



Thèse de Doctorat en cotutelle

Faculté des Sciences de Sfax

Université Bordeaux I

En vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences Géologiques

Présentée par :

M^{me} Imene ROUIS-ZARGOUNI

EVOLUTION PALEOCLIMATIQUE ET PALEOHYDROLOGIQUE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU COURS DES DERNIERS 30 000 ANS : CONTRIBUTION DES DINOKYSTES ET DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES

Soutenue le 13 Février 2010 devant le jury composé de :

M. Fekri KAMMOUN , Professeur à la Faculté des Sciences de Sfax	Président
M^{me} Nathalie COMBOURIEU-NEBOUT , HDR chercheur CNRS, LSCE Gif/Yvette	Rapporteur
M. Younés JEDOUI , Professeur à l'I. S. Sciences et Techniques des Eaux de Gabés	Rapporteur
M. Néjib KALLEL , Professeur à la Faculté des Sciences de Sfax	Directeur de thèse
M. Jean-Louis TURON , Directeur de Recherche CNRS, Université Bordeaux 1	Directeur de thèse
M. Laurent LONDEIX , Maitre de Conférences, Université Bordeaux1	Co-directeur de thèse



Année universitaire 2009-2010



Remerciements

Cette thèse s'intègre dans le cadre d'une coopération entre la faculté des Sciences de Sfax (laboratoire GEOGLOB) et l'Université Bordeaux 1 (Unité Mixte de recherche UMR 5802 EPOC). Avant d'entamer la présentation de ce mémoire, c'est autant de plaisir qu'un devoir que de présenter mes remerciements à tous ceux, qui chacun de son côté de près ou de loin, ont participé à son aboutissement.

Je tiens d'exprimer ma profonde gratitude à mon directeur de recherche Monsieur **Néjib KALLEL**, professeur à la Faculté des Sciences de Sfax, pour m'avoir aidé dans le choix du sujet et m'avoir accueilli dans son laboratoire. C'est lui qui me donna le goût et la volonté de m'orienter vers la Paléo-céanographie et m'initia à l'étude des foraminifères planctoniques. Ses critiques judicieuses et sa grande culture scientifique m'ont permis d'atteindre le terme de cette étude. Je lui réitère ma particulière reconnaissance de l'intérêt bienveillant et humainement si chaleureux qu'il accorda à mon travail.

Une tâche m'est agréable celle de rendre hommage à mon directeur de thèse Monsieur **Jean-Louis TURON**, Directeur de Recherche au CNRS, université Bordeaux 1, qui m'a prêté main forte et conseil au cours de mes recherches. Son soutien scientifique et moral et ses critiques fructueuses m'ont été de grand apport et m'ont poussé d'aller au bout de mes idées. C'est lui qui m'initia à l'étude des dinokystes et ses méthodes d'observation minutieuses et l'étendue de ses connaissances ainsi que son entière disponibilité que j'ai pu achever ce travail. Qu'il trouve à travers ces lignes les expressions de ma sincère reconnaissance.

Qu'il me soit permis de remercier chaleureusement Monsieur **Laurent LONDEIX**, Maître de Conférences à l'Université Bordeaux 1. Son soutien, sa grande qualité d'écoute, la rigueur de ses conseils mais aussi sa disponibilité durant mes stages durant ces quatre années m'ont permis de mener cette recherche à terme. Grâce à vous, Néjib, Jean-Louis et à l'accueil au sein de l'équipe de micropaléontologie de l'UMR EPOC, ces années de travail se sont révélées très fructueuses.

Monsieur Fekri KAMMOUN, m'a fait l'honneur d'avoir accepté de présider mon jury. Aussi est-ce pour moi une véritable satisfaction que de pouvoir lui présenter ici, en même temps que mes profonds remerciements, l'expression de ma respectueuse gratitude.

J'adresse mes sincères remerciements à **Monsieur Younés JEDOUI**, toujours infiniment bienveillant et enthousiaste à l'égard des jeunes chercheurs, d'avoir bien voulu participer au jury de thèse en tant que rapporteur. Je lui suis très reconnaissante d'avoir contribué à améliorer la qualité de mes interprétations par ses précieuses critiques et suggestions.

Je suis très reconnaissante à **Madame Nathalie COMBOURIEU-NEBOUT**, HDR chercheur CNRS, LSCE Gif-sur-Yvette, pour ses conseils avisés et ses critiques constructives et objectives grâce à sa connaissance approfondie sur les

thèmes de mon sujet. Qu'elle trouve ici l'expression de ma très grande reconnaissance d'avoir accepté de siéger à mon jury en tant que rapporteur.

Qu'il me soit permis d'adresser mes sincères remerciements à Madame **Anne de VERNAL**, professeur au Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère de l'Université du Québec à Montréal, pour ses encouragements à la découverte des dinokystes et pour son aide afin que je puisse travailler avec l'équipe de l'UMR EPOC sur le matériel méditerranéen.

Je suis très reconnaissante au responsable du laboratoire **GEOGLOB**, Mr **Mabrouk MONTACER**, professeur à la faculté des Sciences de Sfax, toujours bienveillant à l'égard des jeunes chercheurs, qui m'a énormément encouragé, aidé et accepté de m'attribuer des subventions pour effectuer mes différents stages scientifiques à l'Université Bordeaux 1.

J'adresse mes sincères remerciements à tous mes professeurs de la faculté des sciences de Sfax et particulièrement les enseignants-chercheurs du département des Sciences de la Terre qui m'ont transmis l'amour de cette discipline, qui m'ont aidé et bien accueilli parmi eux en tant qu'assistante contractuelle pendant quatre années.

C'est à côté et avec l'aide des enseignants-chercheurs et de la jeune équipe de chercheurs du laboratoire GEOGLOB Sfax et de l'unité de recherche Hydrosociences Appliquées Gabès : Hassène AFFOURI, Adel KARROUBI, Habib ABIDA, Latifa ESSALLEMI, Tarek MELKI, Soumaya BOUSSETTA, Chahira ZAIBI, Dorra MAHDI, Dorra GARGOURI, Menel ELLOUZE, Abir BEN AMOR, Imene, Siwar, Aida que j'ai réalisé ce travail. Je remercie tous les membres de ces deux équipes pour la chaleureuse ambiance qu'ils ont fait régner au cours de ce travail.

Je dois une reconnaissance particulière à Mme **Frédéric EYNAUD**, Maître de conférences à l'Université Bordeaux 1, qui m'a initié à la pratique des 'fonction de transfert Dinokystes' et qui m'a beaucoup soutenu moralement au cours de mes recherches.

Je tiens à remercier vivement le directeur de **l'UMR-5802 EPOC**, Monsieur **Philippe BERTRAND** ainsi que toute l'équipe : Maria-Fernada SANCHEZ-GONI, Pierre Carbonnel, Bruno Malaizé, Jacques Giraudeau et un clin d'œil particulier aux jeunes chercheurs William Fletcher, Aurélie PENAUD, Constantina-Lopez, Phillipa NAUGHTON, Anne-Laure. J'ai bénéficié de leurs expériences sur l'océanographie, la paléoclimatologie et la biogéochimie, ...leurs discussions constructives et leurs remarques très importantes. Qu'ils trouvent à travers ces lignes l'expression de ma haute gratitude.

Merci aux techniciens et Ingénieurs de l'UMR EPOC, Josette Duprat, Linda ROSSIGNOL, Olivier THER, Muriel GEORGET et particulièrement Marie-Hélène CASTERA, qui a su toujours apporter gaîté et bonne ambiance au sein de toute l'équipe. Sans eux, je n'aurais pas été bien loin dans mon travail de thèse... et je leur en suis très reconnaissante. Merci.

Mes remerciements s'adressent également à Mr Henri ETCHEBER, responsable des données Carbone Organique au sein de l'UMR-EPOC et particulièrement à Hervé Derriennic qui a fait les mesures du Carbone Organique Particulaire.

Un merci particulier à Elsa Cortijo et Elisabeth Michel pour les mesures isotopiques de la majorité des carottes étudiées ainsi qu'à Serge Berné et François Guichard pour leur aide dans l'acquisition des sédiments de la carotte brestoise (MD99-2346). Un grand merci aussi à Marie-Alexandrine SICRE pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail dès le début et pour ses remarques constructives.

Mes remerciements s'adressent aussi à tout le personnel de la faculté des Sciences de Sfax et du département des Sciences de la Terre : Sadika, Samia, Henda, Najwa... et de l'UMR-EPOC (Sandrine, Mireille, Marie-Odile, Kathy, Nicole) pour leur patience dans le traitement des dossiers de remboursement des frais des différents séjours que j'ai effectué à l'Université Bordeaux 1 sans oublier de remercier aussi tous les responsables administratifs de l'école doctorale et le service des Affaires étrangères (DAI).

Dédicace

Je dédie ce mémoire, en gage de dévouement et de reconnaissance, à :

Mes très chers parents Taieb et Zakia, mon mari Hatem et mes fils *Raslen* et Adem, pour les sacrifices déployés à mon égard, leurs patience et encouragement, leur amour et confiance en moi,

Mon frère Aymen, toute ma famille, ma belle mère Hania et toute ma belle famille et mes amis Leila et Yosri qui m'ont toujours apporté affection et encouragements et pour toute l'aide et le soutien moral qu'ils m'ont accordé

et à tous ceux qui m'aiment

I. Rouis-Zargouni (Février 2010)

La Mer Méditerranée est une Mer intérieure qui aujourd'hui est située au contact du climat aride du Nord de l'Afrique et le climat de l'Europe tempéré. De ce fait, elle est située dans une zone de forts gradients, domaine particulièrement sensible aux variations de ces deux régions et par conséquent marqué par une variabilité rapide. De part sa situation à proximité des masses continentales, elle répond aux évolutions des influences régionales (vent, orographie) mais également, au travers des échanges hydrologiques en particulier avec l'Océan Atlantique et son couplage étroit avec la circulation atmosphérique générale, elle enregistre l'impact des changements climatiques à l'échelle globale. Par rétroaction la présence de cette mer au milieu de la zone méditerranéenne affecte le climat des régions avoisinantes et participe à l'hydrologie intermédiaire de l'Atlantique.

Il est indéniable qu'au cours des derniers millénaires, lorsque les grandes civilisations s'installent sur le pourtour méditerranéen, l'évolution climatique du système méditerranéen a joué un rôle fondamental dans les successions et les modifications sociétales au niveau des ressources de l'agriculture, des échanges culturels et économiques. Dans le contexte du réchauffement climatique du XXI^{ème} siècle, la validation et la fiabilité des modèles de prédiction sur l'évolution future impliquent de s'appuyer fondamentalement sur une connaissance solide de l'histoire passée des environnements méditerranéens. Il est impératif de poursuivre et améliorer les reconstitutions des conditions climatiques et hydrologiques de ce domaine par la diversification des paléo-données en multipliant les approches multidisciplinaires à finalités paléoclimatiques ; Ce préalable est indispensable à une meilleure interprétation des mécanismes complexes liés aux échanges régionaux et présidant aux couplages avec les différentes composantes du système climatique global.

Dans ce contexte de nombreuses études paléoenvironnementales se sont déjà penchées sur cette problématique et tendent à montrer que les temps de résidence des masses d'eau dans cet océan miniature étant relativement courts, le système réagit rapidement aux forçages et parfois amplifie la réponse. Une réponse précoce des environnements méditerranéens aux changements climatiques en cours permettrait ainsi d'alerter, anticiper et préparer les sociétés aux modifications de leur environnement.

A ce jour, les reconstitutions des paléoenvironnements marins en Méditerranée se sont limitées à l'approche micropaléontologique réalisée

essentiellement grâce à l'analyse des foraminifères planctoniques. Néanmoins, bien que l'étude des kystes de dinoflagellés a montré épisodiquement sa fiabilité pour les reconstitutions environnementales principalement en Atlantique nord et dans ce bassin (Rossignol-Strick., 1985 ; Turon and Londeix, 1988 ; Sangiorgi et al., 2002), cet outil performant et/ou supplémentaire à celui des foraminifères planctoniques reste encore peu étudié dans ce bassin. En effet, ce traceur possède des atouts indéniables sur les autres microfossiles, vu qu'il est doté d'une composition proche de sporopollenine du pollen qui lui confère une très grande résistance aux processus de dissolution affectant les organismes à tests calcaires ou siliceux aux hautes latitudes et une bonne diversité dans les différents domaines marins.

Ces dernières années, l'estimation des paléotempératures de surface de la Méditerranée est rendu possible grâce au développement d'une base de données micropaléontologique de référence contenant les comptages des foraminifères planctoniques des sédiments de surface de la Méditerranée et de l'océan Atlantique (Kallel et al., 1997). Toutefois, les assemblages de foraminifères planctoniques de certaines époques du Quaternaire n'ont pas d'analogues actuels limitant ainsi notre connaissance de l'Hydrologie de cette mer pendant le Quaternaire. Depuis quelques années, le développement des fonctions de transfert micropaléontologiques appliquées aux kystes des dinoflagellés en Atlantique Nord ainsi que les méthodes biogéochimiques ont constitué une révolution d'une importance capitale pour une meilleure connaissance des paramètres environnementaux d'où le principal objectif de cette étude. C'est ainsi nous avons choisi d'appliquer la méthode des analogues actuels aux dinokystes en Méditerranée afin de reconstituer les paléotempératures de surface de la Méditerranée et de comprendre l'effet de la saisonnalité sur les assemblages de dinokystes sous des conditions climatiques différentes. Nous aborderons dans un premier temps, l'écologie des dinokystes et leur utilité en tant que traceurs des paléoenvironnements méditerranéens. De plus et compte tenu de l'importance des dinokystes comme élément essentiel de la productivité primaire des milieux aquatiques, une attention particulière sera attachée à la fréquence de ces individus pendant les deux derniers stades isotopiques pour repérer les périodes de forte productivité en région méditerranéenne.

Actuellement, l'hydrologie de la Méditerranée est fortement liée à la circulation des masses d'eau en océan Atlantique Nord. Nous allons ainsi examiner l'évolution de cette dépendance au cours des derniers 30 000 ans et principalement lors des événements de Heinrich de l'océan Atlantique Nord. La signature de ces périodes de débâcles d'icebergs est bien marquée dans les enregistrements sédimentaires de l'Atlantique Nord par la présence de matériel sédimentaire grossier (IRD). Toutefois, malgré l'absence de matériel grossier en Méditerranée, des études ont mis en évidence des baisses de températures des eaux de surface associées à un développement de la forme senestre de l'espèce polaire *N. pachyderma* lors de ces mêmes périodes (Cacho et al., 1999, 2006 ; Combourieu et al., 2002 ; Perez-Folgado et al., 2003 ; Colmenero-Hidalgo et al., 2004 ; Voelker et al., 2006 ; ...). Le nombre de séquences méditerranéennes étudiées est encore réduit, ce qui rend l'interprétation de cette variabilité délicate.

La **première partie** de ce mémoire présente en *deux chapitres* le cadre général du secteur d'étude et la méthodologie ainsi que le matériel étudié. Afin de documenter au mieux les modifications subies par l'environnement marin et d'en appréhender la portée régionale voire globale au sein de la Méditerranée, nous avons diversifié au maximum les sites de notre étude. Ainsi 5 carottes (MD04-2797CQ, MD99-2346, MD99-2343, MD95-2043 et MD04-2803CQ) distribuées entre la jonction des deux bassins majeurs de ce bassin (détroit Siculo-Tunisien) et l'extrémité ouest de ce bassin (mer d'Alboran) ont fait l'objet de nos analyses.

Dans la **seconde partie**, nous avons abordé dans le *premier chapitre* la chronostratigraphie et l'étude isotopique de chacune des carottes de sédiments marins étudiées afin de compléter au mieux le cadre de notre étude et de chercher d'éventuels événements remarquables. Le *deuxième chapitre* sera consacré à la distribution des kystes de dinoflagellés en Méditerranée occidentale. Le *troisième chapitre* portera sur les foraminifères planctoniques et une synthèse de la réponse de la microfaune et de la microflore aux différents changements climatiques des deux derniers stades isotopiques marins (1 et 2). Une attention particulière dans ces chapitres va porter sur la signature des événements de Heinrich, du Younger Dryas dans ce bassin et la variabilité climatique Holocène à différentes échelles.

Le *chapitre 1* de la **troisième partie** portera sur le traitement en terme quantitatif des informations fournies par les dinokystes (application des Fonctions de Transfert) pour obtenir les reconstitutions des paramètres environnementales de

surface (température). Dans le souci de valider nos interprétations et de tester la potentialité de l'outil "dinokystes", les résultats obtenus ont été comparés au maximum de traceurs disponibles sur les sections étudiées.

Conjointement aux conditions de surface, des études antérieures ont montré que les assemblages fossiles de kystes dans les sédiments marins pouvaient être d'excellents indicateurs de l'évolution de la productivité superficielle des eaux océaniques (Turon and Londeix, 1988 ; Devilliers and deVernal, 2000). Cette propriété va être utilisée dans le *chapitre 2* de **la troisième partie** pour apporter des informations sur l'évolution de la paléoprodutivité pendant le stade isotopique 1 avec une attention particulière au Younger Dryas et à l'époque du dépôt du sapropèle S1 dans le bassin oriental. Avant de conclure et dans le *même chapitre*, une comparaison multi-proxies pour une synthèse générale est réalisée pour une caractérisation sommaire des différents changements climatiques du Quaternaire terminal.

PARTIE 1

GÉNÉRALITÉS

CHAPITRE 1

ZONE D'ÉTUDE : LA MÉDITERRANÉE

A - LA MÉDITERRANÉE

1 - De l'océan primitif à une mer entre les terres

La Méditerranée est héritée d'un océan primitif, la Tethys, qui, il y a 200 millions d'années (MA), était inséré entre deux masses continentales, européenne et africaine. On peut rappeler que 80% des ressources en hydrocarbures du globe sont situées sur les marges de ce paléo-océan équatorial. Vers 65 MA, la distribution des continents (Amérique du Nord, Eurasie, Amérique du Sud et Afrique) devient reconnaissable avec l'ouverture des océans Atlantique et Indien ; mais un mouvement Sud-Nord de l'Afrique va réduire l'espace océanique entre l'Afrique et l'Eurasie par l'intermédiaire de diverses zones de subduction.

