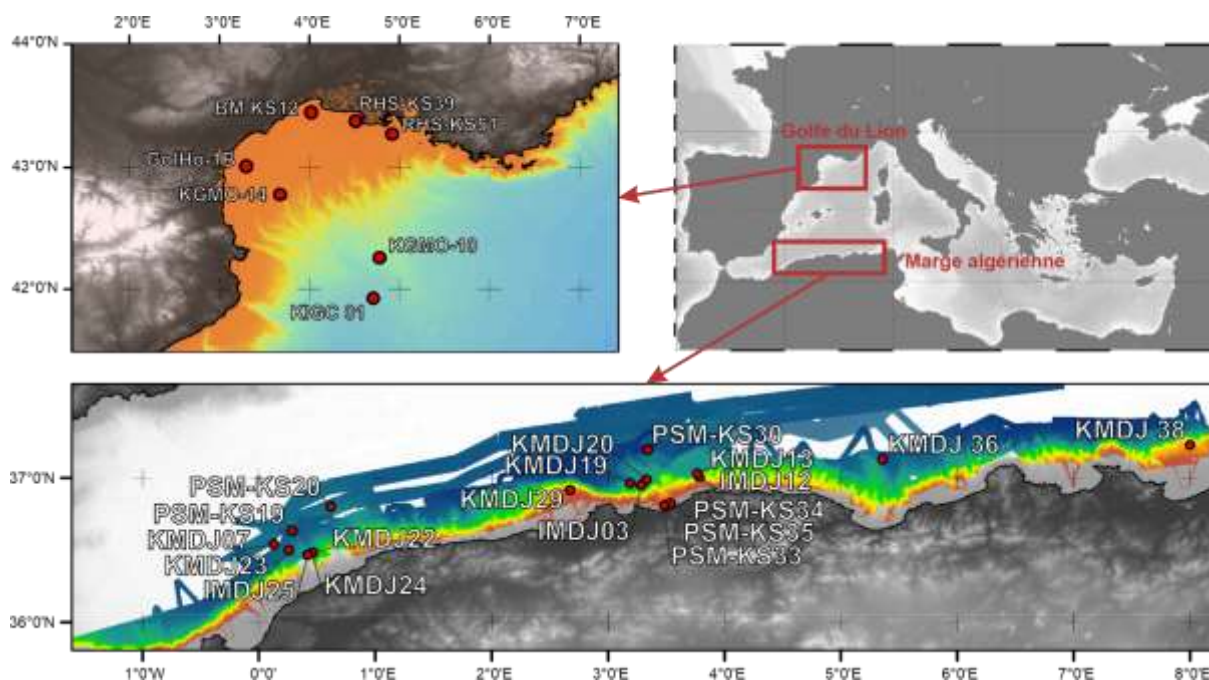


Figure II.32 : Cartes de localisation des carottes desquelles sont issus les échantillonnages de sédiments de surface.

II.2.3.2. Datations radionucléides

Afin de garantir l'âge contemporain des sédiments de surface (25 échantillons, Tableau II.7), les activités de ^{210}Pb , ^{226}Ra et ^{137}Cs ont été mesurées au laboratoire EPOC (Université de Bordeaux) par Sabine Schmidt. Le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ a été déterminé comme la différence entre le ^{210}Pb total mesuré et le ^{226}Ra , son isotope parent dans le sédiment. Le ^{210}Pb est présent en excès ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) dans les sédiments dans des proportions qui diminuent avec la profondeur du fait de sa demi-vie (22,3 ans). Cette caractéristique est souvent utilisée pour estimer les taux d'accumulation des sédiments. Les activités $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ les plus élevées sont observées au sommet des carottes de sédiments, puis diminuent exponentiellement avec la profondeur pour atteindre un niveau faible à négligeable pour les sédiments de plus de 100 ans. De plus, le ^{137}Cs est un radionucléide artificiel, qui a été détecté pour la première fois dans les sédiments marins au milieu du XX^{ème} siècle. Les retombées des essais d'armes nucléaires au début des années 60 sont à l'origine d'un apport pulsé bien connu de ^{137}Cs . La combinaison des deux radionucléides a ainsi permis d'estimer la fourchette d'âge des sédiments dits « modernes » selon les modalités suivantes. Les sédiments les plus récents (< 30 ans) présentent des activités élevées en $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et faibles en ^{137}Cs . Les échantillons présentant des valeurs de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ modérées sont classés < 60 ans ou < 100 ans, selon le niveau de ^{137}Cs . Les échantillons ne présentant plus d'activités détectables de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ et ^{137}Cs sont considérés comme âgés de plus de 100 ans.

Tableau II.7 : Datations des sédiments d'interface étudiés. Ages annotés « * » issus de la thèse de M. Genet (en cours).

Carotte	Mission	Année de prélèvement	Echantillon (cm)	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Lithologie	Age (années BP)
PSM-KS19	PRISME	2007	0-1,5	36,63	0,29	2624	Mud	60 < T < 100 yrs
PSM-KS20	PRISME	2007	0-1	36,80	0,62	2652	Mud	100 < T < 200 yrs
PSM-KS30	PRISME	2007	0-1	37,19	3,34	2769	Mud	
PSM-KS33	PRISME	2007	0-1	36,80	3,50	104	Sandy mud	< 60 yrs
PSM-KS34	PRISME	2007	0,5-2	36,82	3,54	137	Sandy mud	< 60 yrs
PSM-KS35	PRISME	2007	0-1	36,81	3,49	131	Sandy mud	< 60 yrs
IMDJ03	MARADJA	2003	0-0,5	36,95	3,29	2431	Mud	
IMDJ12	MARADJA2	2005	0-1	37,00	3,79	1650	Mud	
IMDJ25	MARADJA2	2005	0-0,5	36,46	0,42	2354	Mud	30 < T < 60 yrs
KMDJ07	MARADJA	2003	0-1	36,54	0,13	2624	Mud	100 < T < 200 yrs
KMDJ13	MARADJA2	2005	0-1	37,03	3,77	2158	Mud	
KMDJ19	MARADJA2	2005	0-0,5	36,96	3,19	2473	Mud	60 < T < 100 yrs*
KMDJ20	MARADJA2	2005	0-0,5	36,98	3,33	2343	Mud	100 < T < 200 yrs*
KMDJ22	MARADJA2	2005	0-0,5	36,48	0,47	2098	Mud	30 < T < 60 yrs
KMDJ23	MARADJA2	2005	0-0,5	36,50	0,26	2542	Mud	30 < T < 60 yrs
KMDJ24	MARADJA2	2005	0-0,5	36,47	0,42	2354	Mud	30 < T < 60 yrs
KMDJ29	MARADJA2	2005	0-0,5	36,91	2,67	616	Mud	
KMDJ36	MARADJA2	2005	0-1	37,13	5,36	2462	Mud	
KMDJ38	MARADJA2	2005	0-1	37,22	8,00	1015	Mud	< 60 yrs
KIGC 01	GMO2-CARNAC	2002	0-0,5	41,92	4,71	2435	Mud	< 20 yrs*
BM-KS12	BEACHMED	2004	0-0,5	43,44	4,02	29	Mud	60 < T < 100 yrs*
RHS-KS39	RHOSOS	2008	0-0,5	43,38	4,51	20	Sandy mud	20 < T < 60 yrs*
RHS-KS51	RHOSOS	2008	0-0,5	43,27	4,92	89	Sandy mud	20 < T < 60 yrs*
KGMO-10	GMO1	2001	0-0,5	42,26	4,78	2066	Mud	< 20 yrs*
KGMO-14	GMO1	2001	0-0,5	42,78	3,67	234	Sand	100 < T < 200 yrs*

Enfin, les niveaux 0,5 cm et 1,5 cm de la carotte multitube GolHo-1B, également analysés en palynologie, sont datés à 2012 et 2010 ans AD, respectivement (cf. Tableau II.9, Sicre *et al.*, 2016).

Tableau II.8 : Tableau des datations radionucléides des niveaux de la carotte multitube GolHo-1B (D'après Sicre *et al.*, 2016).

Profondeur (cm)	²¹⁰ Pb _{xs} (mBq g ⁻¹)	²³² Th (mBq g ⁻¹)	¹³⁷ Cs (mBq g ⁻¹)	Age moyen AD (années)
Carotte multi-tube GolHo-1B				
0,5	72 ± 9	22 ± 1	3 ± 1	2012 ± 0
1,5				2010 ± 0

Préambule au Chapitre III

Dans le contexte de changement climatique et de pression anthropique croissante, les environnements côtiers et marins sont suivis, à l'échelle mondiale, quant aux changements géomorphologiques et aux bilans sédimentologiques, aux réorganisations hydrologiques, aux perturbations écologiques etc... Concernant la Mer Méditerranée aujourd'hui, ce bassin est généralement considéré oligotrophe avec une hausse de productivité saisonnière limitée à des environnements côtiers caractérisés par des apports fluviaux riches en nutriments ainsi qu'à des activations saisonnières de cellules d'upwelling.

Le Chapitre III permet, à partir de 25 échantillons de surface collectés dans le Golfe du Lion et au niveau de la marge algérienne (i.e. deux zones productives de la Méditerranée occidentale), de : i) cartographier la distribution moderne des palynomorphes (i.e. microfossiles organiques observés sur lames palynologiques) marins (i.e. kystes de dinoflagellés et autres microrestes d'origine marine) et continentaux (i.e. grains de pollen et autres microrestes d'origine terrestre) dans ces deux secteurs ouest méditerranéens, et ii) souligner les liens entre les influences océaniques et continentales responsables des distributions modernes observées pour les palynomorphes étudiés.

Cette étude représente plus généralement un prérequis indispensable à la conduite des reconstructions paléoenvironnementales holocènes qui seront présentées dans la suite de ce manuscrit de thèse sur la marge algérienne et le Golfe du Lion, permettant de définir les assemblages modernes et les valeurs actuelles de référence dans chacun de ces sous-bassins ouest méditerranéens.

Chapitre III :

**Distribution of modern dinocysts and pollen grains in the
Western Mediterranean Sea (Algerian margin and Gulf of
Lion)**

“Marine Micropaleontology”, soumis

Vincent Coussin, Aurélie Penaud, Nathalie Combourieu-Nebout, Odile Peyron, Sabine Schmidt,
Sébastien Zaragosi, Anne de Vernal, Nathalie Babonneau

Plan du chapitre

Chapitre III : Distribution of modern dinocysts and pollen grains in the Western Mediterranean Sea (Algerian margin and Gulf of Lion).....	133
Abstract	135
Introduction	136
III.1. Environmental context of the Western Mediterranean Basin.....	137
III.1.1 Atmospheric patterns.....	137
III.1.2 Hydrological patterns	138
III.1.3 Present-day vegetation cover on Western Mediterranean watersheds	141
III.2. Material and methods	142
III.2.1 Core tops.....	142
III.2.2 Palynological analyses	145
III.3. Palynological results.....	147
III.3.1 Dinoflagellate cysts	149
III.3.2 Pollen assemblages.....	153
III.4. Discussion	155
III.4.1 New dinocyst results added to the Western Mediterranean Basin dinocyst database .	155
III.4.2 Northern vs. southern Western Mediterranean Basin: two different productive regimes	160
III.4.3 From land to sea: crossing land and marine information	164
III.5. Conclusion.....	171
III.6. Acknowledgments	171

Abstract

The Mediterranean Sea is generally described as an oligotrophic area where primary productivity is limited to few coastal environments characterized by nutrient-enriched fluvial input. However, several studies revealed that the western Mediterranean hydrology presents major seasonal productive patterns linked either to significant fluvial input or to seasonal upwelling cells. This study aims at: i) discussing organic microfossils (i.e. pollen grain and dinoflagellate cyst assemblages, as well as other non-pollen palynomorphs) from two different productive areas of the western Mediterranean Sea, and ii) underlining the interconnections between marine and continental influences responsible for modern palynomorph distributions. Based on 25 samples collected from the Gulf of Lion (GoL) and the Algerian Margin, this study highlights: i) the Gulf of Lion's marine productivity driven by the conjunction of Rhône River discharges and seasonal upwelling mechanisms, ii) the strong productive pattern of the northern African coast driven by water density front mixings and related upwellings. These two patterns are discussed at the light of major links allowing to understand the signatures of marine and continental bio-indicators. The dinocyst taxon *Lingulodinium machaerophorum* appears as a tracer of the Rhône plume influence in the GoL and *Brigantedinium* species are shown as upwelling-sensitive taxa in both studied areas. Well-known vegetation disparities across a north-south Mediterranean gradient are underlined by a stronger ratio of Eurosiberian vs. Mediterranean taxa to the north. This study is a crucial pre-requisite for Holocene studies on the Algerian Margin and Gulf of Lion areas where palynological investigations have never been performed yet.

Introduction

The Mediterranean Basin is a semi-enclosed concentration basin characterised by high evaporation and low freshwater input (i.e. precipitation and runoff), combining multiple climatic and hydrological influences, and located between the mid-latitude storm path (i.e. westerlies) dominating northern and central Europe and the Azores High centred on North Africa. High average surface salinity increases from the Strait of Gibraltar (< 37 psu) towards the east (> 37.5 psu) of the basin (La Violette, 1986). Under the decreasing influence of Atlantic waters from west to east, the Mediterranean Sea presents a strong hydrological contrast between its western and eastern basins (Béthoux, 1979, 1984). In addition, the Mediterranean Basin experiences a typical seasonal cycle marked by cold and wet winters, and warm and dry summers. This area is therefore characterised by a strong seasonality (i.e. seasonal differences in temperature) with adapted ecosystems of which the Mediterranean vegetation is an excellent example with an exceptional diversity (i.e. 25,000 to 30,000 species and subspecies) and rich in endemic species (Médail and Quézel, 1997).

The major part of the Mediterranean Sea is oligotrophic, with low nitrate and phosphate concentrations representing important limiting factors for primary productivity (Berland et al., 1979; Lazzari et al., 2016). However, some parts of the Western Mediterranean Basin (WMB) can be assigned as productivity hotspots (Margalef, 1985), such as the Alboran Sea gyres (Garcia-Gorriz and Carr, 2001; Oguz et al., 2014; Yebra et al., 2018), the Adriatic Sea around the Pô River mouth (Zonneveld et al., 2009), or coastal WMB areas characterised by enhanced nutrient-enriched fluvial discharges (Figure III.1b). On the north, the Rhône represents the largest river discharge to the WMB, via a large freshwater plume extension responsible for terrigenous inputs in the Gulf of Lion (GoL), and supports half of the planktonic productivity (Coste, 1974; Morel et al., 1990). On the southern side of the WMB, a frontal coastal zone along the Algerian Margin (AM) extends until 3°E. This haline front between Atlantic and Mediterranean surface waters (Lohrenz et al., 1988a; Arnone et al., 1990; Perkins and Pistek, 1990) accounts for strong vertical mixing and high nutrient and phytoplankton biomass concentrations (e.g. Sournia, 1973; Lohrenz et al., 1988a; Raimbault et al., 1993; Taupier-Letage et al., 2003). In addition, flash floods in autumn-winter, recognised as major erosive factors on land, represent an additional input of terrigenous sediments, and thus of organic and inorganic particles and nutrients to the AM (Guizien et al., 2007; Tzoraki and Nikolaidis, 2007).

The WMB thus appears appropriate to investigate the modern dinocyst assemblages, according to present-day environmental settings. The distribution of dinocyst assemblages indeed follows latitudinal and nearshore–offshore gradients, with maximum diversity along the continental margins, especially in warm areas, with productive conditions being commonly addressed by heterotrophic dinocyst taxa (e.g. Marret and Zonneveld, 2003; de Vernal et al., 2020; Marret et al., 2020). The diversity of dinocyst assemblages is highlighted in the updated and standardized Northern Hemisphere “modern”

dinocyst database (i.e. 71 taxa, n=1968 surface sediments, 17 environmental parameters; de Vernal et al., 2020) including the WMB (n=79 sites) but no surface sediment in the GoL and AM, despite their singular hydrological conditions and trophic regimes. The present study thus focuses, for the first time, on modern palynological (pollen grains, dinoflagellate cysts or dinocysts, and other Non-Pollen Palynomorphs or NPP) data issue from surface sediments distributed over the GoL (six samples) and the AM (nineteen samples). Furthermore, terrestrial bio-indicators (pollen grains and continental NPP) additionally provide information regarding their distribution in marine sediments according to the vegetation cover in northern and southern WMB watersheds, combined with hydro-climatic factors responsible for their dispersion and expression in the marine realm. These results will serve as reference for further Holocene palynological investigations in both GoL and AM areas.

III.1. Environmental context of the Western Mediterranean Basin

III.1.1 Atmospheric patterns

The Western Mediterranean Basin (WMB) is subject to local-scale climate characteristics due to a complex topography modifying large-scale atmospheric currents. The Gulf of Lion (GoL) is characterized by an average temperature of 24°C in summer and around 8°C in winter, and high irregular rainfalls (i.e. average of 650 mm/yr, minimum of 15 mm/month, maximum of 100 mm/month). The Algerian Margin (AM) is characterized by an average of 26°C in summer and around 14°C in winter, and also high irregular rainfalls (i.e. average of 550 mm/yr, minimum of 3 mm/month, maximum of 110 mm/month).

During the autumn-winter seasons, the WMB climate is generally influenced by the mid-latitude North Atlantic atmospheric circulation, especially the westerlies as well as continental polar air masses, channeled via the orographic networks bordering the northern Mediterranean margin (e.g. Mistral towards the GoL via the Rhône valley; Jiang et al., 2003; Figure III.1a), also leading to a strong evaporation and cooling of surface waters. The North Atlantic Oscillation (NAO; Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2003) is the natural mode of atmospheric variability that explains most of the WMB varying weather regimes at seasonal and inter-annual timescales. The NAO has direct impacts on the direction and intensity of the westerlies blowing over the WMB, and therefore on mean seasonal precipitation regimes and related fluvial discharges. Most pronounced winter cold events generally correspond to positive phases of the NAO (Moses et al, 1987; Maheras et al., 1999). On the other hand, negative phases of the NAO, corresponding to a period of weakening and southward displacement of the Azores High, are associated with wet winters (e.g. Maheras et al., 1999; Lolis et al., 2002; Dünkeloh and Jacobeit, 2003; López-Moreno et al., 2011). Additionally, during negative modes of the East Atlantic (EA)

pattern, the second prominent mode of low-frequency variability over the North Atlantic and for all months, the stagnation of a high pressure cell over the northwestern Atlantic drives northeasterly cold air currents across Europe, and especially through the Rhône valley (Najac et al. 2009), therefore favoring the most intense Mistral winds over the WMB (Skliris et al., 2012; Papadopoulos et al., 2015).

During the spring-summer seasons, the so-called Sirocco wind events occur due to the eastward displacement of depression cells in the southern Mediterranean Basin. This results in hot and dry southerly air masses over the WMB, with intermittent intense dust-laden winds from the Saharan desert. These wind events cause severe droughts, especially in the southern Mediterranean Basin, and particularly along the AM. The GoL, located in the northwestern part of the WMB, is subject to the dual influence of northerly Atlantic and southerly African winds, as well as to interactions between mid-latitude westerlies and the Alps and Pyrenees topographic effects.

III.1.2 Hydrological patterns

The Mediterranean Sea is a semi-enclosed basin characterized by a global excess of evaporation over freshwater input resulting in a deficient water balance (Béthoux, 1979, 1984; Bryden and Kinder, 1991; Béthoux and Gentili, 1994; Gilman and Garrett, 1994). Therefore, mean salinity increases from the Strait of Gibraltar (< 37 psu) to the east of the Mediterranean Basin (> 37.5 psu), under the decreasing influence of Atlantic waters from west to east (La Violette, 1986).

More precisely, at the Strait of Gibraltar, Modified Atlantic Waters (MAW) enter the WMB in the Alboran Sea. Then, the strong MAW flux along the Spanish coast initiates the formation of two anticyclonic gyres (i.e. the Western Alboran gyre-WEA and the Eastern Alboran Gyre-EEA; Figure III.1a). The degree of development of the EEA controls the position and intensity of the Almeria-Oran front (Tintoré et al., 1988; Rohling et al, 1995, 2009; Viúdez and Tintoré, 1995), 35 km wide and 200 m deep. This front marks the deflection of the MAW towards Oran along the AM then forming the Algerian Current (AC; Figure III.1a; Millot, 1987; Millot, 1999, Millot and Taupier-Letage, 2005) which finally splits in two branches across the Sicilian-Tunisian Strait (Figure III.1a). The first one leaves the WMB towards the eastern Mediterranean Basin while the second one flows northward in the WMB and becomes the Northern Current (NC; Figure III.1a).

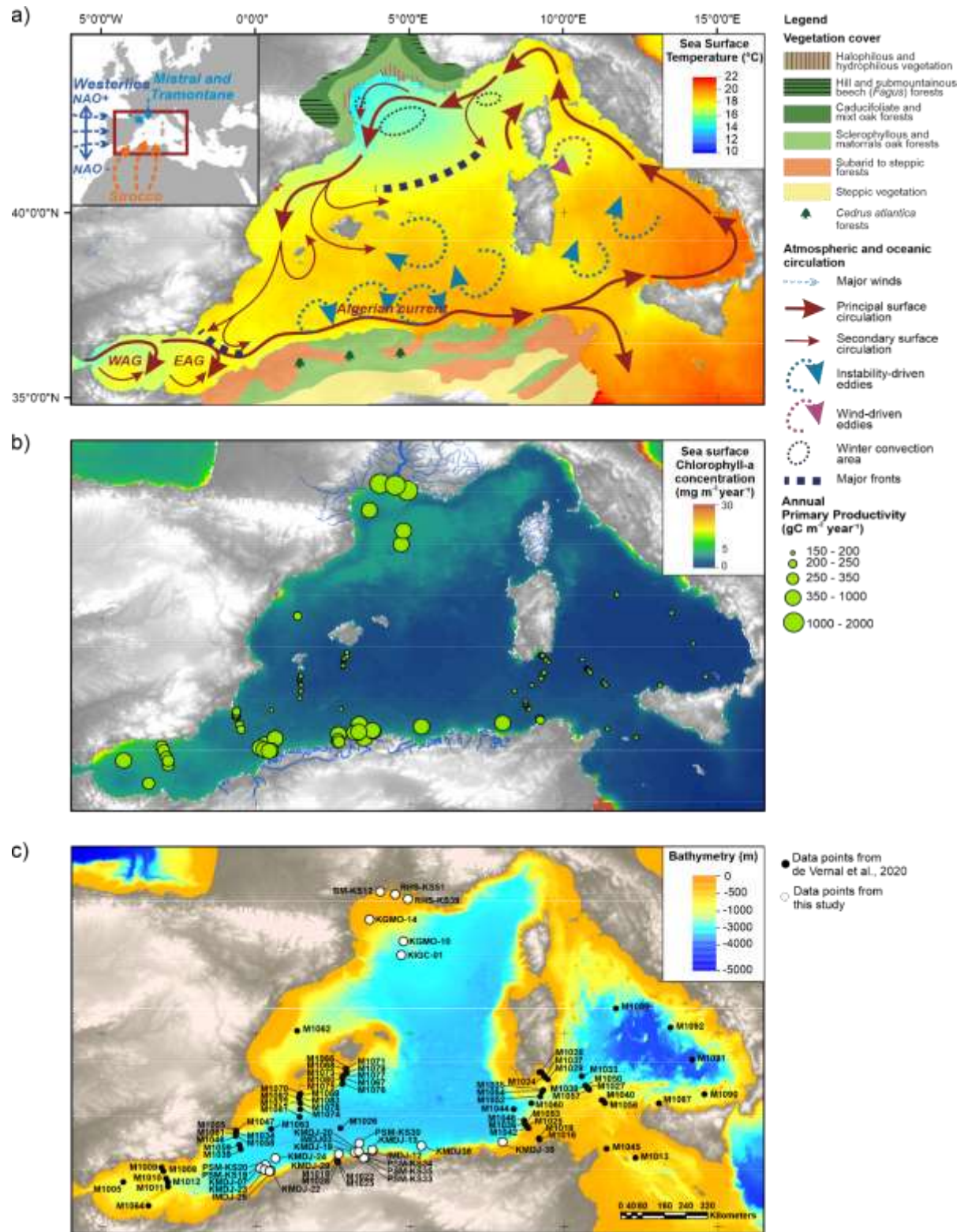


Figure III.1 : Maps presenting a) Western Mediterranean Basin (WMB) sea surface temperature, as well as major sea surface and atmospheric currents (a simplified vegetation model is figured out according to Beaudoin et al. (2007) and Tassin (2012)); b) sea surface chlorophyll-a concentration, annual primary productivity (green circles) of each study sites and major rivers that flow in the WMB; c) the new studied sites (white dots) and the modern dinocyst database sites (black dots) extracted from de Vernal et al. (2020). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.1.2.1. The Algerian Margin (AM)

Along the AM, the AC (Figure III.1b) undulates eastward at 30-40 km from the coast until 3°E (Millot, 1985, 1987; Arnone and La Violette, 1986; Arnone et al., 1990; Perkins and Pistek, 1990). The irregularity of the North African coast generates wind-driven eddies until 3°E also responsible for northward coastal current influences and therefore extension of low salinity surface waters offshore (Millot, 1999; Millot and Taupier-Letage, 2005). In addition, even if deep Mediterranean waters, and especially Levantine Intermediate Waters, are strongly enriched in dissolved nutrients, the WMB is generally oligotrophic (Figure III.1b). However, the meeting of Atlantic and Mediterranean waters in the Alboran Sea (MAW followed by the AC; Figure III.1a) forms a marked haline density front, persistent until 3°E (Lohrenz et al., 1988a; Arnone et al., 1990; Perkins and Pistek, 1990). This frontal zone is linked to strong vertical mixing and is currently described as a major productive area where nutrient and phytoplanktonic biomass concentrations are high compared to the WMB (Sournia, 1973; Lohrenz et al., 1988a; Raimbault et al., 1993; Figure III.1b). Close to the coast, isopycnal mixing brings nutrient-enriched waters from the nutricline to the photic zone while, offshore, diapycnal mixing (i.e. crossing the haline front) brings deeper nutrients to the surface (Raimbault et al., 1993). Westward, from 0° to 2°E, offshore wind induces seasonal coastal upwelling probably caused by low barometric pressure cells under strong solar heating (Bakun and Agostini, 2001).

In addition, on the AM, fluvial discharges are generally weak from April to September. Flash floods by “oueds” then occur in autumn-winter. Despite their occasional nature, these fluvial discharges are recognised as major erosive factor on AM watersheds, carrying terrigenous detritus, including organic and inorganic particles and nutrients (Guizien et al., 2007; Tzoraki and Nikolaidis, 2007).

III.1.2.2. The Gulf of Lion (GoL)

In the GoL, the Northern Current (NC; Figure III.1a) partly penetrates the inner shelf, following the coast and forming a secondary current when the Mistral intensity is weak (Millot, 1987; Millot, 1990; Millot, 1999; Millot and Taupier-Letage, 2005). The hydrological configuration is a combination of the Rhône river deflection under the Coriolis force and of the NC (Millot, 1990; Bakun and Agostini, 2001). Under the Mistral and Tramontane cold continental wind influences, intense surface water-coolings are seasonally recorded during the autumn-winter seasons with a southward deflection of the Rhône fluvial discharges towards the open sea. Also, Mistral and Tramontane winds are responsible for summer-autumn coastal upwelling cells along the shore (i.e. from Montpellier to Marseille French cities), including the Rhône delta area (Millot, 1979; Millot and Wald, 1981, Johns et al., 1992; Estournel et al., 2003; Campbell et al., 2013). Conversely, downwelling dynamics occur especially during winter

due to the formation of dense waters that follow the canyons incising the continental shelf (Millot, 1987; Millot, 1990; Millot, 1999; Bakun and Agostini, 2001; Millot and Taupier-Letage, 2005). From spring to summer, a strong stratification pattern is observed separating GoL sea surface waters (10 to 20 m deep; 20°C) from the subsurface (> 20 m; 13.5°C).

With a flow rate of 1,690 m³ s⁻¹ (Moutin et al., 1998), the Rhône is the largest freshwater input to the WMB. Under the effect of the Coriolis force, the Rhône freshwater plume propagates over a thickness of one to several meters and extends westwards over several tens to hundreds of kilometers under the wind influence. In the GoL, terrigenous inputs from the Rhône form the basis of about 50% of the planktonic productivity (Coste, 1974; Morel et al., 1990).

III.1.3 Present-day vegetation cover on Western Mediterranean watersheds

In general, plants can be divided into several vegetation belts defined by their adaptation to varying temperatures and precipitation regimes, the altitude, the slope orientation and the soil type (e.g. Ozenda, 1975; Rivas Martinez, 1982; Polunin and Walter, 1985; Barbero et al., 1981; Benabid, 1982; Quezel and Medail, 2003).

In Algeria, the thermo-mediterranean belt is composed of *Olea*, *Pistacia*, sclerophyllous shrublands and xerophytous taxa, with steppe or semi-desert representative taxa (e.g. *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*). This vegetation belt is found in lowlands and near coastal areas until 1,000 m and constitutes the most represented vegetation westward of the AM. The meso-mediterranean belt is composed of sclerophyllous oak forest associated to humid-temperate oak forest (dominated by deciduous *Quercus* and *Ericaceae* in association with *Juniperus* and *Cupressus*) and extends to 1,400-1,500 m. The supra-mediterranean belt characterizes the higher altitudes from 1,400 to 2,300 m with a specific coniferous forest (North African species of *Pinus*, *Abies* and *Cedrus*). Then the oro-mediterranean belt extends to 2,800 m in the high Atlas with a strong representation of *Juniperus* (open forest taxon or arborescent matorrals). Finally, the alti-mediterranean corresponds to the European mountainous grassland belt and represents the highest vegetation belts of the mountainous regions composed of scattered Chamaephytae taxa (e.g. *Erica*, *Romarinus* and other *Lamiaceae*, *Ilex* or *Artemisia*).

In the GoL, coastal vegetation extends from the shoreline to the inner zones until 100 to 200 m. *Cyperaceae* (e.g. *Carex* or *Ranunculaceae*) represent the hydrophilous vegetation dominating the Rhône delta area. *Chenopodiaceae* and *Caryophyllaceae* represent the significantly developed halophitous coastal vegetation on the western part of the GoL coast. The thermo-mediterranean belt is mainly represented by *Olea*, *Cistus*, *Pistacia*, sclerophyllous shrublands and, in a fewer way than in Algeria,

xerophytous taxa (e.g. *Artemisia*, *Chenopodiaceae* or *Ephedra*). This vegetation belt extends from the coastal areas to 400 m. The sclerophyllous oak forest (e.g. *Quercus ilex* and *Quercus suber*) is characteristic of the meso-mediterranean belt in association with the humid-temperate oak forest taxa (e.g. deciduous *Quercus*, *Fagus*, *Betula*, *Carpinus*, and *Ericaceae*). It extends from 400 to 900 m and corresponds to the collineous European belt. From 900 to 1,300 m, the supra-mediterranean is composed of the temperate caducifoliate forest (e.g. deciduous *Quercus* and *Fagus*) associated with some mountainous conifers (e.g. *Abies*, *Pinus* and *Cedrus*). In the GoL, observations of *Picea abies*, only present in the Alps, imply a north-eastern source of pollen grains. The oro-mediterranean belt corresponds to the sub-alpine European belt from 2,200 to 2,500m. It can be determined by the discontinuous representation of *Juniperus*. The alti-mediterranean belt, above the arboreal altitudinal limit, associated to the European alpine belt, is characterized by sparse shrublands.

III.2. Material and methods

III.2.1 Core tops

III.2.1.1. Geographical and cruise information

Surface sediments from 25 sites (6 in the GoL and 19 in the AM from 0° to 8°E; Figure III.1c) were collected by the “GMO1” (2001), “GMO2-CARNAC” (2002), “MARADJA” (2003), “BEACHMED” (2004), “MARADJA2” (2005), “PRISME” (2007) and RHOSOS” (2008) cruises. Samples (1 to 3 cm³ from the upper half centimetre of each core) were selected for different bathymetries in order to compare palynomorph distribution from the two different GoL and AM studied areas (Tableau III.1).

III.2.1.2. Radionuclide dating

In order to guarantee the contemporaneous age of the top cores, activities of ²¹⁰Pb, ²²⁶Ra and ¹³⁷Cs were measured on each sediment sample using a low-background, high efficiency well-shaped germanium detector at the EPOC laboratory (CNRS, University of Bordeaux).

On one hand, ²¹⁰Pb presents excesses (²¹⁰Pb_{xs}) decrease with depth in sediments according to its half-live (22.3 years). This feature is often used to estimate sediment accumulation rates. ²¹⁰Pb_{xs} is determined as the difference of the measured total ²¹⁰Pb and ²²⁶Ra, its parent isotope in the sediment.

The highest $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities are observed at the top of sediment cores and decrease exponentially with depth to reach a low to negligible level for sediments older than 100 years. On the other hand, ^{137}Cs is an artificial radionuclide, first detected in marine sediments in the middle of the 20th century, characterized by a well-known pulse input related to the nuclear weapon test fallout in the early sixties.

In this study, the combination of the two radionuclides ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{137}Cs) permitted to estimate the age range of studied top cores (Tableau III.1) according to the above-mentioned rules. The more recent sediments (< 30 years) present high $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and low ^{137}Cs activities. Sediment samples with moderate $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ are classified < 60 years or < 100 years, depending on the level of ^{137}Cs . Sediment samples with no more detectable activities of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{137}Cs are considered older than 100 years (Tableau III.1).

Tableau III.1 : List of the 25 study samples: cruise and geographical information. Age ranges of top core samples are given when available according to radionuclide analyses.

Cruise	Year	Core	OBS (cm)	Latitude (°N)	Longitude (°E)	Depth (m)	Lithology	Age range	Reference of dating
PRISME	2007	PSM-KS19	0-1,5	36,63	0,29	2624	Mud	60 < T < 100 yrs	this study
PRISME	2007	PSM-KS20	0-1	36,80	0,62	2652	Mud	100 < T < 200 yrs	this study
PRISME	2007	PSM-KS30	0-1	37,19	3,34	2769	Mud	No date	
PRISME	2007	PSM-KS33	0-1	36,80	3,50	104	Sandy mud	T < 60 yrs	this study
PRISME	2007	PSM-KS34	0,5-2	36,82	3,54	137	Sandy mud	T < 60 yrs	this study
PRISME	2007	PSM-KS35	0-1	36,81	3,49	131	Sandy mud	T < 60 yrs	this study
MARADJA	2003	IMDJ03	0-0,5	36,95	3,29	2431	Mud	No date	
MARADJA2	2005	IMDJ12	0-1	37,00	3,79	1650	Mud	No date	
MARADJA2	2005	IMDJ25	0-0,5	36,46	0,42	2354	Mud	30 < T < 60 yrs	this study
MARADJA	2003	KMDJ07	0-1	36,54	0,13	2624	Mud	100 < T < 200 yrs	this study
MARADJA2	2005	KMDJ13	0-1	37,03	3,77	2158	Mud	No date	
MARADJA2	2005	KMDJ19	0-0,5	36,96	3,19	2473	Mud	60 < T < 100 yrs	(Genet et al., in prep)
MARADJA2	2005	KMDJ20	0-0,5	36,98	3,33	2343	Mud	100 < T < 200 yrs	(Genet et al., in prep)
MARADJA2	2005	KMDJ22	0-0,5	36,48	0,47	2098	Mud	30 < T < 60 yrs	this study
MARADJA2	2005	KMDJ23	0-0,5	36,50	0,26	2542	Mud	30 < T < 60 yrs	this study
MARADJA2	2005	KMDJ24	0-0,5	36,47	0,42	2354	Mud	30 < T < 60 yrs	this study
MARADJA2	2005	KMDJ29	0-0,5	36,91	2,67	616	Mud	No date	
MARADJA2	2005	KMDJ36	0-1	37,13	5,36	2462	Mud	No date	
MARADJA2	2005	KMDJ38	0-1	37,22	8,00	1015	Mud	T < 60 yrs	this study
GMO2-CARNAC	2002	KIGC 01	0-0,5	41,92	4,71	2435	Mud	T < 20 yrs	(Genet et al., in prep)
BEACHMED	2004	BM-KS12	0-0,5	43,44	4,02	29	Mud	60 < T < 100 yrs	(Genet et al., in prep)
RHOSOS	2008	RHS-KS39	0-0,5	43,38	4,51	20	Sandy mud	20 < T < 60 yrs	(Genet et al., in prep)
RHOSOS	2008	RHS-KS51	0-0,5	43,27	4,92	89	Sandy mud	20 < T < 60 yrs	(Genet et al., in prep)
GMO1	2001	KGMO-10	0-0,5	42,26	4,78	2066	Mud	T < 20 yrs	(Genet et al., in prep)
GMO1	2001	KGMO-14	0-0,5	42,78	3,67	234	Sand	100 < T < 200 yrs	(Genet et al., in prep)

III.2.2 Palynological analyses

III.2.2.1. Palynological treatments and palynomorph identifications

The 25 samples (Figure III.1c) were processed with the same palynological protocol for palynomorph extraction, allowing direct comparison between terrestrial (pollen, spores, freshwater microalgae and other continental NPP) and marine (dinocysts, other marine microalgae and foraminiferal linings) microfossils on the same palynological slides. The preparation technique (LGO laboratory, IUEM, University of Brest), conducted on the <150 µm fraction, followed the standardized palynological protocol of de Vernal et al. (1999), slightly adapted at the EPOC laboratory (University of Bordeaux, http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_paleo_pollens). It includes chemical treatments (cold HCl: 10, 25 and 50 %; cold HF: 45 and 70 %, to remove carbonates and silicates, respectively) and sieving through single-use 10 µm nylon mesh screens. In order to avoid any selective dinocyst degradation during sample treatments, no oxidative agent or heavy liquid technique were applied.

For each analysed sample, a minimum of 100 dinocysts and 150 pollen grains (except the overrepresented taxa *Pinus*; Turon, 1984; Heuser and Balsam, 1985) were identified following the taxonomy in Fensome et al. (1993) and Reille (1992), respectively, using a Zeiss microscope (Axioscope A1) at X630 magnification. The threshold of 100 individuals is required to identify 99% of major (> 5%) species (Fatela and Taborda, 2002). It is worth noting that samples PSM-KS33, PSM-KS34 and PSM-KS35 were grouped, and labelled site PSM-KS33-34-35, only for dinocysts, due to the difficulty of reaching the statistically robust threshold of 100 dinocysts in these three samples. *Brigantedinium* spp. (i.e. dinocysts) include all round brown cysts. *Echinidinium* spp. (i.e. dinocysts) include all brown cysts with typical *Echinidinium* spine-like processes not determined on species level. *Spiniferites* spp. (i.e. dinocysts) include all Spiniferites cysts not determined on species level. In addition, heterotrophic dinocysts, i.e. derived from dinoflagellates with a strict heterotrophic strategy of nutrition, are indeed indirectly related to food resources, and especially diatoms, as commonly shown in upwelling areas (Wall et al., 1977; Lewis et al., 1990; Marret, 1994; Biebow, 1996; Zonneveld et al., 1997a, 2001; Targarona et al., 1999; Bouimetarhan et al., 2009; Penaud et al., 2016). A ratio “heterotrophics to autotrophics” (H/A) is here addressed that takes into account “strict” heterotrophic counts vs. the other taxa identified in dinocyst assemblages. “Fungal spores undetermined” includes all the fungal spores that cannot be determined on type code or on genus or species level.

Relative abundances (%) were calculated for pollen and dinocyst assemblages. Also, *Pinus* relative abundance calculations were based on the total pollen sum, and continental NPP relative abundances were calculated on a total sum that includes the pollen main sum (without *Pinus*) and the

sum of spores and other continental NPP (van Geel et al., 1972; Cugny et al., 2010; Miola, 2012). Palynomorph concentrations (number of specimens/cm³ of dry sediments) were calculated through the marker grain method (Stockmarr, 1971; de Vernal et al., 1999; Mertens et al., 2009), consisting in adding aliquot volumes of *Lycopodium* spores before the palynological treatment in each sample, with these exotic spores being counted in parallel with studied marine and continental palynomorphs.

III.2.2.2. Statistical analysis on palynological results

Palynological diagrams for pollen and dinocyst assemblages were performed with the Tilia software (Grimm, 1990), also allowing to define the more parsimonious number of zones between sampling sites according to the CONNIS model (Grimm, 1987).

Palynological taxonomical indexes (dominance, species richness, Margalex index) were quantified by statistical analyses using the “Past version 4.06b” program (Hammer et al., 2001; indexes explained in Hammer and Harper, 2008). In addition, multivariate analyses were performed with the Past program: Detrended Correspondence Analysis (DCA) for dinocyst data and Canonical Correspondence Analysis (CCA) for dinocyst and pollen data. DCA was applied to dinocyst assemblages (expressed in percentages) in the framework of the enlarged WMB database (Figure III.1c) to map dissimilar samples between the new sites collected in the GoL and AM vs. the WMB ones from de Vernal et al. (2020). Also, CCA was applied to: i) the new 23 dinocyst data (expressed in percentages) so as to capture main environmental variables (cf. paragraph below) related with the dinocyst distribution, as well as to ii) the new dinocyst and pollen data (expressed in concentrations) in order to capture main factors that typify both continental and marine palynomorph distribution.

Considering the enlarged modern dinocyst database for the WMB, it was necessary to extract the environmental parameters corresponding to the new study sites (Figure III.1c) according to the same procedure as in de Vernal et al. (2020). Sea Surface Temperature (SST), Sea Surface Salinity (SSS), dissolved oxygen, and nutrients (phosphate and nitrate concentrations) were extracted from the World Ocean Atlas 2018 (WOA). Primary productivity data (seasonal and annual values) were calculated using the vertical generalized production model (VGPM) algorithm applied to the 2002–2017 chlorophyll data provided by NASA's Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) program (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct>). The distance to the coast is expressed in km and was calculated with ARCGIS using geodetic distances between features. The method is based on the World Geodetic System (WGS 84; <https://gisgeography.com/wgs84-world-geodetic-system/>), which takes into account the curvature of the spheroid and correctly deals with data near the date line and poles. Bathymetry data are from the General Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO 2014, version 20141103, <http://www.gebco.net>).

III.3. Palynological results

Dinocyst results led us to consider five groups of sites based on a total sum of square values higher than three using CONISS cluster analysis. These five zones (Figure III.2a and III.2b) highlight specific hydrological conditions in the GoL and AM. This will be helpful to discuss oceanic vs. fluvial influences on both study areas and to understand pollen grain dispersal in the adjacent oceanic realms. Since samples PSM-KS33, PSM-KS34 and PSM-KS35 were grouped (i.e. labelled site PSM-KS33-34-35) due to their low dinocyst counts, results presented thereafter represent n=23 points (6 in the GoL and 17 in the AM) for dinocyst assemblages and n=25 points (6 in the GoL and 19 in the AM) for pollen assemblages. Well-known ecological affiliations permitted us to define dinocyst (Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld; 2013) and pollen (Ozenda, 1975; Rivas Martinez, 1982; Polunin and Walter, 1985; Barbero et al., 1981; Benabib, 1982, 2000; Quezel and Medail, 2003) groups (Figure III.2a and III.2b)

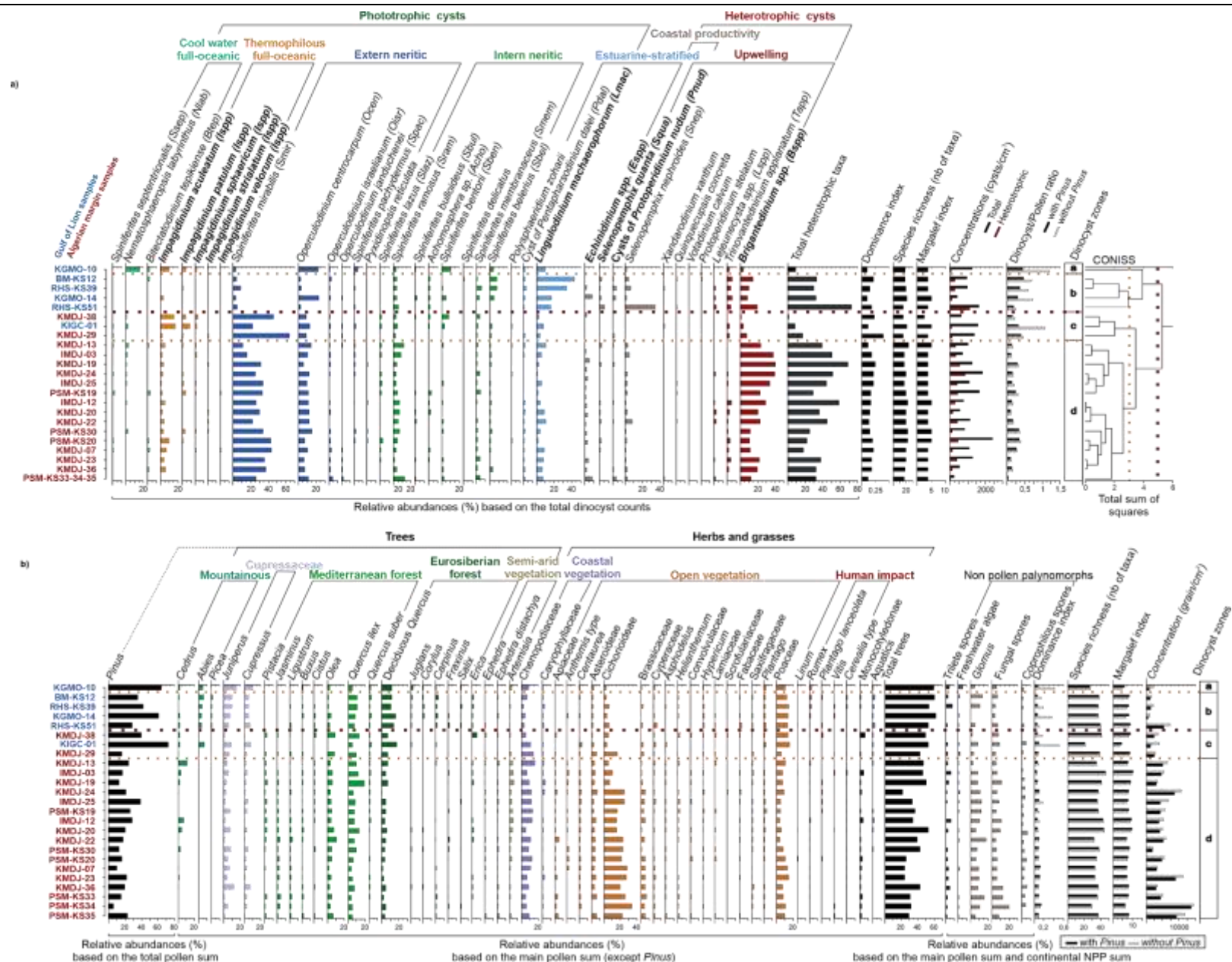


Figure III.2 : a) Dinocyst diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples) for the Gulf of Lion (blue labels) and Algerian Margin (red labels) studied sites, with related ecological groups. Dinocyst zones are based on a CONISS statistical analysis on the Tilia program. b) Pollen diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples, Pinus excluded from the main pollen sum) for the Gulf of Lion and Algerian Margin studied sites, with related ecological groups. Continental non-pollen palynomorphs (NPPs) are also highlighted in percentages and calculated upon a sum including total pollen (without Pinus) and continental NPP counts. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.3.1 Dinoflagellate cysts

III.3.1.1. Diversity and concentrations

Total dinocyst diversity reaches 36 different taxa (i.e. including all studied samples) and a mean value of 19 taxa/sample (Figure III.2a). This mean value is close to the one (17 taxa) found in the modern dinocyst database of de Vernal et al. (2020) for the WMB (n=79 sites).

Major dinocyst taxa (exceeding the 1% threshold at least once among all the studied assemblages) are represented in Figure III.2a. We grouped dinocyst taxa according to their ecological affinities (Marret and Zonneveld, 2003; Zonneveld et al., 2013; Penaud et al., 2018; van Nieuwenhove et al., 2020; Marret et al., 2020; Figure III.2a) with: i) the “cool water - full oceanic” group (e.g. *Nematosphaeropsis labyrinthus* and *Bitectatodinium tepikiense*), ii) the “thermophilous - full oceanic” group (e.g. *Impagidinium* spp.), iii) the “extern neritic” group (e.g. *Spiniferites mirabilis* and *Operculodinium centrocarpum*), iv) the “inner neritic” group (e.g. *Spiniferites ramosus*, *Spiniferites bentorii*, *Spiniferites belerius*, *Spiniferites membranaceus*), and v) the “estuarine - fluvatile” group (e.g. *Lingulodinium machaerophorum* and heterotrophic taxa such as *Echinidinium* species). Heterotrophic taxa from the “estuarine - fluvatile” group also relate to the “coastal productivity” group including all *Echinidinium* spp. and the Miscellaneous Peridinioid Cysts (MPCs, e.g. *Selenopemphix nephroides*, *Selenopemphix quanta*, *Lejeunecysta* spp., *Trinovantedinium applanatum*). Finally, the “upwelling” group is mainly represented by *Brigantedinium* spp., also associated with MPCs.

The “a” zone, only formed by top core KGMO-10 (Figure III.2a), is dominated by *O. centrocarpum* (22%) associated with the highest representation of *N. labyrinthus* (15%). The average dinocyst concentration reaches 1,274 cysts/cm³. According to the dinocyst assemblage, this group is considered as representative of full-oceanic oligotrophic conditions.

The “b” zone is dominated by *L. machaerophorum* (15 to 45%), *Brigantedinium* spp. (mean value of 12%), *S. belerius* (mean value of 6%), *S. nephroides* (mean value of 6%) and *T. applanatum* (mean value of 6%) and is characterized by the highest diversity of heterotrophic taxa. Dinocyst concentrations reach 992 cysts/cm³. This group corresponds to fluvial-sensitive coastal assemblages.

The “c” zone is dominated by *S. mirabilis* (20 to 60%), *O. centrocarpum* (mean value of 15%) and *I. aculeatum* (mean value of 15%) and is characterized by the lowest values of heterotrophic taxa (mean value of 7%). Dinocyst concentrations reach 1,398 cysts/cm³. This group corresponds to full-oceanic and full-oligotrophic conditions.

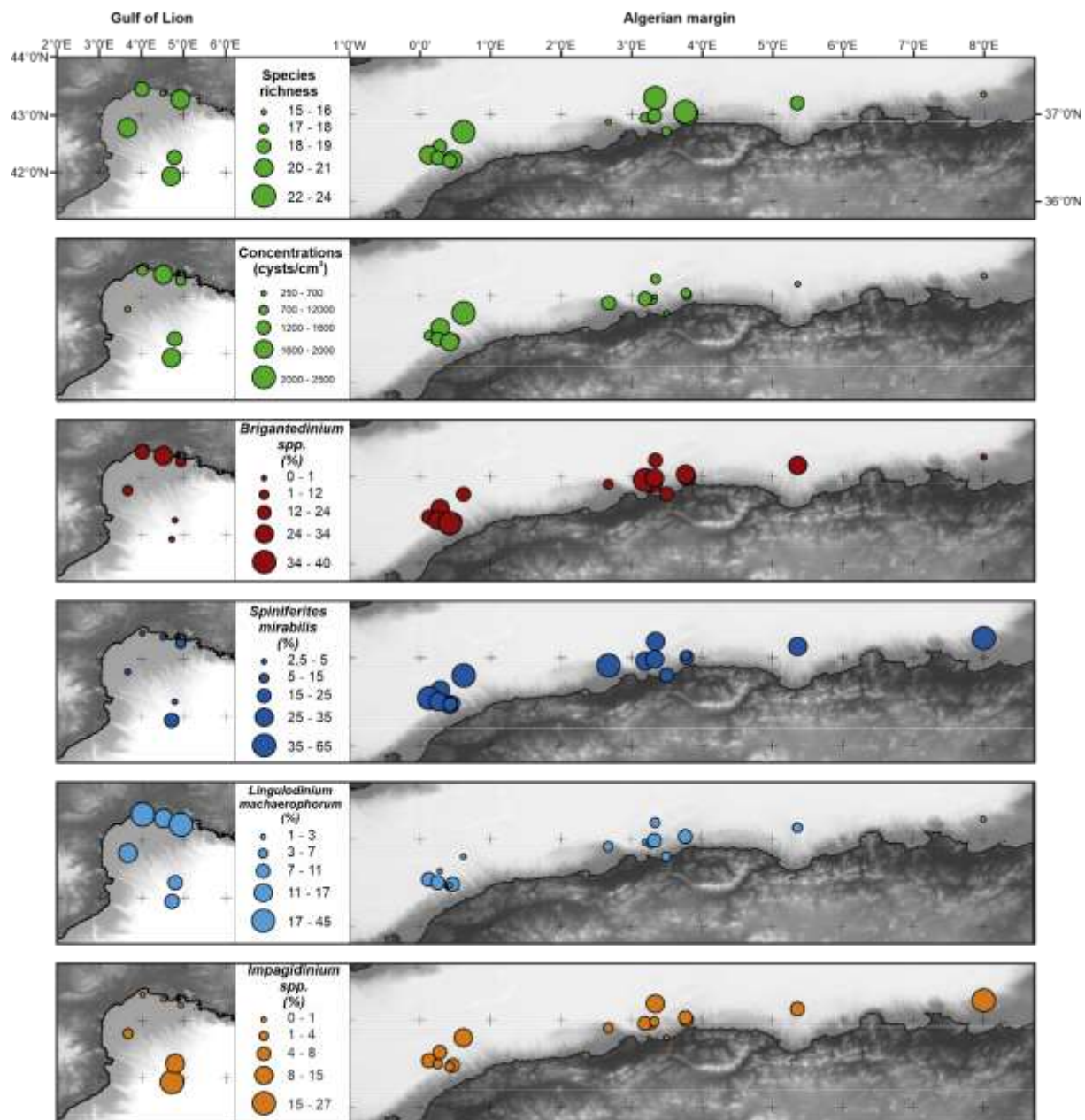
The “d” zone is largely dominated by *Brigantedinium* spp. (20 to 40%) and *S. mirabilis* (10 to 40%). Major species are *O. centrocarpum* (mean value of 11%), *L. machaerophorum* (mean value of

6%), *S. ramosus* (mean value of 5%) and *I. aculeatum* (mean value of 4%). This group is characterized by the highest values of heterotrophic taxa, especially *Brigantedinium* spp. (mean value of 42%). Dinocyst concentrations reach 1,106 cysts/cm³. This group suggests full-oceanic conditions characterized by seasonal upwelling productivity.

III.3.1.2. Distribution of major dinocyst taxa

Selected dinocyst results have been plotted on maps in order to highlight inshore-offshore distributions as well as GoL and AM singularities (Figure III.3a). Dinocyst diversity appears higher offshore for both studied areas. On the AM, dinocyst concentrations are generally higher (mean of 1,106 and maximum of 2,427 cysts/cm³) compared to the GoL (mean of 1,134 and maximum of 1,666 cysts/cm³), while showing a decreasing trend from west to east on the AM. Upwelling zones are detectable with *Brigantedinium* spp. on the coastal zone of the GoL and around the distal zone of the western AM between 2 and 6°E. *S. mirabilis* is poorly represented in the GoL, with only one significant occurrence in the extreme distal zone, while this external neritic taxon is strongly represented along the studied North African coast. *L. machaerophorum* shows strongest abundances in the near-coastal sites of the GoL while abundances of this estuarine-sensitive taxa are three times lower on the AM, even in AM coastal sites. Finally, the full-oceanic *Impagidinium* spp. taxa mainly occur in the distal sites of both GoL and AM, with a slightly increasing trend from west to east on the AM.

a) Dinocyst data



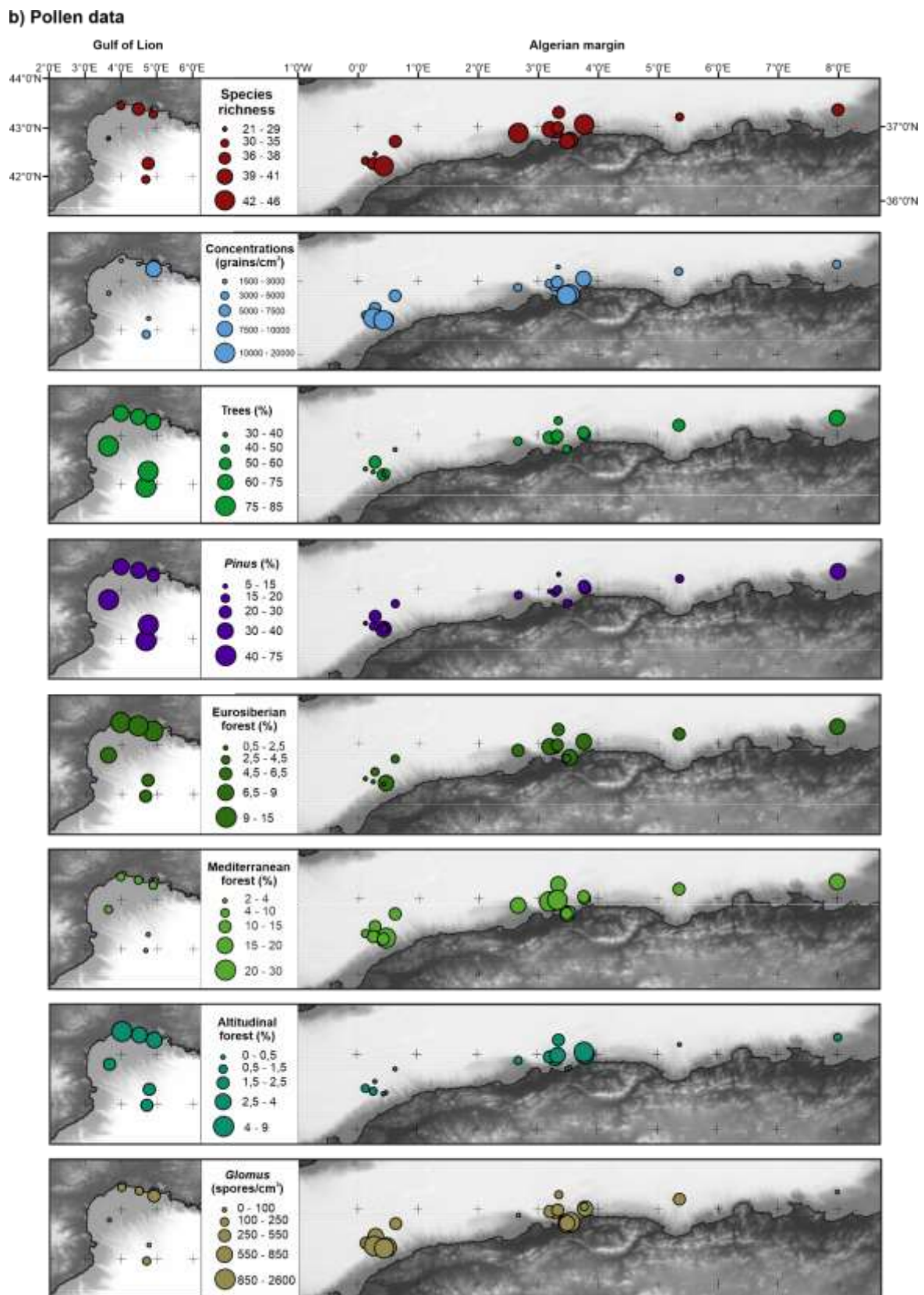


Figure III.3 : a) Distribution maps of selected dinocyst results for the Gulf of Lion and Algerian Margin. b) Distribution maps of selected pollen results for the Gulf of Lion and Algerian Margin. Pollen percentages are here calculated for all taxa on a basis of the total pollen count, *Pinus* included. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.3.2 Pollen assemblages

III.3.2.1. Diversity and concentrations

Major pollen taxa (exceeding a threshold of 1% at least once among total studied assemblages), and some minor taxa associated with human-related impacts, are represented in Figure III.2b, as well as continental NPPs such as trilete spores (bryophyte and pteridophyte), freshwater algae (*Concentricystes* type, *Hexasterias problematica* type and *Pediastrum* type) and fungal spores (including all Ascomycota and Basidiomycota spores; van Geel and Aptroot, 2006; Cugny et al., 2010). Among fungal spores, we also distinguish *Glomus* (HdV-207; van Geel et al., 1989) and coprophilous taxa (i.e. type spores of *Sporormiella* sp.: HdV-113, van Geel et al., 2003; Sordaria: HdV-55, van Geel, 1978; *Delitschia*: TM-023A/B, Cugny et al., 2010; and *Coniochaeta*: HdV-172, van Geel et al., 1983) (Figure III.2b). Total pollen diversity (without *Pinus*) reaches 69 different taxa (i.e. including all studied samples) and a mean value of 37 taxa/sample (Figure III.2b).

The “a” zone is dominated by the arboreal taxa (AP) reaching 60%, with a major representation of *Cupressaceae* (25%; i.e. *Cupressus* and *Juniperus*), mountainous forest taxa (5%; i.e. *Abies*), and Eurosiberian forest taxa (12%; i.e. deciduous *Quercus*), accompanied with semi-arid (12%; i.e. *Artemisia*), coastal (9%; i.e. *Chenopodiaceae*) and herbaceous (11%; i.e. *Poaceae*) pollen taxa. This zone is characterized by the highest values of freshwater algae (2%). Pollen grain concentration (without *Pinus*) is of 1,062 grains/cm³.

The “b” zone shows the highest values of tree taxa percentages (mean value of 57%), mainly represented by *Quercus ilex* (mean value of 9%) and deciduous *Quercus* (mean value of 12%), also associated with *Cupressaceae* (mean value of 14%), mountainous forest taxa (mean value of 6%; i.e. *Abies*, *Picea* and *Cedrus*), semi-arid (mean value of 7%; i.e. *Chenopodiaceae*) and open (mean value of 33%; i.e. *Poaceae*) vegetation representatives, with anthropic taxa representing about 2% of the total pollen assemblage. Mean pollen grain concentration (without *Pinus*) is of 1,545 grains/cm³ and maximal values reach 6,951 grains/cm³.

The “c” zone is characterized by a mean of tree taxa percentages about 50%, mainly represented by Mediterranean forest taxa (mean value of 10%; i.e. *Quercus ilex*), semi-arid (mean value of 11%; i.e. *Chenopodiaceae*) and open (mean value of 37%; i.e. *Cichorioideae* and *Poaceae*) vegetation representatives, with extremely low anthropic taxa percentages about 0.6%. Mean pollen grain concentration (without *Pinus*) is of 3,013 grains/cm³ and maximal values reach 3,100 grains/cm³.

The “d” zone is characterized by the lowest tree pollen percentages (mean value of 36 %), especially represented by *Quercus ilex* (mean value of 7%) associated with *Juniperus* (mean value of

4%) and *Olea* (mean value of 5%). In this zone, deciduous *Quercus* (mean value of 4%) is the only component of the Eurosiberian tree taxa and mountainous taxa are only represented by *Cedrus* (mean value of 0.5%). The open vegetation taxa show their highest percentages (mean value of 46%; i.e. *Cichorioideae*: mean value of 23%, and *Poaceae*: mean value of 8%), also accompanied by the semi-arid vegetation representatives (mean value of 15%; including *Chenopodiaceae*: mean value of 9%, and *Artemisia*: mean value of 2%). Low anthropic taxa percentages about 0.9% are observed. This last zone is also characterized by the highest representation of undifferentiated and coprophilous fungal spores (respective mean values of 5% and 1%), and especially *Glomus* (mean value of 8%), and the lowest representation of clearwater algae (mean value of 0.1%). Mean pollen grain concentration (without *Pinus*) is of 5,679 grain/cm³ and maximal values reach 18,140 grain/cm³.

III.3.2.2. Distribution of major pollen taxa

Selected pollen results have been plotted on maps in order to highlight continental palynomorph distributions as well as GoL and AM singularities (Figure III.3b). Mean similar species richness (about 38 different taxa) are observed at both AM and GoL sites. GoL sites show lower mean pollen concentrations (with *Pinus*: 2,953 grains/cm³; without *Pinus*: 1,460 grains/cm³) than the AM sites (with *Pinus*: 7,207 grains/cm³; without *Pinus*: 5,535 grains/cm³). A higher representation of arboreal pollen grains is noted in the GoL (mean value of 58%) compared to the AM (mean value of 37%), and conversely for the open vegetation. *Pinus* percentages are higher in the GoL (mean value of 51%) compared to the AM (mean value of 19%). *Pinus* percentages increase more and more with distance to the coast. In addition, the Eurosiberian forest taxa are mainly represented in the GoL (mean value of 10%; mainly figured out by deciduous *Quercus*) compared to the AM (mean value of 5%). Inversely, the Mediterranean tree taxa are better represented in the AM (mean value of 14%; mainly figured out by *Quercus ilex*) compared to the GoL (mean value of 8%). Altitudinal taxa are better represented in the GoL (mean value of 5%; slightly higher around the Rhône River mouth) than in the AM (mean value of 2%; slightly higher between 3°E and 4°E). Finally, the AM is characterized by higher concentrations of *Glomus* spores (mean value of 537 spores/cm³) than the GoL (mean value of 158 spores/cm³; with higher values close to the Rhône River mouth).

III.4. Discussion

III.4.1 New dinocyst results added to the Western Mediterranean Basin dinocyst database

III.4.1.1. Dinocyst taxa cross-referenced with environmental parameters

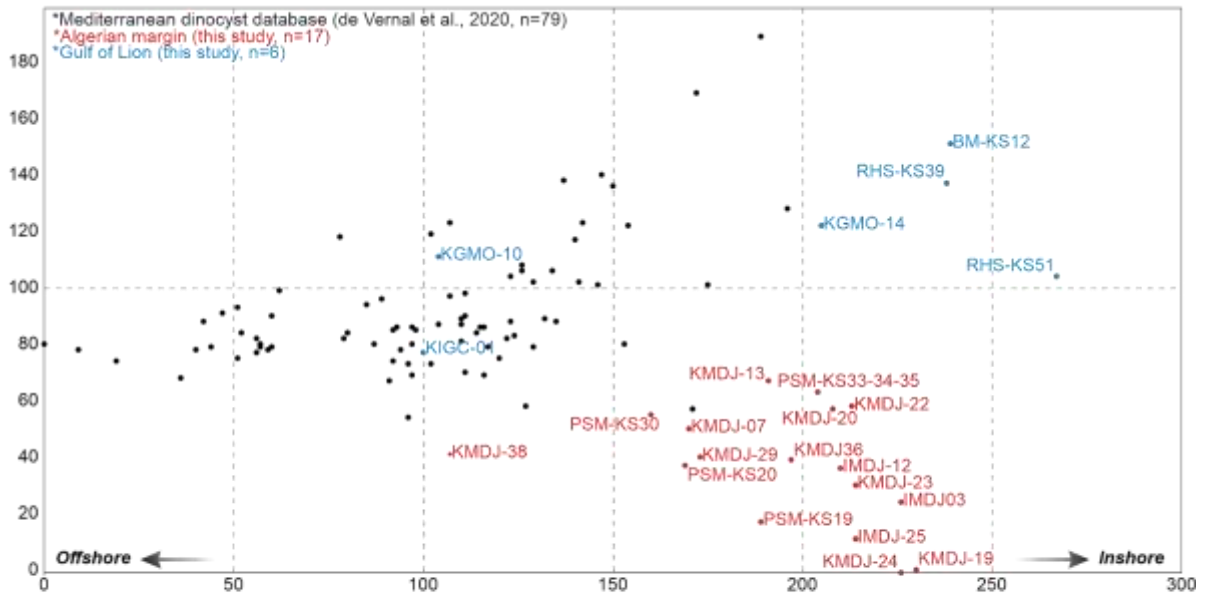
GoL and AM new studied sites have been added to produce the enlarged WMB dinocyst database (i.e. n=102 samples including the n=79 samples of de Vernal et al., 2020 with the n=23 new dinocyst assemblages: 6 in the GoL and 17 in the AM; cf. Figure III.1c). The DCA statistical analysis applied to this enlarged database (Figure III.4a) clearly highlights the singular characteristics of the GoL and AM sites. The GoL and AM most distal sites (KMDJ-38, PSM-KS30, KIGC-01 and KGMO 10; Figure III.1c and 4a), characterized by full-oceanic dinocyst taxa, record similar assemblages than the main part of those already reported in the n=79 dinocyst database. Most of the GoL and AM new sites are characterized by high heterotrophic taxa percentages (mean values of 29 and 31%, respectively) compared to the initial database (mean value of 1%). These sites also correspond to the strongest surface productivity values in the general oligotrophic context of the WMB (cf. Figure III.1b). This allows figuring out a gradient between “offshore” assemblages corresponding to oligotrophic conditions and “inshore” assemblages corresponding to productive areas (Figure III.4a). This also underlines the fact that the newly added sites provide palynological information on environmental conditions that were not previously represented.

A CCA statistical analysis was conducted on the enlarged WMB dinocyst database including 21 taxa cross-referenced with 11 environmental parameters (Figure III.4b). The two axes of the CCA plot explain 71% of the total variance (i.e. 52% and 19% for axis 1 and axis 2, respectively) and allow addressing main environmental gradients driving dinocyst distribution in the WMB.

The axis 1 evidences strong correlation between nitrate and phosphate concentrations and annual primary productivity suggesting general productive conditions highlighted to the left of the plot (Figure III.4b). Conversely, the right part of the plot suggests oligotrophic full-oceanic conditions and corresponds to increasing seasonal SSS, summer SST as well as silicate and dissolved oxygen values. All the heterotrophic taxa (e.g. *Brigantedinium* spp., *T. applanatum*, *Lejeunecysta* spp., *Echinidinium* spp., *S. nephroides* and grouped *S. quanta* and cysts of *P. nudum*) are found in the “productive” axis direction. *Brigantedinium* spp. is indeed currently observed in upwelling areas, with the associated taxa *Lejeunecysta* spp. and *T. applanatum* (e.g. Margalef, 1985; Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld, 2013). Conversely, *Impagidinium* spp., full-oceanic representative taxa described in

subtropical to tropical environments (Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld, 2013), and here dominated by *I. aculeatum* in the WMB, are logically found in the “oligotrophic” axis direction.

a) DCA modern Western Mediterranean dinocysts assemblages (n=102)



b) CCA modern Western Mediterranean dinocysts assemblages (n=102)

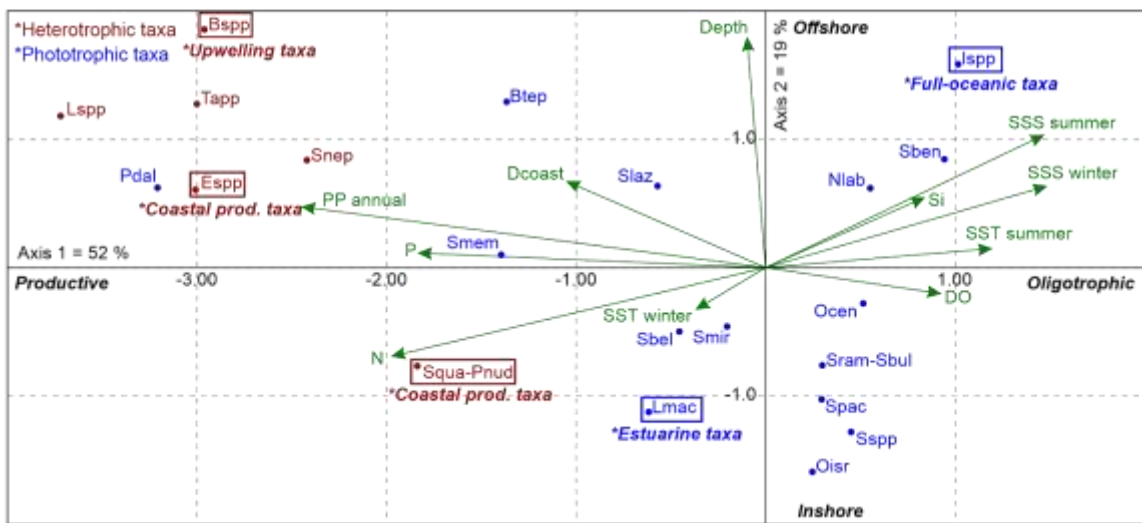


Figure III.4 : a) Detrended Correspondance Analysis (DCA) based on dinocyst assemblages (percentages) of the new study samples (n=23 sites) added to the modern dinocyst database for the Western Mediterranean Basin or WMB (n=79 sites; extraction of de Vernal et al., 2020). b) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on dinocyst assemblages (percentages) of the enlarged modern dinocyst database for the WMB (n=102 sites) cross-referenced with environmental parameters (cf. methodology section of the manuscript). Dinocyst taxa are abbreviated according to the codification noted in the dinocyst diagram taxa headers (Figure III.2a). “Dcoast” represents the “distance to the coast” parameter; “SSS winter” and “SSS summer” are for winter and summer Sea Surface Salinity, “SST winter” and “SST summer” are for winter and summer Sea Surface Temperature, PP annual represents the annual primary productivity (in gC m² year⁻¹), DO represents Dissolved Oxygen (ml/l), N represents nitrates concentration (μmol/l), P represents phosphates concentration (μmol/l) and Si represents silicates concentration (μmol/l). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Also, the axis 2 evidences an inshore-offshore influence as identified by increasing parameters such as “Depth” and “Distance to the coast” to the top of the plot, inversely correlated with *L. machaerophorum* higher abundances; the latter being a typical estuarine-sensitive taxon characterizing brackish environments and tolerating large drops in salinity close to river mouths and in relation to freshwater plume extensions (e.g. Reid, 1975; Lewis, 1988; Morzadec-Kerfourn, 1977, 1997; Zhao and Morzadec-Kerfourn, 1992; Dale and Fjellså, 1994; Lewis and Hallett, 1997; Dale et al., 1999, 2002; Pospelova et al., 2004; Wang et al., 2004; Giannakourou et al., 2005; Pospelova et al., 2005; Ganne et al., 2016; Penaud et al., 2020). Interestingly, among heterotrophics, MPC taxa such as *S. quanta* and cysts of *P. nudum* sign for coastal (i.e. inshore axis direction; Figure III.4b) eutrophic (productive axis direction; Figure III.4b) conditions (e.g. referred to as “coastal heterotrophics” in Penaud et al., 2020). Also, cysts of *P. dalei* and *Echinidinium* spp. are known to occur in areas subjected to freshwater input and related salinity drops (Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld, 2013) and are here situated in an intermediary position between coastal heterotrophics and *Brigantedinium* spp.; the latter being represented at the top of the plot, in the “offshore” axis direction, and signing for distal productivity under increasing upwellings; Figure III.4b).

Finally, both seasonal SSS variables appears correlated with the summer SST variable evidencing the spring to summer seasonal stratification pattern observed in the WMB and previously described for the GoL (section III.2.2.2). The strongest representation of *L. machaerophorum* in the GoL (Figure III.2a) regarding the WMB (Figure III.5g) is indeed due to Rhône freshwater plume influence during the autumn-winter seasons. The coastal oligotrophic assemblage is characterized by *Spiniferites* (i.e. *S. mirabilis*, *S. pachydermus*, *S. ramosus*, *S. bulloides*) and *Operculodinium* (i.e. *O. centrocarpum* and *O. israelianum*) species, occurring in well oxygenated surface waters and warmer summer SSTs in temperate zones (e.g. Rochon et al., 1999; Esper and Zonneveld, 2007; Radi et al., 2007; Marret and Zonneveld, 2003; Pospelova et al., 2008; Marret and Zonneveld, 2013).

III.4.1.2. Distribution maps of dinocyst taxa in the Western Mediterranean Basin

Selected dinocyst results are mapped for the WMB (Figure III.5). The two studied zones record species richness among the highest in the WMB (i.e. mean of 19 and maximum of 24 different taxa identified in the GoL and AM sites vs. mean of 17 and maximum of 26 taxa in the de Vernal et al., 2020 database; Figure III.5a).

Distribution map of heterotrophic dinocyst percentages (Figure III.5b, III.5c, III.5d) underlines prevailing oligotrophic conditions in the WMB, except in the Alboran Sea, GoL and AM westernmost sites. The upwelling-sensitive taxa *Brigantedinium* spp. (Figure III.5c) occur in upwelling areas induced by the Mistral wind in the GoL, with the highest abundances found in the westernmost parts of the AM

due to the AC isopycnal front until 3°E (cf. section III.2.2.1.) characterized by stronger productivity, especially in the frontal external zones (Raimbault et al., 1993).

The distal parts of the GoL, under the influence of the cold Mistral continental wind inducing downwelling phenomenon around the mid-shelf area, are characterized by the highest occurrences of cold water-sensitive dinocyst taxa (Figure III.5e). Conversely, *S. mirabilis* (Figure III.5f) shows strong occurrences in the southern part of the WMB from the Alboran Sea to the Sicilian-Tunisian strait and a poor representation in the northernmost part of the WMB. We suggest an unambiguous link between this taxon and the MAW, and by extension with the AC flow. Full-oceanic areas of the WMB are characterized by the thermophilous *Impagidinium* spp. (Figure III.5g) and the cosmopolitan North Atlantic taxon *O. centrocarpum* (Figure III.5h) both being consistent with the NC influence in the WMB. Interestingly, *Impagidinium* spp. distribution contrasts with that of *S. mirabilis*, considered as another thermophilous neritic taxa, evidencing here the crucial role of north to south and east to west SSS and SST gradients in the WMB.

Coastal heterotrophics (*Echinidinium* spp., *S. quanta* and cysts of *P. nudum*; Figure III.4i) and the freshwater-sensitive taxon *L. machaerophorum* (Figure III.4j), related to nutrient-enriched river input, here occur in productive contexts mainly found in coastal environments subjected to seasonal fluvial discharge.

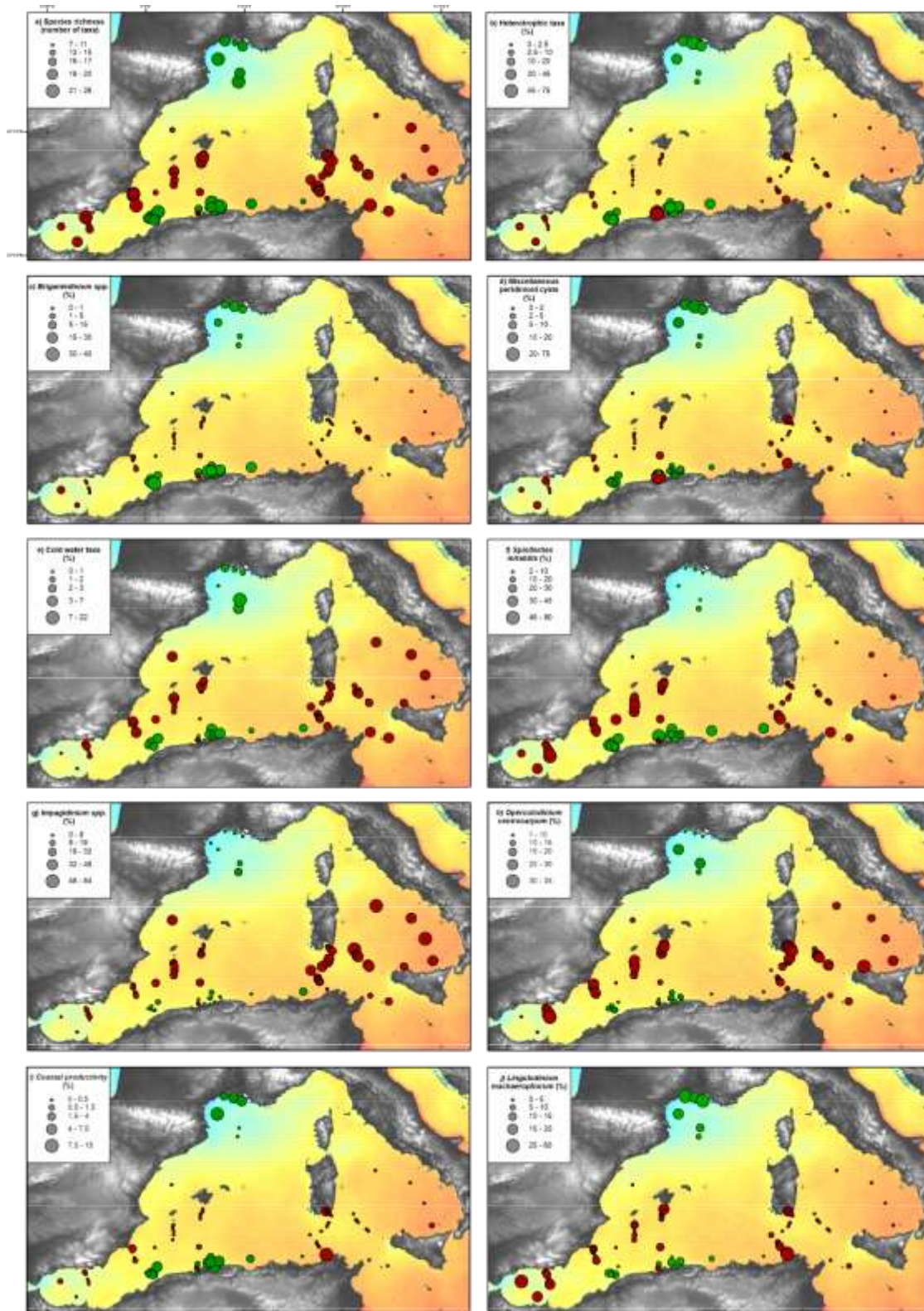


Figure III.5 : Study sites (green circles) and sites from the modern dinocyst database of de Vernal et al., 2020 (red circles) representing: a) the dinocyst species richness (i.e. number of different taxa), and relative abundances of : b) heterotrophic taxa, c) *Brigantedinium* spp., d) Miscellaneous Peridinioid Cyst or MPC (*Lejeunecysta* spp., *S. nephroides*, *Q. concreta*, *V. calvum*, *T. applanatum*, *S. stellatum*, *S. quanta*, and cysts of *P. nudum*) and e) cold water taxa (*B. tepikiense*, *N. labyrinthus*, and *S. lazus*), f) *S. mirabilis*, g) *Impagidinium* spp., h) *Operculodinium* spp., i) Coastal productivity taxa (*Echinidinium* spp., *S. quanta* and cysts of *P. nudum*) and, j) *L. machaerophorum*. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.4.2 Northern vs. southern Western Mediterranean Basin: two different productive regimes

III.4.2.1. The Gulf of Lion

A CCA statistical analysis was conducted on the GoL dinocyst database (n=6 sites) including here 22 taxa (expressed in absolute concentrations) cross-referenced with 11 environmental parameters (Figure III.6a). The two axes of the CCA plot explain 94% of the total variance (i.e. 71% and 23% for axis 1 and axis 2, respectively) and allows addressing main environmental gradients driving dinocyst distribution in the GoL.