On connaît ensuite vers 6 MA l'épisode, dit crise messinienne, résultant de la quasi fermeture du détroit de Gibraltar qui a entraîné un épais dépôt d'évaporites en Méditerranée. Puis la remise en eau qui s'en suivit, s'est traduite par le remplissage sédimentaire Plio-Quaternaire qui donne aux fonds de la Méditerranée son apparente homogénéité.

Comme conséquence de cette évolution géodynamique : un phénomène de subduction actif sur presque tout le pourtour de la Méditerranée, l'existence de chaînes périméditerranéennes, le plongement toujours actif de la plaque africaine et arabique sous la plaque eurasiatique qui explique la sismicité et le volcanisme toujours actif, surtout en Italie et en Grèce, des bassins créés en arrière des zones de subduction. Citons : le bassin algéro-provençal né d'une dérive du bloc corso-sarde vers 18 MA, le bassin Tyrrhénien, les mers ionienne et levantine, derniers restes océaniques de la Tethys et la Mer Egée, le bassin le plus récent.

2 - Morphologie

La Méditerranée est une mer semi fermée. Elle communique avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar qui mesure 15 km de largeur et 60 km de longueur. Le canal de Suèz (60 m de large) et le détroit du Bosphore relie la Méditerranée à la mer Rouge (Océan Indien) et à la mer Noire respectivement.

La Méditerranée est enserrée entre les masses continentales montagneuses du Sud de l'Europe, de l'Ouest de l'Asie et du Nord de l'Afrique (figure 1). Elle s'étend de 30°S à 45°N et de 5°W à 35°E, sa longueur est de 4 000 km, sa largeur est de 800 km. Sa superficie totale y compris la mer Noire est de 3 millions de km². La profondeur de ses bassins intérieurs est comprise entre 2 500 et 5 000 m avec une profondeur moyenne d'environ 1 500 m.

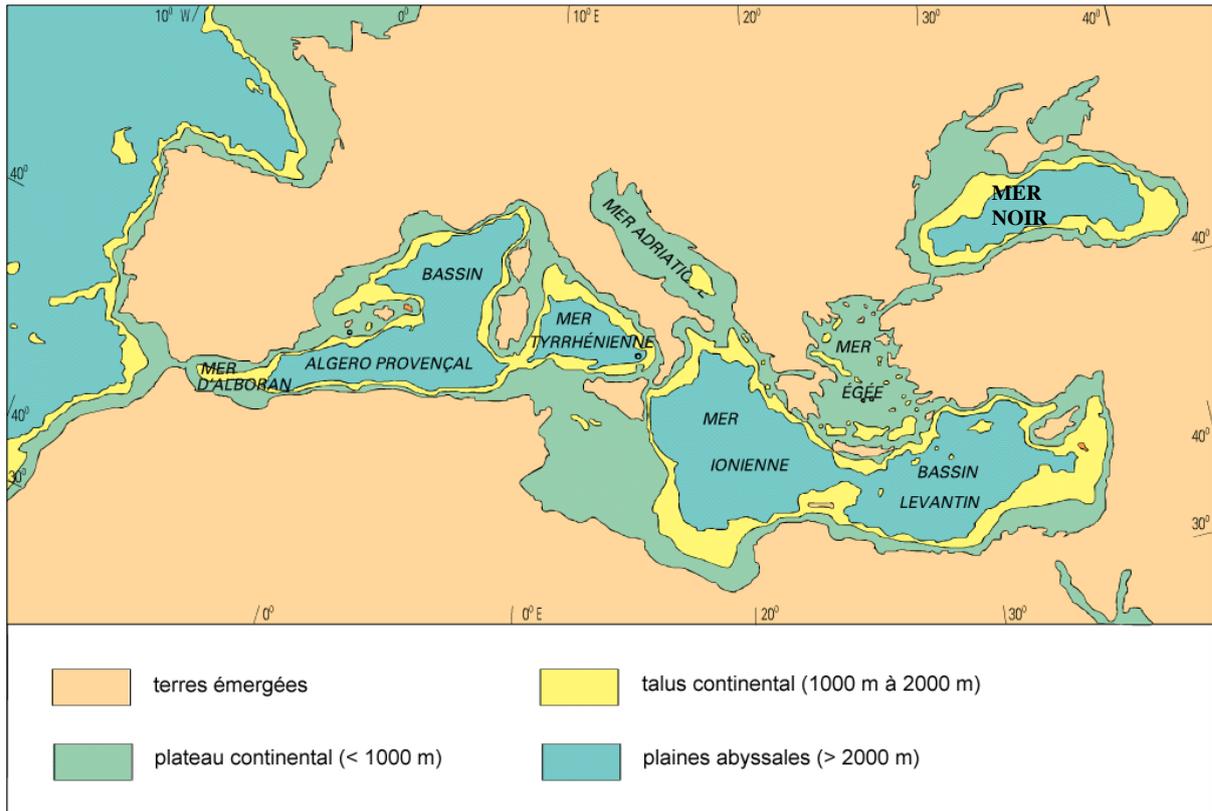


Figure. 1. Topographie de la Méditerranée et les différents bassins.

Elle est subdivisée en trois parties : la Méditerranée occidentale, la Méditerranée orientale et la mer Noire (figure 1).

La Méditerranée occidentale comprend : la mer d'Alboran, le bassin algéro-provençal (2 700 – 2 800 m) et le bassin tyrrhénien (3 630 m), les deux derniers sont séparés par la Corse et la Sardaigne. Le détroit Siculo-tunisien, situé entre la pointe SW de la Sicile et le cap Bon en Tunisie, sépare la Méditerranée occidentale de l'orientale.

La Méditerranée orientale est divisée en deux bassins : le bassin ionien et le bassin levantin. Le bassin ionien est prolongé vers le nord par la mer Adriatique qui

présente dans sa partie sud une fosse atteignant 1 270 m de profondeur. Les deux sont séparés par le seuil du canal d'Otrante à 740 m.

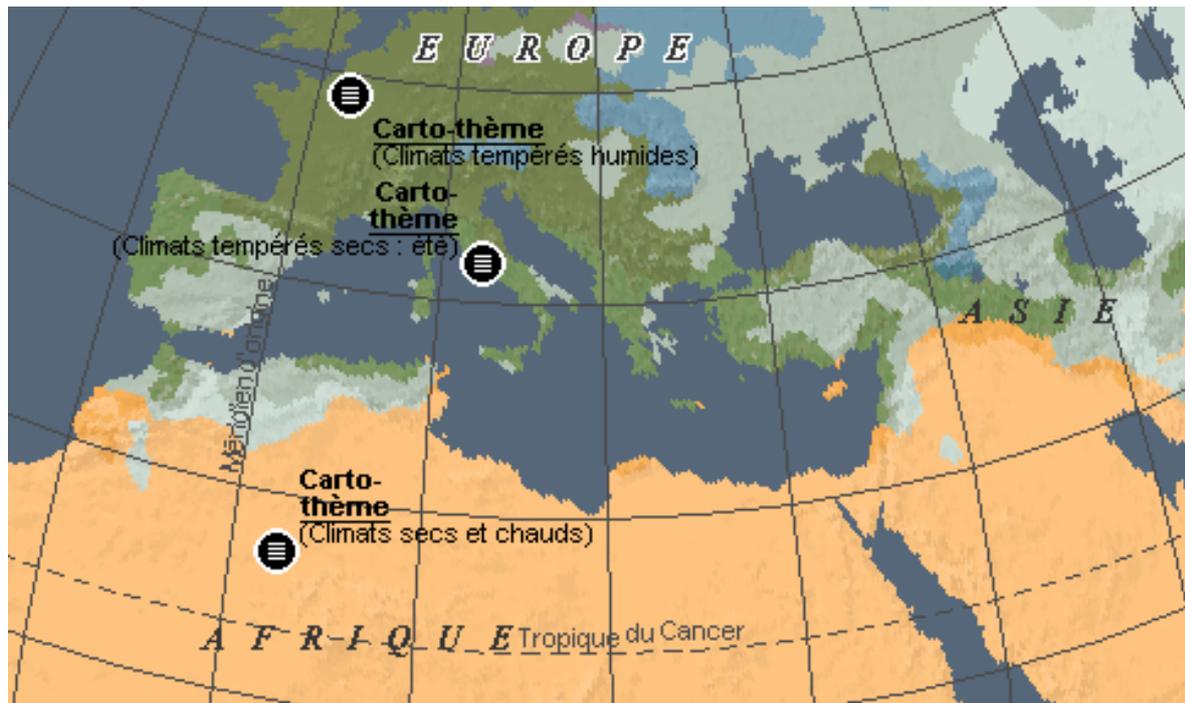
3 - Climatologie

Le climat de la Méditerranée est influencé par un domaine montagneux tempéré au nord et le Grand Sahara soumis aux hautes pressions subtropicales au sud. Cette configuration particulière a doté le bassin méditerranéen d'un climat caractérisé par des étés chauds et secs, puis des hivers doux et moyennement humides. L'amplitude thermique atmosphérique entre ces deux saisons est importante, de l'ordre de 15°C, mais les températures moyennes mensuelles ne descendent pas en dessous de 10°C (Devaux, 1985). Ce climat méditerranéen est dû au déplacement en latitude des grands centres d'action de l'atmosphère lié au mécanisme cosmique des saisons amenant pendant l'été les masses d'air tropicales continentales du Sahara, rejetant ainsi plus au nord les perturbations du front polaire. Inversement, pendant l'hiver, l'air tropical saharien laisse le domaine méditerranéen largement ouvert aux masses d'air polaire descendant très bas au sud et entrant en contact avec les eaux marines chaudes ce qui favorise le passage des perturbations porteuses de pluie, surtout dans sa moitié septentrionale (Péguy, 1970; Devaux, 1985).

Deux types de climats sont distingués en Méditerranée (figure 2) :

- tempéré régnant en Europe, en Asie mineure et à l'extrémité de l'Afrique du nord ; caractérisé par des précipitations en automne et en hiver, accessoirement au printemps et une sécheresse en été (Péguy, 1970). L'humidité relative est constante tout au long de l'année et les précipitations moyennes sont importantes. L'amplitude annuelle de température est relativement faible de l'ordre de 10°C (Trady, 1986),

- subtropical et aride au sud et au sud-est ; caractérisé par une sécheresse accentuée en été. La période humide de l'année se situe de Décembre à Janvier (Péguy, 1970). L'humidité relative de l'air fluctue autour de 20 % tout au long de l'année. L'amplitude thermique est très forte (Trady, 1986).



© 1999 Microsoft Corp. Tous droits réservés.

	Chaud et sec		Pas de saison sèche, été doux ou chaud
	Chaud et très sec		Été sec et doux ou chaud
	Modéré et très sec		Hiver sec, été doux ou chaud
	Modéré et sec		Pas de saison sèche, été frais

Figure. 2. Carte climatique de la Méditerranée (Atlas, 1999).

Il existe encore d'autres traits marquant ce climat méditerranéen, tel que :

- les vents dominants en force et en fréquence tels que le Mistral (vent du nord), le Tramontane (vent de nord-ouest) et la Bora (vent de nord-est).
- la distribution d'insolation sur cette région est variable de 100 à 200 kcal/cm²/an; elle augmente du nord vers le sud et de l'ouest vers l'est avec une moyenne de 163 kcal/cm²/an pour le bassin oriental (Béthoux, 1977) .

4 - Hydrologie

La Méditerranée est un bassin de concentration à cause de son bilan hydrique négatif. En effet, l'évaporation excède de loin la somme des précipitations (P) et de l'écoulement continental (R) ($E > P + R$) (tableau 1) provoquant un abaissement annuel de 1 m du niveau de l'eau de la Méditerranée. Cet excès d'évaporation fait augmenter la salinité des eaux mais pas leur densité car la

température des eaux est élevée. Le refroidissement de l'hiver permet l'augmentation de la densité des eaux superficielles provoquant ainsi leur plongée en profondeur.

	Bassin occidental	Bassin oriental	Total
Ruissellement (km ³ /an)	150	479	629
Précipitation (km ³ /an)	285	498	783
Evaporation (km ³ /an)	1044	2804	3848
Déficit (km ³ /an)	609	1827	2436

Tableau 1. Bilan hydrologique de la Méditerranée (d'après Hopkins, 1984)

La différence de densité entre les eaux méditerranéennes et les eaux atlantiques entraîne un ajustement permanent de ces 2 masses d'eau au niveau du détroit de Gibraltar. La compensation de ces pertes (évaporation 1 m et flux sortant 20 m) se fait à travers le détroit de Gibraltar par une entrée d'eau légère atlantique en surface, tandis que les eaux lourdes méditerranéennes sortent en profondeur vers l'Atlantique. La rotation terrestre conduit à une inclinaison de l'interface entre les 2 masses d'eau. Cette interface est plus profonde au sud du détroit qu'au Nord favorisant ainsi la sortie du flux d'eau profonde par la partie inférieure du détroit de Gibraltar.

L'hydrologie méditerranéenne est marquée par une circulation de surface et profonde active (Devaux, 1985 ; Von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) (figure 3). En effet, la différence de densité entre les masses d'eaux atlantique et méditerranéenne contrôle la circulation thermohaline de la Méditerranée et le renouvellement des eaux via la convection hivernale dans des zones privilégiées (Bethoux *et al.*, 1998). Le temps de séjour actuel des eaux de surface est de l'ordre de la décennie et celui des eaux intermédiaires et profondes est d'environ un siècle. Ceci a doté l'hydrologie Méditerranéenne d'un système à trois couches : les eaux de surface, les eaux intermédiaires et les eaux profondes dont les paramètres physico-chimiques sont distincts (Wüst, 1961; Lacombe et Tchernia, 1972).

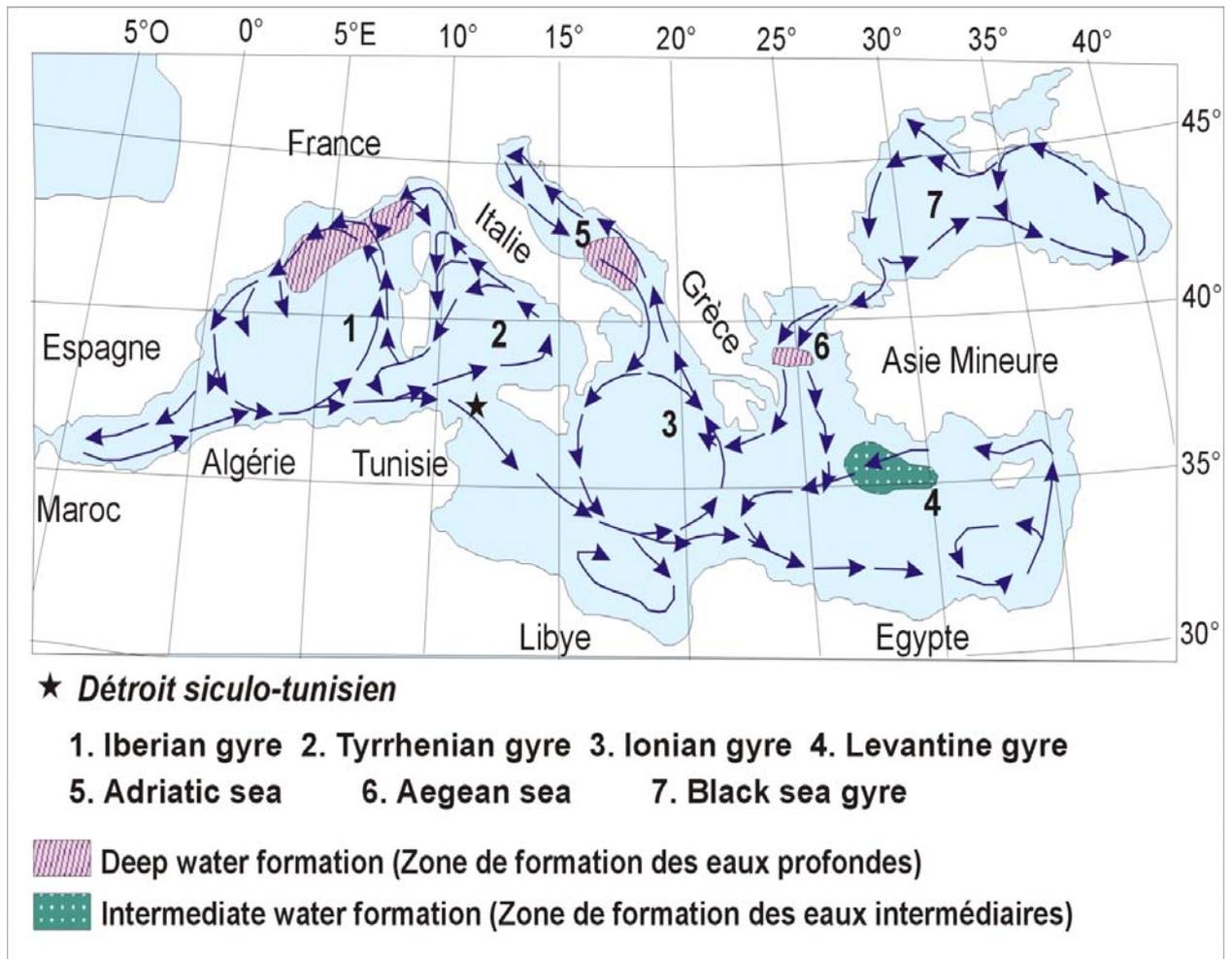


Figure. 3. Circulation des eaux en Méditerranée (Vergnaud-Grazzini et al, 1988).