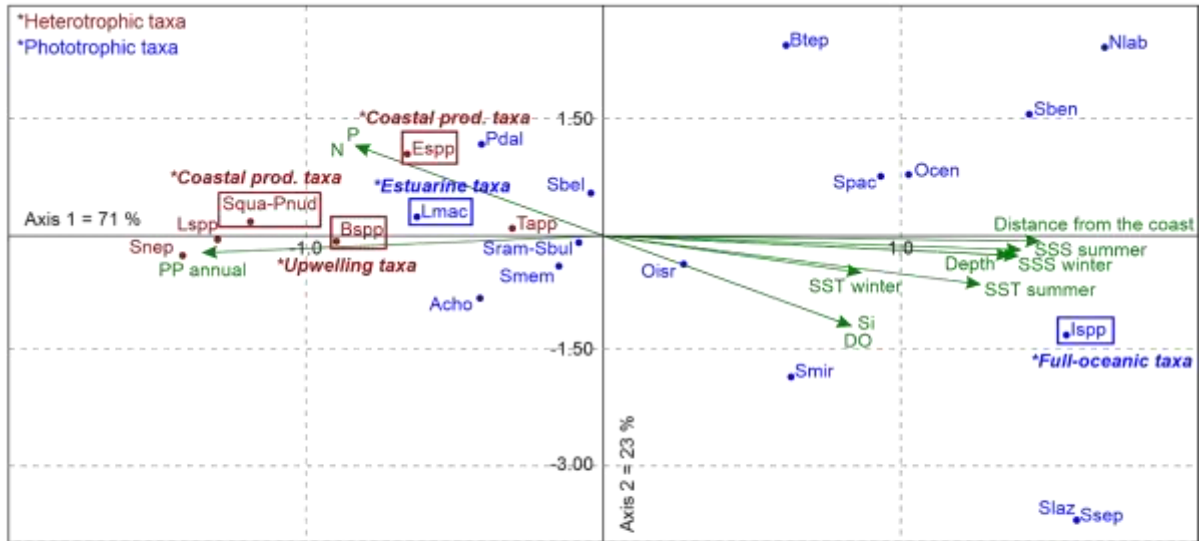
On axis 1, dissolved nutrients (nitrates or N and phosphates or P in Figure III.6a) are inversely correlated with salinities (summer and winter; Figure III.6a). This is explained by enhanced nutrient-enriched river discharges mainly driven by the Rhône freshwater plume; these variables (nutrients, salinities) explaining higher *L. machaerophorum* concentrations in the GoL. Axis 1 then reflects an inshore-offshore gradient tracing the intensity of Rhône River discharges. The inshore axis direction is also correlated with the low salinity-sensitive cysts of *P. dalei* and *Echinidinium* spp. (Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld, 2013), and strong annual productivity as highlighted by MPC and *Echinidinium* spp. higher concentrations (i.e. coastal productivity group). This is also consistent with the modern estimation of terrigenous input in the GoL contributing to half of the present-day productivity (Coste, 1974; Morel et al., 1990, Diaz et al., 2000; Galeron et al., 2014). Furthermore, seasonal upwelling cells also contribute to the productivity in the GoL (Millot, 1979; Millot and Wald, 1981, Johns et al., 1992; Estournel et al., 2003; Campbell et al., 2013). Indeed, coastal upwellings occur in coastal areas bordering the Rhône River mouth due to the wind effect (i.e. Mistral) and the coast configuration between spring and summer (Millot, 1979; Millot and Wald, 1981; Johns et al., 1992). These productive features are mainly highlighted by the *Brigantedinium* spp. signature associated with that of cysts of *P. nudum*, *S. quanta* and *T. applanatum*. Furthermore, the CCA plot shows the reliability of *S. belerius*, *S. ramosus*, *S. bulloideus*, *S. membranaceus* and *Achomosphaera* sp. as a coastal affiliated phototrophic group, which is consistent with a spring to summer strong stratification at the WMB scale. During this period, the thermocline develops under 10 to 20 m and splits the upper layer from the underneath layer, limiting water mixing and vertical distribution of the nutrient-enriched Rhône River input (Millot, 1999; Diaz et al., 2000).

Offshore in the GoL, we show an obvious correlation of distal-affiliated taxa such as *Impagidinium* spp. with the depth, distance to the coast, seasonal temperatures and salinities, dissolved oxygen and silicate concentrations. This unambiguous inshore-offshore opposition on the CCA regarding productive conditions underlines the decreasing influence of the Rhône freshwater plume

extension on the shelf, favoring major oceanic influence from the shelf break (cf. the two most distal studied sites: KGMO-10 and KIGC-01; Figure III.1c and III.2a). Full-oceanic taxa related to cold surface waters such as *B. tepikiense*, *N. labyrinthus*, *S. lazus* and *S. septentrionalis* correlate with the distal oligotrophic conditions of the GoL and are likely related to seasonal sea surface cooling from autumn to spring under the effect of Mistral and Tramontane winds (Millot, 1990). Moreover, phototrophic dinocyst concentrations, especially for *O. israelianum*, *S. pachydermus*, *O. centrocarpum*, *S. mirabilis* and *S. bentorii*, correlate with the full-oceanic signature carried out by *Impagidinium* spp., in agreement with the major influence of the NC circulation in the GoL (Millot, 1990).

The dispersion of freshwater from the Rhône river and the strong cooling induced by the Mistral south of the Rhône delta generate a layer of cold and less saline water. The model results indicate that the southwestward spreading of the cold water is associated with the wind-induced anticyclonic eddy. Two processes limit the cascading of this layer of cold water. The freshwater from the Rhône decreases the density of the surface layer and inhibits the cascading. The western part of the shelf is probably more favorable to cascading than the eastern part since it is farther from the freshwater sources. The second process is linked to the upwelling of slope water near the bottom. It is possible that the calm periods following the wind gust favor spreading of the dense water due to the upwelling relaxation.

a) CCA on dinocyst taxa - Gulf of Lion sites (n=6)



b) CCA on dinocyst taxa - Algerian margin sites (n=17)

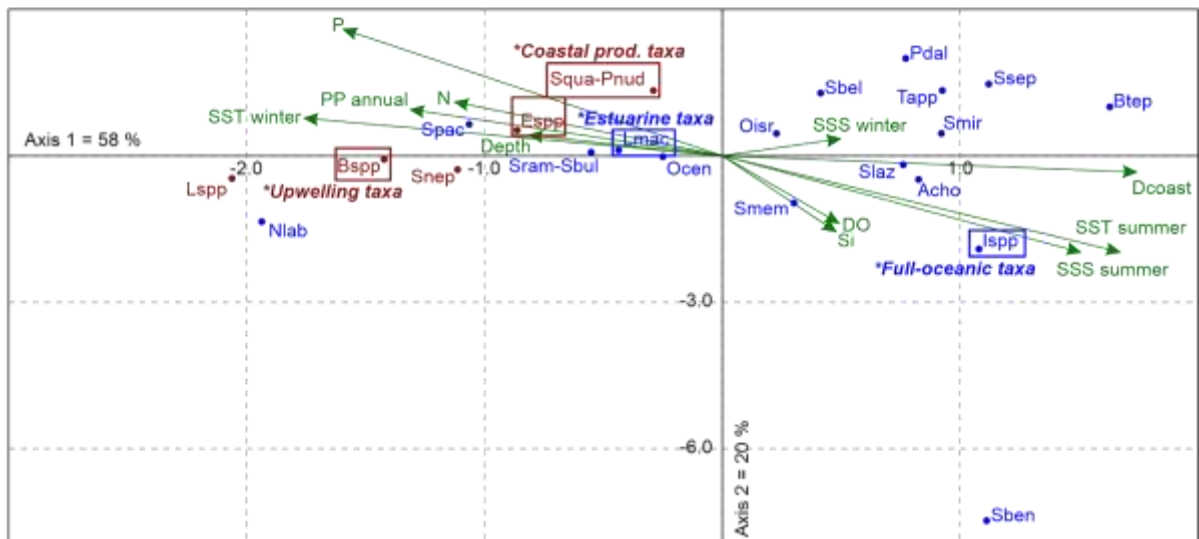


Figure III.6 : a) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on dinocyst absolute concentrations (cysts/cm³) for the Gulf of Lion study samples (n=6 sites) in function of environmental parameters. b) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on dinocyst absolute concentrations (cysts/cm³) for the Algerian Margin study samples (n=17 sites) in function of environmental parameters. For both CCA, 22 dinocyst taxa were selected. Dinocyst taxa code denomination is the same as used in Figure III.4. Dinocyst taxa are abbreviated according to the codification noted in the dinocyst diagram taxa headers (Figure III.2a). "Dcoast" represents the "distance to the coast" parameter; "SSS winter" and "SSS summer" are for winter and summer Sea Surface Salinity, "SST winter" and "SST summer" are for winter and summer Sea Surface Temperature, PP annual represents the annual primary productivity (in gC m² year⁻¹), DO represents Dissolved Oxygen (ml/l), N represents nitrates concentration (μmol/l), P represents phosphates concentration (μmol/l) and Si represents silicates concentration (μmol/l). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.4.2.2. The Algerian Margin

A CCA statistical analysis was conducted on the AM dinocyst database (n=17 sites) including here 22 taxa (expressed in absolute concentrations) cross-referenced with 11 environmental parameters (Figure III.6b). The two axes of the CCA plot explain 78% of the total variance (i.e. 58% and 20% for axis 1 and axis 2, respectively) and allows addressing main environmental gradients driving dinocyst distribution in the AM.

As already observed in the GoL, productive conditions are depicted by nutrient concentration axis (P and N on Figure III.6b) in the same direction as annual productivity. These variables correlate with winter temperature and depth. The CCA sector corresponding to productive conditions can be splitted in two groups of taxa. The first group includes *L. machaerophorum* and *Echinidinium* spp. (with *S. ramosus*, *S. bulloideus*, *S. quanta*, cysts of *P. nudum*, *S. pachydermus*, *S. nephroides*) representative of proximity to the coast, that may sign for the occasional coastal river discharges on the AM. The second group is composed of *Brigantedinium* spp. (with *N. labyrinthus* and *Lejeunecysta* spp.) representative of more distal signature, that may sign for isopycnal and diapycnal-derived productivity conditions (Raimbault et al., 1993). Indeed, on the AM, seasonal coastal upwellings currently occur during spring to autumn under the influence of turning winds (Bakun and Agostini, 2001) superimposed on AC eddies (Millot, 1985; Arnone and La Violette, 1986; Millot et al., 1990). Cyclonic eddies of the AC occur offshore and generate surface layer nutrient enrichment via strong water mixing (Morán et al., 2001), which is in agreement with the *Brigantedinium* spp. (i.e. upwelling signal) strong occurrences in the AM. The upwelling cells carry nutrient-enriched waters from the nutricline to the photic zone and therefore induce a significant spring to autumn cooling of surface waters. It is also in agreement with the correlation between *Brigantedinium* spp. and the cold-water taxon *N. labyrinthus*, as well as with the obvious anti-correlation with the summer temperature axis (Figure III.6b). This strengthens the idea of a major control of the intensity of vertical fluxes on the AM productivity magnitude during spring to autumn (Raimbault et al., 1993). Keeping in mind the seasonal pattern of river discharges (“oueds”) on the AM, far from that of the Rhône in the GoL, the “annual productivity-depth” correlation suggests two distinct mechanisms: i) coastal productivity in proximal areas subjected to seasonal river runoff and discharges and ii) upwelling productivity offshore with the frontal zone between MAW and Surface Mediterranean Waters (SMW).

Interestingly, the winter salinity axis may be related to full-oceanic MAW influence in the WMB. This axis is correlated with higher concentrations of *S. mirabilis* that we relate to low to moderate water column vertical mixing, contrary to the strong vertical mixing associated to *Brigantedinium* spp. Indeed, the association of *S. mirabilis* with *T. applanatum*, another upwelling-sensitive taxon (Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld, 2013), supports the MAW tracing (cf. Figure III.5e). Atlantic water influence in the WMB (i.e. MAW), is also supported by *S. septentrionalis*, *B. tepikiense*

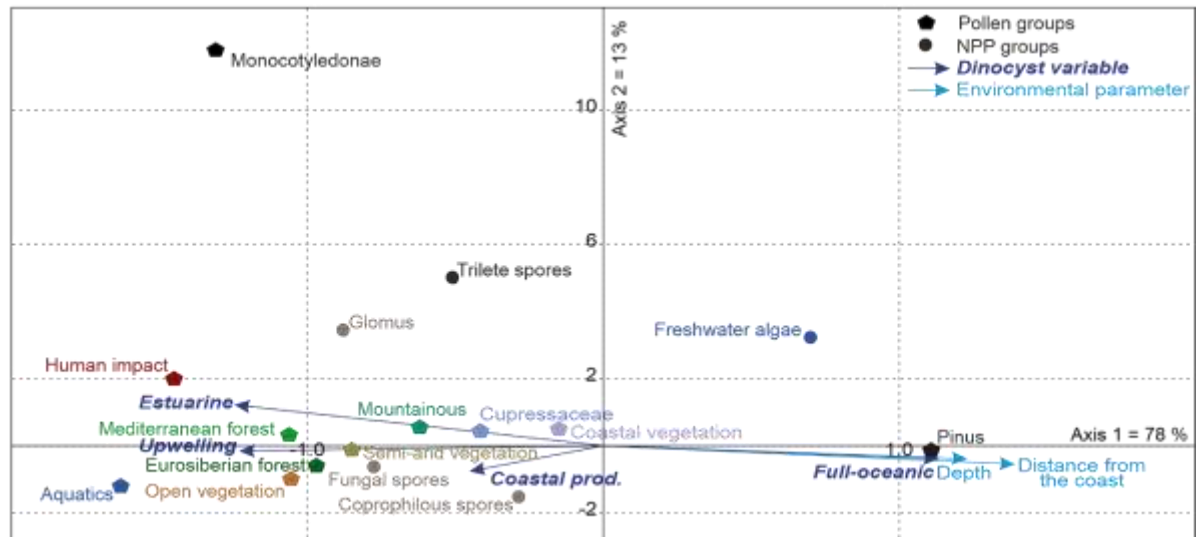
and *S. lazus* North Atlantic taxa, all being correlated with higher distances to the coast. In the AM, *O. israelianum* and *S. beherius* are in an intermediary position between strong coastal river-discharge (i.e. *L. machaerophorum* and *Echinidium* spp.) and MAW influences (i.e. *S. mirabilis* and *B. tepikiense*).

There is also a strong correlation between the distance to the coast axis and both summer SST and SSS, suggesting that distal conditions are linked to the SMW. This is in agreement with the higher concentrations of the full-oceanic thermophilous taxa *Impagidinium* spp. (Marret and Zonneveld, 2003; Marret and Zonneveld, 2013). CCA for the AM shows a correlation between the distance from the coast variable (as well as dissolved oxygen and silicate axes) and higher concentrations of *S. membranaceus* and *Achomosphaera* sp. As previously described for the spring to summer season in the GoL, we may relate these species to stratified surface conditions.

III.4.3 From land to sea: crossing land and marine information

In order to link continental and oceanic information provided by marine (Figure III.2a) and continental (Figure III.2b) palynomorphs in both studied areas, a CCA statistical analysis has been performed on concentrations of main pollen (n=11) and NPP (n=5) ecological groups (Figure III.2b). Concentrations of main dinocyst ecological groups (i.e. “estuarine taxa” refer to *L. machaerophorum*, “full-oceanic taxa” refer to *Impagidinium* spp., “upwelling taxa” refer to *Brigantedinium* spp., and “coastal productivity taxa” refer to grouped *Echinidium* spp., *S. quanta* and cysts of *P. nudum*; cf. Figure III.4b and III.6) as well as geographical information of studied sites (i.e. “Distance from the coast” and “Depth”) represent 6 explanatory variables (Figure III.7).

a) CCA on Pollen and NPP groups - Gulf of Lion (n=6)



b) CCA on Pollen and NPP groups - Algerian margin (n=17)

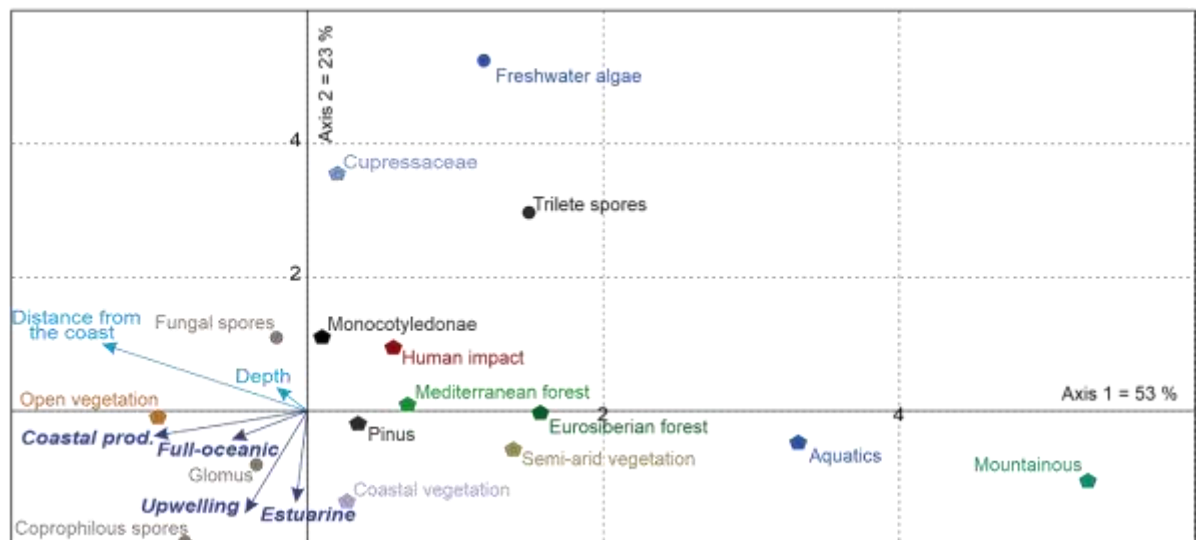


Figure III.7 : Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on pollen and continental non-pollen palynomorph (NPP) absolute concentrations (cysts/cm³) for the Gulf of Lion study samples (n=6 sites). b) Canonical Correspondance Analysis (CCA) based on pollen and continental non-pollen palynomorph (NPP) absolute concentrations (cysts/cm³) for the Algerian Margin study samples (n=13 sites). For both CCA variables consist in selected dinocyst and environmental parameters. Pollen and NPP groups are constituted according to the palynological diagram pollen taxa headers (Figure III.2b). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.4.3.1. Hydrological control on pollen assemblages in the Gulf of Lion

On the CCA statistical analysis conducted on the GoL (n=6 sites; Figure III.7a), the two axes explain 91% of the total variance (i.e. 78% and 13% for axis 1 and axis 2, respectively) and allows addressing main environmental gradients driving continental palynomorphs in the GoL.

The pollen and NPP groups show a dipole configuration in the CCA analysis (Figure III.7a) opposing depth, distance to the coast, and distal axes from coastal and estuarine axes. Pollen and

continental NPP higher concentrations are mainly explained by the coastal proximity. *Pinus* is more and more represented far from the coast and from the Rhône influence, consistently with previous studies (e.g. Beaudoin et al., 2007). Moreover, freshwater algae concentrations, directly linked to river input, unexpectedly correlate with distal environments. Their extremely low concentrations are not significant for a robust statistical interpretation (cf. Figure III.2b).

Apart from these two groups, all the other taxa illustrate the regional vegetation of GoL with a strong representation of the Mediterranean taxa advected from the coastal watersheds and nearby areas. This is consistent with previous modern palynological assemblages analyzed in the area (Beaudoin et al., 2007). Pollen grains are mainly transported by rivers to the GoL shelf sediments and their distribution upon the shelf has been shown to be non-affected by an eventual sorting by the current circulations except for *Pinus* (Beaudoin et al., 2007). As previously discussed, coastal productivity is highly related to the river runoff in the WMB, which is consistent with the regional continental signal advected by the river runoff to the marine compartment.

Coastal vegetation, Cupressaceae, semi-arid vegetation, mountainous, Mediterranean forest, Eurosiberian forest, Monocotyledonae (majorly representing open and hydrophytous vegetation), aquatics, open vegetation, human-related pollen grains and trilete spore concentrations are higher in the estuarine conditions, which is consistent with the diversity of environments drained into the diverse regional catchment basins of the GoL. In addition, *Abies* and *Picea* mountainous pollen taxa are exclusively transported by river discharges into the GoL marine sediments (Beaudoin et al., 2007). Rhône watershed covers large mountainous areas from the Alps, where *Picea* is only found, to the Pyrenean and southern France adjacent (e.g. Montagne Noire, Cévennes, Corbières) Mountains where *Abies* is found. Chenopodiaceae largely exhibit the coastal xerophytous taxa, strongly occurring in the Rhône delta and along the Languedoc and Roussillon coasts (cf. Figure III.1b).

Finally, among NPPs, commonly identified in continental palynological analyses (Shumilovskikh et al., 2021), *Glomus* spores are mycorrhizal underground fungi spores that colonize higher terrestrial and aquatic plant roots (Jansonius and Kalgutkar, 2000; Schwarzott et al., 2001; Kohout et al., 2012), especially in lacustrine and fluvial environments (floodplains for instance; e.g. van Geel et al., 1989; Bos et al., 2005; de Marins et al., 2009; Mieke et al., 2009; Gauthier et al., 2010; Shumilovskikh et al., 2016b; de Marins et al., 2017). *Glomus* can also be found on the coastline, especially in coastal dunes (Blaszowski and Czerniwska, 2011, Johansen et al., 2015; Stürmer et al., 2018) or tidal saltmarshes (Brown and Bledsoe, 1996). In continental context, this taxon is commonly interpreted as a tracer of erosional processes, depending on the type of substrate (Kolaczek et al., 2013), as supported by sedimentological and palynological signals (e.g. Anderson et al., 2011; Loughlin et al., 2018; Montoya et al., 2018). *Glomus* higher occurrences in marine sediments may suggest stronger continental erosion, considering the extremely large erosional sources of the Rhône River (Aloïsi et al.,

1979), and its catchment basin extent as well as other riverine or fluvial systems, and the large tidal influence on the Rhône delta. However, *Glomus* can also constitute mycelial networks in deep-sea sediments (Damare and Raghukumar, 2008). Considering the large variety of ecological niches of *Glomus*, its signal must be interpreted with caution in marine sediments to confirm its potential use as an erosion tracer of riverbanks, especially under the Rhône influence (Figure III.3b).

Other NPPs such as fungal spores, and especially continental coprophilous fungi spores (e.g. Shumilovskikh et al., 2021), could suggest inshore environment sensibility through their major runoff transport. Coprophilous spores can be interpreted as potential breeding or pastoralism indicators if supported with archaeological or palynological clues of human occupation in continental context (e.g. Cugny et al., 2010; Montoya et al., 2018; Shumilovskikh et al., 2021). Coprophilous fungal spores, when identified as continental species, could then be associated to herbivorous feces presence in the catchment basins. Nevertheless, correlations between the human-related pollen taxa (i.e. agricultural activities on watershed) and coprophilous spores is not detected in our results. Considering the strong diversity of marine fungal species, including coprophilous taxa in marine environments (Jones and Calabon, 1968; Richards et al., 2012; Jones et al., 2015; Jones et al., 2019), and their occurrences even in deep sea environments (e.g. Raghukumar et al., 1992; Damare et al., 2006; Damare and Raghukumar, 2008), further studies are needed to interpret these potential signals in marine sediments.

III.4.3.2. Hydrological control on pollen assemblages along the Algerian Margin

On the CCA statistical analysis conducted on the AM (n=17 sites; Figure III.7b), the two axes explain 76% of the total variance (i.e. 53% and 23% for axis 1 and axis 2, respectively) and allows addressing main environmental gradients driving continental palynomorphs in the AM.

On the AM, depth, distance to the coast, distal, upwelling and coastal productivity axes show similar pattern (Figure III.7b), due to the small extension of the continental shelf and to the overrepresentation of analysed offshore sites (Figure III.1c). Vegetation and NPP groups ordinate following a geographical gradient according to the west-east vegetation pattern in Algeria (Figure III.3b). Dinocysts illustrate the gradual decreasing productivity trend from western to eastern parts of the AM (Figure III.3a), which is consistent with the vegetation ordination following the same west to east pattern through the pollen-derived humidity pattern. Indeed, tree abundances are higher in the western part of the AM where productivity is weaker. This appears consistent with the ordination of all pollen groups such as open vegetation, Monocotyledonae, coastal vegetation, Pinus, human-related pollen taxa, Mediterranean forest, Eurosiberian forest, aquatics and mountainous taxa reflecting a humidity gradient (Figure III.7b). It is worth noting that Pinus shows weaker concentrations on the AM regarding GoL sites. We suggest a weaker wind-driven influx of pollen grains on the AM area (Figure

III.3b). We propose a favoured runoff of continental surfaces facilitating the pollen transport (Figure III.2 and III.3b). Except *Pinus*, the majority of pollen grains advected to the AM are transported by river flows (including flash flood events).

Tree occurrences are lower on the AM catchment compared with the GoL one, and conversely for the open vegetation due to the semi-arid climatic context. In Algeria, the degraded forest cover (Thornes et al., 1995) favors soil instability and erosional processes (Bouguerra et al., 2016). Flash flood events from autumn to spring (Arabi and Roose, 1989) contribute to the major sedimentary input to the AM, representing until 90% of the sedimentary input in the most erosion-sensitive areas (Benselama et al., 2021). Dissolved nutrients coming from erosional features (i.e. nitrates and phosphates) are carried out by river flows. Strong occurrences of tree scattering or open vegetation appear then as a runoff signature.

Regarding NPPs, fungal spore occurrences could be related to runoff or erosional features favoured by open vegetation (Figure III.6a). However, runoff interpretations based on fungal spores determination must only rely on continental taxa. However, as previously discussed, the large marine fungal diversity here may mitigate this direct interpretation. Nevertheless, high concentrations of the taxon *Glomus* in the AM (mean concentration of 540 spores/cm³) compared to the GoL (mean concentration of 175 spores/cm³) is in agreement with the weaker forest extension in the AM, allowing the enhancement of runoff and particle mobilisation. Also, it has been shown in continental studies that *Glomus* colonizes higher plant roots in arid to sub-arid contexts (e.g. Lamont et al., 1982; Stutz et al., 2000; Xin et al., 2001; Pande and Tarafdar, 2004; Anderson et al., 2011; Harikumar et al., 2015). Considering *Glomus* ecology, and its ability to be mobilised by flash floods and as commonly interpreted in continental studies (e.g. Anderson et al., 2011; Montoya et al., 2018), we suggest that this bio-indicator may be used as a tracer of riverbank erosional processes, then recorded on the AM. Nevertheless, marine occurrences of these fungi spores, notably in deep-sea sediments (Damare and Raghukumar, 2008), require to cross this signal with other sedimentological or palynological proxies in order to unambiguously connect it with erosional processes.

The open vegetation pollen group is largely represented by Cichorioideae, Chenopodiaceae and Poaceae mainly typical of the open and/or coastal vegetation with their xerophytous characters and their availability to be transported to the sea. Moreover, Cichorioideae are typical of the open landscapes and pastures, especially in the WMB (Florenzano et al., 2012; Florenzano et al., 2015) in which they are commonly overrepresented and associated with a strong aridity (Jaouadi et al., 2010). The overrepresentation of xerophytous taxa in the AM (Figure III.2b) is coherent with the weaker precipitation regime in Algeria regarding the coastal GoL region (Maheras, 1988; González-Hidalgo et al., 2001) and the entire Rhône catchment basin. Semi-arid vegetation and *Cupressaceae* lightly differs from the main ordination pattern due to their altitudinal representability, implying higher concentrations

around large oro-mediterranean and alti-mediterranean belt extensions. These zones are wider around the central to eastern part of the Tell Atlas due to higher altitudes.

Mountainous taxa group is here an outstanding group, which the only representative on the zone is *Cedrus*, growing in the Atlas mountainous regions between 1,300 and 2,600 m and presenting relatively high precipitation rates between 500 and 2,000 mm/year (Bentouati 2008; Cheddadi et al., 2009). *Cedrus* is only observed in samples between 3°E and 5°E along the AM, which is consistent with its ecology regarding coastal watersheds constituted by the highest part of the Tell Atlas and offering development areas for *Cedrus*. *Abies* and *Picea* are not represented in the AM contrary to the GoL due to exceeding temperatures and insufficient altitudes in the Tell Atlas comparing to the Alps and Pyrenees Mountains. Our pollen groups therefore obviously illustrate the robust link between pollen grain assemblages in the marine realm and vegetation on land, consistently with studies focusing on a wider area of the WMB (Koreneva, 1971; Suc et al., 1989).

III.4.3.3. Synthesis (Figure III.8)

As expected, our study underlines marked contrasts between pollen assemblages from the GoL with those of the AM, due to northern-southern climatic gradients (i.e. precipitation and temperature, cf. Figure III.8) in the WMB. First, the latitudinal disparity between the two studied zones involves different atmospherical forcing such as mean atmospheric temperatures (higher in the AM), precipitation rates (higher in the GoL) directly linked with major atmospherical current patterns; these gradients involving proper vegetation belt extensions around the different studied zones.

The AM spreads along a west-east gradient of increasing precipitation rates characterized by decreasing open vegetation and xerophytous pollen taxa representativeness (Figure III.1a, III.2b and III.3b). The tree cover signature is higher in the GoL compared to the AM (Figure III.3b) and is associated with an overrepresentation of the meso-mediterranean taxa instead of the thermo-mediterranean ones (illustrated by the representation of *Quercus ilex* at the expense of *Olea*). The GoL, despite showing an overrepresentation of the Eurosiberian taxa, due to the high precipitation rates, shows a strong pollen diversity due to the size of the combined regional and Rhône catchment basins. This influence is obvious through an inshore-offshore pattern of both pollen and dinocyst distributions (Figure III.2).

The AM highlights vegetation and hydrologic gradients, both linked with the Atlantic (MAW) influence decreasing from west to east. This gradient is detectable by: i) a decreasing MAW flow along the AC and then a weakening of the water density front, and ii) the increase of the moisturizing due to the sensibility of the eastern part of the AM for Atlantic stormy events. Indeed, the southern WMB is

rarely crossed by the storm tracks driving precipitation (Lionello et al., 2016) compared to the NE coasts of Algeria and Tunisia. This atmospheric configuration leads to a dryness on the western part of the AM, favoring xerophytous plants, and an enhanced moisture in the eastern part of the North African coast, favoring sclerophytous plants (Figure III.2b and III.3b). Eurosiberian forest, aquatics and mountainous taxa (as well as freshwater algae and trilete spores) represent reduced wet zones around annual water flowing rivers or seasonal lakes (aquatics) and higher altitudes (Eurosiberian and mountainous). Thus, despite gradually stronger precipitations from 3°E, river discharges and associated productivity conditions do not seem to be enhanced as much as in the eastern part of the AM. This observation suggests that MAW-derived upwelling front is the major productivity feature of the AM.

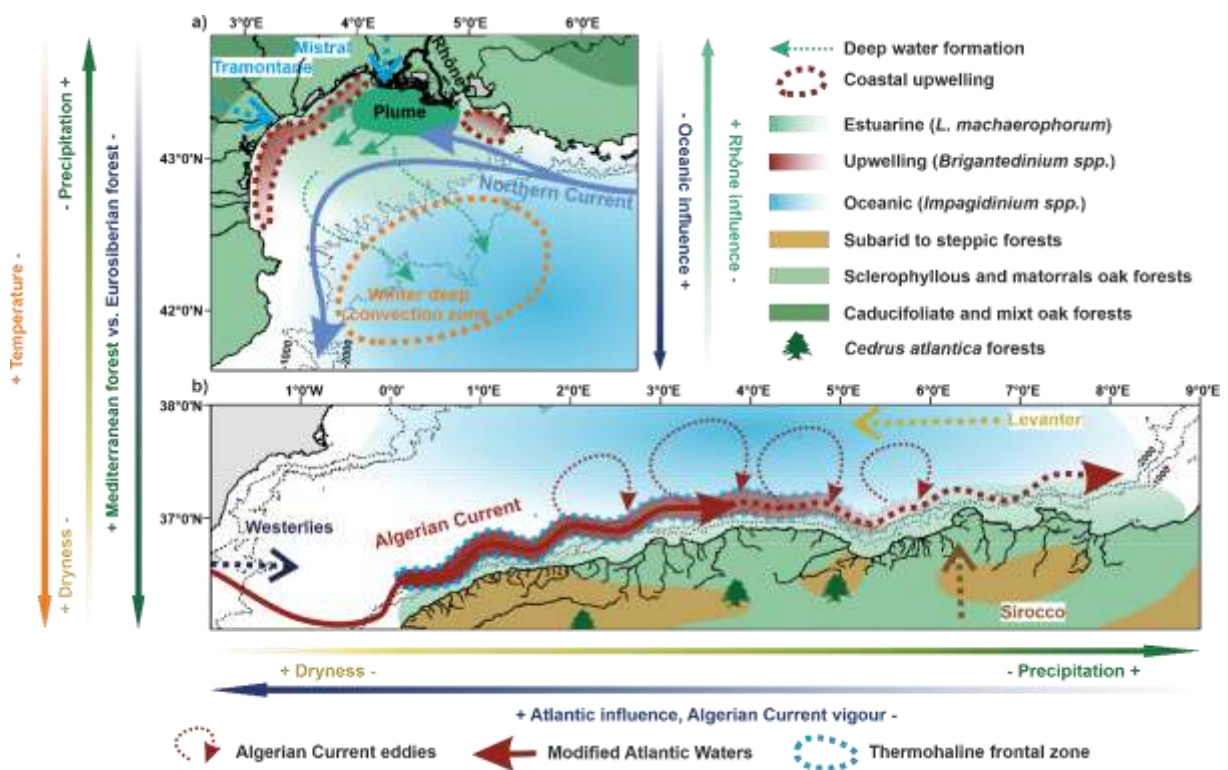


Figure III.8 : Synoptical maps of major hydrographic features, as well as sea surface and atmospheric currents in: a) the Gulf of Lion and b) the Algerian margin. For both maps, main palynological information regarding dinocysts and pollen grains analysed in this study allow discussing major gradients in palynomorph distribution related to our knowledge of oceanic features and vegetation cover in northern and southern Mediterranean watersheds. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

III.5. Conclusion

We highlight zonal disparities in marine and continental palynomorph distribution in two major productive areas of the mostly oligotrophic Western Mediterranean Basin (WMB): i) the Gulf of Lion (GoL) productive pattern, combining nutrient-enriched river discharges (i.e. mainly explained by the Rhône River influence) and seasonal coastal upwelling cells (i.e. due to the combined effect of the Mistral and Tramontane winds), and ii) the Algerian Margin (AM) productive pattern mainly supported by upwelling cells along the surface water density front (i.e. due to the insertion of the Modified Atlantic Waters-MAW along the Algerian Current-AC) and intense and sporadic seasonal river discharge and runoff on the Northern African coast. Our results document areas unexplored by the n=79 modern WMB dinocyst database, enlarging it to n=102 sites. We illustrate the strong sensibility of dinocyst assemblages to mesoscale climatic forcing, suggesting that the vigour of the MAW insertion directly impacts the AC and related dinocyst-derived productive conditions (e.g. *Brigantedinium* spp.). We also demonstrate the link between hydrological features highlighted by dinocysts and the resulting impact on continental palynomorph distribution; pollen grains in the marine realm also resulting from the climatic and geomorphological conditions of northern vs. southern WMB (i.e. strong dependence upon the extension of the vegetation belts drained on the GoL and AM watersheds). For example, the forest extension and its partition between Mediterranean (e.g. *Quercus ilex*) and Eurosiberian (e.g. deciduous *Quercus*) taxa remain controlled by precipitation regimes, stronger in the GoL than on the AM. We furthermore discuss non-pollen palynomorphs, and especially the fungal *Glomus* type, for which higher occurrences in marine sediments could constitute an erosive-sensitive terrestrial bio-indicator, if supported by other palynological or sedimentological proxies.

III.6. Acknowledgments

This work was part of a PhD thesis (V.C.) financed by the Région Bretagne and UBO (Univ Brest). This work was supported by the French national programme (CNRS) LEFE-EC2CO (“DATAPOL”) and by the ISblue project, Interdisciplinary graduate school for the blue planet (ANR-17-EURE-0015), co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir". Thanks to the scientific teams of the different cruises: GMO1 (Pierre Cochonat, Bernard Dennielou), GMO2-CARNAC (Nabil Sultant, Michel Voisset), BEACHMED (Catherine Satra Le Bris) and RHOSOS (Serge Berné, Bernard Dennielou). We also thank the Ifremer for access to the sedimentology laboratory and Marion Genet for the sample sharing. We acknowledge the ANR BRAISE project, grant ANR-19-CE01-0001-01, for the funding of the 210Pbxs measurements of the Gulf of Lion sediments. We thank Yannick Miras for the help in Non-Pollen Palynomorph determination and discussion about their ecological signature.

Transition entre les chapitres III et IV

Le Chapitre III a permis de décrire et discuter les assemblages-types dinokystes et pollen, caractéristiques des secteurs d'étude de cette thèse : le Golfe du Lion et la marge algérienne. Cette étude moderne préliminaire constitue un prérequis indispensable à l'étude Holocène des 2 sous-bassins ouest méditerranéens. Dans le cadre du Chapitre IV, une séquence sédimentaire argilo-silteuse prélevée sur la marge algérienne (carotte MD04-2801) est présentée et discutée pour la première fois à partir de l'étude de ca. 10 m de sédiments, analysés avec une résolution moyenne de 150 ans, permettant de décrire de manière inédite les dynamiques de végétation et les dynamiques paléohydrologiques de surface sur les derniers 14 000 ans BP.

Les eaux de surface de l'Océan Atlantique qui pénètrent en Méditerranée occidentale forment le courant algérien (CA), qui s'écoule le long de la côte nord-africaine dans une succession de tourbillons générant un brassage vertical des masses d'eau. Ainsi, les conditions paléoenvironnementales enregistrées dans les sédiments le long de la marge algérienne impliquent de comprendre les interactions complexes atmosphère-hydrosphère-biosphère, mais également l'impact croissant des activités anthropiques sur les bassins versants adjacents au cours de l'Holocène.

L'approche multi-proxies (i.e. palynologique, sédimentologique, biogéochimique) déployée sur cette carotte a été entièrement menée dans le cadre de cette thèse afin d'étudier les transferts terre-mer et l'évolution des conditions paléohydrologiques et des régimes de productivité de surface, tout en présentant des quantifications inédites réalisées à partir des assemblages dinokystes et des assemblages polliniques.

Chapitre IV :

**Land-sea linkages on the Algerian Margin over the last 14
kyrs BP: climate variability at orbital and multi-centennial
timescales**

“Quaternary Science Research”, Prêt à la soumission

Vincent Coussin, Aurélie Penaud, Nathalie Combourieu-Nebout, Odile Peyron, Marie-Alexandrine Sicre, Nadine Tisnérat-Laborde, Nathalie Babonneau, Antonio Cattaneo

Plan du chapitre

Chapitre IV : Land-sea linkages on the Algerian Margin over the last 14 kyrs BP: climate variability at orbital and multi-centennial timescales	175
Abstract	177
Introduction	178
IV.1. Environmental context	180
IV.1.1 Geographical and geomorphological information	180
IV.1.2 Landscape	182
IV.1.3 Hydrological context	182
IV.2. Methodology	184
IV.2.1 Sedimentological context	184
IV.2.2 Sediment and stable isotope analyses	185
IV.2.3 Palynological analyses	186
IV.2.4 Biomarker analyses	188
IV.3. Results	190
IV.3.1 Age model of core MD04-2801	190
IV.3.2 Sedimentological analyses	193
IV.3.3 Stable isotopes	196
IV.3.4 Palynological analyses	197
IV.3.5 Palynological quantifications	204
IV.3.6 Molecular biomarkers	204
IV.4. Discussion	205
IV.4.1 Palynomorph preservation and the ambiguous signature of <i>Brigantedinium</i> spp.	205
IV.4.2 From the Bölling-Alleröd to the Younger Dryas	208
IV.4.3 The Holocene	212
IV.4.4 West to East Mediterranean Basin transect	217
IV.5. Conclusion	222
IV.6. Acknowledgements	222

Abstract

Environmental conditions along the Algerian margin (AM) involve complex atmosphere-hydrosphere-biosphere interactions with superimposed anthropogenic activities on adjacent watersheds across the Holocene. Surface waters of the Atlantic Ocean entering the western Mediterranean Sea become the Algerian Current (AC), which flows along the North African coast in a succession of eddies. Along the AM, upwelled waters are another recurring hydrological feature. In this area, Holocene vegetation and paleohydrological dynamics have not yet been described. The marine core MD04-2801 (2,067 m water depth) has been analysed to assess environmental and climatic conditions over the last 14 kyrs BP at a secular-scale resolution to fill this gap. A multi-proxy approach including terrestrial (pollen grains and continental non-pollen palynomorphs such as *Glomus* spores and freshwater microalgae) and marine (dinoflagellate cysts or dinocysts) palynological data as well as sedimentological data (grain-size analysis and clay mineral assemblages) and molecular biomarkers (alkenones and n-alkanes) have been used to investigate the links between past sea surface hydrological conditions, characterized by the over-representation of heterotrophic dinocyst taxa (especially *Brigantedinium* spp.), and regional environmental changes on nearby watersheds, with also quantifications of hydrological and climate estimates through the Modern Analogue Technique applied to dinocyst and pollen assemblages. Our data evidence strong links between continental dryness or moisture and surface hydrological conditions. High productive conditions are recorded during the cold-arid climate conditions of the Younger Dryas (12.7 to 11.7 ka BP). Increasing fluvial discharges are recorded during the Early-Middle Holocene (11.7 to 8.2 and 8.2 to 4.2 ka BP), with the concomitant colonization of coastlands by the Mediterranean forest, and oligotrophic conditions in the AM, while the aridification is recorded during the Late Holocene, with especially a megadrought centered on the 4.2 ka BP event between 4.3 and 3.9 ka BP. Finally, the comparison between our results and other paleoenvironmental records from the Gulf of Cadiz to the Siculo-Tunisian strait underlines west to east climatic gradients at orbital and infra-orbital timescales, with especially cold-dry events centred at 9, 8.1, 7.3 and 6.5 ka BP. A west to east climate dipole (analogy with the North Atlantic Oscillation model) is discussed for explaining antagonist results from the Alboran Sea to Tunisia. Finally, over the last 3 kyrs BP, we highlight the settlement of modern productive conditions due to both vertical mixing in the AM (wind-driven eddies of the AC) and nutrient-enriched fluvial discharges intensified by anthropic-driven land-use.

Introduction

The Mediterranean region, characterized by hot and dry summers and mild humid winters, is among the most sensitive region in the world to climate change due to a position between subtropical and North Atlantic climate influences (Lionello et al., 2006). Mediterranean environments have shown rapid paleoenvironmental responses to climate change during the last climatic cycle (e.g. Cacho et al., 1999, 2001 ; Combourieu-Nebout et al., 1999, 2002 ; Allen et al., 2002 ; Sánchez-Goñi et al., 2002 ; Beaudouin et al., 2007 ; Bout-Roumazielles et al., 2007 ; Fletcher and Sánchez-Goñi, 2008 ; Kotthoff et al., 2008 ; Jalali et al., 2016, Di Rita et al., 2018 ; Azuara et al., 2020). The current global warming and the observed high sensitivity of this region at different timescales question future environmental trajectories in the Mediterranean Basin that may strongly impact human populations, in particular due to subtropical aridification (IPCC report, 2019).

In this context, the Algerian Margin (AM) appears ideal to investigate both terrestrial (i.e. landscape changes) and marine (i.e. hydrological changes) ecosystems, themselves inherited from climate change and land use practices over the Holocene. The AM, and mostly its western part, is a highly productive area contrasting with the predominantly oligotrophic waters of the western Mediterranean Basin (Sournia, 1973; Lohrenz et al., 1988). Today, processes involving hydrological and climatic patterns lead to a complex distribution of planktonic organisms in this area (Raimbault et al., 1993; Coussin et al., submitted). More specifically, nutrient-enriched surface waters are associated with strong riverine inputs to coastal waters during flash-flood episodes and with upwelling cells in the AM (Raimbault et al., 1993). A better understanding of the Holocene climate, landscape and hydrological patterns can be obtained from integrative approach based on both continental and marine proxies. Numerous studies have discussed climate responses of Mediterranean environments (e.g. Cacho et al., 2001; Frigola et al., 2007; Rohling et al., 1998, 2002; Fletcher et al., 2013; Chabaud et al., 2014; Di Rita et al., 2018; Sicre et al., 2016; Jalali et al., 2016; Azuara et al., 2020) to the short-term Holocene climate variability (e.g. Bond et al., 1997, 2001; Mayewski et al., 2004; Sicre et al., 2021). However, the northern African margin, between the Alboran Sea (e.g. Combourieu-Nebout et al., 1999, 2009; Fletcher et al., 2013) and the Siculo-Tunisian Strait (e.g. Rouis-Zargouni et al., 2010, 2012; Desprat et al., 2013; Di Rita et al., 2018), has not been studied so far with Holocene paleoenvironmental data.

Here, we present new results based on the analysis of the AM core MD04-2801 (36°30.99'N; 0°30.03'E), using a multi-proxy marine and continental record over the last 14 kyrs BP, with a focus on the Holocene interval. Several objectives have guided us for this land-sea approach, taking advantage of a detailed sedimentological study (including X-ray fluorescence-XRF and grain-size analyses, clay mineral identification and conventional stable isotopes of O and C), associated to a centennial-scale resolution of palynological data (pollen grains, dinoflagellate cysts-dinocysts and other non-pollen palynomorphs-NPP), and molecular biomarkers (alkenones and n-alkanes). Our objectives are: i) to

characterize productive conditions through dinocyst assemblages and the link with atmospheric and hydrological Atlantic influences, ii) to explore the link between dryness vs. moisture conditions on land, and their connection with river discharges, iii) to test, using a multi-proxy approach, the NPP fingerprint in marine sediments and their link with erosion and river runoff on watersheds, iv) to evaluate the first pollen- and dinocyst-based quantifications of climate and hydrological parameters, respectively, in the region. Finally, our study will contribute to document and improve knowledge on west to east climate and environmental gradients from the Gulf of Cadiz in the Atlantic side to the Siculo-Tunisian Strait marking the limit between western and eastern Mediterranean Basins.

IV.1. Environmental context

IV.1.1 Geographical and geomorphological information

Marine core MD04-2801 (Figure IV.1) has been retrieved on the Algerian Margin (AM) at 24 km from the coast, on the eastern side of the Kramis deep sea fan (Babonneau et al., 2012; Figure IV.1). From a geomorphological point of view, the Algerian coast is limited to the south by the Dahra Mountains (Cretaceous schist clay substratum) that reach an altitude of 1,550 m, and is directly bordered by the Tellian Atlas chain. The study site is surrounded by Tortonian (blue marls and sandstones), Messinian (gypsum, gypsy marls, diatomites and diatomitic marls), Pliocene (marine blue marls, sandstones and limestones), and Quaternary (calcareous sandstones, sands and alluvial deposits) geological formations on land (e.g. Perrodon, 1957; Meghraoui et al., 1996; Belkebir et al., 2008; Osman et al., 2021). The proximity of the AM to the high reliefs involves small coastal watersheds and thus small and fluctuating River flows (i.e. oueds). The oued Cheliff, whose mouth is located at around 60 km to the west of the study site (Figure IV.1), is the largest oued of the region and is characterized by an average weak flow of $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, varying from $1.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ during the driest episodes to $1,500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ during flash flood events (Gautier et al., 1998). Also, the source of the oued Kramis (Figure IV.1) is situated in the Saharian Atlas and flows to the sea through the Dahra mountains, then distally feeding the Kramis deep sea fan (Babonneau et al., 2012).

Two major climatic features characterize the study area: i) mild conditions due to the stronger influence of the mid-latitude atmospheric circulation of the northern North Atlantic (i.e. westerlies), especially during winter, and ii) dry conditions (about 3 to 5 months per year) due to the strengthened Azores High, especially during summer (e.g. Walter et al., 1975; Quézel and Médail, 2003). The meteorological station of Mostaganem (nearby the Cheliff mouth) reports an average temperature of 18.7°C (minimum of 5°C and maximum of 25°C ; on the 1981-2010 period). Seasonal flash floods of nearby oueds mainly occur during the “humid” season (fall to spring), then representing the largest part of the yearly precipitation (i.e. average amount of 383 mm/yr, minimum of 1 mm/month and maximum of 71 mm/month; on the 1981-2010 period, Mostaganem station). Flash floods are responsible for huge amounts of terrigenous sediments (i.e. organic and inorganic particles and nutrients) to the sea due to their high erosive potential (e.g. Pouquet, 1967; Guizien et al., 2007; Tzoraki and Nikolaidis, 2007).

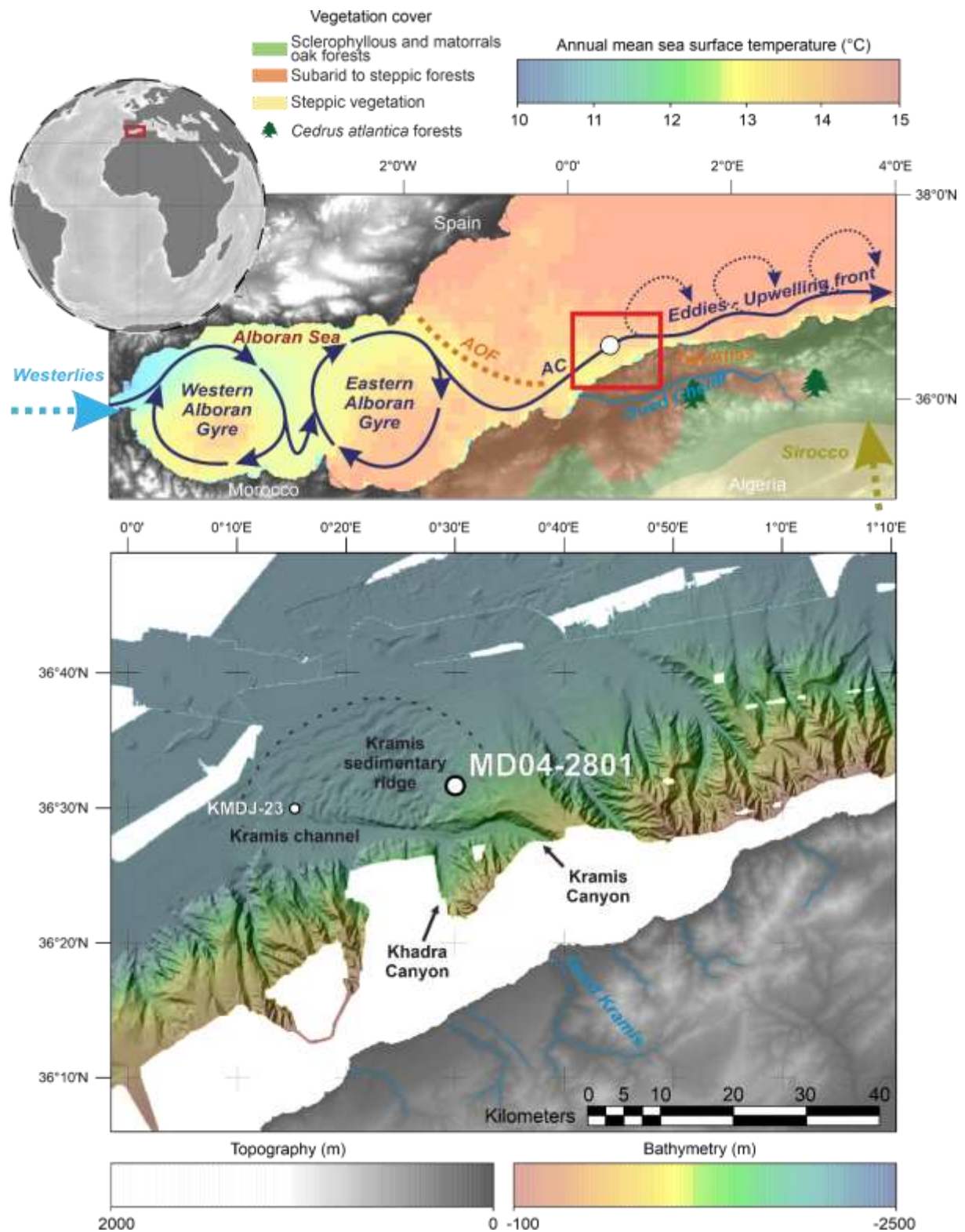


Figure IV.1 : Maps presenting studied part of the Western Mediterranean Basin (WMB) situation on the globe (red square on global scale map), sea surface temperature, as well as major sea surface and atmospheric currents (a simplified vegetation model is figured out according to Tassin (2012)). The local scale map (red square on regional scale map) figures topography and hydrographic network, high resolution bathymetric data from the Algerian margin (Babonneau et al., 2012), morphologic entities of the Kramis deep see fan and situation of the study core and selected corresponding modern sediments (Coussin et al., in prep.).

IV.1.2 Landscape

Mediterranean landscapes, shaping our study area, are characterized by a typical altitudinal belt organization (Ozenda, 1975; Quezel, 1978; Barbero et al., 1981; Polunin and Walters, 1985; Quezel and Medail, 2003), usually splitted into three major subdivisions. The thermo-Mediterranean belt covers lowlands and areas near the coast until 1,000 m and is composed from *Olea*, *Pistacia*, sclerophyllous shrublands and xerophytous taxa, associated with steppe and semi-desert representative taxa (e.g. *Artemisia*, Chenopodiaceae, *Ephedra*). From 1,000 to 1,500 m, the meso-Mediterranean belt is composed of the sclerophyllous oak forest (e.g. *Quercus ilex*, *Quercus suber*, *Buxus* and *Myrtus*) associated to the humid-temperate oak forest (dominated by deciduous *Quercus* and Ericaceae, in association with *Juniperus* and *Cupressus*). In higher altitudes, from 1,500 to 2,300 m, the supra-Mediterranean belt is characterized by a specific coniferous forest (i.e. North African species of *Pinus*, *Abies* and *Cedrus*). The oro-Mediterranean belt extends up to 2,800 m in the high Atlas with a strong representation of *Juniperus* (open forest taxon or arborescent matorrals). Finally, the alti-Mediterranean belt (i.e. mountainous regions) is composed of scattered Chamaephytae taxa (e.g. *Erica*, *Romarinus* and other Lamiaceae, *Ilex* or *Artemisia*) and represents the highest vegetation belt in the area. It corresponds to the grassland belt of European mountainous.

IV.1.3 Hydrological context

The Mediterranean Sea, a semi-enclosed basin, presents a global excess of evaporation over freshwater input, thus resulting in a deficient water balance (Béthoux, 1979, 1984; Bryden and Kinder, 1991; Béthoux and Gentili, 1994; Gilman and Garrett, 1994). The western Mediterranean Sea is strongly influenced by the entrance of Modified Atlantic Waters (MAW) through the Gibraltar strait, which flows along the Spanish coast and initiates the formation of two anticyclonic gyres (i.e. the Western Alboran Gyre-WAG and the Eastern Alboran Gyre-EAG; Figure IV.1). The Almeria-Oran front (35 km wide; 200 m deep; Figure IV.1) position and intensity depends on the degree of development of the EAG (Tintoré et al., 1988; Rohling et al, 1995, 2009; Viúdez and Tintoré, 1995). The MAW follow the Almeria-Oran front which marks a deflection along the AM, then forming the Algerian Current (AC, Figure IV.1; Millot, 1987; Millot, 1999, Millot and Taupier-Letage, 2005). The AC undulates eastward at 30-40 km from the coast until 3°E (Millot, 1985, 1987; Arnone and La Violette, 1986; Arnone et al., 1990; Perkins and Pistek, 1990) where North African coast irregularities generate wind-driven eddies (cf. dotted arrows in Figure IV.1). These eddies are responsible for northward coastal current extensions as well as the associated propagation offshore of low-salinity surface waters (Millot, 1999; Millot and Taupier-Letage, 2005).

The AC is related to an increasing salinity gradient from the Alboran Sea (< 37 psu; Arnone and La Violette, 1986) to the east and the internal zones of the western Mediterranean basin (psu > 37,5). In its coherent form, the AC marks a haline density front (Lohrenz et al., 1988; Arnone et al., 1990; Perkins and Pistek, 1990) responsible for vertical mixing (i.e. upwelling; Sournia, 1973; Lohrenz et al., 1988; Raimbault et al., 1993), while the Alboran Sea is characterized by a general oligotrophic regime. On the coastal side of the density front, isopycnal mixing brings nutrient-enriched waters from the nutricline to the photic zone while, on the offshore side of the density front, diapycnal mixing brings deeper nutrients to the surface (i.e. nutrient export crossing the haline front; Raimbault et al., 1993), therefore promoting enhanced productivity (Raimbault et al., 1993; Coussin et al., in prep.). Additionally, seasonal offshore winds induce coastal upwelling, probably supported by low barometric pressure cells due to solar heating (Bakun and Agostini, 2001).

Finally, the regional climate (cf. section IV.2.1) is responsible for weak and irregular fluvial discharge, especially during the dryest season (i.e. April to September). However, strong oued discharges (i.e. flash floods) occasionally occur during autumn and winter, carrying terrigenous detritus and also nutrients to the sea (Guizien et al., 2007; Tzoraki and Nikolaidis, 2007).

IV.2. Methodology

IV.2.1 Sedimentological context

Core MD04-2801 (36°30.99'N; 0°30.03'E; 24.82 m long; 2,063 m water depth) is located about 6 km north of the Kramis Canyon, which has an east-west orientation in the lower slope (Figure IV.1). The core is located at the base of the slope and is separated from the canyon by a bathymetric high. The turbidity-current overflow from the canyon to the core site is currently assumed to be very low. However, a contribution of diluted mud plumes at the top of the turbidity currents could explain the high sedimentation rates in the study area. A few small erosional gullies and scarps can also be distinguished to the west (upslope) of the core site. However, these gravity instability patterns do not seem to affect the site itself. Finally, downslope, a large sediment wave field develops along the right side of the Kramis Canyon. These sedimentary structures mark the overflow zone of turbidity currents of the Kramis and Khadra canyons on the Kramis Sedimentary Ridge. Site of core MD04-2801 is located at the top of this field. This site was affected by intense overflow currents in the early phase of the formation of the Kramis Sedimentary Ridge.

The uppermost 10 m of the study core MD04-2801 are not affected by gravity instabilities (i.e. turbidites; Babonneau et al., 2012). The study sediment section (from 1,045 cm onward; section I to section VII; Figure IV.2) generally consists in hemipelagic clays. Below section VIII (below 1,045 cm), fine-grained turbidite beds (of approximately 1 cm thick) are observed within the silty-clay matrix, witnessing regular destabilization of the shelf sediments via turbiditic plumes (Babonneau et al., 2012). Silty to sandy material are then deposited on the slopes of the sedimentary fan with a wide dispersal of turbiditic overflows across the abyssal plain (Babonneau et al., 2012). Around the Kramis fan, a canyon rim, 200 m higher than the channel bottom, only permits overflow during the largest turbidity currents, resulting in an alternation between an aggradation of the Kramis lobe and a hemipelagic sedimentation in the absence of turbidity currents (Babonneau et al., 2012). The absence of turbidites in the upper sections of core MD04-2801 (Sections I to VII; Figure 2) reflects the isolated context of the study site from the turbiditic channel thanks to the aggradation of the levees, allowing for stable and continuous sedimentation from 1,045 cm onward.

Core KMDJ-23 (36°30.006'N; 0°15.422'E; 7.52 m long; 2,542 m water depth) has been collected close to core MD04-2801 (Figure IV.1). Modern palynological assemblages and hydrological conditions will be considered from interface sediments of the KMDJ-23 for the MD04-2801 sequence thanks to its proximity and confirmation of contemporaneous deposits by radionuclide dating (Coussin et al., in prep).

IV.2.2 Sediment and stable isotope analyses

The log of core MD04-2801 has been established according to a visual description of the sedimentary facies (Figure IV.2). Physical properties of the core (i.e. P-wave velocity and gamma-ray attenuation density) were measured with a 'Geotek Multi Sensor Core Logger' (MSCL) with a 2 cm step (average 30 yrs) resolution at the Ifremer Géosciences Marine laboratory (Plouzané, France). X-ray fluorescence (XRF) profiles, for the semi-quantitative chemical composition analysis of the study core, were acquired thanks to an "Avaatech core-scanning XRF" with a 1 cm step (average 15 yrs) resolution (Ifremer Géosciences Marine laboratory, Plouzané, France). In sediments, the Ti element is commonly interpreted as a terrigenous-siliclastic signature while the Ca element is related to carbonate materials of detritic and/or biogenic sources (Richter et al., 2006). From this assumption, the XRF-Ti/Ca ratio is commonly used, on silico-clastic margins (where Ca is mainly originating from biogenic carbonates), to estimate varying terrigenous inputs to the marine realm. In this study, even if geological formations on land are mainly composed of carbonates, we will use this signal as a potential tracer of fluvial input and erosional processes by combining it with other proxies.

Grain-size analyses were first performed at high resolution on total sediments (Si Bachir Roza, master student) and, in a second step, at lower resolution on total and decarbonated sediments (after HCl 30% treatment) at the IUEM ("*Institut Universitaire Européen de la Mer*", University of Brest, France) using a Malvern MASTERSIZER 2000. Thanks to the software GRADISTAT, we extracted particle grain size distribution and size statistics from the laser granulometer data, including median grain-size (D50) as well as sediment phases (i.e. clays: $0 < \emptyset < 10 \mu\text{m}$, silts: $10 < \emptyset < 63 \mu\text{m}$, and sands: $\emptyset > 63 \mu\text{m}$).

Semi-quantitative mineralogical composition of the clay fraction was measured by X-ray diffraction (XRD) at the Ifremer Géosciences Marine laboratory (Plouzané, France). A Bruker D4 Endeavor set (with a Lynxeye fast detector; Cu X-ray tube; 30 kV voltage; 30 mA intensity) was used to measure XRD on non-oriented aggregates of the $< 30 \mu\text{m}$ decarbonated fraction deposited on silicon disks. Each sample was routinely analyzed for 12h with two XRD runs: i) air-dried and ii) ethylene-glycol saturated. The characterization of each clayey mineral followed the description of Bout-Roumzeilles et al. (1999). Semi-quantitative estimation of clay mineral abundances (%) was performed using the Macintosh MacDiff® 4.2.5 software (R. Petschick, <http://www.geologie.uni-frankfurt.de/Staff/Homepages/Petschick/RainerE.html>).

Finally, stable isotopes were performed on planktonic (*Globigerinoides bulloides*) as well as endobenthic (*Globobulimina affinis*) foraminifera, hand-picked in the $>150 \mu\text{m}$ sediment fraction. Isotopic analyses were conducted at the "*Pôle Spectrométrie Océan*" (IUEM, University of Brest, France) on a Finnigan MAT253 equipped with a Kiel-device automated introduction line. Analytical

precision for this spectrometer are <0.05‰ for the $\delta^{18}\text{O}$ and <0.03‰ for the $\delta^{13}\text{C}$ using, respectively, the certified NBS-19 and NBS-18 standards.

IV.2.3 Palynological analyses

IV.2.3.1. Palynological treatments and palynomorph identifications

Core MD04-2801 has been sampled (samples of 1 to 2 cm³) every 20 cm in the upper part (0 to 500 cm; about 100 yrs resolution) and every 10 cm in the lower part (500 to 1,042 cm; about 150 yrs resolution). Samples were processed with the same palynological protocol for palynomorph extraction, allowing direct comparison between terrestrial (pollen, spores, freshwater microalgae, and other continental non-pollen palynomorphs-NPPs) and marine (dinoflagellate cysts-dinocysts and other marine NPPs such as marine microalgae or foraminiferal linings) microfossils on the same palynological slides. The preparation technique (LGO laboratory, IUEM, University of Brest, France), conducted on the <150 μm fraction, followed the standardized palynological protocol of de Vernal et al. (1999), slightly adapted at the EPOC laboratory (University of Bordeaux, http://www.epoc.u-bordeaux.fr/index.php?lang=fr&page=eq_paleo_pollens). It includes chemical treatments (cold HCl: 10, 25 and 50 %; cold HF: 45 and 70 %, to remove carbonates and silicates, respectively) and sieving through single-use 10 μm nylon mesh screens. In order to avoid any selective dinocyst degradation during sample treatments, no oxidative agent or heavy liquid technique were applied. Microscopic identifications were performed with a Zeiss (Axioscope A1) microscope at x630 magnification. Absolute concentrations of palynomorphs were calculated using the marker grain method (Stockmarr, 1971; de Vernal et al., 1999; Mertens et al., 2009). For such, aliquot volumes of *Lycopodium* spores were added to each sample before chemical treatments to allow the calculation of palynomorph concentrations as a number of palynomorphs/cm³ of dried sediments (i.e. these exotic spores being counted in parallel with study palynomorphs).

A threshold of 100 individuals is required to identify major (> 5% in the total assemblage) species (Fatela and Taborda, 2002). In our study, 88 samples were analysed in total, with a minimum count of 100 dinocysts (taxonomy following Fensome et al., 2004) and 150 pollen grains (except the overrepresented taxa *Pinus*; Turon, 1984; Heusser and Balsam, 1985; taxonomy following Reille, 1992). Minimal counts were not reached for 2 dinocyst (40-41 and 541-542 cm) and 3 pollen (20-21, 440-441, 441-442 cm) analyses, these levels being excluded from the following results and discussion. Among dinocysts, *Brigantedinium* spp. include all round brown cysts, *Echinidinium* spp. include all brown cysts with typical *Echinidinium* spine-like processes not determined on species level, and *Spiniferites* spp. include all *Spiniferites* taxa not determined on species level. In addition, heterotrophic dinocysts (i.e.

derived from dinoflagellates with a strict heterotrophic strategy of nutrition) are indirectly related to food resources, and especially diatoms, as commonly shown in upwelling areas (Wall et al., 1977; Lewis et al., 1990; Marret, 1994; Biebow, 1996; Zonneveld et al., 1997, 2001; Targarona et al., 1999; Bouimetarhan et al., 2009; Penaud et al., 2016). Therefore, a sum of heterotrophics has been made that takes into account “strict” heterotrophic dinocyst taxa counts. Among continental palynomorphs, “undetermined Fungal spores” include all the fungal spores that cannot be determined on type code or on genus or species level. Regarding relative abundances of pollen assemblages, percentages of *Pinus* were based on the total pollen sum, and continental NPP relative abundances were calculated on a total sum that includes the pollen main sum (i.e. without *Pinus*) and the sum of spores and other continental NPPs (van Geel et al., 1972; Cugny et al., 2010; Miola, 2012).

IV.2.3.2. Statistical analysis on palynological results

Palynological diagrams for pollen and dinocyst assemblages were performed with the Tilia software (Grimm, 1990), also allowing to define the more parsimonious statistically homogeneous palynological zonations according to the CONNIS model (Grimm, 1987).

Taxonomical diversity indexes were calculated using the “PAST version 4.06b” software (Hammer et al., 2001), including the species richness (i.e. number of taxa per sample) and the Margalef’s richness index (diversity index), as well as the dominance index (i.e. the value “0” indicates equal presence of all taxa while the value “1” indicates the dominance of one taxon in the assemblage). In addition, multivariate analyses (Detrended Correspondence Analysis, DCA) were also performed with the PAST program for semi-quantitative geochemical XRF signals (cf. Data in brief, Annexe A).

IV.2.3.3. Sea surface environmental parameter quantifications

Dinocyst-based sea surface conditions quantitative reconstruction were performed on the “R version 2.7.0” software (R Development Core Team, 2008; <http://www.r-project.org/>) thanks to the Modern Analogue Technique (MAT; e.g. Guiot, 1990; Guiot and de Vernal, 2007). This method consists of the selection (based on a dissimilarity index) of a limited number of analogue surface dinocyst or pollen assemblages with their associated climatic values. A modern surface database is thus required. Dinocyst fossil assemblages were compared to the most recent standardized Northern Hemisphere “modern” database (n=1,968 sites; de Vernal et al., 2020), recently updated with new modern assemblages in the Western Mediterranean Basin (WMB; + n=23: 6 in the Gulf of Lion and 17 in the AM; Coussin et al., in prep). Dinocyst datasets includes 71 different taxa in relation with 17 modern

environmental parameters (de Vernal et al., 2020). Five modern analogues are found by the MAT permitting to calculate environmental parameters considering weighted average of the related parameter values, with the maximum weight being given to the statistically closest analogue (e.g. Guiot and de Vernal, 2007). Considering the statistical threshold distance of the MAT ($dT= 1.2$), analogues are considered as i) remote when the distance $d > dT$, acceptable when $dT/2 < d < dT$, and good when $d < dT/2$ (de Vernal et al., 2005). Root Mean Square Errors (RMSE) allows discussing uncertainties in fossil quantifications, often deriving from the lack of corresponding modern analogues for the study fossil assemblages (Guiot and de Vernal, 2007; de Vernal et al., 2020). In this study, we will discuss summer and winter sea surface temperature (SST_{winter} and SST_{summer}; RMSE of 1.2°C and 1.8°C, respectively), sea surface salinity (SSS_{winter} and SSS_{summer}; RMSE of 1.1 psu and 2.1 psu, respectively), and mean annual Primary Productivity (PP_{annual}; RMSE of 436.1 gC m⁻² yr⁻¹).

IV.2.3.4. Pollen-inferred climate reconstruction

They were also performed with the MAT thanks to the same general principle as the one described for dinocyst-based reconstructions. This method calculates a dissimilarity index between fossil pollen analyses conducted on core MD04-2801 and modern pollen assemblages extracted from the modern pollen database updated in Dugerdil et al (2021). Modern climate parameters associated to the best analogues are then weighted (according to the similarity of analogues) to provide values for fossil pollen assemblages. The climate reconstructions is obtained using a leave-one-out approach. In this study, the climate variables are Mean Temperature of the Coldest Month (MTCO; RMSE of 4.7°C), Mean Temperature of the Warmest Month (MTWA; RMSE of 2.6°C), Annual Temperatures (TANN; RMSE of 3.1°C), Annual Precipitations (PANN; RMSE of 199 mm/yr), and Summer Precipitations (SUMMERPR; RMSE of 51.3 mm/summer). We have also calculated a temperature seasonality index which is the difference between MTWA and MTCO Reconstructions were performed using the Rioja package in R (Juggins, 2012)

IV.2.4 Biomarker analyses

Biomarker analyses (74 samples) were performed at about 150 years temporal resolution. Lipids were extracted from 1.5 to 2 g of freeze-dried sediments using a mixture of dichloromethane/methanol (2:1 v/v). Silica gel chromatography was used to isolate alkenones and n-alkanes from the total lipid extracts. Then, they were analysed by gas chromatography, following Ternois et al. (2000). We used the global calibration from Conte et al. (2006) to convert the unsaturation ratio of C₃₇ alkenones ($U^{k'}_{37} =$

$C_{37:2}/(C_{37:2} + C_{37:3})$ into sea surface temperature (SST) using the following equation ($SST = -0.957 + 54.293(U^{k_{37}}) - 52.894(U^{k_{37}})^2 + 28.321 (U^{k_{37}})^3$).

In parallel, high molecular-weight terrestrial n-alkane concentrations have been calculated using 5 α -cholestane as an external standard. The C₂₉, C₃₁, C₃₃ and C₃₅ homologs were quantified and their sum labelled TERR-alkanes thereafter. Lipids in C₂₉ and C₃₁ are assumed to be primarily synthesized by higher plants (i.e. constituting the epicuticular waxes of their leaves; Damsté et al., 2003). Assuming that TERR-alkanes derive from the continental biomass, this term was used to trace fluvial discharges, as already performed in marine sediments (Castañeda et al., 2009; Jalali et al., 2017). Vegetation types can be distinguished based on the relative homologue distribution of leaf wax n-alkanes. Deciduous trees and shrubs are thought to mainly produce the n-alkanes with n-C₂₇ and n-C₂₉, while grasses and herbs mainly produce n-C₃₁ and n-C₃₃ (Vogts et al., 2009; Schäfer et al., 2016; Bliedtner et al., 2018). Also, the average Chain Length (ACL) of n-alkanes has been calculated in this study. The ACL has successfully used to assess dryness by comparing it with vegetation-type indicators (Jalali et al., 2017).

IV.3. Results

The full dataset acquired in core MD04-2801 is available as an excel file in Data in Brief (Annexe A).

IV.3.1 Age model of core MD04-2801

The age model of core MD04-2801 was established thanks to 20 AMS ^{14}C dates (11 from the ARTEMIS spectrometer: Laboratoire de mesure du Carbone 14, CEA Paris-Saclay, and 9 from the ECHOMICADAS spectrometer; Tableau IV.1), including 18 AMS ^{14}C dates on planktonic foraminifera (*G. bulloides*) and 2 on gastropods (Tableau IV.1). All radiocarbon dates were calibrated using the CALIB 8.2 software (Stuiver and Reimer, 1993) associated with the IntCal20 calibration curve (Reimer et al., 2020), after subtracting an ocean reservoir age of 400 years according to estimates provided by Siani et al. (2000). For the establishment of the final age model (Figure IV.2), the rbacon package (Blaauw and Christen, 2011) was used under the R interface (version 4.1.0; R Development Core Team, 2021; <http://www.r-project.org/>). Two dates were discarded: the date at 931 cm, showing a large analytical error (270 years; Tableau IV.1), and the date at 31 cm, considered as an outlier regarding the first 4 m of the core (Tableau IV.1; yellow diamonds in Figure IV.2).

It is worth noting that the stratigraphy of the upper section is suspected to be influenced by a coring piston effect. This is supported by decreasing values of the sediment density from 250 cm, section where very low V_p values are also observed between 70 and 120 cm (Figure IV.2). For this reason, the age model was performed independently for the upper part (431 to 0 cm) and for the lower part (1,031 to 431 cm) of the core, and then brought together (Figure IV.2), with two marked trends in sedimentation. Considering the density as the artefact clue, abrupt change in sedimentation rates at 431 cm may be suggested while the artefact in the sampling may appear from 250 cm onward. Furthermore, while kind of laminations are obviously noticeable below 400 cm, this is less clear above, especially from 250 cm, where sediments appear more homogenised (Figure IV.2). Also, such high accumulation rates (i.e. around 200 cm/kyr on the 431-0 cm section) cannot reflect gravity processes. Indeed, given the position of the core, located at 2,067 m depth on the crest of a turbidite channel-levee system, only few accumulations of the top part of turbidity currents may occasionally occur, and this is not obvious in the sediment facies of the study section. Then, a coring artefact is suggested for core MD04-2801 and we consider in this study (Figure IV.2): i) a robust chronology from 431 cm downward with sedimentation rates of about 50 cm/kyr (stable V_p and density values with a two-step density trend at around 870 cm), and ii) a less robust chronology from 431 cm onward with a two-step trend in physical sediment properties. From 431 to 250 cm, well-layered sediments (such as observed in the basal section) correspond to a strong increase in density values and still stable V_p values and may be related to an

acceleration in sedimentation rates. From 250 cm onward, the creep of sediments appears undeniable under the piston effect (strong decrease in density values at 250 cm and unexpected low V_p values between 120 and 70 cm). According to the age model (Figure IV.2), the base of our studied section starts at around 14 Cal ka BP.

Tableau IV.1 : ^{14}C datations from core MD04-2801. Rejected dates in greyDatations 14C

Code	Machine	Profondeur (cm)	Matériel daté	Age ^{14}C	Erreur	Age ^{14}C - âge réservoir	IntCal20 Cal BP Min-Max	Erreur σ
SacA43123	ECHOMICADAS	3	<i>G. bulloides</i>	170	30	-230	0 0-0	1 σ
SacA55619*	ARTEMIS	31 ^a	<i>G. bulloides</i>	820	30	420	491,5 472-511	1 σ
SacA55620	ARTEMIS	231	<i>G. bulloides</i>	1400	30	1000	928,5 900-957	2 σ
GifA20376	ECHOMICADAS	311	<i>G. bulloides</i>	1290	60	890	817 716-918	2 σ
SacA55621	ARTEMIS	431	<i>G. bulloides</i>	2165	30	1765	1644,5 1571-1718	2 σ
GifA21150	ECHOMICADAS	522	<i>G. bulloides</i>	3610	70	3210	3424 3357-3723	1 σ
GifA18283	ECHOMICADAS	531	<i>G. bulloides</i>	3870	80	3470	3737,5 3634-3841	1 σ
SacA54337	ARTEMIS	531	<i>G. bulloides</i>	3820	30	3420	3647,5 4229-4522	2 σ
GifA20378	ECHOMICADAS	550	<i>G. bulloides</i>	4330	60	3930	4375,5 4229-4522	2 σ
GifA21151	ECHOMICADAS	559	<i>G. bulloides</i>	4390	60	3990	4432 4245-4619	2 σ
GifA20380	ECHOMICADAS	579	<i>G. bulloides</i>	5000	60	4600	5342,5 5214-5471	2 σ
GifA21152	ECHOMICADAS	581	<i>G. bulloides</i>	5060	70	4660	5392 5315-5469	1 σ
SacA55622	ARTEMIS	631	<i>G. bulloides</i>	6200	30	5800	6584 6499-6669	2 σ
GifA18282	ECHOMICADAS	731	<i>G. bulloides</i>	8470	70	8070	8917,5 8696-9139	2 σ
SacA54338	ARTEMIS	731	<i>G. bulloides</i>	7990	35	7590	8392 8374-8410	1 σ
GifA18256*	ECHOMICADAS	931 ^b	<i>G. bulloides</i>	11110	270	10710	12488,5 11808-13169	2 σ
SacA54339	ARTEMIS	931	<i>G. bulloides</i>	10600	40	10200	11867,5 11739-11996	2 σ
SacA54335	ARTEMIS	978	Gastéropode	11000	40	10600	12653 12616-12690	1 σ
SacA54336	ARTEMIS	978	Gastéropode	11015	40	10615	12659 12621-12697	1 σ
SacA55623	ARTEMIS	1031	<i>G. bulloides</i>	12445	40	12045	13920,5 13804-14037	2 σ

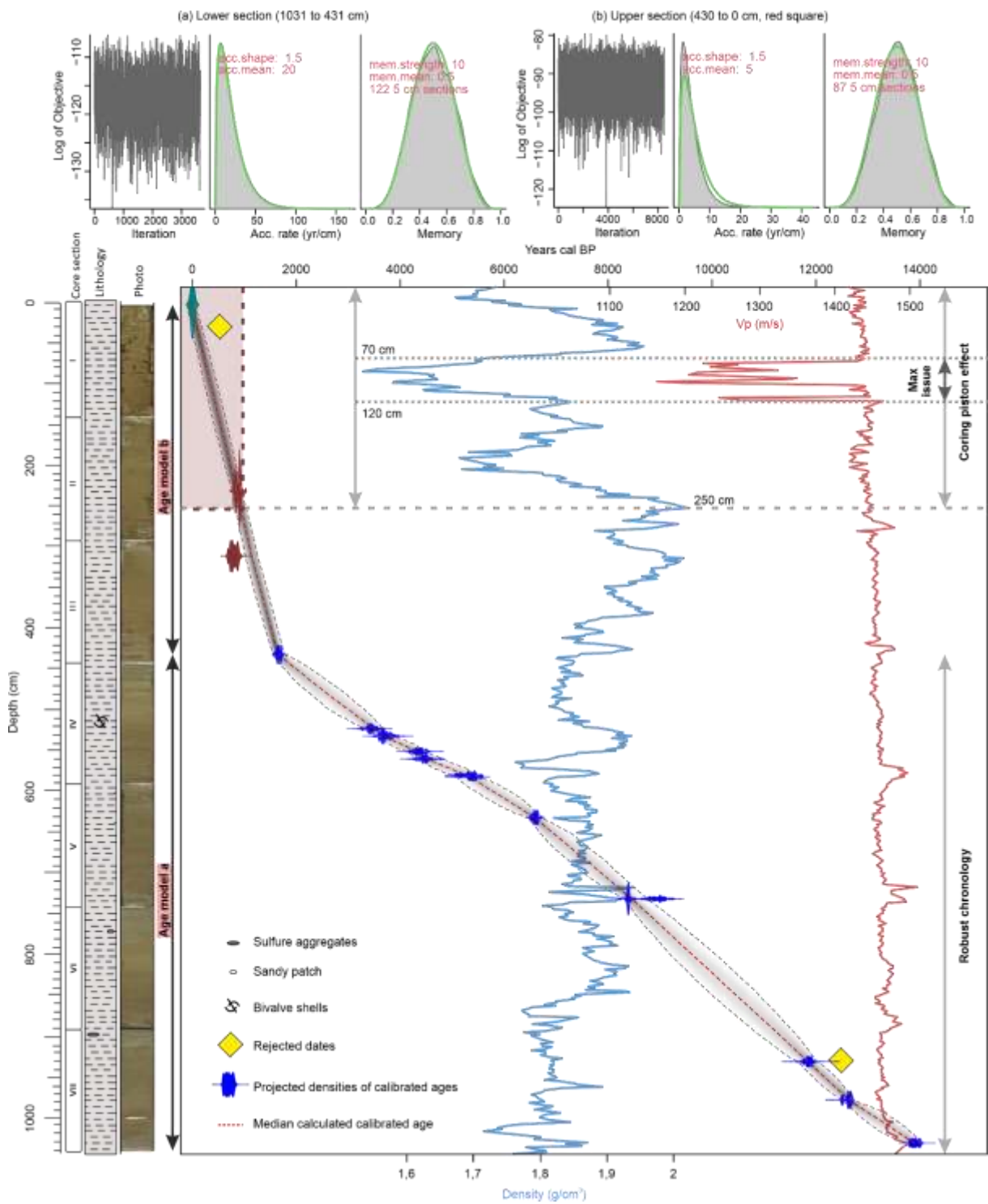


Figure IV.2 : Age model for the core MD04-280 based on the combination of age model a (lower section (1031 to 431 cm)) and age model b (upper section (431 to 0 cm)) from rbacon package calculation (Blaauw and Christen, 2011) performed under the R interface (version 4.1.0; R Development Core Team, 2021; <http://www.r-project.org/>) and rejected dates. Stratigraphic data figures the corresponding section number and photography, lithology, sediments density (g/cm^3) and V_p (m/s) values. Coring piston effect suspicion is projected and represented as a red square on the age model.

IV.3.2 Sedimentological analyses

The study part of core MD04-2801 mainly consists in homogeneous silty sediments (cf. lithology in Figure IV.3), and six limits are discussed below (a to f: Figure IV.3) according to the major trends related to the whole sedimentological dataset.

IV.3.2.1. X-ray Fluorescence (XRF) data

In order to discuss co-occurrences of major elements in the XRF dataset, we performed a DCA statistical analysis on selected elements (Ca, Si, Al, K, S, Ti, Fe, Mn, Sr; cf. Data in brief, Annexe A). On the study area, the silico-clastic detrital signature is synchronously carried out by Ti and Fe elements, while Si and Al, which constitute the main chemical components of alluminosilicates, show same trends and may relate to the clayey fraction formed by the chemical alteration of soils. On the other hand, Sr and Ca (common patterns for both elements) can be related to biomineralized and/or detrital carbonates. This statistical analysis allowed addressing the most relevant XRF ratios for the following discussion. Keeping in mind the difficulty to deconvolute both terrigenous or marine sources in the Ca-XRF signature, we considered in this study that both Ti/Al-XRF (detrital signature; Figure IV.3b) and Ca/Al-XRF (mixed detrital-biogenic signature; Figure IV.3a) need to be discussed in parallel for a better understanding of their paleoenvironmental interpretation on the AM. In general, both ratios show same fluctuations in temporal variations and amplitudes then suggesting a stronger detrital source delivered by the Ca-XRF signature. However, two intervals are characterized by higher Ca/Al-XRF and lower Ti/Al-XRF ratios: from the base to 910 cm (limit b) and between 575 and 485 cm (limits d and e; Figure IV.3a,b). These two intervals need to be addressed in parallel with other sedimentological signals to explain their significance. In the following discussion, the Ti/Ca-XRF ratio will be considered as a detrital signal characterizing the importance of silico-clastic *versus* carbonate sources to the AM.