* Les eaux de surface

Les eaux atlantiques entrant en Méditerranée par le détroit de Gibraltar constitue la Modified Atlantic Water (MAW) qui reste en surface, soit jusqu'à 150 à 200 m de profondeur, en raison de sa faible salinité (< 36‰) comparée à celle des eaux méditerranéennes (> 36‰). Ces eaux atlantiques bifurquent en deux branches en pénétrant dans la mer d'Alboran : une première se dirige vers le nord de la Méditerranée occidentale et une deuxième traverse le détroit Siculo-Tunisien pour aller en Méditerranée orientale (figure 3). L'action de la force de Coriolis sur cette masse d'eau entraîne la formation de gyres anticycloniques, notamment dans le bassin Algéro-Baléares, ainsi qu'en mer Tyrrhénienne et Adriatique. La salinité moyenne des eaux de surface du bassin occidental est d'environ 37‰ tandis que celle du bassin oriental est comprise entre 38 ‰ et 39 ‰.

* Les eaux intermédiaires

Les eaux intermédiaires prennent naissance à l'est du bassin Levantin, au sud-est de la mer Egée et au voisinage des îles Rhodes et de Chypre. Ces eaux sont formées entre 200 et 300 m à une température de l'ordre de 15,7°C et une salinité de 38,8 à 39,1‰ (figure 4).

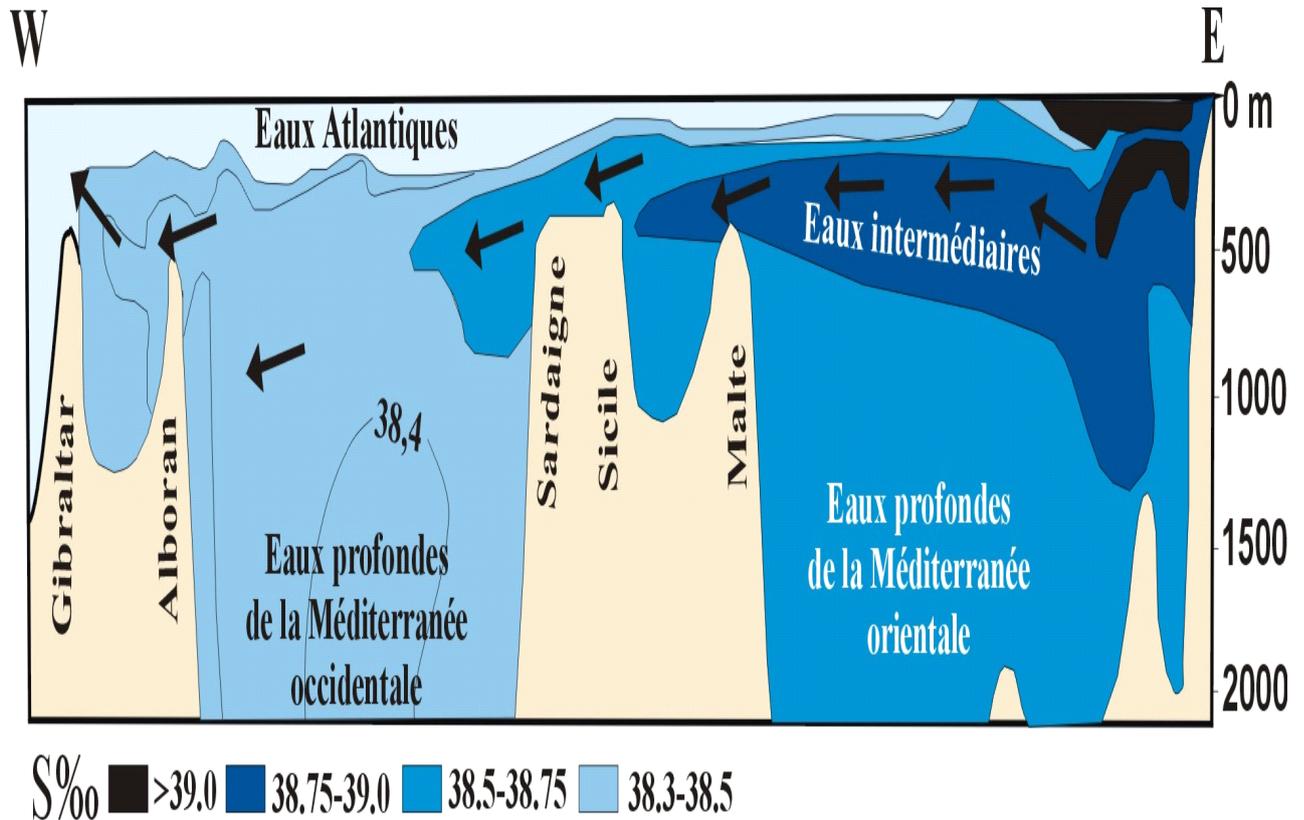


Figure. 4. Coupe longitudinale selon l'axe est-ouest des eaux intermédiaires (d'après Wüst, 1961).

Cette eau intermédiaire Levantine se dirige par la suite vers l'ouest du bassin méditerranéen, où sa salinité passe à 38,75 ‰ et sa température atteint les 14°C, là elle se mélange avec l'eau profonde occidentale sous-jacente et l'eau de surface sus-jacente. Cette eau de mélange dense va se déverser en Atlantique où elle plonge et atteint son équilibre hydrologique vers 1000 m (Tchernia, 1978).

Ainsi, cette circulation intermédiaire permet le renouvellement des eaux profondes par pompage et la convection thermohaline compense le flux sortant vers

l'Atlantique et entretient la ventilation profonde dans ce bassin pour qu'il ne se transforme pas en une mer morte par le maintien de la salinité (Margalef, 1984).

* Les eaux profondes

Les eaux profondes se forment en hiver dans les deux bassins méditerranéens (oriental et occidental).

- L'eau profonde de la méditerranée orientale (Eastern Mediterranean Deep Water : **EMDW**) a une température de 13,6°C et une salinité de 38,65 ‰. Elle se forme plutôt en hiver, lorsque souffle la Bora, vent froid et sec du nord-est, sur la mer Adriatique. L'eau profonde de la méditerranée orientale résulte d'un mélange entre les eaux intermédiaires (LIW) et les eaux denses formées en hiver en mer Adriatique et en mer Egée, au dessous de 1000 m de profondeur. En arrivant dans le bassin Ionien, cette eau plonge à environ 2000m de profondeur, puis se dirige vers l'est et le sud.

- L'eau profonde de la Méditerranée occidentale (Western Mediterranean Deep Water : **WMDW**) est une masse d'eau assez homogène. La température des eaux est comprise entre 12,7 et 13°C et la salinité est de l'ordre de 38,4 à 38,6 ‰. Elle prend naissance dans le golfe du Lion pendant la saison froide (hiver), quand la convection et les mouvements anticycloniques sont importants (Miller, 1983 ; voir plus loin). Nous retrouvons cette masse d'eau entre 800 et 3000 m de profondeur.

5 – Propriété nutritionnelle

La Méditerranée est une mer oligotrophe (Cruzado, 1985), donc pauvre en sels nutritifs et à production primaire basse. Le caractère oligotrophe de la Méditerranée tient à la faiblesse des apports fluviaux fertilisants. La Méditerranée présente cependant occasionnellement des mouvements ascendants qui enrichissent en sels nutritifs la couche euphotique. Cette mer présente ainsi une variété de microcosmes, "oasis de fertilité" au milieu d'un "désert marin", généralement délimités par des fronts thermiques superficiels.

Quatre mécanismes expliquent ce type de fertilisation par apport "d'eau profonde" (Jacques et Tréguer, 1985) :

1• La circulation cyclonique comme celle du bassin Liguro-Provençal. Cette circulation rejette à la périphérie du bassin des eaux légères d'origine atlantique et provoque une ascension compensatrice de l'eau intermédiaire au large, formant alors une structure en dôme de divergence ;

2• Ascension des eaux à la bordure nord des tourbillons anticycloniques du courant atlantique, notamment en Mer d'Alboran le long du plateau continental espagnol où les teneurs en chlorophylle dépassent parfois 3 mg/m^3 en été ;

3• Les remontées côtières sous l'influence des vents, particulièrement dans la partie septentrionale du bassin occidental suivant un mécanisme proche de celui des résurgences tropicales ;

4• Le mélange vertical associé au refroidissement hivernal. Son effet ne se limite pas à la formation d'eaux profondes ; il assure aussi la fertilisation des eaux superficielles qui bénéficiera un peu plus tard au phytoplancton.

B – Carottes étudiées

Le matériel étudié provient de différentes missions océanographiques à bord du prestigieux navire océanographique le Marion Dufresne. Afin de mieux reconstituer les changements climatiques majeurs de la Méditerranée occidentale et l'histoire hydrologique de ce bassin, nous allons entreprendre cette étude pluridisciplinaire de cinq carottes méditerranéennes prélevées selon un transect Est-Ouest dans le bassin occidental (figure 5) :

- MD 04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien),
- MD 99-2346 (golfe du Lion),
- MD99-2343 (au nord de Minorque),
- MD95- 2043 (partie orientale de la mer d'Alboran) et
- MD04-2803CQ (extrémité S-W de la mer d'Alboran).

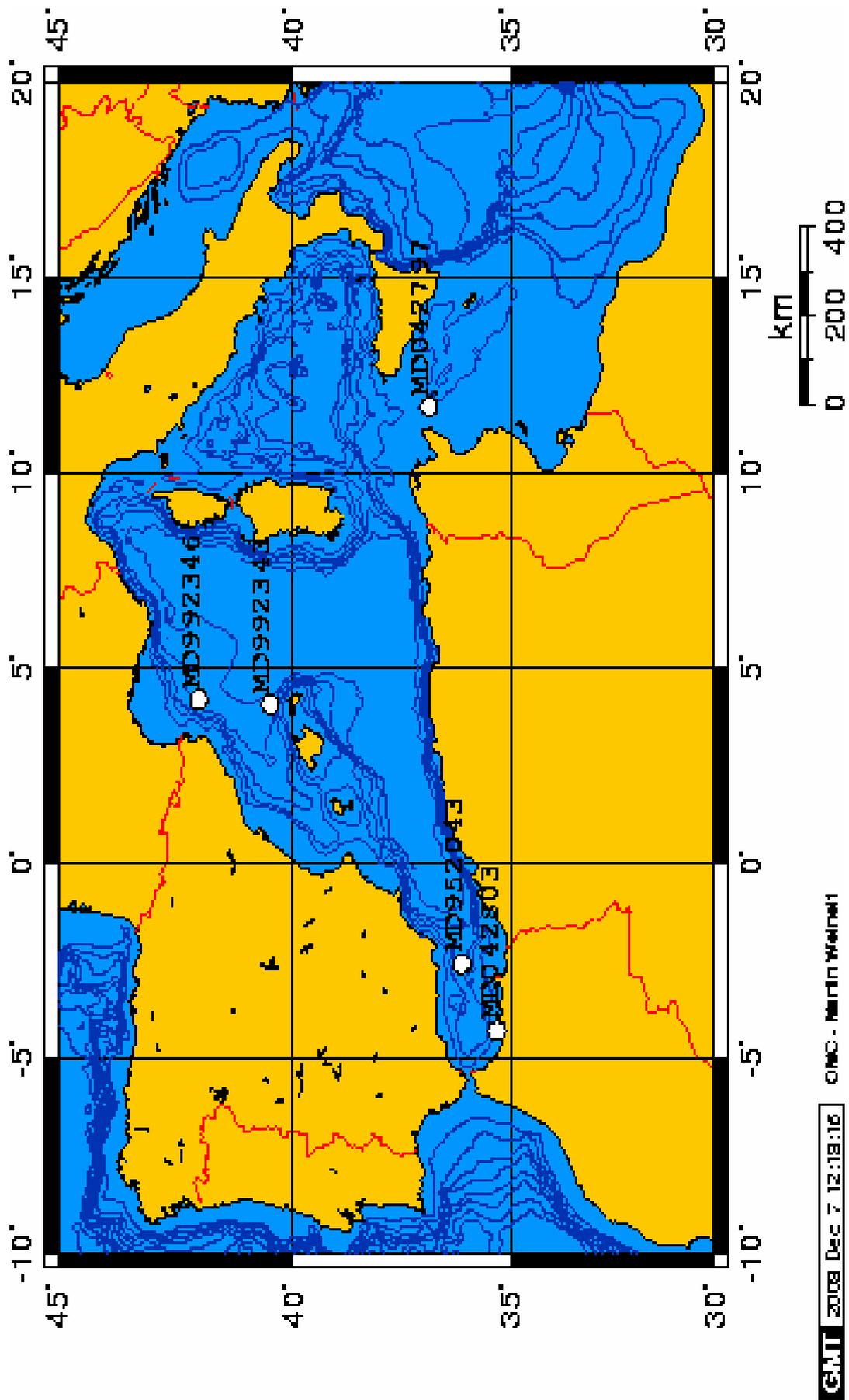


Figure. 5. Localisation des différents sites d'étude en Méditerranée occidentale.

1 – Le détroit Siculo-Tunisien

La carotte MD 04-2797CQ (Calypso square) est localisée dans le détroit Siculo-tunisien. Elle se situe à la latitude $36^{\circ}57' N$ et à la longitude $11^{\circ}40' E$ (figure 6), elle est prélevée à 771 m de profondeur d'eau au cours de la mission océanographique Privilège. La longueur de cette carotte est de 10,30 m. Le taux de sédimentation élevée en cette région (Di Stefano et al., 1993 ; Di Stefano et al., 1998) ainsi que l'emplacement géographique de cette carotte en zone de transition entre les deux bassins méditerranéens ont été déterminants dans le choix de ce site. La séquence est dans l'ensemble vaseuse avec une lithologie montrant des niveaux homogènes d'argile verdâtre à gris (voir annexe 2).

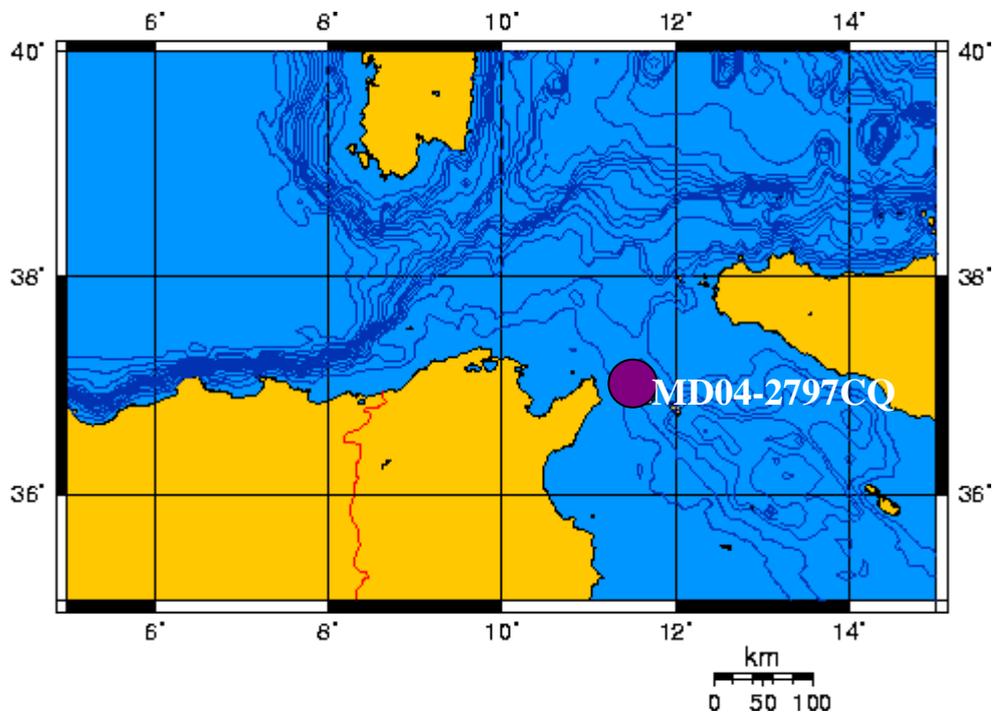


Figure. 6. Localisation de la carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien)

Le détroit Siculo-Tunisien est le bras de mer situé en mer Méditerranée entre la Sicile et la Tunisie. Cette région forme la jonction entre trois sous-ensembles majeurs de la Méditerranée : le bassin Algéro-Provençal à l'ouest, la mer Tyrrhénienne au nord et la Méditerranée orientale à l'est (bassin ionien). Il divise aussi la Méditerranée en deux bassins majeurs : la Méditerranée occidentale et la Méditerranée orientale. Au centre de ce bras de mer se trouve l'île de Pantelleria. Il est également connu sous le nom du « canal du Cap Bon » ou encore « canal de

Kélibia » en référence respectivement à la péninsule du cap Bon et à la ville tunisienne de Kélibia qui ferme la partie méridionale du canal. Dans sa partie la plus étroite, entre le cap Feto près de Mazara del Vallo et le Cap Bon près d'El Haouaria, le canal est large de 145 kilomètres. Le détroit Siculo-Tunisien joue un rôle important dans la circulation générale de la mer Méditerranée. Cependant et malgré son rôle capital dans la circulation de cette mer, il n'a pas reçu l'attention qu'il mérite. Toutefois, quelques investigations menées surtout par Lacombe et Tchernia (1960), Wüst (1961), Ovchinnikov (1966), Grancini et Michelato (1987), Manzella et al. (1988, 1990), ont permis d'obtenir quelques aspects généraux de l'hydrologie et la circulation des masses d'eau, en particulier au niveau de la Sicile, sans pour autant les préciser clairement. Deux courants traversent ce détroit, l'eau de surface d'origine atlantique caractérisée par une salinité minimale (MAW : eau atlantique modifiée) portant vers l'est et au dessous l'eau intermédiaire Levantine (LIW) de salinité élevée portant vers l'ouest (Astraldi et al., 1996, 1999 ; Malanotte-Rizzoli et al., 1997 ; Manzella et al., 1988, 1990; Robinson et al., 1999 ; Sparnocchia et al., 1999).

Le courant Algérien apporte la veine de courant atlantique légèrement modifiée (MAW, $S = 37\text{‰}$) vers le canal de Sardaigne sous forme d'un courant plus ou moins diffus (Millot, 1987). Ce dernier se bifurque en deux branches : le 1/3 de la masse transportée traverse le canal et continue vers la mer Tyrrhénienne le long des côtes siciliennes pendant que l'autre branche, environ 2/3 du transport, traverse le détroit pour continuer vers le bassin oriental. La signature de salinité minimale est trouvée même au niveau des côtes tunisiennes à l'entrée de ce passage (Astraldi et al., 1996) et une partie de cette deuxième branche contourne le Cap Bon puis s'oriente vers le sud. Au nord de Lampedusa, ce courant se scinde à son tour en deux parties (Robinson et al., 1999 ; Lermusieux and Robinson, 2001) : la première se dirige vers le sud-est en laissant l'île à l'ouest tandis que la seconde, appelée le Courant Atlantique Tunisien (ATC), s'oriente vers le sud et va alimenter la circulation au large du golfe de Gabès (Brandhorst, 1977).

Longeant les côtes siciliennes et le centre du canal et indépendamment du point d'entrée exacte vers le bassin oriental, une veine importante de l'eau atlantique modifiée (MAW) nommée souvent le Courant Atlantique Ionien (AIS), semble atteindre le Nord de Malte et suit les reliefs puis atteint la mer Ionienne. Cette masse d'eau, soumise à de nombreuses variations (Béranger et al., 2004;

Hamad et al., 2005), forme ainsi le courant des côtes africaines qui va circuler vers l'est jusqu'au bassin Levantin.

La profondeur intermédiaire du détroit Siculo-Tunisien, en dessous de 200 m, est occupée par l'eau Levantine Intermédiaire (LIW) provenant de la mer Ionienne adjacente. Cette masse d'eau est facilement décelable grâce à ses caractéristiques hydrologiques, des maxima de température et de salinité allant de 14.1°C et 38.75‰ dans le détroit Siculo-Tunisien est à 13.25°C et 38.5‰ dans le détroit de Gibraltar (Guibout, 1987). La densité de LIW est intermédiaire entre celle de l'eau superficielle d'origine atlantique et celle de l'eau profonde formée en hiver dans le nord du bassin occidental (golfe du Lion). L'eau Levantine Intermédiaire n'a pas de variation saisonnière très marquée dans le détroit Siculo-Tunisien mais elle présente une très forte variabilité saisonnière le long des côtes espagnoles (Font et al., 1988) et dans le détroit de Gibraltar.

2- Le golfe du Lion

La carotte MD 99-2346 est localisée dans le golfe du Lion. Elle se situe à la latitude 42°05' N et à la longitude 04°15' E (figure 7). Elle est prélevée à 2090 m de profondeur d'eau au cours de la mission océanographique Ginna. La longueur de cette carotte est de 10,60m. Sa lithologie montre une alternance d'argiles sableuse vers la base et de carbonates sableux vers le sommet. L'emplacement de cette carotte dans la région de formation des eaux profondes en Méditerranée occidentale ainsi que le taux élevé de sédimentation lors du stade isotopique 2 nous ont incités à étudier cette carotte.

Le golfe du Lion est localisé dans la partie nord-ouest de la mer Méditerranée, c'est une région singulière de part sa topographie, ses régimes météorologiques et hydrologiques. Il est entouré par trois massifs montagneux, les Pyrénées, le Massif Central et les Alpes, séparés d'une part par l'étroit passage de Naurouze et d'autre part par la vallée du Rhône. C'est la région la plus ventée de la Méditerranée, elle est dominée par les vents du nord-est (Tramontane) et du nord (Mistral). En hiver, ces vents peuvent être violents et souffler pendant plusieurs semaines. Ils entraînent des masses d'air polaire ou continental, froid et sec, qui peuvent induire des modifications hydrologiques significatives par refroidissement et mélange vertical de la colonne d'eau. En été, les vents du nord peuvent durer

quelques jours et montrent des vitesses plus faibles qu'en hiver de 10 à 15m/s (Millot, 1990). En moyenne, ils soufflent un jour sur deux en Roussillon et un jour sur trois en Languedoc, Camargue et Provence (Darchen, 1974). En hiver, ils induisent la formation d'eau dense par refroidissement et évaporation.

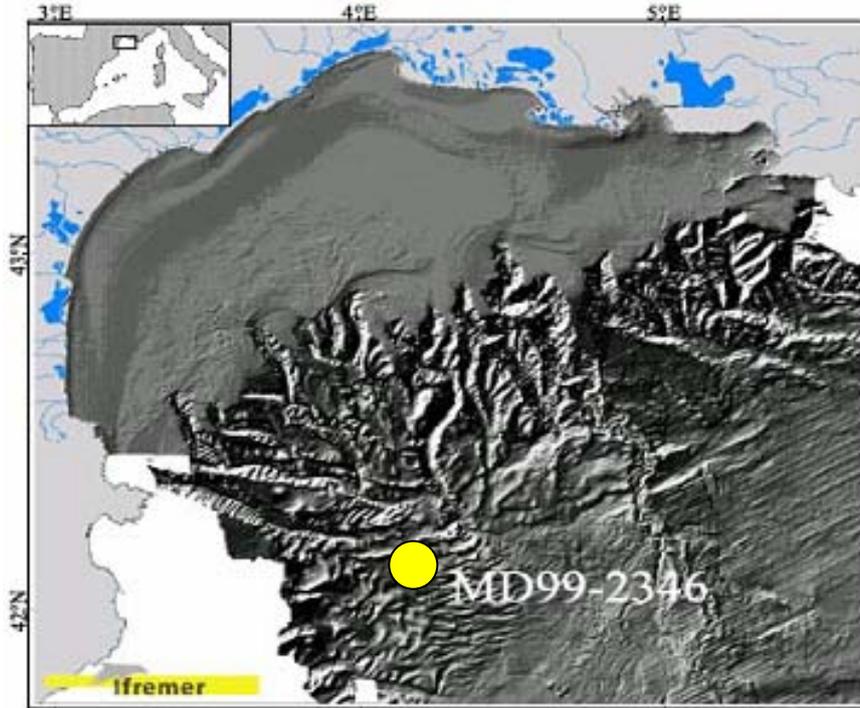


Figure. 7. Localisation de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion)

Au large du golfe, l'eau de surface atlantique modifiée (MAW) surmonte les eaux Levantines Intermédiaires de $T=13,5^{\circ}\text{C}$ et de $S=38,55\text{‰}$ (200-800m). En profondeur se forme l'eau profonde de la Méditerranée occidentale par convection verticale de $T=12,7\text{-}13^{\circ}\text{C}$ et de $S=38,4\text{-}38,48\text{‰}$. La formation de cette masse est contrôlée par la force des vents, la densité initiale de la source d'eau et les modèles de circulation (Pinardi and Masetti, 2000). Les vents nord-ouest constituent la force majeure de formation d'eau profonde ainsi que pour l'intensification de la circulation thermohaline en Méditerranée (Millot, 1999 ; Cacho et al., 2000).

3 - Au nord de Minorque

La carotte MD 99-2343 se trouve au nord-ouest des îles Baléares, au nord de Minorque. Elle se situe à la latitude $40^{\circ}30\text{ N}$ et à la longitude $04^{\circ}02\text{ E}$ (figure 8), elle est prélevée à 2391 m de profondeur au cours de la mission océanographique

Ginna. La longueur de cette carotte est de 32,44 m au total mais nous allons nous intéresser seulement aux 10 premiers mètres du sommet. Sa lithologie montre une homogénéité d'argiles sableuse avec une bioturbation modérée.

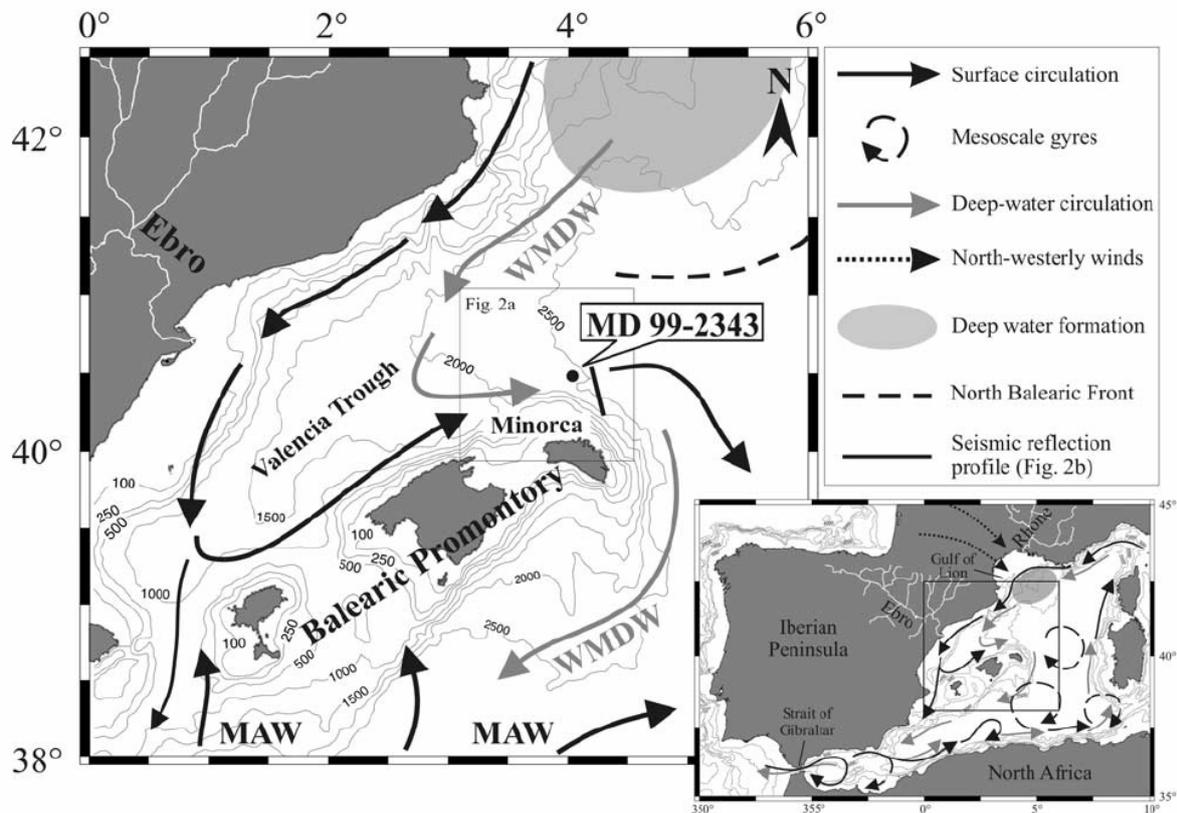


Figure. 8. Localisation de la carotte MD99-2343 (au nord de Minorque) (extrait de Frigola et al., 2007).

Les îles Baléares forment un groupe d'îles de la Méditerranée à l'est des côtes espagnoles, à la hauteur de Valence, à 88 km du point le plus proche de la péninsule Ibérique.

Le canal des Baléares est un important passage des échanges méridiens entre les masses d'eau froide et salée du golfe du Lion et l'eau plus chaude et douce de la mer d'Alboran et du bassin Algéro-Baléares (Pinot et al., 2002). En effet, le courant Liguro-Provençal domine la dynamique côtière du bassin nord-occidental de la Méditerranée. Ce dernier trouve son origine dans le golfe de Gênes, suite à la fusion des courants est et ouest Corse. Il longe ensuite successivement les côtes italiennes, françaises et espagnoles, jusqu'au plateau des Baléares. Là, une partie re-circule vers la Corse, l'autre se dirige vers la mer d'Alboran. Le

transport de cet écoulement est du même ordre de grandeur que celui de l'eau atlantique entrant à Gibraltar.

Au large des îles Baléares, la circulation de surface est assurée par l'Eau Atlantique Modifiée (MAW) progressivement par les interactions mer-air. Au dessous de cette masse coule l'Eau Intermédiaire Levantine (Cramp and O'Sullivan, 1999). Les abysses sont occupés par l'eau profonde du bassin occidental formée par la convection profonde dans le golfe du Lion (Benzohra and Millot, 1995). La production primaire, dans la marge sud Algéro-Baléares, dépend des conditions dynamiques associés à la circulation frontale traduisant ainsi le couplage physico-biologique (Lohrenz et al., 1988 ; Moran et al., 2001).

4 – La mer d'Alboran

La carotte MD 95-2043 est localisée dans la partie orientale de la mer d'Alboran. Elle se situe à la latitude 36°14 N et à la longitude 02°62 W (figure 9), elle est prélevée à 1841 m de profondeur d'eau. La longueur de cette carotte est de 37,46 m avec un taux important de sédimentation pendant l'Holocène. Sa lithologie est caractérisée par un dépôt continu de boue hémipélagique (Cacho et al., 1999).

La carotte MD04-2803CQ (Calypso square) est localisée à l'extrémité sud-ouest de la mer d'Alboran. Elle se situe à la latitude 35°31 N et à la longitude 04°34 W (figure 9), elle est prélevée à 1291 m de profondeur d'eau au cours de la mission océanographique Privilège. La longueur de cette carotte est de 10,52 m. Sa lithologie est caractérisée par une boue grise à marron vers le sommet intercalée par un niveau d'argile-sable entre 5 et 5,3 m.

La mer d'Alboran se situe dans le secteur le plus occidental de la Méditerranée (figure 9). D'après l'Organisation Internationale d'Hydrologie, on désigne par mer d'Alboran, la zone comprise entre le détroit de Gibraltar et le «parallèle» joignant le Cap «de Gata» en Espagne au Cap «Fegalo» en Algérie (Carter et al., 1972). Bordée au nord par l'Espagne et au sud par le Maroc et l'ouest Algérien, sa superficie est d'environ 54 000 Km² avec une profondeur maximale légèrement inférieure à 1 500 m. Sa plus grande largeur est approximativement de 165 km pour une longueur de l'ordre de 400 Km

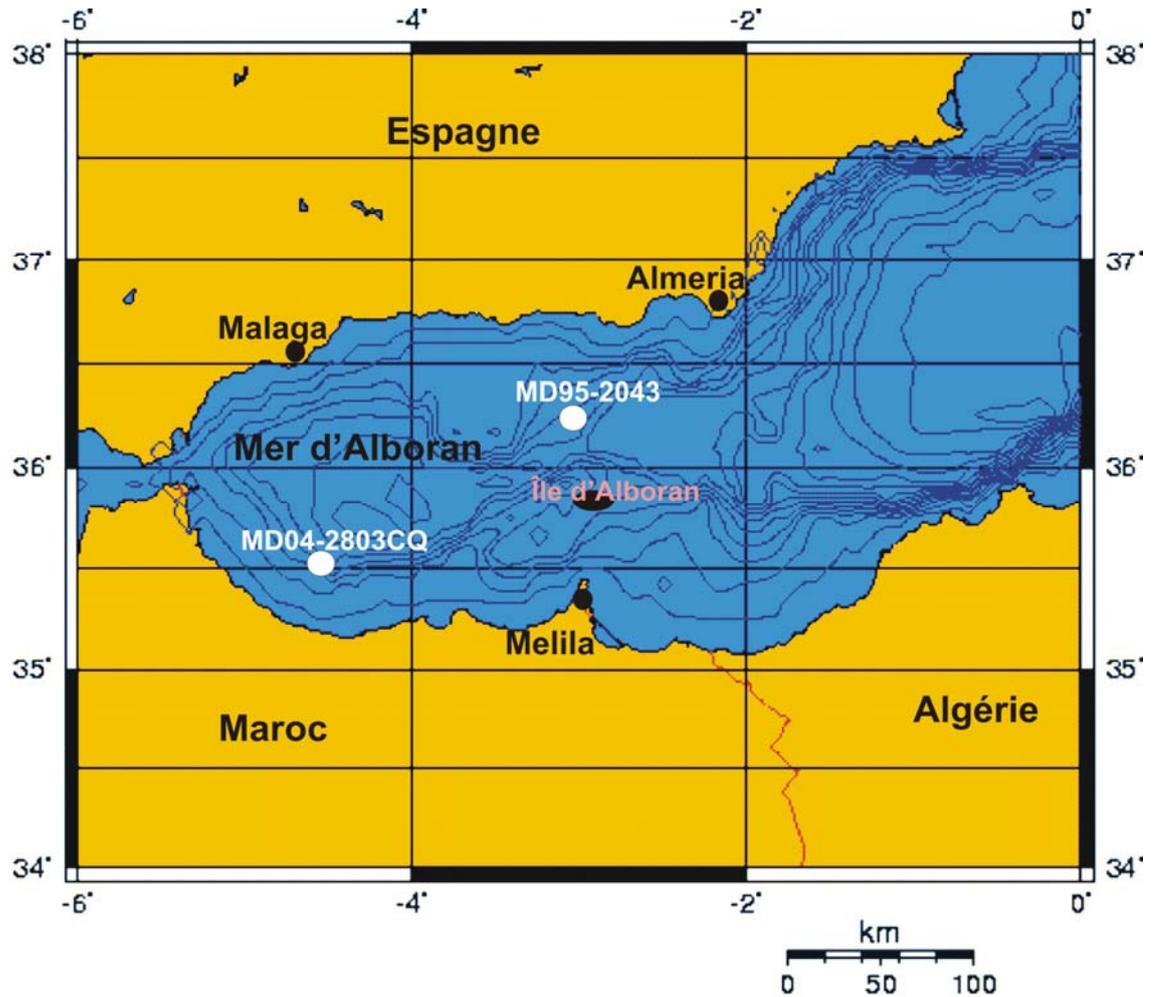


Figure. 9. Localisation des carottes MD95-2043 et MD04-2803CQ en mer d'Alboran.

La mer d'Alboran est divisée en deux bassins (ouest et est) par une ligne de haut fond NE-SW d'où émerge l'île d'Alboran ($35^{\circ}55'N$ $3^{\circ}W$). Le bassin ouest, bordé de plateaux marginaux, ne reçoit aucun émissaire fluvial important et seules quelques petites rivières côtières, descendant des Sierras Nevada et Morena l'alimentent temporairement lors des crues d'hiver (Deveaux, 1985) ainsi que le fleuve Moulouya (Maroc). La communication avec le bassin Est s'effectue par une fosse étroite appelée la dépression d'Alboran ou «the Alboran trough» des anglo-saxons.