IV.3.2.2. Magnetic Susceptibility and grain-size analyses

Magnetic Susceptibility show obvious fluctuations between 3.8 and 17.5 SI. Three main phases can generally be determined, with average values of: i) 9.2 SI from the base to 910 cm (limit b), ii) 14.3 SI between 910 and 370 cm (limit f), and iii) 11.6 SI from 370 cm onward (Figure IV.3c). Also, according to the high-resolution grain-size analysis performed on total sediments (Figure IV.3d), the 4-63 μm fraction largely dominates (silt average of 66%), then followed by the <4 μm (clay average of 23%) and >63 μm (sand average of 11%) fractions. More specifically, from the base of the study sequence to 910 cm (limit b), high proportion of the > 63 μm fraction (Figure IV.3d) is associated with

low amounts of ferro-magnetic minerals (low MS values; Figure IV.3c), low Ti/Al *versus* high Ca/Al values (Figure IV.3 a,b), and extremely low median (D50) grain-size of CaCO₃-free sediments *versus* high D50 grain-size of total sediments (Figure IV.3e). This may indicate that coarser sediments are mainly inherited from the erosion of carbonate geological formations, with very few advection of small-sized silico-clastic and ferro-magnetic sediments. Then, from 910 cm (limit b) to 370 cm (limit f), higher MS values (Figure IV.3c) combined with D50 values of CaCO₃-free sediments systematically higher than D50 values of total sediments (Figure IV.3e) imply increasing advection of silico-clastic and ferro-magnetic silto-clayey material with lower proportion of detritic carbonate particles. Across zone b to f, the mix (silicates and carbonates) coarsest detrital particles are particularly obvious in the 740-575 cm interval (between limits c and d or interval “c-d”), also corresponding to two remarkable peaks of sandy sediments (Figure IV.3d) at 580 and 600 cm. Also, it is worth noting that the interval 575 to 485 cm (“d-e”) corresponds to the second interval of high Ca/Al-XRF values (similarly to zone “a-b”) in a context of lower median grain-size values (Figure IV.3e), with coarser sediments rather corresponding to silts than to sandy particles such as observed in the interval “a-b”. From 370 cm (limit f) to 250 cm, MS values as well as grain-size properties point to finer silto-clayey sediments. Finally, from 250 cm onward, large amplitudes in proportions of coarse and fine sediment fractions (Figure IV.3d), while low particle size medians are reconstructed (Figure IV.3e), can only be reconciled by invoking a small proportion of very coarse sediments which would bias the mean proportion but hardly alter the median of grain-size values. This part, suspected to be affected by coring piston issues, is highlighted by a grey band in Figure IV.3 and will not be discussed in age thereafter.

IV.3.2.3. Clay mineral analyses

Clay mineral averages are about 8% of Illite-Smectite (Interstratified), 18% of Chlorite, 32% of Kaolinite and 43% of Illite (Figure IV.3f). Clay results are displayed in terms of anomalies relative to the average of each dataset in Figure IV.3f. It is worth noting that, due to the high sedimentation rates estimated for this core (around 50 cm/kyr), the Palygorskite signal has not been significantly detected in our study. Throughout the study sequence, major observations regarding the different clay phases (relative to their mean values) are highlighted in boxes superimposed on Figure IV.3d. The two intervals of increasing Ca/Al-XRF values (“a-b” and “d-e”) are also characterized by the highest Interstratified values and the lowest Kaolinite percentages. Conversely, Kaolinite percentages increase during intervals characterized by both increasing proportions of clays and finer grain-size sediments (“b-c” and “e-250cm”). This suggests that increasing Kaolinite values may evidence strengthened chemical alteration on land. In the following discussion, we will use the Kaolinite/Illite ratio to discuss chemical alteration throughout the study sequence.

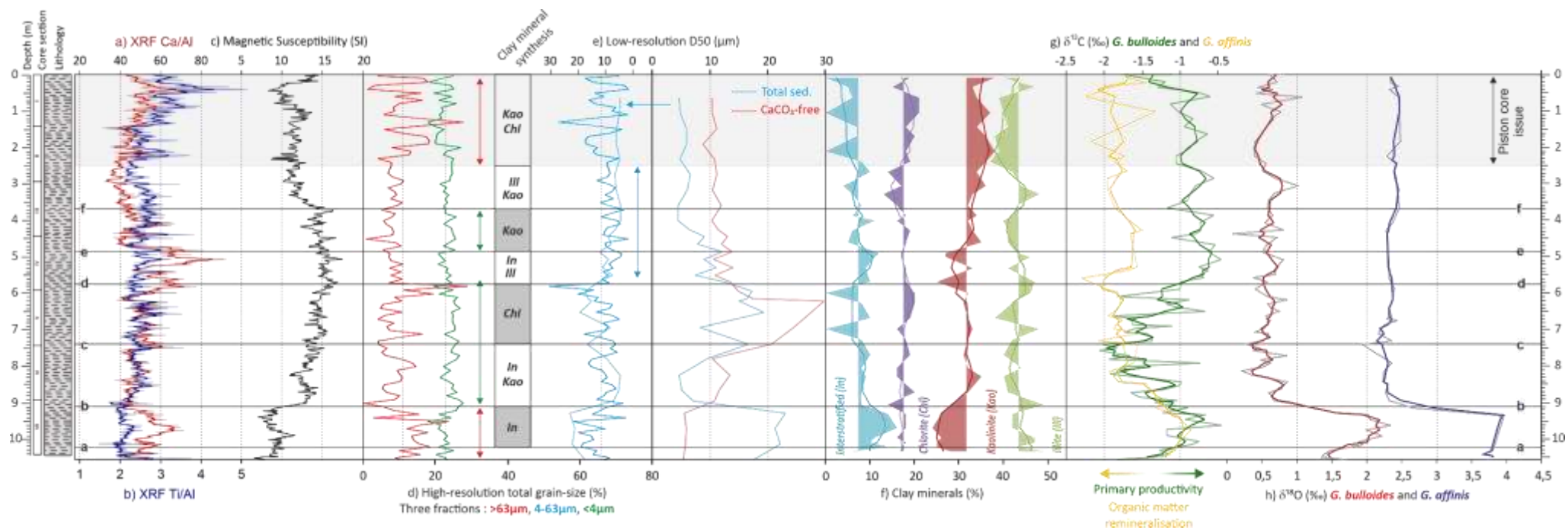


Figure IV.3 : Sedimentological data of the core MD04-2801 in function of depth, core section and lithology. a) XRF Ca/Al ratio, b) XRF Ti/Al ratio, c) Magnetic susceptibility (SI). d) High-resolution total grain-size (% of $>63\mu\text{m}$ in red, $4-63\mu\text{m}$ in blue and $<4\mu\text{m}$ in green fraction). e) Low resolution total sediment D50 (μm) in blue reported in faded blue on high resolution total grain-size (d) and CaCO_3 -free D50 in red. f) Clay mineral fractions of Interstratified Illite-Smectite (In; in blue), Chlorite (Ch; in violet), Kaolinite (Kao; in red) and Illite (Il; in green). g) Planktonic (*G. bulloides*; in green) and endobenthic (*G. affinis*; in yellow) $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB), higher planktonic signal suggests stronger primary productivity while lower endobenthic signal suggests stronger organic matter remineralisation. h) Planktonic (*G. bulloides*; in red) and endobenthic (*G. affinis*; in violet) $\delta^{18}\text{O}$ (‰).

IV.3.3 Stable isotopes

IV.3.3.1. Carbon isotopes (Figure IV.3 g)

Endobenthic (*Globobulimina affinis*) and planktonic (*Globigerinoides bulloides*) $\delta^{13}\text{C}$ values range between -0.9 and -2.1‰ (mean of -1.6‰) as well as -0.6 and -2‰ (mean of -1.1‰), respectively (Figure IV.3g). Planktonic and endobenthic $\delta^{13}\text{C}$ signals show similar values until 740 cm (limit c), followed by a significant offset (average of 0.7 ‰) between each dataset especially obvious from 575 cm (limit d) onward.

Heavier planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values generally relate to stronger primary productivity, as observed in the interval “a-b”, as well as from 575 cm (limit d) onward. On the other side, the endobenthic signature generally reflects the $\delta^{13}\text{C}$ of pore waters, which depends on the export flux of organic matter and availability of dissolved oxygen in bottom waters (e.g. McCorkle et al., 1990; Mackensen & Licari, 2003; Fontanier et al., 2006). Here, lighter benthic $\delta^{13}\text{C}$ may relate to enhanced organic matter remineralisation in bottom sediments from limit b onward.

IV.3.3.2. Oxygen isotopes (Figure IV.3 h)

Endobenthic (*G. affinis*) and planktonic (*G. bulloides*) $\delta^{18}\text{O}$ values range between 2.1 and 4 ‰ (mean of 2.6 ‰) as well as 0.4 and 2.2 ‰ (mean of 0.8 ‰), respectively, and show similar patterns throughout the study sequence. Heavier $\delta^{18}\text{O}$ values (colder sea surface temperatures) in the interval “a-b” are about 1.9 and 3.8 ‰, for planktonic and endobenthic taxa, respectively. Lighter mean values from limit b onward are stable and of 0.6 ‰ (standard deviation of 0.2 ‰) and of 2.4 ‰ (standard deviation of 0.1 ‰) for planktonic and endobenthic taxa, respectively. However, stronger amplitudes of isotopic fluctuations can be detected in the planktonic signal with slightly lighter oxygen isotope values in the interval “b-d” that may relate either to decreasing salinities and/or increasing temperatures, and conversely from limit d to 250 cm with slightly heavier oxygen isotope values.

IV.3.4 Palynological analyses

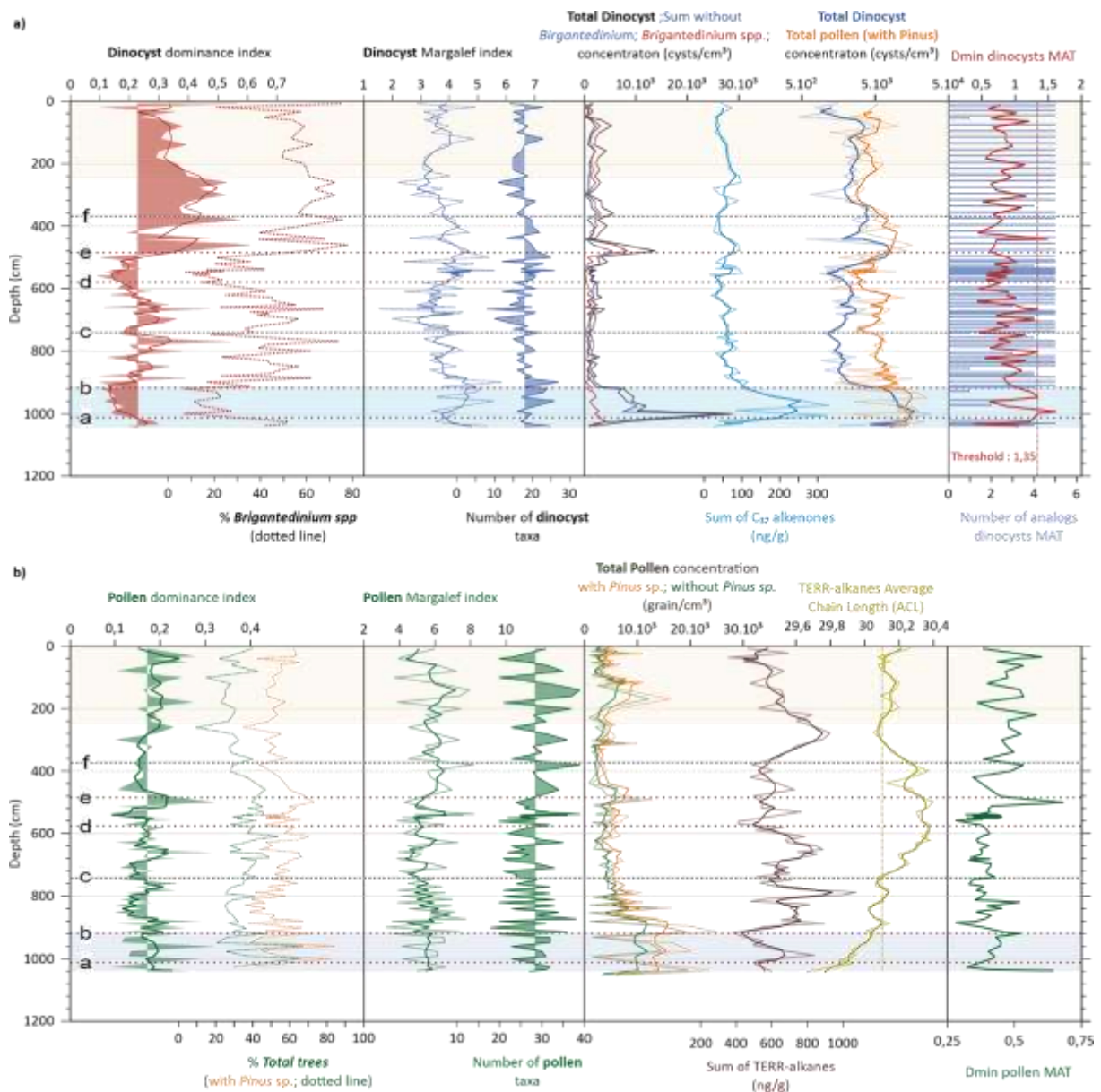


Figure IV.4 : MD04-2801 a) marine and b) continental palynological, biomarkers and MAT reconstructions data against depth (cm). a) Dinocyst diversity indexes are drawn in red and blue, in parallel with percentages of the major species *Brigantedinium* spp (red dotted line). Concentration of the total sum of dinocysts is drawn in black, total sum of dinocysts without *Brigantedinium* spp. is represented in blue and *Brigantedinium* spp. concentration is represented in red. Concentration of C₃₇ alkenones is represented in light blue (sum of C₃₇, ng/g). Total dinocyst (blue) and pollen with *Pinus* sp. (orange) concentrations are drawn in logarithmic scale. Dinocyst MAT Dmin is drawn in red and threshold is figured out as a red dotted line, number of analogs is drawn as a blue histogram. b) Pollen diversity indexes are drawn in green, in parallel with percentages of total trees (green) and total trees with *Pinus* sp. (orange). Concentration of the total sum of pollen is drawn in orange, total sum of dinocysts without *Pinus* sp. is represented in green. Concentration of TERR-alkanes is represented in brown (sum of TERR-alkanes, ng/g) and Average Chain Length (ACL) is represented in yellow with average sequence value as a dotted line. Pollen MAT Dmin is drawn in green, and no threshold is drawn thanks to acceptable values of all calculated Dmin.

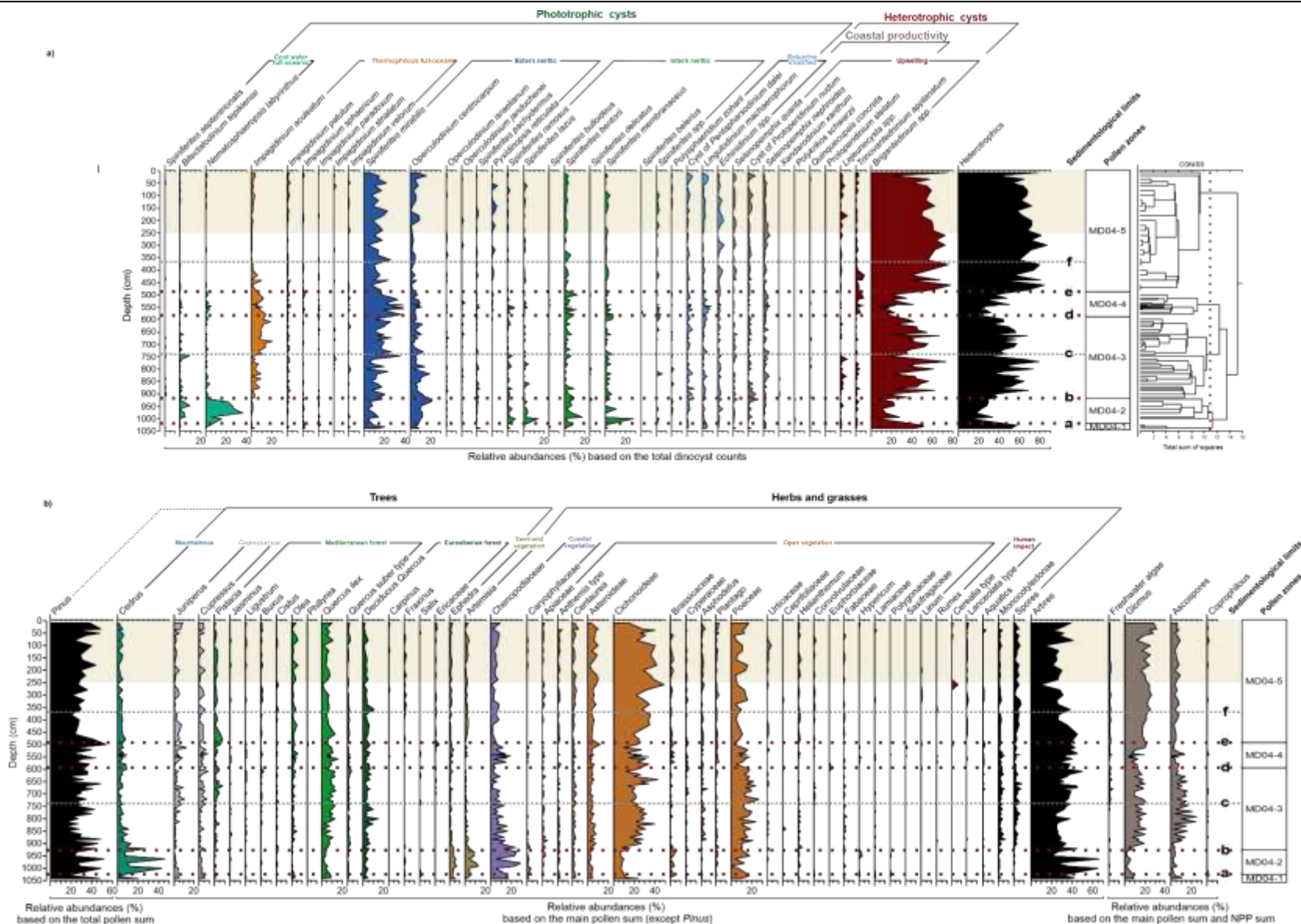


Figure IV.5 : a) Dinocyst diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples) of the MD04-2801 core, with related ecological groups (cf. Coussin et al., in prep.). Dinocyst zones are based on a CONISS statistical analysis on the Tilia program. b) Pollen diagram (percentages of selected taxa when exceeding at least once 1% in all studied samples, *Pinus* excluded from the main pollen sum) for the MD04-2801 core, with related ecological groups. Continental non-pollen palynomorphs (NPPs) are also highlighted in percentages and calculated upon a sum including total pollen (without *Pinus*) and continental NPP counts. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

IV.3.4.1. *Dinoflagellate cysts*

Diversity and Concentrations

Thirty-nine different dinocyst taxa were identified in the whole sequence, with a mean species richness of 18 different taxa per slide (Figure IV.4a). Species richness is lower than the average of the dataset from the base of the core to limit a (1,025 cm), in the interval “b-d” (910-575cm), and from limit e onward. Conversely, species richness is higher than average in the intervals “a-b” (1,025-910 cm) and “d-e” (575-485 cm), these two intervals being also atypically characterized by low Kaolinite percentages and high Ca/Al-XRF values, as well as heavy planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values (Figure IV.4a).

The dinocyst dominance index (Figure IV.4a) is systematically explained by the major species *Brigantedinium* spp., while the dinocyst diversity according to the Margalef index (similar to the species richness, Figure IV.4a) is anti-correlated to the trend of *Brigantedinium* spp. percentages, with the lowest diversity being recorded when *Brigantedinium* spp. percentages are the highest, and conversely.

Total dinocyst concentrations (Figure IV.4a), mainly explained by *Brigantedinium* spp. occurrences, range between 450 and 29,000 cysts/cm³, with mean values of around 3,300 cysts/cm³. Dinocyst concentrations show higher values in the intervals “a-b” (1,025 to 910 cm) and “d-e” (575 to 485 cm), also previously described by stronger diversity. Therefore, we plotted the concentrations of all dinocysts without *Brigantedinium* spp. against the concentrations of *Brigantedinium* spp. alone to discriminate the respective parts occupied by these species and by the rest of the community (Figure IV.4a). Up to limit b, the total concentration of the other dinocysts are higher than *Brigantedinium* spp. ones (around 10,000 *versus* 2,000 cysts/cm³). Then, they follow a similar pattern between limits b and e (around 1,500 cysts/cm³). Finally, from limit e onward, concentrations of other dinocysts are slightly lower than *Brigantedinium* spp. ones (1,000 vs. 1,500 cysts/cm³). Dinocyst concentration shows lower values but similar evolution comparing to pollen grains concentration all along the sequence, except for equivalent concentrations reached for the intervals from 1,040 cm to limit b and the “d-e” (575-485 cm).

Dinocyst assemblages and dinocyst-zones

Dinocyst assemblages are dominated by eight autotrophic taxa: *Nematosphaeropsis labyrinthus*, *Impagidinium aculeatum*, *Spiniferites mirabilis*, *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites bentorii*, *Spiniferites membranaceus*, cysts of *Pentapharsodinium dalei*, *Lingulodinium machaerophorum* and seven heterotrophic taxa including *Echinidinium* spp., *Selenopemphix quanta*, cysts of *Protoperidinium nudum*, *Selenopemphix nephroides*, *Lejeunecysta* spp. (groups of *L. oliva* and *L. sabrina*), *Trinovantedinium* spp. and *Brigantedinium* spp. (Figure IV.5a).

The description of dinocyst results led us to consider four main limits, thus five palynozones (MD04-1 to MD04-5). These boundaries/zones are based on the CONNISS cluster analysis performed on dinocyst assemblages (threshold considered at 11; Figure IV.5a). These four limits also correspond to four sedimentological limits (a-b-d-e) previously described (section IV.4.1). Zone MD04-1 (from the base of the study sequence to limit a) is characterized by the dominance of *Brigantedinium* spp., *S. mirabilis* and *O. centrocarpum*. The second zone MD04-2 (interval “a-b”) is marked by the strong increase of *N. labyrinthus* reaching 20 to 40 %, associated to the increase of *B. tepikiense*, *S. lazus* and *O. centrocarpum*. Zone MD04-03 (interval “b-d”) is characterized by a high plateau of *Brigantedinium* spp. up to ca. 40%, associated to the increase of *I. aculeatum* (up to 15 %) and *S. mirabilis*, especially in the interval “c-d”, and a progressive decrease percentages of *O. centrocarpum*. Zone MD04-4 (interval “d-e”) is marked by a sharp drop of *Brigantedinium* spp. percentages reaching 20% while *S. mirabilis* increase to 30%. Finally, zone MD04-5 (from limit e onward) is characterized by the highest values of *Brigantedinium* spp. (ca. half of the total assemblage), associated to *S. mirabilis* (around 15%). A full description of main dinocyst results is available in Data in Brief.

IV.3.4.2. Pollen grains

Diversity and Concentrations

A total of seventy-one different pollen taxa were identified in the whole sequence, with a mean species richness of 28 different taxa per slide (Figure IV.4b). Species richness ranges between 18 and 29 taxa per slide with lower values reconstructed between limits c and f (740 to 370 cm) also corresponding to the strongest representation of forest taxa (cf. percentages of total trees and total trees with *Pinus*; Figure IV.4b). In contrast, increasing diversity corresponds to a diversification of herbaceous plants. Mean total pollen concentrations are about 6,200 grains/cm³ (ranging between 1,300 and 25,000 grains/cm³), the highest values being found in the intervals “a-b” (1,025 to 910 cm) and “d-e” (575 to 485 cm), as for dinocysts, as well as above 250 cm (part removed from the discussion).

Pinus concentrations follow exactly the same trend as total pollen concentrations that are mainly driven by trees (especially *Quercus*). Strong pollen production, enhanced river transport, and finer grain-sized sediments, are crucial factors that will increase pollen grain concentrations. However, the strong link between pollen (terrestrial compartment) and dinocyst (marine realm) concentrations in the study core point to same conditions of organic matter export to the AM under common/synchronous sedimentation processes.

Pollen and Non-Pollen-Palynomorphs assemblages and pollen-zones

The zones established with dinocyst assemblages (Figure IV.5a) have been transferred to pollen assemblages (Figure IV.5b) for an easier land-sea discussion thereafter. Zone MD04-1 is characterized by the dominance of herbaceous pollen, mainly Cichorioideae and Poaceae. Zone MD04-2 is marked by the strong increase of the altitudinal taxa *Cedrus* (reaching maximum percentages higher than 40% at 1,001 and 961 cm), associated with semi desert-steppic vegetation taxa (i.e. *Ephedra* and *Artemisia*) and coastal-steppic vegetation taxa (i.e. Chenopodiaceae). Zone MD04-3 is characterized by the progressive increase of arboreal taxa (especially *Quercus ilex*), associated with strong occurrences of herbaceous taxa (Cichorioideae and Poaceae) until 740 cm (limit c). In zone MD04-3, limit c corresponds to the onset of the strongest forest representation, largely represented by *Quercus*, associated with Cupressaceae, as well as Mediterranean forest (*Olea*, *Pistacia*) and open vegetation (i.e. Cichorioideae and Poaceae) taxa. Interestingly, from limit c, freshwater algae occurrences also increase. Zone MD04-3 is also marked by increasing occurrences of *Glomus* spores and Ascospores. Zone MD04-4 is marked by a strong representation of the arboreal taxa (up to 40%), associated with slightly decreasing percentages of open vegetation taxa (Cichorioideae, Poaceae). Coastal-steppic taxa (Chenopodiaceae) with slight increases of *Ephedra* and *Artemisia* also correspond to decreasing occurrences of *Glomus* spores. Finally, zone MD04-5 is characterized by the progressive decrease of arboreal taxa (especially *Quercus*) favoring the synchronous increase of the open vegetation taxa (Cichorioideae, Asteroideae, Poaceae). Additionally, semi-desert taxa (*Ephedra* and *Artemisia*) percentages slightly increase with those of *Olea*, while *Glomus* spore occurrences progressively increase. Modern climate-landscape relationships in Eurasia and Northern Africa (Woodwards, 1987; Peyron et al., 1998) will be considered for pollen interpretations. A full description of main pollen results description is available in Tableau IV.2

Tableau IV.2 : Palynozones dinocysts, pollen and non-pollen palynomorphs descriptions

Pollen zones	Limits	Interval (cm)	Age (cal BP)	Description of Dinocyst zones	Pollen zones	Inferred hydrological changes	Description of pollen zone	Vegetation changes	Inferred climatic changes	Non-pollen palynomorphs remarks
MD04-5	Top - f	0 - 370	0 - 1 400	High values of <i>Brigantedinium</i> spp. (60% mainly), <i>S. mirabilis</i> and <i>O. centrocarpum</i> . Increasing values of estuarine-stratified taxa and thermophilous full-oceanic taxa. Diverse coastal productivity and upwelling heterotrophic assemblage. Occurrences of <i>Lejeunecysta</i> spp.	Highest heterotrophic taxa representations. Mixed upwelling and coastal productivity.	Upwelling driven productivity mixed with river discharge induced coastal productivity. Increasing oligotrophic conditions signal	Strongest representation of <i>Cichorioideae</i> (up to 35% mainly), <i>Asteroideae</i> . Stable percentages of <i>Poaceae</i> , <i>Quercus ilex</i> , deciduous <i>Quercus</i> , <i>Olea</i> , <i>Pistacia</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Cupressus</i> , <i>Cedrus</i> . Increasing percentages of <i>Ephedra</i> and <i>Artemisia</i> . Increasing occurrences and representations of human impact taxa.	Open shrubs and steppe vegetation combined with open mediterranean forest forming matorrals and maquis. Potential human activity expansion.	Increasing aridity	Freshwater algae stable representation. <i>Glomus</i> high abundances, ascospores stable abundances. Occasional coprophilous abundances.
	f - e	370 - 485	1 400 - 2 700	High values of <i>Brigantedinium</i> spp. (60% mainly) followed by stable represented <i>S. mirabilis</i> and <i>O. centrocarpum</i> . Diverse coastal productivity and upwelling heterotrophic assemblage. High representation of <i>T. applanatum</i> .	Highest heterotrophic taxa representations. High upwelling and coastal productivity.	Upwelling driven productivity under relatively stable Atlantic influence.	Strong increase of <i>Cichorioideae</i> (30% mainly), <i>Asteroideae</i> . Stable percentages of <i>Poaceae</i> , <i>Quercus ilex</i> , deciduous <i>Quercus</i> , <i>Olea</i> , <i>Pistacia</i> , <i>Juniperus</i> , <i>Cupressus</i> , <i>Cedrus</i> , <i>Ephedra</i> and <i>Artemisia</i> .	Open shrubs and steppe vegetation combined with open mediterranean forest forming matorrals and maquis.	Increasing aridity	Freshwater algae stable representation. <i>Glomus</i> high abundances, ascospores stable abundances.
MD04-4	e - d	485 - 575	2 700 - 5 120	High values of <i>S. mirabilis</i> (30% mainly) and <i>I. aculeatum</i> . High representations of <i>L. machaerophorum</i> . Increasing percentages of <i>S. bentorii</i> , <i>N. labyrinthus</i> and <i>T. applanatum</i> .	Highrepresentation of phototrophic taxa. Upwelling cortege strong representation.	Intense upwelling activity. Intense oceanic influence. Seasonal oligotrophic stratified warm surface waters persistent signal.	Increasing of <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Cichorioideae</i> , <i>Artemisia</i> and <i>Ephedra</i> . Small decrease of <i>Quercus ilex</i> and decrease of <i>Pistacia</i> , <i>Quercus suber</i> and <i>Cedrus</i> .	Open mediterranean forest with extended underbrush and maquis of <i>Cichorioideae</i> , <i>Asteraceae</i> and <i>Poaceae</i> steppe	Decreasing rainfalls with centennial oscillations	Lower freshwater algae and <i>Glomus</i> abundances. Peak of ascospores around 540 cm.
MD04-3	d - c	575 - 740	5 120 - 8 600	High values of <i>Brigantedinium</i> spp. increasing percentages of <i>I. aculeatum</i> (15-20% mainly) and <i>S. mirabilis</i> . Rare occurrences of <i>Lejeunecysta</i> spp. And <i>T. applanatum</i> .	Stable strong heterotrophic representation. Highest percentages of the Thermophilous full-oceanic taxa majorly represented by <i>Impagidinium aculeatum</i> .	Strongest oligotrophic surface conditions, increasing stratification and sea surface temperature. Persistent upwelling productivity signal.	Highest trees percentages. Increasing percentages of <i>Cupressaceae</i> , <i>Pistacia</i> and <i>Olea</i> , <i>Quercus ilex</i> and <i>Poaceae</i> . Decrease of <i>Chenopodiaceae</i> and small decrease of <i>Cichorioideae</i> which peaks from 650 to 600 cm.	Open mediterranean oak forest combined with underbrush and maquis of <i>Cichorioideae</i> , <i>Asteraceae</i> and <i>Poaceae</i>	Increased humidity and temperature marked with centennial oscillations	Highest representations of freshwater algae. Stable high representation of <i>Glomus</i> and ascospores.

	c - b	740 - 910	8600 - 11500	High percentages of <i>Brigantedinium</i> spp. (40 % mainly). Diverse coastal productivity and upwelling heterotrophic assemblage. Highest percentages of <i>O. centrocarpum</i> (10-20% mainly).	Increasing of the heterotrophic taxa representations. Increasing representation of thermophilous full-oceanic taxa.	Oligotrophic surface conditions, stratification and sea surface temperature. Persistent upwelling driven productivity.	Strong increase of <i>Quercus ilex</i> , deciduous <i>Quercus</i> , <i>Pistacia</i> , <i>Olea</i> , <i>Asterioideae</i> , <i>Cichorioideae</i> and <i>Poaceae</i> . Decrease of <i>Cedrus</i> , <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Artemisia</i> and <i>Ephedra</i> . Increasing representation of monocotyledonae and pteridophyte spores.	Open mediterranean forest and underbush or maquis	Warmer conditions and gradual increased humidity	Stable high representation of Glomus and ascospores.
MD04-2	b - a	910 - 1025	11500 - 13700	Increase of the <i>N. labyrinthus</i> percentages (30 - 35% mainly). Cold water taxa <i>S. lazus</i> and <i>B. tepikiense</i> are also represented in high values. <i>O. centrocarpum</i> shows stronger representations around 910-950 cm. Highest representation of the intern neritic taxa <i>S. ramosus</i> , <i>S. bentorii</i> and <i>S. membranaceus</i> .	Decrease of the heterotrophic taxa representation with the persistence of upwelling cortège taxa. Increasing percentages of cold water taxa and external neritic photrophic taxa. Diversified assemblage.	Cold surface temperature. Strong oceanic influence. Highest productivity period in this sequence.	Highest representations of <i>Cedrus</i> (30% mainly) with two major peaks at 970 and 1000 cm (reaching more than 40%). Increase of <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Artemisia</i> and <i>Ephedra</i> with a decrease of all <i>Quercus ilex</i> , <i>Quercus suber</i> and <i>Cupressaceae</i> .	Steppe with semi-desert plants. Sparse Pine and coniferous woodlands and <i>Cedrus</i> forests uplands.	Dry and cold conditions	Weak or lacking freshwater algae and fungal spores signal
MD04-1	a - Bottom	1025 - 1042	13700 - 14000	Dominance of <i>Brigantedinium</i> spp.	Dominance of the heterotrophic taxon <i>Brigantedinium</i> spp.	Apparent productive conditions, active upwelling.	Dominance of <i>Chenopodiaceae</i> , <i>Cichorioideae</i> and <i>Poaceae</i> associated to <i>Artemisia</i> and <i>Ephedra</i> . Low representation of <i>Quercus ilex</i> (less than 10 %) and <i>Cupressaceae</i> .	Dominating steppe with sparse mediterranean woodlands.	Dry conditions	Weak or lacking freshwater algae and fungal spores signal

IV.3.5 Palynological quantifications

In the dinocyst-inferred sea-surface reconstructions, the number of selected analogues is 5 (Figure IV.4). D_{min} (statistical distance calculated by the MAT between fossil and modern assemblages) varies on the sequence with an average value of 0.87 and a threshold of 1.35 was adopted and excluded assemblages that present excessive values. No analogues were selected for 6 fossil samples, only 1 analog was selected for 4 fossil samples respectively, 2 analogs for 1 fossil sample, 3 analogs for 3 fossil samples, 4 analogs for 9 fossil samples and 5 analogs for the 63 other samples testifying the statistical robustness of the reconstruction.

In the pollen-inferred climate reconstruction, the number of selected analogues is 4: appropriate analogues are selected through cross-validation based on leave-one-out approach. Stable D_{min} are calculated with a value of 0.39 from 1.040 cm to limit e (485cm) and of 0.47 from limit e to the top of the sequence, testifying from stable robustness of reconstructed climatic parameters. Only SST and SSS will be discussed for hydrologic parameters as well as annual precipitations (PANN) and temperature seasonality for climatic parameters. Exhaustive description of other environmental parameters reconstructed is available in Data in Brief.

IV.3.6 Molecular biomarkers

The concentration of alkenones (C_{37}) plotted as the sum of C_{37} (Figure IV.4a) ranges from 18 to 328.5 $ng.g^{-1}$, with a mean value of around 75.6 $ng.g^{-1}$. The Sum of C_{37} follows the same trend as palynomorph (dinocyst and pollen) concentrations all along the sequence with higher values noted in the intervals “a-b” (1,025 to 910 cm) and “d-e” (575 to 485 cm), highlighting two periods of higher export and preservation of marine and continental organic matter, as previously underlined with higher dinocyst and pollen concentrations, respectively. The concentration of TERR-alkanes ($n-C_{25}$, $n-C_{27}$, $n-C_{29}$, $n-C_{31}$, $n-C_{33}$), plotted as the sum of n-alkanes (Figure IV.4b), ranges between 354 and 1,071 $ng.g^{-1}$, with a mean value of 643 $ng.g^{-1}$. Up to limit b (910 cm), the sum of n-alkanes shows average values decreasing to the lowest recorded ones. From limit b to f (910 to 370 cm), the sum of n-alkanes shows higher values than the average of the dataset, with peak values recorded between limits b and d (910 to 575 cm). Finally, from limit f onward (370 cm to the top), the sum of n-alkanes decreases to lower values than the average of the dataset, after a peak value recorded from limit f (370 cm) to 200 cm. Finally, TERR-alkane ACL shows stable average value of 30.2 during the Holocene period. The strong dominance of $n-C_{29}$ and $n-C_{31}$ leaf wax lipids suggests aridity adapted plants which is consistent with the palynological assemblages spotting open vegetation strong representation during the whole period.

IV.4. Discussion

IV.4.1 Palynomorph preservation and the ambiguous signature of *Brigantedinium* spp.

Overall, the fine-grained (silto-clayey) sediments, associated with the high sedimentation rates (ca. 50 cm/kyr), of core MD04-2801 may have favoured optimal conditions for the preservation of fossilized palynomorphs (dinocysts and pollen grains).

Considering pollen taxa, previous studies discussed different taxa sensibilities to oxidation effects (e.g. Haviga, 1967, 1971; Lebreton, 2010). For instance, Cichorioideae pollen grains are not very sensitive to degradation issues and could be overrepresented in pollen assemblages at the expense of other more pollen-sensitive taxa. A recent study of the modern distribution of pollen grains in the WMB suggested that modern pollen assemblages in our study area are representative of the adjacent vegetation (Coussin et al., in prep). This allows us to discuss, in this study, Holocene pollen signals in the AM (with a major riverine transport), by attempting to faithfully reconstruct past vegetation dynamics. The potential overrepresentation of Cichorioideae taxa is here assumed to be negligible. Furthermore, the undamaged aspect of all pollen grains along the sequence leads us to consider that pollen-based observations on core MD04-2801 are mainly issued from the coastal Algerian catchments (Coussin et al., in prep).

Regarding dinocyst taxa, *Brigantedinium* spp. are dominant in core MD04-2801 and show large fluctuations (ca. 10 to 80 %; Figure IV.6) throughout the sequence. *Brigantedinium* spp. is often interpreted as an upwelling-type signature (e.g. Marret, 1994; Zonneveld et al., 1997, 2001; Bouimetarhan et al., 2009; Penaud et al., 2016). Moreover, modern occurrences of *Brigantedinium* spp. in surface sediments of the WMB (around 20%), in association with *T. applanatum*, *Lejeunecysta* spp., *Echinidinium* spp., *S. nephroides* and grouped *S. quanta* and cysts of *P. nudum*, allowed to define these taxa as characteristic of productive surface waters in the study area, and were used to highlight the major haline-upwelling front associated with the Algerian Current (AC) itself depending on the vigour of the Alboran gyres (Coussin et al., in prep). In this study, *Brigantedinium* spp., in a surprising and unexpected way, reach peak values of ca. 80% over the Holocene (Figure IV.6), never reconstructed yet in modern WMB surface sediments, even along the AC (Coussin et al., in prep). Since *Brigantedinium* spp., as well as *Echinidinium* spp., are well-known for their strongest sensitivity (such as heterotrophic dinocysts in general) to oxic conditions (e.g. Zonneveld et al., 1997; Kodrans-Nsiah et al., 2008; Bogus et al., 2014), they must be interpreted carefully when used as tracers of primary productivity, since their occurrences in sediments decrease logarithmically with increasing bottom water oxygen concentrations

(Zonneveld et al., 2001, 2007, 2008). This raises questions about potential taphonomic biases that may have altered dinocyst assemblages.

Study site where core MD04-2801 was retrieved, at 2,063m deep, is bathed by the Western Mediterranean Deep Waters (WMDW). WMDW as well as Ligurian Intermediate Waters (LIW) contribute to the Mediterranean Outflow Water (MOW) export at the Gibraltar Strait (Stommel et al., 1973; Lionello et al., 2006) which intensity varied through time and was reconstructed over past glacial-interglacial conditions (e.g. Voelker et al., 2006, 2015; Toucanne et al., 2007; Peliz et al., 2009; Rogerson et al., 2010; Bahr et al., 2014, 2015; Hernandez-Molina et al., 2014). Stronger flows of the LIW are discussed during cold climate events such as the Younger Dryas (YD) interval (Corsica Trough: Toucanne et al., 2012), implying a stronger WMB ventilation, as also supported by Alboran Sea records (Mc Culloch et al., 2010). In contrast, warmer Holocene conditions, and especially the time interval corresponding to the Sapropel 1 (S1; 10.8 ± 0.4 to 6.1 ± 0.5 ka BP) event in the Eastern Mediterranean Basin (e.g. Kallel et al., 1997; Bar-Matthews et al., 2000, 2003; Mercone et al., 2000; Rohling et al., 2002; Tachikawa et al., 2015) are characterized by a weakened/cessation of the LIW formation (e.g. Toucanne et al., 2012). This shift from well-ventilated bottom waters during the YD to less-ventilated conditions during the climate optimum of the Holocene (ca. 9.5-6.5 ka BP) corresponds with low (around 20% such as today) to high (> 40%) percentages of *Brigantedinium* spp., respectively (Figure IV.6). There is therefore a risk that the reconstructed *Brigantedinium* spp. signal will be modulated by oxygenation conditions despite the high sedimentation rates calculated at our study site. In this context of potential diagenetic issues, and related *Brigantedinium* spp. degradation *versus* preservation, Zonneveld et al. (2007) suggested the use of the absolute concentration of phototrophic taxa rather than heterotrophic (or total dinocyst) ones, combined with dinocyst diversity (or species richness), in order to discuss varying productivity conditions. For the following discussion, we will therefore focus on a productivity signal based on these recommendations, in order to deconvolute the potential bias of ventilation on heterotrophic dinocyst preservation.

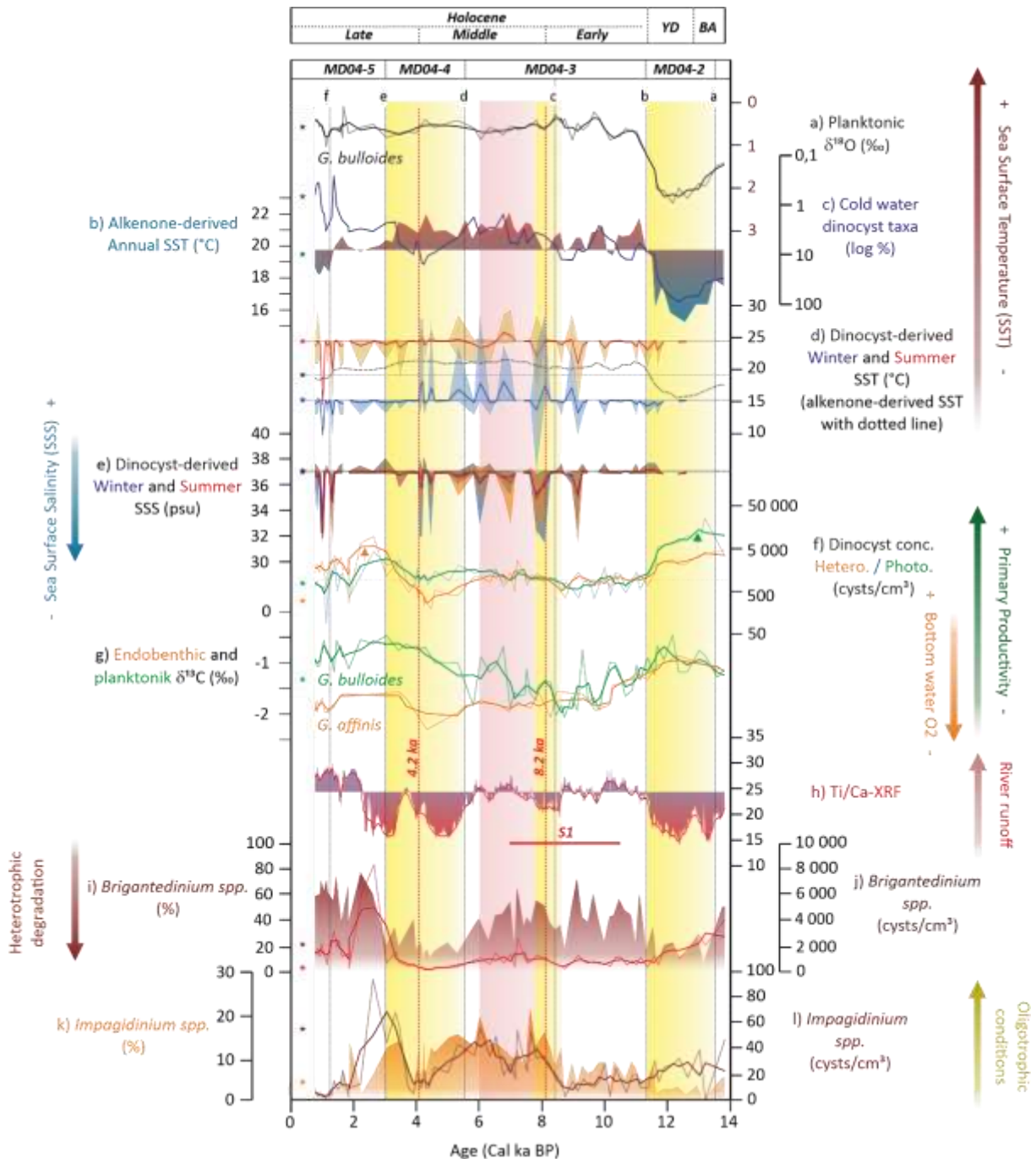


Figure IV.6 : Oceanic proxies from the MD04-2801 core plotted in age (Cal years BP) with related pollen-zones, sedimentological, stratigraphical limits and remarkable periods (S1 = Sapropel 1). Modern values from KMDJ-23 core are plotted as coloured stars in the left band of the figure (1 - 0 ka). a) Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ (‰), b) Alkenone derived annual Sea Surface Temperatures (SST, shaded from low temperatures in blue to high temperatures in red, $^{\circ}\text{C}$), c) Cold water dinocyst taxa percentages (*N. labyrinthus*, *B. tepikiense* and *S. lazus*, cf. Figure IV.5) in reversed logarithmic scale, d) Dinocysts-derived Winter (blue) and Summer (red) SST ($^{\circ}\text{C}$) with shaded reconstructed minima and maxima and alkenone-derived annual SST as a dotted blue line. e) Dinocyst-derived Winter (blue) and Summer (red) Sea Surface Salinity (SSS, psu) with shaded reconstructed minima and maxima, f) Heterotrophic (orange) and Phototrophic (green) dinocyst concentration in logarithmic scale, g) Planktonic (*G. bulloides*; in green) and endobenthic (*G. affinis*; in yellow) $\delta^{13}\text{C}$ (‰ VPDB), h) XRF Ti/Ca ratio, i) *Brigantedinium* spp. percentages (%), j) *Brigantedinium* spp. concentration (red line), k) *Impagidinium* spp. percentages (%), l) *Impagidinium* spp. concentration (brown).

IV.4.2 From the Bölling-Alleröd to the Younger Dryas

IV.4.2.1. Hydrological context

Such as in the Alboran Sea (Cacho et al., 1999), alkenone-derived annual Sea Surface Temperatures (SSTs; Figure IV.6b) highlight a strong cooling trend from the Bölling-Alleröd (B/A: zone MD04-1) to the Younger Dryas (YD: zone MD04-2 or “a-b”), reaching the lowest SST values of the whole study sequence (i.e. 15.5°C; 4.1 °C below modern annual SSTs), as also supported by the heaviest planktonic $\delta^{18}\text{O}$ values greater than 2 ‰ (Figure IV.6a). During the YD, cool-water dinocyst taxa (*N. labyrinthus*, *B. tepikiense* and *S. lazus*), dominating today polar to subpolar environments (e.g. Rochon et al., 1999; Van Nieuwenhove et al., 2020), show maximum percentages while dinocyst-derived SSTs are not able to provide modern analogues representative of this cold climate event (Figure IV.6d). Environmental conditions found no equivalent today in the modern dinocyst database and all selected analogues had statistical distances higher than the accepted threshold (Figure IV.4a). From the other side of Gibraltar, mean anomalies of minus 3.5 and 8.5°C regarding present-day winter SSTs were reconstructed with foraminifera and dinocysts in the areas of SW Portugal and Cadiz-NW Morocco, respectively (e.g. Penaud et al., 2011). In these northeastern Atlantic subtropical areas, same YD assemblages (*N. labyrinthus*, *B. tepikiense* and *S. lazus*) were observed with however slight differences in percentages: *B. tepikiense* hardly occurred in the Gulf of Cadiz and further south, while *S. lazus* hardly occurred off Portugal (Penaud et al., 2011). This demonstrates the mix northern-subtropical Atlantic influences in the AM. Also, as observed in the Alboran Sea (Turon and Londeix, 1988), *N. labyrinthus* is the stratigraphical marker of this cold event of the last deglaciation, testifying of the southward shift of the bioclimatic belts. In the AM, percentages close to (or slightly higher than) 30% are closer to those reconstructed off the Iberian margin (slightly higher than 20%) than NW Morocco (5%), pointing to the major increased advection of cold Atlantic waters that propagated in the WMB. In addition, *O. centrocarpum* (i.e. North Atlantic taxon) shows four-time stronger representation than *L. machaerophorum* estuarine taxon suggesting the prevailing oceanic influence in the AM associated with extremely low fluvial input (Figure IV.5a).

This period also corresponds to heavy planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values and higher concentrations of alkenones and phototrophic dinocysts (Figure IV.6f) as well as a strong dinocyst diversity (Figure IV.4a). This suggests, at that time, an enhanced primary productivity, despite lower *Brigantedinium* spp. percentages that may result from a lower heterotrophic cyst preservation under stronger bottom-water ventilation (cf. section IV.5.1). High productive conditions may be attributed to a stronger vigour of the AC resulting from the strengthening of the Alboran gyres during the YD (Combourieu-Nebout et al., 1999; Barcena et al., 2001; Mc Culloch et al., 2010; Penaud et al., 2011; Rouis-Zargouni et al., 2012; Fink et al., 2013; Ausín et al., 2015).

IV.4.2.2. Climate and continental context

YD productivity pattern could additionally have been supported by the fertilization of the photic zone by Saharan dust inputs, such as during the cold events of the last glacial period (Moreno et al., 2002; Bout-Roumazeilles et al., 2007; Jimenez-Espejo et al., 2008; Rodrigo-Gamiz et al., 2011; Bout-Roumazeilles et al., 2013). Unfortunately, the clayey fraction of core MD04-2801 only represents ca. 20% of the sediment lithology, and the high sedimentation rates of our study core (50 cm/kyr), mainly characterized by silts, do not permit to characterize Aeolian-transported clayey minerals such as the typical Palygorskite signature.

Furthermore, during the YD, the strong representation of semi-arid (*Artemisia*, *Ephedra*) and steppic-coastal (Chenopodiaceae) taxa, associated with the weak representation of the Mediterranean forest, accounts for extremely dry conditions characterized by open and steppic landscape (Figure IV.7g). Over the WMB, previous studies already discussed this cold and dry event as being characterized by a first dry phase followed by a more humid period (e.g. Pons and Reille, 1988; Lamb et al., 1989; Watts et al., 1996; Combourieu Nebout et al., 1998, 2002; Allen et al., 2002; Penalba et al., 1997; Turon et al., 2003; Naughton et al., 2007; Kotthoff et al., 2008; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Bordon et al., 2009; Dormoy et al., 2009; Combourieu-Nebout et al., 2009; Desprat et al., 2013). This bipartite structure is not obvious at the resolution of our study during the YD except for a slight decreasing trend of *Artemisia* from the start to the end of the YD (Figure IV.5b). Additionally, the TERR-alkane ACL, ranging from 29.8 to 30.2 (Figure IV.4b), is consistent with a higher proportion of plants adapted to aridity that are characterized by plant waxes with n-C₂₉ and n-C₃₁ alkanes.

The sedimentological description of the YD facies (cf. section IV.4.1) highlights coarse carbonate sediments with very few advection of small-sized silico-clastic and ferro-magnetic sediments. Consequently, the arid context of the YD, as depicted by pollen grains, may have favoured a stronger erodability of geological sedimentary formations and an easier transport of carbonate particles by Aeolian processes, under strengthened atmospheric circulation. Indeed, low Kaolinite values (Figure IV.7b) suggest reduced chemical alteration while low concentrations of *Glomus* spores (Figure IV.7d) testify of weak runoff under low precipitations. However, sporadic but intense erosive runoff events may found echo in some peaks of pre-Quaternary (i.e. reworked) cyst concentrations (Figure IV.7a) that may result from the alteration of Tertiary carbonate geological formations. Indeed, Algerian oued discharge are intensified during intense rainfalls responsible for flash floods with strong erosive potential. However, the scarce occurrences of continental NPPs and generally low concentrations of reworked dinocysts, better attest of low alteration and low fluvial input to the AM.

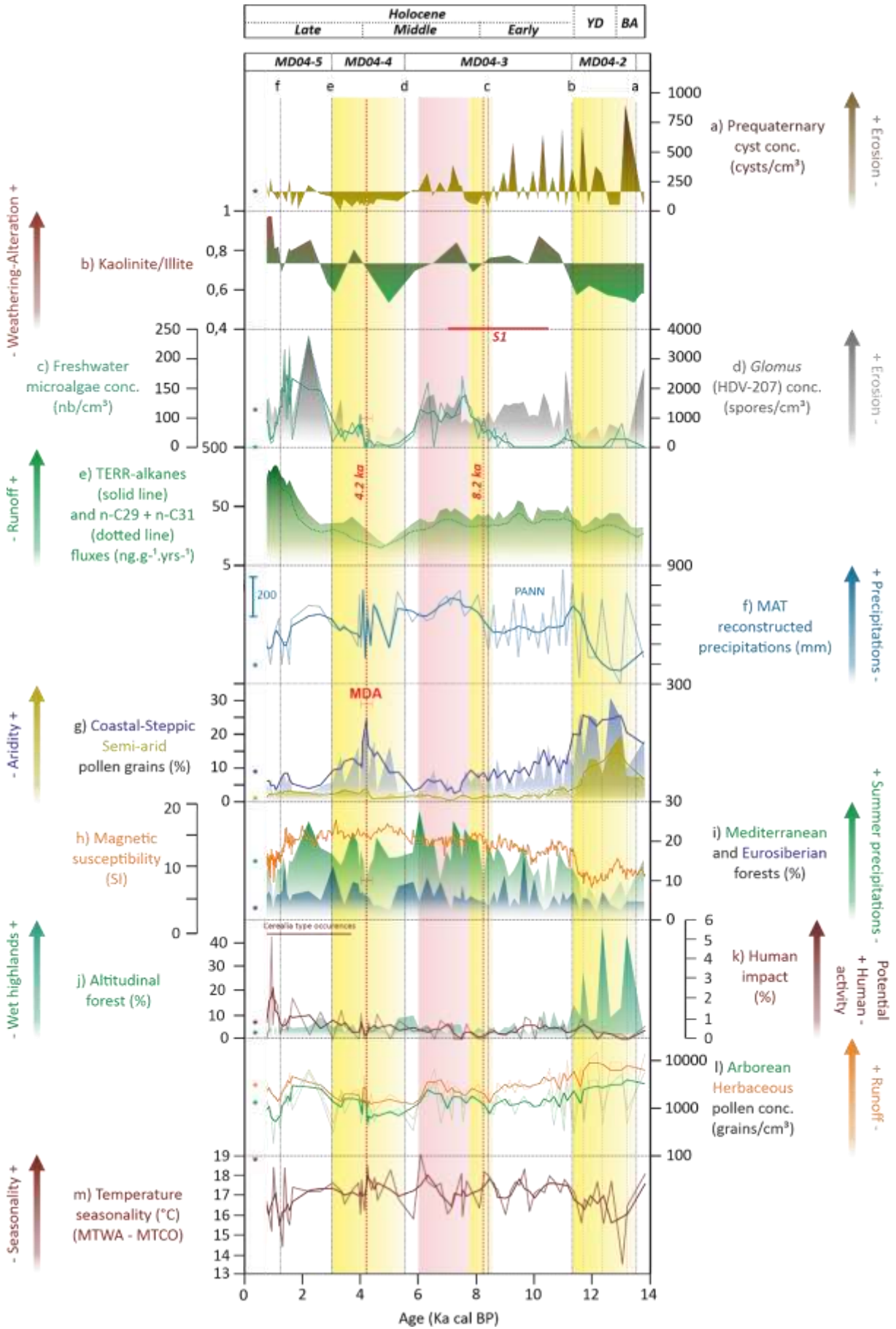


Figure IV.7 : Continental proxies from the MD04-2801 core plotted in age (Cal years BP) with related pollen-zones, sedimentological, stratigraphical limits and remarkable periods (S1 = Sapropel 1, Megadrought Algeria = MDA). Modern values from KMDJ-23 core are plotted as coloured stars in the left band of the figure (1 - 0 ka). a) Prequaternary cysts concentration with low values in yellow and high values in brown, b) Kaolinite/Illite percentages of the clayey phase ratio with higher Illite values in green and higher values in Kaolinite in red, c) freshwater algae concentration (green), d) *Glomus* (HDV-207) concentration (grey), e) superior plant leaf wax produced TERR-alkane (shaded green silhouette) and major represented $n-C_{29} + n-C_{31}$ (green dotted line) fluxes (ng.g⁻¹.yrs⁻¹), f) Pollen-derived annual precipitations reconstructions (mm, blue line), g) Coastal-steppic and Semi-arid vegetation (cf. Figure IV.5) percentages, h) Siliciclastic coarse grain inputs figured by magnetic susceptibility (SI), i) Mediterranean and Eurosiberian forest (cf. Figure IV.5) percentages, j) Altitudinal forest (cf. Figure IV.5), k) Human impact taxa (cf. Figure IV.5) percentages, l) Arboreal (green) vs Herbaceous (orange) pollen concentration, m) Temperature seasonality index calculated with pollen-derived Mean Temperature of the Warmest Month (MTWA) and Mean Temperature of the Coldest Month (MTCO) as (MTWA-MTCO).

Finally, strong atypical occurrences of *Cedrus* (about 20 %, with peaks up to 40 %) are here recorded. Considering the modern distribution of *Cedrus atlantica* in North Africa (Bell et al., 2019), in the highest altitudinal vegetation belts (Ben Tiba and Reille, 1982; Stambouli-Essassi et al., 2007), and the modern distribution of *Cedrus* percentages (around 0.5% in KMDJ-23 core; Coussin et al., in prep) in the AM (Coussin et al., 2021), we suggest a wider altitudinal *Cedrus-Pinus* forest that developed in the high reliefs of the Tell Atlas at that period. Even if stronger Aeolian transport of coniferous pollen grains (that are better dispersed by winds than other pollen grains) may also have been possible due to the strengthened atmospheric circulation, the synchronous timing in peaks of *Cedrus* percentages with peaks of pre-quaternary cyst concentrations (three vertical dotted lines in Figure IV.6), rather suggest remaining mild conditions in altitudinal zones enhancing fluvial transport (i.e. strong seasonal erosive runoff) of *Cedrus* even in the arid context of the YD.

IV.4.3 The Holocene

IV.4.3.1. Early Holocene (11.7–8.2 ka BP)

The early Holocene is characterized by a strong decrease of the semi-arid and coastal-steppic vegetation (Figure IV.7g), replaced by typical matorrals (xerophytous open vegetation) mainly represented by Cichorioideae (Figure IV.5b). At the same time, the altitudinal forest represented by *Cedrus* will no longer be recorded along the Holocene with high percentages (i.e. values close to modern-ones; Figure IV.7j), due to reduced extent of these altitudinal vegetation belts in the Atlas Mountains in a context of increasing temperatures allowing other taxa to colonise altitudinal belts. Previous studies also discussed the limited altitudinal area where *Cedrus* retracted at the YD-Holocene transition, while warmer Holocene conditions will favor the evergreen *Quercus* forest expansion (Marret and Turon, 1994; Cheddadi et al., 1998; Cheddadi et al., 2009; Zielhofer et al., 2017). Until 8 ka BP, the progressive increase of Mediterranean forest taxa, combined with the persistent signature of the open vegetation (e.g. Cichorioideae, Poaceae; Figure IV.7l), suggest a progressive increase of moisture, which is a critical limiting factor for the forest expansion in the southern Mediterranean area (Quezel, 2000). Increasing moisture is also supported by sedimentological, bioindicator, and biochemical runoff tracers (i.e. higher magnetic susceptibility and Ti/Ca-XRF values, higher concentrations of *Glomus* spores and of pre-Quaternary cysts, higher TERR-alkane fluxes). In the AM, *Quercus* maximal values thus appear delayed, while Mediterranean matorrals (mainly represented by Cichorioideae, Poaceae and Asteraceae) associated with typical sclerophytous trees (*Olea* and *Pistacia*) are still observed.

The delayed expansion of forest appears consistent with current Mediterranean observations suggesting that, following moisture deficiency, three millennia are necessary for a full Mediterranean forest recovery (e.g. Pons and Reille, 1988; Watts et al., 1996; Combourieu-Nebout et al., 1998, 2002; Allen et al., 2002; Peñalba et al., 1997; Turon et al., 2003; Naughton et al., 2006; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Bordon et al., 2009; Jalut et al., 2009; Tzedakis, 2007; Tinner et al., 2009; Fletcher et al., 2010; Zielhofer et al., 2017). The early Holocene corresponds to the highest values of boreal summer insolation (Berger and Loutre, 1991), responsible for high summer temperatures that may have enhanced summer Mediterranean droughts, therefore slowing down the development of trees. Previous studies conducted in northwestern Africa also discussed the maximal forest development at around 8.5 ka BP (Ballouche, 1986; Brun 1989; Lamb et al., 1989), consistently with the maximal values reached at the end of the Early Holocene in our study core (ca. 8 ka BP). Reconstructed precipitations also suggest relatively low precipitations before 8.5 kyrs while the temperature seasonality indicates a strong thermal amplitude explained by high summer temperatures (Figure IV.7m).

In parallel with the Mediterranean forest expansion (Combourieu-Nebout et al., 1998, 1999, 2002, 2009), alkenone, dinocyst and planktonic $\delta^{18}\text{O}$ data (Figure IV.6a) point to a strong increase of SSTs at the start of the Holocene, with a 4.5°C increase of alkenone-based annual SST (i.e. from 16°C during the YD to ca. 20.5°C during the Holocene). It is worth noting that alkenone-based SSTs exhibit mean annual values consistent with the dinocyst-based SST seasonal variability range (Figure IV.6d). Furthermore, both alkenone- and dinocyst-derived SST estimates, as well as percentages of cold water dinocyst taxa, point to slightly cooler SST conditions during the Early Holocene regarding the following conditions of the Middle Holocene. The warmest conditions are therefore not reached yet during the early Holocene, and the prevalence of runoff signatures (significant peaks of *Glomus* and pre-Quaternary cysts) may result from increasing moisture combined with a still high erodability of soils in a continental context of persistent opened landscape.

The Holocene transition is also characterized by a pronounced drop of dinocyst and alkenone C_{37} concentrations, as well as lighter planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values, likely accounting for less productive conditions. Interestingly, heterotrophic cyst percentages however increase with a plateau of high values (about 50 %) persistent until 6.5 ka BP. However, the early Holocene also corresponds to the maximum of the boreal summer insolation and the related northward migration of the intertropical convergence zone, that will drive the formation of Sapropel S1 (cf. Figure IV.6g; Rossignol-Strick et al., 1982; Rossignol-Strick, 1985; Howell and Thunell, 1992; Rohling, 1994; Rohling et al., 2004, 2015) by enhancing river discharge in the Eastern Mediterranean Basin, as observed eastward in the Siculo-Tunisian strait between ca. 9.5–6 ka BP (Bout-Roumazielle et al., 2013). We suggest that enhanced African monsoons (e.g. Emeis et al., 2000; Kallel et al., 1997; De Menocal et al., 2000; Tachikawa et al., 2015; Siani et al., 2013), associated with the cessation of deep and intermediate water formation (Frigola et al., 2007; Toucanne et al., 2012), may have favoured organic matter and therefore heterotrophic cyst preservation, and especially that of the most sensitive taxa *Brigantedinium* spp., under anoxic bottom waters in the Mediterranean Sea. Low productive conditions in the AM, as also confirmed by significant co-occurrences of *I. aculeatum* and *S. mirabilis* (Coussin et al., in prep), find an echo with the oligotrophic conditions recorded in the Gulf of Cadiz (Penaud et al., 2016) that may have propagated in the WMB through advection of nutrient-poor subtropical North Atlantic Central Waters.

IV.4.3.2. Middle Holocene (8.2–4.2 ka BP)

The Mediterranean forest, after an increasing trend across the early Holocene, reaches maximal values higher than 20% during the mid-Holocene, while the Eurosiberian taxa do not show a significant increase (Figure IV.7i). These latter arboreal taxa require high moisture conditions and a reduced seasonality in the precipitation regime, therefore suggesting still moderate precipitations in the southern

Mediterranean Basin as also confirmed by sclerophyllous and matorral observations. More specifically, the mid-Holocene can be subdivided into three main phases.

The first one, centered around 8.2 ka BP, lasting for about 100 to 200 years, is characterized by a significant forest drop (Figure IV.7i). This reminds the so-called “8.2 ka event” (Alley et al., 1997) that led to cold climate and hydrological conditions in the Northern Hemisphere and also affected the WMB (Combourieu Nebout et al., 1998, 2002; Magny et al., 2003; Zanchetta et al., 2007; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Pross et al., 2009; Depreux et al., 2021) by limiting the precipitation pattern (Berger and Guilaine, 2009; Morill et al., 2013). During this arid event, anomalously low fluvial discharge may be responsible for lower concentrations of pre-Quaternary cysts, *Glomus* spores, and freshwater microalgae in the AM (Figure IV.7c and IV.7d). This drought interval is also obvious with low values of the ratios Ti/Ca-XRF ratio and Kaolinite/Illite (Figure IV.7b) thus suggesting lower river runoff and chemical alteration, respectively. The 8.2 ka BP event is also known as a cold event which lowered SSTs, as recorded by alkenone-derived SST estimates (Figure IV.6d).

Then, between 8 and 6 ka BP, evergreen oaks largely dominate the Mediterranean forest, with maxima recorded at that time, associated with the highest representation of *Pistacia* and *Olea*, and the lowest representation of coastal-steppic and semi-arid taxa, suggesting less dry summers and mild winters. From 8 to 6 ka BP, such an important increase in moisture is consistent with previous studies conducted in the southwestern Mediterranean lowland areas (Fletcher et al., 2013; Jaouadi et al., 2016). In addition, high river discharges are highlighted by increasing pre-Quaternary cyst and *Glomus* spore concentrations, as well as by first significant increases of freshwater microalgae concentrations (Figure IV.7c) and significant low excursions of dinocyst-based SSS estimates (salinity drops of around 1.5 psu; Figure IV.6e). In parallel, higher Kaolinite and Ti/Ca-XRF values attest of increasing chemical alteration and river runoff, in a context of warmer SSTs suggested by dinocyst-derived and alkenone reconstructions (1.5°C higher than present). This interval of increased precipitations in the Algerian highlands is synchronously recorded by several studies conducted in the Maghreb region (Jaouadi et al., 2016; Lebreton et al., 2019; Depreux et al., 2021) and by Mediterranean simulations (Brayshaw et al., 2011; Peyron et al., 2017). At this period, rains grew stronger and spread northward into the Sahara with enhanced summer rainfalls in Africa and other parts of the tropics (e.g. de Menocal et al., 2000; McGee et al., 2013). No monsoon precipitations are recorded in the studied Western Mediterranean area (Tzedakis, 2007; Brayshaw et al., 2011), but increasing moisture evidences here attest of the strongest phase of summer rainfalls (average annual precipitations of 650 mm; 270 mm higher than present) in a context of enhanced temperature seasonality (Figure IV.7m). After the oligotrophic cooler conditions of the early Holocene, higher nutrient-enriched fluvial discharge may explain a slight increase in productivity, as suggested by increasing heavy values of planktonic $\delta^{13}\text{C}$ and a slight increase of phototrophic cyst concentrations (Figure IV.6f and IV.6g). However, the Middle Holocene also records the strongest representation of the subtropical taxon *I. aculeatum*, concomitantly with Alboran Sea and

Gulf of Cadiz sequences (Penaud et al., 2011, 2016; Rouis-Zargouni et al., 2012), this taxon signaling for warmer-oligotrophic sea surface conditions. We therefore suggest that the high mid-Holocene SSTs may have prolonged the seasonal length of the water column stratification and thus of the deepening of the thermocline. We may hypothesize that the subsequent deepening of the nutricline mitigated the productive conditions, explaining the low contrast between early and middle Holocene productivity regimes.

Additionally, from 6 ka BP, the progressive decline in forest and the increase in coastal-steppic percentages, associated with decreasing fluxes of TERR-alkanes as well as of concentrations of pollen, *Glomus* spores, freshwater microalgae and pre-Quaternary cysts (Figure IV.7c and IV.7d), suggest decreasing precipitation rates and runoff to the AM. Summer precipitations therefore gradually declined (Figure IV.7f), due to the decrease in summer solar radiation in the tropics (Berger and Loutre, 1991), and climate conditions became too dry for plants. The sharp drops in Ti/Ca-XRF and Kaolinite values (Figure IV.7b) also suggest dusty-desert conditions, in agreement with previous western Mediterranean aridification signals (e.g. Fletcher and Zielhofer, 2013; Depreux et al., 2021), therefore characterizing the end of the AHP (Shanahan et al., 2015). It is worth noting that the aridity trend, that started after 6 ka BP, ranged from about 5.5 to 3 ka BP (yellow band identified between limits d and e in Figures IV.6 and IV.7), consistently with an extremely dry interval recognized in western Mediterranean studies at the end of the African Humid Period (Cacho et al., 2001; Combourieu-Nebout et al., 2009), and also corresponding to increasing flash floods in Tunisia and Morocco due to erodible soils in opened landscape (Zielhofer and Faust, 2008; Depreux et al., 2021). During this interval, phototrophic productivity and higher dinocyst diversity (Figure IV.4a) coincide with still increasing heavy values of planktonic $\delta^{13}\text{C}$ (Figure IV.6g). Productive conditions are here related to decreasing percentages of *I. aculeatum* (i.e. SST cooling) and increasing percentages of *S. mirabilis* (i.e. Atlantic water influence), suggesting, as for the YD (section IV.2.1.), a stronger vigour of the AC resulting from the strengthening of the Alboran gyres. Lower *Brigantedinium* spp. values may result from a lower preservation under stronger ventilation of Mediterranean bottom waters at that time.

Finally, peaked values of coastal-steppic and semi-arid taxa percentages culminated between 4.3 and 3.9 ka BP, coupled with the lowest *Glomus* spore concentrations recorded in the sequence, and may correspond to a phase of megadrought in Algeria (MDA in Figure IV.7) that lasted for about 400 years (Figure IV.7), consistently with regional speleothem study from Ruan et al. (2015, 2017). The highest summer droughts recorded in our study area therefore appear synchronous with the well-known 4.2 ka BP event (e.g. Jalali et al., 2016; Bini et al., 2019; Kaniewski et al., 2019; Di Rita et al., 2019)), within the 5.5-3 ka BP interval. This also coincides with the establishment of the plateau of heaviest planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values (i.e. strongest productivity from 4.2 ka BP onward) in a context when the lowest *Brigantedinium* spp. are recorded, likely due to a strengthening of the deep water circulation at 4.2 ka BP (Figure IV.6).

IV.4.3.3. The setup of modern continental and hydrographical conditions at 3 ka BP

The Late Holocene is characterized by the end of the 5.5-3 ka BP most arid Holocene interval, previously described, followed by the last 3 kyrs BP occurring in a context of orbitally-driven climate aridity. Also, from the mid- to Late Holocene, it is worth noting that the Mediterranean landscapes will be strongly influenced by human impacts and fire activity (Pausas and Vallejo 1999, Vanni re et al., 2008; Mercuri et al., 2019). However, charcoal analyses would be needed to discuss the fire sensibility of the study area, in a context of aridity combined with land-use practices. Over the last 3 kyrs BP, two phases can be detailed more into details in our study.

First, from 3 to 1.5 ka BP, strong river discharge to the AM and associated runoff are recognized through increasing Ti/Ca-XRF and Kaolinite/Illite values, and pre-Quaternary cyst concentrations (Figure IV.6 and IV.7), as well as increasing *Glomus* spore and freshwater microalgae concentrations, even reaching their highest values (Figure IV.7). Stronger alteration-erosion and river runoff to the AM directly follow the 5.5-3 ka BP interval, such as observed during the early Holocene right after the YD except for freshwater algae that maintain with low values during the early Holocene compared with the 3-1.5 ka BP interval. This interval then also corresponds to increasing advection of pollen Anthropogenic Pollen Indicators (*Rumex*, *Cerealia*-type and *Plantago lanceolata*) as well as Chenopodiaceae and *Artemisia* (Figure IV.5b), likely resulting from pastures, as previously suggested in arid climates (Jaouadi et al., 2010; Florenzano et al., 2012; Florenzano et al., 2015). Two factors may have amplified the signature of river erosion-runoff: i) the arid conditions prevailing just before that favoured the strong erodability of soils, and ii) superimposed growing anthropic impacts in adjacent watersheds.

Second, from 1.5 ka BP to the top of the sequence, a sharp drop of Mediterranean forest taxa percentages (Figure IV.7i) is recorded in parallel with the highest Kaolinite/Illite values (Figure IV.7b; strongest chemical alteration) and the highest Ti/Ca-XRF values (Figure IV.6; strongest erosional-runoff processes). The antagonist pattern between *Glomus* spore - freshwater microalgae concentrations and Kaolinite/Illite values (i.e. opposite to their general covariation during the whole sequence) lead to interpret this interval as being likely driven by anthropogenic forcings.

Regarding surface waters, the plateau of heavy planktonic $\delta^{13}\text{C}$ values, starting at 3 ka BP, also coincides with decreasing *Impagidinium* spp. percentages and concentrations, while *Brigantedinium* spp. percentages and concentrations maintain at their highest values since then, with concentrations of heterotrophic cysts even significantly exceeding those of autotrophic cysts for the first time of the whole study sequence, especially on the 3-1.5 ka BP interval. From 3 ka BP, the upwelling taxon *T. applanatum* also reaches its highest percentages and concentrations. We therefore argue for the establishment of the

current hydrographic conditions (cf. Figure IV.1), where productivity is sustained by both vertical mixing due to the AC in the AM (wind-driven eddies) and nutrient-enriched fluvial discharges intensified by anthropic-driven land-use. Interestingly, the threshold previously highlighted at 1.5 ka BP (limit f in Figure IV.6) corresponds to a marked drop in alkenone-derived and dinocyst-derived SST estimates, that also found an echo in reduced dinocyst-derived SSS estimates. From 1.5 ka BP, this would confirm that strong advection of continental waters, accelerated by anthropic-driven erosional processes, may superimposed on the post 3 ka BP setup of modern sea surface conditions, explaining present-day primary productivity in the AM.

IV.4.4 West to East Mediterranean Basin transect

The interactions between low and mid latitude atmospheric circulations and local scale configurations as orography or coastal geomorphology creates the particularities of the Mediterranean climate (Brayshaw et al., 2011). Also, the summer length associated with the vigor of the Hadley cell directly impacts summer droughts in the Mediterranean Basin (Lionello et al., 2006). In contrast, The Mediterranean storminess activity driving the main part of seasonal precipitations is strongly correlated to the position and strength of the North Atlantic mid-latitude storm tracks (Brayshaw et al., 2010). As a result, interactions between tropical convection and North Atlantic storm-tracks constitute complex features required for understanding the long-term and rapid climate change in the WMB during the Holocene. In order to discuss hydrological and climate gradients along the Holocene, dinocyst data (i.e. *O. centrocarpum* for the North Atlantic influence (i.e. AC strengthening) versus *L. machaerophorum* for the estuarine influence (i.e. surface stratification) or Ocen/Lmac ratio, pollen data (sum of Mediterranean and Eurosiberian forest taxa), and alkenone-derived SST estimates are compared for the Gulf of Cadiz (core MD99-2339), the Alboran Sea (ODP site 976 and core MD95-2043), the Algerian Margin-AM (study core MD04-2801) and the Siculo-Tunisian strait (core MD04-2797). It is worth noting that potential chronological uncertainties (cf. YD which is out of phase for core MD04-2797; Figure IV.8), linked with the independent published age models, are a main limitation for discussing (infra)millennial climate variability but we kept published chronologies for the following discussion.

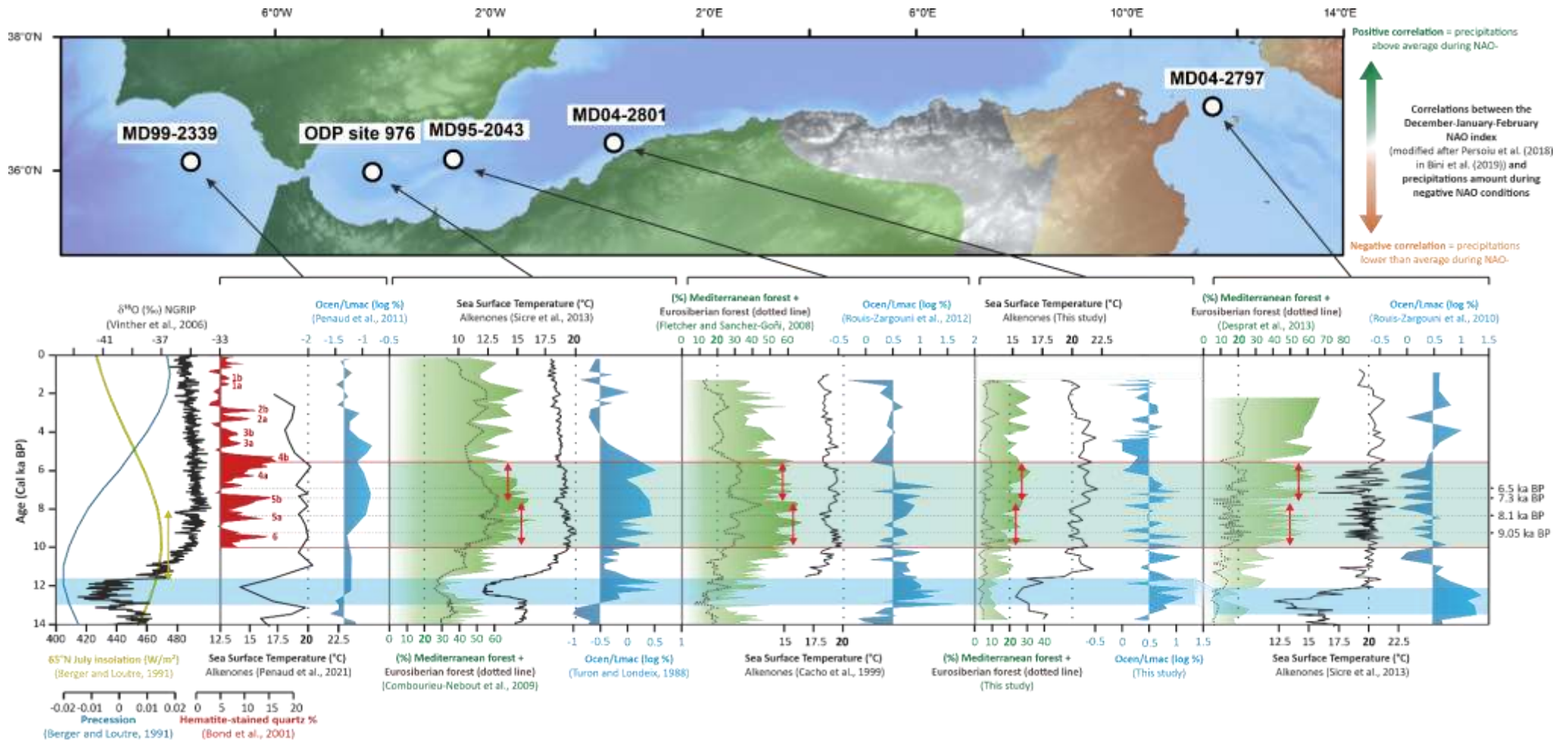


Figure IV.8 : West to East transect of sequences from the Gulf of Cadiz (MD99-2339), Alboran sea (ODP site 976 and MD95-2043), Algerian margin (MD04-2801, this study) and Sicilian strait (MD04-2797) with paleoenvironmental data plotted in age (Cal years BP) both on their published chronology and their geographical situation on the map versus Orbital parameters (Precession in blue and 65°N insolation in yellow (W/m²) from Berger and Loutre (1991), NGRIP $\delta^{18}O$ (‰, Vinther et al., 2006) in black, and Hematite-stained quartz % in red (Bond et al., 2001). For both represented cores, Alkenone-derived SST are represented (black line, °C), Ocen/Lmac log ratio representing oceanic dinocyst taxa *O. centrocarpum* versus estuarine dinocyst taxa *L. machaerophorum* log ratio (blue shaded silhouette, higher values of ratios represent lower river discharge conditions), Summed Mediterranean and Eurosiberian forest (%) with total sum as a green silhouette and eurosiberian proportion as a brown dotted line. Spotted forest retreats events are figured out as dotted horizontal lines with correspondent ages. The regional map figures all cited sequences geographical coordinates and zonal correlations with negative NAO conditions (modified after Perşoiu et al. (2019) in Bini et al. (2019)). Green zones figure positive correlations with NAO- conditions indicating stronger precipitations than average during NAO- and orange zones figures negative correlations with NAO- conditions indicating lower precipitations than average during NAO-.

IV.4.4.1. From the Younger Dryas to the Early Holocene

All SST signals respond synchronously to the YD event cooling (blue colored band in Figure IV.8), with a 3 to 5°C decrease quantified by alkenone-derived SST estimates. All along the west to east transect, this period corresponds to a major cooling associated with arid continental conditions, as underlined by the lowest forest percentages. Also, all sites show higher values of the Ocen/Lmac dinocyst ratio, suggesting a strong propagation of cold Atlantic waters in the WMB, in a context of extremely low freshwater input to the marine realm.

The start of increasing forest percentages in all western to eastern Mediterranean cores then correspond to maximal boreal summer insolation at 65°N (Berger and Loutre, 1991) reached at the YD-early Holocene transition. It is worth noting that the Atlantic influence, and associated moisture, follows a decreasing gradient from west to east between the Alboran Sea to Algeria, whatever the climate interval considered across the last 14 kyrs. The best coincidence interval for high forest percentages in the three western Mediterranean sequences is recorded between 10 and 5.5 ka BP (green colored band in Figure IV.8). From 11.7 to 10 ka BP, the extended dry period post-YD has also been reported across the SW and NE Mediterranean basin (Dormoy et al., 2009) and is probably linked to a still weak influence of westerly cyclones (Kotthoff et al., 2008). Indeed, the North Atlantic storm tracks may have been maintained in a southern position under the influence of the Fennoscandian Ice Sheet still persistent until 9 ka BP (Magny et al., 2003).