Le bassin d'Alboran montre une des plus importantes accumulations de dépôts néogènes et quaternaires au niveau de la Méditerranée occidentale. Il se situe en

domaine climatique méditerranéen caractérisé actuellement, par de longs été chauds et secs et des hivers doux et humides (Walter et al., 1975).

La mer d'Alboran est dotée d'une circulation de surface, profonde, mais aussi verticale (Devaux, 1985 ; Rohling *et al.*, 1994 ; Von Grafenstein *et al.*, 1999 ; Pérez-Folgado *et al.*, 2003) :

- Circulation de surface

La masse d'eau de surface est constituée par l'eau Atlantique Modifiée entrant au niveau du détroit de Gibraltar. Deux gyres dominent la circulation de cette couche superficielle :

- une gyre est, située entre 1 et 3°W de longitude. Elle est anticyclonique (tourne dans le sens des aiguilles d'une montre) mais peut parfois être cyclonique (tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre). Elle est influencée par la topographie du fond du bassin,
- une gyre ouest anticyclonique, située entre 3 et 5°W de longitude.

Il existe également un front de densité entre les eaux de surface atlantiques et méditerranéennes : le front d'Almería - Oran. Celui-ci guide le flux Atlantique d'eau plus douce vers le sud, engendrant ainsi de fortes vitesses du courant le long des côtes algériennes.

- Circulation profonde.

On retrouve deux masses d'eau formées en Méditerranée : l'eau intermédiaire Levantine et l'eau profonde de la Méditerranée occidentale. Le mélange de ces deux masses d'eau constitue le flux sortant d'eau profonde méditerranéenne vers l'océan Atlantique : l'eau Atlantique Modifiée. Cette eau est plus salée et plus chaude que la masse d'eau atlantique. En sortant du détroit de Gibraltar, l'eau méditerranéenne modifiée (MOW) se divise en deux branches : une première branche assez profonde se dirigeant vers le sud, le long des côtes marocaines, et une seconde branche moins profonde se dirigeant vers le nord.

- Upwelling, nutricline et pycnocline.

La mer d'Alboran est l'une des zones les plus productives de la Méditerranée, conséquence liée à l'interaction des masses d'eaux entrante et sortante, mais aussi au fort contraste thermique existant entre les saisons hivernale et estivale.

La présence des deux gyres dans la couche superficielle influe sur la profondeur de la pycnocline. En effet, au centre de la gyre anticyclonique (ouest), la pycnocline est assez profonde ; au contraire, dans la gyre est (parfois cyclonique), la pycnocline est moins profonde, favorisant l'amorce d'upwelling, et donc la remontée de nutriments dans la couche photique. Ces nutriments, en arrivant en surface, vont ensuite être transportés vers le sud via les courants des deux gyres. Par ailleurs, le front d'Almeria - Oran est également le siège d'up- et down-welling importants, entraînant la mise en place de conditions eutrophes contrastant fortement avec les eaux oligotrophes environnantes.

Le contraste saisonnier joue également un rôle important dans la remontée d'eau profonde. En été, les températures de la couche d'eau de surface sont beaucoup plus élevées que celles des masses d'eau profonde : il se crée alors une stratification thermique maximale de la colonne d'eau, se matérialisant par une thermocline d'été. Cette stratification empêche un mélange vertical efficace des masses d'eau, mais entraîne également la plongée en profondeur de la pycnocline et de la nutricline. L'ensemble de ces conditions ne permet pas la remontée vers la surface de nutriments : les upwelling sont faibles ou inexistantes. La productivité de surface diminue sensiblement : cette période s'appelle régime de non- floraison.

En hiver, au contraire, la stratification de la colonne d'eau disparaît en raison des températures de surface plus basses mais aussi du mélange actif de la couche superficielle par les vents, entraînant une homogénéisation de cette masse d'eau. La pycnocline et la nutricline remontent alors, permettant aux nutriments profonds d'arriver en surface grâce aux upwellings à nouveau actifs. La production primaire de surface augmente alors considérablement : cette période s'appelle le régime de floraison.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE ET MATÉRIEL ÉTUDIÉ

A- Les dinoflagellés

1 – Généralités sur les dinoflagellés

1-1 Place des dinoflagellés dans le phytoplancton mondial

Les dinoflagellés constituent avec les diatomées et les coccolithophoridés une part importante du phytoplancton océanique. Ce sont des algues eucaryotes de l'embranchement des *Pyrrhophyta*, pour la plupart autotrophes qui effectuent la photosynthèse grâce à la présence d'un ou plusieurs chloroplastes. Toutefois, certains dinoflagellés ont développé une activité symbiotique ou parasitaire, d'autres encore, sont pleinement hétérotrophes (Evitt, 1985).

Ces organismes unicellulaires dont la taille varie de quelques microns à quelques dizaines de microns, ont colonisé les milieux océaniques, comme les milieux lacustres et estuariens. Ils contribuent à une part non-négligeable de la production primaire (Dale, 1996). En domaine océanique, les dinoflagellés affectionnent préférentiellement la zone côtière et néritique, cette préférence est liée à l'abondance des nutriments dans les zones de décharges fluviales ou de remontées d'eaux profondes riches en sels nutritifs (cf. Reyssac, 1970 ; Dandonneau, 1973 ; Taylor, 1987). On les retrouve aussi en grande quantité au niveau des grands systèmes de fronts de l'océan ouvert (Houghton, 1988 ; Eynaud et al., 1999).

En certaines zones les blooms de certains *Dinophyceae* provoquent des marées rouges toxiques. En effet, cette prolifération s'accompagne le plus souvent, d'une libération importante d'éléments toxiques dans le milieu, provoquant une mort massive de la faune marine (poissons et mollusques). Des problèmes sanitaires se posent également en raison de l'accumulation des toxines dans les bivalves pouvant être létaux à l'Homme (cf Steidinger & Haddad, 1981 ; Burkholder et al., 1992). Le rôle catastrophique de ces marées rouges sur l'activité économique des zones de pêche a conduit les biologistes à s'intéresser depuis de longues années à ces microorganismes.

1- 2 Cycle biologique des dinoflagellés

Le cycle de vie de nombreuses espèces de dinoflagellés (figure 10) est marqué par l'alternance de deux phases principales : asexuée et sexuée. La première phase est mobile où l'individu doté d'une thèque cellulosique et de deux flagelles, s'épanouit dans les eaux de surface. L'autre non mobile où certaines espèces vont former un kyste ou hypnozygote à l'intérieur de la thèque et rentrent dans un stade de dormance pour une période plus au moins longue (Head, 1996).

Ce phénomène d'enkystement et de déenkystement semble davantage répondre à une horloge biologique interne plutôt qu'un stimuli environnemental. En effet, les travaux de Wall & Dale (1968) démontrent que la formation du kyste suit de près le "bloom" des thèques (cf. Anderson and Wall, 1978 ; Walker and Steidinger, 1979 ; Dale, 1983). Les études du cycle biologique des dinoflagellés montrent qu'en fait la phase enkystée fait partie de leur cycle de reproduction (cf. Taylor, 1987). En dehors de ce cycle reproductif, on assiste aussi, chez certaines espèces, à la formation de kystes temporaires lors de forts stress environnementaux.

D'un autre côté, il semble aussi que la formation de kystes, obéirait probablement à un cycle saisonnier qui, selon les données recueillies par Reid (1978), apparaît préférentiellement dans le plancton de l'atlantique nord depuis le début du printemps jusqu'à l'automne. Par son extrême résistance, le kyste peut être considéré, selon Wall (1971a) comme le stade de vie permettant la dissémination et/ou la conservation de l'organisme durant la période hivernale. De la même manière, la germination du kyste peut être provoquée par des changements de températures et /ou de concentration en nutriments (Anderson, 1980 ; Steidinger, 1983), soit gênée par des conditions extrêmes telles qu'une privation de lumière (enfouissement) ou une anoxie sévère.

La paroi des kystes, constituée de composées organiques macromoléculaires à caractères lipidiques, proche de la sporopollénine du pollen, est, extrêmement résistante à la dissolution, à l'inverse de la thèque cellulosique des cellules végétatives qui ne se fossilise pas (Evitt, 1985). Cette qualité confère aux kystes la particularité d'être très bien conservés dans les sédiments actuels, et, ceux même en dessous de la profondeur de compensation des carbonates. Cependant, l'enkystement semble régresser car dans les temps géologiques plus anciens ce phénomène concernait beaucoup plus d'espèces qu'actuellement, où le taux

d'enkystement ne concerne qu'environ 13 à 16% des espèces des dinoflagellés vivants (Dodge and Harland, 1991 ; Head, 1996), attribués en majorité aux Gonyaulacales et aux Péridiniales (In Goodman, 1987).

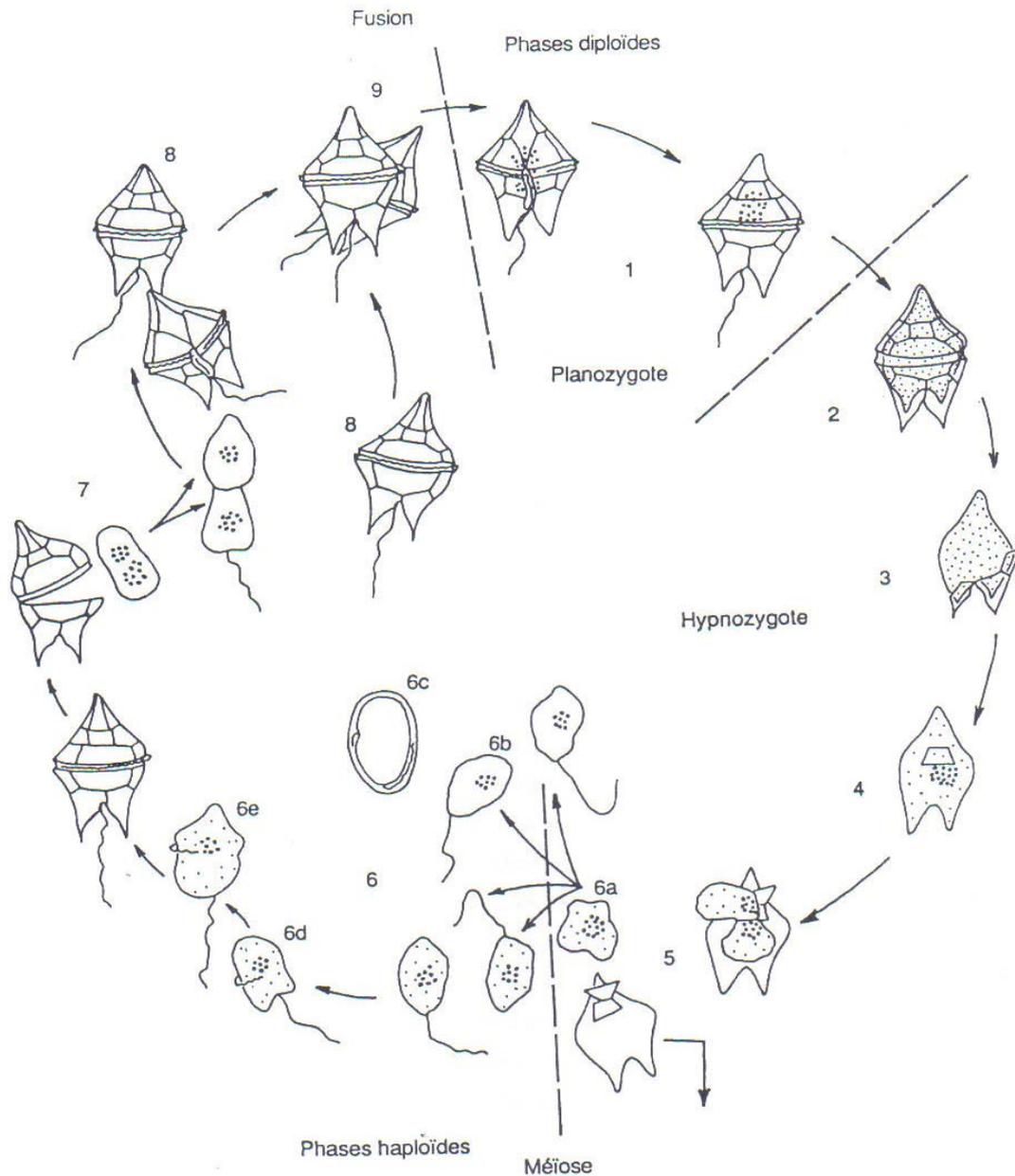


Figure. 10. Exemple d'un cycle de reproduction des dinoflagellés phytoplanctoniques (d'après Jan Du Chene, Masure et al., 1986)

1 : Phase végétative mobile ; 2 : Enkystement ; 3 : Déhiscence de la thèque et libération du kyste ; 4 : kyste et individualisation de l'opercule ; 5 : Germination du kyste avec expulsion du cytoplasme à travers l'archéopyle ; 6 : Stade post-germinatif ; 7 : Reproduction végétative par fission de la thèque ; 8 : Production de thèques jouant le rôle des gamètes ; 9 : reproduction végétative par fusion de gamètes.

1- 3 Ecologie des dinoflagellés

Exception faite des diatomées, les dinoflagellés constituent l'élément dominant du phytoplancton marin et jouent un rôle important dans la chaîne alimentaire des océans. Ils ont un mode de vie planctonique, benthique ou parasite. Les espèces planctoniques nagent grâce à leurs flagelles. Les espèces benthiques colonisent les plages, les glaces et les neiges. Ce sont en majorité des formes libres, quelques-unes parasitent d'autres protistes, des algues ou des métazoaires.

Le régime alimentaire des dinoflagellés est très varié. Il existe des espèces hétérotrophes tels que *Protoperdinium* s'alimentant par ingestion d'organismes tel que les diatomées. Toutefois, la plupart des dinoflagellés sont autotrophes. Chez ces microorganismes, l'énergie est acquise par photosynthèse. Ainsi, la majorité des dinoflagellés évoluent dans la zone euphotique dont la profondeur dépend surtout de la turbulence de l'eau. Sarjeant (1974) précise qu'en milieu océanique la concentration maximale des dinoflagellés est atteinte entre 18 et 90 m de profondeur. En milieu littoral, où la turbidité est souvent plus forte, ils occupent des profondeurs moindres de 0 à 10 m.

Outre l'énergie lumineuse, divers facteurs influencent la prolifération des dinoflagellés. La température joue sans doute un rôle saisonnier lors de la reproduction mais ne semble pas être un facteur limitant puisque la biomasse phytoplanctonique est très élevée aux hautes latitudes. Les travaux de Peters (1932) et ceux de Taylor (1987) ont permis de mettre en évidence une répartition des dinoflagellés caractéristique d'une zonation climatique depuis les eaux polaires jusqu'aux eaux équatoriales (figure 11). Les dinoflagellés sont plus abondants et plus diversifiés dans les eaux tropicales que dans les eaux froides (tableau 2) (Taylor, 1987).

En plus des conditions thermiques, la salinité influence aussi la distribution des dinoflagellés. En effet, la majorité des formes sont marines (90%) colonisant des eaux dont les salinités sont supérieures à 20 ou 30 ‰ et rarement celles dont la salinité est supérieure à 40 ‰ (Taylor, 1987). Cependant, il existe aussi quelques espèces d'eaux douces comme celles du genre *Prorocentrum* dont *P. minimum* et *P. compressum* qui sont abondantes dans les estuaires.

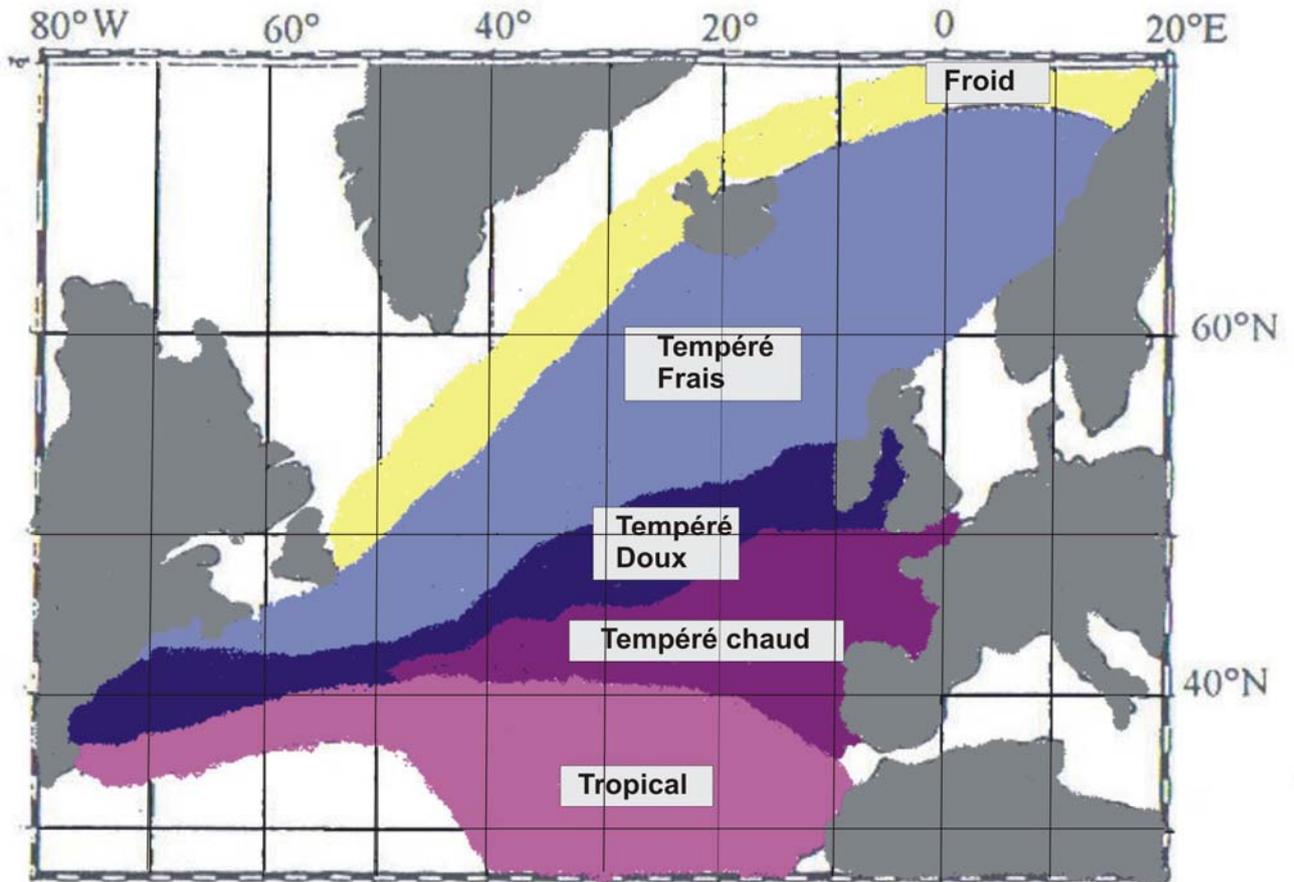


Figure. 11. Provinces climatiques de l'Atlantique nord (d'après Hall, 1964)

D'un autre côté, la présence d'éléments nutritifs tels que l'oxygène, le gaz carbonique, les nitrates et les phosphates (Pomeroy et al., 1956 ; Williams, 1971a ; Bougis, 1974 ; Margalef, 1978) est probablement le paramètre qui a le plus d'effet sur la productivité des dinoflagellés. L'oxygène et le gaz carbonique nécessaires à la respiration et à la photosynthèse sont généralement présents en quantité suffisante dans les couches superficielles de l'hydrosphère. Par contre, les phosphates, les nitrates et divers autres éléments nutritifs qui sont aussi indispensables aux activités métaboliques des dinoflagellés ont des concentrations variables, parfois insuffisantes dans les masses d'eaux océaniques. Les productions les plus élevées en dinoflagellés phytoplanctoniques sont le plus souvent mises en évidence dans les zones de décharges fluviales ou de remontées d'eaux profondes riches en sels nutritifs (Hart, 1966 ; Reyssac, 1970 ; Taylor, 1987).