At ca 8 ka BP, the shift between the early and middle Holocene is marked by the onset of the Western Alboran Gyre circulation (Rohling et al., 1995; Pérez-Folgado et al., 2003; Ausín et al., 2015), promoting an enhanced Atlantic water inflow into the Mediterranean Basin and the onset of the AC flow through the east, consistently with the increased Ocen/Lmac ratio from Cadiz to Algeria (Figure IV.8). Interestingly, from 8 ka BP, the easternmost Ocen/Lmac signature shows an inverse trend to that of all western Mediterranean sequences, suggesting a strong depletion of the Atlantic influence from the Middle Holocene at the Siculo-Tinisian strait, while increasing Ocen/Lmac ratios were synchronously recorded for the cold YD from west to east in the five sediment cores (Figure IV.8).

IV.4.4.2. Regional disparities in hydrological-climatic trends along the Holocene

High forest percentages are reached between ca. 10 and 8 ka BP to the west (Alboran Sea; Fletcher and Sanchez-Goni, 2008; Combourieu-Nebout et al., 2009), in a context of still maximal summer insolation values (yellow vertical arrow in Figure IV.8), and are delayed between 8 and 6 ka BP to the east (Algeria: this study and Sicilia: Desprat et al., 2013) in the context of decreasing boreal summer insolation (Figure IV.8) and increasing winter insolation. The Alboran Sea is indeed extremely

sensitive to the Atlantic moisture through the influence of westerlies (i.e. for Mediterranean cyclogenesis). There, the forest expansion is directly in phase with the climate change of northern Atlantic latitudes (cf. NGRIP oxygen isotopes *versus* Alboran Sea forests in Figure IV.8), in agreement with numeric simulations (Carlson et al., 2008). Eastward, from the AM to the Siculo-Tunisian strait, the synchronous timing in forest expansion may be delayed due to a more pronounced influence of summer droughts to the east, related to the boreal summer insolation maxima prevailing until the end of the early Holocene (ca. 8 ka BP). In addition, pollen records from Algeria, and especially marine records from Siculo-Tunisian Strait, show a progressive Late Holocene evolution characterized by higher precipitation rates (Figure IV.8). This may be due to the Mediterranean storm track from the Gulf of Lion Atlantic-linked sector, carrying increasing moisture to the north-eastern Algeria, northern Tunisia and Sicilian area (Desprat et al., 2013; Lionello et al., 2016). Indeed, during the Late Holocene, the northward storm track, affecting less frequently the westernmost Mediterranean regions (i.e. Alboran Sea for instance characterized by increasing aridity despite lower summer temperatures), will be responsible for stronger Mediterranean storms from the Gulf of Lion to the Central Mediterranean Sea as presently observed (Lionello et al., 2006).

This dichotomy between climate trends recorded in the Alboran Sea and AM is furthermore reflected by maximal alkenone-derived SST estimates reached between 10-8 ka BP westward (and decreasing afterwards following NGRIP temperatures; cf. ODP 976 data in Figure IV.8) while they are reached from 8 ka BP eastward (especially obvious with core MD04-2801 data in Figure IV.8). It is worth noting that the increasing SST gradient from west to east is also generally obvious whatever the interval considered all along the 14 kyrs BP (cf. threshold at 20°C with dotted lines for an easier comparison in Figure IV.8 from the Alboran Sea to the Siculo-Tunisian Strait).

IV.4.4.3. Rapid Holocene climate changes

Also, rapid forest drops at infra-millennial timescale suggest events of enhanced continental aridity, synchronously with alkenone-derived SST coolings at 9, 8.2, 7.3 and 6.5 ka BP (horizontal dotted lines in Figure IV.8). These cold-arid events have already been reported in marine and continental studies from the SW Iberia to the WMB (Cacho et al., 2001; Frigola et al., 2007; Jalut et al., 2000, 2009; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Combourieu-Nebout et al., 2009; Chabaud et al., 2014; Jalali et al., 2016; Azuara et al., 2020) and may relate to the North Atlantic Bond events (Bond et al., 2001; Figure IV.8). Several studies indeed suggest that changes in North Atlantic thermohaline circulation will trigger the multi-centennial scale climate variability of the WMB (Bianchi and McCave, 1999; Bond et al., 2001; Oppo et al., 2006; Fletcher and Sanchez-Goñi, 2008; Combourieu-Nebout et al., 2009, Chabaud et al., 2014).

From the early Holocene, AM forest drop events are generally synchronous with lower alkenone-derived SST estimates and higher *O. centrocarpum* occurrences figured out by positive values of the Ocen/Lmac ratio (Figure IV.8). This suggests enhanced entrance of Atlantic waters in the WMB and stronger moisture through the westerlies track directed northward and affecting to a lesser extent the westernmost part of the Mediterranean Sea. By analogy, this would correspond to recurrent positive modes of the North Atlantic Oscillation (NAO+-like). Interestingly, these positive NAO-like events are expressed in the opposite way in the Siculo-Tunisian strait with lower *O. centrocarpum* and higher values of *L. machaerophorum* occurrences, suggesting stronger river discharges eastward. This opposition could illustrate the west-east modeled dipole response to NAO-like changes in the SW Mediterranean Basin according to Bini et al. (2019) and Perşoiu et al. (2019).

Dryer conditions, under enhanced wind strength in northern Atlantic latitudes (i.e. Bond event under recurrent phases of positive NAO-like), may therefore explain lower tree percentages (Fletcher et al., 2010, 2013) and conversely during recurrent phases of negative NAO-like conditions (Figure IV.8). In our study, the rapid response of the Mediterranean vegetation and of hydrological dynamics highlight the strong atmosphere-ocean coupling of the region with the multi-centennial climatic variability of the Northern Hemisphere.

IV.5. Conclusion

The multiproxy investigation (dinoflagellate cysts-dinocysts, pollen, non-pollen palynomorphs, stable isotopes, clay mineral assemblages, grain-size analyses, marine and continental biomarkers, and climate and hydrological quantitative reconstructions) conducted on the marine core MD04-2801 (Algerian Margin, AM) reveals the strong influence of orbital, multi-centennial and centennial forcing on hydrological conditions and vegetation dynamics over the last 14 kyrs BP. Dry and cold conditions are highlighted during the Younger Dryas coupled to strong marine productivity. Then warmer conditions of the Early to Middle Holocene allowed the Mediterranean forest expansion while prevailing oligotrophic conditions in the AM until 6 ka BP. At orbital timescale, the end of the African Humid Period led to the western Mediterranean aridification at the Mid to Late Holocene transition, with a dramatic forest retreat especially recorded between 4.3 and 3.9 ka BP and referred to as the Algerian Mega Drought event, likely synchronous with the « 4.2 ka BP » event. The sensibility of the western Mediterranean areas to the Northern Atlantic climate is also depicted at infra-orbital timescale through cold-dry events centred at 9, 8.1, 7.3 and 6.5 ka BP. These forest drops from the Alboran Sea to the AM may result from the coupling of the North Atlantic Bond events with prevailing positive modes of the North Atlantic Oscillation (NAO) with a marked west to east dipole highlighted between the northern African coast up to Algeria and Tunisia. Finally, over the last 3 kyrs BP, we highlight settlement of modern productive conditions due to both vertical mixing in the AM (wind-driven eddies of the AC) and nutrient-enriched fluvial discharges intensified by anthropic-driven land-use.

IV.6. Acknowledgements

This work was part of a PhD thesis (V.C.) financed by the *Région Bretagne* and UBO (Univ Brest). This work was supported by the French national programme (CNRS) LEFE-EC2CO (“DATAPOL”) and by the ISblue project, Interdisciplinary graduate school for the blue planet (ANR-17-EURE-0015), co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir". This work was also supported by the INSU-Mistrals Program – PaleoMex part. We thank Yannick Miras for the help in Non-Pollen Palynomorph determination and discussion about their ecological signature. This is a ISEM contributio

Transition entre les chapitres IV et V

Le chapitre IV a permis de souligner la sensibilité du secteur sud méditerranéen (marge algérienne), tant au niveau des changements paléohydrologiques qu'en termes de dynamiques de végétation, face aux changements climatiques des derniers 14 000 ans BP, et notamment face aux événements extrêmes tels qu'illustrés par le biais de l'évènement climatique abrupt du 4.2 ka BP (cf. *Algerian Mega Drought*). Les résultats acquis sur la carotte MD04-2801, mis en parallèle avec d'autres reconstructions paléoenvironnementales acquises de Gibraltar aux côtes tunisiennes, ont par la suite permis de mettre en lumière dans le Chapitre IV des gradients climatiques et hydrologiques ouest-est, également soulignés à l'actuel dans le chapitre III à partir des sédiments de surface sur la côte nord-africaine.

Le chapitre V permet quant à lui de discuter les signatures paléoenvironnementales inédites (i.e. analyses dinokystes sur 10 000 ans BP réalisées par moi-même ; analyses polliniques sur 5 000 ans BP réalisées par N. Combourieu-Nebout ; analyses D/H sur les TERR-alcanes sur l'évènement du 4.2 ka BP réalisées par V. Klein) acquises sur la carotte KSGC-31, précédemment valorisée quant aux analyses sédimentologiques et biomarqueurs (Bassetti et al., 2016 ; Jalali et al., 2016, 2019). Cette carotte a été prélevée sur le plateau continental du Golfe du Lion, dont le rythme de la sédimentation est fortement lié au rythme du relèvement du niveau marin post-glaciaire (Vacchi et al., 2018), dans un contexte sédimentaire aujourd'hui dominé par les apports du Rhône. Les conditions hydrologiques de ce secteur d'étude sont donc aujourd'hui principalement influencées par les décharges fluviales mais aussi par les mélanges verticaux des masses d'eaux, sous l'influence des vents dominants froids et secs pendant l'hiver (Mistral et Tramontane). Plus distalement, les conditions hydrologiques sont principalement influencées aujourd'hui dans le Golfe du Lion par le refroidissement hivernal des eaux de surface, générant un phénomène de downwelling en bordure de plateau (i.e. zone de pente), et par le Courant Nord méditerranéen. La mise en perspective des signaux acquis sur la carotte nord-ouest méditerranéenne KSGC-31 avec ceux acquis sur la carotte sud-ouest méditerranéenne MD04-2801, à résolution comparable (i.e. 150 ans sur l'Holocène ; 30 ans sur l'évènement du 4.2 ka BP délimité entre 4,3 et 3,8 ka BP selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al., 2019), a permis de mettre en lumière des gradients climatiques et hydrologiques nord-sud, soulignés à l'actuel dans le chapitre III à partir des sédiments de surface.

Chapitre V :

**Transect Holocène Nord-Sud en Méditerranée occidentale
et Focus haute résolution sur l'évènement du 4.2 ka BP**

Plan du chapitre

Chapitre V : Transect Holocène Nord-Sud en Méditerranée occidentale et Focus haute résolution sur l'évènement du 4.2 ka BP.....	225
V.1. Données nouvelles discutées dans le chapitre	227
V.1.1 Analyses biomarqueurs acquis à haute résolution sur la carotte MD04-2801.....	227
V.1.2 Révision du Modèle d'âge de la carotte KSGC-31	228
V.1.3 Analyses palynologiques (dinokystes et pollen) sur la carotte KSGC-31	229
V.1.4 Analyse statistique des assemblages dinokystes	236
V.1.5 Reconstructions MAT-dinokystes sur la carotte KSGC-31	239
V.2. L'Holocène dans le Golfe du Lion	241
V.2.1 Influences océaniques versus fluviales sur le plateau du Golfe du Lion.....	241
V.2.2 L'évènement du 4.2 ka BP en Méditerranée occidentale : Transect Nord Sud du Golfe du Lion à la marge algérienne	245
V.2.3 Détection croissante des marqueurs d'anthropisation	249
V.3. Conclusion.....	254

V.1. Données nouvelles discutées dans le chapitre

V.1.1 Analyses biomarqueurs acquis à haute résolution sur la carotte MD04-2801

En complément aux analyses biomarqueurs présentées dans le chapitre IV, des analyses à haute résolution ciblant l'évènement climatique extrême du « 4.2 ka BP » ont été menées sur la carotte MD04-2801 à partir de l'étude de 94 niveaux additionnels. Ces données complémentaires permettent de discuter, avec une résolution de 30 ans, la période précédemment définie sur la marge algérienne comme l'*Algerian Mega Drought* à partir de l'étude sédimentologique, palynologique et de l'analyse des biomarqueurs sur la carotte MD04-2801 à plus basse résolution (150 ans ; cf. Chapitre IV).

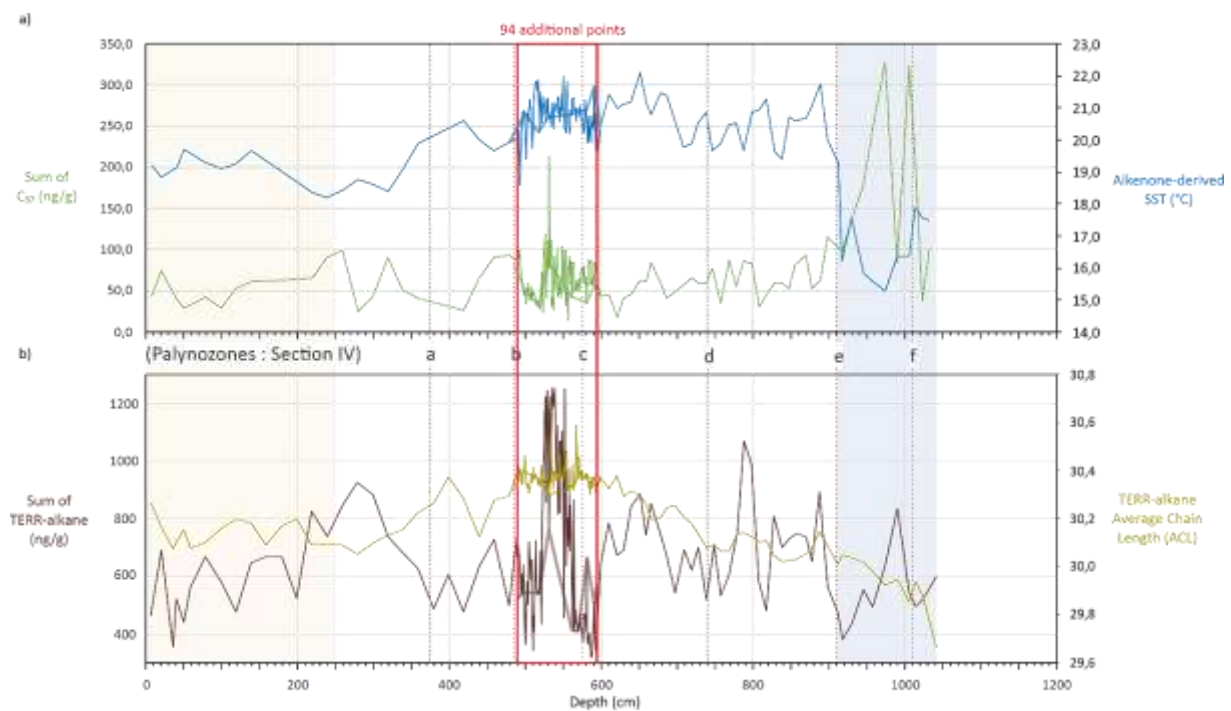


Figure V.1 : Figure présentant, en profondeur (cm) sur la carotte MD04-2801, les données : a) alcénones (concentrations en alcénones : somme des C_{37} en ng/g ; températures océaniques de surface : SST en °C) et b) TERR-alcane (concentrations en TERR-alcane en ng/g ; longueur moyenne des chaînes de TERR-alcane : ACL). Données acquies avec une résolution de 150 ans sur l'ensemble de l'Holocène et de 30 ans entre 2,8 et 5,7 ka BP (encart rouge). Les limites sédimentologiques et palynologiques « a » à « f » soulignent les zonations discutées dans le Chapitre IV. La bande bleue correspond aux périodes couvertes par le Bölling-Alleröd et le Younger-Dryas, tandis que la bande orangée correspond à l'intervalle non discuté en âge sur la carotte MD04-2801.

Les données acquies à haute résolution (Tableau V.1) mettent en lumière une homogénéité des nouveaux signaux reconstruits vis-à-vis des données basse résolution, s'insérant dans les gammes de valeurs précédemment décrites et discutées (cf. Chapitre IV).

Tableau V.1 : Tableau des valeurs moyennes, écart-types, valeurs minimales et maximales des jeux de données basse résolution (150 ans) Holocène (918 - 0 cm soit 11,6 – 0 ka BP), la séquence haute résolution (30 ans) autour de l'évènement du 4.2 ka BP (595 – 490 cm soit 5,7 à 2,8 ka BP) et la mise en commun des jeux de données sur l'Holocène. Les sommes des C₃₇ (alcénones) et des TERR-alcane sont exprimées en ng/g et les SST en °C.

	Séquence Holocène (918 – 0 cm)				Haute résolution (595 - 490 cm)				Mise en commun (918 - 0 cm)			
	Moyenne	Ecart type	Min	Max	Moyenne	Ecart type	Min	Max	Moyenne	Ecart type	Min	Max
Somme C37	59,8	20,8	18	102,7	64,4	27,3	14,9	213,5	69,7	43,9	14,9	328,5
SST	20,2	1	18,2	22,1	20,7	0,6	18,6	22	20,2	1,3	15,3	22,1
Somme Alcanes	660,7	147,4	354	1071	683,9	259,1	316,1	1254,7	668	242,9	316,1	1254,7
ACL	30,2	0,1	30	30,4	30,3	0,11	30	30,7	30,3	0,1	29,9	30,7

Cependant, les valeurs des concentrations en TERR-alcane sur la période ciblée à plus haute résolution (5,7 à 2,8 ka BP) apparaissent comme étant les plus fortes enregistrées dans toutes la séquence (maximum de 1254,7 contre 1071 ng/g sur la séquence à basse résolution). Ce plateau de hautes valeurs (Figure V.1) suggère une tendance très forte au ruissellement, conduisant à des apports considérables vers le milieu marin de matière organique (dont les alcanes des cires végétales sont témoins) pendant l'intervalle étudié. Cependant les apports par voie atmosphériques ne peuvent être écartés comme possibles contributeurs.

V.1.2 Révision du Modèle d'âge de la carotte KSGC-31

Dans l'optique de conserver une méthodologie stratigraphique uniforme pour l'ensemble des séquences étudiées dans le cadre de cette thèse, une révision du modèle d'âge de la carotte KSGC-31, précédemment publié par Bassetti et al. (2016) et Jalali et al. (2019), a été effectuée (cf. Chapitre II). Le modèle d'âge le plus récent publié par Jalali et al. (2019) est basé sur une approche bayésienne (OxCal 4.3) intégrant la courbe de calibration Marine13, en prenant en compte un âge réservoir de 400 ans associé à un ΔR de $+23 \pm 71$ ans, basé sur les 8 points les plus proches de la carotte KSGC-31 (<http://calib.org/marine13/>). La révision du modèle d'âge a permis de réaliser une mise à jour de la stratigraphie de la carotte KSGC-31 avec l'utilisation d'une approche bayésienne (package rbacon sous R) intégrant la courbe de calibration IntCal20, en prenant en compte un âge réservoir moyen de $367 \pm 38,75$ ans tenant en compte les valeurs ΔR associées à Marine20 (âge réservoir soustrait au préalable aux dates ¹⁴C brut obtenues par Bassetti et al., 2016). Cet âge réservoir moyen a été calculé à partir des mêmes 8 points que ceux considérés par Jalali et al. (2019).

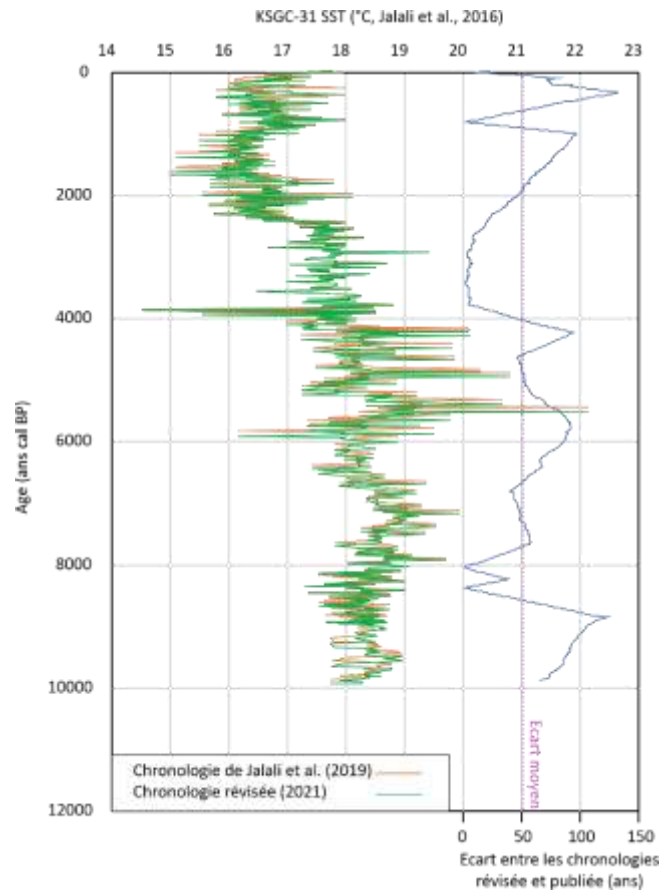


Figure V.2 : Températures océaniques de surfaces (SST) dérivées des alcénones sur la carotte KSGC-31 (Jalali et al., 2016), selon : i) la dernière chronologie publiée (Jalali et al., 2019 : courbe orange) et ii) la chronologie révisée sans le cadre de cette thèse (courbe verte). La courbe bleue figure l'écart moyen (en années) entre les deux modèles d'âge et la moyenne de cet écart sur l'ensemble de la séquence (ligne rose en pointillés).

La Figure V.2 permet de mettre en regard le même signal SST (Jalali et al., 2016) selon la dernière chronologie de Jalali et al. (2019) et celle révisée au cours de cette thèse. Le faible écart (moyenne de 50 ans et écart-type de 34 ans, courbe bleue sur la Figure V.2) entre les deux chronologies met en évidence les faibles conséquences occasionnées par la révision stratigraphique vis-à-vis des interprétations déjà publiées sur la carotte KSGC-31. Cependant, cette actualisation nous permettra d'affiner l'interprétation des signaux acquis à haute résolution et de comparer les signaux des carottes MD04-2801 (Chapitre IV) et KSGC-31 sur une même base méthodologique stratigraphique.

V.1.3 Analyses palynologiques (dinokystes et pollen) sur la carotte KSGC-31

Des analyses palynologiques ont été effectuées sur la carotte KSGC-31 (Figure V.3) : i) des analyses dinokystes sur 66 niveaux (676 à 0 cm) et ii) des analyses polliniques (comptages effectués par Nathalie Combourieu-Nebout) sur 77 niveaux (403 à 0 cm).

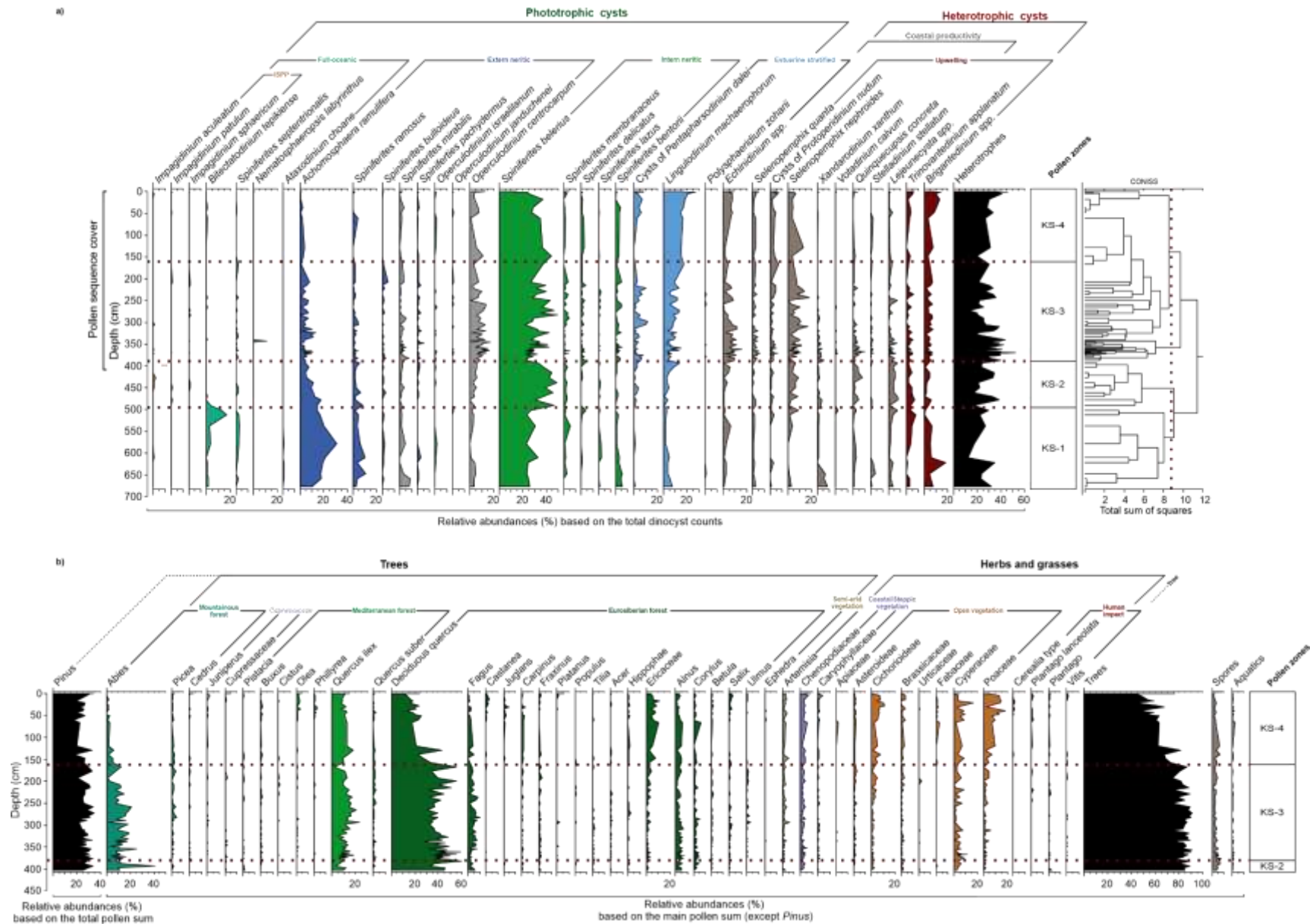


Figure V.3 : Données palynologiques acquises sur la carotte KSGC-31, présentées en profondeur (cm) pour : a) les dinokystes et b) les grains de pollen (somme de base excluant *Pinus* pour le calcul des pourcentages des autres taxons). Les pourcentages de *Pinus* ont été calculés à partir de la somme totale des grains de pollen. Les palynozones sont établies sur la base des assemblages dinokystes (analyse cluster CONISS avec le logiciel Tilia®)

Ces analyses ont permis d'atteindre une résolution moyenne d'environ 150 ans pour les assemblages dinokystes entre 9,5 ka à 0 ka BP et d'environ 70 ans pour les assemblages polliniques entre 4,9 à 0 ka BP, avec une résolution commune aux 2 bio-indicateurs de 15 à 20 ans sur l'intervalle 5–3,5 ka BP. Les données polliniques n'ont pas pu être effectuées entre 403 et 676 cm (4,9 – 9,4 ka BP) du fait des trop faibles concentrations en pollen dans les sédiments limitant leur comptage en nombre suffisant et donc la robustesse statistique des assemblages reconstruits.

Les 2 jeux de données palynologiques (dinokystes et pollen), sont discutés selon 4 palynozones, définies sur la base des assemblages dinokystes avec la fonction d'analyse cluster CONISS du logiciel Tilia® (Figure V.3a). Ce sont les palynozones KS-1 (676–485 cm soit 9,5 à 6,5 ka BP), KS-2 (485–390 cm soit 6,5 à 4,6 ka BP), KS-3 (390–155 cm soit 4,6 à 1,5 ka BP) et KS-4 (155–0 cm soit 1,5 ka BP à l'actuel) Elles correspondent essentiellement à des influences océaniques *versus* fluviatiles plus ou moins marquées au cours du temps sur le plateau du Golfe du Lion (Figure V.3a).

V.1.3.1. Assemblages dinokystes et indices de diversité

L'assemblage dinokyste présente un indice de dominance d'une valeur moyenne de 0,17 oscillant entre 0,08 et 0,26, principalement expliqué par les pourcentages de *Spiniferites belerius* (Figure V.4a). Ce taxon domine l'assemblage tout au long de la séquence et sa représentation varie entre 21,5 et 49,6 % avec une valeur moyenne de 32,2% (Figures V.3a et V.4a).

La palynozone KS-1 présente des valeurs moyennes à basses de l'indice de dominance ainsi que les plus faibles valeurs de *S. belerius* de la séquence. La palynozone KS-2 voit la représentation de ce taxon dominant augmenter jusqu'à atteindre ses valeurs maximales, impliquant également des valeurs maximales de l'indice de dominance. Les valeurs de l'indice de dominance apparaissent relativement basses entre 400 et 300cm, 250 et 180cm, 50 et 0 cm, et moyennes à hautes sur le reste de la séquence dans les palynozones KS-3 et KS-4.

L'indice de diversité de Margalef est anti-corrélé avec l'indice de dominance, avec des valeurs variant entre 4,41 et 5,64 (moyenne de 3,32 ; Figure V.4a). En moyenne, 20 taxons dinokystes différents ont été identifiés par niveau (minimum de 16 et maximum de 26 ; Figure V.4a).

Enfin, les concentrations totales en dinokystes ont pu être calculées et ont permis d'exprimer la représentation des différents taxons en nombre d'individus par gramme de sédiment sec. Elles varient entre 394 et 4 904 kystes/g (moyennes de 1 759 kystes/g ; Figure V.4a). Il est intéressant de remarquer que la concentration totale en dinokystes du sédiment est largement portée par la concentration en phototrophes, plus importante que celle en hétérotrophes dans l'assemblage et cela sur toutes les palynozones (Figure V.4.a).

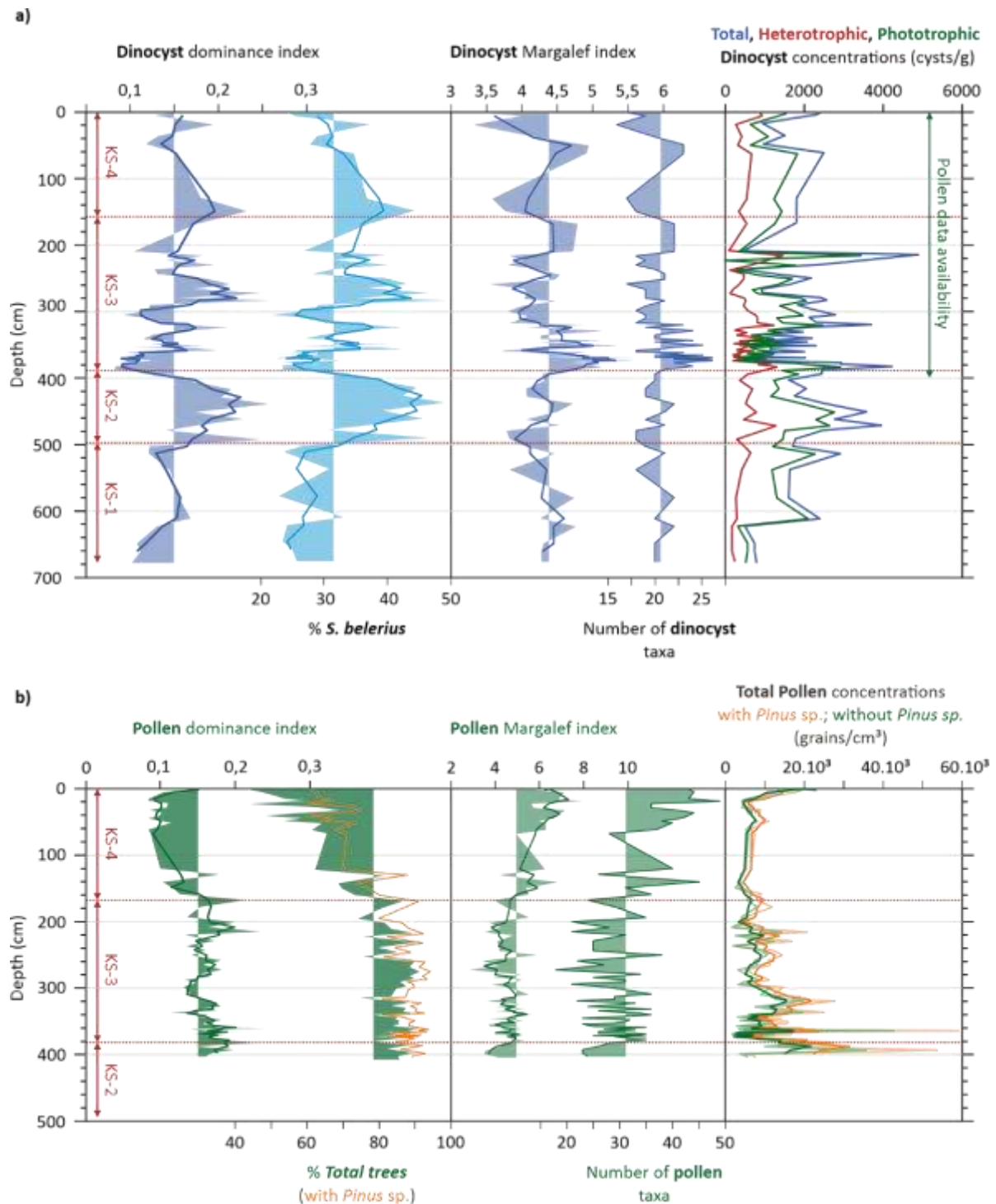


Figure V.4 : Figure présentant les indices de dominance et de diversité pour les assemblages : a) dinokystes et b) pollen, acquis sur la carotte KSC-31 en fonction de la profondeur (cm) et des palynozones (cf. Figure V.3a). Sont également figurées les abondances relatives (%) de *S. belerius* ainsi des grains de pollen d'arbres, expliquant largement la tendance de dominance pour chacun des groupes dinokystes et grains de pollen, respectivement. Les concentrations en dinokystes (totale en bleu, phototrophes en vert et heterotrophes en rouge) et en grains de pollen (avec et sans *Pinus* : en orange et en vert, respectivement) sont également représentées.

Le Tableau V.2 permet de décrire les assemblages dinokystes (Figure V.3a) en mettant en regard les observations principales de chaque palynozone avec les conditions hydrologiques de surface suggérées pour chacun des intervalles.

Tableau V.2 : Tableau synthétique résumant les principales informations sur les assemblages dinokystes de la carotte KSGC-31 (Figure V.3a) avec les interprétations paléocologiques déduites des observations dinokystes pour chaque palynozone.

Zone pollen	Zone (cm)	Age (BP)	Description de la zone dinokyste	Ecologie de la zone	Changements hydrologiques
KS-4	0-155 cm	0 - 1,5 ka BP	Augmentation de <i>L. machaerophorum</i> et des hétérotrophes côtiers associés aux phototrophes néritiques internes et des ksystes de <i>P. dalei</i> . Présence relativement forte des hétérotrophes marqueurs d'upwelling <i>Brigantedinium</i> spp. et <i>T. applanatum</i> . Zone caractérisée par la plus forte proportion des hétérotrophes observée sur la séquence Holocène.	Conditions productives marquées par l'influence soutenue des décharges fluviales. Quasi disparition des marqueurs d'influence océanique.	Conditions de plateau sous influence estuarienne très prononcée, soutenant la plus grande partie de la productivité primaire. Présence additionnelle d'upwellings côtiers.
KS-3	155-390 cm	1,5 - 4,6 ka BP	Diminution d' <i>A. ramulifera</i> et augmentation synchrone de <i>O. centrocarpum</i> et <i>L. machaerophorum</i> , accompagnés de <i>S. mirabilis</i> et des ksystes de <i>P. dalei</i> . Augmentation marquée de la représentation des hétérotrophes côtiers atteignant leur plus forte diversité. Pourcentages des hétérotrophes en augmentation par rapport aux palynozones KS-1 et KS-2.	Conditions plus productives sous l'influence plus marquée des décharges fluviales. Occurrences encore occasionnelles des marqueurs d'influence océanique.	Conditions de plateau sous influence mixte océanique et fluviale. Les indicateurs hétérotrophes suggèrent une productivité primaire mixte soutenue par les décharges fluviales et les upwellings côtiers.
KS-2	390-485 cm	4,6 - 6,5 ka BP	Représentation la plus marquée de <i>Spiniferites belerius</i> (néritique interne), associée à une augmentation de la représentativité des hétérotrophes côtiers et à une baisse d' <i>A. ramulifera</i> (néritique externe). Proportion assez forte des marqueurs d'upwelling (<i>Brigantedinium</i> spp. et <i>T. applanatum</i>). Augmentation de la représentation d' <i>O. centrocarpum</i> et de <i>L. machaerophorum</i> .	Conditions côtières sous influence océanique décroissante avec augmentation de l'influence fluviale à la côte. Apports nutritifs et stratification plus importants.	Mise en place progressive des conditions de plateau sous influence mixte océanique et fluviale, assemblage en transition vers une influence fluviale plus marquée après stabilisation du niveau marin à 6-5 ka BP.
KS-1	485-676 cm	6,5 - 9,5 ka BP	Représentation importante des espèces marqueurs d'influence mixte néritique externe (<i>A. ramulifera</i> et <i>S. ramosus</i>) ainsi que néritique interne (<i>S. belerius</i>), associée aux espèces marqueurs de conditions océaniques franches (<i>B. tepikiense</i> , <i>S. lazus</i> , <i>S. septentrionalis</i> , <i>A. choane</i>). Proportion assez forte des marqueurs d'upwelling (<i>Brigantedinium</i> spp. et <i>T. applanatum</i>).	Conditions côtières sous forte influence océanique. Conditions modérément productives.	Conditions côtières, proximité directe de la côte, productivité soutenue par de faibles apports saisonniers des fleuves côtiers. Influence marquée des conditions océaniques en période de relèvement rapide du niveau marin relatif.

V.1.3.2. *Assemblages polliniques et indices de diversité*

Les assemblages polliniques présentent un indice de dominance d'une valeur moyenne de 0,15 oscillant entre 0,08 et 0,24, principalement expliqué par les pourcentages en grains de pollen de taxons arborés (Figure V.4b). Le groupe des arbres domine les assemblages polliniques tout au long de la séquence avec des pourcentages compris entre 30,8 et 77,6% (moyenne de 61,5% ; Figures V.3b et V.4b).

La palynozone KS-3, de même que les derniers centimètres de la palynozone KS-2, présente des valeurs moyennes à basse de l'indice de dominance liées aux plus fortes valeurs des pourcentages arborés reconstruits sur la séquence étudiée. La palynozone KS-4 voit la représentation des arbres diminuer jusqu'à atteindre des valeurs minimales (passant d'environ 75 à 30%), impliquant également des valeurs minimales de l'indice de dominance.

L'indice de diversité de Margalef varie entre 2,9 et 8 (valeur moyenne de 5 ; Figure V.4b) et voit ses valeurs augmenter entre les palynozones KS-3 et KS-4. En moyenne, 31 taxons polliniques différents ont été identifiés par niveau sur la séquence Holocène (minimum de 18 et maximum de 49 taxons ; Figure V.4b).

Enfin, les concentrations totales en grains de pollen varient : i) entre 2 235 et 58 143 grains/g (moyenne de 11 964 grains/g) avec *Pinus* et ii) entre 1 554 et 42 035 (moyenne de 8 592 grains/g) sans *Pinus* (Figure V.4b). Les plus fortes concentrations sont reconstruites dans les derniers centimètres de la palynozone KS-2 et dans les premiers centimètres de la palynozone KS-3 (i.e. entre 410 et 300 cm). Elles sont relativement stables sur le reste de la séquence, et notamment au sein de la palynozone KS-4 (Figure V.4b).

Le Tableau V.3 permet de décrire les assemblages polliniques (Figure V.3b) en mettant en regard les observations principales de chaque palynozone avec les conditions environnementales continentales suggérées pour chacun des intervalles.

Tableau V.3 : Tableau synthétique résumant les principales informations sur les assemblages polliniques de la carotte KSGC-31 (Figure V.3b) avec les interprétations paléocologiques déduites des observations polliniques pour chaque palynozone.

Zone pollen	Zone (cm)	Age (BP)	Description de la zone pollen	Changements de végétation et conditions climatiques/anthropiques
KS-4	0-155 cm	0 - 1,5 ka BP	Forte diminution de la représentation des taxons arborés (> 70 à 35%). <i>Abies</i> régresse de 10 à moins de 5%, le taxon alpin <i>Picea</i> est toujours présent autour de 3%. Les pourcentages de la forêt eurosibérienne s'effondrent, en particulier son composant majeur, le chêne décidu (<i>Quercus</i> décidus). Les taxons de la forêt méditerranéenne sont en pourcentages stables (<i>Quercus ilex</i> , ~10%), voire augmentent (<i>Olea</i> , <i>Phillyrea</i>) après 50 cm. Les Ericaceae, jusqu'alors sporadiques augmentent également (5 à 10%). <i>Castanea</i> et <i>Juglans</i> sont présents, surtout après 50 cm. les représentants de la végétation ouverte augmentent avec parmi les plus représentés les Poaceae, Cichorioideae ainsi que les Cyperaceae (végétation ouverte des zones humides). La végétation semi-désertique dominée par <i>Artemisia</i> et steppique/côtière représentée par les Chenopodiaceae sont également présents. Quelques grains de <i>t.Cerealia</i> et de <i>Plantago lanceolata</i> et de <i>Vitis</i> sont observés après 50 cm.	Ouverture de la végétation jusqu'alors forestière montrée par le recul de la forêt eurosibérienne et de <i>Quercus</i> décidu en particulier. Les forêts altitudinales régionales se retirent également probablement dans des zones plus éloignées et en plus haute altitude. Expansion de la forêt méditerranéenne, avec peut-être une matorralisation progressive marquant sa transformation avec l'installation des paysages méditerranéens actuels dans les territoires bordant le Golfe du Lion. Expansion de la végétation littorale Influence humaine plus marquée dans les derniers niveaux avec les plus forts Indices Polliniques d'Anthropisation (IPA ou <i>Human Impact taxa</i>).
KS-3	155-390 cm	1,5 - 4,6 ka BP	Abondance des taxons arborés, notamment des éléments de la forêt eurosibérienne dominée par <i>Quercus</i> décidu, <i>Fagus</i> et <i>Alnus</i> . Une diminution des pourcentages de <i>Fagus</i> est observée entre 400 et 370 cm et après 250 tandis que les grains de pollen de <i>Quercus</i> régressent légèrement (<40%) entre 370 et 250 cm. <i>Abies</i> abondant (jusqu'à 20%) dans la première partie de la palynozone régresse après 250 cm tandis que les grains de pollen de <i>Picea</i> sont régulièrement présents à partir de 250 cm environ. La forêt méditerranéenne est majoritairement représentée par <i>Quercus ilex</i> (environ 15%). Les taxons semi-désertiques augmentent (<i>Artemisia</i> autour de 5 % après 300 cm) tandis que les plantes côtières steppiques (Chenopodiaceae) sont peu représentées en association de même que la végétation ouverte à partir de 250 cm (Cichorioideae, Asteroideae, Brassicaceae) ainsi que la végétation de zone humide (Cyperaceae).	Couvert forestier important organisé en plusieurs zones altitudinales depuis les basses altitudes avec la forêt méditerranéenne, la forêt décidue aux moyennes altitudes et jusqu'à la forêt de montagne dans les hauteurs. La forêt décidue est marquée par des changements de composition montrées par <i>Fagus</i> et <i>Quercus</i> et probablement liées à des variations de précipitations. La végétation ouverte est réduite à une bande littorale et les basses altitudes.
KS-2	390-485 cm	4,6 - 6,5 ka BP	Dominance des grains de pollen des taxons arborés parmi lesquels : i) la forêt eurosibérienne dominée par <i>Quercus décidu</i> (~40%) ii) les conifères montagnards (<i>Abies</i> jusqu'à 20%) et alpins (<i>Picea</i>) et iii) la forêt méditerranéenne majoritairement représentée par <i>Quercus ilex</i> (environ 10%). Les taxons semi-désertiques sont faiblement représentés (<i>Artemisia</i> , <5%) de même que les plantes côtières steppiques (Chenopodiaceae) (~5%) et associés avec la végétation ouverte (< 10%; Cichorioideae, Brassicaceae) et de zone humide (Cyperaceae 5 à 10%).	Couvert forestier important et dominé par la forêt eurosibérienne en arrière-pays entre les zones côtières, colonisées par les taxons méditerranéens et les reliefs plus éloignés où se développe une forêt d'altitude dominée par les sapins.

V.1.4 Analyse statistique des assemblages dinokystes

Afin de discuter les taxons dinokystes de la carotte KSGC-31 caractéristiques de chaque palynozone, une analyse en composante principale (PCA pour *Principal Component Analysis* ; Figure V.5a) a été réalisée à partir des taxons présents au moins une fois dans les assemblages avec des valeurs supérieures à 10%.

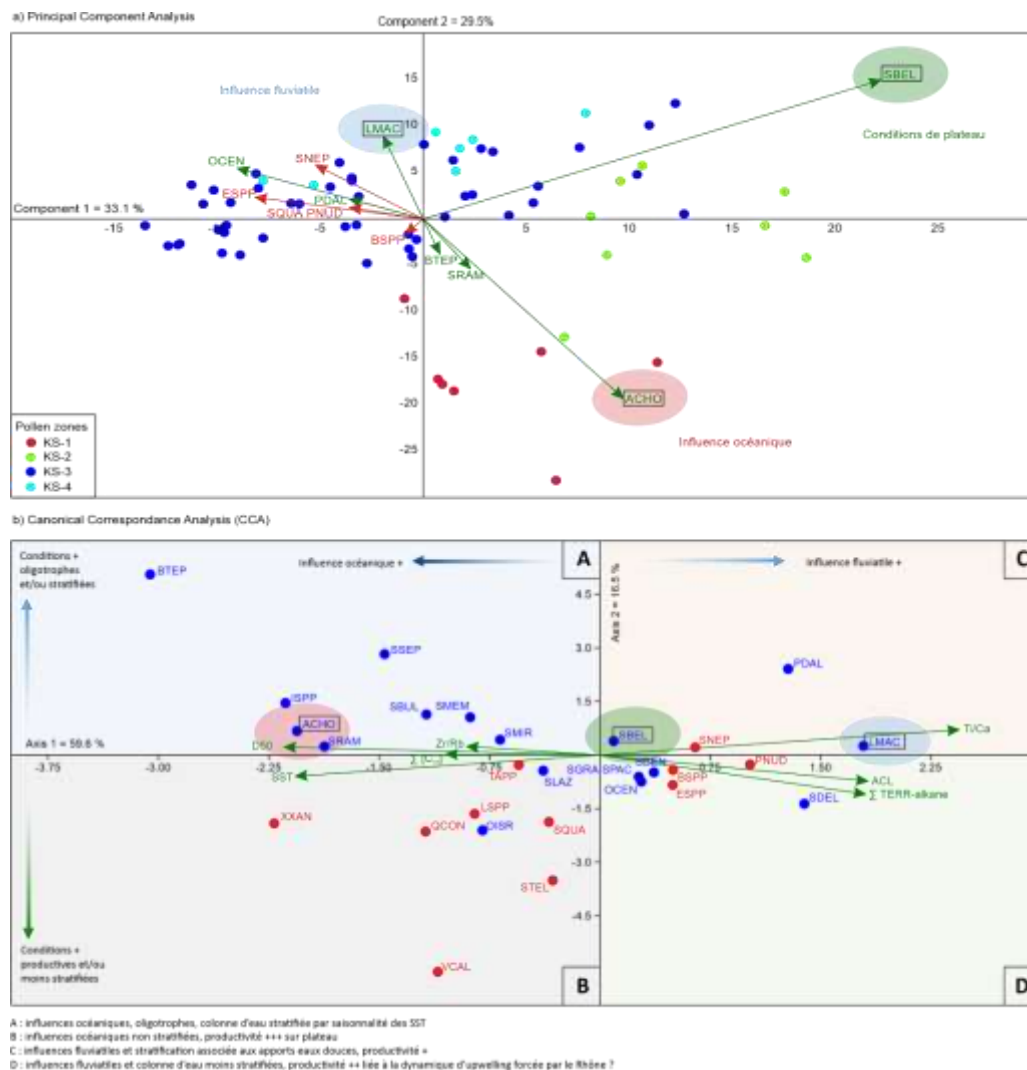


Figure V.5 : Analyses statistiques sur les assemblages dinokystes de la carotte KSGC-31 effectuées à l'aide du logiciel PAST (Hammer et al., 2001). a) Analyse en Composante Principale (PCA) figurant les taxons principaux dont les valeurs sont supérieures à 10% au moins une fois dans la séquence. Les flèches rouges représentent les taxons hétérotrophes et les flèches vertes les taxons phototrophes. Les points de couleur rouge-vert-bleu marine-bleu clair figurent les niveaux des palynozones KS-1, KS-2, KS-3 et KS-4, respectivement. b) Analyse canonique des correspondances (CCA) avec pour variables environnementales : données sédimentologiques (D50, ZR/Rb-XRF et Ti/Ca-XRF) et biomarqueurs (Σ TERR-alkane : concentration en TERR-alcane, ACL : Average Chain Length des TERR-alcane, Σ [C₃₇] : Concentration en alcénones, SST : Sea Surface Temperature (°C) à partir des alcénones) de la carotte KSGC-31. Les encarts colorés A-B-C-D correspondent à des conditions hydrologiques favorables à certains taxa dinokystes. BTEP = *B. tepikiense*, SSEP = *S. septentrionalis*, ISPP = *Impagidinium spp.*, SBUL = *S. bulloides*, SMEM = *S. membranaceus*, SMIR = *S. mirabilis*, ACHO = *A. ramulifera*, PDAL = kystes de *P. dalei*, SBEL = *S. belerius*, LMAC = *L. machaerophorum*, SNEP = *S. nephroides*, PNUD = kystes de *P. nudum*, SDEL = *S. delicatus*, BSPP = *Briqantedinium spp.*, ESPP = *Echinidinium spp.*, OCEN = *O. centrocarpum*, SBEN = *S. bentorii*, SGRASPAC = *S. granular-type* + *S. pachydermus*, SLAZ = *S. lazus*, TAPP = *T. applanatum*, LSPP = *Lejeunecysta spp.*, SQUA = *S. quanta*, OISR = *O. israelianum*, QCON = *Q. concreta*, STEL = *S. stellatum*, VCAL = *V. calvum*, XXAN = *X. xanthum*.

Cette analyse statistique a permis de mettre en lumière une organisation des assemblages en trois pôles majeurs. Ainsi, les niveaux de la palynozone KS-1 (identifiés par des points rouges sur la PCA, Figure V.5a) se regroupent autour d'un pôle porté par *A. ramulifera*, associé à *B. tepikiense* et *S. ramosus*, et représentent des influences océaniques franches au niveau du site d'étude. Les niveaux de la palynozone KS-2 (identifiés par des points verts sur la CCA, Figure V.5a) sont situés entre l'axe porté par *A. ramulifera* et un axe porté par *S. belerius*, taxon cosmopolite et majeur dans les assemblages de la carotte KSGC-31, représentant ici des conditions néritiques typiques dans le Golfe du Lion (Chapitre III). Les niveaux de la palynozone KS-3 (identifiés par des points bleu marine sur la CCA, Figure V.5a) sont principalement situés autour de l'axe porté par *L. machaerophorum* (taxon typique des environnements estuariens) mais également autour de celui porté par *S. belerius*, suggérant des conditions de plateau soumises à des influences fluviales plus prononcées. Enfin, les niveaux de la palynozone KS-4 (identifiés par des points bleu clair, Figure V.5a) sont principalement situés autour du pôle porté par *L. machaerophorum* associé à des dinokystes phototrophes cosmopolites tels que *O. centrocarpum*, mais également aux kystes de *P. dalei*, indicateurs sensibles de stratification des eaux de surface. Ce dernier pôle porte également la majorité des dinokystes hétérotrophes tels que les kystes de *P. nudum*, *S. quanta*, *Echinidinium* spp. et *S. nephroides*, soulignant le contrôle principal de la productivité primaire sur la zone d'étude en lien avec les décharges fluviales. Cette configuration est celle qui prévaut aujourd'hui sous le contrôle majeur des apports du Rhône (cf. Chapitre III). Enfin, le taxon hétérotrophe *Brigantedinium* spp., indicateur d'upwelling, présente une corrélation moindre avec les assemblages de dinokystes hétérotrophes côtiers et *L. machaerophorum*. La relative stabilité de sa représentation tout du long de la séquence (cf. Figure V.3a) suggère une activité des cellules d'upwelling côtières dès le début de l'Holocène sous l'effet des vents froids canalisés orographiquement sur les bassins versants du Golfe du Lion (i.e. Tramontane et Mistral), encore responsables à l'actuel des remontées d'eaux froides riches en nutriments le long des côtes du Golfe du Lion (Chapitre III). Ainsi, la PCA souligne les changements progressifs dans les assemblages dinokystes depuis des conditions sous influence océanique majeure (KS-1) jusqu'à des conditions sous influence fluviale majeure (KS-4). Entre ces deux extrêmes, des conditions intermédiaires entre ces deux configurations extrêmes correspondent aux palynozones KS-2 et KS-3.

Une seconde analyse statistique (CCA pour *Canonical Correspondence Analysis*, Figure V.5b) a permis de mettre en relation les assemblages identifiés précédemment (et notamment les trois taxons qualifiés d'*end-members* décrits avec la PCA : *A. ramulifera*, *S. belerius* et *L. machaerophorum*) et les variables environnementales représentées par les données sédimentologiques (Ti/Ca-XRF comme marqueur de détritisme, ainsi que Zr/Rb-XRF et D50 comme marqueurs de granularité du sédiment) et les biomarqueurs (SST annuelles reconstruites par le biais des alcénones, concentrations des alcénones et des TERR-alcanes, *Average Chain Length* ou ACL). L'axe 1 de la CCA (Figure V.5b), portant environ 60% de la variance dans cette projection des données, illustre une fois de plus la progression depuis des

assemblages marqués par des influences océanique (*A. ramulifera*) à gauche de l'axe 1 vers des assemblages marqués par des influences fluviale (*L. machaerophorum*) à droite de l'axe 1, en passant par une configuration intermédiaire (*S. belerius*) illustrée en milieu d'axe. Toutefois, il est intéressant de noter que l'axe 2 de la CCA (Figure V.5b), portant environ 18% de la variance dans cette projection des données, semble illustrer une opposition des conditions de productivité avec une distribution des hétérotrophes majoritairement située en bas de l'axe 2. Cette dichotomie marquée entre les 2 axes permet de discriminer non pas 3 (comme avec la PCA) mais 4 types de conditions hydrologiques associés à des régimes de productivité différents.

L'encart A de la CCA (axe « océanique »), dans lequel se situe *A. ramulifera*, est associé à des valeurs élevées des paramètres environnementaux tels que les températures de surface (SST) et la granulométrie (D50 et Zr/Rb-XRF). Les conditions océaniques franches (cf. *B. tepikiense*) portées par cet axe semblent associées à des conditions plutôt oligotrophes, notamment soulignées par *Impagidinium* spp., caractéristiques des zones distales thermiquement stratifiées dans le bassin Méditerranéen occidental (cf. Chapitre III). L'encart B de la CCA (axe « océanique ») est quant à lui caractérisé par des dinokystes hétérotrophes typiques des zones d'upwelling (e.g. *T. applanatum*), qui, en association avec de plus fortes concentrations en alcénones (somme des C₃₇), pouvant indirectement refléter une plus forte productivité du nanoplancton calcaire (i.e. coccolithophoridés), pourraient souligner une prévalence du régime de productivité de type « upwelling » dans le Golfe du Lion. L'encart C de la CCA (axe « fluviale »), dans lequel se situe *S. belerius*, marque quant à lui des conditions intermédiaires typiques du plateau du Golfe du Lion, également soulignées par les kystes de *P. dalei* et *L. machaerophorum*. Ce pôle regroupe peu de dinokystes hétérotrophes. Ces conditions peu productives pourraient être expliquées par une influence fluviale croissante, telle que suggérée par le signal détritique Ti/Ca-XRF et une stratification croissante des eaux de surface, dans un contexte où peu de nutriments sont transportés vers les eaux côtières et où les cellules d'upwelling côtières laissent place à la stratification des eaux de surface. Enfin, l'encart D de la CCA (axe « fluviale »), est caractérisé par les taxons typiques des régimes de productivité côtière (e.g. *Echinidium* spp.) sous influence fluviale (*L. machaerophorum* et *S. bentorii*). Cet encart est associé aux concentrations élevées en TERR-alcanes, soulignant des apports importants en matière organique d'origine continentale vers le milieu marin contrastants avec les proxys granulométriques (Zr/Rb-XRF et D50), signant ainsi l'extension des panaches turbides permettant le dépôt important de sédiments fins dans le Golfe du Lion. La productivité côtière est probablement contrôlée par un apport conséquent en nutriments depuis les bassins versants du Golfe du Lion vers les eaux côtières, dans un contexte moins stratifié que pour l'encart C précédemment décrit, et où persistent des upwelling côtiers (cf. *Brigantedinium* spp.), i.e. où les mouvements verticaux des masses d'eaux sous l'effet des vents permettent un apport supplémentaire en nutriments vers la zone photique sur le plateau.

V.1.5 Reconstructions MAT-dinokystes sur la carotte KSGC-31

Dans le but de reconstruire les paramètres environnementaux de surface dans le Golfe du Lion, la technique des meilleurs analogues (MAT pour *Modern Analogue Technique*) a été employée sur les assemblages dinokystes de la carotte KSGC-31 (Figure V.3a). Ces reconstructions ont été obtenues en utilisant la même base de données que celle utilisée pour les quantifications hydrologiques sur la carotte MD04-2801 (marge algérienne, cf. Chapitre IV). Cette base de données comprend ainsi les 1968 points de la base de données Hémisphère Nord (de Vernal et al., 2020) ainsi que les 25 points issus des analyses menées sur les sédiments de surface en Méditerranée occidentale (cf. Chapitre III), intégrant le sommet de la carotte d'interface Gol-Ho1B, niveau moderne de référence pour la carotte KSGC-31 (Bassetti et al., 2016 ; Jalali et al., 2016).

Pour l'ensemble des reconstructions, les distances statistiques minimales (D_{min}) entre les niveaux analysés et les analogues modernes les plus proches trouvés dans la base de données pour chaque niveau étaient toujours supérieures au seuil de 1,4 (Figure V.6). La trop faible similarité entre les assemblages fossiles de la carotte KSGC-31 et les analogues modernes d'assemblages dinokystes a systématiquement mené à des configurations dites sans analogue. Aucun paramètre environnemental n'a donc pu être reconstruit pour cette carotte. Les assemblages modernes les plus « proches » figurent généralement parmi les points méditerranéens récemment ajoutés à la base de données Hémisphère Nord (Chapitre III) ainsi que dans le sud du Golfe de Gascogne seulement pour les deux niveaux 502 et 512 cm (de Vernal et al., 2020 ; Figure V.6).

Pour la palynozone KS1, l'analogue moderne du sud du Golfe de Gascogne a été préférentiellement retenu (Figure V.6), cette zone étant caractérisée par les abondances maximales des dinokystes marqueurs d'influence océanique (Figure V.3a ; Tableau V.2). Parmi les autres analogues modernes retenus pour la palynozone KS-1 figurent des sédiments de surface situés dans les zones sous influence océanique du Golfe du Lion et de la marge Algérienne (Figure V.6). Toutefois, la palynozone KS1 présente les valeurs de D_{min} les plus importantes de la séquence (supérieures à 4 ; Figure V.6), indiquant des assemblages très atypiques par rapport à ceux renseignés dans la base de données moderne. Pour la palynozone KS-2, une majorité d'analogues a été trouvée dans le Golfe du Lion et sur la côte algérienne au niveau d'Alger, soit des zones caractérisées par de fortes abondances en taxons hétérotrophes côtiers. Les valeurs de D_{min} sont moins importantes que pour KS-1 (ca. 3). Les analogues de la palynozone KS-3 (avec des valeurs de D_{min} analogues à KS-2) se situent majoritairement dans le Golfe du Lion et sur la partie ouest de la marge algérienne. Les assemblages modernes sont ici représentatifs d'une productivité primaire majoritairement influencée par les apports fluviaux, suggérée par les fortes occurrences de taxons hétérotrophes côtiers. Enfin, les analogues de la palynozone KS-4 sont tous situés dans le Golfe du Lion et présentent les valeurs de D_{min} les plus faibles de la séquence (inférieures à 3 ; cf. Figure V.6). Les calculs de similarité entre les niveaux supérieurs de

la carotte KSGC-31 et les analogues du Golfe du Lion suggèrent ainsi des conditions hydrologiques davantage proches des conditions actuelles pour le dernier intervalle analysé.

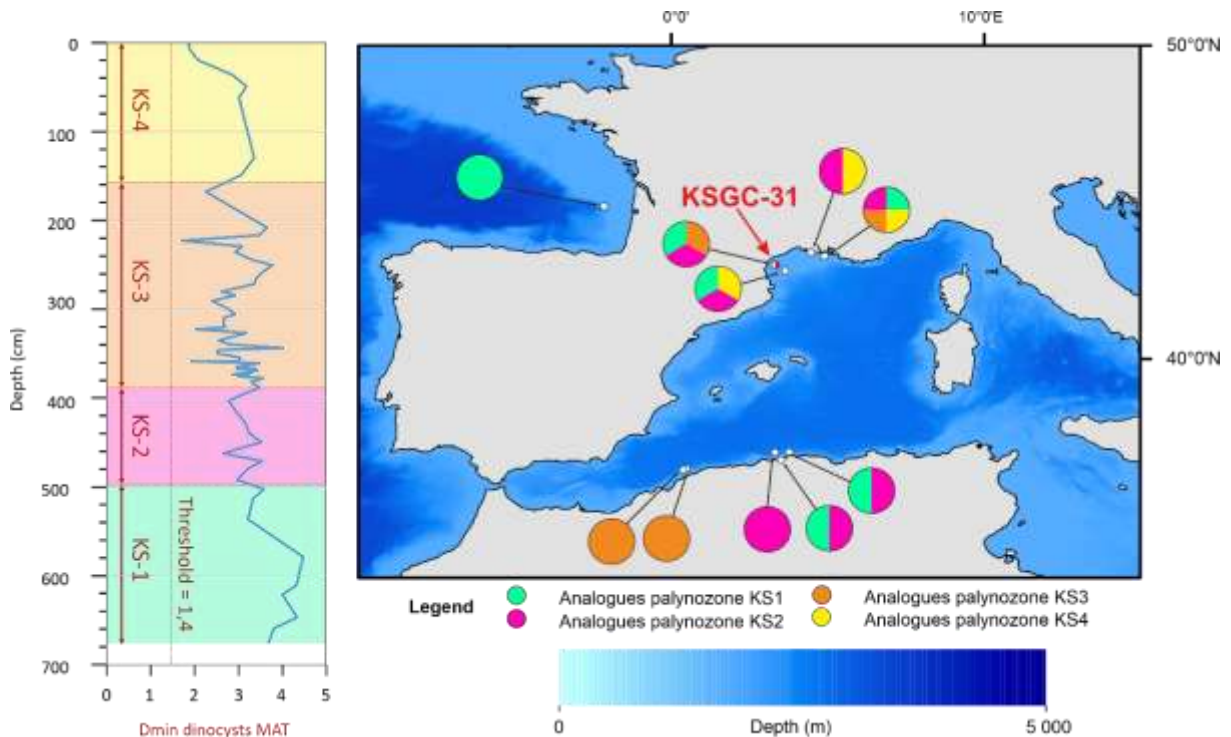


Figure V.6 : Distance statistique minimale (D_{min} , courbe bleue) calculée entre l'assemblage dinokyste fossile (carotte KSGC-31) et l'analogue moderne le plus proche (statistiquement) trouvé par la MAT pour le niveau analysé. Le seuil indiqué sur la figure matérialise la distance statistique au-delà de laquelle les analogues ne sont pas retenus par la MAT (i.e. configuration dite sans analogue). Pour chaque palynozone, un code couleur a été attribué permettant de cartographier la localisation des analogues les plus proches trouvés par la MAT avec le même code couleur.

La forte dissimilarité entre les assemblages fossiles et les analogues modernes de la base de données est imputable au manque de données actuelles décrivant les environnements de plateau peu profond (conditions néritiques internes) et les environnements estuariens. Ces difficultés de reconstruction des conditions hydrologiques pour la carotte KSGC-31 trouvent un écho dans la forte proportion du taxon estuarien *L. machaerophorum* au sein des assemblages dinokystes, dont la présence est non seulement liée à la proximité de la côte mais également aux décharges fluviales considérables du Rhône, constituant l'influence hydrologique majeure de la zone d'étude. Penaud et al. (2020) faisaient également le même constat sur le plateau du nord du Golfe de Gascogne (carotte CBT-CS11 couvrant les derniers 7 000 ans BP), fortement influencé par les apports détritiques et organiques de la Loire. L'acquisition de sédiments d'interface dans des zones plus côtières (e.g. plateau du Golfe du Lion, plateau sur la façade atlantique française, embouchures des principales rivières) permettrait de couvrir des environnements non renseignés actuellement dans une base de données dinokystes qui est majoritairement océanique.

V.2. L'Holocène dans le Golfe du Lion

V.2.1 Influences océaniques versus fluviales sur le plateau du Golfe du Lion

L'enregistrement palynologique de la carotte KSGC-31 retrace les derniers 9 500 ans BP dans un contexte de transgression marine. La carotte a été prélevée à une profondeur de 61m, à 17 km environ de la côte. Considérant un niveau marin 25m plus bas que le niveau actuel (Vacchi et al., 2018 ; Figure V.7k), la bathymétrie du site au début de l'Holocène peut être estimée à 35 m de profondeur pour une distance à la côte d'environ 10 kilomètres. La remontée du niveau marin se poursuit depuis la fin du Dernier Maximum glaciaire et se stabilise vers 5 ka BP (Figure V.7k).

Entre 10 et 5 ka BP, la proportion des dinokystes estuariens est très faible sur le plateau, affichant des valeurs inférieures à 5% (Figure V.7f). Durant l'Holocène inférieur, le débit limité des fleuves côtiers peut s'expliquer par le contexte relativement sec de l'Holocène inférieur, enregistré dans les Alpes (Arnaud et al., 2012). Par ailleurs, l'influence des événements de Bond (Bond et al., 2001) en Atlantique Nord a également pu limiter les apports fluviaux durant les événements rapides les plus prononcés (événements 4, 5 et 6 ; Figure V.7l).

Comme souligné dans la section précédente, l'influence océanique sur le plateau domine et est portée majoritairement par *A. ramulifera* (Figure V.7i) et le cortège des taxons océaniques francs (Figure V.7j). Le développement peu important des dinokystes hétérotrophes côtiers suggère une productivité primaire soutenue par les upwellings côtiers dont les taxons représentatifs, *T. applanatum* et *Brigantedinium* spp., sont témoins.

La productivité primaire sur le plateau apparaît soutenue par les mélanges verticaux des masses d'eaux sous l'influence active des vents Mistral et Tramontane sur la zone. Ce régime de productivité est en accord avec les concentrations en alcénones (Figure V.7b) qui augmentent, atteignant un plateau de fortes valeurs à partir d'environ 8 ka BP, suggérant des conditions favorables au développement du nanoplancton calcaire dans des conditions océaniques prédominantes sur le plateau.

La plus forte représentation des dinokystes phototrophes océaniques francs (i.e. *B. tepikiense*) est repérée entre 8 et 6,5 ka BP (Figure V.7j), suggérant une influence majeure du Courant Nord sur le plateau (Figure V.8a) durant cette période. Cette période de circulation océanique amplifiée correspond également à l'initiation de la convection en Mer du Labrador et à l'activation de la circulation de la gyre subpolaire (Sicre et al., 2021).

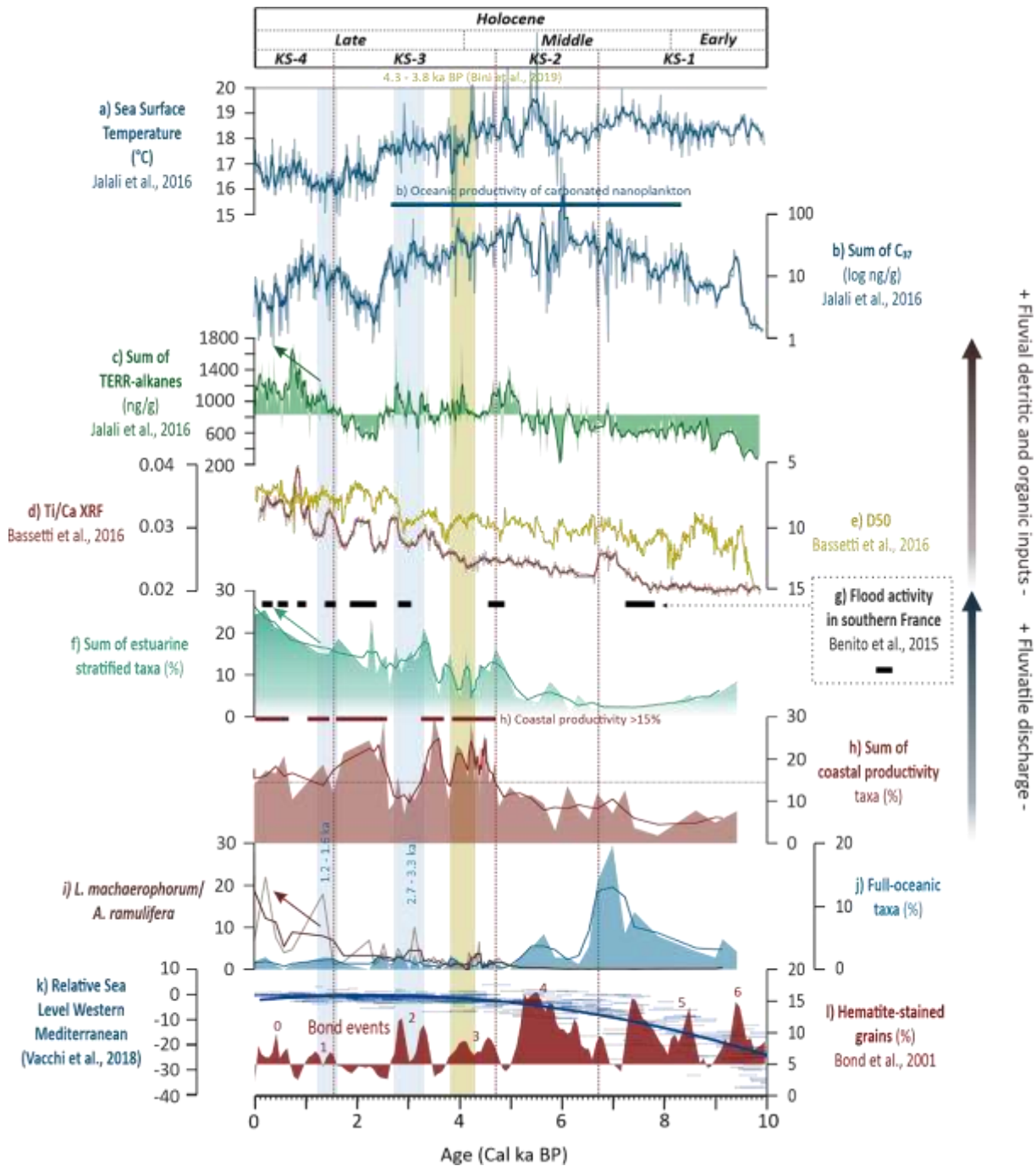


Figure V.7 : Signaux paléoenvironnementaux acquis sur la carotte KSGC-31 en fonction de l'âge (cal BP) et des palynozones décrites à partir des assemblages dinokystes. a) Températures océaniques de surface (°C, Jalali et al., 2016), b) Concentrations en alcénones C_{37} (ng/g, Jalali et al., 2016), c) Concentrations en TERR-alcènes (ng/g, Jalali et al., 2016), d) Ratio Ti/Ca-XRF (Bassetti et al., 2016), e) Indice granulométrique : médiane ou D50 (Bassetti et al., 2016), f) Somme des taxons estuariens marqueurs de stratification (kystes de *P. dalei*, *L. machaerophorum*, *P. zoharii*), g) Compilation de fréquence des événements de crues dans le sud de la France (Benito et al., 2015), h) Somme des hétérotrophes marqueurs de productivité sous influence fluviale (kystes de *P. nudum*, *S. quanta*, *S. nephroides*, *Echinidinium* spp.), i) Rapport du taxon estuarien *L. machaerophorum* sur le taxon d'influence océanique *A. ramulifera*, j) Somme des taxons d'influence océanique franche (*Impaqidium* spp., *B. tepikiense*, *S. lazus*, *S. septentrionalis*, *N. labyrinthus* et *A. choane*), k) Niveau marin relatif en Méditerranée occidentale (Vacchi et al., 2018) et l) Courbe des pourcentages de grains de quartz issus des IRD dans l'Atlantique Nord et numérotation correspondante des événements de Bond (Bond et al., 2001). Les bandes de couleur bleue symbolisent les événements de renforcement de la dynamique du gyre subpolaire (1.6 à 1.2 ka BP et 2.7 à 3.3 ka BP selon Penaud et al., 2020). La bande jaune figure les limites de l'évènement du 4.2 ka BP entre 4.3 et 3.8 selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al. (2019).

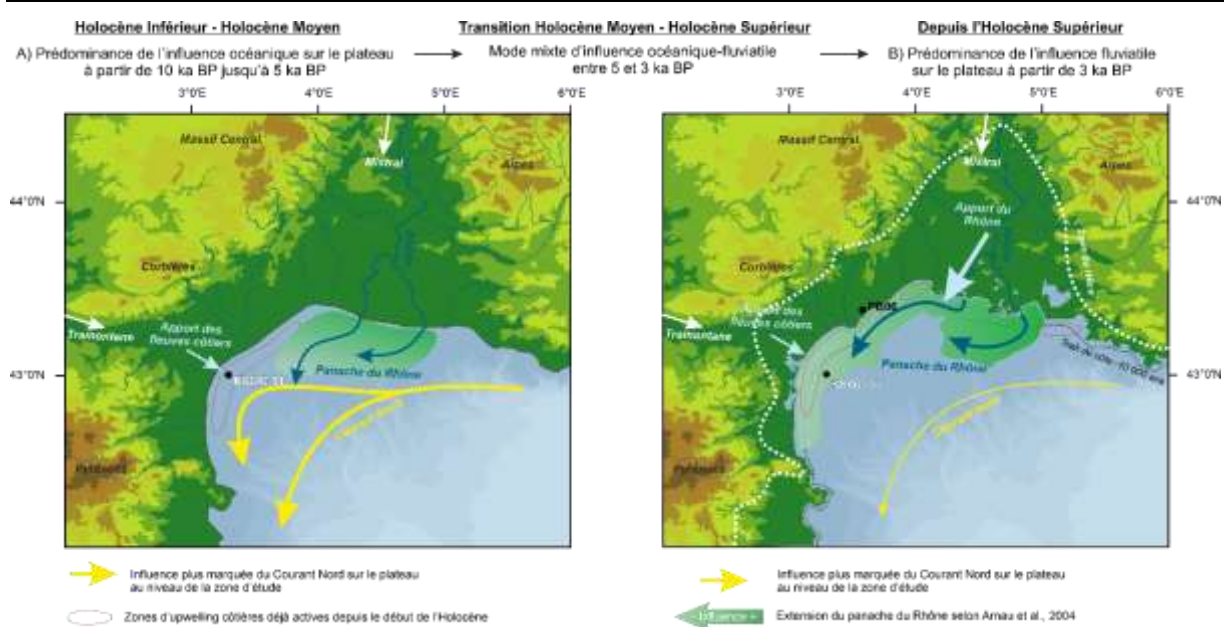


Figure V.8 : Carte synoptique des conditions hydrographiques et environnementales dans le Golfe du Lion : a) Durant l'Holocène inférieur et moyen (avec un trait de côte correspondant à 10 ka BP soit - 25 m par rapport à l'actuel sur la carte), et b) durant l'Holocène supérieur (configuration proche de l'actuel). Les flèches en bleu clair symbolisent les principaux courants atmosphériques et les flèches rouges les apports fluviaux majeurs sur la zone d'étude. La carotte d'étude (KSGC-31) et la carotte PB06 prélevée dans la lagune de Palavas-les-Flots figurent également sur la carte. L'extension du panache turbide du Rhône sur la carte b) a été délimitée à partir d'une photographie satellite d'après Arnau et al. (2004).

Le maximum d'influence océanique coïncide avec la surface d'inondation maximale (MFS) datée à environ 7,5 ka BP (Bassetti et al., 2016). Ce pic d'influence océanique correspond également à un minimum d'altération chimique sur les bassins versants entre 9 et 7 ka BP (Bassetti et al., 2016). Ces altération et érosion plus faibles des sols peuvent être rapprochées du climat sec prédominant à l'Holocène inférieur, impliquant une décharge fluviale et un apport de matière organique moindre à la côte par les rivières, comme l'expriment les valeurs plus faibles des concentrations en TERR- alcanes jusqu'à 5 ka BP (Jalali et al., 2016 ; Figure V.7c). D'autre part, la période comprise entre 6,5 et 4,5 ka BP (palynozone KS2) se démarque par la plus forte représentation de *S. belerius* et suggère l'entrée, dès 7 ka BP, dans des conditions hydrologiques transitionnelles entre influences océaniques et fluviales (cf. section I.4, Figure V.5). Cette augmentation de l'influence fluviale jusqu'à environ 5 ka BP coïncide également avec l'augmentation de l'humidité et des précipitations enregistrées dans la région (Carrion, 2002 ; Fletcher et al., 2007 ; Magny et al., 2012).

Entre 5 et 3 ka BP, l'augmentation des taxons dinokystes estuariens (Figure V.7f) caractérise une augmentation conséquente des apports fluviaux supportant le développement du cortège dinokyste hétérotrophe côtier (Figure V.7h), parallèlement observé par l'augmentation des concentrations en TERR-alcanes (Figure V.7c). Ceci suggère une augmentation du ruissellement et de la fréquence des crues (Arnaud et al., 2012 ; Benito et al., 2015 ; Jalali et al., 2016 ; Figure V.7g) à partir de 5 ka BP, charriant jusqu'à la mer une quantité plus importante de matière minérale et organique. Cet intervalle

de temps correspond à une diminution drastique de la NAO et donc une augmentation des précipitations en Méditerranée (Jalali et al., 2016). Cette influence fluviale en augmentation apparaît avec la stabilisation du niveau marin qui signe la progression vers un modèle hydrographique semblable à l'actuel (Figure V.8b). Toutefois, les valeurs de concentrations alcénones restent élevées jusqu'à 3 ka BP (Figure V.7b). Le prolongement de cette période de productivité nanoplanctonique peut être rapprochée des indicateurs de productivité d'upwelling toujours présents dans l'assemblage dinokyste. La période de 5 à 3 ka BP marque donc une configuration mixte où l'influence des décharges fluviales du Rhône est de plus en plus marquée. La remontée du niveau marin permettra l'extension du panache turbide du Rhône le long des côtes du Golfe du Lion (Figure V.8b), et ainsi le dépôt de sédiments plus fins (Figure V.7e) et l'apport en nutriments (Figure V.7h). Cette influence de plus en plus marquée s'observe dans l'augmentation de la représentativité des dinokystes estuariens et hétérotrophes côtiers mais également dans la sous-représentation des taxons marqueurs d'influence océanique franche (Figure V.7j).

Enfin, depuis 3 ka BP, les conditions hydrologiques sont semblables à celles d'aujourd'hui (Figure V.8b). L'assemblage de dinokystes est caractérisé par les valeurs maximales de *L. machaerophorum* avec une productivité mixte soutenue par les apports en nutriments d'origine fluviale et, dans une moindre mesure, par les upwellings saisonniers. A environ 3-2.5 ka BP, au valeurs élevées des concentrations en alcénones chutent de manière drastique (Figure V.7b) de même que les SSTs durant une période de valeurs très négatives de la NAO (Figure V.7a). Les valeurs de TERR-alcanes sont aussi les plus faibles. Elles augmentent à nouveau avec l'intensification de la NOA et l'augmentation de la signature détritique dominée par le Rhône portée par le ratio Ti/Ca-XRF (Figure V.7d).

De manière intéressante, à la post-stabilisation du niveau marin, la sensibilité du régime de crues du Rhône aux événements de Bond (Figure V.7i) semble trouver un écho dans nos données. Les événements bornés entre 3,3 et 2,7 ainsi qu'entre 1,6 et 1,2 ka BP (bandes bleues sur la Figure V.7 correspondant aux phases de renforcement de la dynamique de gyre subpolaire identifiées dans Penaud et al., 2020) semblent correspondre à une diminution des hétérotrophes côtiers (sous 15 % qui est la moyenne de la série). Ces observations pourraient suggérer une sensibilité accrue des assemblages dinokystes, une fois les conditions hydrologiques modernes établies sur le plateau, à ces événements atlantiques, durant lesquels le régime des vents d'ouest, davantage axé sur l'Europe du Nord, aurait pu atténuer le régime de précipitations hivernales sur les bassins versants du Golfe du Lion, mais moins sur celui du bassin versant du Rhône en particulier de ses affluents supérieurs.

V.2.2 L'évènement du 4.2 ka BP en Méditerranée occidentale : Transect Nord Sud du Golfe du Lion à la marge algérienne

La transition entre l'Holocène moyen et l'Holocène supérieur correspond à l'évènement du 4.2 ka BP (Walker et al., 2012), un évènement climatique de froid et d'aridité accrue majoritairement ressenti aux basses latitudes et sur le pourtour méditerranéen entre 4.3 et 3.8 ka BP (Bini et al., 2019). Afin de discuter de manière détaillée cet évènement deux carottes ont été étudiées (KSGC-31 et MD04-2801), à haute résolution sur l'intervalle ca. 5-3 ka BP ont été figurées sur la Figure V.9. Les analyses de biomarqueurs et palynologiques acquises ont été comparées aux données issues de spéléothèmes enregistrant cet évènement d'aridité en Méditerranée à proximité des sites étudiés.

Dans un premier temps, la mise en parallèle des anomalies des SSTs dans les deux carottes sur les derniers 5 000 ans BP (Figure V.9a) révèle, à résolution comparable, que l'amplitude des variations des températures reconstruites est plus faible pour la carotte MD04-2801 (0,5 à 1 °C d'amplitude) que pour la carotte KSGC-31, dont le signal SST souligne des amplitudes pouvant être supérieures à 2°C. Ce résultat s'explique par le rôle des vents de Mistral et de Tramontane sur les eaux de surface du Golfe du Lion qui amplifient le refroidissement et soulignent également leur intensification (Jalali et al., 2019). Toutefois, les deux signaux présentent une même tendance au refroidissement après 3 ka BP, davantage marqué après 2 ka BP pour l'Algérie (Figure V.9a). Cette baisse des SSTs suggère une origine commune du Golfe du Lion et de la marge algérienne au refroidissement de l'Holocène supérieur via une réorganisation des circulations atmosphériques et océaniques en Méditerranée. Contrairement à la carotte KSGC-31 dont les SSTs sont fortement contrôlées par le forçage par les vents, le secteur de la carotte MD04-2801 serait d'avantage soumise à l'advection d'eaux atlantiques en Méditerranée (Chapitre IV).

A l'échelle de l'évènement climatique rapide du 4.2 ka BP (bande jaune sur la Figure V.9), Jalali et al. (2016, 2019) décrivent un refroidissement marqué des SST du Golfe du Lion entre 4.3 et 3.8 ka BP, peu visible sur la marge algérienne (Figure V.9a). Les masses d'eau de surface du Golfe du Lion seraient contrôlées par des vents de secteur Nord à travers la vallée du Rhône, et des masses d'air froides et sèches depuis la Scandinavie, résultant de la position d'un anticyclone bloquant situé en Atlantique Nord Est qui a pour effet de détourner les vents d'ouest vers le Nord (Jalali et al., 2016, 2019). Le phénomène de refroidissement des masses d'eaux dans le Golfe du Lion est connu à l'actuel pour être responsable des cellules d'upwelling côtières saisonnières ainsi que de la plongée (*downwelling*) des masses d'eaux au niveau de la bordure du plateau (i.e. formation des *Mediterranean Deep Waters* - WMDW). Par ailleurs, cette période correspond à une productivité côtière importante portée par la dynamique des cellules d'upwelling côtières ou de mélange vertical plus intense amplifiée par l'action des vents de nord pendant l'évènement du 4.2 BP (Bini et al., 2019 ; Figure V.7h).

L'évènement du 4.2 ka BP est recensé comme un évènement de sécheresse accrue qui correspond dans le secteur du Golfe de Gêne à des valeurs plus élevées de $\delta^{18}\text{O}$ du spéléothème de la grotte de Renella (Zanchetta et al., 2016). Cette sécheresse n'apparaît pas de manière flagrante dans les valeurs de la longueur des chaînes d'alcane (ACL ; Figure V.9c), attendues plus hautes dans des conditions de stress hydrique car généralement plus longues quand elles sont produites dans les cires végétales des végétaux supérieurs adaptés aux conditions plus sèches. Le rapport D/H (Figure V.9d) des n-alcane n-C₂₉ et n-C₃₁ indique cependant une augmentation nette dans l'intervalle 4.3-3.8 ka BP. Les mesures de D/H sur les n-alcane des sédiments marins pourraient être interprétées comme reflétant des conditions plus sèches lors de la croissance de la végétation. Ainsi, dans le Golfe du Lion, des valeurs plus lourdes sur l'intervalle du 4.2 ka BP d'environ 20‰ (Figure V.9d) suggéreraient des conditions plus sèches, au contraire de l'ACL, relativement stable, suggèrerait quant à lui de faibles changements en terme de composition-même du couvert végétal sur les bassins versants. L'évènement ici enregistré pourrait donc être caractérisé comme un évènement plus sec, forçant la végétation à limiter son taux d'évapotranspiration pour subsister temporairement aux conditions climatiques prévalentes pendant cet évènement pluri-séculaire. Des études supplémentaires sur l'utilisation de ce proxy dans les sédiments marins sont requises pour soutenir cette hypothèse. Cette tendance est en accord avec les observations géochimiques (K/Ti ; Bassetti et al., 2016) attribuant un déficit d'altération des sols et donc de précipitations enregistrées sur la carotte (Bassetti et al., 2016 ; Nizou et al., 2019).

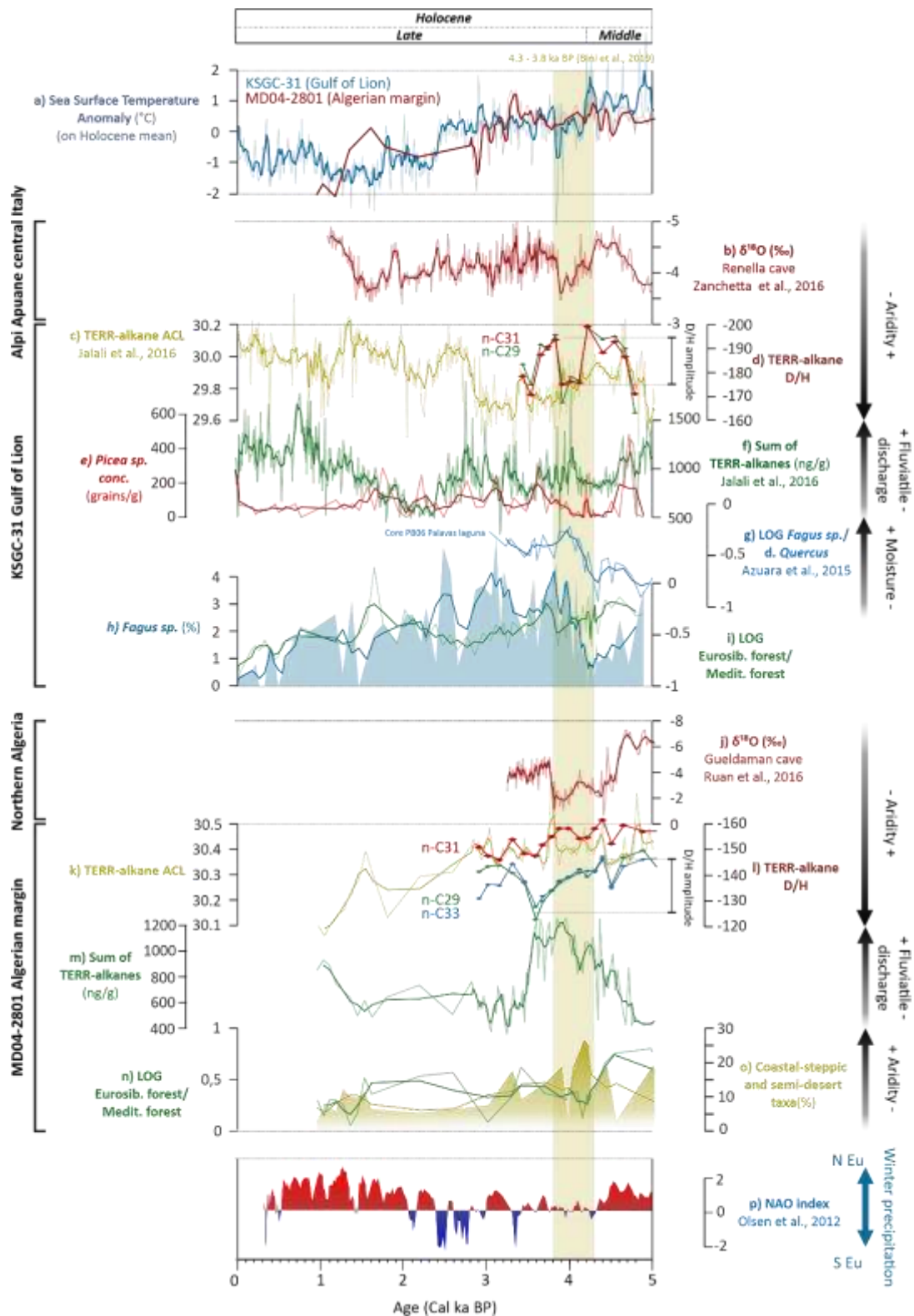


Figure V.9 : Signaux paléoenvironnementaux des carottes KSGC-31 (Golfe du Lion) et MD04-2801 (Marge algérienne) de 5 ka BP à l'actuel, figurant les intervalles à résolution augmentée autour de l'évènement du 4.2 ka BP. a) Anomalies de températures océaniques dérivées des alcénonnes, basées sur l'écart à la moyenne Holocène pour chaque séquence (carotte MD04-2801 en rouge et KSGC-31 en bleu), b) Signal $\delta^{18}O$ du spéléothème de la grotte de Renella dans l'Alpi Apuane dans le centre de l'Italie (Zanchetta et al., 2016). g) Log du rapport *Fagus sylvatica* / deciduous *Quercus* sur la carotte PB06 prélevée dans la lagune de Palavas les Flots dans l'Hérault (Azua et al., 2015). c) à i) (sauf g) : données Golfe du Lion (KSGC-31) : c) Moyenne des longueurs de chaînes d'alcane (ACL ; Jalali et al., 2016), d) Rapport Deutérium/Hydrogène sur les alcanes avec les n-C₃₁ identifiés en rouge et les n-C₂₉ en vert, e) Concentrations en grains de pollen de *Picea* sp. (grains/g), f) Concentrations

en TERR-alcanes (ng/g, Jalali et al., 2016), h) Pourcentages de *Fagus* sp., i) Log du rapport de la forêt eurosibérienne sur la forêt méditerranéenne. j) Signal $\delta^{18}O$ du spéléothème de la grotte de Gueldaman dans l'Atlas tellien au Nord de l'Algérie (Ruan et al., 2016). k) à o) : données Marge algérienne (MD04-2801) : k) Moyenne des longueurs de chaînes d'alcanes (ACL), l) Rapport Deutérium/Hydrogène sur les alcanes avec les n-C₃₃ identifiés en bleu, les n-C₃₁ en rouge et les n-C₂₉ en vert, m) Concentrations en TERR-alcanes (ng/g), n) Log du rapport de la forêt eurosibérienne sur la forêt méditerranéenne, o) Pourcentages des plantes côtières-steppiques et semi-désertiques. p) Paléoreconstructions des conditions « NAO-like » (Olsen et al., 2012). La bande jaune figure les limites de l'évènement du 4.2 ka BP entre 4.3 et 3.8 selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al. (2019).

Il est intéressant de noter que la décroissance marquée de la représentation de *Fagus sylvatica* au sein des assemblages polliniques (Figure V.9h), taxon associé à des taux de précipitation annuelle supérieurs à 750 mm sur le pourtour méditerranéen (Quézel et al., 2002 ; Azuara et al., 2015), pourrait représenter une modification du couvert végétal liée à une aridité accrue entre 4.6 et 4.3 ka BP. La représentation de *Fagus* au sein des forêts méditerranéennes aurait chuté en lien avec un déficit pluviométrique dû à une sécheresse plus marquée au cours de cet intervalle. Ce déclin de *Fagus* a été précédemment reporté au niveau de la lagune de Palavas (cf. ratio *Fagus/Quercus* ; Figure V.9g ; Azuara et al., 2015) et de manière synchrone avec notre enregistrement du Golfe du Lion (Figure V.9h), ;). De moindres décharges fluviales ont pu ainsi limiter le développement de *Fagus* en faveur de *Quercus*, du fait de l'éloignement du site carotté à l'aire de développement du hêtre. Suite à cette période, sur l'intervalle 4.3-3.8, les concentrations polliniques très faibles (voire nulles) du taxon alpin *Picea* (Figure V.9e) pourraient suggérer une influence moindre des apports du Rhône sur la zone d'étude, du fait d'une sécheresse accrue, et ce, notamment, au niveau des reliefs alpins et de la région amont du fleuve de manière plus générale. Cet évènement froid et plus sec a probablement affecté la forêt dans sa globalité. En effet, le ratio entre la forêt eurosibérienne (i.e. majoritairement représentée par le chêne décidu) et la forêt méditerranéenne (i.e. majoritairement représentée par *Quercus ilex*) montre une inflexion en faveur de la forêt méditerranéenne pendant et après l'évènement du 4.2 ka BP (Figure V.9i) en accord avec les observations régionales (Reille and Pons, 1992 ; Jalut et al., 2000 ; Carrion et al., 2003 ; Sadori et al., 2011 ; Azuara et al., 2015). Cette augmentation de représentation de la forêt méditerranéenne pourrait être attribuée à un apport moindre des zones de développement des taxons eurosibériens, à l'instar de *Fagus* (Figure V.9h), nécessitant de plus forts taux de précipitation, et à la capacité accrue de recolonisation de la forêt méditerranéenne, qui s'est probablement adaptée plus rapidement au déficit d'humidité sur cet intervalle pluri-séculaire entre 4.3 et 3.8 ka BP.

Sur la marge algérienne, les valeurs hautes enregistrées de l'ACL sont communément attribuées à la végétation majoritairement ouverte et adaptée à une aridité supérieure à celle affectant le Golfe du Lion (cf. Chapitre IV). Il est toutefois intéressant de remarquer deux pics de plus hautes valeurs de l'ACL bornant l'évènement du 4.2 ka BP à 4,4 et 3,7 ka BP (Figure V.9k), suggérant une légère surreprésentation de la végétation adaptée à l'aridité pendant l'évènement d'aridité enregistré par le spéléothème de la grotte de Gueldaman dans le Nord de l'Algérie (Ruan et al., 2016). D'autre part, l'amplitude de variation du rapport D/H des alcanes sur la carotte MD04-2801 (Figure V.9l) est

d'avantage marquée pour les alcanes en n-C₂₉ et n-C₃₃, affichant un écart de 25‰ (Figure V.9l) durant l'intervalle 4.3-3.8 ka BP, du même ordre de grandeur que celui observé dans le Golfe du Lion. Cet écart bien que plus progressif que celui observé dans le Golfe du Lion suggère une similarité de conditions sèches plus marquée sur l'évènement entre les deux rives. L'intervalle 4.3-3.8 ka BP, nommé *Algerian Mega Drought* dans le Chapitre IV, correspond à des valeurs de pourcentages des taxons côtiers-stepmiques et sémi-désertiques (Figure V.9o) qui avoisinent les valeurs reconstruites durant le Younger Dryas sur cette même carotte (cf. Chapitre IV). En outre, le rapport entre la forêt eurosibérienne et la forêt méditerranéenne (Figure V.9n) décroît pendant l'intervalle, soulignant l'aridité accrue mais également le potentiel de recolonisation plus important de la forêt méditerranéenne dans un contexte plus sec. Il est intéressant également de noter un plateau de fortes concentrations en TERR-alcanes durant l'intervalle 4.3-3.8 ka BP, voire même jusqu'à 3.5 ka BP et débutant à 4.5 ka BP (Figure V.9m). Durant cet évènement aride, un ruissellement extrêmement fort et un transport de matière organique continentale accru pourrait être liés au recul de la forêt, au profit de la végétation ouverte (i.e. végétation xérophyte), favorisant le pouvoir érosif des crues des oueds. Cette période d'aridité marquant la transition entre l'Holocène moyen et l'Holocène supérieur apparaît ainsi plus longue en Algérie (*Algerian Mega Drought*), suggérant un impact plus marqué et durable de l'aridité dans les plus basses latitudes.

V.2.3 Détection croissante des marqueurs d'anthropisation

Enfin, la mise en place des conditions de l'Holocène supérieur est plus largement associée à un recul généralisé de la forêt en faveur de la colonisation des sclérophylles (Reille and Pons, 1992 ; Jalut et al., 2000 ; Carrion et al., 2003 ; Sadori et al., 2011 ; Azuara et al., 2015), plus marqué dans le Golfe du Lion, observé à partir des deux carottes d'étude (i.e. déclin de *Fagus* dans le Golfe du Lion ; augmentation de la végétation ouverte en Algérie à partir de 3 ka BP, cf. Chapitre IV). L'ouverture du paysage à l'Holocène supérieur favorisera le ruissellement et l'érosion lors des crues charriant d'importantes quantités de particules minérales et organiques. Le recul de la forêt est observé de manière synchrone à différente échelle dans le Golfe du Lion (Figure V.10b) et sur la marge algérienne (Figure V.10j). En effet, l'Holocène supérieur, caractérisé par une baisse de l'insolation estivale et une augmentation de l'insolation hivernale, réduisant la saisonnalité des températures et des précipitations, est marqué par une aridité en augmentation sur tout le pourtour Méditerranéen succédant aux conditions relativement plus humides de l'Holocène moyen, et conduisant à un recul progressif de la forêt. La tendance à l'augmentation du déficit de précipitations sur l'Holocène supérieur est enregistrée dans la séquence du Golfe du Lion par le recul de la forêt eurosibérienne mais également des taxons montagnards comme *Abies* (Figure V.3.b) dont l'extension se contracte vers le Nord et abandonnent les moyennes altitudes du pourtour côtier. L'enregistrement sensible de ce recul est en accord avec les

signaux semblables enregistrés dans la carotte lagunaire PB06 (Azuaara et al., 2015). Cette ouverture du paysage qui tend à une matorralisation de la plupart des zones boisées en Algérie est déjà observée à partir de 5.5 ka BP (Chapitre IV).

Le recul de la forêt trouve également son origine dans l'activité anthropique de déforestation liée à l'agro-pastoralisme, en augmentation depuis 5 ka BP (Vaquer, 2010 ; Azuaara et al., 2015, 2018), et dont l'expression s'observe de manière plus marquée dans nos séquences à partir de 3 ka BP (Figure V.10b). L'ouverture du paysage favorise le ruissellement et facilite l'érosion des sols dans les bassins versants. Dans le Golfe du Lion, ces paramètres influent sur le débit des cours d'eaux (notamment du Rhône), pendant les crues saisonnières, et sur la charge particulière associée aux décharges fluviales, qui transportent alors une sédimentation plus fine vers le plateau (Bassetti et al., 2016 ; Figure V.7e) ainsi que de la matière organique d'origine continentale (Jalali et al., 2016 ; Figure V.7c). Le régime pluviométrique est très impacté par la saisonnalité en Algérie et suit la même tendance avec une sensibilité accrue à l'érosion des crues des oueds, bien que la majorité des cours d'eau ne soient pas en eau toute l'année, contrairement aux fleuves côtiers du Golfe du Lion. La dynamique saisonnière des cours d'eaux algériens s'observe également dans la concentration en microalgues d'eau douce (Figure V.10k), réduite à absente sur les périodes les plus arides. En effet leur développement est limité lors de phases d'assèchement prolongé des oueds. La concentration des microalgues d'eaux douces dans le Golfe du Lion marque davantage quant à elle la vigueur des apports fluviales, réduite sur les périodes plus sèches (Figure V.10c).

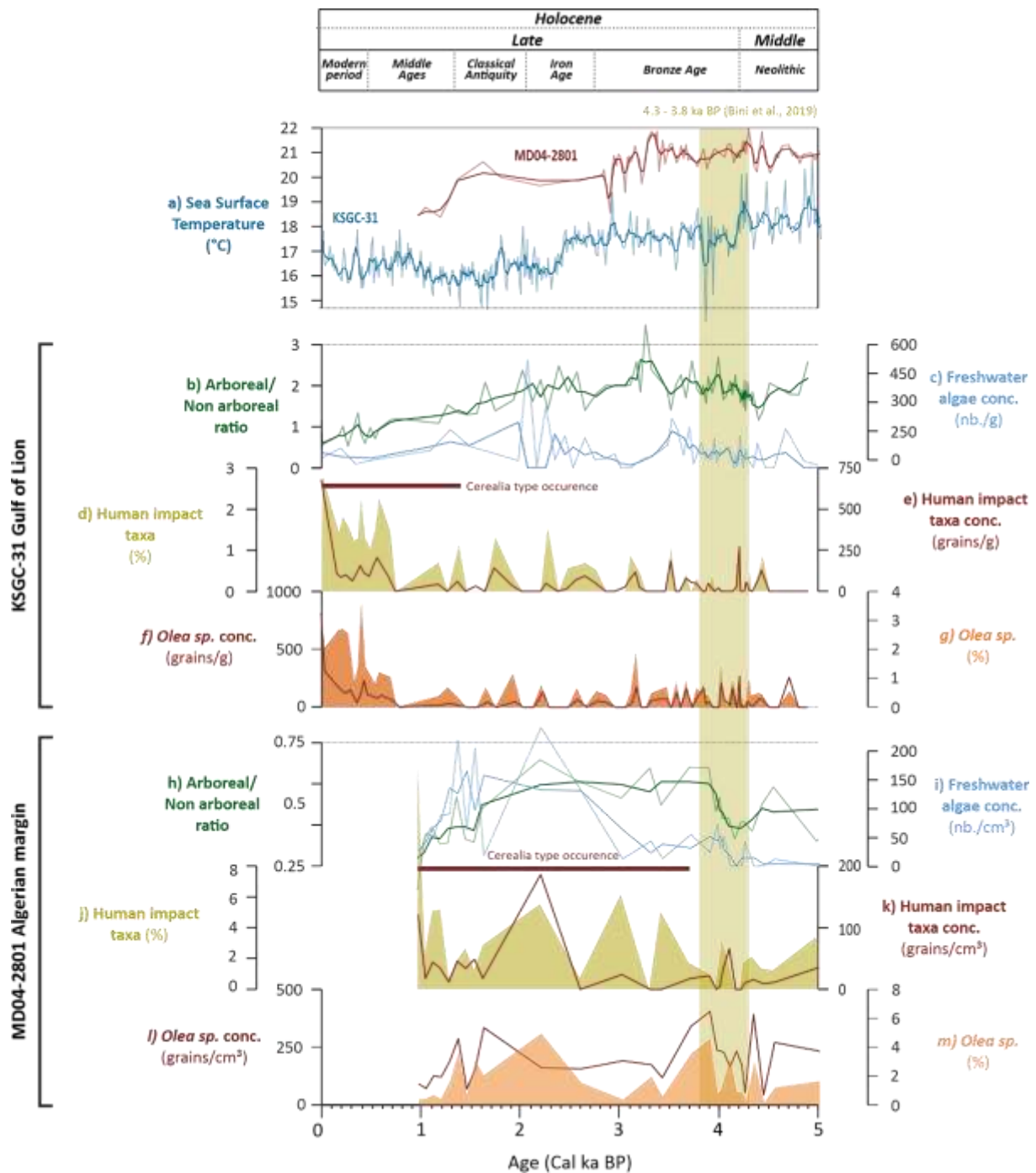


Figure V.10 : Signaux paléo-environnementaux des carottes KSGC-31 (Golfe du Lion) et MD04-2801 (Marge algérienne) en fonction de l'âge de 5 ka BP à l'actuel. a) Températures océaniques de surface (SST) dérivées des alcénones (°C) des carottes MD04-2801 (rouge) et KSGC-31 (bleu), b) Ratio des grains de pollen de taxa arborés sur les grains de pollen des taxa non-arborés de la carotte KSGC-31, c) Concentration en algues d'eau douce (nb./g) de la carotte KSGC-31, d) Pourcentages des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte KSGC-31 (silhouette jaune), e) Concentration des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte KSGC-31 (courbe rouge), f) Concentration en grains de pollen d'*Olea* dans la carotte KSGC-31 (courbe rouge), g) Pourcentages en grains de pollen d'*Olea* dans la carotte KSGC-31 (silhouette orange), h) Ratio des grains de pollen de taxa arborés sur les grains de pollen des taxa non-arborés de la carotte MD04-2801, i) Concentration en algues d'eau douce (nb./g) de la carotte MD04-2801, j) Pourcentages des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte MD04-2801 (silhouette jaune), k) Concentration des taxons polliniques indicateurs d'activités anthropiques de la carotte MD04-2801 (courbe rouge), l) Concentration en grains de pollen d'*Olea* dans la carotte MD04-2801 (courbe rouge), g) Pourcentages en grains de pollen d'*Olea* dans la carotte MD04-2801 (silhouette orange). La bande jaune figure les limites de l'évènement du 4.2 ka BP entre 4.3 et 3.8 selon la synthèse méditerranéenne de Bini et al. (2019).

Du fait des décharges fluviales conséquentes du Rhône, la signature anthropique est davantage détectée dans le Golfe du Lion (Figure V.10d,e,f,g) car additionnée au signal local porté par les indicateurs anthropiques régionaux comme en atteste l'augmentation synchrone d'*Olea* avec les autres indicateurs d'activité anthropique. Les concentrations et pourcentages des indicateurs polliniques d'anthropisation (*Cerealia*, *P. lanceolata*, *Rumex*) dans la séquence du Golfe du Lion (KSGC-31) augmentent significativement à partir du Moyen-Age, vers environ 1 000 ans BP (Figure V.10d), en parallèle avec les concentrations et pourcentages d'*Olea*, qui peuvent d'ailleurs être également rapprochées avec les augmentations synchrones des taxons arboréens cultivés comme *Castanea* et de *Juglans* (Figure V.3b). Par ailleurs, la période des indices géochimiques d'activité anthropiques (à partir de 2 500 ka BP) enregistré dans la carotte KSGC-31 par Nizou et al. (2019) correspond également à la période des occurrences de *Cerealia* dans l'assemblage pollinique, témoignant de la transmission établie dès 1 700 ans BP du signal pollinique anthropique dans le Golfe du Lion. La séquence Algérienne (MD04-2801) permet également de repérer des indices de culture (*Cerealia*, Chapitre IV ; Figure V.10 j, k). Dans les signaux polliniques de la carotte MD04-2801, les oliviers ne peuvent pas être directement mis en relation avec une augmentation de l'influence anthropique car ils font partie du cortège forestier naturel de l'Algérie. Toutefois, il n'est pas à exclure le fait que la culture de l'olivier, répandue sur la côte algérienne, ait pu prendre son essor au cours des derniers 1000 ans également. Cependant, la séquence ne permet pas de discuter les 1000 derniers ans BP (Chapitre IV). Par ailleurs, les pratiques agropastorales algériennes sont plus régulièrement associées au pastoralisme, favorisant le développement de la végétation ouverte et des taxons représentatifs des environnements semi-désertiques comme *Artemisia* (Jaouadi et al., 2016 ; Chapitre IV).

Enfin, cette ouverture du paysage, sous effet combiné du climat de l'Holocène supérieur et de l'impact anthropique plus important, va jouer un rôle important dans le contrôle des apports fluviaux vers les deux sites d'étude, impactant les eaux côtières et leurs régimes de productivité. Pourtant, les deux séquences holocènes enregistrent de manière synchrone un changement des conditions hydrologiques à partir de 3 ka BP, marquant la transition vers les conditions modernes observées à l'actuel (cf. section IV.2.1 et Figure V.8b). La transition entre l'Holocène moyen et l'Holocène supérieur pendant l'évènement du 4.2 ka BP illustre la sensibilité accrue des environnements côtiers à l'influence fluviale et aux variations des apports du Rhône (Figure V.10a) sous l'influence des vents de Nord (i.e. NAO négative, EA), dans le Golfe du Lion (Jalali et al., 2016, 2019). L'analyse des assemblages dinokystes illustre par ailleurs le contrôle de ces modes de circulation atmosphériques sur la productivité primaire de la zone (cf. section V.2.1).

Ainsi, à partir de 1,2 ka BP, un changement brusque a récemment été discuté dans les assemblages polliniques dinokystes sur le plateau de la marge ouest française soumis aux apports de la Loire (Penaud et al., 2020). Les plantes cultivées, rudérales et adventives y indiquent alors clairement

une ouverture massive du paysage (Penaud et al., 20200). L'augmentation des surfaces cultivées et pâturées est ainsi établie dès le Moyen-Âge, comme cela a été noté précédemment dans l'ouest France (Barbier et Visset, 1997 ; Cyprien, 2002 ; Joly et Visset, 2009 ; David, 2014 ; Fernane et al., 2014, 2015). A cette époque, l'augmentation des taux de sédimentation sur le plateau du nord du Golfe de Gascogne (Penaud et al., 20200), synchrone avec l'augmentation des concentrations en TERR-alcanes dans le Golfe du Lion (Figure V.7c), serait ainsi largement liée à l'augmentation du ruissellement sur des bassins versants français alors devenus très peu boisés, où l'empreinte humaine sur les zones humides côtières est devenue très forte. L'augmentation des concentrations en hétérotrophes côtiers dans le nord du Golfe de Gascogne a ainsi été mise en lien avec une augmentation de l'apport en nutriments sur le plateau, très probablement provoquée par la réduction de la couverture forestière et l'augmentation subséquente de l'érosion des sols et de la matière organique d'origine continentale (Penaud et al., 2020), comme observé ici aussi à partir de 1 ka BP dans le Golfe du Lion dans cette étude (Figure V.7h). L'apport massif de nutriments, et notamment de phosphates, pourrait ainsi être liée à une réorganisation trophique des masses d'eau côtières, à l'échelle plus large de l'ensemble des côtes françaises atlantiques et méditerranéennes.

V.3. Conclusion

L'étude des assemblages palynologiques de dinokystes et des grains de pollen, couplée aux études sédimentologiques et de biomarqueurs organiques précédemment menées sur la séquence Holocène KSGC-31, a permis de décrire l'évolution paléohydrologique et la dynamique de végétation, modulées par le contexte transgressif dans le Golfe du Lion ainsi que par le contexte orbital de l'Holocène auquel se superpose une variabilité climatique pluri-séculaire et un impact anthropique croissant vers l'Holocène supérieur. L'élévation du niveau marin a permis la transition depuis une influence océanique marquée sur le plateau (dans un contexte d'influence fluviale réduite) à une influence majeure du Rhône (post-stabilisation du niveau marin). Cette évolution a été mise en évidence par l'évolution des apports polliniques et celle des cortèges de dinokystes traduisant indirectement différents régimes de productivité majoritairement forcés par les cellules d'upwelling côtières à l'Holocène moyen et transitant vers un forçage mixte impliquant upwelling mais surtout l'apport conséquent en nutriments par le biais des principaux fleuves côtiers, notamment du Rhône, pendant l'Holocène supérieur. La stabilisation du niveau marin amorce la propagation des cortèges estuariens vers le plateau et la mise en place de l'influence majeure des panaches turbides du Rhône, dont l'extension et l'intensité sont en grande partie liées à la variabilité atmosphérique pluriséculaire (i.e. NAO). L'évènement du 4.2 ka BP se caractérise par une baisse des températures océaniques de surface et une sécheresse marquée entre 4.3 et 3.8 ka BP dans le Golfe du Lion, marquée par une chute significative de la représentation du hêtre au sein de la forêt, témoignant de faibles taux de précipitation. Ce déficit d'humidité est en accord avec les spéléothèmes de la région et les rapports isotopiques D/H mesurés sur les alcanes majoritaires. En Algérie, la sécheresse apparaît plus longue, extrême entre 4,8 et 3,5 ka BP, et se caractérise par une aridité profitant à la végétation ouverte xérophyte au détriment de la forêt. Cette végétation ouverte favorise d'ailleurs la mobilisation de particules sédimentaires et de matière organique tracées par les TERR-alcanes par le biais du ruissellement et de l'érosion lors des précipitations saisonnières. Cette aridité peut être rapprochée du mode NAO négative (Bini et al., 2019), ou EA négative (Jalali et al., 2019) et notamment dans la partie sud du bassin Méditerranéen, très sensible à l'aridité lié à une situation de blocage anticyclonique en Atlantique Nord, conduisant à une déflexion des vents d'ouest vers le nord (Scandinavie) et leur retour vers la région méditerranéenne par des vents de Mistral plus secs et plus froids (Perçoiu et al., 2019). Enfin, nous avons montré que la transition vers l'Holocène supérieur s'inscrit dans un contexte d'anthropisation croissante depuis 5 ka BP, caractérisé notamment par un recul marqué de la forêt aussi bien au Sud et qu'au Nord du bassin méditerranéen occidental. Les dynamiques d'ouverture du paysage, liées à l'essor de l'agriculture, ont pu renforcer les phénomènes de ruissellement et contribuer à une influence des fleuves côtiers plus importante notamment du Rhône sur le plateau du Golfe du Lion. L'influence du Rhône en contexte moderne, établi à partir de 3 ka BP, semble plus nette lors du maximum de représentation des indices d'anthropisation sur les derniers 1 000 ans BP.

Conclusion générale et Perspectives

Rappel de la problématique et synthèse des principaux résultats

Les aléas climatiques et les pressions anthropiques impactent les environnements et écosystèmes méditerranéens, se trouvant de plus en plus vulnérables dans un contexte de changement climatique lui-même amplifié au cours des dernières années (IPCC, AR6 Climate Change 2021).

L'objectif de ce travail de doctorat était d'approfondir les réponses régionales des environnements ouest méditerranéens marins et terrestres face à la variabilité climatique Holocène long-terme (150 ans de résolution) et haute fréquence (environ 30 ans de résolution d'étude sur l'événement du 4.2 ka BP), en mettant en perspective les mécanismes de transfert impliqués, tenant compte des influences mixtes des climats arides nord-africains et des climats boréaux nord-atlantiques sur le climat de la Méditerranée occidentale. Pour cela, deux carottes sédimentaires prélevées sur la marge algérienne (MD04-2801 couvrant les derniers 14 000 ans) et dans le Golfe du Lion (KSGC-31 couvrant les derniers 10 000 ans), ont permis de discuter la part respective des forçages naturels de ceux liés aux activités humaines dans les différents signaux paléoenvironnementaux holocènes reconstruits. Ce travail de thèse, profondément multi-proxies, était principalement axé autour des analyses palynologiques (i.e. kystes de dinoflagellés et pollen, et quantifications paléohydrologiques et climatiques respectivement associées à chacun des 2 bio-indicateurs marins et continentaux, ainsi que d'autres palynomorphes non polliniques identifiés à partir des lames palynologiques), couplées à des analyses sédimentologiques (i.e. granulométrie, XRF, MSCL, XRD), et biogéochimiques (i.e. isotopes stables de l'oxygène, du carbone et de l'hydrogène ; biomarqueurs moléculaires : TERR-alcanes et alcénones).

Les points essentiels issus de ces travaux de thèse et associés aux Chapitres III à V de ce manuscrit sont repris dans les paragraphes 1. à 3. suivants :

1. CHAPITRE III. Afin d'introduire les analyses palynologiques holocènes conduites de manière inédite dans le Golfe du Lion et sur la marge Algérienne, 25 sédiments de surface prélevés dans les deux zones d'étude de cette thèse ont été analysés afin d'enrichir notre connaissance sur la distribution moderne des palynomorphes en Méditerranée occidentale. Cette étude, « *Distribution of modern dinocysts and pollen grains in the Western Mediterranean Sea (Algerian margin and Gulf of Lion)* », soumise à Marine Micropaleontology, a permis de mettre en lumière des disparités zonales marquées

dans la distribution des palynomorphes marins et continentaux dans ces deux zones productives majeures du bassin méditerranéen occidental.

Concernant les assemblages dinokystes, cette étude a permis de documenter des secteurs non couverts par la base de données dinokystes moderne $n=79$ dans le bassin méditerranéen occidental (sous-échantillonnage de la base de données globales : de Vernal et al., 2020), permettant ainsi de documenter à présent une base de données comprenant $n=102$ sites en Méditerranée occidentale.

Le modèle productif du Golfe du Lion combine des apports fluviatiles enrichis en nutriments (i.e. principalement expliqués par l'influence du Rhône) et des cellules d'upwelling côtières saisonnières induites par l'effet combiné des vents froids et secs d'Europe du Nord (i.e. Mistral et Tramontane), tel que souligné par les taxons dinokystes traceurs des conditions d'eaux côtières stratifiées (notamment *Lingulodinium machaerophorum*) associés aux taxons dinokystes hétérophes traceurs de productivité côtière (*Echinidium* spp. et *S. quanta*) et de conditions d'upwelling (*Brigantedinium* spp.). Le modèle productif de la marge algérienne est principalement soutenu, quant à lui, par des mouvements verticaux formés le long du front de densité correspondant à la propagation de l'influence du Courant Algérien, tel que souligné par les occurrences significatives du taxon dinokyste *Brigantedinium* spp. sur la côte nord-africaine, associés à des décharges fluviatiles saisonnières intenses et sporadiques par le biais des oueds. Quant aux palynomorphes continentaux, l'extension de la forêt selon un axe nord-sud en Méditerranée occidentale et sa répartition entre les taxons méditerranéens (e.g. *Quercus ilex* au sud) et eurosibériens (e.g. deciduous *Quercus* au nord) sont principalement contrôlées par les régimes de précipitations, plus forts dans le Golfe du Lion que sur la marge algérienne.

La distribution des dinokystes dans les sédiments de surface, ainsi que les analyses statistiques de type Analyse Canonique des Correspondances (CCA) permettant de relier assemblages modernes et paramètres environnementaux des eaux de surface sus-jacentes, ont permis de discuter dans ce chapitre : i) le lien entre les assemblages-types et les influences hydrologiques (fluviatiles et océaniques), ainsi que ii) la distribution marine des palynomorphes continentaux (i.e. notamment des grains de pollen), eux-mêmes étudiés à partir des mêmes lames palynologiques que les dinokystes, au regard des conditions climatiques prévalentes dans les secteurs nord et sud méditerranéens, mais également des agents hydrodynamiques responsables du transport de ces palynomorphes d'origine terrestre vers le milieu marin. Aussi, le potentiel des palynomorphes continentaux non polliniques, tels que les spores fongiques de type *Glomus*, en terme de reconstructions paléoenvironnementales est ici suggéré dans cette étude. Ces bio-indicateurs terrestres pourraient témoigner, quand ils sont enregistrés en fortes concentrations dans les sédiments marins, de phases accrues d'érosion sur les bassins versants adjacents.

2. CHAPITRE IV. Ce chapitre présente les signatures paléoenvironnementales inédites acquises à partir de la carotte longue MD04-2801 prélevée sur la marge algérienne par 2 067 m de profondeur. Ces résultats, présentés sous format « article » : « *Land-sea linkages on the Algerian Margin over the last 14 kyrs BP : climate variability at orbital and multi-centennial timescales* », seront prochainement soumis à une revue internationale de rang A.

La forte influence des forçages orbitaux et infra-orbitaux (pluri-séculaires) sur les conditions hydrologiques de surface et les dynamiques de végétation est ici mise en évidence dans un contexte vierge de toute analyse paléoenvironnementale continue sur la marge algérienne, avec une résolution d'étude de 150 ans sur les derniers 14 000 ans BP.

Nos données mettent en évidence des liens étroits entre la sécheresse ou l'humidité continentale et les conditions hydrologiques de surface. Des conditions de haute productivité sont enregistrées pendant les conditions climatiques froides et arides du Younger Dryas (12,7 à 11,7 ka BP). Puis, les conditions plus chaudes de l'Holocène inférieur jusqu'à l'Holocène moyen ont permis l'expansion de la forêt méditerranéenne, dans un contexte marin caractérisé par des conditions oligotrophes sur la marge algérienne jusqu'à 6 ka BP. A la transition entre l'Holocène moyen et supérieur, correspondant également à la fin de la période humide africaine, l'aridification de la Méditerranée occidentale est soulignée par le recul marqué de la forêt, et ce, particulièrement, entre 4,3 et 3,9 ka BP. Cet événement, ici nommé *Algerian Mega Drought* dans le cadre de cette thèse, apparaît synchrone avec l'événement du 4,2 ka BP.

Enfin, la comparaison entre nos résultats acquis sur la marge algérienne avec d'autres enregistrements paléoenvironnementaux d'ores et déjà valorisés depuis le Golfe de Cadix jusqu'au détroit siculo-tunisien nous a permis de souligner la sensibilité des zones méditerranéennes occidentales au climat de l'Atlantique Nord, ainsi que des gradients climatiques très prononcés d'ouest en est à des échelles orbitales (e.g. diminution de la représentativité des pollen d'arbres et augmentation des températures océaniques de surface depuis la Mer d'Alboran jusqu'à la marge algérienne) et infra-orbitales (i.e. événements de reculs de forêt notés entre 10 et 5 ka BP, considérés comme des intervalles plus froids et secs, et centrés autour de 9 ka, 8,1 ka, 7,3 ka et 6,5 ka BP). Aussi, un dipôle climatique d'ouest en est (analogie avec le modèle calqué sur l'oscillation nord-atlantique et discuté dans Persoio et al., 2018) est discuté pour expliquer les résultats antagonistes obtenus entre les côtes algériennes et tunisiennes. Enfin, au cours des derniers 3 000 ans BP, nous mettons en évidence l'établissement des conditions modernes de productivité dues à la fois aux mélanges verticaux sur la marge algérienne (tourbillons liés à la propagation du Courant Algérien) et aux apports fluviaux riches en nutriments intensifiés par le ruissellement lui-même favorisé par l'utilisation humaine des terres.

3. CHAPITRE V. Ce dernier chapitre présente l'étude palynologique (dinokystes et pollen) inédite conduite sur la carotte KSGC-31 prélevée sur le plateau du Golfe du Lion et couvrant les derniers 10 000 ans. Cette séquence permet de discuter l'évolution paléohydrologique de surface et les dynamiques de végétation, modulées par le contexte transgressif post-glaciaire, le contexte orbital climatique de l'Holocène, auquel se superpose la variabilité climatique haute fréquence pluri-séculaire de l'Holocène, ainsi que l'impact anthropique croissant sur l'Holocène supérieur.

Ainsi, l'élévation du niveau marin a permis la transition depuis une influence océanique davantage marquée sur le plateau (dans un contexte d'influence fluviale réduite) à une influence majeure du Rhône (post-stabilisation du niveau marin). Cette évolution a été mise en lumière par le biais de l'évolution des apports polliniques et des cortèges dinokystes, traduisant différents régimes de productivité i) majoritairement forcés par les cellules d'upwelling côtières à l'Holocène moyen et ii) transitant vers un forçage mixte impliquant upwelling et apports conséquents en nutriments par le biais des principaux fleuves côtiers, notamment du Rhône, pendant l'Holocène supérieur. Ainsi, la stabilisation du niveau marin amorce la mise en place de l'influence majeure des panaches turbides du Rhône vers le plateau, et la propagation associée des cortèges dinokystes estuariens, dont l'extension et l'intensité sont modulés par les dynamiques atmosphériques pluri-séculaires (i.e. en lien avec la dynamique climatique de l'Atlantique Nord).

Le chapitre V présente également l'étude de signaux palynologiques et biomarqueurs inédits acquis à haute résolution (30 ans) sur l'événement du 4.2 ka BP (i.e. entre 4.3 et 3.8 ka BP), qui marque la transition entre l'Holocène moyen et supérieur, dans le Golfe du Lion (carotte KSGC-31) et sur la marge algérienne (carotte MD04-2801). Cette mise en parallèle nous a permis de souligner une forte disparité entre les environnements côtiers du nord et du sud de la Méditerranée occidentale. Une légère baisse des températures océaniques de surface ainsi qu'une sécheresse marquée est observée dans le Golfe du Lion, avec notamment une chute significative de la représentation du hêtre au sein de la forêt, témoignant des faibles taux de précipitation. Ce déficit d'humidité est en accord avec les spéléothèmes (Renella Cave, Italie centrale) et les ratios D/H mesurés sur les TERR-alcanes (D/H) de la carotte KSGC-31, mesures inédites acquises dans un contexte d'archive sédimentaire marine. Au niveau de la marge algérienne, la sécheresse apparaît davantage prolongée, et extrême entre 4,8 et 3,5 ka BP, se caractérisant par une aridité profitant à la végétation ouverte xérophyte au détriment de la forêt. Cette végétation ouverte favorise probablement la mobilisation (i.e. érosion et ruissellement accrus) de particules détritiques et organiques sur les bassins versants, ces dernières étant tracées par les TERR-alcanes, lors des épisodes de précipitations saisonnières. Pendant le 4.2 ka BP, l'aridité enregistrée sur les côtes algériennes pourrait être rapprochée d'une configuration type NAO- très prononcée sur la région Méditerranéenne (Bini et al., 2019), et notamment dans la partie sud du bassin Méditerranéen, elle-même très sensible à l'aridité. Dans le Golfe du Lion, le déficit pluviométrique observé pendant le 4.2 ka BP serait ainsi rapproché avec un blocage des hautes pressions islandaises en Atlantique Nord,

canalisant les vents froids et secs des régions sibériennes et scandinaves vers les couloirs orographiques européens (Perçoiu et al., 2019), tels que la vallée du Rhône. Ainsi, les renforcements du Mistral et de la Tramontane par des vents très secs ont pu modérer les précipitations sur la période et provoquer le déficit pluviométrique observé ainsi que l'augmentation de la productivité côtière dans un contexte de renforcement des cellules d'upwelling côtières dans le Golfe du Lion.

Enfin, ce dernier chapitre a également permis de mettre en parallèle les disparités en termes d'évolution des paysages enregistrés par les deux séquences d'étude depuis 5 000 ans. Un recul marqué de la forêt est observé aussi bien au sud et qu'au nord du bassin méditerranéen occidental. Les dynamiques d'ouverture du paysage, liées à l'essor de l'agriculture, ont pu renforcer les phénomènes de ruissellement et ainsi contribué à l'intensification de l'influence des fleuves côtiers et notamment du Rhône sur le plateau du Golfe du Lion. L'influence maximale du Rhône, analogue à l'actuel, est établie à partir de 3 ka BP. Dès lors, le maximum de représentation des indices d'anthropisation est détecté et ce, notamment, sur les derniers 1 000 ans BP. Cet enregistrement tardif au regard des documentations archéologiques témoigne de la nécessité de coupler approches continentales et marines afin de dresser une synthèse « climat-environnement-homme ». En effet, la transmission des signatures d'anthropisation vers les environnements de plateaux continentaux restera atténuée (voire indétectable) en milieu marin tant que les conditions hydrographiques modernes ne seront pas établies post-stabilisation du niveau marin (cf. Penaud et al., 2020).

L'approche multi-proxies conduite au cours de cette thèse a permis de reconstituer le plus fidèlement possible l'histoire paléoenvironnementale Holocène en Méditerranée occidentale, sous forçages mixtes naturels et anthropiques, avec une résolution homogène de 150 ans sur l'Holocène et de 30 ans sur l'intervalle du 4.2 ka BP à partir de deux carottes prélevées sur la marge algérienne et dans le Golfe du Lion. Cette étude a permis de mettre en lumière des tendances communes à l'échelle orbitale dans l'évolution des environnements et des écosystèmes méditerranéens occidentaux, mais également de fortes disparités régionalisées selon des transects ouest-est (cf. Chapitre IV) et nord-sud (cf. Chapitre V). L'impact croissant des sociétés humaines, lié à une ouverture de plus en plus marquée des paysages (i.e. intensification des pratiques agropastorales), est discuté sur la marge algérienne depuis 5 000 ans BP, et dans le Golfe du Lion sur les derniers 1000 ans BP, avec une plus forte transmission des marqueurs d'anthropisation sur le plateau à partir de la mise en place des conditions hydrographiques modernes (i.e. à partir de 3 000 ans BP).

Perspectives

1. L'étude des assemblages palynologiques continentaux (i.e. grains de pollen) et marins (i.e. dinokystes) réalisée à partir des sédiments de surface prélevés sur la marge algérienne et dans le Golfe du Lion a permis de mettre en évidence des assemblages caractéristiques, dans des zones qui n'avaient pas encore été renseignées dans les bases de données modernes (cf. Chapitre III). Ces assemblages ont permis de souligner l'intérêt de ces études de distribution régionalisée des palynomorphes vis-à-vis de la compréhension de leur dispersion au regard des contextes environnementaux associés aux sous-bassins méditerranéens étudiés. Ces nouveaux points ont permis, également, d'augmenter le nombre d'analogues modernes eux-mêmes susceptibles d'être sélectionnés par la technique des meilleurs analogues (MAT) lors des quantifications basées sur les dinokystes (i.e. cas de la marge algérienne dans le Chapitre IV). Toutefois, l'échec des reconstructions quantitatives dans le Golfe du Lion (cf. Chapitre V) sur la carotte KSGC-31 a souligné le manque d'analogues modernes permettant de documenter les environnements sous influences fluviales dominantes, malgré l'ajout de points de données modernes dans le Golfe du Lion (Chapitre III). En effet, des zones telles que l'embouchure du Rhône sont caractérisées par des occurrences trop importantes de taxons estuariens tels que *L. machaerophorum*, avec des valeurs qui ne sont pas reconstruites actuellement dans la base de données modernes. En perspectives des travaux présentés dans ce manuscrit, la collecte de sédiments modernes i) le long de transects *inshore-offshore* rayonnant depuis l'embouchure du Rhône et ii) depuis le front Almeria-Oran jusqu'aux côtes tunisiennes, permettrait de souligner de manière encore plus fine le lien entre les assemblages dinokystes fossiles et les conditions environnementales, dans des contextes de gradients proximaux à distaux par rapport aux influences continentales et de fronts halins plus ou moins prononcés. Ceci permettrait également d'enrichir le spectre des configurations modernes, permettant potentiellement de délivrer davantage de reconstructions quantitatives robustes via la MAT.

2. L'étude multi-proxies, principalement articulée autour des outils palynologiques sur deux séquences marines remarquables de la Méditerranée occidentale, et menée à différentes résolutions (i.e. 150 ans sur l'Holocène et 30 ans sur l'intervalle du 4.2 ka BP), a permis de souligner l'évolution paléoenvironnementale de la Méditerranée occidentale en milieu côtier et hauturier en tenant compte de l'influence conjointe des facteurs climatiques et anthropiques. Les carottes retenues pour ce projet de thèse offraient la possibilité d'atteindre des résolutions d'analyse exceptionnelles dans des secteurs où les données palynologiques (voire même paléoenvironnementales au sens plus large pour la marge algérienne) n'avaient jamais été discutées. Concernant la carotte de la marge algérienne, l'étude haute résolution ciblant l'évènement du 4.2 ka BP a permis de souligner la sensibilité des environnements

continentaux et marins face à des événements climatiques abrupts (cf. Chapitre IV). Ainsi, d'autres intervalles climatiques d'ampleur globale analysés avec une résolution de 150 ans (e.g. Younger Dryas, événement abrupt du 8.2 ka BP) pourraient par la suite être étudiés également à plus haute résolution, en faisant l'objet de la même attention que celle portée au 4.2 ka BP dans cette thèse. Toutefois, le temps d'analyse des biomarqueurs moléculaires est plus rapide que celui inhérent aux analyses palynologiques. Malgré la complémentarité de ces signaux (cf. Chapitres IV et V), le temps consacré à ces travaux de thèse n'aurait pas pu permis de fournir des résolutions comparables à celles du 4.2 ka BP sur d'autres événements cibles de la carotte algérienne.

3. Par ailleurs, la problématique de la ventilation des masses d'eaux de fond, associée à des conséquences importantes vis-à-vis de la préservation des palynomorphes (cf. préservation des hétérotrophes sur la marge algérienne, Chapitre IV), pourrait également être abordée par le biais des analyses isotopiques en carbone ($\delta^{13}\text{C}$) sur foraminifères épibenthiques. De plus, le différentiel de mesures isotopiques calculé entre celles obtenues sur foraminifères épibenthiques et endobenthiques ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) permettrait de discuter des conditions de reminéralisation de la matière organique exportée au fond du bassin, en parallèle avec les conditions de productivité discutées dans les eaux de surface. Toutefois, les résidus de tamisage des traitements palynologiques (fraction $>150\ \mu\text{m}$) à partir de 1 à 3 cm^3 de sédiments secs n'ont pas permis de prélever suffisamment de foraminifères épibenthiques sur la carotte MD04-2801, mais seulement les taxons endobenthiques *Globobulimina affinis* (cf. Chapitre IV). Le tamisage de quantités plus importantes de sédiments bruts devra être envisagé pour pouvoir mettre en place ce type d'analyses isotopiques. D'autre part, l'étude des assemblages en foraminifères benthiques permettrait également de fournir des informations paléoenvironnementales complémentaires sur les conditions paléohydrologiques de fond de bassin (e.g. export de matière organique, oxygénation). Ce type d'informations a été partiellement obtenu pour 8 niveaux de la carotte algérienne, par le biais d'échanges amorcés avec M. Mojtahid lors d'un séjour au BIAF-Angers au cours de cette thèse. Les volumes des résidus $> 150\mu\text{m}$ étaient malheureusement trop faibles pour permettre d'obtenir un nombre de spécimens suffisants pour adresser des assemblages robustes. Toutefois, la portée des observations faites à partir des informations qualitatives délivrées par les premières déterminations sur la carotte MD04-2801 suggèrent le potentiel couplé de telles approches micropaléontologiques avec celles entreprises au cours de cette thèse.

4. Les deux mètres sommitaux de la carotte MD04-2801 n'ont pas pu être discutés dans ces travaux de thèse du fait d'une distorsion de la séquence sédimentaire lors du prélèvement de la carotte. Ainsi, les derniers 1 000 ans n'ont pas pu être discutés dans ces travaux et demeurent pourtant un sujet d'investigation important pour l'étude des impacts climatiques et anthropiques en lien avec les

dynamiques environnementales discutées dans le Golfe du Lion. Ainsi, l'étude d'une carotte d'interface, ne présentant pas de problématiques de distorsion ou remobilisation sédimentaire sur les derniers 1 000 ans, et prélevée dans la même zone que la carotte MD04-2801, pourrait s'avérer pertinente pour la compréhension de la sensibilité de cette zone sud méditerranéenne à la pression anthropique croissante. Certaines carottes d'interface, telles que les carottes IMDJ-25 et KMDJ-23 par exemple, utilisées pour leur interface sommitale dans la base de données modernes, pourraient constituer des candidates pertinentes pour la réalisation d'une telle séquence composite sur la marge algérienne.

5. Aussi, l'étude inédite des signaux isotopiques de l'hydrogène à partir de l'extraction des TERR-alcanes dans les sédiments marins a démontré des résultats très encourageants sur le 4.2 ka BP, incitant leur déploiement plus large dans le contexte des reconstructions paléoenvironnementales à partir de carottes marines. Ainsi, une extension des données D/H sur les TERR-alcanes des deux séquences étudiées dans cette thèse permettraient d'enrichir la discussion menée sur les conditions d'aridité méditerranéenne.

6. Enfin, il est à noter que la question relative à la robustesse des stratigraphies marines (i.e. problématique cruciale en paléo-océanographie) tenant compte de la variabilité spatio-temporelle des âges réservoir océaniques, est un point important que le volet « DATAPOL » aborde en Chapitre Annexe à ce manuscrit, aussi bien à partir des résultats issus des datations ^{14}C menées, dans le cadre de cette thèse, à partir de grains de pollen et de foraminifères planctoniques prélevés sur les mêmes niveaux sédimentaires, que de perspectives de recherche inhérentes à ces premiers résultats exploratoires inédits.

Références bibliographiques

A

- Allen, J.R.M.**, Watts, W.A., McGee, E., Huntley, B., 2002. Holocene environmental variability—the record from Lago Grande di Monticchio, Italy. *Quaternary International* 88, 69–80.
- Alley, R.B.**, Ágústsdóttir, A.M., 2005. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews* 24, 1123–1149.
- Alley, R.B.**, Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* 25, 483–486.
- Alley, R.B.**, Woods, G.A., 1996. Impurity influence on normal grain growth in the GISP2 ice core, Greenland. *Journal of Glaciology* 42, 255–260.
- Aloïsi, J.-C.**, A., H, G., A, Maldonado, A, Monaco, 1979. Styles structuro-sédimentaires des marges continentales de la Méditerranée Nord-Occidentale.
- Aloïsi, J.-C.**, Auffret, G.A., Auffret, J.-P., Barousseau, J.P., Hommeril, P., Larssonneur, C., Monaco, A., 1977. Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 183–195.
- Aloïsi, J.-C.**, Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1978. The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: paleogeographic and paleobotanical evolution. *Géographie physique et Quaternaire* 32, 145–162.
- Alpert, P.**, Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rodo, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., 2006. Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust, in: *Developments in Earth and Environmental Sciences*. Elsevier, pp. 149–177.
- Anderson, D.M.**, 1980. Effects of temperature conditioning on development and germination of *Gonyaulax tamarensis* (Dinophyceae) hypnozygotes. *Journal of Phycology* 16, 166–172.
- Anderson, R.**, Homola, R., Davis, R., Jr, G., 2011. Fossil remains of the mycorrhizal fungal *Glomus fasciculatum* complex in postglacial lake sediments from Maine. *Canadian Journal of Botany* 62, 2325–2328.
- Andrae, J.W.**, McInerney, F.A., Tibby, J., Henderson, A.C., Hall, P.A., Marshall, J.C., McGregor, G.B., Barr, C., Greenway, M., 2019. Variation in leaf wax n-alkane characteristics with climate in the broad-leaved paperbark (*Melaleuca quinquenervia*). *Organic Geochemistry* 130, 33–42.
- Arabi, M.**, Roose, E., 1989. Influence du système de production et du sol sur l'érosion et le ruissellement en nappe en milieu montagnard méditerranéen (station d'Ouzera en Algérie). *Bulletin-Réseau Erosion* 39–51.
- Arnau, P.**, Liquete, C., Canals, M., 2004. River mouth plume events and their dispersal in the Northwestern Mediterranean Sea. *Oceanography- Washington DC-Oceanography Society* - 17, 22–31.
- Arnaud, F.**, Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulénard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews* 51, 81–92.
- Arnone, R.A., La Violette, P.E.**, 1986. Satellite definition of the bio-optical and thermal variation of

- coastal eddies associated with the African Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 91, 2351–2364.
- Arnone, R.A.**, Wiesenburg, D.A., Saunders, K.D., 1990. The origin and characteristics of the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 95, 1587–1598.
- Ausín, B.**, Flores, J.A., Sierro, F.J., Cacho, I., Hernández-Almeida, I., Martrat, B., Grimalt, J.O., 2015. Atmospheric patterns driving Holocene productivity in the Alboran Sea (Western Mediterranean): a multiproxy approach. *The Holocene* 25, 583–595.
- Auzende, J.M.**, Bonnin, J., Olivet, J.L., 1973. The origin of the western Mediterranean basin. *Journal of the Geological Society* 129, 607–620.
- Auzende, J.-M.**, Rehault, J.-P., Pastouret, L., Szep, B., Olivet, J.-L., 1975. Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 98–107.
- Azuara, J.**, Combourieu-Nebout, N., Lebreton, V., Mazier, F., Müller, S.D., Dezileau, L., 2015. Late Holocene vegetation changes in relation with climate fluctuations and human activity in Languedoc (southern France). *Clim. Past* 11, 1769–1784.
- Azuara, J.**, Lebreton, V., Peyron, O., Mazier, F., Combourieu-Nebout, N., 2018. The Holocene history of low altitude Mediterranean *Fagus sylvatica* forests in southern France. *Journal of Vegetation Science* 29, 438–449.
- Azuara, J.**, Sabatier, P., Lebreton, V., Jalali, B., Sicre, M.-A., Dezileau, L., Bassetti, M.-A., Frigola, J., Combourieu-Nebout, N., 2020. Mid- to Late-Holocene Mediterranean climate variability: Contribution of multi-proxy and multi-sequence comparison using wavelet spectral analysis in the northwestern Mediterranean basin. *Earth-Science Reviews* 208,
- B**
- Babonneau, N.**, Cattaneo, A., Savoye, B., Barjavel, G., Déverchère, J., Yelles, K., 2012. The Kramis fan offshore western Algeria: the role of sediment waves in turbiditic levee growth. *SEPM Special Publication* 99, 293–308.
- Bahr, A.**, Jiménez-Espejo, F.J., Kolasinac, N., Grunert, P., Hernández-Molina, F.J., Röhl, U., Voelker, A.H., Escutia, C., Stow, D.A., Hodell, D., 2014. Deciphering bottom current velocity and paleoclimate signals from contourite deposits in the Gulf of Cádiz during the last 140 kyr: An inorganic geochemical approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15, 3145–3160.
- Bahr, A.**, Kaboth, S., Jiménez-Espejo, F.J., Sierro, F.J., Voelker, A.H., Lourens, L., Röhl, U., Reichert, G.-J., Escutia, C., Hernández-Molina, F.J., 2015. Persistent monsoonal forcing of Mediterranean Outflow Water dynamics during the late Pleistocene. *Geology* 43, 951–954.
- Baker, A.G.**, Bhagwat, S.A., Willis, K.J., 2013. Do dung fungal spores make a good proxy for past distribution of large herbivores? *Quaternary Science Reviews* 62, 21–31.
- Bakun, A.**, Agostini, V.N., 2001. Seasonal patterns of wind-induced upwelling/downwelling in the Mediterranean Sea. *scimar* 65, 243–257. <https://doi.org/10.3989/scimar.2001.65n3243>
- Ballouche, A.**, 1986. Paléoenvironnement de l'homme fossile holocène au Maroc: apports de la palynologie. Bordeaux 1.
- Barber, D.C.**, Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years

- ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344–348.
- Barber, K.E.**, Charman, D.J., 2003. Holocene palaeoclimate records from peatlands. Global change in the Holocene 210–226.
- Barbéro, M.**, Quézel, P., Rivas-Martínez, S., 1981. Contribution à l'étude des groupements forestiers et préforestiers du Maroc. *Phytocoenologia* 311–412.
- Barbier, D.**, Visset, L., 1997. Logné, a peat bog of European ecological interest in the Massif Armorican, western France: bog development, vegetation and land-use history. *Vegetation History and Archaeobotany* 6, 69–77.
- Bárcena, M.A.**, Cacho, I., Abrantes, F., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., Flores, J.A., 2001. Paleoproductivity variations related to climatic conditions in the Alboran Sea (western Mediterranean) during the last glacial–interglacial transition: the diatom record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167, 337–357.
- Bárcena, M.A.**, Flores, J.A., Sierro, F.J., Pérez-Folgado, M., Fabres, J., Calafat, A., Canals, M., 2004. Planktonic response to main oceanographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) as documented in sediment traps and surface sediments. *Marine Micropaleontology* 53, 423–445.
- 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.
- Bar-Matthews, M.**, Ayalon, A., Gilmour, M., Matthews, A., Hawkesworth, C.J., 2003. Sea–land oxygen isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implication for paleorainfall during interglacial intervals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3181–3199.
- Bar-Matthews, M.**, Ayalon, A., Kaufman, A., 2000. Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. *Chemical Geology* 169, 145–156.
- Bassetti, M.-A.**, Berné, S., Sicre, M.-A., Dennielou, B., Alonso, Y., Buscail, R., Jalali, B., Hebert, B., Menniti, C., 2016. Holocene hydrological changes in the Rhône River (NW Mediterranean) as recorded in the marine mud belt. *Clim. Past* 12, 1539–1553.
- Bassetti, M.A.**, Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology* 234, 93–109.
- Beaudouin, C.**, Suc, J.-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S., 2007. The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments: The example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). *Geobios* 40, 159–172.
- Beaulieu, J.**, Rainville, A., 2005. Adaptation to climate change: genetic variation is both a short-and a long-term solution. *The Forestry Chronicle* 81, 704–709.
- Behre, K.-E.**, 1988. The role of man in European vegetation history, in: *Vegetation History*. Springer, pp. 633–672.
- Belanger, P.E.**, Curry, W.B., Matthews, R.K., 1981. Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 33, 205–220.

- Belkebir, L.**, Labdi, A., Mansour, B., Bessedik, M., SAINt MARTIN, J.-P., 2008. Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implications sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas* 30, 9–19.
- Ben Tiba, B.**, Reille, M., 1982. Recherches pollenanalytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale): premiers résultats. *Ecologia mediterranea* 8, 75–86.
- Benabid, A.**, 1982. Bref aperçu sur la zonation altitudinale de la végétation climacique du Maroc. *Ecologia Mediterranea* 8, 301–315.
- Benaouali-Mebarek, N.**, de Lamotte, D.F., Roca, E., Bracene, R., Faure, J.-L., Sassi, W., Roure, F., 2006. Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 115–125.
- Benedicto, A.**, Séguret, M., Labaume, P., 1999. Interaction between faulting, drainage and sedimentation in extensional hanging-wall syncline basins: Example of the Oligocene Matelles basin (Gulf of Lion rifted margin, SE France). *Geological Society, London, Special Publications* 156, 81–108.
- Benito, G.**, Macklin, M.G., Panin, A., Rossato, S., Fontana, A., Jones, A.F., Machado, M.J., Matlakhova, E., Mozzi, P., Zielhofer, C., 2015a. Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Scientific reports* 5, 1–8.
- Benito, G.**, Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J., 2015b. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. *Catena* 130, 13–33.
- Benselama, O.**, Hasbaia, M., Djoukbala, O., Boutaghane, H., Ferhati, A., Djerbouai, S., 2021. Suspended sedimentary dynamics under Mediterranean semi-arid environment of Wadi El Maleh watershed, Algeria. *Modeling Earth Systems and Environment* 1–11.
- Bentouati, A.**, 2008. La situation du cèdre de l'Atlas dans les Aurès (Algérie), in: Forêt méditerranéenne. Presented at the Changements climatiques et forêt méditerranéenne. Actes du colloque de novembre 2007, pp. 203–208.
- Benzohra, M.**, Millot, C., 1995. Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42, 1803–1830.
- Berger, A., Loutre, M.-F.**, 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews* 10, 297–317.
- Berger, A., Loutre, M.-F.**, Gallée, H., 1998. Sensitivity of the LLN climate model to the astronomical and CO₂ forcings over the last 200 ky. *Climate Dynamics* 14, 615–629.
- Berger, J.-F.**, Guilaine, J., 2009. The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary international* 200, 31–49.
- Berger, W.H.**, Killingley, J.S., Vincent, E., 1978. Sable isotopes in deep-sea carbonates-box core erdc-92, west equatorial pacific. *Oceanologica Acta* 1, 203–216.
- Berkelhammer, M.**, Sinha, A., Stott, L., Cheng, H., Pausata, F.S., Yoshimura, K., 2012. An abrupt shift in the Indian monsoon 4000 years ago. *Geophys. Monogr. Ser* 198, 75–87.
- Berland, B.R.**, Bonin, D.J., Guerin-Ancey, O., Antia, N.J., 1979. Concentration requirement of glycine

- as nitrogen source for supporting effective growth of certain marine microplanktonic algae. *Marine Biology* 55, 83–92.
- Berland, B.R.**, Bonin, D.J., Maestrini, S.Y., 1980. Azote ou phosphore? Considérations sur le paradoxe nutritionnel de la mer Méditerranée. *Oceanologica Acta* 3, 135–141.
- Bernard, J., Reille, M.**, 1987. Nouvelles analyses polliniques dans l'Atlas de Marrakech, Maroc. *Pollen et spores* 29, 225–239.
- Berné, S., Gorini, C.**, 2005. The Gulf of Lions: An overview of recent studies within the French 'Margins' programme. *Marine and Petroleum Geology* 22, 691–693.
- Berné, S.**, Jouet, G., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Taviani, M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology* 245, 65–88.
- Béthoux, J.P.**, 1984. Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20 000 ans. *Oceanologica acta* 7, 43–48.
- Béthoux, J.P.**, 1981. Le phosphore et l'azote en mer Méditerranée, bilans et fertilité potentielle. *Marine Chemistry* 10, 141–158.
- Béthoux, J.P.**, 1979. Budgets of the Mediterranean Sea-Their dependence on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica acta* 2, 157–163.
- Béthoux, J.P., Gentili, B.**, 1994. The Mediterranean Sea, a Test Area for Marine and Climatic Interactions, in: Malanotte-Rizzoli, P., Robinson, A.R. (Eds.), *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*, NATO ASI Series. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 239–254.
- Béthoux, J.P.**, Morin, P., Ruiz-Pino, D.P., 2002. Temporal trends in nutrient ratios: chemical evidence of Mediterranean ecosystem changes driven by human activity. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 2007–2016.
- Bianchi, G.G., McCave, I.N.**, 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* 397, 515–517.
- Biebow, N.**, 1996. Dinoflagellatenzysten als Indikatoren der spät-und postglazialen Entwicklung des Auftriebsgeschehens vor Peru (PhD Thesis). GEOMAR Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian.
- Bini, M.**, Zanchetta, G., Perçoiu, A., Cartier, R., Català, A., Cacho, I., Dean, J.R., Di Rita, F., Drysdale, R.N., Finnè, M., 2019. The 4.2 ka BP Event in the Mediterranean region: an overview. *Climate of the Past* 15, 555–577.
- Björck, S.**, 2007. Younger Dryas oscillation, global evidence, in: *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, pp. 1987–1994.
- Blaauw, M., Christen, J.A.**, 2011. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process. *Bayesian analysis* 6, 457–474.
- Black, D.E.**, Abahazi, M.A., Thunell, R.C., Kaplan, A., Tappa, E.J., Peterson, L.C., 2007. An 8-century tropical Atlantic SST record from the Cariaco Basin: Baseline variability, twentieth-century warming, and Atlantic hurricane frequency. *Paleoceanography* 22.

- Blackford, J.J.**, 1998. Fungal spores and other microfossils, in: Late Quaternary Environmental Change in North-West Europe: Excavations at Holywell Coombe, South-East England. Springer, pp. 149–157.
- Blaszkowski, J., Czerniawska, B.**, 2011. Arbuscular mycorrhizal fungi (Glomeromycota) associated with roots of *Ammophila arenaria* growing in maritime dunes of Bornholm (Denmark). *Acta Societatis Botanicorum Poloniae* 80.
- Bles, J.-L.**, 1971. Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes; le Massif de Blida (Algérie du Nord). *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 498–511.
- Bliedtner, M., Schäfer, I.K., Zech, R., von Suchodoletz, H.**, 2018a. Leaf wax n-alkanes in modern plants and topsoils from eastern Georgia (Caucasus)—implications for reconstructing regional paleovegetation. *Biogeosciences* 15, 3927–3936.
- Bliedtner, M., Zech, R., Kühn, P., Schneider, B., Zielhofer, C., von Suchodoletz, H.**, 2018b. The potential of leaf wax biomarkers from fluvial soil-sediment sequences for paleovegetation reconstructions—Upper Alazani River, central southern Greater Caucasus (Georgia). *Quaternary Science Reviews* 196, 62–79.
- Bogus, K., Mertens, K.N., Lauwaert, J., Harding, I.C., Vrielinck, H., Zonneveld, K.A.F., Versteegh, G.J.M.**, 2014. Differences in the chemical composition of organic-walled dinoflagellate resting cysts from phototrophic and heterotrophic dinoflagellates. *Journal of Phycology* 50, 254–266.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G.**, 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C.**, 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G.**, 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *science* 294, 2130–2136.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., 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.
- Bordon, A., Peyron, O., Lézine, A.-M., Brewer, S., Fouache, E.**, 2009. Pollen-inferred late-glacial and Holocene climate in southern Balkans (Lake Maliq). *Quaternary International* 200, 19–30.
- Bos, J.A.A., Huisman, D.J., Kiden, P., Hoek, W.Z., van Geel, B.**, 2005. Early Holocene environmental change in the Kreekrak area (Zeeland, SW-Netherlands): A multi-proxy analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 227, 259–289.
- Boudiaf, A.**, 1996. Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie): utilisation des modèles numériques de terrains (MNT) et de la télédétection pour la reconnaissance des structures tectoniques actives: contribution à l'évaluation de l'aléa sismique (PhD Thesis). Montpellier 2.
- Bouguerra, S., Bouanani, A., Baba-Hamed, K.**, 2016. Transport solide dans un cours d'eau en climat semi-aride : cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud (nord-ouest de l'Algérie). *rseau* 29,

179–195.

- Bouimetarhan, I.**, Marret, F., Dupont, L., Zonneveld, K., 2009. Dinoflagellate cyst distribution in marine surface sediments off West Africa (17–6 N) in relation to sea-surface conditions, freshwater input and seasonal coastal upwelling. *Marine Micropaleontology* 71, 113–130.
- Bourrin, F.**, 2007. Variability and fate of sedimentary inputs from coastal rivers: example of the Têt river - Roussillon coastal area system in the gulf of Lions.
- Bout-Roumazeilles, V.**, Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A., Masson-Delmotte, V., 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000yrBP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews* 26, 3197–3215.
- Bout-Roumazeilles, V.**, Combourieu-Nebout, N., Desprat, S., Siani, G., Turon, J.-L., Essallami, L., 2013. Tracking atmospheric and riverine terrigenous supplies variability during the last glacial and the Holocene in central Mediterranean. *Climate of the Past* 9, 1065–1087.
- Bout-Roumazeilles, V.**, Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999. Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 211–228.
- 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.
- Bravo, I.**, Figueroa, R.I., 2014. Towards an ecological understanding of dinoflagellate cyst functions. *Microorganisms* 2, 11–32.
- Brayshaw, D.J.**, Hoskins, B., Black, E., 2010. Some physical drivers of changes in the winter storm tracks over the North Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368, 5185–5223.
- Brayshaw, D.J.**, Rambeau, C.M., Smith, S.J., 2011. Changes in Mediterranean climate during the Holocene: Insights from global and regional climate modelling. *The Holocene* 21, 15–31.
- Brewer, S.**, Giesecke, T., Davis, B.A., Finsinger, W., Wolters, S., Binney, H., de Beaulieu, J.-L., Fyfe, R., Gil-Romera, G., Köhl, N., 2017. Late-glacial and Holocene European pollen data. *Journal of Maps* 13, 921–928.
- Brincat, D.**, Yamada, K., Ishiwatari, R., Uemura, H., Naraoka, H., 2000. Molecular-isotopic stratigraphy of long-chain n-alkanes in Lake Baikal Holocene and glacial age sediments. *Organic Geochemistry* 31, 287–294.
- Broecker, W.**, Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics* 6, 265–273.
- Broecker, W.**, 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372, 421–424.
- Brown, A.M.**, Bledsoe, C., 1996. Spatial and temporal dynamics of mycorrhizas in *Jaumea carnosa*, a tidal saltmarsh halophyte. *Journal of Ecology* 703–715.
- Brun, A.**, 1989. Microflores et paléovégétations en Afrique du Nord depuis 30 000 ans. *Bulletin de la Société géologique de France* 25–33.

Bryden, H.L., Kinder, T.H., 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 38, S445–S463.

Bush, R.T., McInerney, F.A., 2015. Influence of temperature and C4 abundance on n-alkane chain length distributions across the central USA. *Organic Geochemistry* 79, 65–73.

C

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Zahn, R., 2001. Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40–52.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698–705.

Calmet, D., Fernandez, J.-M., 1990. Caesium distribution in northwest Mediterranean seawater, suspended particles and sediments. *Continental Shelf Research* 10, 895–913.

Campbell, R., Diaz, F., Hu, Z., Doglioli, A., Petrenko, A., Dekeyser, I., 2013. Nutrients and plankton spatial distributions induced by a coastal eddy in the Gulf of Lion. Insights from a numerical model. *Progress in Oceanography* 109, 47–69.

Carlson, A.E., Clark, P.U., 2012. Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics* 50.

Carlson, A.E., LeGrande, A.N., Oppo, D.W., Came, R.E., Schmidt, G.A., Anslow, F.S., Licciardi, J.M., Obbink, E.A., 2008. Rapid early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet. *Nature Geoscience* 1, 620–624.

Carrión, J.S., 2002. Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* 21, 2047–2066.

Carrión, J.S., Fuentes, N., González-Sampériz, P., Quirante, L.S., Finlayson, J.C., Fernández, S., Andrade, A., 2007. Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews* 26, 1455–1475.

Carrión, J.S., Sánchez-Gomez, P., Mota, J.F., Yll, R., Chaín, C., 2003. Holocene vegetation dynamics, fire and grazing in the Sierra de Gádor, southern Spain. *The Holocene* 13, 839–849.

Carrión, J.S., Van Geel, B., 1999. Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Palaeobotany and Palynology* 106, 209–236.

Cassou, C., Terray, L., Phillips, A.S., 2005. Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves. *Journal of Climate* 18, 2805–2811.

Castañeda, I.S., Werne, J.P., Johnson, T.C., Filley, T.R., 2009. Late Quaternary vegetation history of southeast Africa: the molecular isotopic record from Lake Malawi. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 275, 100–112.

Català, A., Cacho, I., Frigola, J., Pena, L.D., Lirer, F., 2019. Holocene hydrography evolution in the Alboran Sea: a multi-record and multi-proxy comparison. *Climate of the Past* 15, 927–942.

- Chabaud, L.**, Sánchez Goñi, M.F., Desprat, S., Rossignol, L., 2014. Land–sea climatic variability in the eastern North Atlantic subtropical region over the last 14,200 years: atmospheric and oceanic processes at different timescales. *The Holocene* 24, 787–797.
- Chappell, J., Shackleton, N.**, 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324, 137–140.
- Cheddadi, R.**, Fady, B., François, L., Hajar, L., Suc, J.-P., Huang, K., Demarteau, M., Vendramin, G.G., Ortu, E., 2009. Putative glacial refugia of *Cedrus atlantica* deduced from Quaternary pollen records and modern genetic diversity. *Journal of Biogeography* 36, 1361–1371.
- Cheddadi, R.**, Lamb, H.F., Guiot, J., van der Kaars, S., 1998. Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate dynamics* 14, 883–890.
- Clark, P.U.**, Mix, A.C., Bard, E., 2001. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Eos, Transactions American Geophysical Union* 82, 241–247.
- Clark, P.U.**, Shakun, J.D., Baker, P.A., Bartlein, P.J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A.E., Cheng, H., Kaufman, D.S., Liu, Z., 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 109, E1134–E1142.
- Clarke, G.K.**, Leverington, D.W., Teller, J.T., Dyke, A.S., 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200BP cold event. *Quaternary Science Reviews* 23, 389–407.
- Colombaroli, D.**, Vannièrè, B., Emmanuel, C., Magny, M., Tinner, W., 2008. Fire—vegetation interactions during the Mesolithic—Neolithic transition at Lago dell’Accesa, Tuscany, Italy. *The Holocene* 18, 679–692.
- Combourieu-Nebout, N.**, Londeix, L., Baudin, F., Turon, J.-L., von Grafenstein, R., Zahn, R., 1999. Quaternary marine and continental paleoenvironments in the Western Mediterranean (Site 976, Alboran Sea): palynological evidence.
- Combourieu-Nebout, N.**, Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past* 19.
- Combourieu-Nebout, N.**, Turon, J.L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., Pahnke, K., 2002. Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 ky. *Geology* 30, 863–866.
- Combourieu-Nebout, N.**, Paterne, M., Turon, J.-L., Siani, G., 1998. A high-resolution record of the last deglaciation in the central Mediterranean Sea: Palaeovegetation and palaeohydrological evolution. *Quaternary Science Reviews* 17, 303–317.
- Conte, M.H.**, Sicre, M.-A., Rühlemann, C., Weber, J.C., Schulte, S., Schulz-Bull, D., Blanz, T., 2006. Global temperature calibration of the alkenone unsaturation index (UK’ 37) in surface waters and comparison with surface sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7.
- Conte, M.H.**, Thompson, A., Lesley, D., Harris, R.P., 1998. Genetic and physiological influences on the alkenone/alkenoate versus growth temperature relationship in *Emiliania huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica*. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 51–68.
- Coste, B.**, 1974. Role of the Mineral Nutrients Contributed by the River Rhone(France) to the Organic Production of the Waters of the Gulf of Lions,(In French). *Tethys* 6 (4) p 727-740, 1974.

- Cranwell, P.A.**, 1973. Branched-chain and cyclopropanoid acids in a recent sediment. *Chemical Geology* 11, 307–313.
- Crausbay, S.**, Genderjahn, S., Hotchkiss, S., Sachse, D., Kahmen, A., Arndt, S.K., 2014. Vegetation dynamics at the upper reaches of a tropical montane forest are driven by disturbance over the past 7300 years. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 46, 787–799.
- Cronin, T.M.**, Farmer, J., Marzen, R.E., Thomas, E., Varekamp, J.C., 2014. Late Holocene sea level variability and Atlantic Meridional Overturning Circulation, *Paleoceanography*, 29,
- Cronin, T.M.**, Vogt, P.R., Willard, D.A., Thunell, R., Halka, J., Berke, M., Pohlman, J., 2007. Rapid sea level rise and ice sheet response to 8,200-year climate event. *Geophysical Research Letters* 34.
- Cugny, C.**, Mazier, F., Galop, D., 2010. Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Veget Hist Archaeobot* 19, 391–408.
- Cullen, H.M.**, Demenocal, P.B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F.H., Guilderson, T., Sirocko, F., 2000. Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea. *Geology* 28, 379–382.
- Cushman, J.A.**, 1922. *The Foraminifera of the Atlantic Ocean*
- D**
- d'Alcalà, M.R.**, Civitarese, G., Conversano, F., Lavezza, R., 2003. Nutrient ratios and fluxes hint at overlooked processes in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108.
- Daget, P.**, 1977. Le bioclimat méditerranéen: analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. *Vegetatio* 34, 87–103.
- Dale, B.**, 1996. Dinoflagellate cyst ecology: modeling and geological applications. *Palynology: principles and applications* 1249–1275.
- Dale, B.**, 1983. Dinoflagellate resting cysts: " benthic plankton". In *Survival strategies of the algae*. 69–136.
- Dale, B.**, 1976. Cyst formation, sedimentation, and preservation: factors affecting dinoflagellate assemblages in recent sediments from Trondheimsfjord, Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology* 22, 39–60.
- Dale, B.**, Dale, A.L., Jansen, J.H.F., 2002. Dinoflagellate cysts as environmental indicators in surface sediments from the Congo deep-sea fan and adjacent regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 185, 309–338.
- Dale, B.**, Fjellså, A., 1994. Dinoflagellate Cysts as Paleoproductivity Indicators: State of the Art, Potential, and Limits, in: Zahn, R., Pedersen, T.F., Kaminski, M.A., Labeyrie, L. (Eds.), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, NATO ASI Series. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 521–537.
- Dale, B.**, Thorsen, T.A., Fjellsa, A., 1999. Dinoflagellate Cysts as Indicators of Cultural Eutrophication in the Oslofjord, Norway. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 48, 371–382.

- Damare, S., Raghukumar, C.**, 2008. Fungi and macroaggregation in deep-sea sediments. *Microbial Ecology* 56, 168–177.
- Damare, S., Raghukumar, C.**, 2006. Fungi in deep-sea sediments of the Central Indian Basin. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53, 14–27.
- Damsté, J.S.S.**, Verschuren, D., Ossebaar, J., Blokker, J., van Houten, R., van der Meer, M.T., Plessen, B., Schouten, S., 2011. A 25,000-year record of climate-induced changes in lowland vegetation of eastern equatorial Africa revealed by the stable carbon-isotopic composition of fossil plant leaf waxes. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 236–246.
- Dandonneau, Y.**, 1973. Étude du phytoplancton sur le plateau continental de Côte-d’Ivoire. III. Facteurs dynamiques et variations spatiotemporelles.
- Dansgaard, W.**, Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *nature* 364, 218–220.
- David, M.**, Follain, S., Ciampalini, R., Le Bissonnais, Y., Couturier, A., Walter, C., 2014. Simulation of medium-term soil redistributions for different land use and landscape design scenarios within a vineyard landscape in Mediterranean France. *Geomorphology* 214, 10–21.
- Davis, B.A.S.**, Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., Allen, J., Almquist-Jacobson, H., Ammann, B., Andreev, A.A., Argant, J., Atanassova, J., Balwierz, Z., Barnosky, C.D., Bartley, D.D., De Beaulieu, J.L., Beckett, S.C., Behre, K.E., Bennett, K.D., Berglund, B.E.B., Beug, H.J., Bezusko, L., Binka, K., Birks, H.H., Birks, H.J.B., Björck, S., Bliakhartchouk, T., Bogdel, I., Bonatti, E., Bottema, S., Bozilova, E.D.B., Bradshaw, R., Brown, A.P., Brugiapaglia, E., Carrion, J., Chernavskaya, M., Clerc, J., Clet, M., Coüteaux, M., Craig, A.J., Cserny, T., Cwynar, L.C., Dambach, K., De Valk, E.J., Digerfeldt, G., Diot, M.F., Eastwood, W., Elina, G., Filimonova, L., Filipovitch, L., Gaillard-Lemdhall, M.J., Gauthier, A., Göransson, H., Guenet, P., Gunova, V., Hall, V.A.H., Harmata, K., Hicks, S., Huckerby, E., Huntley, B., Huttunen, A., Hyvärinen, H., Ilves, E., Jacobson, G.L., Jahns, S., Jankovská, V., Jóhansen, J., Kabailiene, M., Kelly, M.G., Khomutova, V.I., Königsson, L.K., Kremenetski, C., Kremenetskii, K.V., Krisai, I., Krisai, R., Kvavadze, E., Lamb, H., Lazarova, M.A., Litt, T., Lotter, A.F., Lowe, J.J., Magyari, E., Makohonienko, M., Mamakowa, K., Mangerud, J., Mariscal, B., Markgraf, V., McKeever, null, Mitchell, F.J.G., Munuera, M., Nicol-Pichard, S., Noryskiewicz, B., Odgaard, B.V., Panova, N.K., Pantaleon-Cano, J., Paus, A.A., Pavel, T., Peglar, S.M., Penalba, M.C., Pennington, W., Perez-Obiol, R., Pushenko, M., Ralska-Jasiewiczowa, M., Ramfjord, H., Regnell, J., Rybnickova, E., Rybnickova, M., Saarse, L., Sanchez Gomez, M.F., Sarmaja-Korjonen, K., Sarv, A., Seppa, H., Sivertsen, S., Smith, A.G., Spiridonova, E.A., Stancikaite, M., Stefanova, J., Stewart, D.A., Suc, J.P., Svobodova, H., Szczepanek, K., Tarasov, P., Tobolski, K., Tonkov, S.P., Turner, J., Van der Knaap, W.O., Van Leeuwen, J.F.N., Vasari, A., Vasari, Y., Verbruggen, C., Vergne, V., Veski, S., Visset, L., Vuorela, I., Wacnik, A., Walker, M.J.C., Waller, M.P., Watson, C.S., Watts, W.A., Whittington, G., Willis, K.J., Willutzki, H., Yelovicheva, Y., Yll, E.I., Zelikson, E.M., Zernitskaya, V.P., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 1701–1716.
- Davis, B.A.S.**, Chevalier, M., Sommer, P., Carter, V.A., Finsinger, W., Mauri, A., Phelps, L.N., Zanon, M., Abegglen, R., Åkesson, C.M., 2020. The Eurasian Modern Pollen Database (EMPD), version 2. *Earth system science data* 12, 2423–2445.
- Davis, B.A.S.**, Zanon, M., Collins, P., Mauri, A., Bakker, J., Barboni, D., Barthelmes, A., Beaudouin, C., Bjure, A.E., Bozilova, E., 2013. The European modern pollen database (EMPD) project. *Vegetation history and archaeobotany* 22, 521–530.