<p>Arctique à tempéré-frais Spiniferites elongatus Reid 1974 Spiniferites frigidus A minutum I pallidum</p>
<p>Arctique à tempéré-chaud Brigantedinium simplex (Wall 1965) Reid 1977=Protooperidinium conicoides (Paulsen 1905) Balech 1974.</p>
<p>Tempéré frais Ataxiodinium choanum Reid 1974.</p>
<p>Tempéré-frais à tempéré-chaud Tectatodinium pellitum Wall 1967.</p>
<p>Tempéré-frais à tropical Lingulodinium machaerophorum ((Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967=Gonyaulax polyedra Stein 1883. Spiniferites bulloideus (Deflandre & Cookson 1955) Sarjeant 1970=Gonyaulax scrippsae Kofoid 1911. Spiniferites mirabilis (Rossignol 1964) Sarjeant 1970=Gonyaulax spininifera (Claparède & Lachmann 1859) Diesing 1866. Spiniferites scabratus (Wall 1967) Sarjeant 1970. Impagidinium sphaericum (Wall 1967) Lentin & Williams 1981. Impagidinium aculeatum (Wall 1967) Lentin & Williams 1981. Impagidinium paradoxum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978. Polysphaeridium zoharyi (Rossignol 1962) Lentin & Williams 1981=Pyrodinium bahamense Plata 1906. Brigantedinium cariacense (Wall 1967) Reid 1977=Protooperidinium avellana (Meunier 1919) Balech 1974. Multispinula quanta Bradford 1975=Protooperidinium conicum (Gran 1900) Balech 1974. Quinquecupspis concreta (Reid 1977) Harland 1977=Protooperidinium leonis (Pavillard 1916) Balech 1974. Trinovantedinium capitatum Reid 1977=Protooperidinium pentagonum (Gran 1902) Balech 1974.</p>
<p>Tempéré-doux à tropical Impagidinium striatum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978</p>
<p>Tempéré-chaud à tropical Operculodinium israelianum (Rossignol 1962) Wall 1967. Tuberculodinium vancampoae (Rossignol 1962) Wall 1967=Pyrophacus vancampoae Wall & Dale 1971.</p>
<p>Arctique à tropical Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967=Gonyaulax grindleyi Reinecke 1967. Spiniferites ramosus (Ehrenberg 1838) Loeblich & Loeblich 1966. Tectatodinium tepikiense Wilson 1973. Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld 1903) Reid 1974. Impagidinium patulum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978.</p>

Tableau. 2. Distribution des kystes de dinoflagellés en fonction des températures des eaux de surface, d'après les données de Wall et al. (1977) et de Turon (1984) compilées par Edwards et Andrieu (1992).

<p>Estuarien à Néritique Externe Operculodinium israelianum (Rossignol 1962) Wall 1967. Spiniferites ramosus (Ehrenberg 1838) Loeblich & Loeblich 1966. Polysphaeridium zoharyi (Rossignol 1962) Lentin & Williams 1981=Pyrodinium bahamense Plata 1906. Tuberculodinium vancampoae (Rossignol 1962) Wall 1967=Pyrophacus vancampoae Wall & Dale 1971.</p>
<p>Estuarien à Océanique Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967=Gonyaulax grindleyi Reinecke 1967. Lingulodinium machaerophorum ((Deflandre & Cookson 1955) Wall 1967=Gonyaulax polyedra Stein 1883. Spiniferites bulloideus (Deflandre & Cookson 1955) Sarjeant 1970=Gonyaulax scrippsae Kofoid 1911. Ataxiodinium choanum Reid 1974. Bitectatodinium tepikiense Wilson 1973. Spiniferites elongates Reid 1974. Spiniferites scabratus (Wall 1967) Sarjeant 1970. Tectatodinium pellitum Wall 1967.</p>
<p>Néritique Interne à Océanique Nematosphaeropsis labyrinthus (Ostenfeld 1903) Reid 1974. Spiniferites mirabilis (Rossignol 1964) Sarjeant 1970=Gonyaulax spininifera (Claparède & Lachmann 1859) Diesing 1866. Brigantedinium cariacense (Wall 1967) Reid 1977=Protooperidinium avellana (Meunier 1919) Balech 1974. Brigantedinium simplex (Wall 1965) Reid 1977=Protooperidinium conicoides (Paulsen 1905) Balech 1974. Multispinula quanta Bradford 1975=Protooperidinium conicum (Gran 1900) Balech 1974. Quinquecupspis concreta (Reid 1977) Harland 1977=Protooperidinium leonis (Pavillard 1916) Balech 1974. Trinovantedinium capitatum Reid 1977=Protooperidinium pentagonum (Gran 1902) Balech 1974.</p>
<p>Néritique Externe à Océanique Impagidinium aculeatum (Wall 1967) Lentin & Williams 1981. Impagidinium paradoxum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978. Impagidinium patulum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978. Impagidinium sphaericum (Wall 1967) Lentin & Williams 1981. Impagidinium strialatum (Wall 1967) Stover & Evitt 1978.</p>

Tableau. 3. Distribution des kystes de dinoflagellés de la côte au large d'après les données de Wall et al., (1977) et de Turon (1984) compilées par Edwards et Andrieu (1992).

1- 4 Les kystes à l'interface eau-sédiment

Après production dans la couche euphotique, les kystes vont chuter dans la colonne d'eau. La vitesse de chute est proportionnelle à leur densité qui varie selon les espèces. La présence d'ornements tels que les processus, épines et membranes suturales ne semble pas freiner la chute dans la colonne d'eau selon Anderson et al.

(1985). En fait, selon ces mêmes auteurs, on peut assimiler le kyste à une particule de Reynolds obéissant à la loi de Stokes. Toutefois, la diversité morphologique des dinokystes fait qu'il est très difficile de paramétrer sa vitesse de chute.

Pris par les courants, les kystes selon Dale (1976) iraient s'accumuler dans les zones de dépôt préférentiel des particules fines. Cet auteur est arrivé à ces conclusions, suite à des observations dans le Fjord de Trondheim, où il a pu montrer que le nombre de kystes par gramme de sédiment augmentait en même temps que diminuait la taille moyenne des grains en s'éloignant de la côte.

2 – Méthodologie

2- 1 Techniques d'extraction des kystes de dinoflagellés et comptage

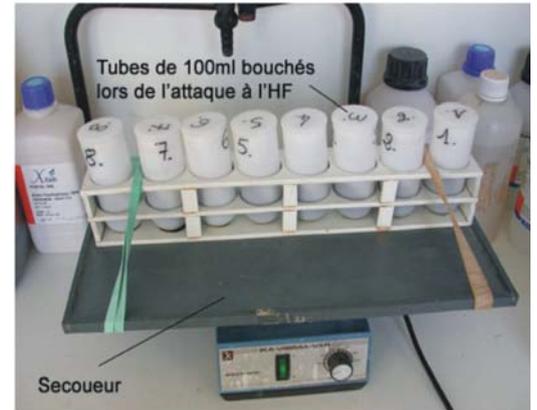
Cette thèse en paléocéanographie s'inscrit dans le cadre d'une coopération entre l'Université de Sfax (Faculté des Sciences de Sfax) et l'Université Bordeaux 1. Tous les échantillons ont été traités au laboratoire de palynologie de l'UMR 5805 EPOC (Université Bordeaux 1). Le protocole utilisé est celui développé en collaboration avec le GEOTOP de Montréal (Turon, 1984; de Vernal et al., 1996) et amélioré par Castera et Turon au laboratoire de palynologie UMR 5805 EPOC ([www.epoc.u-bordeaux.fr/équipe thématique paléo/Outils](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/équipe_thématique_paléo/Outils)). Cette technique s'est avérée douce pour préserver les kystes des dinoflagellés contre les attaques chimiques trop agressives. En effet, en utilisant ce traitement, il y a eu une fréquente observation des kystes du genre *Alexandrium* qui n'est préservé qu'en cas de traitement doux (Dodge & Harland, 1991).

Avant de commencer les préparations palynologique, on prend un volume de sédiment brut (de l'ordre de 8 cm³) qu'on tamise à 150 µm pour éliminer la fraction grossière. La fraction inférieure est récupérée puis après décantation, elle va être utilisée pour les traitements palynologiques.

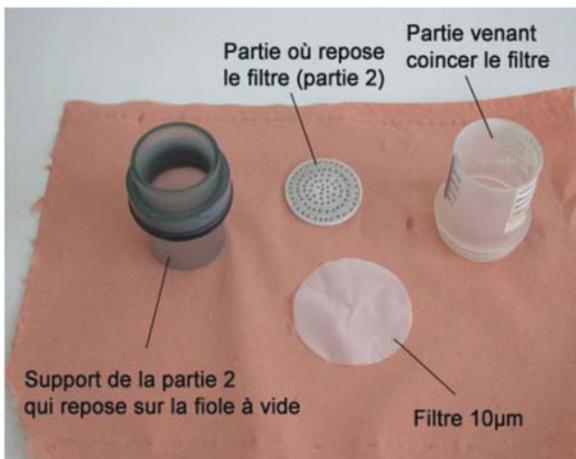
Chaque échantillon est mis dans un tube dans lequel on ajoute un nombre connu de marqueurs exotiques (une ou deux pastilles de l'ordre de 37 000 spores de lycopodium). Ces lycopodes serviront à déterminer les concentrations des différents palynomorphes dans les échantillons analysés (voir calcul des concentrations).



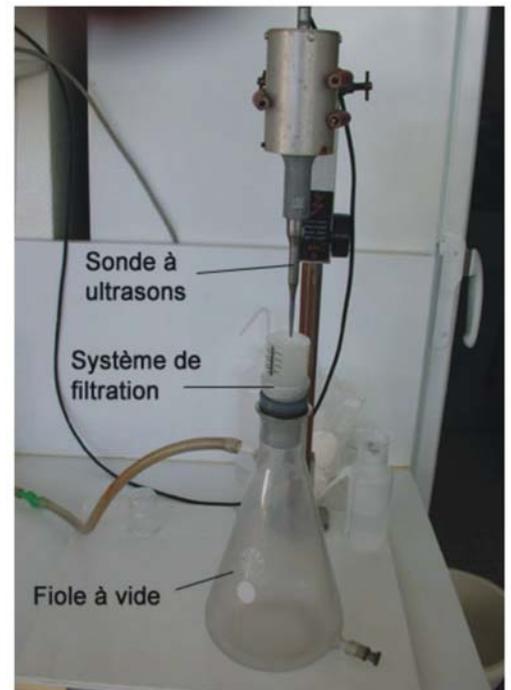
Laboratoire de préparation



Secoueur



Système de filtration



Sonde à ultrason

Figure. 12. Protocole d'extraction des kystes de dinoflagellés et des pollens (www.epoc.u-bordeaux.fr/équipe).

Le traitement chimique commence par une attaque à froid à l'acide chlorhydrique (HCl) à 10 %, puis à 25 % et enfin à 50 % jusqu'à disparition totale de l'effervescence. Cette étape nous permet d'éliminer les carbonates. Pour se débarrasser du surplus d'acide, on fait une centrifugation à raison à 2500 tours/mn pendant 7 minutes. Ensuite, on attaque le résidu à l'acide fluorhydrique (HF) à 40 %

sous agitation pendant 4 heures. Le HF est ensuite éliminé par une nouvelle centrifugation puis on effectue une deuxième attaque au HF concentré à 70 % et on laisse le tout sous agitation pendant 48 heures pour éliminer les éléments siliceux (figure 12). Après élimination du HF par centrifugation, on ajoute du HCl à 25 % et on agite pendant 15 mn pour éviter une éventuelle formation des fluosilicates. Ces derniers peuvent nuire à l'observation des palynomorphes, en provoquant la formation d'un film blanchâtre après montage. Enfin, les résidus sont rincés à l'eau distillée.

Après le traitement chimique, on fait un tamisage à 10 µm en utilisant un système de filtration couplé à un rinçage à l'eau distillée, puis un passage des filtres aux ultrasons pour améliorer la filtration (figure 12). La fraction supérieure à 10 µm est récupérée et montée entre lame et lamelle sous gélatine glycinée préalablement colorée à la fushine.

L'observation et le dénombrement des kystes de dinoflagellés ont été effectués à l'aide d'un microscope optique, à un grossissement de ×400. Lors de détermination délicate, le grossissement ×625 a été préféré. Les déterminations spécifiques ont été réalisées sur la base des travaux de Turon (1984) et de Vernal et al., (1992). La nomenclature des espèces de dinokystes est conforme à l'index systématique de Lentin and Williams (1989) et Fensome et al., (1998).

2 – 2 Calcul des pourcentages et des concentrations

2- 2 - 1 Calcul des pourcentages

Les pourcentages ou fréquences relatives des différents taxons de dinokystes ont été calculés à partir de la somme de tous les dinokystes.

$$F_t = (n_t \times 100) / N$$

Où F_t fréquence relative d'un taxon

n_t nombre de kystes comptés du taxon

N nombre total de kystes comptés

2 – 2 - 2 Calcul des concentrations

L'estimation de la concentration des kystes de dinoflagellés est effectuée à l'aide de la méthode des grains marqueurs. Cette méthode consiste à introduire un nombre défini de lycopodes dans l'échantillon dans le but de déterminer la dilution du résidu palynologique et d'appréhender le nombre de palynomorphes présents par cm^3 de sédiment sec.

Les concentrations des divers palynomorphes ont été calculées de la manière suivante :

$$C = (N * L) / (I \times V_{\text{ech}})$$

Où C est la concentration en palynomorphes (nombre d'individus / cm^3)

N est le nombre de palynomorphes comptés

L est le nombre de grains de *Lycopodium* ajoutés au sédiment lors du traitement.

V_{ech} est le volume de l'échantillon sec (cm^3)

I est le nombre de grains de *Lycopodium* comptés

L est déterminé par le nombre de pastilles de lycopodes ajoutées lors du traitement; chaque pastille est calibrée à $\pm 3,3$ % du total de spores de *Lycopodium* spécifié par le fabricant.

B - Les autres traceurs utilisés

1 – Les foraminifères planctoniques

1 - 1 Généralités sur les foraminifères planctoniques

Faisant partie de l'écosystème planctonique marin, les foraminifères planctoniques sont des petits protozoaires ayant une immense productivité et une habilité à sécréter des tests généralement carbonatés. Ils se développent en majorité dans la zone euphotique à cause de la disponibilité de la nourriture (phytoplancton et zooplancton). La répartition de ces organismes est en relation

étroite avec les conditions environnementales (température, salinité, oxygène dissous et phosphate) (tableau 4). En effet, *Neogloboquadrina pachyderma senestre* (s) est associé aux eaux froides, peu salées mais riche en oxygène dissous et en phosphates tandis que *Globigerina bulloïdes* se trouve dans des eaux plus chaudes, plus salées et moins riches en oxygène dissous et en phosphate (tableau 4). D'un autre côté, le sens d'enroulement est également un excellent indicateur de paléotempératures. En effet, les formes dextres de *Neogloboquadrina pachyderma* prédominent dans les eaux subpolaires tandis que les formes sénestres se retrouvent dans les eaux froides des régions polaires.

Plusieurs méthodes qualitatives et quantitatives basées sur les foraminifères planctoniques ont été développées pour estimer les différents paramètres qui peuvent refléter les paléoclimats de l'époque géologique du Quaternaire. En effet, les foraminifères planctoniques sont les microfossiles les plus utilisés, tant en biostratigraphie qu'en paléoclimatologie d'où l'association de cet outil aux données fournies par les kystes de dinoflagellés.