- de Marins, J.F.**, Carrenho, R., Thomaz, S.M., 2009. Occurrence and coexistence of arbuscular mycorrhizal fungi and dark septate fungi in aquatic macrophytes in a tropical river–floodplain system. *Aquatic Botany* 91, 13–19.
- de Menocal, P.B.**, 2015. End of the African humid period. *Nature Geoscience* 8, 86–87.
- de Menocal, P.B.**, Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000a. Abrupt onset and termination of the African Humid Period:: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary science reviews* 19, 347–361.
- de Menocal, P.B.**, Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., 2000b. Coherent high-and low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* 288, 2198–2202.
- de Menocal, P.B.**, Tierney, J.E., 2012a. Green Sahara: African humid periods paced by Earth’s orbital changes. *Nature Education Knowledge* 3, 12.
- de Menocal, P.B.**, Tierney, J.E., 2012b. Green Sahara: African humid periods paced by Earth’s orbital changes. *Nature Education Knowledge* 3, 12.
- de Vernal, A.**, Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthießen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews* 24, 897–924.
- de Vernal, A.**, Henry, M., Bilodeau, G., 1999. Techniques de préparation et d’analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP* 3, 41.
- de Vernal, A.**, Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P.J., Rochon, A., Boessenkool, K.P., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M.J., Kunz-Pirring, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L., Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the new ‘n = 677’ data base and its application for quantitative palaeoceanographic reconstruction. *Journal of Quaternary Science* 16, 681–698.
- de Vernal, A.**, Radi, T., Zaragosi, S., Van Nieuwenhove, N., Rochon, A., Allan, E., De Schepper, S., Eynaud, F., Head, M.J., Limoges, A., Londeix, L., Marret, F., Matthiessen, J., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A., Richerol, T., 2020. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database. *Marine Micropaleontology, Taxonomy and distribution of modern organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from the Northern Hemisphere: an update of Rochon et al., 1999* 159, 101796.
- Debret, M.**, Sebag, D., Crosta, X., Massei, N., Petit, J.-R., Chapron, E., Bout-Roumazielles, V., 2009. Evidence from wavelet analysis for a mid-Holocene transition in global climate forcing. *Quaternary Science Reviews* 28, 2675–2688.
- Defer, J.**, Suc, J.-P., 2003. L’outil palynologique. Association des professeurs de biologie géologie de France.
- Delga, M.D.**, 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.
- Depreux, B.**, Lefèvre, D., Berger, J.-F., Segouai, F., Boudad, L., El Harradji, A., Degeai, J.-P., Limondin-Lozouet, N., 2021. Alluvial records of the African Humid Period from the NW African highlands (Moulouya basin, NE Morocco). *Quaternary Science Reviews* 255, 106807.

- Desprat, S.**, Combourieu-Nebout, N., Essallami, L., Sicre, M.-A., Dormoy, I., Peyron, O., Siani, G., Bout Roumazeilles, V., Turon, J.-L., 2013. Deglacial and Holocene vegetation and climatic changes in the southern Central Mediterranean from a direct land–sea correlation. *Climate of the Past* 9, 767–787.
- Devillers, B.**, Excoffon, P., Morhange, C., Bonnet, S., Bertoncello, F., 2007. Relative sea-level changes and coastal evolution at Forum Julii (Fréjus, Provence). *Comptes Rendus Geoscience* 339, 329–336.
- Di Rita, F.**, Lirer, F., Bonomo, S., Cascella, A., Ferraro, L., Florindo, F., Insinga, D.D., Lurcock, P.C., Margaritelli, G., Petrosino, P., 2018. Late Holocene forest dynamics in the Gulf of Gaeta (central Mediterranean) in relation to NAO variability and human impact. *Quaternary Science Reviews* 179, 137–152.
- Di Rita, F.**, Magri, D., 2019. The 4.2 ka event in the vegetation record of the central Mediterranean. *Climate of the Past* 15, 237–251.
- Di Rita, F.**, Magri, D., 2009. Holocene drought, deforestation and evergreen vegetation development in the central Mediterranean: a 5500 year record from Lago Alimini Piccolo, Apulia, southeast Italy. *The Holocene* 19, 295–306.
- Diaz, F.**, Raimbault, P., Conan, P., 2000. Small-scale study of primary productivity during spring in a Mediterranean coastal area (Gulf of Lions). *Continental Shelf Research* 20, 975–996.
- Didon, J.**, Durand-Delga, M., Kornprobst, J., 1973. Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. *Bulletin de la Société géologique de France* 7, 77–105.
- Dixit, Y.**, Hodell, D.A., Petrie, C.A., 2014. Abrupt weakening of the summer monsoon in northwest India~ 4100 yr ago. *Geology* 42, 339–342.
- Dodge, J.D.**, Harland, R., 1991. The distribution of planktonic dinoflagellates and their cysts in the eastern and northeastern Atlantic Ocean. *New Phytologist* 118, 593–603.
- Doglioni, C.**, Gueguen, E., Sàbat, F., Fernandez, M., 1997. The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen. *Terra Nova* 9, 109–112.
- Domzig, A.**, 2006. Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne (phdthesis). Université de Bretagne occidentale - Brest.
- Dormoy, I.**, Peyron, O., Combourieu Nebout, N., Goring, S., Kotthoff, U., Magny, M., Pross, J., 2009. Terrestrial climate variability and seasonality changes in the Mediterranean region between 15 000 and 4000 years BP deduced from marine pollen records. *Climate of the Past* 5, 615–632.
- Douguédroit, A.**, 1997. Climat du bassin méditerranéen, in: *Le Climat, l'eau et Les Hommes*. Ouvrage En l'honneur de Jean Mounier. pp. 251–280.
- Drysdale, R.**, Zanchetta, G., Hellstrom, J., Maas, R., Fallick, A., Pickett, M., Cartwright, I., Piccini, L., 2006. Late Holocene drought responsible for the collapse of Old World civilizations is recorded in an Italian cave flowstone. *Geology* 34, 101–104.
- Dubar, M.**, Anthony, E.J., 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. *Quaternary Research* 43, 329–343.
- Dugerdil, L.**, Joannin, S., Peyron, O., Jouffroy-Bapicot, I., Vannièrè, B., Boldgiv, B., Unkelbach, J., Behling, H., Ménot, G., 2021. Climate reconstructions based on GDGT and pollen surface

- datasets from Mongolia and Baikal area: calibrations and applicability to extremely cold-dry environments over the Late Holocene. *Climate of the Past* 17, 1199–1226.
- Duggen, S.**, Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Rüpke, L., Morgan, J.P., 2003. Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature* 422, 602–606.
- Dünkeloh, A.**, Jacobeit, J., 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 23, 1843–1866.
- Duplessy, J.-C.**, Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography* 3, 343–360.
- Duplessy, J.-C.**, Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M., Hendy, C.H., 1984. ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quaternary Research* 21, 225–243.
- Durrieu de Madron, X.**, Abassi, A., Heussner, S., Monaco, A., Aloisi, J.C., Radakovitch, O., Giresse, P., Buscail, R., Kerherve, P., 2000. Particulate matter and organic carbon budgets for the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Oceanologica Acta* 23, 717–730.
- Durrieu de Madron, X.**, Houpert, L., Puig, P., Sanchez-Vidal, A., Testor, P., Bosse, A., Estournel, C., Somot, S., Bourrin, F., Bouin, M.-N., 2013. Interaction of dense shelf water cascading and open-sea convection in the northwestern Mediterranean during winter 2012. *Geophysical Research Letters* 40, 1379–1385.
- Eberwein, A.**, Mackensen, A., 2006. Regional primary productivity differences off Morocco (NW-Africa) recorded by modern benthic foraminifera and their stable carbon isotopic composition. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53, 1379–1405.
- Edel, J.-B.**, Dubois, D., Marchant, R., Hernandez, J., Cosca, M., 2001. La rotation miocene inferieur du bloc corso-sarde; nouvelles contraintes paleomagnetiques sur la fin du mouvement. *Bulletin de la Société géologique de France* 172, 275–283.
- Eglinton, G.**, Hamilton, R.J., 1967. Leaf epicuticular waxes. *Science* 156, 1322–1335.
- El-Robrini, M.**, 1986. Evolution morphostructurale de la marge algérienne occidentale (Méditerranée occidentale): Influence de la néotectonique et de la sédimentation (PhD Thesis). Paris 4.
- Emeis, K.-C.**, Struck, U., Schulz, H.-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F., 2000. Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158, 259–280.
- Emwas, A.-H.**, Al-Talla, Z., Yang, Y., Kharbatia, N., 2015. Gas Chromatography–Mass Spectrometry of Biofluids and Extracts. *Methods in molecular biology* (Clifton, N.J.) 1277, 91–112.
- Epstein, S.**, Mayeda, T., 1953. Variation of O^{18} content of waters from natural sources. *Geochimica et cosmochimica acta* 4, 213–224.
- Esper, O.**, Zonneveld, K.A.F., 2007. The potential of organic-walled dinoflagellate cysts for the reconstruction of past sea-surface conditions in the Southern Ocean. *Marine Micropaleontology* 65, 185–212.

- Estournel, C.**, Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, F., Julliand, C., Vehil, R., 2003. Observation and modeling of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lion under wind conditions influenced by the continental orography (FETCH experiment). *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108.
- Estournel, C.**, Kondrachoff, V., Marsaleix, P., Vehil, R., 1997. The plume of the Rhone: numerical simulation and remote sensing. *Continental Shelf Research* 17, 899–924.
- Evitt, W.R.**, 1985. Sporopollenin dinoflagellate cysts: their morphology and interpretation. *Amer Assn of Stratigraphic*.
- Eyrolle, F.**, Radakovitch, O., Raimbault, P., Charmasson, S., Antonelli, C., Ferrand, E., Aubert, D., Raccasi, G., Jacquet, S., Gurriaran, R., 2012. Consequences of hydrological events on the delivery of suspended sediment and associated radionuclides from the Rhône River to the Mediterranean Sea. *J Soils Sediments* 12, 1479–1495.
- F**
- Faccenna, C.**, Mattei, M., Funiciello, R., Jolivet, L., 1997. Styles of back-arc extension in the central Mediterranean. *Terra nova* 9, 126–130.
- Fanget, A.-S.**, Bassetti, M.-A., Arnaud, M., Chiffolleau, J.-F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscail, R., Jouet, G., Maillet, G.M., Negri, A., Dennielou, B., Berné, S., 2013. Historical evolution and extreme climate events during the last 400years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). *Marine Geology* 346, 375–391.
- Fatela, F., Taborda, R.**, 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology* 45, 169–174.
- Feakins, S.J.**, Peters, T., Wu, M.S., Shenkin, A., Salinas, N., Girardin, C.A., Bentley, L.P., Blonder, B., Enquist, B.J., Martin, R.E., 2016. Production of leaf wax n-alkanes across a tropical forest elevation transect. *Organic Geochemistry* 100, 89–100.
- Fensome, R.A.**, 1993. A classification of living and fossil dinoflagellates. *Micropaleontology, special publication* 7, 1–351.
- Fensome, R.A.**, Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellages. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*.
- Fernane, A.**, Gandouin, E., Penaud, A., van Vliet-Lanoë, B., Goslin, J., Vidal, M., Delacourt, C., 2014. Coastal palaeoenvironmental record of the last 7 kyr BP in NW France: Sub-millennial climatic and anthropic Holocene signals. *The holocene* 24, 1785–1797.
- Fernane, A.**, Pénaud, A., Gandouin, E., Goslin, J., van Vliet-Lanoë, B., Vidal, M., 2015. Climate variability and storm impacts as major drivers for human coastal marsh withdrawal over the Neolithic period (Southern Brittany, NW France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 435, 136–144.
- Fick, S.E.**, Hijmans, R.J., 2017. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. *International journal of climatology* 37, 4302–4315.
- Fioux, M.**, M, F., 1974. Formation d'eau dense sur le plateau continental du Golfe du Lion. Presented at the Processus de formation des eaux océaniques profondes en particulier Méditerranée occidentale, Paris, France, pp. 165–174.

- Figueroa, R.I., Bravo, I.**, 2005. Sexual reproduction and two different encystment strategies of *Lingulodinium polyedrum* (Dinophyceae) in culture. *Journal of Phycology* 41, 370–379.
- Fink, H.G.**, Wienberg, C., De Pol-Holz, R., Hebbeln, D., 2015. Spatio-temporal distribution patterns of Mediterranean cold-water corals (*Lophelia pertusa* and *Madrepora oculata*) during the past 14,000 years. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 103, 37–48.
- Flecha, S.**, Pérez, F.F., Navarro, G., Ruiz, J., Olivé, I., Rodríguez-Gálvez, S., Costas, E., Huertas, I.E., 2012. Anthropogenic carbon inventory in the Gulf of Cádiz. *Journal of Marine Systems* 92, 67–75.
- Fletcher, W.J.**, Debret, M., Goñi, M.F.S., 2013. Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene* 23, 153–166.
- Fletcher, W.J.**, Sanchez Goñi, M., 2008. Orbital-and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70, 451–464.
- Fletcher, W.J.**, Sanchez Goñi, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2010. Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a Western Mediterranean forest record. *Climate of the Past* 6, 245–264.
- Fletcher, W.J., Zielhofer, C.**, 2013. Fragility of Western Mediterranean landscapes during Holocene rapid climate changes. *Catena* 103, 16–29.
- Florenzano, A.**, Marignani, M., Rosati, L., Fascetti, S., Mercuri, A.M., 2015. Are Cichorieae an indicator of open habitats and pastoralism in current and past vegetation studies? *Plant Biosystems - An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology* 149, 154–165.
- Florenzano, A.**, Torri, P., Rattighieri, E., N'Siala, I.M., Mercuri, A.M., 2012. Cichorioideae-Cichorieae as pastureland indicator in pollen spectra from southern Italy 12.
- Fontanier, C.**, Mackensen, A., Jorissen, F.J., Anschutz, P., Licari, L., Griveaud, C., 2006. Stable oxygen and carbon isotopes of live benthic foraminifera from the Bay of Biscay: Microhabitat impact and seasonal variability. *Marine Micropaleontology* 58, 159–183.
- Friele, P.A.**, Clague, J.J., 2002. Younger Dryas readvance in Squamish river valley, southern Coast mountains, British Columbia. *Quaternary Science Reviews* 21, 1925–1933.
- 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.
- G**
- Galdeano, A.**, Courtillot, V., Le Borgne, E., Le Mouel, J.-L., Rossignol, J.-C., 1974. An aeromagnetic survey of the southwest of the western Mediterranean: Description and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 23, 323–336.
- Galeron, M.-A.**, Amiraux, R., Charriere, B., Radakovitch, O., Raimbault, P., Garcia, N., Lagadec, V., Vaultier, F., Rontani, J.-F., 2015. Seasonal survey of the composition and degradation state of particulate organic matter in the Rhône River using lipid tracers. *Biogeosciences* 12, 1431–1446.
- Ganne, A.**, Leroyer, C., Pénaud, A., Mojtahid, M., 2016. Present-day palynomorph deposits in an

- estuarine context: The case of the Loire Estuary. *Journal of Sea Research* 118, 35–51.
- Garcia-Gorriz, E.**, Carr, M.-E., 2001. Physical control of phytoplankton distributions in the Alboran Sea: A numerical and satellite approach. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106, 16795–16805.
- García-Herrera, R.**, Barriopedro, D., 2018a. Climate of the Mediterranean Region, in: Oxford Research Encyclopedia of Climate Science. Oxford University Press.
- García-Herrera, R.**, Barriopedro, D., 2018b. Climate of the Mediterranean Region [WWW Document]. Oxford Research Encyclopedia of Climate Science.
- Gaume, E.**, Borga, M., LLASSAT, M.C., Maouche, S., Lang, M., DIAKAKIS, M., 2016. Mediterranean extreme floods and flash floods, in: *The Mediterranean Region under Climate Change. A Scientific Update, Coll. Synthèses*. IRD Editions, pp. 133–144.
- Gausсен, H.**, Emberger, M., Berger, L., Philipis, A., 1963. Carte bioclimatique de la zone méditerranéenne. Notice explicative UNESCO-FAO, Paris 21, 1–60.
- Gauthier, E.**, Bichet, V., Massa, C., Petit, C., Vannière, B., Richard, H., 2010. Pollen and non-pollen palynomorph evidence of medieval farming activities in southwestern Greenland. *Vegetation History and Archaeobotany* 19, 427–438.
- Gautier, F.**, LUBES-NIEL, H., Sabatier, R., Masson, J.M., Paturel, J.-E., Servat, E., 1998. Variabilité du régime pluviométrique de l’Afrique de l’Ouest non sahélienne entre 1950 et 1989. *Hydrological sciences journal* 43, 921–935.
- Gentien, P.**, 1998. Bloom dynamics and ecophysiology of the *Gymnodinium mikimotoi* species complex. *Physiological ecology of harmful algal blooms* 155–173.
- Giannakourou, A.**, Orlova, T.Y., Assimakopoulou, G., Pagou, K., 2005. Dinoflagellate cysts in recent marine sediments from Thermaikos Gulf, Greece: Effects of resuspension events on vertical cyst distribution. *Continental Shelf Research* 25, 2585–2596.
- Giesecke, T.**, Brewer, S., Finsinger, W., Leydet, M., Bradshaw, R.H., 2017. Patterns and dynamics of European vegetation change over the last 15,000 years. *Journal of Biogeography* 44, 1441–1456.
- Gilman, C.**, Garrett, C., 1994. Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 99, 5119–5134.
- Giorgi, F.**, 2006. Climate change hot-spots. *Geophysical research letters* 33.
- Gliemerth, A.K.**, 1997. Terrestrial Biomass-Reconstruction for the Pleniglacial and the Holocene Climatic Optimum Around 7000 cal yr BP in Europe. *Botanica Acta* 110, 143–150.
- Gómez, F.**, 2012. A quantitative review of the lifestyle, habitat and trophic diversity of dinoflagellates (Dinoflagellata, Alveolata). *Systematics and Biodiversity* 10, 267–275.
- González-Hidalgo, J.C.**, Luis, M.D., Raventós, J., Sánchez, J.R., 2001. Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 21, 843–860.
- Grimalt, J.O.**, Lopez, J.F., 2007. Paleoceanography, Biological proxies ,Alkenone Paleothermometry

from Cocoliths.

- Grimm, E.**, 1987. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* 13, 13–35.
- Grimm, E.C.**, 1990. TILIA 2.0, Software. Illinois State Museum, Springfield.
- Grootes, P.M.**, Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554.
- Guiot, J.**, 1990. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 49–69.
- Guiot, J.**, de Vernal, A., 2007. Chapter thirteen transfer functions: Methods for quantitative paleoceanography based on microfossils. *Developments in marine geology* 1, 523–563.
- Guizien, K.**, Charles, F., Lantoiné, F., Naudin, J.-J., 2007. Nearshore dynamics of nutrients and chlorophyll during Mediterranean-type flash-floods. *Aquat. Living Resour.* 20, 3–14.
- H**
- Hammer, O.**, Harper, D., Ryan, P., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, *Palaeontologia Electronica* 4, 1–9.
- Hammer, O.**, Harper, D.A., 2008. Paleontological data analysis. John Wiley & Sons.
- Harikumar, V.S.**, Blaszkowski, J., Medhanie, G., Kanagaraj, M.K., Samuel, D.V., 2015. Arbuscular mycorrhizal fungi colonizing the plant communities in Eritrea, Northeast Africa. *Applied Ecology and Environmental Research* 13, 193–203.
- Harland, R.**, 1983. Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas.
- Havinga, A.J.**, 1971. An experimental investigation into the decay of pollen and spores in various soil types, in: *Sporopollenin*. Elsevier, pp. 446–479.
- Havinga, A.J.**, 1967. Palynology and pollen preservation. *Review of Palaeobotany and Palynology* 2, 81–98.
- Head, M.J.**, 1996. Modern dinoflagellate cysts and their biological affinities. *Palynology: principles and applications* 3, 1197–1248.
- Heinrich, H.**, 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research* 29, 142–152.
- Hemming, S.R.**, 2004a. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42.
- Hemming, S.R.**, 2004b. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42, RG1005.
- Henne, P.D.**, Elkin, C., Franke, J., Colombaroli, D., Calò, C., La Mantia, T., Pasta, S., Conedera, M., Dermody, O., Tinner, W., 2015. Reviving extinct Mediterranean forest communities may improve ecosystem potential in a warmer future. *Frontiers in Ecology and the Environment* 13, 356–362.

- Hernández-Molina, F.J.**, Stow, D.A., Alvarez-Zarikian, C.A., Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R., Flores, J.-A., Furota, S., 2014. Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. *Science* 344, 1244–1250.
- Herzschuh, U.**, Cao, X., Laepple, T., Dallmeyer, A., Telford, R.J., Ni, J., Chen, F., Kong, Z., Liu, G., Liu, K.-B., Liu, X., Stebich, M., Tang, L., Tian, F., Wang, Y., Wischniewski, J., Xu, Q., Yan, S., Yang, Z., Yu, G., Zhang, Y., Zhao, Y., Zheng, Z., 2019. Position and orientation of the westerly jet determined Holocene rainfall patterns in China. *Nat Commun* 10, 2376.
- Heusser, L.E.**, 1983. Pollen distribution in the bottom sediments of the western North Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 8, 77–88.
- Heusser, L.E.**, Balsam, W.L., 1985. Pollen sedimentation in the Northwest Atlantic: Effects of the Western Boundary Undercurrent. *Marine Geology* 69, 149–153.
- Horikawa, K.**, Murayama, M., Minagawa, M., Kato, Y., Sagawa, T., 2010. Latitudinal and downcore (0–750 ka) changes in nalkane chain lengths in the eastern equatorial Pacific. *Quaternary Research* 73, 573–582.
- Howell, M.W.**, Thunell, R.C., 1992. Organic carbon accumulation in Bannock Basin: evaluating the role of productivity in the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 103, 461–471.
- Huertas, I.E.**, Ríos, A.F., García-Lafuente, J., Navarro, G., Makaoui, A., Sánchez-Román, A., Rodríguez-Galvez, S., Orbi, A., Ruíz, J., Pérez, F.F., 2012. Atlantic forcing of the Mediterranean oligotrophy. *Global Biogeochemical Cycles* 26.
- Huntley, B.**, Webb III, T., 2012. *Vegetation history*. Springer Science & Business Media.
- Hurrell, J.W.**, 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269, 676–679.
- Hurrell, J.W.**, Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 14.
- Hurrell, J.W.**, Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An overview of the North Atlantic oscillation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 134, 1–36.
- I**
- Ibello, V.**, Cantoni, C., Cozzi, S., Civitarese, G., 2010. First basin-wide experimental results on N₂ fixation in the open Mediterranean Sea. *Geophysical Research Letters* 37.
- J**
- Jalali, B.**, Sicre, M.-A., Azuara, J., Pellichero, V., Combourieu-Nebout, N., 2019. Influence of the North Atlantic subpolar gyre circulation on the 4.2 ka BP event. *Clim. Past* 15, 701–711.
- Jalali, B.**, Sicre, M.-A., Bassetti, M.-A., Kallel, N., 2016. Holocene climate variability in the North-Western Mediterranean Sea (Gulf of Lions). *Clim. Past* 12, 91–101.
- Jalali, B.**, Sicre, M.-A., Kallel, N., Azuara, J., Combourieu-Nebout, N., Bassetti, M.-A., Klein, V., 2017. High-resolution Holocene climate and hydrological variability from two major Mediterranean

- deltas (Nile and Rhone). *The holocene* 27, 1158–1168.
- Jalut, G.**, Amat, A.E., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 255–290.
- Jalut, G.**, Dedoubat, J.J., Fontugne, M., Otto, T., 2009. Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: climate forcing and human impact. *Quaternary international* 200, 4–18.
- Jansen, B.**, Kirkels, F., Kalbitz, K., 2013. Plant biomarkers in environmental reconstructions: opportunities and challenges EGU2013-2206.
- Jansen, B.**, Wiesenberg, G.L., 2017. Opportunities and limitations related to the application of plant-derived lipid molecular proxies in soil science. *Soil* 3, 211–234.
- Jansonius, J.**, Kalgutkar, R.M., 2000. Redescription of some fossil fungal spores. *Palynology* 24, 37–47.
- Jaouadi, S.**, Lebreton, V., Bout-Roumazielles, V., Siani, G., Lakhdar, R., Boussoffara, R., Dezileau, L., Kallel, N., Mannai-Tayech, B., Combourieu-Nebout, N., 2016. Environmental changes, climate and anthropogenic impact in south-east Tunisia during the last 8 kyr. *Climate of the Past* 12, 1339–1359.
- Jaouadi, S.**, Lebreton, V., Mulazzani, S., Boussoffara, R., Mannai-Tayech, B., 2010. Analyses polliniques en contexte anthropisé: le cas du site holocène SHM-1 (Hergla, Tunisie centrale). *Sezione di Museologia Scientifica e Naturalistica* 6, 25–32.
- Jiang, Q.**, Smith, R.B., Doyle, J., 2003. The nature of the mistral: Observations and modelling of two MAP events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 129, 857–875.
- Jimenez-Espejo, F.J.**, Martinez-Ruiz, F., Rogerson, M., González-Donoso, J.M., Romero, O.E., Linares, D., Sakamoto, T., Gallego-Torres, D., Rueda Ruiz, J.L., Ortega-Huertas, M., 2008. Detrital input, productivity fluctuations, and water mass circulation in the westernmost Mediterranean Sea since the Last Glacial Maximum. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9.
- Jiménez-Moreno, G.**, Rodríguez-Ramírez, A., Pérez-Asensio, J.N., Carrión, J.S., López-Sáez, J.A., Villarías-Robles, J.J., Celestino-Pérez, S., Cerrillo-Cuenca, E., León, Á., Contreras, C., 2015. Impact of late-Holocene aridification trend, climate variability and geodynamic control on the environment from a coastal area in SW Spain. *The Holocene* 25, 607–617.
- Johansen, R.B.**, Vestberg, M., Burns, B.R., Park, D., Hooker, J.E., Johnston, P.R., 2015. A coastal sand dune in New Zealand reveals high arbuscular mycorrhizal fungal diversity. *Symbiosis* 66, 111–121.
- Johns, B.**, Marsaleix, P., Estournel, C., Véhil, R., 1992. On the wind-driven coastal upwelling in the Gulf of Lions. *Journal of Marine Systems* 3, 309–320.
- Johnsen, S.J.**, Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Steffensen, J.P., Clausen, H.B., Miller, H., Masson-Delmotte, V., Sveinbjörnsdóttir, A.E., White, J., 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 16, 299–307.
- Jolivet, L.**, Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19,

1095–1106.

Jolivet, L., Frizon de Lamotte, D., Mascle, A., Séranne, M., 1999. The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen — an introduction. Geological Society, London, Special Publications 156, 1–14.

Joly, C., Visset, L., 2009. Evolution of vegetation landscapes since the Late Mesolithic on the French West Atlantic coast. *Review of Palaeobotany and Palynology* 154, 124–179.

Jones, E.G., Calabon, M., 1968. Marine fungi. *Current Science* 37, 378–379.

Jones, E.G., Pang, K.-L., Abdel-Wahab, M.A., Scholz, B., Hyde, K.D., Boekhout, T., Ebel, R., Rateb, M.E., Henderson, L., Sakayaroj, J., 2019. An online resource for marine fungi. *Fungal Diversity* 96, 347–433.

Jones, E.G., Suetrong, S., Sakayaroj, J., Bahkali, A.H., Abdel-Wahab, M.A., Boekhout, T., Pang, K.-L., 2015. Classification of marine ascomycota, basidiomycota, blastocladiomycota and chytridiomycota. *Fungal Diversity* 73, 1–72.

Joussaume, S., Taylor, K.E., Braconnot, P., Mitchell, J.F.B., Kutzbach, J.E., Harrison, S.P., Prentice, I.C., Broccoli, A.J., Abe-Ouchi, A., Bartlein, P.J., 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters* 26, 859–862.

Judd, W.S., Campbell, C.S., Kellogg, E.A., Stevens, P.F., Donoghue, M.J., 1999. Plant systematics: a phylogenetic approach. *Ecología mediterránea* 25, 215.

Juggins, S., Birks, H.J.B., 2012. Quantitative environmental reconstructions from biological data, in: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer, pp. 431–494.

K

Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J.C., Vergnaudgrazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M., Pierre, C., 1997. Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event. *Oceanologica Acta* 20, 697–712.

Kaniewski, D., Marriner, N., Bretschneider, J., Jans, G., Morhange, C., Cheddadi, R., Otto, T., Luce, F., Van Campo, E., 2019. 300-year drought frames Late Bronze Age to Early Iron Age transition in the Near East: new palaeoecological data from Cyprus and Syria. *Regional Environmental Change* 19, 2287–2297.

Kaniewski, D., Marriner, N., Cheddadi, R., Guiot, J., Van Campo, E., 2018. The 4.2 ka BP event in the Levant. *Clim. Past* 14, 1529–1542.

Kieken, M., 1962. Esquisse tectonique de l'Algérie (Algérie du Nord): exposé sur les connaissances actuelles de la structure de l'Algérie et présentation d'une carte tectonique. Service del la carte géologique de l'Algérie.

Kleiven, H.K.F., Kissel, C., Laj, C., Ninnemann, U.S., Richter, T.O., Cortijo, E., 2008. Reduced North Atlantic deep water coeval with the glacial Lake Agassiz freshwater outburst. *science* 319, 60–64.

Kodrans-Nsiah, M., de Lange, G.J., Zonneveld, K.A., 2008. A natural exposure experiment on short-term species-selective aerobic degradation of dinoflagellate cysts. *Review of Palaeobotany and Palynology* 152, 32–39.

- Kohout, P.**, Sýkorová, Z., Čtvrtlíková, M., Rydlova, J., Suda, J., Vohník, M., Sudova, R., 2012. Surprising spectra of root-associated fungi in submerged aquatic plants. *FEMS microbiology ecology* 80, 216–235.
- Kolaczek, P.**, Zubek, S., Błaszczowski, J., Mleczko, P., Margielewski, W., 2013. Erosion or plant succession — How to interpret the presence of arbuscular mycorrhizal fungi (Glomeromycota) spores in pollen profiles collected from mires. *Review of Palaeobotany and Palynology* 189, 29–37.
- Konecky, B.L.**, McKay, N.P., Comas-Bru, L., Dassié, E.P., DeLong, K.L., Falster, G.M., Fischer, M.J., Jones, M.D., Jonkers, L., Kaufman, D.S., 2020. The Iso2k database: a global compilation of paleo- δ 18 O and δ 2 H records to aid understanding of Common Era climate. *Earth System Science Data* 12, 2261–2288.
- Koreneva, E.V.**, 1971. Spores and pollen in mediterranean bottom sediments, in: *The Micropalaeontology of Oceans: Proceedings of the Symposium Held in Cambridge from 10 to 17 September 1967 Under the Title 'Micropalaeontology of Marine Bottom Sediments'*. Cambridge University Press, p. 361.
- Koshkarova, V.L.**, Koshkarov, A.D., 2004. Regional signatures of changing landscape and climate of northern central Siberia in the Holocene. *Russian Geology and Geophysics* 45, 672–685.
- Kotthoff, U.**, Müller, U.C., Pross, J., Schmiedl, G., Lawson, I.T., van de Schootbrugge, B., Schulz, H., 2008a. Lateglacial and Holocene vegetation dynamics in the Aegean region: an integrated view based on pollen data from marine and terrestrial archives. *The Holocene* 18, 1019–1032.
- Kotthoff, U.**, Pross, J., Müller, U.C., Peyron, O., Schmiedl, G., Schulz, H., Bordon, A., 2008b. Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Science Reviews* 27, 832–845.
- Krijgsman, W.**, Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655.
- L**
- La Violette, P.E.**, Lacombe, H., 1988. Tidal-induced pulses in the flow through the Strait of Gibraltar. Naval Ocean Research and Development activity Stennis space center MS.
- La Violette, P.E.L.**, 1986. Short-term Measurements of Surface Currents Associated with the Alboran Sea Gyre during Donde Va? *Journal of Physical Oceanography* 16, 262–279.
- Labeyrie, J.**, 1976. Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de 33 000 ans BP à nos jours.
- Laborel, J.**, Morhange, C., Lafont, R., Le Campion, J., Laborel-Deguen, F., Sartoretto, S., 1994. Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology* 120, 203–223.
- Lacombe, H.**, Richez, C., 1982. The Regime of the Strait of Gibraltar, in: Nihoul, J.C.J. (Ed.), *Elsevier Oceanography Series, Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas*. Elsevier, pp. 13–73.
- Lamb, H.F.**, Eicher, U., Switsur, V.R., 1989. An 18,000-year record of vegetation, lake-level and climatic change from Tigalmamine, Middle Atlas, Morocco. *Journal of biogeography* 65–74.

- Lamb, H.F.**, van der Kaars, S., 1995. Vegetational response to Holocene climatic change: pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas, Morocco. *The Holocene* 5, 400–408.
- 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. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 15296–15303.
- Lambert, C.**, 2017. Signature paléoenvironnementale des séquences holocènes en Rade de Brest : forçages climatiques et anthropiques (These de doctorat). Brest.
- Lamont, B.**, 1982. Mechanisms for enhancing nutrient uptake in plants, with particular reference to mediterranean South Africa and Western Australia. *The Botanical Review* 48, 597–689.
- Lang, E.**, 1948. *Comparative Pollen Morphology in the Genus Calochortus Pursh*. University of Minnesota.
- Lazzari, P.**, Solidoro, C., Salon, S., Bolzon, G., 2016. Spatial variability of phosphate and nitrate in the Mediterranean Sea: A modeling approach. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 108, 39–52.
- Lebreton, V.**, Jaouadi, S., Bruneau, M., Karbouch, M., Boujelben, A., Montaldi, M., Berger, J.-F., 2019. History of semi-arid and arid environments in the Eastern Maghreb during the Middle Holocene: first results of the pollen analysis from Sebkhia Kelbia (Central Tunisia), in: *The Mediterranean Palynological Societies Symposium 2019. Abstract Book*. Université de Bordeaux, p. 98.
- Lebreton, V.**, Messenger, E., Marquer, L., Renault-Miskovsky, J., 2010. A neotaphonomic experiment in pollen oxidation and its implications for archaeopalynology. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 29–38.
- Leclaire, L.**, 1972. La sédimentation Holocène sur le versant méridional du bassin Algéro-Baléares (précontinent algérien).
- Lewis, J.**, 1988. Cysts and Sediments: Gonyaulax Polyedra (*Lingulodinium Machaerophorum*) in Loch Creran. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 68, 701–714.
- Lewis, J.**, Dodge, J., Powell, A., 1990. Quaternary dinoflagellate cysts from the upwelling system offshore Peru, Hole 686b, odp leg 1121, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. pp. 323–328.
- Lewis, J.**, Hallett, R., 1997. *Lingulodinium polyedrum* (*Gonyaulax polyedra*) a blooming dinoflagellate. *Oceanography And Marine Biology: Volume 35* 35, 89.
- Lewis, J.**, Harris, A.S.D., Jones, K.J., Edmonds, R.L., 1999. Long-term survival of marine planktonic diatoms and dinoflagellates in stored sediment samples. *Journal of plankton research* 21.
- Liguori, G.**, Di Lorenzo, E., Cabos, W., 2017. A multi-model ensemble view of winter heat flux dynamics and the dipole mode in the Mediterranean Sea. *Clim Dyn* 48, 1089–1108.
- Lionello, P.** (Ed.), 2012. *The climate of the Mediterranean region: from the past to the future*, 1st ed. ed, Elsevier insights. Elsevier, London ; Waltham, MA.
- Lionello, P.**, Abrantes, F., Gacic, M., Planton, S., Trigo, R., Ulbrich, U., 2014. The climate of the Mediterranean region: research progress and climate change impacts. *Reg Environ Change* 14, 1679–1684.

- Lionello, P.**, Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., 2006. The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues. Elsevier.
- Lionello, P.**, Scarascia, L., 2018. The relation between climate change in the Mediterranean region and global warming. *Regional Environmental Change* 18, 1481–1493.
- Lionello, P.**, Trigo, I.F., Gil, V., Liberato, M.L.R., Nissen, K.M., Pinto, J.G., Raible, C.C., Reale, M., Tanzarella, A., Trigo, R.M., Ulbrich, S., Ulbrich, U., 2016. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region: a consensus view among methods with different system identification and tracking criteria. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography* 68, 29391.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E.**, 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20.
- Liu, J.**, An, Z., Wu, H., Yu, Y., 2019. Comparison of n-alkane concentrations and δD values between leaves and roots in modern plants on the Chinese Loess Plateau. *Organic Geochemistry* 138, 103913.
- Lofi, J.**, Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B., Steckler, M.S., 2003. Plio–Quaternary prograding clinof orm wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 198, 289–317.
- Lohrenz, S.E.**, Wiesenburg, D.A., DePalma, I.P., Johnson, K.S., Gustafson, D.E., 1988. Interrelationships among primary production, chlorophyll, and environmental conditions in frontal regions of the western Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35, 793–810.
- Lolis, C.J.**, Bartzokas, A., Katsoulis, B.D., 2002. Spatial and temporal 850 hPa air temperature and sea-surface temperature covariances in the Mediterranean region and their connection to atmospheric circulation. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society* 22, 663–676.
- Lombard, F.**, Labeyrie, L., Michel, E., Bopp, L., Cortijo, E., Retailleau, S., Howa, H., Jorissen, F., 2011. Simulating the growth and distribution of planktic foraminifer using an ecophysiological multi-species model (preprint). *Biodiversity and Ecosystem Function: Marine*.
- López-Moreno, J.I.**, Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., Beniston, M., 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change* 77, 62–76.
- Loughlin, N.J.D.**, Gosling, W.D., Montoya, E., 2018. Identifying environmental drivers of fungal non-pollen palynomorphs in the montane forest of the eastern Andean flank, Ecuador. *Quaternary Research* 89, 119–133.
- Lutgens, F.K.**, Tarbuck, E.J., 2011. *Foundations of earth science*. Pearson Upper Saddle River, NJ.

M

- Mackensen, A.**, Licari, L., 2003. Carbon isotopes of live benthic foraminifera from the South Atlantic: sensitivity to bottom water carbonate saturation state and organic matter rain rates, in: *The South Atlantic in the Late Quaternary*. Springer, pp. 623–644.

- Magny, M.**, Bégeot, C., Guiot, J., Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *quaternary science reviews* 22, 1589–1596.
- Magny, M.**, Miramont, C., Sivan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186, 47–59.
- Magny, M.**, Peyron, O., Sadori, L., Ortu, E., Zanchetta, G., Vannièrè, B., Tinner, W., 2012. Contrasting patterns of precipitation seasonality during the Holocene in the south-and north-central Mediterranean. *Journal of Quaternary Science* 27, 290–296.
- Magri, D.**, Vendramin, G.G., Comps, B., Dupanloup, I., Geburek, T., Gömöry, D., Latałowa, M., Litt, T., Paule, L., Roure, J.M., 2006. A new scenario for the Quaternary history of European beech populations: palaeobotanical evidence and genetic consequences. *New phytologist* 171, 199–221.
- Maheras, P.**, 1988. Changes in precipitation conditions in the western mediterranean over the last century. *Journal of Climatology* 8, 179–189.
- Maheras, P.**, Tolika, K., Anagnostopoulou, C., Vafiadis, M., Patrikas, I., Flocas, H., 2004. On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. *International Journal of Climatology* 24, 1695–1712.
- Maheras, P.**, Xoplaki, E., Kutiel, H., 1999. Wet and dry monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation, 1860–1990. *Theoretical and Applied Climatology* 64, 189–199.
- Malanotte-Rizzoli, P.**, Robinson, A.R. (Eds.), 1994. *Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples*. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Margalef, R.**, 1985. Environmental Control of the Mesoscale Distribution of Primary Producers and its Bearing to Primary Production in the Western Mediterranean, in: Moraitou-Apostolopoulou, M., Kiortsis, V. (Eds.), *Mediterranean Marine Ecosystems*, NATO Conference Series. Springer US, Boston, MA, pp. 213–229.
- Margalef, R.**, 1985. Primary production in upwelling areas. *Energy, global ecology and resources. Producción primaria en áreas de afloramiento. Energía, ecología global y recursos.*
- Marins, J.F. de**, Carrenho, R., 2017. Arbuscular mycorrhizal fungi and dark septate fungi in plants associated with aquatic environments. *Acta Botanica Brasílica* 31, 295–308.
- Marlowe, I.T.**, Green, J.C., Neal, A.C., Brassell, S.C., Eglinton, G., Course, P.A., 1984. Long chain (n-C37–C39) alkenones in the Pymnesiophyceae. Distribution of alkenones and other lipids and their taxonomic significance. *British Phycological Journal* 19, 203–216.
- Marouf, A.**, Vallaade, J., 2000. *Dictionnaire de botanique : Les Phanérogames*. Dunod, Paris.
- Marret, F.**, 1994. Distribution of dinoflagellate cysts in recent marine sediments from the east Equatorial Atlantic (Gulf of Guinea). *Review of Palaeobotany and Palynology* 84, 1–22.
- Marret, F.**, Bradley, L., de Vernal, A., Hardy, W., Kim, S.-Y., Mudie, P., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A.M., Radi, T., Rochon, A., 2020. From bi-polar to regional distribution of modern dinoflagellate cysts, an overview of their biogeography. *Marine Micropaleontology, Taxonomy*

- and distribution of modern organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from the Northern Hemisphere: an update of Rochon et al., 1999 159, 101753.
- Marret, F.**, Turon, J.-L., 1994. Paleohydrology and paleoclimatology off Northwest Africa during the last glacial-interglacial transition and the Holocene: Palynological evidences. *Marine Geology* 118, 107–117.
- Marret, F.**, Zonneveld, K.A.F., 2003. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution. Review of Palaeobotany and Palynology 125, 1–200.
- Martín-Puertas, C.**, Jiménez-Espejo, F., Martínez-Ruiz, F., Nieto-Moreno, V., Rodrigo, M., Mata, M.P., Valero-Garcés, B.L., 2010. Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Climate of the Past* 6, 807–816.
- Mauffret, A.**, Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., Maillard, A., 2004. E–W opening of the Algerian Basin (western Mediterranean). *Terra Nova* 16, 257–264.
- Mauri, A.**, Davis, B.A.S., Collins, P.M., Kaplan, J.O., 2015. The climate of Europe during the Holocene: a gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation. *Quaternary Science Reviews* 112, 109–127.
- 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. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- Mazzoleni, S.**, Di Martino, P., Strumia, S., Buonanno, M., Bellelli, M., 2004. Recent changes of coastal and submountain vegetation landscape in Campania and Molise Regions, in Southern Italy.
- McCorkle, D.C.**, Keigwin, L.D., 1994. Depth profiles of $\delta^{13}\text{C}$ in bottom water and core top *C. wuellerstorfi* on the Ontong Java Plateau and Emperor Seamounts. *Paleoceanography* 9, 197–208.
- 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.
- McCulloch, M.**, Taviani, M., Montagna, P., Correa, M.L., Remia, A., Mortimer, G., 2010. Proliferation and demise of deep-sea corals in the Mediterranean during the Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 143–152.
- McGee, D.**, deMenocal, P.B., Winckler, G., Stuut, J.-B.W., Bradtmiller, L.I., 2013. The magnitude, timing and abruptness of changes in North African dust deposition over the last 20,000 yr. *Earth and Planetary Science Letters* 371, 163–176.
- 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.
- Médail, F.**, 2017. The specific vulnerability of plant biodiversity and vegetation on Mediterranean islands in the face of global change. *Regional Environmental Change* 17, 1775–1790.
- Médail, F.**, Quézel, P., 2003. Conséquences écologiques possibles des changements climatiques sur la flore et la végétation du bassin méditerranéen. *Bocconea* 16, 397–422.

- Medail, F., Quezel, P.**, 1997. Hot-Spots Analysis for Conservation of Plant Biodiversity in the Mediterranean Basin. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 84, 112–127.
- Medaouri, M.**, Déverchère, J., Graindorge, D., Bracene, R., Badji, R., Ouabadi, A., Yelles-Chaouche, K., Bendiab, F., 2014. The transition from Alboran to Algerian basins (Western Mediterranean Sea): chronostratigraphy, deep crustal structure and tectonic evolution at the rear of a narrow slab rollback system. *Journal of Geodynamics* 77, 186–205.
- Meghraoui, M.**, Morel, J.-L., Andrieux, J., Dahmani, M., 1996. Tectonique plio-quadernaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran; une zone complexe de convergence continent-continent. *Bulletin de la Société géologique de France* 167, 141–157.
- Mercone, D.**, Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M., Troelstra, S., 2000. Duration of S1, the most recent sapropel in the eastern Mediterranean Sea, as indicated by accelerator mass spectrometry radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography* 15, 336–347.
- Mercuri, A.M.**, Florenzano, A., Burjachs, F., Giardini, M., Kouli, K., Masi, A., Picornell-Gelabert, L., Revelles, J., Sadori, L., Servera-Vives, G., 2019. From influence to impact: The multifunctional land use in Mediterranean prehistory emerging from palynology of archaeological sites (8.0-2.8 ka BP). *The Holocene* 29, 830–846.
- Mertens, K.N.**, Verhoeven, K., Verleye, T., Louwye, S., Amorim, A., Ribeiro, S., Deaf, A.S., Harding, I.C., De Schepper, S., González, C., 2009. Determining the absolute abundance of dinoflagellate cysts in recent marine sediments: the *Lycopodium* marker-grain method put to the test. *Review of Palaeobotany and Palynology* 157, 238–252.
- Meyers, P.A.**, Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic geochemistry* 20, 867–900.
- Miehe, G.**, Miehe, S., Kaiser, K., Reudenbach, C., Behrendes, L., Duo, L., Schlütz, F., 2009. How old is pastoralism in Tibet? An ecological approach to the making of a Tibetan landscape. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 276, 130–147.
- Milankovitch, M.M.**, 1941. Canon of insolation and the iceage problem. *Koniglich Serbische Akademie Beograd Special Publication* 132.
- Millot, C.**, 2014. Heterogeneities of in-and out-flows in the Mediterranean Sea. *Progress in Oceanography* 120, 254–278.
- Millot, C.**, 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Progress in Oceanography* 82, 101–124.
- Millot, C.**, 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423–442.
- Millot, C.**, 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans* 15, 179–214.
- Millot, C.**, 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research, France-JGOFS, ECOMARGE Particle Fluxes and Ecosystem Response on a Continental Margin* 10, 885–894.
- Millot, C.**, 1987. The circulation of the Levantine Intermediate Water in the Algerian Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 92, 8265–8276.

- Millot, C.**, 1985. Some features of the Algerian Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 90, 7169–7176.
- Millot, C.**, 1979. Wind induced upwellings in the Gulf of Lions. *Oceanologica Acta* 2, 261–274.
- Millot, C., Taupier-Letage, I.**, 2005. Circulation in the Mediterranean Sea, in: Saliot, A. (Ed.), *The Mediterranean Sea, Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 29–66.
- Millot, C., Wald, L.**, 1981. Upwelling in the Gulf of Lions, in: Richards, F.A. (Ed.), *Coastal and Estuarine Sciences*. American Geophysical Union, Washington, D. C., pp. 160–166.
- Minas, H.J., Coste, B., Le Corre, P., Minas, M., Raimbault, P.**, 1991. Biological and geochemical signatures associated with the water circulation through the Strait of Gibraltar and in the western Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 96, 8755–8771.
- Miola, A.**, 2012. Tools for Non-Pollen Palynomorphs (NPPs) analysis: A list of Quaternary NPP types and reference literature in English language (1972–2011). *Review of Palaeobotany and Palynology* 186, 142–161.
- Miras, Y., Ejarque, A., Riera, S., Palet, J.M., Orengo, H., Euba, I.**, 2007. Dynamique holocène de la végétation et occupation des Pyrénées andorranes depuis le Néolithique ancien, d'après l'analyse pollinique de la tourbière de Bosc dels Estanyons (2180 m, Vall del Madriu, Andorre). *Comptes Rendus Palevol* 6, 291–300.
- Mittermeier, R.A., Gil, P.R., Hoffman, M., Pilgrim, J., Brooks, T., Mittermeier, C.G., Lamoreux, J., Da Fonseca, G.A.B., Saligmann, P.A.**, 2004. Hotspots revisited: earth's biologically richest and most endangered terrestrial ecoregions. Mexico City.
- Moestrup, Ø., Calado, A.J.**, 2018. Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bd. 6-Freshwater Flora of Central Europe, Vol. 6: Dinophyceae. Springer-Verlag.
- Monaco, A., Courp, T., Heussner, S., Carbonne, J., Fowler, S.W., Deniaux, B.**, 1990. Seasonality and composition of particulate fluxes during ECOMARGE—I, western Gulf of Lions. *Continental Shelf Research* 10, 959–987.
- Montoya, E., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Corella, J.P., Giralt, S., Valero-Garcés, B.**, 2018. Grazing activities in the southern central Pyrenees during the last millennium as deduced from the non-pollen palynomorphs (NPP) record of Lake Montcortès. *Review of Palaeobotany and Palynology* 254, 8–19.
- Moore, P.D., Webb, J.A., Collison, M.E.**, 1991. Pollen analysis. Blackwell scientific publications.
- Morán, X.A.G., Taupier-Letage, I., Vázquez-Domínguez, E., Ruiz, S., Arin, L., Raimbault, P., Estrada, M.**, 2001. Physical-biological coupling in the Algerian Basin (SW Mediterranean): Influence of mesoscale instabilities on the biomass and production of phytoplankton and bacterioplankton. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48, 405–437.
- Morel, A., Bricaud, A., André, J.M., Pelaez-Hudlet, J.**, 1990. Spatial/temporal evolution of the Rhone plume as seen by CZCS imagery-Consequences upon the primary production in the Gulf of Lions. *Water Pollution Research Reports* 20, 45–62.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sánchez-Goñi, M.-F., Grimalt, J.O., Weltje, G.J.**, 2002. Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record. *Quaternary Research* 58, 318–328.

- Morhange, C.**, Laborel, J., Hesnard, A., 2001. Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 166, 319–329.
- Morhange, C.**, Marriner, N., Excoffon, P., Bonnet, S., Flaux, C., Zibrowius, H., Goiran, J.-P., Amouri, M.E., 2013. Relative sea-level changes during Roman times in the northwest Mediterranean: The 1st century AD fish tank of Forum Julii, Fréjus, France. *Geoarchaeology* 28, 363–372.
- Morley, A.**, Rosenthal, Y., deMenocal, P., 2014. Ocean-atmosphere climate shift during the mid-to-late Holocene transition. *Earth and Planetary Science Letters* 388, 18–26.
- Morrill, C.**, LeGrande, A.N., Renssen, H., Bakker, P., Otto-Bliesner, B.L., 2013. Model sensitivity to North Atlantic freshwater forcing at 8.2 ka. *Climate of the Past* 9, 955–968.
- Morzadec-Kerfourn, M.**, 2002. L'évolution des Sebkhass du golf de Gabès (Tunisie) à la transition Pléistocène supérieur-Holocène. *Quaternaire* 13, 111–123.
- Morzadec-Kerfourn, M.T.**, 1997. Dinoflagellate cysts and the paleoenvironment of Late-Pliocene early-pleistocene deposits of Brittany, Northwest France. *Quaternary Science Reviews* 16, 883–898.
- Morzadec-Kerfourn, M.T.**, 1984. Les kystes de dinoflagellés dans les sédiments pléistocènes supérieurs et holocènes au large du delta du Rhône et de la Corse. *Ecologie Des Microorganismes en Mediterranee Occidentale "ECOMED" Petroles et Techniques* 170–183.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T.**, 1977. La limite Pliocène-Pleistocène en Bretagne. *Boreas* 6, 275–283.
- Moses, T.**, Kiladis, G.N., Diaz, H.F., Barry, R.G., 1987. Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends. *Journal of Climatology* 7, 13–30.
- Moutin, T.**, Raimbault, P., Golterman, H.L., Coste, B., 1998. The input of nutrients by the Rhône river into the Mediterranean Sea: Recent observations and comparison with earlier data, in: Amiard, J.-C., Le Rouzic, B., Berthet, B., Bertru, G. (Eds.), *Oceans, Rivers and Lakes: Energy and Substance Transfers at Interfaces, Developments in Hydrobiology*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 237–246.
- Mudie, P.J.**, Rochon, A., 2001. Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association* 16, 603–620.
- 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.
- N**
- Najac, J.**, Boé, J., Terray, L., 2009. A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France. *Clim Dyn* 32, 615–634.
- Naughton, F.**, Sánchez Goñi, M.F., Drago, T., Conceição Freitas, M., Oliveira, A., 2007. Holocene changes in the Douro estuary (Northwestern Iberia). *Journal of Coastal Research* 23, 711–720.
- 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. *Nature*

communications 9, 1–10.

Nizou, J., Dennielou, B., Révillon, S., Bassetti, M.-A., Jouet, G., Berné, S., Nonnotte, P., Liorzou, C., 2019. Records of Holocene climatic fluctuations and anthropogenic lead input in elemental distribution and radiogenic isotopes (Nd and Pb) in sediments of the Gulf of Lions (Southern France). *The Holocene* 29, 1292–1304.

Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., Arbogast, P., 2011. A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 1812–1827.

O

O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270, 1962–1964.

Oguz, T., Macias, D., Garcia-Lafuente, J., Pascual, A., Tintore, J., 2014. Fueling Plankton Production by a Meandering Frontal Jet: A Case Study for the Alboran Sea (Western Mediterranean). *PLOS ONE* 9, e111482.

Olsen, J., Anderson, N.J., Knudsen, M.F., 2012. Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5,200 years. *Nature Geoscience* 5, 808–812.

Oppo, D.W., McManus, J.F., Cullen, J.L., 2006. Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 25, 3268–3277.

Osman, M.K., Bessedik, M., Belkebir, L., Mansouri, M.E.H., Atik, A., Belkhir, A., Rubino, J.-L., Satour, L., Belhadji, A., 2021. Messinian to Piacenzian deposits, erosion, and subsequent marine bioevents in the Dahra Massif (Lower Chelif Basin, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 14, 1–36.

Ozenda, P., P, O., 1975. Sur les étages de la végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen., *Documentation de cartographie écologique* 16, 1–32.

P

Packard, T.T., Minas, H.J., Coste, B., Martinez, R., Bonin, M.C., Gostan, J., Garfield, P., Christensen, J., Dortch, Q., Minas, M., 1988. Formation of the Alboran oxygen minimum zone. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 35, 1111–1118.

Pande, M., Tarafdar, J.C., 2004. Arbuscular mycorrhizal fungal diversity in neem-based agroforestry systems in Rajasthan. *Applied Soil Ecology* 26, 233–241.

Papadopoulos, V.P., Josey, S.A., Bartzokas, A., Somot, S., Ruiz, S., Drakopoulou, P., 2012. Large-Scale Atmospheric Circulation Favoring Deep- and Intermediate-Water Formation in the Mediterranean Sea. *Journal of Climate* 25, 6079–6091.

Pastor, F., Estrela, M.J., Peñarrocha, D., Millán, M.M., 2001. Torrential Rains on the Spanish Mediterranean Coast: Modeling the Effects of the Sea Surface Temperature. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 40, 1180–1195.

Pausas, J.G., Vallejo, V.R., 1999. The role of fire in European Mediterranean ecosystems, in: *Remote Sensing of Large Wildfires*. Springer, pp. 3–16.

- Peliz, A.**, Marchesiello, P., Santos, A.M.P., Dubert, J., Teles-Machado, A., Marta-Almeida, M., Le Cann, B., 2009. Surface circulation in the Gulf of Cadiz: 2. Inflow-outflow coupling and the Gulf of Cadiz slope current. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 114.
- Peñalba, M.C.**, Arnold, M., Guiot, J., Duplessy, J.-C., de Beaulieu, J.-L., 1997. Termination of the last glaciation in the Iberian Peninsula inferred from the pollen sequence of Quintanar de la Sierra. *Quaternary Research* 48, 205–214.
- Penaud, A.**, Eynaud, F., Sánchez-Goñi, M., Malaizé, B., Turon, J.-L., Rossignol, L., 2011. Contrasting sea-surface responses between the western Mediterranean Sea and eastern subtropical latitudes of the North Atlantic during abrupt climatic events of MIS 3. *Marine Micropaleontology* 80, 1–17.
- Penaud, A.**, Eynaud, F., Voelker, A.H.L., Turon, J.-L., 2016. Palaeohydrological changes over the last 50 ky in the central Gulf of Cadiz: complex forcing mechanisms mixing multi-scale processes. *Biogeosciences* 13, 5357–5377.
- Penaud, A.**, Ganne, A., Eynaud, F., Lambert, C., Coste, P.-O., Herlédan, M., Vidal, M., Goslin, J., Stéphan, P., Charria, G., 2020. Oceanic versus continental influences over the last 7 kyrs from a mid-shelf record in the northern Bay of Biscay (NE Atlantic). *Quaternary Science Reviews* 229, 106135.
- Penaud, A.**, Hardy, W., Lambert, C., Marret, F., Masure, E., Servais, T., Siano, R., Wary, M., Mertens, K.N., 2018. Dinoflagellate fossils: Geological and biological applications. *Revue de Micropaléontologie, 60th Anniversary* 61, 235–254.
- Pérez-Folgado, M.**, Sierro, F.J., Flores, J.A., Cacho, I., Grimalt, J.O., Zahn, R., Shackleton, N., 2003. Western Mediterranean planktonic foraminifera events and millennial climatic variability during the last 70 kyr. *Marine Micropaleontology* 48, 49–70.
- Perkins, H.**, Pistek, P., 1990. Circulation in the Algerian Basin during June 1986. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 95, 1577–1585.
- Perrodon, A.**, 1957. Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale.
- Perşoiu, A.**, Ionita, M., Weiss, H., 2019. Atmospheric blocking induced by the strengthened Siberian High led to drying in west Asia during the 4.2 ka BP event—a hypothesis. *Climate of the Past* 15, 781–793.
- Persson, A.O.**, 2006. Hadley's Principle. *History of meteorology* 3, 17–42.
- Petrenko, A.A.**, 2003. Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanologica acta* 26, 323–338.
- Petschick, R.**, 2000. MacDiff Ver. 4.2. 5, Manual. <http://servermac.geologie.uni-frankfurt.de/Rainer.html>.
- Peyron, O.**, Combourieu-Nebout, N., Brayshaw, D., Goring, S., Andrieu-Ponel, V., Desprat, S., Fletcher, W., Gambin, B., Ioakim, C., Joannin, S., 2017. Precipitation changes in the Mediterranean basin during the Holocene from terrestrial and marine pollen records: a model–data comparison. *Climate of the Past* 13, 249–265.
- Peyron, O.**, Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., de Beaulieu, J.-L., Bottema, S., Andrieu, V., 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr BP from pollen data. *Quaternary research* 49, 183–196.

- Pirozynski, K.A.**, Dalpe, Y., 1989. Geological history of the Glomaceae with particular reference to mycorrhizal symbiosis. *Symbiosis*.
- Planchais, N.**, 1982. Palynologie lagunaire de l'étang de Mauguio. Paléoenvironnement végétal et évolution anthropique. *Pollen et spores Paris* 24, 93–118.
- Planchais, N.**, Duzer, D., 1978. Pollen grains as indicators of man's activity at the edge of Mauguio pond (Herauld, southeastern France). *Comptes rendus hebdomadaires des seances. Serie D. Sciences naturelles*.
- Plaut, G., Simonnet, E.**, 2001. Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research* 17, 303–324.
- Polunin, O., Walters, M.**, 1985. *Guide to the vegetation of Britain and Europe*. Oxford University Press.
- Pons, A., Quézel, P.**, 1998. A propos de la mise en place du climat méditerranéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science* 327, 755–760.
- Pons, A., Reille, M.**, 1988. The Holocene-and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66, 243–263.
- Pont, D.**, Simonnet, J.-P., Walter, A.-V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 54, 1–18.
- Popp, B.N.**, Kenig, F., Wakeham, S.G., Laws, E.A., Bidigare, R.R., 1998. Does growth rate affect ketone unsaturation and intracellular carbon isotopic variability in *Emiliana huxleyi*? *Paleoceanography* 13, 35–41.
- Pospelova, V.**, Chmura, G.L., Boothman, W.S., Latimer, J.S., 2005. Spatial distribution of modern dinoflagellate cysts in polluted estuarine sediments from Buzzards Bay (Massachusetts, USA) embayments. *Marine Ecology Progress Series* 292, 23–40.
- Pospelova, V.**, Chmura, G.L., Walker, H.A., 2004. Environmental factors influencing the spatial distribution of dinoflagellate cyst assemblages in shallow lagoons of southern New England (USA). *Review of Palaeobotany and Palynology, Middle latitude dinoflagellates and their cysts* 128, 7–34.
- Pospelova, V.**, De Vernal, A., Pedersen, T.F., 2008. Distribution of dinoflagellate cysts in surface sediments from the northeastern Pacific Ocean (43–25°N) in relation to sea-surface temperature, salinity, productivity and coastal upwelling. *Marine Micropaleontology, Dinocysts as tracers of hydrographical conditions and productivity along the ocean margins* 68, 21–48.
- Pouquet, J.**, 1967. *L'érosion des sols*.
- Prager, A.**, Barthelmes, A., Theuerkauf, M., Joosten, H., 2006. Non-pollen palynomorphs from modern Alder carrs and their potential for interpreting microfossil data from peat. *Review of Palaeobotany and Palynology* 141, 7–31.
- Prahl, F.G.**, Muehlhausen, L.A., Zahnle, D.L., 1988. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2303–2310.
- Prahl, F.G.**, Wakeham, S.G., 1987. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. *Nature* 330, 367–369.

Prieto, L., García, C.M., Corzo, A., Segura, J.R., Echevarría, F., 1999. Phytoplankton, bacterioplankton and nitrate reductase activity distribution in relation to physical structure in the northern Alboran Sea and Gulf of Cadiz (southern of Iberian Peninsula). *Boletin-Instituto espanol de oceanografia* 15, 401–412.

Prieto, L., Navarro, G., Cózar, A., Echevarría, F., García, C.M., 2006. Distribution of TEP in the euphotic and upper mesopelagic zones of the southern Iberian coasts. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53, 1314–1328.

Pross, J., Kotthoff, U., Müller, U.C., Peyron, O., Dormoy, I., Schmiedl, G., Kalaitzidis, S., Smith, A.M., 2009. Massive perturbation in terrestrial ecosystems of the Eastern Mediterranean region associated with the 8.2 kyr BP climatic event. *Geology* 37, 887–890.

Q

Quézel, P., 2000. *Réflexions sur l'évolution de la flore et de la végétation au Maghreb méditerranéen*. Ibis Press Paris.

Quezel, P., 1999. Les grandes structures de végétation en région méditerranéenne: facteurs déterminants dans leur mise en place post-glaciaire. *Geobios* 32, 19–32.

Quézel, P., 1978. Analysis of the flora of Mediterranean and Saharan Africa. *Annals of the Missouri Botanical Garden* 479–534.

Quézel, P., Médail, F., 2003. Que faut-il entendre par "forêts méditerranéennes". *Forêt méditerranéenne* 24, 11–31.

Quézel, P., Santa, S., 1962. New flora of Algeria and southern desert regions. *New flora of Algeria and southern desert regions*.

R

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology* 22, 775–804.

Rabineau, M., Berné, S., Ledrezen, E., Lericolais, G., Marsset, T., Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France. *Marine and Petroleum Geology* 15, 439–452.

Radi, T., Pospelova, V., de Vernal, A., Vaughn Barrie, J., 2007. Dinoflagellate cysts as indicators of water quality and productivity in British Columbia estuarine environments. *Marine Micropaleontology* 62, 269–297.

Raghukumar, C., Nagarkar, S., Raghukumar, S., 1992. Association of thraustochytrids and fungi with living marine algae. *Mycological Research* 96, 542–546.

Raimbault, P., Coste, B., Boulhadid, M., Boudjellal, B., 1993. Origin of high phytoplankton concentration in deep chlorophyll maximum (DCM) in a frontal region of the Southwestern Mediterranean Sea (Algerian Current). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 40, 791–804.

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., 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. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28.
- Rehault, J.-P.**, Boillot, G., Mauffret, A., 1985. The western Mediterranean basin, in: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer, pp. 101–129.
- Rehault, J.-P.**, Boillot, G., Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology* 55, 447–477.
- Reid, P.C.**, 1975. A regional sub-division of dinoflagellate cysts around the British Isles. *New Phytologist* 75, 589–603.
- Reille, M.**, 1992. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. *Laboratoire de Botanique historique et Palynologie*.
- Reille, M.**, Pons, A., 1992. The ecological significance of sclerophyllous oak forests in the western part of the Mediterranean basin: a note on pollen analytical data, in: *Quercus Ilex L. Ecosystems: Function, Dynamics and Management*. Springer, pp. 13–17.
- Reille, M., Pons, A.**, 1990. *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*.
- Reimer, P.**, Reimer, R., 2006. A Marine Reservoir Correction Database and On-Line Interface. *Radiocarbon* 43.
- Reimer, P.J.**, 2021. Evolution of radiocarbon calibration. *Radiocarbon* 1–17.
- Reimer, P.J.**, Austin, W.E., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62, 725–757.
- Reimer, P.J.**, Reimer, R.W., 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43, 461–463.
- Rhein, M.**, Stramma, L., Send, U., 1995. The Atlantic deep western boundary current: Water masses and transports near the equator. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 2441–2457.
- Ribeiro, S.**, Berge, T., Lundholm, N., Andersen, T.J., Abrantes, F., Ellegaard, M., 2011. Phytoplankton growth after a century of dormancy illuminates past resilience to catastrophic darkness. *Nature communications* 2, 1–7.
- Richards, T.A.**, Jones, M.D., Leonard, G., Bass, D., 2012. Marine fungi: their ecology and molecular diversity. *Annual review of marine science* 4, 495–522.
- Richter, T.O.**, Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., De Haas, H., van Weering, T.C., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society, London, Special Publications* 267, 39–50.
- Rick, T.**, Ontiveros, M.Á.C., Jerardino, A., Mariotti, A., Méndez, C., Williams, A.N., 2020. Human-environmental interactions in Mediterranean climate regions from the Pleistocene to the Anthropocene. *Anthropocene* 100253.
- Risebrobakken, B.**, Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., Hevrøy, K., 2003. A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography* 18.

- Rita, F.D.**, Fletcher, W.J., Lirer, F., Magri, D., n.d. patterns and climate influence 14.
- Ritchie, J.C.**, Eyles, C.H., Haynes, C.V., 1985. Sediment and pollen evidence for an early to mid-Holocene humid period in the eastern Sahara. *Nature* 314, 352–355.
- Rivas-Martínez, S.**, 1982. Etages bioclimatiques, secteurs chorologiques et séries de végétation de l’Espagne méditerranéenne. *Ecologia Mediterranea* 8, 275–288.
- Roberts, N.**, Brayshaw, D., Kuzucuoğlu, C., Perez, R., Sadori, L., 2011. The mid-Holocene climatic transition in the Mediterranean: Causes and consequences. *The Holocene* 21, 3–13.
- Rochon, A.**, De Vernal, A., Turon, J.-L., Matthießen, J., Head, M.J., 1999. Distribution of recent dinoflagellate cysts in surface sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas in relation to sea-surface parameters. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contribution Series* 35, 1–146.
- Rochon, A.**, Lewis, J., Ellegaard, M., Harding, I.C., 2009. The *Gonyaulax spinifera* (Dinophyceae) “complex”: Perpetuating the paradox? *Review of Palaeobotany and Palynology* 155, 52–60.
- Rodrigo-Gámiz, M.**, Martínez-Ruiz, F., Jiménez-Espejo, F.J., Gallego-Torres, D., Nieto-Moreno, V., Romero, O., Ariztegui, D., 2011. Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. *Quaternary Science Reviews* 30, 2018–2034.
- Rodríguez, J.**, Blanco, J.M., Jiménez-Gómez, F., Echevarría, F., Gil, J., Rodríguez, V., Ruiz, J., Bautista, B., Guerrero, F., 1998. Patterns in the size structure of the phytoplankton community in the deep fluorescence maximum of the Alboran Sea (southwestern Mediterranean). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45, 1577–1593.
- Rogerson, M.**, Colmenero-Hidalgo, E., Levine, R.C., Rohling, E.J., Voelker, A.H.L., Bigg, G.R., Schönfeld, J., Cacho, I., Sierro, F.J., Löwemark, L., 2010. Enhanced Mediterranean-Atlantic exchange during Atlantic freshening phases. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11.
- Rohling, E.**, 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 122, 1–28.
- Rohling, E.**, Den Dulk, M., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995. Abrupt hydrographic change in the Alboran Sea (western Mediterranean) around 8000 yrs BP. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 42, 1609–1619.
- Rohling, E.**, Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W.J., Eisma, D., 1998. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13, 316–322.
- Rohling, E.**, Marino, G., Grant, K.M., 2015. Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Science Reviews* 143, 62–97.
- Rohling, E.**, Mayewski, P., Abu-Zied, R., Casford, J., Hayes, A., 2002. Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics* 18, 587–593.
- Rohling, E.**, Sprovieri, M., Cane, T., Casford, J.S., Cooke, S., Bouloubassi, I., Emeis, K.C., Schiebel, R., Rogerson, M., Hayes, A., 2004. Reconstructing past planktic foraminiferal habitats using stable isotope data: a case history for Mediterranean sapropel S5. *Marine Micropaleontology* 50, 89–123.

- Rohling, E.J.**, Abu-Zied, R., Casford, J.S.L., Hayes, A., Hoogakker, B.A.A., 2009. The marine environment: present and past. *The physical geography of the Mediterranean* 33–67.
- Rosfelder, A.**, 1955. Carte provisoire au 1/500 000 de la marge continentale algérienne. Publ. Serv. Carte géol. Algérie. Travaux des collab 5, 57–106.
- Rossignol-Strick, M.**, 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 49, 237–263.
- Rossignol-Strick, M.**, Nesteroff, W., Olive, P., Vergnaud-Grazzini, C., 1982. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295, 105–110.
- Rouchy, J.M.**, Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology* 188, 35–67.
- Rouis-Zargouni, I.**, Turon, J.-L., Londeix, L., Essallami, L., Kallel, N., Sicre, M.-A., 2010. Environmental and climatic changes in the central Mediterranean Sea (Siculo–Tunisian Strait) during the last 30 ka based on dinoflagellate cyst and planktonic foraminifera assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 285, 17–29.
- Rouis-Zargouni, I.**, Turon, J.-L., Londeix, L., Kallel, N., Essallami, L., 2012. The last glacial-interglacial transition and dinoflagellate cysts in the western Mediterranean Sea. *Comptes Rendus Geoscience* 344, 99–109.
- Ruan, J.**, Kherbouche, F., Genty, D., Blamart, D., Cheng, H., Dewilde, F., Hachi, S., Edwards, R.L., Régnier, E., Michelot, J.-L., 2016. Evidence of a prolonged drought ca. 4200 yr BP correlated with prehistoric settlement abandonment from the Gueldaman GLD1 Cave, Northern Algeria. *Climate of the Past* 12, 1–14.
- Rubín, J.P.**, 1992. La distribución ictioplanctónica y su relación con parámetros físico-químicos y biológicos en el sector norte del mar de Alborán, en julio de 1991:(Resultados de la campaña "ICTIO. Alborán 0791"). Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Secretaría General Técnica.
- Ruiz, J.**, Echevarria, F., Font, J., Ruiz, S., Garcia, E., Blanco, J.M., Jiménez-Gómez, F., Prieto, L., González-Alaminos, A., Garcia, C.M., 2001. Surface distribution of chlorophyll, particles and gelbstoff in the Atlantic jet of the Alborán Sea: from submesoscale to subinertial scales of variability. *Journal of Marine Systems* 29, 277–292.
- S**
- Sadori, L.**, 2014. Postglacial Pollen Records from Southern Europe.
- Sadori, L.**, Giardini, M., Gliozzi, E., Mazzini, I., Sulpizio, R., van Welden, A., Zanchetta, G., 2015. Vegetation, climate and environmental history of the last 4500 years at lake Shkodra (Albania/Montenegro). *The Holocene* 25, 435–444.
- Sadori, L.**, Jahns, S., Peyron, O., 2011. Mid-Holocene vegetation history of the central Mediterranean. *The Holocene* 21, 117–129.
- Sala, J.Q.**, Olcina, A.G., Cuevas, A.P., Cantos, J.O., Amoros, A.R., Chiva, E.M., 2000. Climatic warming in the Spanish Mediterranean: natural trend or urban effect. *Climatic Change* 46, 473–483.

- Sanchez-Goñi, M.F.**, Cacho, I., Turon, J.-L., Guiot, J., Siero, F.J., Peypouquet, J.P., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., 2002. Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate dynamics* 19, 95–105.
- Sanchez-Goñi, M.F.**, Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827.
- Sarnthein, M.**, Winn, K., Jung, S.J., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., Ganssen, G., 1994. Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleoceanography* 9, 209–267.
- Schäfer, I.K.**, Lanny, V., Franke, J., Eglinton, T.I., Zech, M., Vysloužilová, B., Zech, R., 2016. Leaf waxes in litter and topsoils along a European transect. *Soil* 2, 551–564.
- Schiermeier, Q.**, 2010. Ocean greenery under warming stress.
- Schroeder, K.**, Josey, S.A., Herrmann, M., Grignon, L., Gasparini, G.P., Bryden, H.L., 2010. Abrupt warming and salting of the Western Mediterranean Deep Water after 2005: Atmospheric forcings and lateral advection. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 115.
- Schwark, L.**, Zink, K., Lechterbeck, J., 2002. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology* 30, 463–466.
- Schwarzott, D.**, Walker, C., Schüßler, A., 2001. Glomus, the largest genus of the arbuscular mycorrhizal fungi (Glomales), is nonmonophyletic. *Molecular Phylogenetics and Evolution* 21, 190–197.
- Scott, D.B.**, Mudie, P.J., Vilks, G., Younger, D.C., 1984. Latest Pleistocene—Holocene paleoceanographic trends on the continental margin of eastern Canada: Foraminiferal, dinoflagellate and pollen evidence. *Marine Micropaleontology* 9, 181–218.
- Séranne, M.**, Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., Pascal, G., 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: Role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum geology* 12, 809–820.
- Shackleton, N.J.**, 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D.**, 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary research* 3, 39–55.
- Shakun, J.D., Carlson, A.E.**, 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews* 29, 1801–1816.
- Shukla, P.R.**, Skea, J., Calvo Buendia, E., Masson-Delmotte, V., Pörtner, H.O., Roberts, D.C., Zhai, P., Slade, R., Connors, S., Van Diemen, R., 2019. IPCC, 2019: Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems.
- Shumilovskikh, L.**, O’Keefe, J.M., Marret, F., 2021. An overview of the taxonomic groups of NPPs. Geological Society, London, Special Publications 511.

- Shumilovskikh, L.**, Hopper, K., Djamali, M., Ponef, P., Demory, F., Rostek, F., Tachikawa, K., Bittmann, F., Golyeva, A., Guibal, F., Talon, B., Wang, L.-C., Nezamabadi, M., Bard, E., Lahijani, H., Nokandeh, J., Omrani Rekavandi, H., de Beaulieu, J.-L., Sauer, E., Andrieu-Ponel, V., 2016. Landscape evolution and agro-sylvo-pastoral activities on the Gorgan Plain (NE Iran) in the last 6000 years. *The Holocene* 26, 1676–1691.
- Shumilovskikh, L.**, Shumilovskikh, E.S., Schlütz, F., van Geel, B., 2021. NPP-ID: Non-Pollen Palynomorph Image Database as a research and educational platform. *Vegetation History and Archaeobotany* 1–6.
- Siani, G.**, Magny, M., Paterne, M., Debret, M., Fontugne, M., 2013. Paleohydrology reconstruction and Holocene climate variability in the South Adriatic Sea. *Clim. Past* 9, 499–515.
- Siani, G.**, Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon* 42, 271–280.
- 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. *Quaternary Science Reviews* 265, 107033.
- Sicre, M.-A.**, Jalali, B., Martrat, B., Schmidt, S., Bassetti, M.-A., Kallel, N., 2016. Sea surface temperature variability in the North Western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the Common Era. *Earth and Planetary Science Letters* 456, 124–133.
- Sicre, M.-A.**, Ternois, Y., Miquel, J.-C., Marty, J.-C., 1999. Alkenones in the Northwestern Mediterranean sea: interannual variability and vertical transfer. *Geophysical Research Letters* 26, 1735–1738.
- Sicre, M.-A.**, Yiou, P., Eiríksson, J., Ezat, U., Guimbaut, E., Dahhaoui, I., Knudsen, K.-L., Jansen, E., Turon, J.-L., 2008. A 4500-year reconstruction of sea surface temperature variability at decadal time-scales off North Iceland. *Quaternary Science Reviews* 27, 2041–2047.
- Skirris, N.**, Sofianos, S., Gkanasos, A., Mantziafou, A., Vervatis, V., Axaopoulos, P., Lascaratos, A., 2012. Decadal scale variability of sea surface temperature in the Mediterranean Sea in relation to atmospheric variability. *Ocean Dynamics* 62, 13–30.
- Smith, A.C.**, Wynn, P.M., Barker, P.A., Leng, M.J., Noble, S.R., Tych, W., 2016. North Atlantic forcing of moisture delivery to Europe throughout the Holocene. *Scientific Reports* 6, 1–7.
- Somot, S.**, Sevault, F., Déqué, M., Crépon, M., 2008. 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere–ocean regional climate model. *Global and Planetary Change* 63, 112–126.
- Soukissian, T.**, Karathanasi, F., Axaopoulos, P., Voukouvalas, E., Kotroni, V., 2018. Offshore wind climate analysis and variability in the Mediterranean Sea. *International Journal of Climatology* 38, 384–402.
- Sournia, A.**, 1973. La production primaire planctonique en Méditerranée, essai de mise à jour.
- Srinivasan, M.S.**, Kennett, J.P., 1983. The oligocene-miocene boundary in the South Pacific. *Geological Society of America Bulletin* 94, 798–812.
- Stambouli-Essassi, S.**, Roche, E., Bouzid, S., 2007. Evolution de la végétation et du climat dans le Nord-ouest de la Tunisie au cours des 40 derniers millénaires. *Geo-Eco-Trop* 31, 171–214.

- Stanford, J.D.**, Rohling, E.J., Bacon, S., Roberts, A.P., Grousset, F.E., Bolshaw, M., 2011. A new concept for the paleoceanographic evolution of Heinrich event 1 in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 30, 1047–1066.
- Stanford, J.D.**, Rohling, E.J., Hunter, S.E., Roberts, A.P., Rasmussen, S.O., Bard, E., McManus, J., Fairbanks, R.G., 2006. Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography* 21.
- Stanley, D.J.**, Warne, A.G., 1994. Worldwide Initiation of Holocene Marine Deltas by Deceleration of Sea-Level Rise. *Science* 265, 228–231.
- Stanley, J.-D.**, Krom, M.D., Cliff, R.A., Woodward, J.C., 2003. Short contribution: Nile flow failure at the end of the Old Kingdom, Egypt: strontium isotopic and petrologic evidence. *Geoarchaeology* 18, 395–402.
- Steidinger, K.A.**, Baden, D.G., 1984. Toxic marine dinoflagellates. *Dinoflagellates* 201, 249.
- Steinhilber, F.**, Beer, J., Fröhlich, C., 2009. Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters* 36.
- Stich, D.**, Mancilla, F. de L., Baumont, D., Morales, J., 2005. Source analysis of the Mw 6.3 2004 Al Hoceima earthquake (Morocco) using regional apparent source time functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110.
- Stockmarr, J.A.**, 1971. Tabletes with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen spores* 13, 615–621.
- Stommel, H.**, Bryden, H., Mangelsdorf, P., 1973. Does some of the Mediterranean outflow come from great depth? *Pure and Applied Geophysics* 105, 879–889.
- Struck, J.**, Bliedtner, M., Strobel, P., Schumacher, J., Bazarradnaa, E., Zech, R., 2020. Leaf wax n-alkane patterns and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ of plants and topsoils from semi-arid and arid Mongolia. *Biogeosciences* 17, 567–580.
- Stuiver, M.**, Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Stuiver, M.**, Reimer, P.J., Braziunas, T.F., 1998. High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *radiocarbon* 40, 1127–1151.
- Stürmer, S.L.**, Bever, J.D., Morton, J.B., 2018a. Biogeography of arbuscular mycorrhizal fungi (Glomeromycota): a phylogenetic perspective on species distribution patterns. *Mycorrhiza* 28, 587–603.
- Stürmer, S.L.**, Oliveira, L.Z., Morton, J.B., 2018b. Gigasporaceae versus Glomeraceae (phylum Glomeromycota): a biogeographic tale of dominance in maritime sand dunes. *Fungal Ecology* 32, 49–56.
- Stutz, J.C.**, Copeman, R., Martin, C.A., Morton, J.B., 2000. Patterns of species composition and distribution of arbuscular mycorrhizal fungi in arid regions of southwestern North America and Namibia, Africa. *Canadian Journal of Botany* 78, 237–245.
- Suc, J.P.**, 1989. Distribution latitudinale et étagement des associations végétales au Cénozoïque supérieur dans l'aire ouest-méditerranéenne. *Bulletin de la Société Géologique de France* V,

541–550.

Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature* 307, 429–432.

Sultan, N., Voisset, M., 2002. GMO2-CARNAC cruise. RV Le Suroît.