1- 2 Méthodologie

1- 2 -1 Préparation des échantillons

Après la mesure des poids humides et secs, chaque échantillon prélevé des carottes étudiées est placé dans un bêcher contenant de l'eau distillée. Une fois désagrégé, le sédiment est versé sur un tamis métallique de maille 150 μm afin de ne retenir que les formes adultes des tests de foraminifères dont l'identification est plus facile. Le tamisage s'effectue sous un filet d'eau en arrosant légèrement sur le tamis, jusqu'à ce que l'eau devienne limpide. Pour recueillir le résidu retenu sur la toile, on rince abondamment à l'eau distillée avec une pissette. C'est ainsi que le résidu est entraîné dans un bêcher pour être ensuite séché à l'étuve à une température de 50°C. Pour éviter toute contamination par mélange de faune des niveaux précédents, certaines précautions sont indispensables. Après chaque tamisage, le tamis doit être brossé à grande eau pour que la toile ne reste pas bouchée par des individus. Pour l'analyse de $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite des tests des foraminifères, 20 individus de l'espèce *G. bulloïdes* (250-315 μm) sont triés sous une

loupe binoculaire. Le choix de l'espèce est lié à son abondance le long des carottes étudiées.

Tableau. 4. Moyennes et écart-types sur les moyennes, obtenues pour les valeurs de température, salinité, oxygène dissous et phosphate dans les eaux de surface par rapport à l'abondance de chaque espèce (d'après Bé et Toderlund, 1971).

Température (°C)			Salinité (‰)		
Espèce	Moyenne	+/-	Espèce	Moyenne	+/-
1 <i>Globoquadrina conglomerata</i>	28.3	1.006	1 <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	35.55	2.283
2 <i>Globoquadrina hexagona</i>	28.1	0.240	2 <i>Globigerina rubescens</i>	35.52	1.980
3 <i>Globorotalia tumida</i>	25.3	1.658	3 <i>Globorotalia crassaformis</i>	35.45	0.795
4 <i>Globigerinoides sacculifer</i>	25.2	3.256	4 <i>Orbulina universa</i>	35.40	1.632
5 <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	24.9	1.947	5 <i>Globigerinita glutinata</i>	35.38	4.403
6 <i>Globigerinoides conglobatus</i>	24.4	3.111	6 <i>Globorotalia scitula</i>	35.35	1.692
7 <i>Globigerinoides ruber</i>	24.2	3.544	7 <i>Globigerinella aequilateralis</i>	35.34	2.136
8 <i>Globigerinella aequilateralis</i>	23.5	4.446	8 <i>Globoquadrina conglomerata</i>	35.31	0.139
9 <i>Globorotalia crotonensis</i> — <i>G. theyeri</i>	23.4	4.671	9 <i>Hastigerina pelagica</i>	35.31	3.730
10 <i>Hastigerina pelagica</i>	23.3	4.098	10 <i>Globigerinoides ruber</i>	35.25	1.987
11 <i>Globoquadrina dutertrei</i>	23.2	2.991	11 <i>Globorotalia inflata</i>	35.23	3.797
12 <i>Globorotalia menardii</i>	23.1	2.758	12 <i>Globoquadrina dutertrei</i>	35.19	1.604
13 <i>Globigerina rubescens</i>	23.0	1.980	13 <i>Globorotalia crotonensis</i> — <i>G. theyeri</i>	35.11	2.018
14 <i>Globorotalia scitula</i>	22.7	3.713	14 <i>Globorotalia menardii</i>	34.99	1.547
15 <i>Globigerinita glutinata</i>	22.2	7.551	15 <i>Globigerinoides conglobatus</i>	34.99	1.325
16 <i>Orbulina universa</i>	21.7	2.393	16 <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	34.97	1.307
17 <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	20.3	2.878	17 <i>Globigerinoides sacculifer</i>	34.94	1.476
18 <i>Globorotalia crassaformis</i>	18.1	3.455	18 <i>Globigerina bulloides</i>	34.76	5.116
19 <i>Globorotalia inflata</i>	16.5	3.819	19 <i>Globorotalia tumida</i>	34.70	1.053
20 <i>Globigerina bulloides</i>	13.4	7.114	20 <i>Globigerina quinqueloba</i>	34.51	3.579
21 <i>Globigerina quinqueloba</i>	9.8	5.411	21 <i>Globoquadrina hexagona</i>	34.49	0.064
22 <i>Globigerinita bradyi</i>	7.5	4.850	22 <i>Globigerinita bradyi</i>	34.09	1.882
23 <i>Globoquadrina pachyderma</i>	4.8	5.524	23 <i>Globoquadrina pachyderma</i>	34.05	2.901

Oxygène (ml/l)			Phosphate-P (µg at/l)		
Espèce	Moyenne	+/-	Espèce	Moyenne	+/-
1 <i>Globigerinita bradyi</i>	7.520	0.069	1 <i>Globoquadrina pachyderma</i>	1.517	0.451
2 <i>Globoquadrina pachyderma</i>	7.507	0.334	2 <i>Globigerinita bradyi</i>	1.415	0.606
3 <i>Globigerina quinqueloba</i>	6.615	0.303	3 <i>Globigerina quinqueloba</i>	0.880	0.214
4 <i>Globigerina bulloides</i>	6.272	0.442	4 <i>Globigerina bulloides</i>	0.742	1.148
5 <i>Globorotalia inflata</i>	5.660	0.373	5 <i>Globorotalia crassaformis</i>	0.415	0.065
6 <i>Globorotalia crassaformis</i>	5.315	0.210	6 <i>Globigerinita glutinata</i>	0.369	1.931
7 <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	5.199	0.221	7 <i>Globorotalia inflata</i>	0.365	0.420
8 <i>Globigerina rubescens</i>	5.165	0.127	8 <i>Hastigerina pelagica</i>	0.229	1.433
9 <i>Globigerinita glutinata</i>	5.134	1.451	9 <i>Globoquadrina conglomerata</i>	0.223	0.718
10 <i>Orbulina universa</i>	5.085	0.197	10 <i>Globorotalia scitula</i>	0.222	0.878
11 <i>Hastigerina pelagica</i>	4.991	0.455	11 <i>Globigerinella aequilateralis</i>	0.218	1.525
12 <i>Globoquadrina dutertrei</i>	4.953	0.186	12 <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	0.216	1.136
13 <i>Globorotalia scitula</i>	4.952	0.170	13 <i>Globoquadrina dutertrei</i>	0.202	1.437
14 <i>Globorotalia crotonensis</i> — <i>G. theyeri</i>	4.927	0.238	14 <i>Globorotalia tumida</i>	0.200	1.080
15 <i>Globigerinella aequilateralis</i>	4.880	1.000	15 <i>Globigerinoides sacculifer</i>	0.198	1.386
16 <i>Globorotalia menardii</i>	4.862	0.279	16 <i>Globorotalia crotonensis</i> — <i>G. theyeri</i>	0.196	0.932
17 <i>Globigerinoides ruber</i>	4.841	0.576	17 <i>Globoquadrina hexagona</i>	0.195	0.057
18 <i>Globigerinoides conglobatus</i>	4.808	0.219	18 <i>Globigerinoides ruber</i>	0.193	1.577
19 <i>Globigerinoides sacculifer</i>	4.724	0.216	19 <i>Globorotalia menardii</i>	0.191	1.158
20 <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	4.660	0.213	20 <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	0.191	0.366
21 <i>Globorotalia tumida</i>	4.652	0.293	21 <i>Globigerinoides conglobatus</i>	0.183	1.197
22 <i>Globoquadrina hexagona</i>	4.530	0.014	22 <i>Orbulina universa</i>	0.152	0.981
23 <i>Globoquadrina conglomerata</i>	4.463	0.059	23 <i>Globigerina rubescens</i>	0.125	0.629

1- 2 - 2 Comptage

On fait couler l'échantillon sur un microspliteur standard (Otto), une ou plusieurs fois, de façon à obtenir une fraction représentative contenant un nombre minimum de 300 individus. La fraction est répartie doucement sur le plateau de tri, à fond noir et quadrillé pour faciliter le comptage. Le comptage et l'identification des foraminifères s'effectuent le long des lignes de ce quadrillage horizontal, suivant les rangées. L'examen des tests de foraminifères se fait à l'aide d'un fin pinceau à poils de soie que l'on trempe à chaque manipulation dans de l'eau distillée.

Phleger (1960) a démontré que le comptage de 300 individus par échantillon donnait le résultat optimum pour les études statistiques des peuplements de foraminifères. Toutefois, Patterson et Fishbein (1989) ont montré que si le comptage de 300 spécimens est suffisant pour les espèces constituant 10% du peuplement, 500 à 1000 tests doivent être comptés pour les espèces présentant 5 % de la microfaune et d'avantage pour les espèces les plus rares. Pour les carottes MD04-2797CQ et MD04-2803CQ, le comptage effectué a varié de 300 à 1600 individus par échantillon, avec une moyenne de 880 individus/échantillon.

2- Les outils stratigraphiques

2- 1 Le carbone-14

Le principe de datation par le ^{14}C repose sur le fait que les tissus des organismes morts n'incorpore plus de ^{14}C mais au contraire il se désintègre selon une période égale à 5734 ± 40 ans selon des calculs relevant de la physique des particules datant de 1961. Cependant, pour les datations on continue par convention d'employer la valeur évaluée en 1951, de 5568 ± 30 ans. L'âge de l'organisme est alors obtenu par mesure de l'activité ^{14}C restante mais cette chronostratigraphie n'est fiable que sur les derniers 30 000 ans.

En plus de cette limitation des datations ^{14}C dans le temps, des corrections supplémentaires doivent être effectuées sur les dates mesurées. En effet, l'intégration du carbone atmosphérique par les eaux marines demande un certain délai et la circulation océanique globale est un cycle qui comprend des courants profonds dont la remontée apporte à la surface des eaux « vieilles » de plusieurs

centaines d'années. Ces phénomènes impliquent que le carbone des eaux océaniques est en moyenne plus vieux de quatre cents ans par rapport à celui de l'atmosphère (effet réservoir global), avec de fortes variations géographiques.

2 - 2 Les isotopes de l'oxygène

L'inégalité de distribution des isotopes de l'oxygène des molécules d'eau se retrouve tout au long du cycle de l'eau. Les molécules portant un oxygène-16, plus légères et mobilisables plus facilement lors de l'évaporation, tandis que ceux associant un oxygène-18, plus lourdes précipitent en premier. Cependant et en période glaciaire, le stockage de l'eau sous forme de glace au niveau des calottes polaires et des glaciers continentaux est synonyme d'un stockage de l'oxygène-16, est donc d'un enrichissement des océans en oxygène-18. Ces changements sont archivés dans les sédiments et accessibles par le biais des microfossiles marins. Urey (1947) calcula que le fractionnement isotopique (la différence entre le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les carbonates et dans l'eau) dépendait de la température de l'eau dans laquelle les carbonates se sont déposés. Depuis des années, l'analyse du rapport de ces isotopes dans les tests des foraminifères planctoniques permet aux climatologues de connaître de façon très précise les conditions environnementales passées.

Les teneurs relatives en isotopes de l'oxygène sont conventionnellement définies par l'expression :

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

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* de la majorité des carottes étudiées (MD04-2797CQ, MD99-2346 et MD04-2803CQ) ont été mesurées au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement de Gif-sur-Yvette (France), et calibrée en utilisant les standard NBS19 et NBS18 (Osterman and curry 2000). Le standard utilisé est le PDB qui est un rostre de Bélemnite appartenant à l'espèce *Belemnitella americana* et provenant de Pee Dee-Bee formation du Crétacé de la Caroline du Sud. L'écart type des mesures isotopiques du standard est de 0,07 ‰.

3- Les fonctions de transfert : Méthode des analogues actuels

Plusieurs auteurs ont montré une relation entre les assemblages planctoniques et la latitude de régions hydrologiques majeures (Polaire, subpolaire, de transition, subtropicale et tropicale). Elle indique l'influence des températures de surface océanique sur la distribution de ces assemblages. Considérant le principe que la réponse écologique des espèces aux paramètres physico-chimiques de l'océan est restée inchangée depuis le Pléistocène, deux méthodes ont été proposées.

3 - 1 Méthode d'Imbrie et Kipp

Imbrie et Kipp (1971) ont développé une méthode basée sur l'analyse statistique des populations fossiles présentes dans les sédiments, permettant ainsi d'estimer les températures passées avec une précision de 1,5°C. Le principe de la technique consiste à exprimer mathématiquement la relation existante entre les variations des populations de plancton et la température de l'eau de mer.

La forme la plus simple de cette fonction est obtenue avec deux espèces dont chacune montre une réponse parabolique. En effet, chaque espèce a une température optimale de croissance au delà de laquelle son abondance décroît jusqu'à s'annuler (figure 13).

$$\text{Le modèle écologique : } X_1 = d T^2 + e T + f$$

$$X_2 = g T^2 + h T + i$$

X_1 et X_2 : pourcentage de chaque espèce dans l'assemblage fossile

Pour obtenir la fonction de transfert micropaléontologique, on dérive l'équation paléoécologie où T est exprimé en fonction de X_1 et X_2 :

$$T = a X_1 + b X_2 + c$$

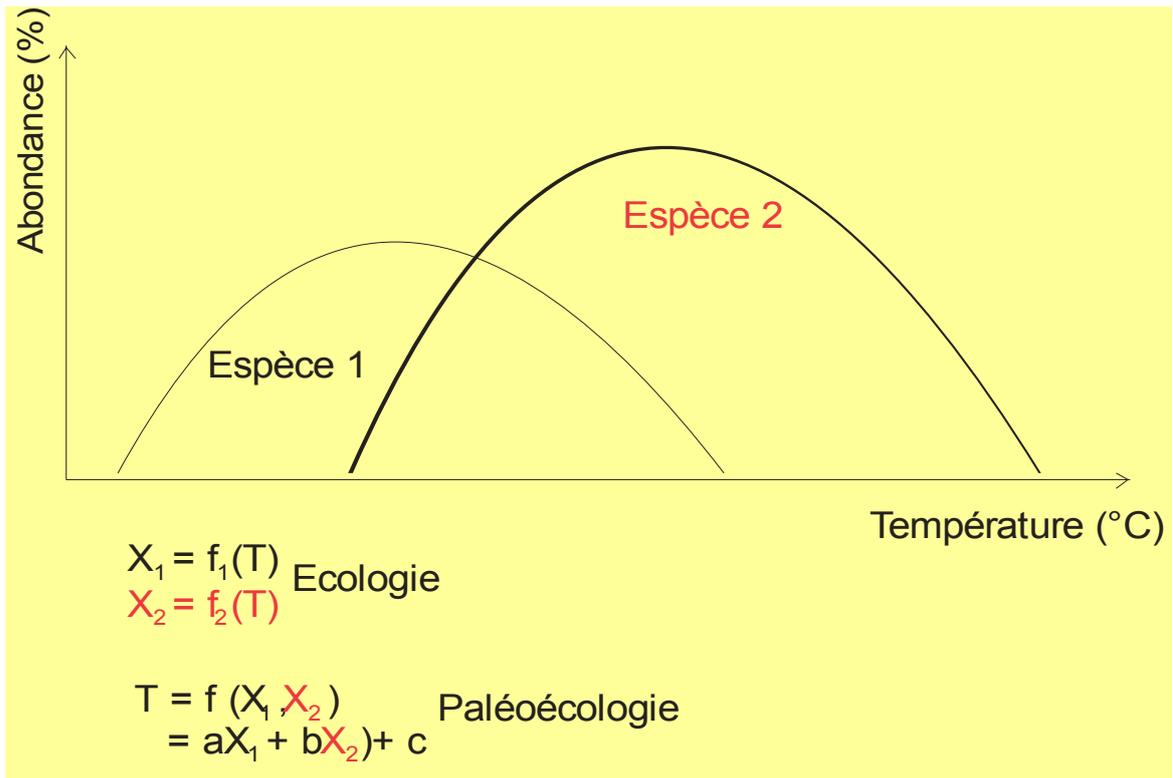


Figure. 13. Principe de reconstitution des paléotempératures de surface océanique par la méthode d'Imbrie et Kipp (1971)

Les variations d'abondance des différents assemblages, caractérisant chacun une masse d'eau (polaire, subpolaire, tempérée, subtropicale, tropicale), présents dans les sédiments récents sont reliés aux températures de surface de l'océan. Pour calculer les températures des eaux du développement des populations fossiles, on introduit les abondances (pourcentages) des espèces planctoniques de chaque échantillon dans la relation établie à partir des données des sommets de carottes. Cette fonction de transfert n'est valable que si les sédiments anciens contiennent des fossiles appartenant aux mêmes espèces vivant aujourd'hui.

Cette technique présente des inconvénients dont le principal est qu'elle néglige les espèces ayant un faible pourcentage. D'un autre côté, les estimations de température sont données par des équations de régression sur l'ensemble des données ce qui lisse une partie non négligeable de la variabilité naturelle du signal. D'où des reconstitutions moins précises des paléotempératures incitant à développer d'autres techniques.

3 - 2 La technique des analogues actuels (MAT)

Cette méthode a été proposée par Prell (1985) comme une alternative à la méthode des fonctions de transfert d'Imbrie et Kipp (1971). Le principe de la méthode consiste à comparer l'assemblage des foraminifères planctoniques de chaque échantillon fossile à une base de donnée de référence actuelle.

La température où s'est développée chaque association fossile de foraminifères planctoniques est donnée par la moyenne des températures des 10 analogues sélectionnés par l'analyse statistique :

$$T \text{ (paléotempérature de surface)} = \frac{T_{\text{analogue1}} + T_{\text{analogue2}} + T_{\text{analogue3}} + \dots + T_{\text{analogue10}}}{10}$$

Pour déterminer le degré de ressemblance entre les échantillons fossiles et les associations actuelles, on utilise des coefficients de dissimilarité. Celui qui donne les meilleures estimations avec les écarts les plus faibles entre les températures estimées et observées, utilise les écarts quadratiques de corde « squared chord distances ».

Le coefficient de dissimilarité entre l'échantillon à étudier et les échantillons

actuels : $d_{ij} = k [(P_{ik})^{0,5} - (P_{ij})^{0,5}]^2$ avec : **d** - la mesure de la dissimilarité

i - l'échantillon à étudier

j - l'analogue actuel

k - l'espèce

P - le pourcentage de chaque espèce

Cette méthode, contrairement à celle d'Imbrie et Kipp (1971), ne discrimine pas les espèces à faible pourcentage par rapport aux espèces les plus représentées. En plus, les températures ne sont pas estimées par des équations de régression sur l'ensemble des données mais plutôt par une moyenne des températures des différents analogues. Aussi, la technique fournit une information géographique des analogues actuels de chaque échantillon fossile.