Svenning, J.-C., 2003. Deterministic Plio-Pleistocene extinctions in the European cool-temperate tree flora. *Ecology Letters* 6, 646–653.

T

Tachikawa, K., Vidal, L., Cornuault, M., Garcia, M., Pothin, A., Sonzogni, C., Bard, E., Menot, G., Revel, M., 2015. Eastern Mediterranean Sea circulation inferred from the conditions of S1 sapropel deposition. *Climate of the Past* 11, 855–867.

Tarasov, P.E., Müller, S., Zech, M., Andreeva, D., Diekmann, B., Leipe, C., 2013. Last glacial vegetation reconstructions in the extreme-continental eastern Asia: Potentials of pollen and n-alkane biomarker analyses. *Quaternary international* 290, 253–263.

Tarasov, P.E., Nakagawa, T., Demske, D., Österle, H., Igarashi, Y., Kitagawa, J., Mokhova, L., Bazarova, V., Okuda, M., Gotanda, K., Miyoshi, N., Fujiki, T., Takemura, K., Yonenobu, H., Fleck, A., 2011. Progress in the reconstruction of Quaternary climate dynamics in the Northwest Pacific: A new modern analogue reference dataset and its application to the 430-kyr pollen record from Lake Biwa. *Earth-Science Reviews* 108, 64–79.

Targarona, J., Warnaar, J., Boessenkool, K.P., Brinkhuis, H., Canals, M., 1999. Recent dinoflagellate cyst distribution in the North Canary Basin, NW Africa. *Grana* 38, 170–178.

Tassin, C., 2012. Paysages végétaux du domaine méditerranéen: Bassin méditerranéen, Californie, Chili central, Afrique du Sud, Australie méridionale. IRD éditions.

Taupier-Letage, I., Puillat, I., Millot, C., Raimbault, P., 2003. Biological response to mesoscale eddies in the Algerian Basin. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108, 32–45.

Taylor, F.J.R., 1987. Ecology of dinoflagellates. *The biology of dinoflagellates*.

Ternois, Y., Kawamura, K., Ohkouchi, N., Keigwin, L., 2000. Alkenone sea surface temperature in the Okhotsk Sea for the last 15 kyr. *Geochemical Journal* 34, 283–293.

Teunissen van Manen, M.L., Jansen, B., Cuesta, F., León-Yáñez, S., Gosling, W.D., 2020. From leaf to soil: n-alkane signal preservation, despite degradation along an environmental gradient in the tropical Andes. *Biogeosciences* 17, 5465–5487.

Teunissen van Manen, M.L., Jansen, B., Cuesta, F., León-Yáñez, S., Gosling, W.D., 2019. Leaf wax n-alkane patterns of six tropical montane tree species show species-specific environmental response. *Ecology and evolution* 9, 9120–9128.

Thiébault, S., Moatti, J.-P., 2016. Climate change in the Mediterranean: introduction= Le changement climatique en Méditerranée: introduction.

Thornalley, D.J., Elderfield, H., McCave, I.N., 2009. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature* 457, 711–714.

Thornes, J.B., 2002. The evolving context of Mediterranean desertification. *Mediterranean*

Desertification: A Mosaic of Processes and Responses 5–11.

- Tinner, W.**, van Leeuwen, J.F., Colombaroli, D., Vescovi, E., van der Knaap, W.O., Henne, P.D., Pasta, S., D'Angelo, S., La Mantia, T., 2009. Holocene environmental and climatic changes at Gorgo Basso, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 28, 1498–1510.
- Tintore, J.**, Violette, P.E.L., Blade, I., Cruzado, A., 1988. A Study of an Intense Density Front in the Eastern Alboran Sea: The Almeria–Oran Front. *Journal of Physical Oceanography* 18, 1384–1397.
- Toucanne, S.**, Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Minto'o, C.M.A., Lahmi, M., Touyet, N., Charlier, K., Lericolais, G., 2012. A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 33, 55–73.
- Toucanne, S.**, Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M., Zaragosi, S., 2007. Contourites of the Gulf of Cadiz: a high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 354–366.
- Toucanne, S.**, Soulet, G., Vázquez Riveiros, N., Boswell, S.M., Dennielou, B., Waelbroeck, C., Bayon, G., Mojtahid, M., Bosq, M., Sabine, M., 2021. The North Atlantic Glacial Eastern Boundary Current as a Key Driver for Ice-Sheet—AMOC Interactions and Climate Instability. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 36.
- Triat-Laval, H.**, 1979. Histoire de la forêt provençale depuis 15 000 ans d'après l'analyse pollinique. Forêt méditerranéenne.
- Trigo, R.**, Xoplaki, E., Zorita, E., Luterbacher, J., Krichak, S.O., Alpert, P., Jacobeit, J., Saenz, J., Fernández, J., González-Rouco, F., 2006. Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability, in: *Developments in Earth and Environmental Sciences*. Elsevier, pp. 179–226.
- Turon, J.-L.**, 1984. Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature* 309, 673–676.
- Turon, J.-L.**, Lézine, A.-M., Denèfle, M., 2003. Land–sea correlations for the last glaciation inferred from a pollen and dinocyst record from the Portuguese margin. *Quaternary Research* 59, 88–96.
- Turon, J.-L., Londeix, L.**, 1988. Les assemblages de kystes de dinoflagellés en Méditerranée occidentale (Mer d'Alboran). Mise en évidence de l'évolution des paléoenvironnements depuis le dernier maximum glaciaire. *Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine* 12, 313–344.
- Tzedakis, P.C.**, 2007. Seven ambiguities in the Mediterranean palaeoenvironmental narrative. *Quaternary Science Reviews* 26, 2042–2066.
- Tzoraki, O., Nikolaidis, N.P.**, 2007. A generalized framework for modeling the hydrologic and biogeochemical response of a Mediterranean temporary river basin. *Journal of Hydrology* 346, 112–121.

U

- Ulses, C.**, Estournel, C., Bonnin, J., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., 2008a. Impact of storms and dense water cascading on shelf-slope exchanges in the Gulf of Lion (NW Mediterranean).

Journal of Geophysical Research: Oceans 113.

Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Palanques, A., 2008b. Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. *Continental Shelf Research, Sediment Dynamics in the Gulf of Lions; the Impact of Extreme Events* 28, 2048–2070.

V

Vacchi, M., Ghilardi, M., Melis, R.T., Spada, G., Giaime, M., Marriner, N., Lorscheid, T., Morhange, C., Burjachs, F., Rovere, A., 2018. New relative sea-level insights into the isostatic history of the Western Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 201, 396–408.

Vacchi, M., Marriner, N., Morhange, C., Spada, G., Fontana, A., Rovere, A., 2016. Multiproxy assessment of Holocene relative sea-level changes in the western Mediterranean: Sea-level variability and improvements in the definition of the isostatic signal. *Earth-Science Reviews* 155, 172–197.

van Geel, B., 2002. Non-pollen palynomorphs, in: *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. Springer, pp. 99–119.

van Geel, B., 1978. A palaeoecological study of holocene peat bog sections in Germany and The Netherlands, based on the analysis of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals. *Review of Palaeobotany and Palynology* 25, 1–120.

van Geel, B., 1972. Palynology of a section from the raised peat bog ‘Wietmarscher moor’, with special reference to fungal remains. *Acta Botanica Neerlandica* 21, 261–284.

van Geel, B., Andersen, S.T., 1988. Fossil ascospores of the parasitic fungus *Ustilina deusta* in Eemian deposits in Denmark. *Review of Palaeobotany and Palynology* 56, 89–93.

van Geel, B., Buurman, J., Brinkkemper, O., Schelvis, J., Aptroot, A., van Reenen, G.B.A., Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science* 30.

van Geel, B., Coope, G., Hammen, T., 1989. Palaeoecology and stratigraphy of the Lateglacial type section at Usselo (The Netherlands). *Review of Palaeobotany and Palynology* 60, 25–129.

van Geel, B., Hallewas, D.P., Pals, J.P., 1983. A late Holocene deposit under the Westfriese Zeedijk near Enkhuizen (Prov. of Noord-Holland, The Netherlands): Palaeoecological and archaeological aspects. *Review of Palaeobotany and Palynology* 38, 269–335.

van Geel, B., Aptroot, A., 2006. Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *Nova Hedwigia* 82, 313–330.

van Nieuwenhove, N., Pospelova, V., Anne, de V., Rochon, A., 2020. A historical perspective on the development of the Northern Hemisphere modern dinoflagellate cyst database. *Marine Micropaleontology* 159, 101824.

Vannièrè, B., Colombaroli, D., Chapron, E., Leroux, A., Tinner, W., Magny, M., 2008. Climate versus human-driven fire regimes in Mediterranean landscapes: the Holocene record of Lago dell’Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews* 27, 1181–1196.

Vella, C., Provansal, M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on

- the southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology* 170, 27–39.
- Vernet, J.-L.**, 1986. *Ecologie Préhistorique et Etages De Vegetations Inframontagnards Entre Les 45° et 39° Paralleles en Mediterranee Occidentale*. *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques* 133, 81–90.
- Vigliotti, L.**, Kent, D.V., 1990. Paleomagnetic results of Tertiary sediments from Corsica: evidence of post-Eocene rotation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 62, 97–108.
- Vinther, B.M.**, Clausen, H.B., Johnsen, S.J., Rasmussen, S.O., Andersen, K.K., Buchardt, S.L., Dahl-Jensen, D., Seierstad, I.K., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J.P., 2006. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111.
- Virolle, M.**, Brigaud, B., Bourillot, R., Féliès, H., Portier, E., Duteil, T., Nouet, J., Patrier, P., Beaufort, D., 2019. Detrital clay grain coats in estuarine clastic deposits: origin and spatial distribution within a modern sedimentary system, the Gironde Estuary (south-west France). *Sedimentology* 66, 859–894.
- Visset, L.**, Cyprien, A.-L., Carcaud, N., Ouguerram, A., Barbier, D., Bernard, J., 2002. Les prémices d’une agriculture diversifiée à la fin du Mésolithique dans le Val de Loire (Loire armoricaine, France). *Comptes Rendus Palevol* 1, 51–58.
- Viúdez, Á.**, Tintoré, J., 1995. Time and space variability in the eastern Alboran Sea from March to May 1990. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 100, 8571–8586.
- Voelker, A.H.**, Hafliðason, H., 2015. Refining the Icelandic tephrochronology of the last glacial period—the deep-sea core PS2644 record from the southern Greenland Sea. *Global and Planetary Change* 131, 35–62.
- Voelker, A.H.**, Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: a salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters* 245, 39–55.
- Vogts, A.**, Moossen, H., Rommerskirchen, F., Rullkötter, J., 2009. Distribution patterns and stable carbon isotopic composition of alkanes and alkan-1-ols from plant waxes of African rain forest and savanna C3 species. *Organic Geochemistry* 40, 1037–1054.
- Volkman, J.K.**, Barrer, S.M., Blackburn, S.I., Sikes, E.L., 1995. Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 513–520.
- Volkman, J.K.**, Eglinton, G., CoRNER, E.D., Forsberg, T.E.V., 1980. Long-chain alkenes and alkenones in the marine coccolithophorid *Emiliania huxleyi*. *Phytochemistry* 19, 2619–2622.
- W**
- Walker, M.**, Gibbard, P., Head, M.J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L.C., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., 2019. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a summary. *Journal of the Geological Society of India* 93, 135–141.
- Walker, M.J.**, Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L.C., Fisher, D.A., Long, A.J., Lowe, J.J., Newnham, R.M., Rasmussen, S.O., Weiss, H., 2012. Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science* 27, 649–659.

Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P., Smith, W.K., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine micropaleontology* 2, 121–200.

Wang, Z., Matsuoka, K., Qi, Y., Chen, J., 2004. Dinoflagellate Cysts in Recent Sediments from Chinese Coastal Waters. *Marine Ecology* 25, 289–311.

Watts, W.A., Allen, J.R.M., Huntley, B., Fritz, S.C., 1996. Vegetation history and climate of the last 15,000 years at L'Agghi di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews* 15, 113–132.

Weiss, H., 2016. Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2–3.9 ka BP across the Mediterranean and west Asia. *PAGES* 24, 62–63.

Wildi, W., 1983. La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 24, 201–297.

Winschall, A., Sodemann, H., Pfahl, S., Wernli, H., 2014. How important is intensified evaporation for Mediterranean precipitation extremes? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119, 5240–5256.

Woodward, F. I., 1987. *Climate and plant distribution*. Cambridge University Press.

X

Xin, C., Zhi-Guo, F., Jian-Jun, T., 2001. Investigation on host plants of vesicular arbuscular mycorrhiza fungi (VAMF) in thin weed communities in agricultural slope land in the red soil area of southern China. *Biodiversity Science* 9, 122.

Xoplaki, E., 2002. *Climate variability over the Mediterranean*. Verlag nicht ermittelbar.

Xoplaki, E., González Rouco, J.F., Luterbacher, J., Wanner, H., 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics* 20, 723–739.

Y

Yebra, L., Herrera, I., Mercado, J.M., Cortés, D., Gómez-Jakobsen, F., Alonso, A., Sánchez, A., Salles, S., Valcárcel-Pérez, N., 2018. Zooplankton production and carbon export flux in the western Alboran Sea gyre (SW Mediterranean). *Progress in Oceanography* 167, 64–77.

Yelles-Chaouche, A.K., Aït Ouali, R., Bracene, R., Derder, M.E.M., Djellit, H., 2001. Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bulletin de la Société géologique de France* 172, 285–293.

Z

Zanchetta, G., Drysdale, R.N., Hellstrom, J.C., Fallick, A.E., Isola, I., Gagan, M.K., Pareschi, M.T., 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). *Quaternary Science Reviews* 26, 279–286.

Zanchetta, G., Regattieri, E., Isola, I., Drysdale, R.N., Bini, M., Baneschi, I., Hellstrom, J.C., 2016. The so-called "4.2 event" in the central Mediterranean and its climatic teleconnections.

- Zazo, C.**, Mercier, N., Silva, P.G., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Roquero, E., Soler, V., Borja, F., Lario, J., Polo, D., 2005. Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology* 68, 269–290.
- Zhang, Z.**, Hou, Z., Yang, C., Ma, C., Tao, F., Xu, P., 2011. Degradation of n-alkanes and polycyclic aromatic hydrocarbons in petroleum by a newly isolated *Pseudomonas aeruginosa* DQ8. *Bioresource Technology* 102, 4111–4116.
- Zhao, Y.-Y.**, Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1992. Kystes de Dinoflagellés, pollens et spores des sédiments quaternaires du Bassin abyssal de Mer de Chine du Sud: leur signification paléoenvironnementale. *Revue de Micropaléontologie* 35, 77–88.
- Zielhofer, C.**, Faust, D., 2008. Mid-and Late Holocene fluvial chronology of Tunisia. *Quaternary Science Reviews* 27, 580–588.
- Zielhofer, C.**, Fletcher, W.J., Mischke, S., De Batist, M., Campbell, J.F., Joannin, S., Tjallingii, R., El Hamouti, N., Junginger, A., Stele, A., 2017. Atlantic forcing of Western Mediterranean winter rain minima during the last 12,000 years. *Quaternary Science Reviews* 157, 29–51.
- Zonneveld, K.A.F.**, Bockelmann, F., Holzwarth, U., 2007. Selective preservation of organic-walled dinoflagellate cysts as a tool to quantify past net primary production and bottom water oxygen concentrations. *Marine Geology* 237, 109–126.
- Zonneveld, K.A.F.**, Chen, L., Möbius, J., Mahmoud, M.S., 2009. Environmental significance of dinoflagellate cysts from the proximal part of the Po-river discharge plume (off southern Italy, Eastern Mediterranean). *Journal of Sea Research* 62, 189–213.
- Zonneveld, K.A.F.**, Ganssen, G., Troelstra, S., Versteegh, G.J., Visscher, H., 1997. Mechanisms forcing abrupt fluctuations of the Indian Ocean summer monsoon during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* 16, 187–201.
- Zonneveld, K.A.F.**, Hoek, R.P., Brinkhuis, H., Willems, H., 2001. Geographical distributions of organic-walled dinoflagellate cysts in surficial sediments of the Benguela upwelling region and their relationship to upper ocean conditions. *Progress in Oceanography* 48, 25–72.
- Zonneveld, K.A.F.**, Marret, F., Versteegh, G.J.M., Bogus, K., Bonnet, S., Bouimtarhan, I., Crouch, E., de Vernal, A., Elshanawany, R., Edwards, L., Esper, O., Forke, S., Grøsfjeld, K., Henry, M., Holzwarth, U., Kieft, J.-F., Kim, S.-Y., Ladouceur, S., Ledu, D., Chen, L., Limoges, A., Londeix, L., Lu, S.-H., Mahmoud, M.S., Marino, G., Matsouka, K., Matthiessen, J., Mildenhall, D.C., Mudie, P., Neil, H.L., Pospelova, V., Qi, Y., Radi, T., Richerol, T., Rochon, A., Sangiorgi, F., Solignac, S., Turon, J.-L., Verleye, T., Wang, Y., Wang, Z., Young, M., 2013. Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points. *Review of Palaeobotany and Palynology*, Atlas of modern dinoflagellate cyst distribution based on 2405 data points 191, 1–197.
- Zonneveld, K.A.F.**, Versteegh, G., Kodrans-Nsiah, M., 2008. Preservation and organic chemistry of Late Cenozoic organic-walled dinoflagellate cysts: A review. *Marine Micropaleontology* 68, 179–197.

Annexes

Annexe A – Data in Brief (Lié au chapitre IV)

Title

Land-sea linkages on the Algerian Margin over the last 14 kyrs BP: climate variability at orbital and multi-centennial timescales

Authors

Coussin V.¹, Penaud A.¹, Combourieu-Nebout N.², Peyron O.³, Sicre M.-A.⁴, Tisnérat-Laborde N.⁵, Babonneau N.¹, Cattaneo A.⁶

Affiliations

¹ Univ Brest (UBO), CNRS, UMR 6538 Laboratoire Géosciences Océan (LGO), F-29280 Plouzané, France

² HPNP, CNRS, UMR 7194, Département de Préhistoire du Muséum d'Histoire Naturelle, F-75013 Paris, France

³ Univ. Montpellier 2, CNRS, UMR 5554, Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (ISEM), 34095 Montpellier cedex 05, France

⁴ Sorbonne Université (UPMC, Université Paris 06), CNRS-IRD-MNHN, Laboratoire d'Océanographie et du Climat Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN), F75005 Paris, France

⁵ LSCE/IPSL, CEA CNRS UVSQ, Gif-sur-Yvette, France

⁶ Ifremer, Géosciences Marines, Centre de Bretagne. ZI Pointe du diable, CS 10070, F-29280 Plouzané, France

Corresponding author

(Vincent Coussin) vincent.coussin@univ-brest.fr ; vincent.coussin@gmail.com ; (Aurélie Penaud) aurelie.penaud@univ-brest.fr

Abstract

Environmental conditions along the Algerian margin (AM) involve complex atmosphere-hydrosphere-biosphere interactions with superimposed anthropogenic activities on adjacent watersheds across the Holocene. Surface waters of the Atlantic Ocean entering the western Mediterranean Sea become the Algerian Current (AC), which flows along the North African coast in a succession of eddies. Along the AM, upwelled waters are another recurring hydrological feature. In this area, Holocene vegetation and paleohydrological dynamics have not yet been described. The marine core MD04-2801 (2,067 m water depth) has been analysed to assess environmental and climatic conditions over the last 14 kyrs BP at a secular-scale resolution to fill this gap. Terrestrial (pollen grains and continental non-pollen palynomorphs such as *Glomus* spores and freshwater microalgae) and marine (dinoflagellate cysts or dinocysts) palynological data as well as sedimentological data (grain-size analysis and clay mineral assemblages) and biomarkers (alkenones and n-alkanes) have been used to investigate the links between past sea surface hydrological conditions, characterized by the over-representation of heterotrophic dinocyst taxa (especially *Brigantedinium* spp.), and regional environmental changes on nearby watersheds, with also quantifications of hydrological and climate estimates through the Modern Analogue Technique applied to dinocyst and pollen assemblages. Our data evidence [1] strong links between continental dryness or moisture and surface hydrological conditions. High productive conditions are recorded during the cold-arid climate conditions of the Younger Dryas (12.7 to 11.7 ka BP). Increasing fluvial discharges are recorded during the Early-Middle Holocene, with the concomitant colonization of coastlands by the Mediterranean forest, and oligotrophic conditions in the AM, while the aridification is recorded during the Late Holocene, with especially a megadrought centered on the 4.2 ka BP event between 4.3 and 3.9 ka BP. Finally, the comparison between our results and other paleoenvironmental records from the Gulf of Cadiz to the Siculo-Tunisian strait underlines west to east climatic gradients at orbital and infra-orbital timescales, with especially cold-dry events centred at 9, 8.1, 7.3 and 6.5 ka BP. A west to east climate dipole (analogy with the North Atlantic Oscillation model) is discussed for explaining antagonist results from the Alboran Sea to Tunisia. Finally, over the last 3 kyrs BP, we highlight the settlement of modern productive conditions due to both vertical mixing in the AM (wind-driven eddies of the AC) and nutrient-enriched fluvial discharges intensified by anthropic-driven land-use.

Keywords

Holocene; Dinocysts; Pollen; Biomarker; Clay analysis; Modern Analogue Technique; Algerian current; African Humid Period; Upwelling

Specifications Table

Subject	Global and Planetary Change
Specific subject area	Land-sea information on the Algerian margin over the last 14,000 years are based on palynomorphs, biomarkers, sedimentology and stable isotopes and related to climate and human forcings. [1]
Type of data	1 Excel File 5 Figures
How data were acquired	<p>-PROGRAMME PRISMA cruise [2] (Ifremer; PI: N. Sultan) with MD04-2801 sampling: followed by core opening and high resolution grain-size and XRF analysis (Ifremer GM, Plouzané): N. Babonneau, A. Cattaneo, R. Si Bachir</p> <p>-Sampling for AMS-¹⁴C datations: V. Coussin and A. Penaud → 20 dates: 10 from ARTEMIS (8 on <i>G. bulloides</i> and 2 on gastropods) and 10 (<i>G. bulloides</i>) from ECHOMICADAS: Tableau IV.1 → First age model established with rbacon package in R version 3.5.1</p> <p>-Palynological treatment of sediments [3] : LGO (UMR 6538 CNRS, Brest University): P.-O. Coste, V. Coussin</p> <p>-Palynological determinations with ZEISS Axioscope A1 at X630 magnification at LGO (UMR 6538 CNRS, Brest University): V. Coussin</p> <p>-Stable isotopes at the PSO (IUEM, Brest University) using the IRMS platform (MAT253 mass spectrometer coupled with a KIEL IV preparation line) on one benthic and one planktonic foraminiferal species: V. Coussin and A. Penaud → <i>Globobulimina affinis</i> (endobenthic) and <i>Gibigerinoides bulloides</i> (planktonic)</p> <p>-Low resolution grain-size analysis on total and CaCO₃-free sediment at LGO (UMR 6538, CNRS, Brest University): V. Coussin</p> <p>-Clay phase analyses (Ifremer GM, Plouzané): S. Cheron, V. Coussin</p> <p>-Biomarkers (Alkenones and TERR-alkanes) analyses at the LOCEAN-IPSL (UMR 7159 CNRS/IRD/Sorbonne Université/MNHN): V. Coussin, M.-A. Sicre, V. Klein</p> <p>-Multivariate analysis (DCA and CCA) performed with Past version 1.75b software: V. Coussin → Methodology and data presented in this DiB paper</p>

Data format	Raw (excel file with raw data: final age model, sedimentology including grain-size, clayey phases, and XRF analyses, stable isotopes, biomarkers, pollen and dinoflagellate cyst assemblages) Analyzed (multivariate analysis: Figures A1.3)
Parameters for data collection	Criteria considered for the data collection : high-time resolution (~150 years in average) multi-proxy analysis on a core from the Kramis deep-sea fan on the Algerian margin for the western Mediterranean Basin.
Description of data collection	MD04-2801 core collection: Calypso-Genavir corer was used during the PROGRAMME PRISMA cruise (Ifremer) in June 2010 on board the R/V Marion Dufresne [2]
Data source location	MD04-2801 core is archived at the Ifremer-Géosciences Marines, Plouzané, France (PI: N. Babonneau) MD04-2801 core coordinates and information : 36°30.99'N; 0°30.03'W; 2,063m depth; 24.82 m long
Data accessibility	With the article [1]
Related research article	

Value of the Data

- Inedit high resolution (~150 years in average) multi-proxy analysis for hydrographical changes on the Algerian margin together with vegetation changes in north-western Algeria watersheds.
- These data can be used for regional / global synthesis regarding paleoceanographic and palaeoclimatic changes in the Mediterranean and North Atlantic basin.
- Any researcher wishing to compare his data with those of this study will be able to retrieve the original work files.

Data Description

1. Palynological data (Excel file linked with this DiB paper)

All palynological (pollen and dinoflagellate cyst) counts are available, so as to be easily extracted and plotted in future studies in percentages / concentrations. Palynological assemblages are presented as percentages in [1] and were plotted as individual concentrations (Figure A1.1 linked with this DiB paper).

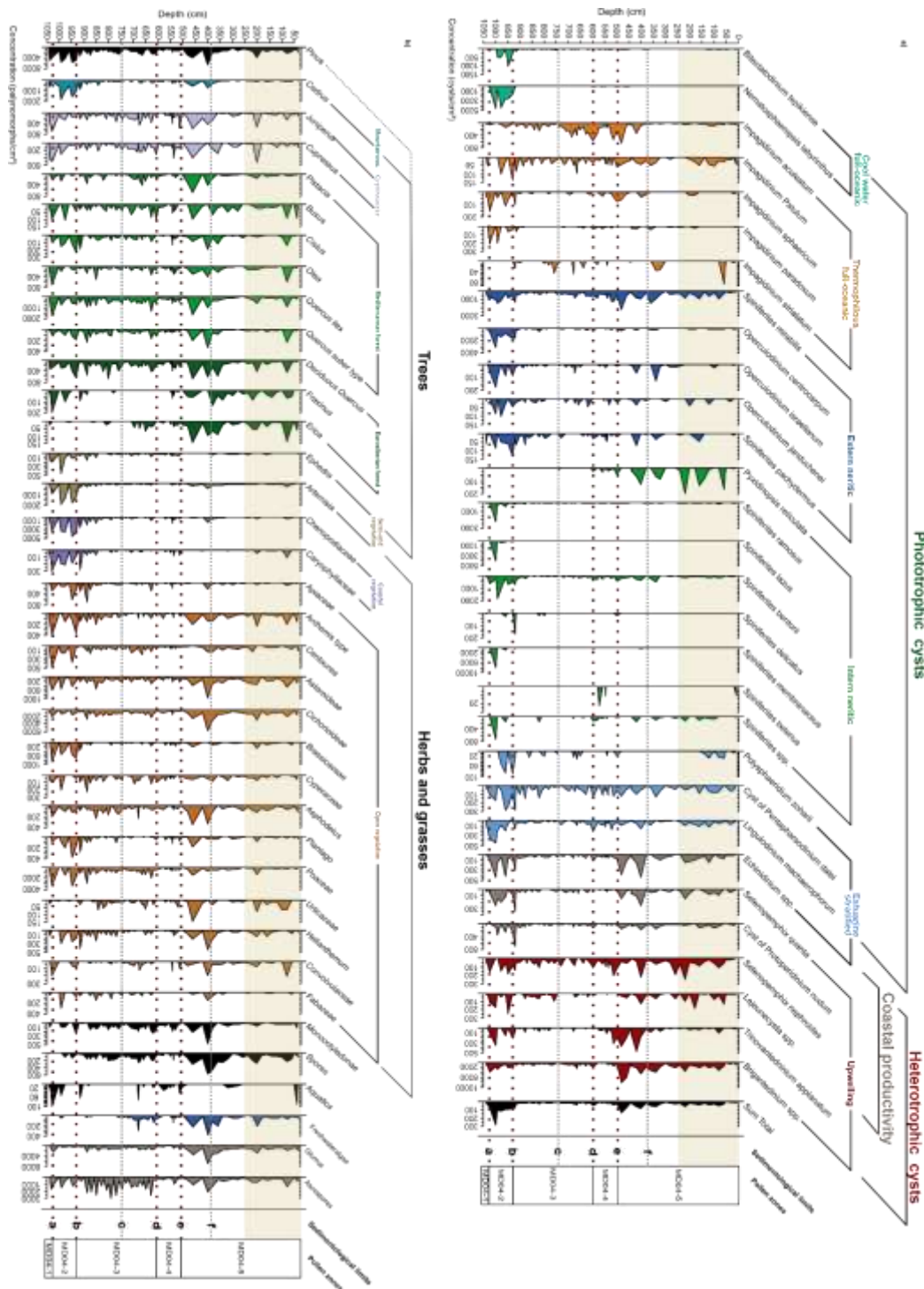


Figure A.1

2. Sedimentological and foraminiferal isotopic data (Excel file linked with this DiB paper)

All stable isotopic data, clays data, as well as XRF and grain size analyses (high resolution total sediment grain-size and low-resolution total and CaCO₃-free grain-size) are available in the excel file.

2.1. XRF data

XRF data were plotted in function of the depth for the studied MD04-2801 sequence and several elements show synchronous co-occurrences as respectively Al-Si, Ca-Sr and Ti-Fe. (Figure A1.2 linked with this DiB paper).

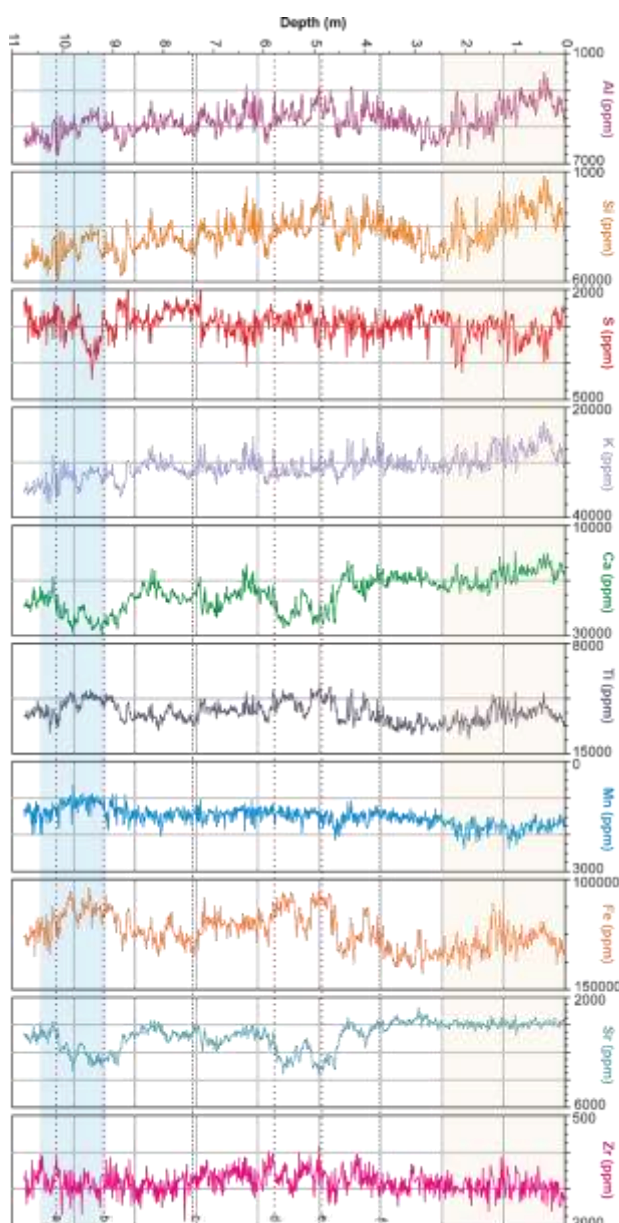


Figure A1.2

2.2. XRF Canonical Correspondence Analysis (CCA)

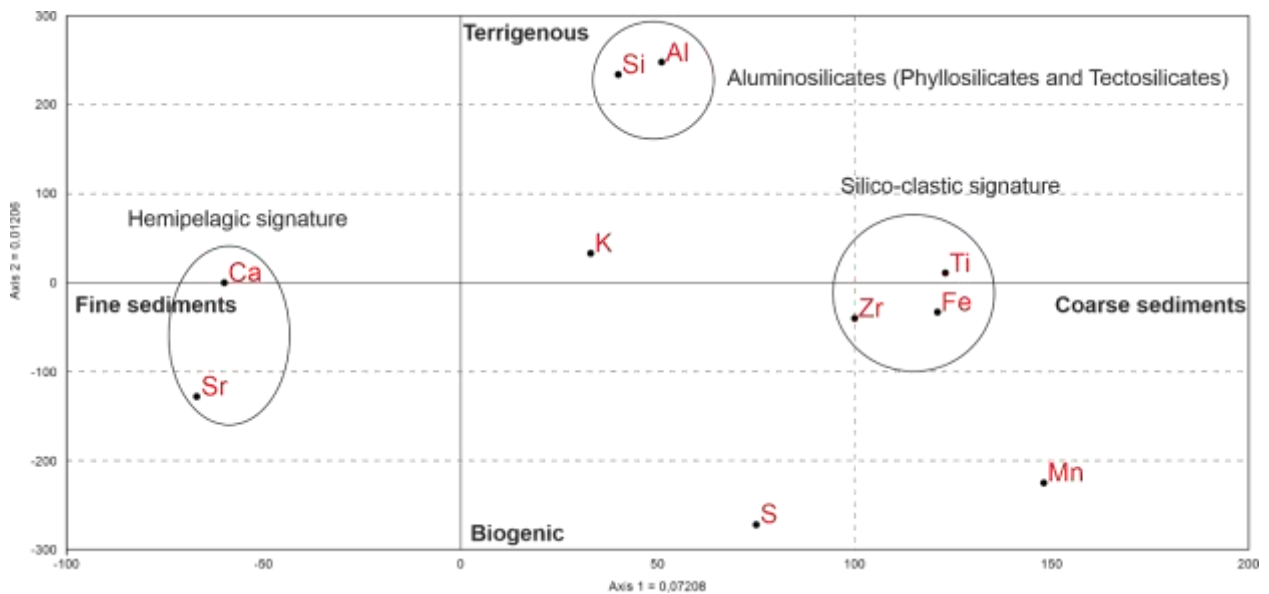
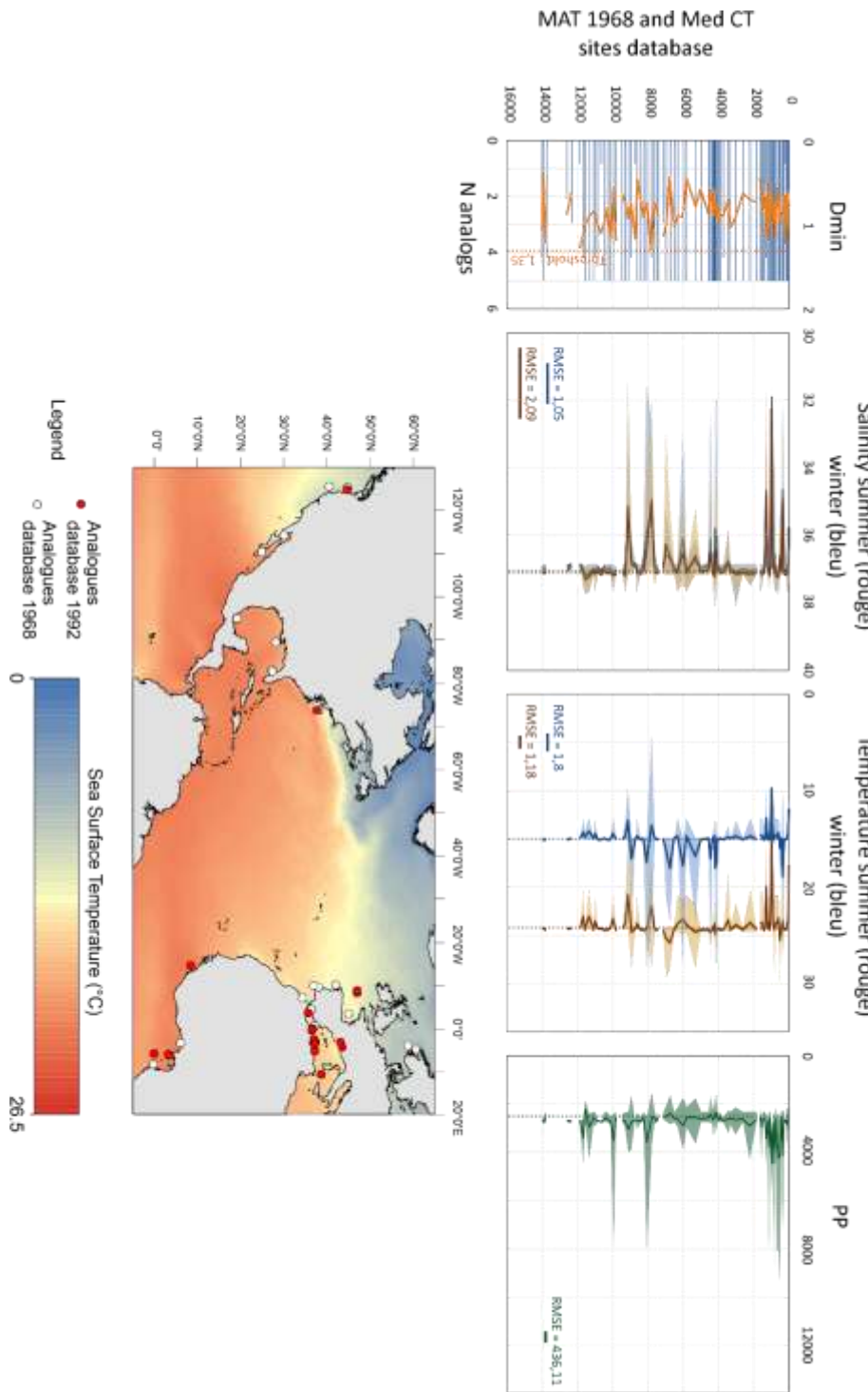


Figure A1.3

CCA performed on XRF measurements show chemical elements co-occurrences regarding their environmental signature so as to select main useful data and ratios in [1]. On the studied area (silico-clastic major inputs margin), silicate affiliated elements as Ti-Fe elements are related to a detrital terrigenous signature, while Ca-Sr elements are associated to a marine productivity signal [1]. This well-established source of XRF variation is reflected in our data by the second axis on the CCA (Figure A1.3 linked with this DiB paper). The first axis refer to grain-size properties since Zr is mainly carried by quartz grains well correlated with Ti-Fe elements while Al-Si elements are the main elementary components of phyllosilicates and thus potentially of the clayey fraction [1].

We have plotted the total and CaCO_3 -free D50 from the low-resolution grain-size measurements with Ca/Ti-XRF ratio, Magnetic susceptibility, Kaolinite(alteration)/Illite (marine clay fraction) ratio and biogenic calcareous inputs indicators [1]. Both are well correlated, reinforcing the idea that Ti can be used as a coarse sediment inputs tracer while increasing Ca signal suggests increased biogenic inputs.

3.1. Dinocyst MAT reconstructions



FigureA1.4

Sea surface parameters such as temperature (SST, °C), salinity (SSS, psu) and primary productivity (PP, gC.m²) were reconstructed from the modern Northern Hemisphere dinocyst database [5] extended with 25 data points from the Western Mediterranean basin (Coussin et al., in prep. = [6]). Reconstruction statistical parameters and reconstructed data are presented in [1] and well correlate with multi-proxy analysis in [1]. Full reconstructed data are presented here with the geographical representation of selected modern analogs (Figure A1.4 linked with this DiB paper).

3.2. Pollen MAT reconstructions

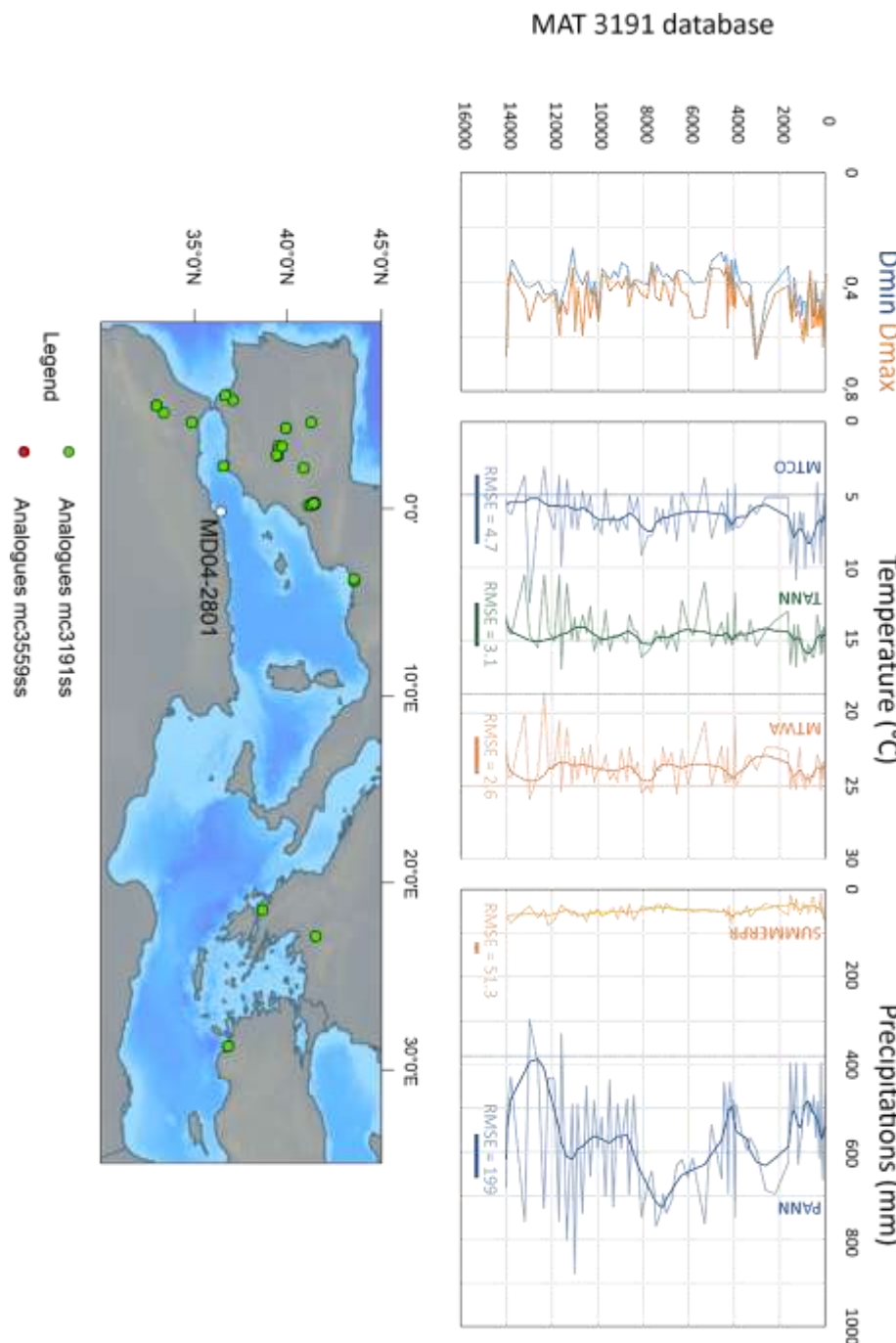


Figure A1.5

Climatic parameters such as temperature (Mean Temperature of the COldest month (MTCO), Mean Temperature of the WArmeSt Month (MTWA), Annual temperature (TANN), °C) and precipitations (Annual precipitations (PANN), Summer precipitations (SUMMERPR), mm) were reconstructed from the mc3191 pollen database (ref [7]) considering pollen assemblage spectra without *Pinus*. Reconstruction statistical parameters are presented in [1] and full reconstructed data are presented here with the geographical representation of selected modern analogs (Figure A1.5 linked with this DiB paper).

Experimental Design, Materials, and Methods

Sedimentological data [1]

Grain-size and clay data are fully described in [1]

Stable isotopes [1]

Globobulimina affinis [1] (x analyses) and *Globigerinoides bulloides* [1] (x analyses) were hand-picked in the 150-250 μm fraction. Prior to isotopic analyses, foraminifera were cleaned in a methanol ultrasonic bath for a few seconds, and then roasted under vacuum at 380°C for 45 min to remove organic matter. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (‰VPDB) were measured at the PSO (IUEM, Brest) using the IRMS platform (MAT253 mass spectrometer coupled with a KIEL IV preparation line for benthic species) for [1]. The external reproducibility (1σ) on repeated measurements of NBS19 international standard is $\pm 0.04\text{‰}$ and 0.05‰ for $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$, respectively.

Palynological analyses [1]

Palynological treatments (LGO laboratory, IUEM, Brest University) were conducted on the $< 150 \mu\text{m}$ fraction under the following protocol [4] : 3 to 5 cm^3 of dry sediments were first treated at room temperature by hydrochloric acids (cold HCl: 10-25-50% until the reaction is over and the effervescence disappears) and hydrofluoric acids (cold HF: 45% for 4 hours followed by 70% for 30h) to remove carbonates and silicates, respectively, then sieved through 10 μm nylon mesh screens. Palynomorph (i.e. organic microfossils fossilized and observed on palynological slides) determinations were made using a ZEISS Axioscope A1 at X630 magnification. A minimum of 100 dinocysts and 200 pollen grains were counted per level.

Multivariate analyses (this DiB paper)

Multivariate analyses were performed on MD04-2801 core: Canonical Correspondence Analysis for XRF data and Detrended Correspondence Analysis for palynological data (dinoflagellate cyst and pollen assemblages, in parallel with environmental variables including grain-size, XRF, and stable isotopic data) thanks to the “Past version 4.06b” software [3].

Acknowledgments

We thank the Ifremer (Marine Geosciences, Plouzané) for access to core CBT-CS11 and of the sedimentology laboratory, ECHO MICADAS and ARTEMIS for AMS-¹⁴C facilities.

Competing Interests

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships which have, or could be perceived to have, influenced the work reported in this article.

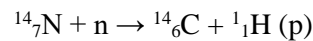
References

- [1] V. Coussin, A. Penaud, N. Combourieu-Nebout, O. Peyron, M.-A. Sicre, N. Tisnérat-Laborde, N. Babonneau, A. Cattaneo, (in prep.). Land-sea linkages on the Algerian Margin over the last 14 kyrs BP: climate variability at orbital and multi-centennial timescales. *Quaternary Science Research*, ...
- [2] N. Sultant, 2004. PROGRAMME PRISMA cruise, RV Marion Dufresne, Sismer: doi :10.17600/4200150
- [3] Ø. Hammer, D.A.T. Harper, P.D. Ryan, 2001. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, vol. 4, issue 1, art. 4: 9pp., 178kb. http://palaeo-electronica.org/2001_1/past/issue1_01.htm.
- [4] A. de Vernal, M. Henry, G. Bilodeau, 1999. Technique de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les Cahiers du GEOTOP*, vol. 3. Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada.
- [5] A. de Vernal, T. Radi, S. Zaragosi, N Van Nieuwenhove, A. Rohcon, E. Allan, S. De Schepper, F. Eynaud, Head M.J., A. Limoges, L. Londeix, F. Marret, J. Matthiessen, A. Penaud, V. Pospelova, A. Price, T. Richerol, 2020. Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database. *Marine Micropaleontology*, Taxonomy and distribution of modern organic-walled dinoflagellate cysts in surface sediments from the Northern Hemisphere: an update of Rochon et al., 1999 159, 101796. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796> [6] Coussin et al., in prep
- [6] V. Coussin, A. Penaud, N. Combourieu-Nebout, O. Peyron, S. Schmidt, S. Zaragosi, A. De Vernal, N. Babonneau, (in prep.). Distribution of modern dinocyst and pollen grains in the Western Mediterranean Sea (Algerian margin and Gulf of Lion), *Marine Micropaleontology*.
- [7] L. Dugerdil, S. Joannin, O. Peyron, I. Jouffroy-Bapicot, B. Vannièrè, B. Boldgiv, J. Unkelbach, H. Behling, G. Ménot, 2021. Climate reconstructions based on GDGT and pollen surface datasets from Mongolia and Baikal area: calibrations and applicability to extremely cold-dry environments over the Late Holocene. *Climate of the Past* 17, 1199–1226.

**Annexe B – Travaux exploratoires sur l'âge réservoir
océanique de surface à partir de datations radiocarbone
sur des grains de pollen**

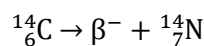
I. GENERALITES SUR LA DATATION CARBONE 14 ET L'AGE RESERVOIR OCEANIQUE

Le Carbone 14 (^{14}C) est un cosmonucléide. L'atmosphère terrestre reçoit en permanence des rayons cosmiques dont des protons cosmiques d'origine galactique qui sont plus ou moins déviés par le champ magnétique terrestre. Ceux qui pénètrent donnent naissance à des neutrons en interagissant avec les molécules d'oxygène et d'azote de l'air dans la haute atmosphère. Ces neutrons sont ralentis par les nombreuses collisions avec les molécules d'air et atteignent peu à peu l'énergie thermique des gaz. En interagissant avec l'azote, ils produisent du ^{14}C selon la formule ci-dessous :



Le ^{14}C s'oxyde rapidement en dioxyde de carbone ($^{14}\text{CO}_2$), se disperse, et marque uniformément l'atmosphère par sa radioactivité. Il entre dans le cycle du carbone par dissolution du CO_2 dans les eaux superficielles (e.g. océans, lacs, rivières) et/ou lors de processus biochimiques, par assimilation directe dans les végétaux via la photosynthèse, ou indirecte chez les animaux (Delibrias, 1985).

Le ^{14}C est radioactif. Il se désintègre selon la réaction suivante :



Les eaux de surface océaniques échangent rapidement leur carbone avec celui de l'atmosphère. Elles subissent en même temps des mélanges avec les masses d'eau plus ou moins profondes et plus anciennes selon la circulation océanique. Il en résulte un appauvrissement des eaux de surface appelé « âge réservoir » qui est de l'ordre de 400 ans (Fonselius et Ostlund, 1959). Ces eaux de surface peuvent également plonger et ne plus échanger avec l'atmosphère, vieillissant également au cours du temps (Figure 1).

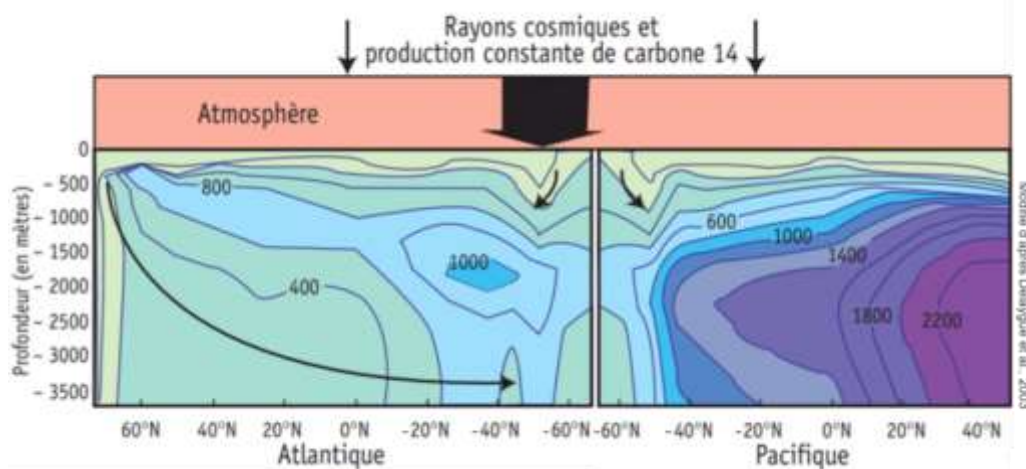


Figure 1 : Modélisation numérique de la circulation océanique et de l'âge résultant des masses d'eau dans l'Océan Atlantique et dans l'Océan Pacifique. L'âge radiocarbone des masses d'eau est représenté en échelle de couleur entre 0 (vert) et -2500 ans BP (violet) (Delaygue et al., 2003).

Certains organismes marins fixent le carbone inorganique dissous (CID) de l'eau de mer sous forme d'enveloppes carbonatées. Ils présentent ainsi le même âge que l'eau environnante, cet âge étant lui-même systématiquement plus vieux que celui de l'atmosphère contemporaine à la biominéralisation des organismes marins en question. La différence entre l'âge apparent d'un organisme marin (e.g. foraminifères, coraux, mollusques marins) et l'âge de l'atmosphère consiste en l'âge réservoir océanique.

La stratification verticale de la colonne d'eau et le temps de mélange des masses d'eau à l'échelle de la circulation globale sont ainsi des paramètres déterminants qui génèrent des âges réservoirs différents en fonction des secteurs étudiés (cf. représentation modélisée des âges radiocarbones pour l'Atlantique Nord : Waelbroeck et al., 2019 ; Figure 2).

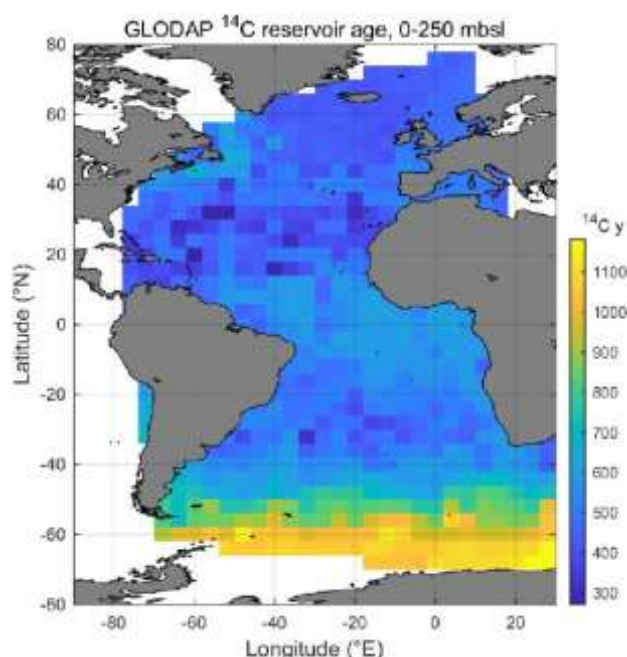


Figure 2 : Représentation des âges radiocarbones des eaux de surface de l'Océan Atlantique moyennés sur les 250 premiers mètres de la colonne d'eau, données issues du « Global Ocean Data Analysis Project » (GLODAP) (Waelbroeck et al., 2019).

Dans les zones d'upwelling, des masses d'eaux profondes « anciennes » peuvent « vieillir » les réservoirs de surface, et inversement dans des contextes stratifiés ou proches des côtes. Dans la zone inter-gyre, le long des marges européennes, l'âge réservoir moyen des eaux de subsurface a été estimé à 380 ± 60 ans (Tisnérat-Laborde et al., 2010), et un âge réservoir océanique moyen de 400 ans est généralement considéré par défaut lorsque la valeur exacte n'a pas été localement ou régionalement calculée. Ce calcul peut être effectué par le biais, par exemple, de datations de coquilles d'organismes marins, dont l'année de mort est connue, ou de datations de téphras ou débris ligneux, en parallèle avec des coquilles marines. A l'inverse, près des distributeurs fluviaux majeurs, les âges réservoirs peuvent être rajeunis. Quoi qu'il en soit, la déviation par rapport à l'âge réservoir moyen océanique (ΔR) est

disponible via la base de données « Marine20 » : <http://calib.org/marine/>. En Méditerranée, des études actuelles ont notamment permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de l'âge réservoir à l'échelle du Bassin (Siani et al., 2000 ; Figure 3).

L'étude des variations passées des concentrations en ^{14}C (i.e. dépendant des régimes de production en ^{14}C dans les enveloppes atmosphériques) a permis d'établir les courbes de calibration (i.e. régressions de Stuiver and Reimer, 1993) utilisées pour convertir les âges radiocarbones (i.e. ^{14}C bruts) en âges calendaires (i.e. ^{14}C BP ou AD), la dernière régression disponible à ce jour étant « IntCal20 » (Reimer et al., 2020 : « *The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal ka BP)* »).

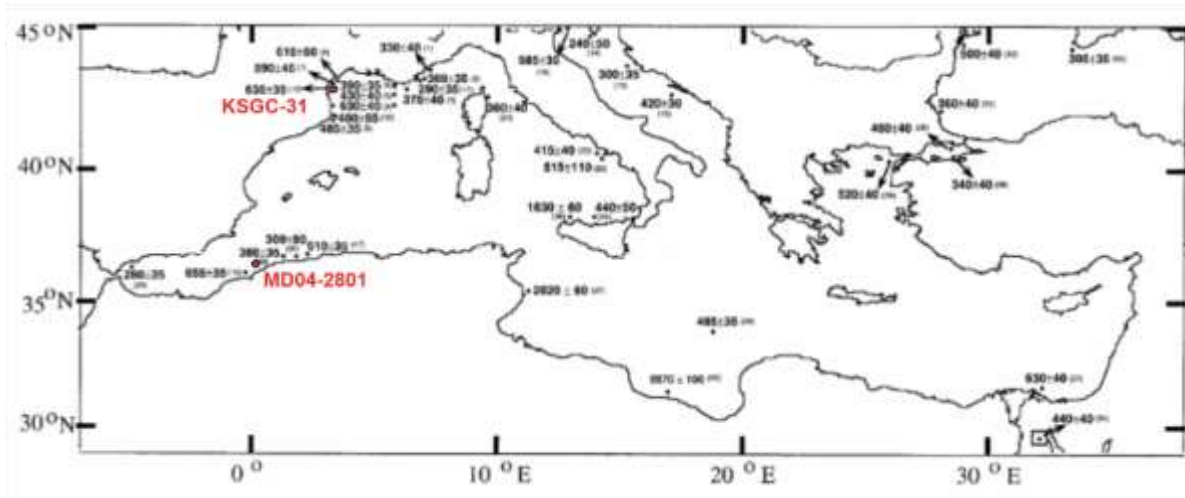


Figure 3 : Représentation des âges réservoirs océaniques de surface en Méditerranée (d'après Siani et al., 2001). Les carottes étudiées au cours de cette thèse ont été représentées par des points rouges : MD04-2801 (marge algérienne) et KSGC-31 (Golfe du Lion).

La connaissance des âges réservoirs océaniques de surface actuel permet de corriger les âges radiocarbones obtenus pour les sites d'étude, sachant que cette déviation n'est pas pour autant extrapolable dans le temps, considérant les profonds changements liés à la circulation océanique globale et aux apports de carbone à l'océan (par l'atmosphère ou les cours d'eaux) lors des variations climatiques passées (e.g. Siani et al., 2001 pour la Méditerranée depuis le Dernier Maximum Glaciaire). Dans le cadre de cette thèse, les carottes MD04-2801 et KSGC-31, ont été collectée en Mer Méditerranée respectivement sur la Marge Algérienne et dans le Golfe du Lion (Figure 3). Un âge réservoir de 400 pour la Marge Algérienne et un âge de 367 ans pour le Golfe du Lion (i.e. moyenne des âges réservoir mesurés sur les 8 sites les plus proches de la carotte KSGC-31 dans la base de données Calib Marine20 ; cf. Chapitre II) ont été soustrait à l'ensemble des datations radiocarbones obtenues sur les foraminifères (cf. Chapitre II).

II. DATATIONS ^{14}C A PARTIR DE GRAINS DE POLLEN

II. 1. Objectifs du projet « DATAPOL »

Le projet DATAPOL « *Approche méthodologique exploratoire de datation AMS ^{14}C à partir de grains de pollen et d'archives sédimentaires marines* » (Financements INSU LEFE-EC2CO 2018-2019 et ISblue-Emergence 2019-2020 ; coord. A. Penaud) représentait un axe transversal mené en parallèle avec les travaux de cette thèse et visant à : i) la contrainte des âges réservoirs océaniques de surface via des méthodes de datation innovantes sur du matériel continental (grains de pollen) et ii) l'établissement de séries temporelles d'âges réservoirs océaniques de surface à partir de carottes prélevées dans des contextes hydrologiques différents (Bassin méditerranéen-Holocène ; Golfe de Gascogne-stadiaire d'Heinrich 1 - HS1). Ainsi, ce projet proposait un développement méthodologique dont l'application en paléocéanographie est cruciale et vise à améliorer la chrono-stratigraphie des séquences marines impactées par les problématiques d'âge réservoir océanique de surface. Des études précédentes menées à partir de carottes continentales (e.g. Mensing et Southon, 1999 ; Fletcher and Zielhofer, 2013, Neulieb et al., 2013) ont tenté de dater des grains de pollen (monospécifiques ou non) dans des contextes où la proportion des microrestes continentaux est supérieure (et donc plus facilement analysable) à celle observée dans les séquences marines.

Pour ce faire, dans le cadre de cette thèse, ce projet s'appuyait sur la possibilité de dater, dans un même niveau stratigraphique, du matériel continental (i.e. grains de pollen) et du matériel carbonaté marin (i.e. foraminifères planctoniques sur la fraction tamisée de sédiments bruts $>150\ \mu\text{m}$). Il est en effet devenu envisageable aujourd'hui de dater des grains de pollen tel que les grains de pollen pin (*Pinus* sp.), surreprésentés dans les sédiments marins (Turon, 1984 pour l'Atlantique Nord), à l'aide d'un spectromètre de masse par accélérateur compact de nouvelle génération appelé MICADAS (*Micro Carbon Dating System*). Cet instrument permet de mesurer précisément l'activité ^{14}C de petits échantillons contenant moins de $100\ \mu\text{g}$ de carbone, révolutionnant ainsi les possibilités de datation AMS ^{14}C sur des grains de pollen. Deux carottes ont ainsi fait l'objet de ces travaux exploratoires : la carotte MD04-2801 (marge algérienne, étude paléoenvironnementale menée dans le cadre de cette thèse) et la carotte MD13-3438 (séquence hauturière du Golfe de Gascogne étudiée d'un point de vue palynologique, avec une très haute résolution d'étude sur la dernière déglaciation entre 18,5 et 14 ka BP, dans le cadre du post-doc CG29-ISblue de Wiem Fersi au LGO, 2018-2020 ; cf. Fersi et al., 2021).

II.2. Spectrométrie de masse par accélérateur compact MICADAS

La nouvelle génération de spectromètre de masse par accélérateur compact MICADAS permet de mesurer des activités de ^{14}C sur des échantillons solides ou gazeux allant d'1 mg à quelques dizaines de μg de carbone (Synal et al., 2007), ouvrant des perspectives pour dater une plus grande diversité d'échantillons de faible masse et offrant une opportunité sans précédent pour donner un cadre chronologique aux sciences paléoenvironnementales au sens large. Pour exemple, une masse de 10 à 15 mg de tests de foraminifères devait être prélevée auparavant, quand 2,5 mg de tests sont à présent suffisants par le biais d'un MICADAS. Des procédés d'injection sous forme solide ou gazeuse via différentes interfaces et protocoles permettent d'adapter la méthode d'analyse à la nature et à la quantité d'échantillon mesurées (Tisnérat-Laborde et al., 2001 ; Wacker et al., 2010, 2013).

Dans le cadre du projet « DATAPOL », les grains de pollen triés ont été traités et transformés au LSCE et analysés sur *ECHO*MICADAS acquis en 2015, mutualisé entre trois laboratoires portant des axes de recherches en géochimie et géochronologie : le LSCE (CEA, CNRS, UVSQ), GEOPS (CNRS, UPS) et AASPE (MNHN, CNRS). Cet instrument de l'équipe GEOTRAC (LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ Paris Saclay, Gif-sur-Yvette), couplé à une interface gaz, permet d'injecter directement l'échantillon de quelques microgrammes de carbone (20 à 100 μg) sous forme de CO_2 et de le dater. Toutes les mesures ont été obtenues dans le cadre d'une collaboration menée avec Nadine Tisnérat-Laborde de l'équipe GEOTRAC.

II.3. Méthodologie générale déployée pour traiter les sédiments marins

Au préalable, il a fallu réfléchir à la méthodologie la plus efficace permettant de concentrer au maximum, puis d'isoler, les grains de pollen de pin à partir des sédiments marins.

Au démarrage du projet, la séparation de la phase organique du sédiment, contenant les grains de pollen, avait été effectuée via une méthode de séparation par liqueur dense adaptée et modifiée par K. Mertens (Ifremer, Concarneau) à partir du protocole de Bolch et al. (1997) et utilisée dans le cadre de l'isolement des dinokystes à partir de sédiments afin de procéder à leur revivification (K. Mertens, pers. comm.). Le principe consiste en la récupération après centrifugation des palynomorphes (sédiments dilués au préalable dans de l'eau distillée) à l'interface d'une solution de Sodium Poly Tungstate (SPT). Cette technique s'est finalement avérée infructueuse en termes de quantité de grains de pollen récupérés.

Finalement, l'ensemble des 3 tests réalisés (présentés dans la partie « Résultats » de ce chapitre annexe; cf. Tableau 1) ont été effectués à partir d'échantillons (3 à 10 cm^3) dont le protocole a suivi les traitements palynologiques standardisés (de Vernal et al., 1999).

Tableau 1 : Récapitulatif des différents tests de datations menés sur les carottes MD04-2801 (TESTS 1 et 3) et MD13-3438 (TEST 2). Les croix marquent les étapes effectivement réalisées.

Matériel daté :	« MD04- TEST1 »	« MD13- TEST2 »	« MD04- TEST3 »
Grains de pollen (<i>Pinus</i> sp.)	300 grains	1200 grains	1200 grains
Foraminifères (<i>G. bulloides</i>)	X	X	X
« Bulk » palynologique		X	X
« Bulk » palynologique traité KOH			X

Les grains de pollen de pin mesurant en moyenne entre 40 et 60 μm de diamètre, le résidu palynologique a été systématiquement tamisé à 20 μm (contrairement au tamisage à 10 μm traditionnellement effectué pour le montage des lames palynologiques). Enfin, au cours du Test 3 (Tableau 1), une étape d'attaque KOH du résidu palynologique a été ajoutée afin de « nettoyer » au maximum le résidu de la matière organique toujours présente (Figure 4).

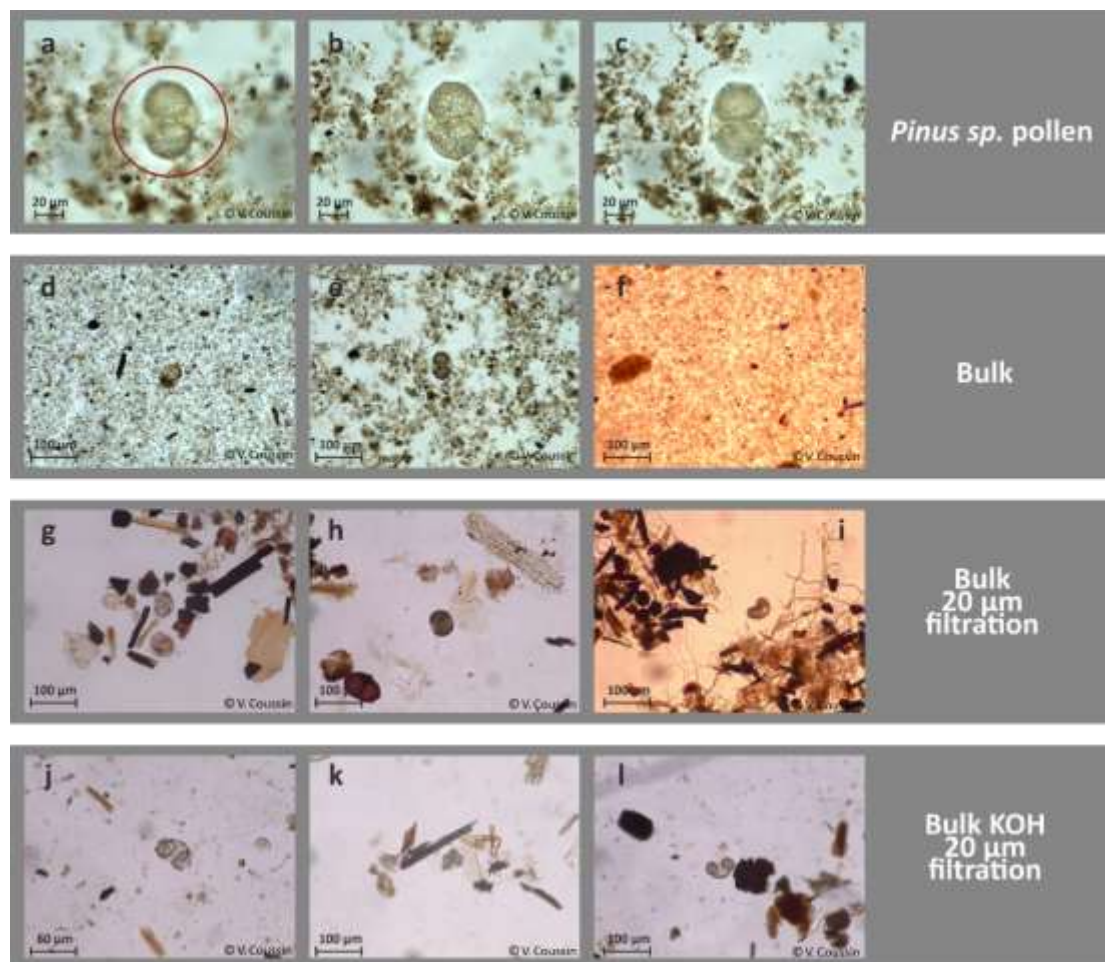


Figure 4 : a,b,c) Photographies au microscope (grossissement x630) de grains de pollen de *Pinus* sp. dans les niveaux traités pour le projet DATAPOL : le cercle rouge symbolise le diamètre moyen de la tête de la pipette coudée affinée servant au prélèvement sous microscope inversé. d à l) Photographies au microscope (grossissement x200) des échantillons traités: d,e,f) « Bulk » non filtré ; g,h,i) « Bulk » filtré à 20 µm ; j,k,l) « Bulk » filtré à 20 µm après traitement KOH.

La stratégie a été de dater en parallèle (Tableau 1 ; Figure 4) :

- le matériel marin carbonaté (foraminifères planctoniques piqués sous loupe binoculaire à partir de la fraction > 150 µm) : MD04-TEST1, MD13-TEST2, MD04-TEST3
- les grains de pollen de pin pipetés par aspiration à la bouche afin de s'assurer de la pureté du matériel continental extrait : MD04-TEST1, MD13-TEST2, MD04-TEST3
- le résidu de traitement palynologique contenant des palynomorphes à la fois marins et continentaux, nommé « *bulk palyno.* » : MD13-TEST2, MD04-TEST3
- le résidu de traitement palynologique contenant des palynomorphes à la fois marins et continentaux, épuré par traitement KOH d'une fraction importante de la matière organique réfractaire, nommé « *bulk KOH* » : MD04-TEST3

II.4. Extraction des grains de pollen à partir des sédiments traités

II.4.a. Estimation de la masse d'un grain de pollen de pin

Une estimation de la masse unitaire d'un grain de pollen de conifère de l'ordre de 0,09 µg avait été considérée en tout début de projet. Une masse carbone critique minimum de 10-20 µg est nécessaire pour effectuer une datation à ECHoMICADAS, nous estimions un nombre de 110-230 grains minimum à pipeter. Souhaitant optimiser le pipetage et la réussite de l'analyse, ce sont 300 grains de pollen qui avaient dès lors été prélevés (Test 1 ; Tableau 1). Toutefois, cette quantité de grains (i.e. équivalent masse carbone) s'est avérée insuffisante pour valider des datations ¹⁴C mais elle a toutefois permis de démontrer la faisabilité de l'analyse.

Pour les 2 tests suivants (Tests 2 et 3 ; Tableau 1), une estimation du nombre de pollen à pipeter sur la base d'un grain de pollen « vide » (i.e. sans contenu cellulaire) a été réalisée. Il a été considéré que le grain (i.e. corps et ballonnets) pouvait être approximé selon une sphère de 50 µm de diamètre pour un volume moyen de 66 000 µm³. En considérant une épaisseur de la paroi (exine + intine) de 3 µm, ainsi qu'un volume interne « vide » de 45 000 µm³, le volume de la paroi a été estimé à 21 000 µm³. La formule chimique de la sporopollénine s'exprime ainsi : C₉₀ H₁₃₄ O₃₁, soit une masse molaire de :

$$M = (90 \times 12) + (134 \times 1) + (31 \times 16) = 1\,710 \text{ g.mol}^{-1}$$

La teneur en carbone de la sporopollénine est de :

$$\%C = \frac{90 \times M_c}{M} = \frac{90 \times 12}{1710} = 63\%$$

De plus, la masse volumique du grain a été approximée à 1 000 kg/m³. Prenant en compte l'estimation du volume de la paroi (21 x 10⁻¹⁵ m³), sa masse serait approximativement de 21 x 10⁻¹² kg soit 0,021 µg. Enfin, prenant en compte 63% de C dans la paroi du grain, la masse carbone du grain reviendrait à 0,013 µg. Sachant, par ailleurs, que la masse minimale de carbone permettant une analyse fiable à ECHoMICADAS est de 10-20 µg, il avait été estimé un minimum de 760-1540 grains de pollen à prélever. Après le premier test de datations basé sur un sous-échantillonnage de 300 grains (Test 1 ; Tableau 1), et afin de maximiser les chances de succès d'analyse au cours des tests suivants, ce sont 1200 grains de pollen qui ont été prélevés pour la suite des analyses (Tests 2 et 3 ; Tableau 1).

II.4.b. Méthodologie de prélèvement sous microscope inversé

Une micropipette pasteur coudée et affinée (pour plus de maniabilité au microscope), reliée à un tube par lequel le manipulateur crée une aspiration à la bouche (Figure 5b), a été utilisée pour le prélèvement des grains de pollen sous microscope inversé (Figure 5c) au laboratoire DYNECO-Pelagos de l'Ifremer. Le résidu palynologique, dilué dans de l'eau distillée, est versé dans des puits transparents (Figure 5a) pour pouvoir y observer et sélectionner les grains ainsi que suivre l'aspiration en visualisant la tête de la pipette (cf. Figure 4a). Cette technique est fréquemment utilisée dans le cadre des cultures de plancton et a nécessité une adaptation technico-manuelle importante, apprise en collaboration avec R. Siano de l'équipe DYNECO-Pelagos. La manipulation, une fois maîtrisée, permet une grande précision de prélèvement par contrôle visuel, avec non seulement l'identification du matériel prélevé, mais aussi de sa pureté. Les grains de pollen présentant une paroi colorée, qui pourrait témoigner d'une oxydation ou d'une pollution en matière organique amorphe, n'ont pas été prélevés. Les grains prélevés à partir du résidu « total » sont isolés dans un puits vide. Puis, une fois le tri effectué, les grains sont transférés dans un récipient étanche et congelés pour limiter la perte « par dispersion » pendant le transport de l'échantillon jusqu'au laboratoire d'analyse (Figure 5d).



Figure 5 : a) Puits utilisés pour le tri des grains de pollen sous microscope inversé ; b) Pipette pasteur coudée et tube silicone avec un embout de micropipette emmanchée permettant l'aspiration des éléments sélectionnés au microscope ; c) Microscope inversé du laboratoire DYNECO-Pelagos-Ifremer ; d) Spectromètre de masse par accélérateur ECHO MICADAS.

III. RESULTATS

III.1. Première vague d'analyses : MD04-TEST1

- Pour ce premier test, la masse de grains de pollen ayant été surestimée, le pipetage insuffisant de 300 grains n'a pas permis d'obtenir un courant et un temps d'analyse suffisant pour la validation des âges ^{14}C , la statistique de comptage des atomes de ^{14}C étant trop faible. Cependant, l'acquisition d'un signal d'activité ^{14}C était encourageante et annonçait la faisabilité de dater des microéchantillons de grains de pollen de pin.
- Plus précisément, 2 datations pollen (niveaux 930 et 730 cm ; Tableau 2) ne sont pas validées car la quantité de matière inférieure à 5 μgC (2 μgC pour 930 cm et 3 μgC pour 730 cm) après traitement était trop faible pour obtenir un courant de carbone et un temps d'analyse suffisants pour des âges fiables et précis. Ils ont été mesurés mais leurs résultats, communiqués à titre indicatif avec une grande barre d'erreur, n'ont pas été validés. L'échantillon pollen (530 cm) n'a pas été analysé car la quantité de CO_2 (<1 μgC) était insuffisante.

Tableau 2 : Tableau récapitulatif de toutes les datations du projet DATAPOL (TEST1, TEST2 et TEST3) obtenues à ECHO MICADAS (collaboration N. Tisnérat-Laborde).

Test pool	Label	Core	Level (cm)	Type	Pollen Nb	Weight (μg)	F14C	+ 1 s	age (yr BP)	+ 1 s (yr)	Age (Stuiver, 1977)	+ 1 s (yr)	
MD04-TEST1	GifA18283	MD04-2801	530-532	Pinus	300	Insufficient							undated
MD04-TEST1	GifA18258	MD04-2801	530-532	G. bulloides		15	0,62	0,01	3870,00	78,00	3870	80	ok
MD04-TEST1	GifA18282	MD04-2801	730-732	Pinus	300	4	0,31	0,03	9357,00	692,00	9360	690	not confirmed
MD04-TEST1	GifA18257	MD04-2801	730-732	G. bulloides		32	0,35	0,00	8469,00	69,00	8470	70	ok
MD04-TEST1	GifA18281	MD04-2801	930-932	Pinus	300	3	0,17	0,03	14450,00	1285,00	14500	1300	not confirmed
MD04-TEST1	GifA18256	MD04-2801	930-932	G. bulloides		8	0,25	0,01	11110,00	270,00	11110	270	ok
MD13-TEST2	GifA19198	MD13-3438	249-250	Pinus	1200	18,6	0,12	0,00	16974,35	282,60	16970	280	ok
MD13-TEST2	GifA19202b	MD13-3438	249-250	Bulk pollen		51,6	0,05	0,00	24164,60	336,99	24160	340	ok
MD13-TEST2	GifA19206	MD13-3438	249-250	G. bulloides		1	0,56	0,21	4588,34	3042,61	4600	3000	not confirmed
MD13-TEST2	GifA19381	MD13-3438	249-250	G. bulloides		142,2	0,20	0,00	13130,25	126,50	13130	130	ok
MD13-TEST2		MD13-3438	274-275	Pinus	1200								sample lost
MD13-TEST2	GifA19201a	MD13-3438	274-275	Bulk pollen		50,4	0,04	0,00	24977,57	337,59	24980	340	ok
MD13-TEST2	GifA19205	MD13-3438	274-275	G. bulloides		1	0,50	0,16	5639,07	2548,62	5600	2500	not confirmed
MD13-TEST2	GifA19380	MD13-3438	274-275	G. bulloides		125,4	0,18	0,00	13614,45	119,06	13610	120	ok
MD13-TEST2		MD13-3438	323-324	Pinus	1200								sample lost
MD13-TEST2	GifA19200a	MD13-3438	323-324	Bulk pollen		60	0,03	0,00	28490,37	459,23			ok
MD13-TEST2	GifA19200b	MD13-3438	323-324	Bulk pollen		77,4	0,03	0,00	28425,33	431,94	28460	445	ok
MD13-TEST2	GifA19204	MD13-3438	323-324	G. bulloides		1	0,14	0,03	15768,38	1558,04	15800	1600	not confirmed
MD13-TEST2	GifA19379	MD13-3438	323-324	G. bulloides		90	0,16	0,00	14590,76	125,76	14590	130	ok
MD13-TEST2	GifA19195	MD13-3438	574-575	Pinus	1200	63,6	0,13	0,00	16444,93	141,54	16450	140	ok
MD13-TEST2	GifA19199b	MD13-3438	574-575	Bulk pollen		66,6	0,06	0,00	22654,06	233,02			ok
MD13-TEST2	GifA19199a	MD13-3438	574-575	Bulk pollen		60	0,06	0,00	23075,46	280,62	22760	273	ok
MD13-TEST2	GifA19199c	MD13-3438	574-575	Bulk pollen		46,2	0,06	0,00	22555,21	309,13			ok
MD13-TEST2	GifA19203	MD13-3438	574-575	G. bulloides		6	0,16	0,01	14951,00	395,10			ok
MD13-TEST2	GifA19378	MD13-3438	574-575	G. bulloides		132	0,15	0,00	15188,68	122,56	15070	260	ok
MD04-TEST3	GifA21116	MD04-2801	310-312	Pinus	1200	8	0,69	0,02	2939,84	251,24	2940	250	not confirmed
MD04-TEST3	GifA21110.1	MD04-2801	310-312	Bulk pollen		79	0,48	0,00	5954,57	78,06	6090	110	ok
MD04-TEST3	GifA21110.2	MD04-2801	310-312	Bulk pollen		71	0,46	0,00	6249,13	84,38			ok
MD04-TEST3	GifA21113.1	MD04-2801	310-312	Bulk pollen KOH		86	0,67	0,01	3268,19	66,66	3380	100	ok
MD04-TEST3	GifA21113.2	MD04-2801	310-312	Bulk pollen KOH		50	0,64	0,01	3546,06	82,33			ok
MD04-TEST3	GifA20376	MD04-2801	310-312	G. bulloides		89	0,85	0,01	1294,81	62,03	1290	60	ok
MD04-TEST3	GifA21117	MD04-2801	580-582	Pinus	1200	6	0,54	0,02	4904,90	302,25	4900	300	not confirmed
MD04-TEST3	GifA21111.1	MD04-2801	580-582	Bulk pollen		66	0,40	0,00	7378,60	88,56	7360	70	ok
MD04-TEST3	GifA21111.2	MD04-2801	580-582	Bulk pollen		73	0,40	0,00	7342,80	85,37			ok
MD04-TEST3	GifA21114.1	MD04-2801	580-582	Bulk pollen KOH		77	0,42	0,00	6893,42	84,59	6870	56	ok
MD04-TEST3	GifA21114.2	MD04-2801	580-582	Bulk pollen KOH		112	0,43	0,00	6858,32	74,79			ok
MD04-TEST3	GifA21152	MD04-2801	580-582	G. bulloides		81	0,53	0,00	5056,96	67,81	5060	70	ok
MD04-TEST3	GifA20381	MD04-2801	580-582	G. bulloides									not confirmed
MD04-TEST3	GifA21118	MD04-2801	835-837	Pinus	1200	26	0,32	0,00	9219,80	117,06	9220	120	ok
MD04-TEST3	GifA21112.1	MD04-2801	835-837	Bulk pollen		68	0,20	0,00	12764,73	124,59	12710	90	ok
MD04-TEST3	GifA21112.2	MD04-2801	835-837	Bulk pollen		78	0,21	0,00	12656,64	118,45			ok
MD04-TEST3	GifA21115.1	MD04-2801	835-837	Bulk pollen KOH		82	0,31	0,00	9473,70	102,35			ok
MD04-TEST3	GifA21115.2	MD04-2801	835-837	Bulk pollen KOH		88	0,30	0,00	9591,88	95,61	9540	70	ok
MD04-TEST3		MD04-2801	835-837	G. bulloides		No forams							undated

- Pour ce premier test seulement, des foraminifères collectés dans les mêmes niveaux que les grains de pollen ont été envoyés pour datation à la fois sur les accélérateurs ARTEMIS et ECHOMICADAS (Tableau 3 ; Figure 6).

Tableau 3 : Ensemble des résultats « foraminifères » obtenus sur les accélérateurs ARTEMIS et ECHOMICADAS pour le TEST 1 sur la carotte MD04-2801. Les barres d'erreur associées aux mesures sur ECHOMICADAS sont systématiquement plus élevées et liées à la faible masse de l'échantillon induisant des courants de carbone et un temps d'analyse plus faibles.

Age ¹⁴ C ans BP	531 cm	731 cm	931 cm
ARTEMIS	3 820 ± 30	7 990 ± 35	10 600 ± 40
ECHOMICADAS	3 870 ± 80	8 470 ± 70	11 110 ± 270

- Les chronologies apparaissent très cohérentes entre les analyses effectuées sur ARTEMIS (éch. > 0.8 mgC) et celles effectuées sur ECHOMICADAS (< 16 µgC) (Figure 6). On peut toutefois noter des différences sur les âges obtenus pour les mêmes niveaux 731 cm (écart de 480 ans) et 931 cm (écart de 510 ans). Bien que le niveau 931 cm présente une incertitude élevée (270 ans), il est à noter que cette analyse (931 cm) est validée malgré une masse inférieure à 10µgC car le courant de carbone 12 était correct (> à 4µA). Toutefois, il est préférable d'analyser une masse minimale supérieure à 15 µgC (20 µgC étant habituellement recommandé sur ECHOMICADAS) pour une meilleure précision sur les âges reconstruits (Tableau 2 ; Figure 6).

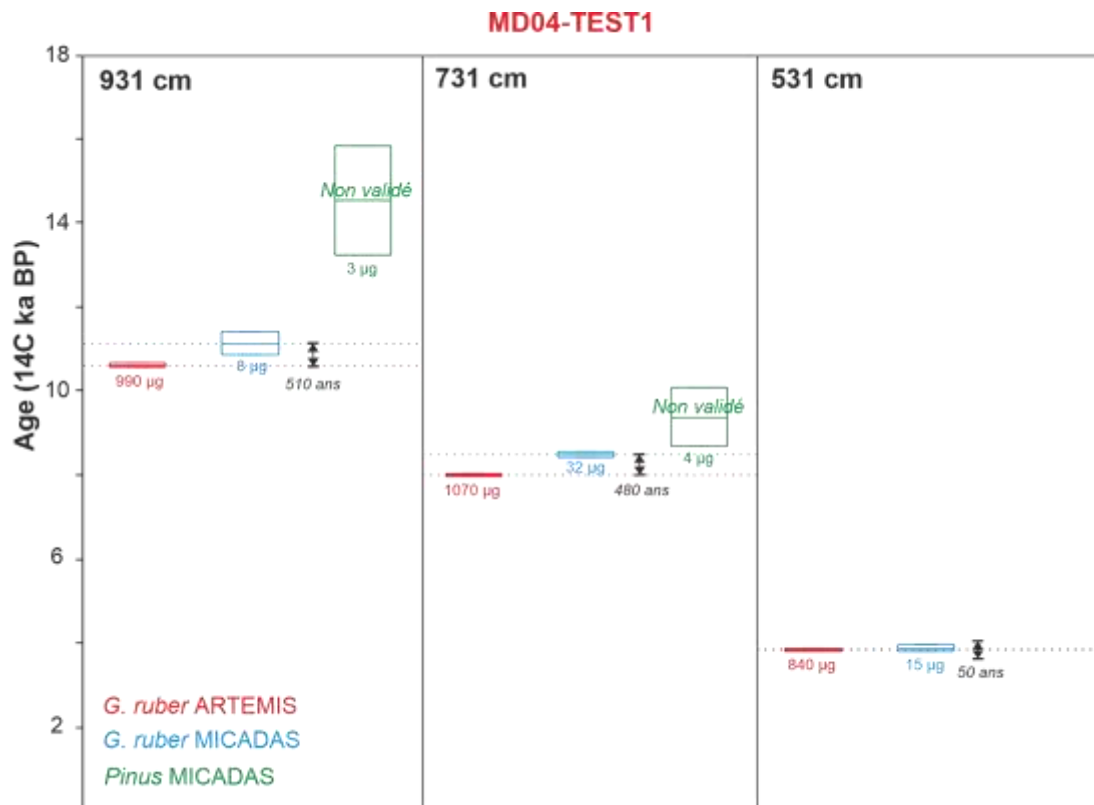


Figure 6 : MD04-TEST1: résultats. Chaque « box plot » correspond à l'âge ¹⁴C (ka BP) borné par son incertitude ± 1σ

III.2. Deuxième vague d'analyses : MD13-TEST2

- Après avoir augmenté la quantité de grains de pollen pipetés de 300 grains (TEST1) à 1200 grains, les analyses ont pu être validées avec une masse carbone comprise entre 20 et 60 μgC pour 2 des 4 échantillons de pollen collectés (Tableau 2 ; Figure 7). Deux échantillons ont malheureusement été perdus en cours de traitement (Tableau 2). Les résultats montrent que pour une quantité de 20 μgC (soit 1200 grains de pollen de *Pinus*), généralement requis sur ECHOMICADAS, la correspondance en tri est bien de l'ordre de 1200 grains de pollen de pin. Il est donc possible de dater directement des grains de pollen mono-spécifiques.

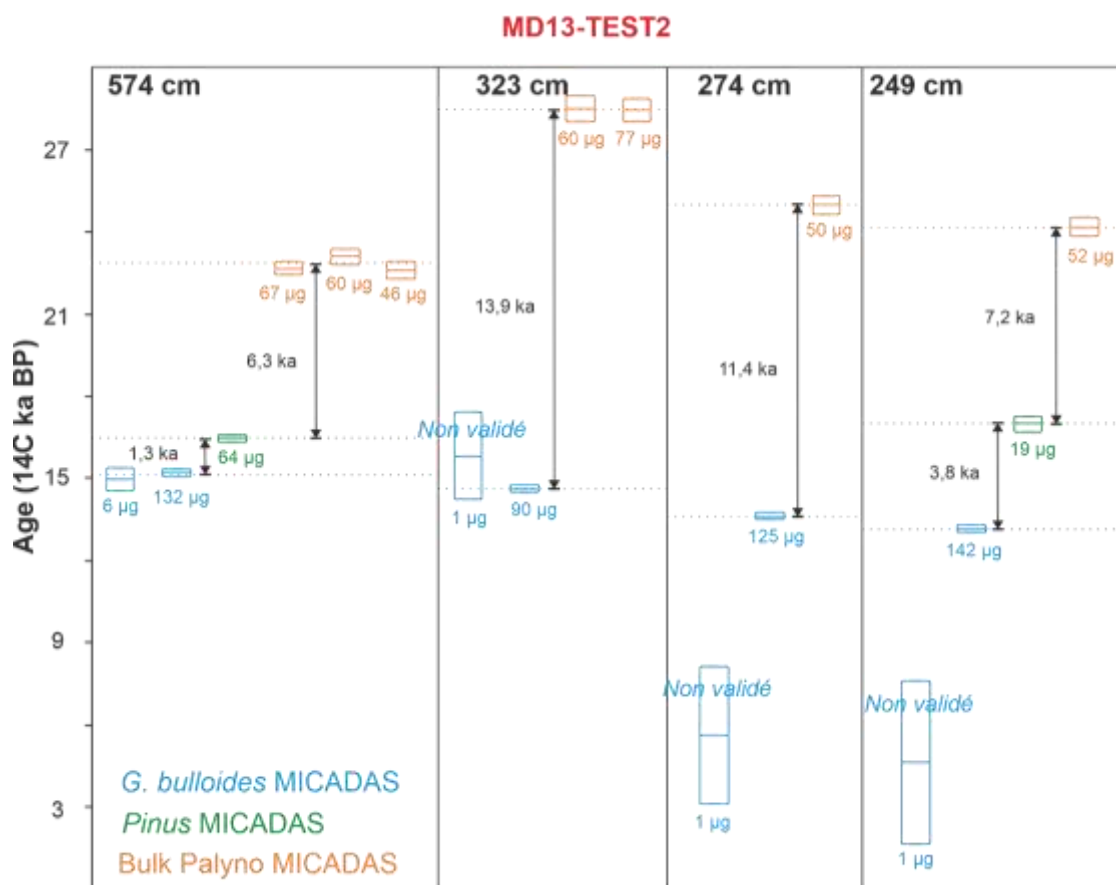


Figure 7 : MD13-TEST2: résultats. Chaque box plot correspond à l'âge ^{14}C (ka BP) borné par son incertitude $\pm 1\sigma$.

- Pour les datations des foraminifères, la quantité de carbone était trop faible avec une masse de 6 μgC pour le niveau 574 cm et de seulement 1 μgC pour les niveaux 323-274-249 cm. Des piquages foraminifères ont été reconduits sur ces mêmes niveaux afin d'acquérir un signal *G. bulloides* robuste (Figure 7).

- En parallèle aux tris manuels, les résidus palynologiques totaux (« *bulk palyno* ») ont été transmis pour l'ensemble des niveaux analysés au cours du TEST2. Ce *bulk* comprend toute la matière organique réfractaire marine et continentale.

Notre hypothèse sur l'ordre des âges reconstruits était :

Age pollen [sans âge réservoir] plus récent que l'Age « *bulk palyno* » [mixte] plus récent que l'Age foraminifère [affecté par l'âge réservoir].

Le résultat systématique obtenu est :

Age « *bulk palyno* » beaucoup plus vieux que l'Age Pollen plus vieux que l'Age foraminifère (date la plus jeune), avec écart minimal entre foraminifères et pollen de 1000 ans pour le niveau 574 cm et de 3400 ans pour le niveau 249 cm (Figure 7).

Nous en déduisons que : i) les grains de pollen de pin sont entachés d'un « vieillissement » inattendu significatif pouvant atteindre plusieurs milliers d'années, ii) le tri des grains de pollen de pin a permis de comparer les âges pollen avec ceux sur le « *bulk palyno* » et de montrer qu'il est formellement déconseillé de dater du matériel organique non identifié.

III.3. Troisième vague d'analyses : MD04-TEST3

- Après la validation de deux dates pollen (TEST2) à 1200 grains prélevés, une seule date pollen (836 cm) a pu être validée (26 µgC) au cours du TEST3 ; les 2 autres échantillons pollen (581 et 311 cm) ayant été analysés avec une masse trop faible de carbone (6 et 8 µgC) (Tableau 2 ; Figure 8). Ainsi, il apparaît que 1200 grains représentent une quantité minimale requise pour une analyse ¹⁴C mais nécessiterait d'être augmentée (e.g. 1500 grains) afin de pallier aux soucis éventuels de perte de matériel lors de la manipulation, compte tenu du temps d'analyse nécessaire à l'obtention d'un signal constant.
- Pour les datations foraminifères, le niveau 836 cm était quasi stérile en foraminifères dans la fraction > 150 µm et n'a pas pu être daté.
- En supplément du tri manuel de pollen de pin et des résidus palynologiques totaux (« *bulk palyno* »), des résidus palynologiques traités avec une étape supplémentaire d'attaque KOH ont été transmis au cours du TEST3 pour chacun des 3 niveaux. Le traitement KOH visait à : i) épurer le résidu palynologique pour faciliter le prélèvement monospécifique de pollen de pin, et ii) éliminer une partie de la matière organique susceptible de biaiser l'âge reconstruit à partir du résidu organique, et notamment éliminer une partie de sa fraction organique marine (e.g. dinokystes hétérotrophes).

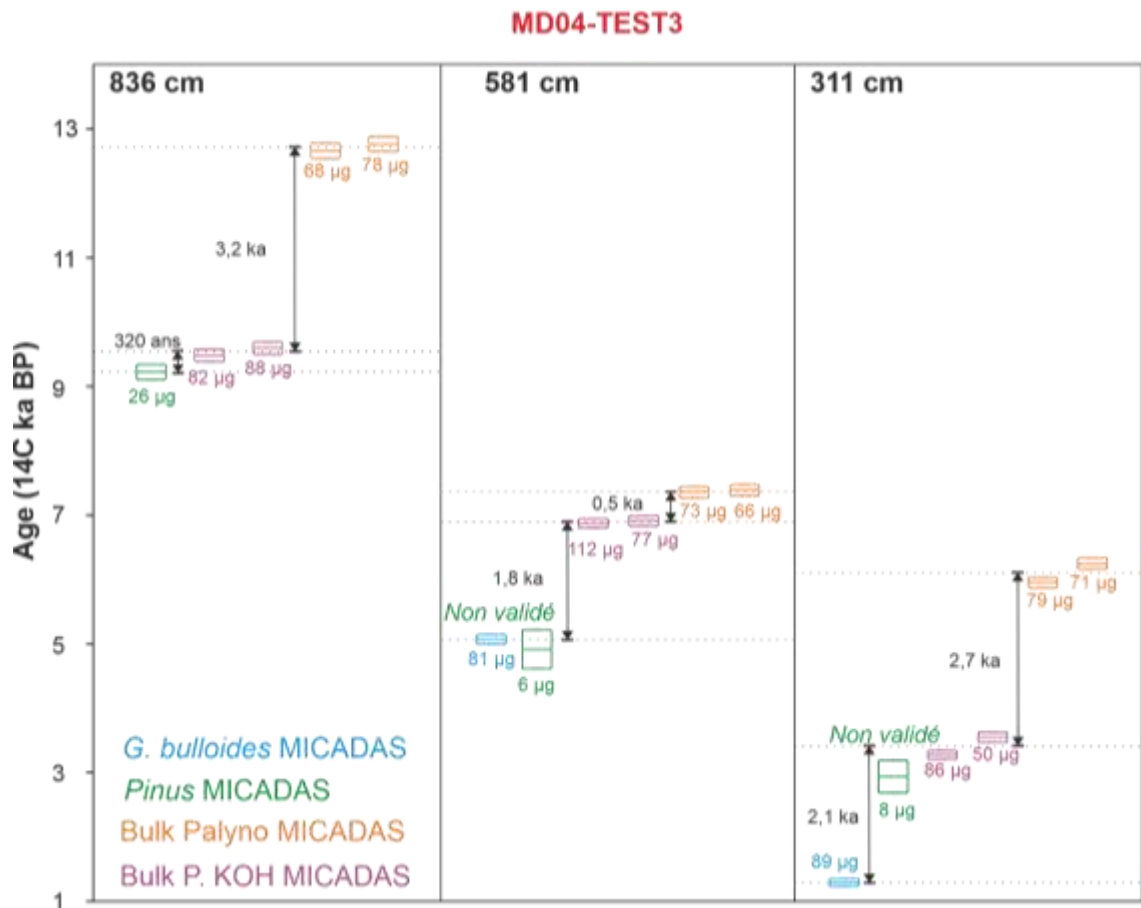


Figure 8 : MD04-TEST3 : résultats. Chaque box plot correspond à l'âge ^{14}C (ka BP) borné par son incertitude $\pm 1\sigma$.

Suite aux résultats du TEST2, nous supposons que l'ordre des âges reconstruits serait, selon les résultats du TEST2 :

Age foraminifère [Toujours affecté mais, à priori, dans une moindre mesure par l'âge réservoir] < Age pollen [visiblement davantage affecté par un vieillissement que les foraminifères] < Age « *bulk KOH* » [résidu organique « épuré »] < Age « *bulk palyno* » [résidu organique total à l'issue du traitement palynologique].

Le résultat systématique observé a été :

Age foraminifère [écart de 1700 ans avec le « *bulk KOH* » plus vieux : 581 cm] < Age pollen < Age « *bulk KOH* » [avec une bonne reproductibilité des analyses : 836, 581 et 311 cm] < Age « *bulk palyno* » [avec une bonne reproductibilité également].

Nous en déduisons que : i) le tri des grains de pollen de pin est indispensable pour diminuer le vieillissement des dates ^{14}C obtenues (cf. 836 cm), ii) un vieillissement est toujours observé pour les dates « *bulk palyno* » et « *bulk KOH* », mais le traitement KOH permet ici aussi de réduire significativement le vieillissement constaté de 2000 à 3000 ans dans le cas des niveaux 311 et 836 cm (Figure 8).

IV. DISCUSSIONS PRELIMINAIRES

IV.1. Carotte MD04-2801

Afin de comparer l'ensemble des dates DATAPOL obtenues sur 6 niveaux de la carotte MD04-2801 (TESTS 1 et 3) avec la stratigraphie « foraminifères » telle que proposée dans l'étude paléoenvironnementale de cette carotte prélevée sur la marge algérienne (chapitre IV), l'ensemble des dates ^{14}C validées a été calibré via le programme Calib 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al., 2021) et la droite de calibration IntCal20 (Reimer et al., 2020). Les datations ^{14}C « *G. bulloides* » ont, au préalable, fait l'objet d'une soustraction de l'âge réservoir océanique de surface estimé à 400 ans (Siani et al., 2000), contrairement à la seule datation ^{14}C « *Pinus* » validée pour le niveau 836 cm qui n'a pas fait l'objet de soustraction d'âge réservoir océanique (Figure 9).

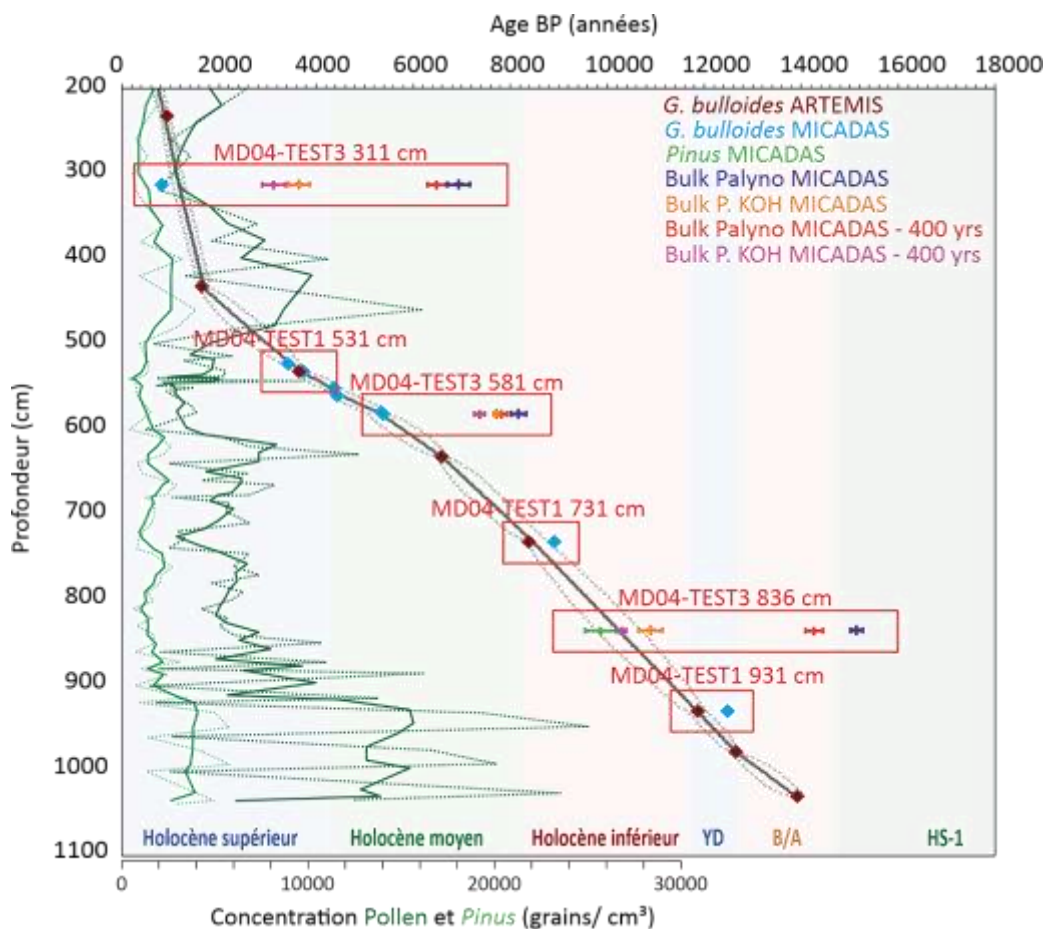


Figure 9 : Comparaison des dates ^{14}C calibrées ($\pm 1\sigma$) : foraminifères (ARTEMIS en bordeaux et MICADAS en bleu), pollen en vert (1 résultat), « Bulk palyno » calibrées en tenant compte d'un âge réservoir de 400 ans en rouge (3 résultats), « Bulk palyno » calibrées sans soustraction d'âge réservoir en bleu marine, « Bulk KOH » calibrées en tenant compte d'un âge réservoir de 400 ans en violet (3 résultats) et « Bulk KOH » calibrées sans soustraction d'âge réservoir en orange. Comparaison avec le modèle d'âge de la carotte MD04-2801 (Chapitre II) en fonction des périodes stratigraphiques (bandes de couleur ; B/A = Bölling-Alleröd ; YD = Younger Dryas). Concentrations en grains de pollen (vert foncé) et en grains de pollen de *Pinus* sp. (vert clair ; grains/cm³) sur la carotte MD04-2801.

Concernant les 2 « *bulks* », 2 calculs ont été faits : avec et sans soustraction de 400 ans, du fait de la considération d'un résidu organique davantage marin ou davantage continental, afin d'obtenir la plus large fourchette possible d'âges calibrés compte tenu d'un résidu palynologique mixte dont la proportion marine/continentale n'est pas connue (Figure 9).

De manière surprenante, la date pollen à 836 cm (seule date pollen validée) est comprise dans l'enveloppe calculée par le modèle d'âge de la carotte (Chapitre II), mais ne dispose toutefois d'aucun doublon « foraminifères » car le niveau en était quasi totalement dépourvu, rendant leur piquage en nombre suffisant impossible. Il est ainsi difficile, au vu de nos conclusions sur un seul niveau validé, de savoir si ce signal, ici à priori cohérent, aurait été tout aussi cohérent dans les 5 autres niveaux « pollen » prélevés sur la carotte. La date « *bulk KOH – 400 ans* » à 836 cm est proche, bien que légèrement plus vieille que la date pollen au même niveau (écart de 320 ans ; Tableau 2), et permet de réduire de 3 200 ans l'artefact de vieillissement du « *bulk palyno* ». Il n'apparaît donc pas correct de considérer un « *bulk KOH* » dans une stratigraphie marine compte tenu d'un vieillissement persistant par rapport aux prélèvements monospécifiques de grains de pollen de pin. Ces derniers restent toutefois la meilleure option (au regard des options « pollen », « *bulk palyno* » et « *bulk KOH* »), sans pouvoir dire toutefois ici si cette date « pollen » est acceptable (au regard du modèle d'âge) ou à rejeter (au regard d'un vieillissement inattendu qu'aurait présenté l'échantillon vis-à-vis d'un échantillon daté sur le même niveau à partir de tests de foraminifères). Des études complémentaires devront donc être réalisées.

Les dates « *bulks* » ont permis, de par la plus grande facilité de préparation de matériel en quantité suffisante pour l'analyse, d'obtenir des dates reproductibles, démontrant une stabilité du signal d'activité ^{14}C de cette fraction organique du sédiment traité. Ils présentent toutefois des écarts significatifs de plusieurs milliers d'années vis-à-vis du modèle d'âge, bien que le traitement KOH tende à réduire ce « vieillissement » important des dates. La soustraction d'un âge réservoir de 400 ans aux résidus palynologiques analysés rapproche toutefois les dates de la chronologie établie, sans pour autant que les écarts soient compensés.

Le contenu du palynofaciès analysé dans le « *bulk palyno* » (résidu palynologique total) regroupe tous les débris organiques contenus dans le sédiment dont font partie des grains de pollen, des débris organiques (dont des débris végétaux et de la matière organique fragmentée) mais aussi des microfossiles planctoniques marins et de la Matière Organique Amorphe (ou MAO, cf. Chapitre II). Le traitement KOH a eu pour objectif de s'affranchir de la MAO (que nous suspectons être à l'origine de ce vieillissement) ainsi que d'une partie des microfossiles d'origine marine. En effet, les dinokystes sont plus sensibles aux attaques KOH, c'est pourquoi ces étapes sont communément écartées des traitements en palynologie marine, contrairement aux traitements palynologiques réalisés dans le cadre d'études palynologiques continentales. Nos analyses suggèrent une sensibilité toute particulière de la fraction organique éliminée par le traitement KOH à ce « vieillissement » des dates reconstruites. Ainsi, nous

suggérons que la MAO, de par sa nature floconneuse à nébuleuse et relativement poreuse, est probablement affectée par des modifications chimiques lors d'échanges avec des fluides ambiants (masse d'eau dans le fond du bassin) et/ou diagénétiques. Le traitement visant à la dissolution de la matière organique amorphe (i.e. traitement KOH) permettrait ainsi d'atténuer en partie cette problématique de vieillissement de la matière organique. Il serait également intéressant de tester la datation de cette matière organique amorphe pour définir son âge moyen. Toutefois, un paramètre important reste également le calcul de la quantité totale de matière organique contenue dans le sédiment brut ainsi que l'estimation de la proportion de matière organique d'origine marine *versus* continentale au sein de cette fraction organique. Ceci ne peut malheureusement pas être pris en compte dans notre interprétation à ce stade de nos analyses.

Aussi, les concentrations totales en grains de pollen et les concentrations en *Pinus* calculées pendant les analyses palynologiques de la séquence algérienne (Chapitre IV) ont été représentées sur la Figure 9 à titre indicatif. Il n'apparaît pas de relation évidente entre une augmentation ou une diminution de l'apport de matériel continental (tel que porté par ces concentrations) et les variations d'écart observées entre dates reconstruites pour chacun des niveaux testés. Il semble peu probable qu'une augmentation, ou diminution, de cet apport de matière organique d'origine continentale vers les environnements marins soit à l'origine d'une tendance au rajeunissement, ou au contraire au vieillissement, des dates réalisées sur la fraction organique (« *Pinus* », « *bulk palyno* » et « *bulk KOH* »).

IV.2. Carotte MD13-3438

IV.2.a. Contexte environnemental et paléocéanographique (Fersi et al., 2021)

La dernière période glaciaire est caractérisée par des changements climatiques abrupts à l'échelle millénaire. Les carottes de glace du Groenland ont permis de décrire ces transitions rapides dont l'impact est connu à l'échelle globale (e.g. Voelker, 2002), oscillant entre des phases atmosphériques froides appelés stadias (GS) et des phases atmosphériques plus chaudes appelées interstadias (GI) (e.g. Dansgaard *et al.*, 1993 ; Rasmussen *et al.*, 2014). Dans l'Atlantique Nord, certains GS ont été associés à des débâcles massives d'icebergs provenant en majorité de l'inlandsis laurentien (LIS pour « Laurentide Ice Sheet » ; Figure 10), guidées par le courant glaciaire du détroit d'Hudson (e.g. Bond *et al.*, 1992, 1993 ; Broecker *et al.*, 1992 ; Broecker, 1994 ; Hemming, 2004).

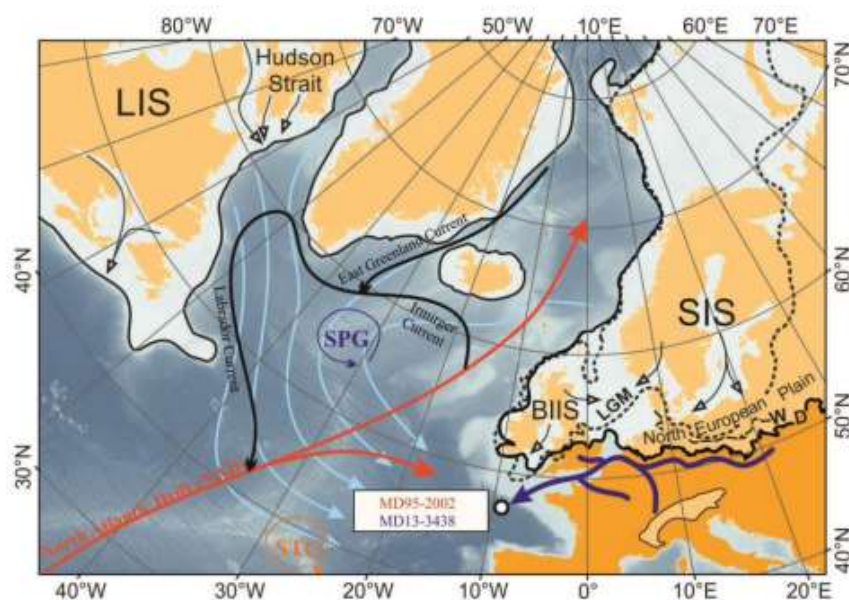


Figure 10 : Limite des calottes glaciaires au dernier maximum glaciaire et localisation de la carotte MD13-3438, et de la carotte jumelle MD95-2002, dans le Nord du Golfe de Gascogne (Fersi et al., 2021). Laurentide Ice Sheet (LIS), Scandinavian Ice Sheet (SIS), British-Irish Ice Sheet (BIIS), Sub-Polar Gyre (SPG) and Last Glacial Maximum (LGM).

Ces débâcles de glaces continentales en mer sont identifiées dans les séquences sédimentaires marines par des niveaux enrichis en sédiments détritiques grossiers (IRD pour « Ice Rafted Debris » ; e.g. Heinrich, 1988 ; Bond et al., 1993 ; Broecker, 1994) et correspondent aux événements d'Heinrich (HE pour « Heinrich Event »). Les phases stadias correspondantes sont appelées les stadias d'Heinrich (HS pour « Heinrich Stadial » ; Barker *et al.*, 2009 ; Harrison et Sanchez-Goni., 2010). Les apports massifs d'eaux douces vers l'Atlantique Nord sont à l'origine du ralentissement de la circulation méridienne de retournement atlantique (AMOC pour « Atlantic Meridional Overturning Circulation » ;

e.g. McManus *et al.*, 2004 ; Stanford *et al.*, 2006, 2011 ; Ng *et al.*, 2018 ; Toucanne *et al.*, 2021). D'autre part, de nombreuses études ont montré une implication majeure de la fonte des calottes glaciaires du Groenland, de l'Islande et de l'Europe (BIIS pour « *British Irish Ice Sheet* » ; Figure 10) dans la perturbation de la circulation océanique de l'Atlantique Nord (e.g. Bond *et al.*, 1997, 1999 ; Grousset *et al.*, 2000, 2001 ; Hemming *et al.*, 2000 ; Hemming, 2004 ; Knutz *et al.*, 2001, 2007 ; Hall *et al.*, 2006 ; Peck *et al.*, 2006 ; Nygård *et al.*, 2007 ; Toucanne *et al.*, 2008 ; Toucanne *et al.*, 2010 ; Toucanne *et al.*, 2015).

L'évènement HS1 (comprenant HE1) se produit au début de la dernière déglaciation (~19-11 ka BP ; Clark *et al.*, 2012a), succédant au dernier maximum glaciaire (LGM pour « *Last Glacial Maximum* » ; Mix *et al.*, 2001) et précède le réchauffement du Bølling-Allerød (B/A) débutant à 14,7 ka BP (Rasmussen *et al.*, 2014). Le LGM est caractérisé par l'extension d'un grand inlandsis européen (EIS) rassemblant les inlandsis britannico-irlandais (BIIS ; Figure 10) et scandinave (SIS ; Figure 10). Le plus grand système fluvial drainant l'Europe occidentale à cette période est le paléo-fleuve Manche (Figure 10 ; e.g. Gibbard, 1988 ; Toucanne *et al.*, 2009, 2010, 2015). Des phases récurrentes d'apports d'eaux de fonte au début d'HS1 (entre 18,7 et 17 ka BP) ont été repérées par des études le long de la marge nord-ouest de l'Europe, en particulier dans le nord du Golfe de Gascogne (e.g. Zaragosi *et al.*, 2001 ; Auffret *et al.*, 2002 ; Mojtahid *et al.*, 2005, 2017 ; Eynaud *et al.*, 2007, 2012 ; Penaud *et al.*, 2009 ; Toucanne *et al.*, 2009, 2010 ; Fersi *et al.*, 2021). Ainsi, la fonte de l'EIS, associée aux décharges saisonnières d'eaux douces du paléo-fleuve Manche, est à l'origine de la mise en place de laminations millimétriques à centimétriques dans les sédiments marins sur le pourtour de l'EIS. C'est dans ce contexte associé à la dernière déglaciation, et où demeurent de nombreuses incertitudes sur les fluctuations temporelles de l'âge réservoir océanique de surface, que des datations ont été effectuées dans le cadre du TEST2 sur la carotte MD13-3438 à partir de 4 repères précis pendant l'intervalle HS1: début HS1, fins des lamines, pic de susceptibilité magnétique, fin d'HS1 (Figure 11).

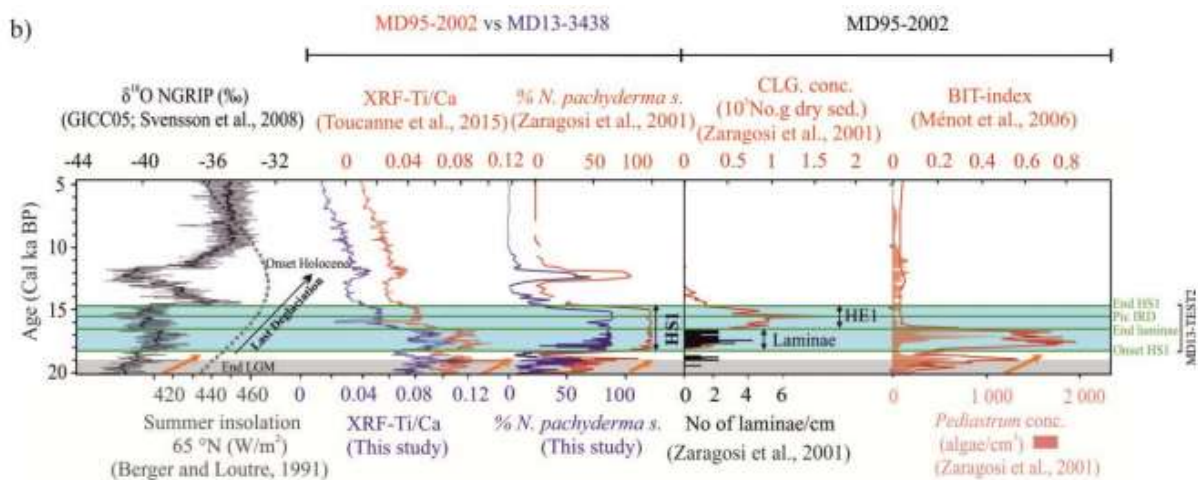


Figure 11 : Localisation temporelle (droites horizontales vertes) des quatre niveaux analysés pour le projet DATAPOL : 574-575 cm (début d'HS1), 323-324 cm (fin de l'intervalle laminé), 274-275 cm (pic d'IRD) et 249-250 cm (fin d'HS1) (d'après Fersi *et al.*, 2021).

IV.2.b. Bilan des analyses

Les datations du TEST2 ont démontré une grande reproductibilité des datations « *bulk palyno* » (Tableau 2 ; Figure 7) mais également leur vieillissement systématique, comme pour le TEST 3, ici supérieur à 6000 ans par rapport aux 2 dates « *Pinus* » validées. Ces dates « *bulk palyno* » sont ici, une fois de plus (cf. TEST 3), jugées non utilisables pour contraindre un âge cohérent sur la carotte MD13-3438. Il est à noter qu'aucun résultat « *bulk KOH* » n'est ici disponible sur cette séquence ; cette phase de traitement supplémentaire n'ayant été ajoutée que lors du TEST 3 sur la carotte MD04-2801.

Pour la discussion des résultats obtenus au cours du TEST 2 (Figure 12), plusieurs âges réservoirs estimés à 400, 600, 800 et 1000 ans ont été soustraits à chacune des dates ^{14}C foraminifères validées (cf. Tableau 2) avant de les calibrer avec le programme Calib 8.2 (Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver et al., 2021) via IntCal20 (Reimer et al., 2020).

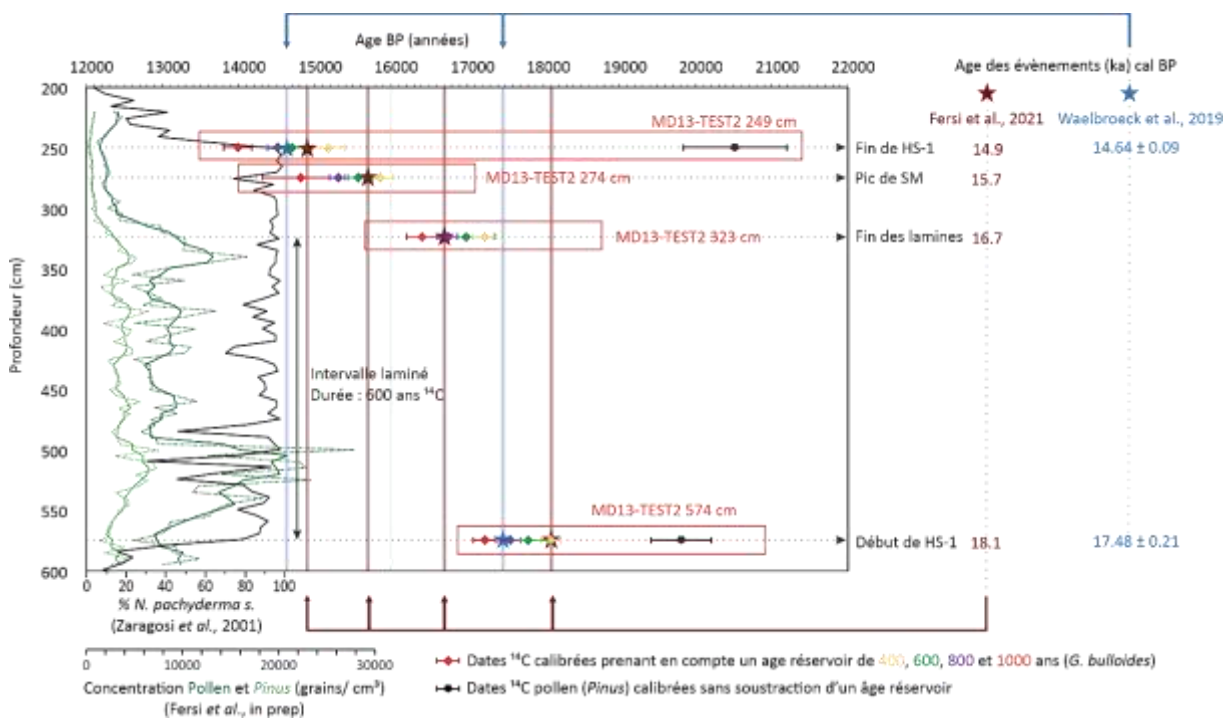


Figure 12 : Dates ^{14}C (*G. bulloides* et *Pinus sp.*, MD13-3438) validées calibrées, mises en parallèle avec la courbe des pourcentages du foraminifère planctonique *N. pachyderma* (Fersi et al., 2021) ainsi qu'avec les courbes de concentrations totales en grains de pollen et en grains de pollen de pin (Fersi et al., in prep) acquis sur la même carotte. Pour chaque échantillon daté, les limites correspondant aux événements ciblés au cours de ce TEST 2 (« Début de HS-1 », « Fin des lamines », « Pic de SM ») ont été placées et représentées : i) en profondeur par des pointillés et ii) en âge par des barres et des étoiles de couleur selon Fersi et al. (2021) en rouge et Waelbroeck et al. (2019) en bleu. Chaque date ^{14}C foraminifère est représentée calibrée en prenant en compte un âge réservoir de 400 (jaune), 600 (vert), 800 (violet) et 1000 (rouge) ans. Les dates pollen *Pinus* (noir) sont représentées calibrées sans contrainte d'âge réservoir.

Ces différents âges réservoirs présumés permettent d'estimer des gammes d'âge réservoir possibles pour chacune des 4 limites stratigraphiques étudiées de la carotte MD13-3438 (début d'HS1, fin des lamines au sein d'HS1, pic de susceptibilité magnétique au sein d'HS1, fin d'HS 1). Ces limites sont par ailleurs reportées sur la Figure 12 : i) pour le début et la fin d'HS 1 selon Waelbroeck *et al.* (2019), et ii) pour les 4 limites selon l'étude de la carotte MD13-3438 par Fersi *et al.* (2021). Il est à noter que, dans l'étude de Fersi *et al.* (2021), le modèle d'âge de la carotte MD13-3438 (Fersi *et al.*, 2021) est calé, par le biais des signaux XRF (Figure 11), à la chronostratigraphie de la carotte jumelle MD95-2002 (cf. Figures 10 et 11), cette dernière disposant de 22 dates AMS-¹⁴C sur les 40 derniers milliers d'années ainsi que de plusieurs pointeurs stratigraphiques additionnels : i) 4 dates AMS-¹⁴C dérivées de l'étude des carottes voisines MD03-2690 et MD03-2692, et ii) les pourcentages de *N. pachyderma* corrélés avec le signal $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP (Toucanne *et al.*, 2015). Pour la correction de l'âge réservoir sur la carotte MD95-2002, il est considéré que : i) la valeur moderne est de 352 ± 92 ans, ii) la valeur avant HS1 et pendant l'Holocène est d'environ 400 ± 200 ans, iii) pendant HS1, le Bölling-Alleröd et le Younger Dryas, les valeurs sont de 970, 680 et 875 ans, respectivement, avec des incertitudes de 200 ans ($\pm 1\sigma$) (Toucanne *et al.*, 2015). Nous partions donc du principe, dans cette étude, que l'âge réservoir possible des dates ¹⁴C reconstruites sur la carotte MD13-3438 serait de l'ordre de 900 à 1000 ans pendant HS 1 avec, toutefois, une large fourchette d'âges réservoirs « acceptables » compris entre 400 ans (valeur moderne-Holocène) et 1000 ans (maximum envisagé pendant HS 1 dans le secteur d'étude). Enfin, concernant les 2 dates « *Pinus* » validées, aucun âge réservoir n'est considéré pour leur calibration via IntCal20.

La date « *Pinus* » réalisée sur le niveau le plus récent (249 cm : fin d'HS1) présente un âge plus vieux (16 970 ans Cal BP) que l'âge « *Pinus* » obtenu pour le niveau le plus ancien analysé (574 cm : 16 450 ans Cal BP), ainsi qu'un écart plus important avec la date foraminifère, quel que soit l'âge réservoir estimé (écart minimal, respectivement, de 3 840 et 1 260 ans pour 249 cm et 574 cm). Aucune des deux dates « *Pinus* » calibrées ne correspond aux gammes d'âges attendues (étoiles violettes sur la Figure 12), ce qui confirme leur invalidité. Les grains prélevés ont été sélectionnés sur critères morphologiques permettant d'assurer leur contemporanéité au niveau de prélèvement. Cependant, des tentatives précédentes d'analyses palynologiques sur cette séquence ont été portées en échec par la présence de grains de pollen pré-quatérinaires remaniés en forte proportion parfois impossibles à différencier des grains contemporains du moment de dépôt. Bien que l'observation au microscope pendant le prélèvement ait été effectuée précautionneusement, la potentialité d'un vieillissement des échantillons par la présence de ces grains plus anciens n'est pas à écarter. Par ailleurs, ce constat est à rapprocher des dates excessivement vieilles des « *bulk palyno* » et « *bulk KOH* » évoquées précédemment.

Dans le cadre de cette étude préliminaire, nous supposons que les qualités physico-chimiques de la paroi des grains de pollen rendent leurs membranes plus propices, contrairement aux tests des

foraminifères, à échanger avec les masses d'eaux profondes (où l'âge réservoir est supérieur à l'âge réservoir de surface) ainsi qu'avec les fluides diagénétiques. Il est également à noter que les grains de pollen sont collectés dans des tubes adéquats puis transférés dans un tube en quartz, séchés dans une étuve à vide. Lorsque les grains de pollen sont secs, le tube est connecté à une ligne à vide dédiée qui permet de réaliser la combustion sous oxygène pur des grains de pollen, de purifier et collecter le CO₂ dans des microtubes scellés. Les tests des foraminifères subissent une étape de purification qui consiste en une attaque acide (HNO₃) des couches des tests en contact avec l'acide. Les carbonates de la partie « interne » des coquilles seraient potentiellement davantage isolés des fluides environnants, bien qu'ils puissent se trouver en contact avec ces fluides du fait de la porosité de leurs tests. Ceci nous amène à conclure que, même si le résidu organique est trié et que le matériel daté est mono-spécifique, et le plus pur possible, les dates « *Pinus* » ne peuvent malheureusement pas être utilisées pour discuter l'âge réservoir océanique de surface dans le cadre du contexte spatial et temporel de cette étude.

Ainsi, seuls les dates « foraminifères » seront discutées par la suite, par le biais d'un raisonnement par l'absurde et aussi circulaire, en considérant plusieurs gammes d'âge réservoir pour la calibration de chaque date obtenue. Le début d'HS1 est considéré à 17,48 ka BP selon Waelbroeck et al. (2019) et à 18,1 ka BP selon l'étude de la carotte MD13-3438 par Fersi et al. (2021), ce qui implique une différence marquée discutée ainsi dans l'article de Fersi et al. (2021): "*It is worth noting that recent studies showed that the rapid cooling marking the onset of HS1 in the North Atlantic took place at 17.48 ka ± 0.21 ka (1σ) (Missiaen et al., 2019; Waelbroeck et al., 2019) while maximal N. pachyderma abundances (i.e., allowing identifying HS 1) in core MD95-2002 between 880-390 cm, and between 575-245 cm in core MD13-3438, start at around 18.1 ka BP. Our chronologies are likely too old by about 600 years at the onset of HS1 as a result of underestimated reservoir ages over the last deglaciation*". Ici, l'âge à 17,48 ka BP apparaît en accord avec la calibration de notre date foraminifère obtenue pour le niveau 574 cm en prenant en compte un âge réservoir de 800 ans. Par ailleurs, l'âge à 18,1 ka BP apparaît en accord avec la calibration de la date foraminifère en prenant en compte un âge réservoir de 400 ans. Malheureusement, il n'est pas possible de trancher sur l'âge réservoir à appliquer compte tenu de l'inefficacité du matériel continental à exprimer le résultat robuste dans cette séquence marine, ce qui était attendu dans le cadre du projet « DATAPOL ». Toutefois, il apparaît peu probable que l'âge réservoir de 400 ans (i.e. valeur moderne) soit applicable au cours de la déglaciation. Nous suggérons ici que l'étude de Fersi et al. (2021) sous-estime en effet l'âge réservoir en début d'HS 1, comme extrait un peu plus haut de ce même article.

Pour la fin du faciès laminé (323cm), nos tests montrent qu'en considérant un âge réservoir de 800 ans, notre âge calendaire reconstruit est davantage en accord avec la datation considérée pour la fin de cette première grande phase d'HS 1 par Fersi et al. (2021), sachant que l'ensemble de l'intervalle dit « laminé » correspond à l'enregistrement maximal des écoulements fluvio-glaciaires des calottes européennes sur la marge nord-ouest européenne. Ceci expliquerait une prise en compte d'âge réservoir

maximale, au moins égale à 800 ans d'après nos tests, sur l'ensemble de l'intervalle entre 574 et 323 cm. La troisième limite (274 cm), correspondant au pic d'IRD et de susceptibilité magnétique, montre une cohérence entre nos tests d'âge réservoir et la date de Fersi et al. (2021) lorsque l'on considère ici un âge réservoir de 600 ans. Enfin, pour la fin d'HS1 (249 cm), nos âges calendaires calculés sont cohérents avec l'âge (14,9 ka BP) de Fersi et al. (2021) pour des gammes d'âge réservoir comprises entre 400 et 600 ans et avec l'âge (14,64 ka BP) de Waelbroeck et al. (2019) pour des gammes d'âge réservoir comprises 600 et 800 ans.

Nous discutons, par le biais d'un raisonnement circulaire, une gamme d'âge réservoir potentielle au cours d'HS1 de 800 ans à minima (phase laminée avec probablement des valeurs maximales d'âge réservoir) à 400 ans (HE 1 *sensu stricto*) et peut-être 700 ans en fin d'HS 1. Un âge réservoir de 400 ans pour le pic de susceptibilité magnétique semblerait toutefois faible, compte tenu des débâcles massives d'icebergs d'origine laurentienne sur cet intervalle. En l'absence de contraintes indépendantes sur du matériel non affecté par l'âge réservoir, il est impossible de conclure davantage sur l'ensemble de ces observations. D'autres tests « foraminifères » entre ces limites seraient également nécessaires, de même que d'autres tentatives de datations sur du matériel organique comme il est suggéré dans la dernière partie « Perspectives » de ce chapitre (cf. mise en parallèle de datations « *Pinus* » avec des datations dinokystes).

Enfin, il est intéressant de souligner que les datations foraminifères de la carotte MD95-2002 (Toucanne et al., 2015) ont été mesurées à partir de tests de *N. pachyderma* sur HS 1, tandis que les datations foraminifères au MICADAS sur la carotte MD13-3438 ont été mesurées à partir de tests de *G. bulloides*. Or, ces deux espèces ne sont pas rencontrées à la même profondeur dans la colonne d'eau (subsurface pour *N. pachyderma* et surface pour *G. bulloides*). Nous avons discuté, en raisonnement circulaire de la cohérence des 4 niveaux datés sur la carotte MD13-3438 vis-à-vis du modèle d'âge établi sur cette même séquence par alignement des signaux XRF de la séquence étudiée avec ceux de la carotte MD95-2002. Toutefois, ces deux taxons sont susceptibles de présenter une sensibilité différente aux variations d'âge réservoir compte tenu de la circulation océanique durant HS 1. Ainsi, des tests complémentaires de datations sur *N. pachyderma* pour les niveaux 249-274-323-574 cm de la carotte MD13-3438 (analyses en cours) sont attendus afin de mettre en perspective les variations d'âge reconstruits sur *N. pachyderma* et *G. bulloides* en fonction des conditions de stratification de la colonne d'eau, à défaut de pouvoir discuter de manière robuste des conditions d'âge réservoir à partir des datation « pollen ».

V. PERSPECTIVES

Mener l'ensemble des analyses présentées dans le projet était dense car les méthodes mises en place sont très chronophages. Néanmoins, un grand pas a d'ores et déjà été réalisé dans l'avancée du projet sur la méthodologie à mettre en œuvre pour pipeter les grains de pollen et obtenir des résultats valides. En perspectives, plusieurs pistes ont été discutées afin d'améliorer la compréhension d'un tel sujet vaste et complexe :

- Trier et prélever des grains de pollen très anciens, en dehors de la gamme ^{14}C encore détectable afin d'avoir un signal de référence « bruit de fond » sur des grains de pollen vieux de plus de 50 000 ans sur ECHoMICADAS.
- Dater des foraminifères de manière classique et sans les « purifier » sur des niveaux comparables avec des grains de pollen pour comparer l'écart entre les dates foraminifères et la similarité avec les dates pollen afin de quantifier la sensibilité des enveloppes externes des carbonates à la contamination des fluides environnants. Ce test permettrait d'attribuer ou non cette contamination seulement à la matière organique ou également à la matière minérale et peut-être de la quantifier en fonction de l'âge de dépôt ou de la nature du sédiment.
- Trier et prélever des grains de pollen de pin dans des sédiments continentaux (lacustres, tourbes) et les comparer avec des micro- ou macro-restes végétaux prélevés sur ces mêmes séquences.
- Trier et prélever des dinokystes dans le résidu palynologique afin d'obtenir un signal organique entaché par l'effet réservoir, comme les foraminifères, mais probablement vieilli au même titre que les autres micro-restes organiques analysés dans le cadre de ce projet. Si un effet diagénétique altère la signature carbone des micro-restes organiques enfouis dans les sédiments marins, alors une piste de réflexion serait de partir, non pas sur une soustraction : « âge foraminifère - âge pollen » pour en déduire l'âge réservoir, mais plutôt sur une soustraction de type : « âge dinokyste - âge pollen ». En partant de l'hypothèse que si les palynomorphes présentent des âges ^{14}C trop « vieux », la soustraction entre palynomorphes marins et palynomorphes continentaux pourrait s'avérer très intéressante pour discuter de l'effet réservoir. Toutefois, dans les contextes où nous avons travaillé, la composante « dinokyste » était extrêmement diluée dans le résidu palynologique et leur prélèvement n'aurait pas conduit à une masse suffisante pour une analyse au MICADAS.

Aussi, il est à noter que de plusieurs personnes ont déjà tenté de dater des « *bulk* » organiques et que ces « *bulk* » non définis sont probablement à bannir des stratigraphies marines ou continentales. De plus, le tri manuel pour prélèvement par aspiration est bien trop difficile et chronophage pour pouvoir être conduit régulièrement ou même ponctuellement. Nous nous sommes rapprochés de laboratoires de

biologie cellulaire disposant de cytomètres analyseurs et trieurs afin d'envisager des prélèvements automatisés. Nous avons ainsi conduit des tests sur 3 échantillons avec la plateforme BIOSIT de l'Université de Rennes 1 (Marion Mandon et Laurent Deleurme), puis nous avons échangé avec la plateforme CYTOCELL de l'Université de Nantes (Nicolas Jouand et Nathalie Labarrière), et tout dernièrement avec Christophe Lambert (IR CNRS, responsable de la plateforme cytométrie du LEMAR à l'IUEM). La plateforme BIOSIT a ainsi analysé pour la toute première fois un résidu palynologique, en réussissant à lever un verrou important quant à la vitesse de sédimentation. Toutefois, ils n'ont pas réussi à discriminer le pollen de pin en se basant sur les paramètres taille/structure (cf. figure 13), l'échantillon fourni (i.e., résidu palynologique) étant trop complexe.

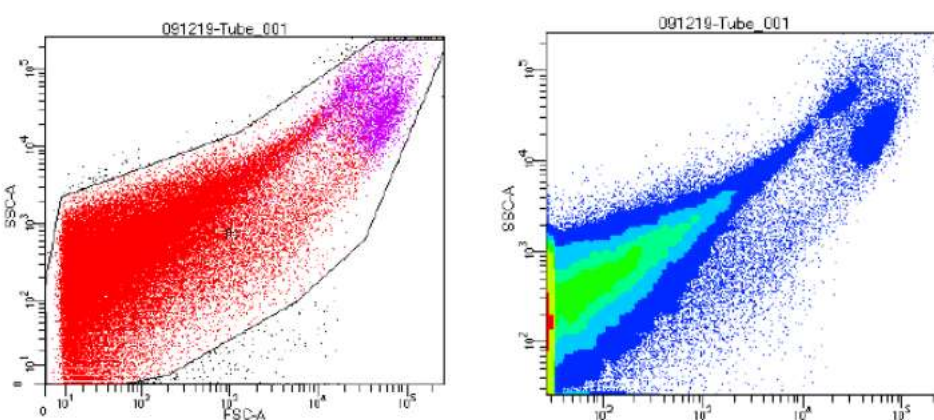


Figure 13 : Analyse faite sur la plateforme BIOSIT en décembre 2019 par Marion Mandon, données obtenues en enregistrant 100 000 évènements dans le logiciel : le premier graphique de gauche (FSC/SSC) représente la modélisation de la taille et de la structure des particules analysées. Le graphique de droite représente les mêmes données avec, en plus, une analyse de densité. Ceci a permis de mettre en évidence une population hétérogène (i.e., traînée rouge du graphique de gauche) et également deux populations identifiables (i.e., en violet sur le graphique de gauche). Il y aurait donc possibilité de voir plusieurs structures différentes au sein d'un résidu palynologique. Il est à noter qu'un test en fluorescence (auto fluorescence verte) sans ajout de marqueur a permis de repérer qu'une population présentait un maximum de fluorescence : il s'agissait de la population « violette » sur le graphique FSC/SSC qui représente environ 5% de la totalité des particules. Malheureusement, cette population triée ne s'est pas avérée correspondre à notre matériel cible.

Après avoir isolé les populations, quelques tests au trieur puis observations au microscope ont montré que les prélèvements ne correspondaient pas à des grains de pollen (Figure 14) mais plutôt à de la matière organique non identifiée.

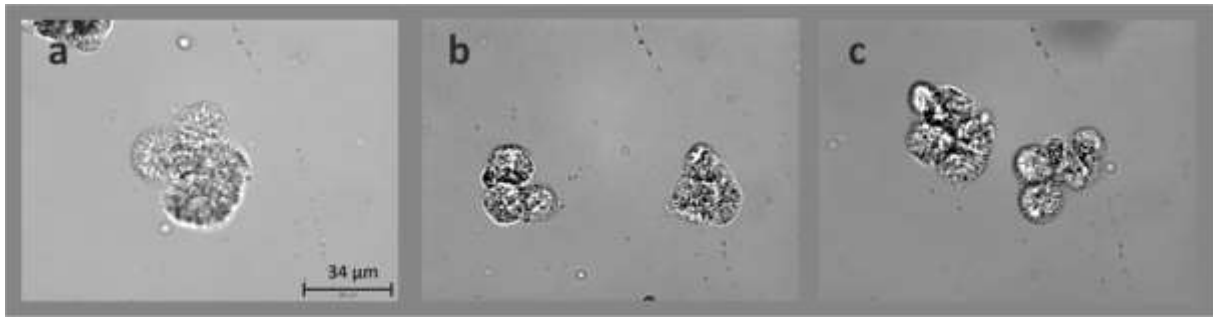


Figure 14 : Photographies au microscope optique envoyées par Marion Mandon (Laboratoire BIOSIT) des éléments de la population isolée après le tri au cytomètre.

Toute étape de purification par marqueur (ex : Syber Green de formule $C_{32}H_{37}N_4S$ pour marquer l'ADN du pollen) étant proscrite car elle implique un apport de Carbone, une autre piste consisterait à utiliser des marqueurs type Syto 9, 11, 13, 16 ou 17, mais ceci n'a pas été mené à ce jour par manque de temps. Une plateforme dotée de cytomètre à caméra (cytomètre imageur) pourrait également s'avérer pertinente pour travailler à partir de la morphologie des grains et ainsi essayer de déterminer où se trouve notre population d'intérêt à trier en FSC/SSC (i.e. taille et granularité ou complexité des cellules).

Avec Christophe Lambert du laboratoire LEMAR (UMR6539, CNRS, IUEM), nous avons ainsi dernièrement convenu d'un protocole plus simple à mettre en œuvre mais sur le long-terme qui consiste à :

- analyser des grains de pollen frais de pin et de chêne, acétolysés (vidés de leur contenu cellulaire) par cytométrie pour mieux comprendre leurs caractéristiques taille-complexité.
- marquer ces mêmes grains de pollen et les ajouter dans un échantillon complexe afin de voir si la population d'intérêt est repérable, et si elle se discrimine nettement à partir d'un graphe FSC/CCS.
- travailler sur des cytomètres analyseurs-trieurs après avoir compris les caractéristiques morphométriques et sans adjonction de marqueurs aux échantillons analysés, à partir des conclusions issues des points précédents. En effet, il n'existe pas de cytomètres imageurs-trieurs en France et le coût peut s'avérer trop important à l'étranger. Réaliser ces tests de marquage pour isoler des populations à trier sera la prochaine étape du projet, permettant de ne plus mener les pipetages en manuel à l'avenir.

VI. REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES DU CHAPITRE**B**

- 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.
- Blaauw, M.**, Blaauw, M.M., 2021. Package ‘IntCal.’
- Bolch, C.J.S.**, 1997. The use of sodium polytungstate for the separation and concentration of living dinoflagellate cysts from marine sediments. *Phycologia* 36, 472–478.
- Bond, G.**, Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- Bond, G.**, Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature* 360, 245–249.
- 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.
- Bond, G.**, 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. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 112, 35–58.
- Broecker, W.**, 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate change. *Nature* 372, 421–424.
- Broecker, W.**, Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic’s Heinrich events. *Climate Dynamics* 6, 265–273.

C

- Clark, P.U.**, Shakun, J.D., Baker, P.A., Bartlein, P.J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A.E., Cheng, H., Kaufman, D.S., Liu, Z., Marchitto, T.M., Mix, A.C., Morrill, C., Otto-Bliesner, B.L., Pahnke, K., Russell, J.M., Whitlock, C., Adkins, J.F., Blois, J.L., Clark, J., Colman, S.M., Curry, W.B., Flower, B.P., He, F., Johnson, T.C., Lynch-Stieglitz, J., Markgraf, V., McManus, J., Mitrovica, J.X., Moreno, P.I., Williams, J.W., 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. *PNAS* 109, E1134–E1142.

D

- Dansgaard, W.**, Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *nature* 364, 218–220.
- de Vernal, A.**, Henry, M., Bilodeau, G., 1999. Techniques de préparation et d’analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP* 3, 41.
- Delaygue, G.**, Stocker, T.F., Joos, F., Plattner, G.-K., 2003. Simulation of atmospheric radiocarbon

during abrupt oceanic circulation changes: trying to reconcile models and reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 22, 1647–1658.

Délibrias, G., 1985. Le carbone 14. Méthodes de datation par les phénomènes nucléaires naturels: applications. Collection CEA, Masson 421–458.

E

Eynaud, F., Malaizé, B., Zaragosi, S., de Vernal, A., Scourse, J., Pujol, C., Cortijo, E., Grousset, F.E., Penaud, A., Toucanne, S., Turon, J.-L., Auffret, G., 2012. New constraints on European glacial freshwater releases to the North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters* 39.

Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J.D., Mojtabid, M., Bourillet, J.F., Hall, I.R., Penaud, A., Locascio, M., Reijonen, A., 2007. Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: The hydrographic significance of British-Irish Ice Sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.

F

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). *Global and Planetary Change* 204, 103552.

Fletcher, W.J., Zielhofer, C., Mischke, S., Bryant, C., Xu, X., Fink, D., 2017. AMS radiocarbon dating of pollen concentrates in a karstic lake system. *Quaternary Geochronology* 39, 112–123.

Fonselius, S., Östlund, G., 1959. Natural radiocarbon measurements on surface water from the North Atlantic and the Arctic Sea. *Tellus* 11, 77–82.

G

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. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences* 318, 559–602.

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.

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.

H

Hall, I.R., Moran, S.B., Zahn, R., Knutz, P.C., Shen, C.-C., Edwards, R.L., 2006. Accelerated drawdown of meridional overturning in the late-glacial Atlantic triggered by transient pre-H event freshwater perturbation. *Geophysical Research Letters* 33.

Harrison, S.P., Sanchez Goñi, M.F., 2010. Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews* 29, 2957–2980.

Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary research* 29, 142–152.

Hemming, S.R., 2004a. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42.

Hemming, S.R., 2004b. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42.

Hemming, S.R., Bond, G.C., Broecker, W.S., Sharp, W.D., Klas-Mendelson, M., 2000. Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of individual hornblende grains for varying Laurentide sources of iceberg discharges 22,000 to 10,500 yr BP. *Quaternary Research* 54, 372–383.

K

Knutz, P.C., Austin, W.E., Jones, E.J.W., 2001. Millennial-scale depositional cycles related to British Ice Sheet variability and North Atlantic paleocirculation since 45 kyr BP, Barra Fan, UK margin. *Paleoceanography* 16, 53–64.

Knutz, P.C., Zahn, R., Hall, I.R., 2007. Centennial-scale variability of the British Ice Sheet: Implications for climate forcing and Atlantic meridional overturning circulation during the last deglaciation. *Paleoceanography* 22.

M

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.

Mensing, S.A., **Southon, J.R.**, 1999. A simple method to separate pollen for AMS radiocarbon dating and its application to lacustrine and marine sediments. *Radiocarbon* 41, 1–8.

Missiaen, L., Waelbroeck, C., Pichat, S., Jaccard, S.L., Eynaud, F., Greenop, R., Burke, A., 2019. Improving North Atlantic Marine Core Chronologies Using ^{230}Th Normalization. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 1057–1073.

Mix, A., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews* 20, 627–657.

Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.-F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360000 yrs. *Marine Geology* 224, 57–82.

Mojtahid, M., 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. *Quaternary Science Reviews* 175, 45–59.

N

Neulieb, T., Levac, E., Southon, J., Lewis, M., Pendea, I.F., Chmura, G.L., 2013. Potential pitfalls of pollen dating. *Radiocarbon* 55, 1142–1155.

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. *Nature communications* 9, 1–10.

Nygård, A., Sejrup, H.P., Haflidason, H., Lekens, W.A.H., Clark, C.D., Bigg, G.R., 2007. Extreme sediment and ice discharge from marine-based ice streams: New evidence from the North Sea. *Geology* 35, 395–398.

P

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 and Planetary Science Letters* 243, 476–488.

Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Zaragosi, S., Malaizé, B., Toucanne, S., Bourillet, J.F., 2009. What forced the collapse of European ice sheets during the last two glacial periods (150kaB.P. and 18ka cal B.P.)? Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 66–78.

R

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., 2014a. 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. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28.

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., 2014b. 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. *Quaternary Science Reviews* 106, 14–28. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>

Reimer, P.J., 2021. Evolution of radiocarbon calibration. *Radiocarbon* 1–17.

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., Fogtman-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.

S

Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. *Radiocarbon* 42, 271–280.

Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* 294, 1917–1920.

Stanford, J.D., Rohling, E.J., Bacon, S., Roberts, A.P., Grousset, F.E., Bolshaw, M., 2011. A new concept for the paleoceanographic evolution of Heinrich event 1 in the North Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 30, 1047–1066.

Stanford, J.D., Rohling, E.J., Hunter, S.E., Roberts, A.P., Rasmussen, S.O., Bard, E., McManus, J., Fairbanks, R.G., 2006. Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography* 21.

Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.

Synal, H.-A., Stocker, M., Suter, M., 2007. MICADAS: a new compact radiocarbon AMS system. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 259, 7–13.

T

Tisnérat-Laborde, N., Paterne, M., Métivier, B., Arnold, M., Yiou, P., Blamart, D., Raynaud, S., 2010. Variability of the northeast Atlantic sea surface $\Delta 14C$ and marine reservoir age and the North Atlantic Oscillation (NAO). *Quaternary Science Reviews* 29, 2633–2646.

Tisnérat-Laborde, N., Poupeau, J.J., Tannau, J.F., Paterne, M., 2001. Development of a semi-automated system for routine preparation of carbonate samples. *Radiocarbon* 43, 299–304.

Toucanne, S., Soulet, G., Freslon, N., Silva Jacinto, R., 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. *Quaternary Science Reviews* 123, 113–133.

Toucanne, S., Soulet, G., Vázquez Riveiros, N., Boswell, S.M., Dennielou, B., Waelbroeck, C., Bayon, G., Mojtahid, M., Bosq, M., Sabine, M., 2021. The North Atlantic Glacial Eastern Boundary Current as a Key Driver for Ice-Sheet—AMOC Interactions and Climate Instability. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 36, e2020PA004068.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Cremer, M., Eynaud, F., Van Vliet-Lanoë, B., Penaud, A., Fontanier, C., Turon, J.L., Cortijo, E., 2009. 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. *Quaternary Science Reviews* 28, 1238–1256.

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., 2010a. The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20–18 ka ago. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 459–473.

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., 2010b. The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20–18 ka ago. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 459–473.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., Dennielou, B., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic–Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* 247, 84–103.

Turon, J.-L., 1984. Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature* 309, 673–676.

V

Voelker, A.H., 2002. Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews* 21, 1185–1212.

W

Wacker, L., Bonani, G., Friedrich, M., Hajdas, I., Kromer, B., Němec, M., Ruff, M., Suter, M., Synal, H.-A., Vockenhuber, C., 2010. MICADAS: routine and high-precision radiocarbon dating. *Radiocarbon* 52, 252–262.

Wacker, L., Fahrni, S.M., Hajdas, I., Molnar, M., Synal, H.-A., Szidat, S., Zhang, Y.L., 2013. A versatile gas interface for routine radiocarbon analysis with a gas ion source. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 294, 315–319.

Waelbroeck, C., Lougheed, B.C., Riveiros, N.V., Missiaen, L., Pedro, J., Dokken, T., Hajdas, I., Wacker, L., Abbott, P., Dumoulin, J.-P., 2019. Consistently dated Atlantic sediment cores over the last 40 thousand years. *Scientific data* 6, 1–12.

Z

Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J.-L., Garlan, T., 2001. Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 493–507.

Annexe C – Inventaire des assemblages foraminifères de la carotte MD04-2801 (Meryem Mojtahid)

Tableau AC.1 : Tableau des identifications de foraminifères de quelques niveaux de la carotte MD04-2801 (cf. Chapitre IV)

		spèces anoxiques: endofaune profond			Autres: Espèces oxyphiles + endofaune intermédiaire (Melonis spp.)			
Niveau (cm)		Nombre total de forams benthiques	<i>Globobulimina affinis</i>	<i>Chilostomella oolina</i>	Nombre	Espèces	% Espèces anoxiques	Autres remarques
20	21	16	1		15	<i>Bulimina marginata</i> , <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Valvulineria bradyana</i> , <i>Bolivina</i> sp.	6,3	<i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i>
200	201	17	3	6	8	<i>Bolivina alata</i> , <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Cassidulina carinata</i> , <i>Gyroidina orbicularis</i> , <i>Melonis</i> spp.	52,9	<i>G. bulloides</i> , <i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i>
340	341	9			9	<i>Melonis barleeanus</i> , <i>Ammonia</i> ?, <i>Bulimina inflata</i> , <i>Gyroidina orbicularis</i> , <i>Discorbina bertheloti</i> , <i>Cassidulina carinata</i>	0,0	Beaucoup <i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i> , <i>O. univera</i>
540	541	22		2	20	<i>Melonis barleeanus</i> , <i>Elphidium</i> ?, <i>Rectuvigerina phlegeri</i> , <i>Gyroidina soldanii</i> , <i>Bolivina alata</i>	9,1	Beaucoup <i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i> , <i>O. universa</i> , <i>G. ruber</i> (pink)
560	561	21			21	<i>Bulimina marginata</i> , <i>Fissurina</i> sp., <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Melonis barleeanus</i> , <i>Bolivina alata</i> , <i>Valvulineria bradyana</i> , <i>Bulimina elongata</i> , <i>Cassidulina carinata</i>	0,0	Beaucoup <i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i> , <i>O. universa</i> , <i>G. ruber</i> (pink)
700	701	19	2		17	<i>Gyroidina orbicularis</i> , <i>Melonis barleeanus</i> , <i>Hyalinea balthica</i> , <i>Bolivina subaerensis</i> , <i>Bolivina alata</i> , <i>Bolivina</i> sp., <i>Rectuvigerina phlegeri</i> , <i>Bulimina marginata</i> , <i>Valvulineria bradyana</i>	10,5	<i>G. inflata</i> , <i>G. truncatulinoides</i> , <i>G. bulloides</i>
800	802	149	3		146	<i>Bolivina subaerensis</i> , <i>Bolivina dilatata</i> , <i>Cibicides refulgens</i> , <i>Gyroidina orbicularis</i> , <i>Rosalina</i> sp., <i>Uvigerina peregrina</i> , <i>Bolivina striata</i> , <i>Melonis barleeanus</i> , <i>Quinqueloculina</i> sp., <i>Cassidulina carinata</i> , <i>Gyroidina soldanii</i> , <i>Bulimina inflata</i> , <i>Hanzawaia boueana</i> , <i>Elphidium</i> spp., <i>Discorbina bertheloti</i> , <i>Ammonia</i> spp., <i>Bulimina marginata</i> , <i>Bulimina aculeata</i> , <i>Bulimina elongata</i> , <i>Nonion scaphum</i> , <i>Bulimina gibba</i> , <i>Bolivina alata</i>	2,0	Bcp de grains détritiques. Pas mal de forams benthiques altérés, polis témoignant d'un transport important. La présence d'espèces très peu profondes (<i>Ammonia</i> , <i>Elphidium</i>) corrobore un transport de haut de plateau. EN planctoniques, présence de <i>G. ruber</i> , <i>O. universa</i> , et autres
1040	1042	13	2	1	10	<i>Pyrgo</i> sp., <i>Cassidulina carinata</i> , <i>Bolivina striata</i> , <i>Bolivina seminula</i> , <i>Bolivina subaerensis</i> , <i>Gyroidina orbicularis</i>	23,1	Beaucoup de <i>N. pachyderma</i>

Annexe D – Diagramme des assemblages de la carotte KSGC-31 en concentration

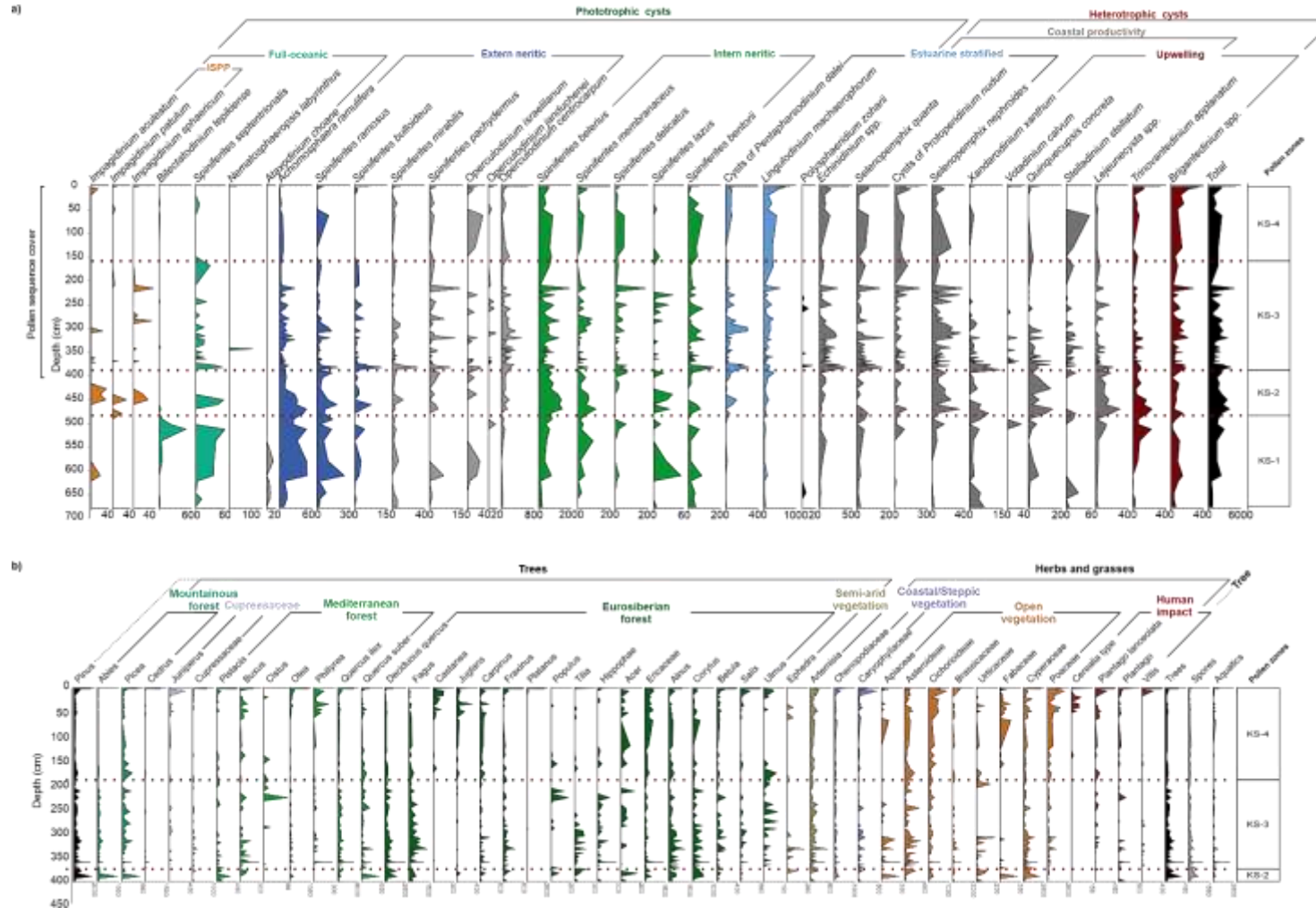


Figure AD.1 : Données palynologiques en concentration (nb. palynomorphes/g) acquises sur la carotte KSGC-31, présentées en profondeur (cm) pour : a) les dinokystes et b) les grains de pollen. Les palynozones sont établies sur la base des assemblages dinokystes (analyse cluster CONISS avec le logiciel Tilia®).

Annexe E – Formations et Médiation scientifique

Ci-dessous la liste des formations auxquelles j'ai pu assister lors de ma thèse ainsi que la liste des participations à des événements de vulgarisation scientifique.

Formations doctorales (Comptabilisation EDSML) : 61h30

- « Data Science for Geosciences » (Session 2019): 30h
- « Systèmes d'information géographique » (Session 2019) : 16h
- « Je mène mes recherches documentaires en sciences de la mer » (Session 2019) : 3h30
- « Sensibilisation/formation à l'intégrité scientifique » (Session 2019) : 2h00
- « Valorisation des compétences et de l'expérience professionnelle » (Session 2021) : 10h00

Formations MOOC (Comptabilisation EDSML) : 30h

- « Faire parler les pierres taillées de la Préhistoire » (France Université Numérique) : 10h
- « MOOC éthique de la recherche / intégrité scientifique » (France Université Numérique) : 20h

Médiation scientifique :

- Participation à la Fête de la Science (2018)
- Participation au Forum des Doctorants (2019)
- Participation au Festival du Centre de la Terre (Maison des Minéraux, Crozon, 2019)
- Participation au concours de vulgarisation Science en Theizh édition 2021 : Présentation format Pecha Kucha (Présentation orale à l'aide de 20 slides, 20 secondes par slides). Prix du Jury : Lien Youtube de l'évènement : <https://www.youtube.com/watch?v=NZdkmRLfi8I>

Annexe F – Enseignements

Ci-dessous la liste des modules d'unités d'enseignements pour lesquels j'ai pu effectuer des heures d'enseignement au cours de ma thèse.

Cours niveau Licences

- Licence 1 tronc commun sciences : TD UE Planète Terre (30h)
- Licence 1 tronc commun sciences : TD UE Outils et Méthodes Scientifiques (23h)

Cours niveau Master

- Master 1 SML mention Géosciences Océan : TP Paléoclimats (3h)
- Master 2 SML mention Géosciences Océan : TP Paléoclimats (3h)

Encadrement stages

- Co-encadrement stage Master 1 SML mention Géosciences Océan : Laurane Fogret, « Etude paléoclimatique de la période Holocène dans le Golfe du Lion : apport de l'outil dinokyste »

Annexe G – Colloques et Séminaires

Ci-dessous la liste de mes présentations en congrès ainsi qu'en séminaires effectuées lors de ma thèse.

Présentations en colloques/congrès :

- 1. Journées Climats et Impacts 2019**, Paris VI Saclay, Novembre 2018 (Saclay, France). (Poster)
- 2. MedPalyno (Mediterranean Palynological Societies Symposium), Juillet 2019** (Bordeaux, France) (Présentation orale)
- 3. INQUA (International Union for Quaternary Research)**, Juillet 2019 (Dublin, Irlande) (Poster)
- 4. Quaternaire 12 (Q12): 12E colloque de l'AFEQ-CNF INQUA**, Février 2020 (Paris, France) (Présentation orale)
- 5. European Geoscience Union General Assembly (EGU) 2020**, Mai 2020 (Présentation en distanciel)
- 5bis. European Geoscience Union General Assembly (EGU) 2020**, Mai 2020 (Présentation en distanciel)
- 6. Journées Climats et Impacts 2020, Novembre 2020 (Présentation en distanciel)**
- 7. MedPalyno (Mediterranean Palynological Societies Symposium)**, 6,8 Septembre 2021 (Présentation en distanciel)

Présentations en séminaires :

- 1. Séminaire au LPG-BIAF**, Angers, 2021 (Présentation séminaire)
- 2. Dinohyte seminars** (coord. Kenneth Mertens), Aout 2021 (Présentation orale distancielle)

Titre : Gradients climatiques continentaux et hydrologiques au cours de l'Holocène de la Marge Algérienne au Golfe du Lion. Approche multi-proxies : palynologie, sédimentologie, biomarqueurs moléculaires et reconstructions climatiques.

Mots clés : Holocène, Méditerranée occidentale, paléoenvironnements, palynologie, sédimentologie, biomarqueurs.

Résumé : Ce travail de doctorat a pour objectif de comprendre les mécanismes et les réponses régionales de la variabilité climatique pendant la dernière déglaciation et l'Holocène en Méditerranée occidentale. Les environnements méditerranéens sont particulièrement vulnérables face aux aléas climatiques et à la pression anthropique. Il s'agit ainsi de discuter les forçages naturels et anthropiques à partir de signaux paléoenvironnementaux marins et continentaux couvrant les derniers 14 000 ans. Pour ce faire, deux séquences sédimentaires (Marge Algérienne et Golfe du Lion) ont fait l'objet d'études multiproxies principalement basées sur les études palynologiques (pollen, kystes de dinoflagellés et palynomorphes non-polliniques), associées à des études sédimentologiques (MSCL, XRF, XRD), isotopiques, biomarqueurs moléculaires (alcénones et n-alcanes) ainsi que sur des quantifications climatiques et hydrologiques. L'analyse croisée de ces signaux, acquis avec une résolution moyenne de

150 ans sur l'Holocène et 30 ans sur l'évènement extrême du 4.2 ka BP, a permis de discuter des interactions océan-atmosphère-surfaces continentales, en questionnant l'évolution des biosphères marine et continentale au cours de l'Holocène. Ces études paléoenvironnementales s'appuient en amont sur l'étude des assemblages dinokystes et pollen reconstruits dans les sédiments modernes des deux zones d'étude. En synthèse, ce travail a permis de mettre en évidence de fortes disparités régionalisées à l'échelle orbitale et infra-orbitale selon des transects ouest-est et nord-sud. L'impact croissant des sociétés humaines, lié à une ouverture de plus en plus marquée des paysages, est discuté sur la marge algérienne depuis 5 000 ans BP, et dans le Golfe du Lion sur les derniers 1000 ans BP, avec une plus forte transmission des marqueurs d'anthropisation sur le plateau à partir de la mise en place des conditions hydrographiques modernes à partir d'environ 3 000 ans BP.

Titre : Continental climatic and hydrological gradients during the Holocene from the Algerian Margin to the Gulf of Lion. Multi-proxy approach: palynology, sedimentology, molecular biomarkers and climate reconstructions.

Keywords : Holocene, Western Mediterranean, paleoenvironments, palynology, sedimentology, biomarkers.

Abstract : The aim of this PhD work is to understand the mechanisms and regional responses of climate variability during the last deglaciation and the Holocene in the western Mediterranean Basin. Mediterranean environments are particularly vulnerable to climate hazards and anthropogenic pressure. The aim is to discuss natural and anthropogenic forcing from marine and continental palaeoenvironmental signals covering the last 14,000 years. To this end, two sedimentary sequences (Algerian Margin and Gulf of Lion) were the subject of multiproxy studies mainly based on palynological studies (pollen, dinoflagellate cysts and non-pollen palynomorphs), associated with sedimentological studies (MSCL, XRF, XRD), isotopic studies, molecular biomarkers (alkenones and n-alkanes) as well as climatic and hydrological quantifications. The cross-analysis of these signals, acquired with an average resolution of 150 years over the Holocene

and 30 years over the extreme event of the 4.2 ka BP, has allowed us to discuss ocean-atmosphere-continental surface interactions, questioning the evolution of the marine and continental biospheres during the Holocene. These palaeoenvironmental studies are based on the study of dinocyst and pollen assemblages reconstructed in the modern sediments of the two study areas. In summary, this work has revealed strong regional disparities at the orbital and infra-orbital scales along west-east and north-south transects. The growing impact of human societies, linked to an increasingly marked opening of the landscape, is discussed on the Algerian margin since 5000 years BP, and in the Gulf of Lion over the last 1000 years BP, with a stronger transmission of anthropisation markers on the shelf from the establishment of modern hydrographic conditions at around 3000 years BP.