Le coefficient de dissimilarité ne doit pas dépasser 0,25 pour que l'estimation des paléotempératures soit fiable. En effet, une estimation de température avec un coefficient de dissimilarité qui dépasse 0,3 indique que l'échantillon fossile n'a pas

d'analogue actuel dans la base de donnée de référence (Prell, 1985 ; Kallel et al, 2000) et doit être considérée avec précaution.

Une base de donnée de référence constituée des comptages des foraminifères planctoniques de 129 sommets de carottes de la Méditerranée et de 123 sommets de carottes de l'Atlantique Nord a été développée par Kallel et al (1997 ; figure 14). L'application de « la technique des analogues actuels » utilisant cette base de donnée, a permis une estimation continue des paléotempératures de surface de la Méditerranée (Kallel et al, 1997a et b ; Kallel et al., 2000).

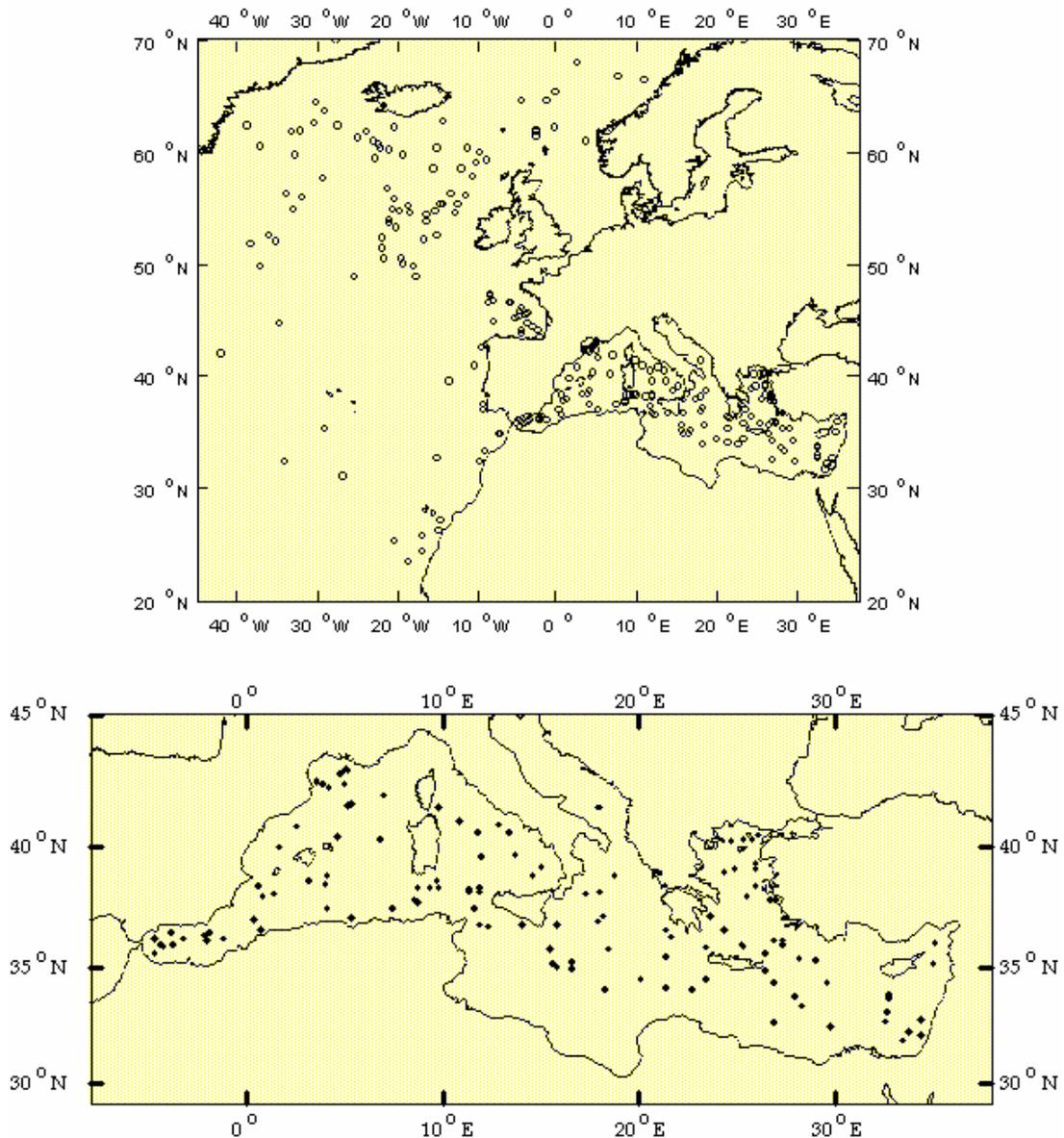


Figure. 14. Localisation des sommets des carottes de la base de donnée de référence en Méditerranée et en océan Atlantique (Kallel et al, 1997).

Cette méthode a été utilisée pour les reconstitutions des paléotempératures des carottes MD04-2797CQ (Esselami et al., 2007) et MD99-2346 (Melki et al., 2009). Cependant, les assemblages de foraminifères planctoniques de certaines époques du Quaternaire n'ont pas d'analogues actuels limitant ainsi notre connaissance de l'Hydrologie de cette mer pendant le Quaternaire, d'où le recours à d'autres traceurs comme les dinokystes (partie 3/chapitre 1).

4 - Calcul des paléosalinités

Il existe une relation linéaire entre le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau et les salinités de surface :

$$\delta^{18}\text{O} = a S + b$$

Cette relation dépend des échanges isotopiques lors de l'évaporation et du cycle hydrologique de la région considérée et varie donc fortement d'un bassin à l'autre. En Méditerranée, le $\delta^{18}\text{O}$ a été mesuré sur les tests de *G. bulloides*, provenant de 34 sommets de carottes et sur *G. ruber* provenant de 40 sommets de carottes reflétant les conditions actuelles (Kallel et al., 1997a). La composition isotopique de l'eau de surface à la localisation de chaque carotte est estimée à partir des observations actuelles de salinité (Atlas Levitus, 1982) et l'utilisation des relations actuelles entre la composition isotopique de l'eau et la salinité, établie en Méditerranée (Kallel et al., 1997) :

* Méditerranée Occidentale :

$$\delta^{18}\text{O eau (‰ vs. SMOW)} = 0,41 \times \text{Salinité (‰)} - 14,18 ; S < 38 \text{ ‰}$$

* Méditerranée Orientale :

$$\delta^{18}\text{O eau (‰ vs. SMOW)} = 0,199 \times \text{Salinité (‰)} - 6,12 ; S \geq 38 \text{ ‰}$$

On considère que ces relations $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau}} / \text{salinité}$ reste valable dans le passé. La détermination de la salinité des eaux de surface passée dépend alors du calcul de la composition isotopique de l'eau par la résolution de l'équation expérimentale des paléotempératures de Shackleton (1974) :

$$t^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4,38 (\delta^{18}\text{O}_{\text{foraminifère}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}) + 0,10 (\delta^{18}\text{O}_{\text{foraminifère}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}})^2$$

(Shackleton, 1974)

La résolution de cette équation ainsi que la qualité de l'estimation du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau nécessite une bonne connaissance de la température de croissance des foraminifères ainsi que leur composition isotopique. En effet, une erreur de 1°C sur les estimations de température conduit à une erreur de $0,23\text{‰}$ sur les estimations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau.

Duplessy et al, (1991) ont remarqué que suivant les espèces, il fallait introduire une correction et ainsi définir une température isotopique, directement comparable à la composition isotopique du test. Ainsi, il a été démontré en Méditerranée que la composition isotopique de *G. bulloides* est en équilibre isotopique avec la moyenne des températures d'avril et de mai, alors que celle de *G. ruber* est en équilibre avec la température d'octobre–novembre (Kallel *et al.*, 1997). La calibration obtenue en Méditerranée est en accord avec le cycle annuel de productivité observé aujourd'hui. La Méditerranée montre, en effet, deux périodes de maximum saisonnier de productivité : au début de printemps et post estivale à automnale. Ces estimations de températures de croissance des foraminifères permettent, une fois introduites dans l'équation des paléotempératures, d'estimer la composition isotopique des eaux de surface ($\delta^{18}\text{O}_w$), servant par la suite aux reconstitutions des paléosalinités.

En plus, les variations de $\delta^{18}\text{O}_w$ dans le passé reflètent non seulement les changements globaux de la composition isotopique de l'océan mais également les changements locaux dus aux variations du bilan hydrique. Cependant, du fait que l'Atlantique Nord était, comme aujourd'hui, la source principale d'eau de surface de la Méditerranée, on suppose que l'effet de développement et de fonte des glaces continentales était ressenti de la même manière dans les deux bassins. On définit alors une anomalie de $\delta^{18}\text{O}$ locale ($\Delta\delta_w$) due à la variation locale du cycle hydrologique :

$$\Delta \delta^{18}\text{O}_w = \delta^{18}\text{O} \text{ eau estimé} - (\delta^{18}\text{O}_w \text{ actuelle} + \delta^{18}\text{O} \text{ global}).$$

Dans la mesure où la relation $\delta^{18}\text{O}_w$ /salinité est restée constante dans le passé, la salinité peut être alors estimée à partir de cette relation :

$$\text{Salinité} = \text{Salinité actuelle} + (\Delta\delta^{18}\text{O}_w / p) + (\text{signal } \delta^{18}\text{O} \text{ global d'eau de fonte} / 1,2)$$

$$\text{avec } \delta^{18}\text{O}_w \text{ local} = \delta^{18}\text{O} \text{ eau estimé} - \delta^{18}\text{O} \text{ global}$$

$$p = \text{pente relation } \delta^{18}\text{O}_w / \text{Salinité} = 0,41 \text{ si } S < 38 \text{ ‰} \text{ et } 0,199 \text{ si } S \geq 38 \text{ ‰}$$

5 – Le Carbone Organique Particulaire (POC)

Des mesures du Carbone Organique Particulaire sont réalisées sur la carotte du détroit Siculo Tunisien (MD04-2797CQ). L'échantillonnage est effectué tous les 20 cm avec une augmentation de la résolution à différentes sections qu'on a jugé plus intéressantes à cerner. Les mesures sont réalisées sur des échantillons secs en utilisant un analyseur Carbone/Sulfure (LECO, CS-125) en accord avec la méthode développée par Cauwet et al. (1990). Chaque échantillon est placé dans un réacteur fermé à Teflon (savillex) pendant 2 heures à 110°C en utilisant 750 µl de HCl (12M), 2 ml de HF (26M) et 250 µl HNO₃ (14M). Après évaporation, les résidus sont re-dissous avec 150 µl de HNO₃ (14M) et réchauffés puis refroidis par 10 ml d'eau Milli-Q (Schäfer et al., 2002). Les teneurs en Carbone organique Particulaire seront affichées en %.

PARTIE 2

**CHRONOSTRATIGRAPHIE
ÉTUDE ISOTOPIQUE ET
MICROPALÉONTOLOGIQUE**

CHAPITRE 1

CHRONOSTRATIGRAPHIE

ET ÉTUDE ISOTOPIQUE

A- Les limites d'âges adoptées

Les temps Quaternaires sont marqués par une grande instabilité marquée par une grande variabilité climatique identifiée à différentes échelles de temps ou d'amplitude et des cycles de 100 000, 40 000 et 19 000 ans ont été mis en évidence (figure 15).

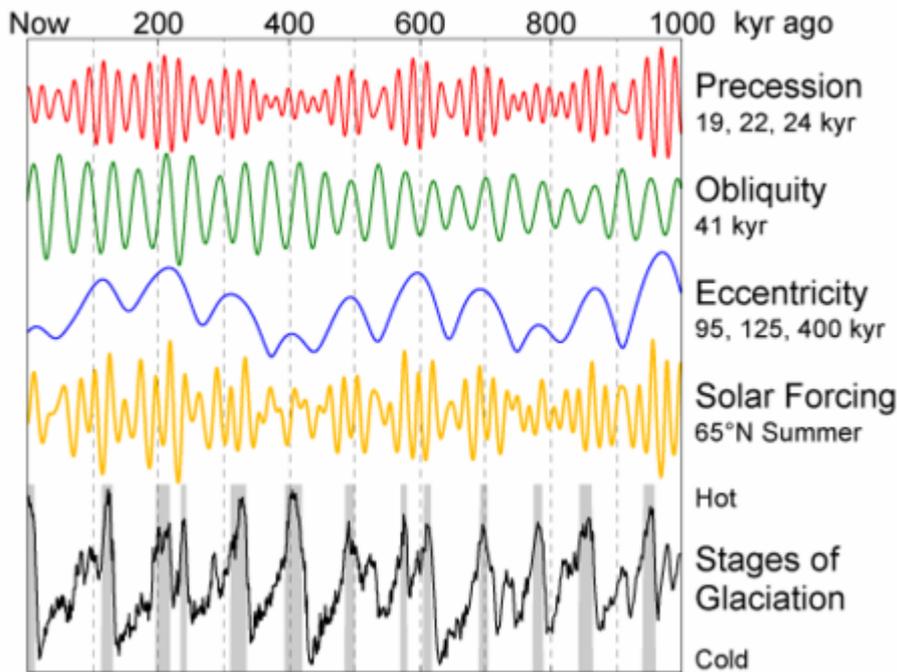


Figure. 15. Les cycles glaciaires-interglaciaires et les paramètres orbitaux pendant le dernier million d'année.

Au cours du dernier cycle climatique, cette variabilité était marquée par les cycles de Dansgaard-Oeschger observés dans les forages de glace et identifiés sur l'ensemble des domaines Nord Atlantique. En revanche, ces types de problématique dans le domaine méditerranéen sont beaucoup plus rares et encore mal étudiés mais afin de comprendre ces phénomènes de changements abrupts du climat il faut documenter au maximum les réponses des différents domaines en particulier le bassin ouest méditerranéen. Pour réaliser ce but, nous allons nous focaliser sur l'étude de l'histoire paléoclimatique du bassin ouest méditerranéen lors des deux derniers stades isotopiques 2 et 1 englobant la période d'extension maximale des calottes de glace (Dernier Maximum Glaciaire), les périodes de déglaciation ainsi que le réchauffement Holocène en l'absence de calottes de glace.

Les cycles de Dansgaard-Oeschger étaient lors de certains stades froids ponctués par les événements de Heinrich dont la signature est bien marquée dans les enregistrements sédimentaires de l'Atlantique Nord. En Méditerranée, malgré l'absence de matériel grossier témoignant directement de ces débâcles d'icebergs en Atlantique Nord, des études ont mis en évidence des baisses de températures alcénones des eaux de surface associées à un développement de l'espèce subpolaire *N. pachyderma* s lors de ces mêmes périodes (Cacho et al., 1999, 2006 ; Combourieu et al., 2002 ; Perez-Folgado et al., 2003 ; Colmenero-Hidalgo et al., 2004 ; Voelker et al., 2006 ; ...). Toutefois, malgré que cette variabilité commence à être mieux documentée, le nombre de séquences étudiées est encore réduit, ce qui rend l'interprétation de cette variabilité délicate d'où notre intérêt à réaliser ce travail afin d'avoir une approche pluridisciplinaire de ces périodes au sein de la Méditerranée occidentale.

Les limites d'âge des niveaux de Heinrich ont été proposées par Elliot et al. (1998) en prenant respectivement pour repères les points situés à la mi-hauteur du pic de détritiques grossiers et non pas le pic dans l'événement de Heinrich. Un peu plus tard, Bard et al. (2000) à partir des pics de susceptibilité magnétique associés aux ice rafted detritus (IRD) sur la péninsule ibérique, ont affiné les âges calendaires soit 23-26 ka et 15.5-18 ka, respectivement pour H2 et H1 (Tableau 5).

	Limite d'âge calendaire (ka BP) d'après Bard et al. (2000)
Evènement de Heinrich 1 (H ₁)	15.5 – 18
Evènement de Heinrich 2 (H ₂)	23 – 26

Tableau 5. Limites chronologiques des événements de Heinrich 1 et 2 en âge calendaire (Bard et al., 2000)

Dans CLIMAP (1976), le Dernier Maximum Glaciaire (LGM) était plus ou moins bien défini englobant parfois les deux derniers événements de Heinrich (H2 et H1) car le LGM était à cette époque considéré comme la période la plus froide. La concertation d'EPILOG (1999) suivi de celle de MARGO (Mix et al., 2001 ; Kuçera et

al., 2003) ont défini le LGM comme compris entre les deux derniers événements de Heinrich H1 et H2.

Les derniers travaux de Rasmussen et al. (2006) et Wolff et al. (accepted) réalisés au Groenland révèlent que le début :

- de l'Holocène est vers 11,7 ka BP
- du Younger Dryas est vers 12,8 ka cal. BP
- du Bölling Alleröd est daté vers 14,7 ka cal. BP

Finalement, une compilation de ces différentes limites s'est imposée pour pouvoir corréler par la suite nos résultats le plus précisément possible avec les différents travaux (tableau 6). Ceci étant, nous pouvons ainsi tester l'applicabilité de ces limites issues des carottes de glace provenant du Groenland sur les autres bassins comme la Méditerranée.

Evénements climatiques	Limites d'âge en calendaire (ka BP)
Holocène	De l'actuel à 11,7
Younger Dryas (YD)	11,7-12.8
Bölling/Alleröd (B/A)	12.8-14.7
Evénement de Heinrich 1 (H1)	14.7-18
Dernier Maximum Glaciaire (LGM)	18-23
Evénement de Heinrich 2 (H ₂)	23-26

Tableau 6. Limites chronologiques des différents événements climatiques des deux derniers stades isotopiques 1 et 2 (adoptées dans cette étude d'après la littérature).

B – Chronostratigraphie

Les échelles d'âges des différentes carottes étudiées ont été principalement établies sur la base des datations ^{14}C et des données isotopiques. Nous remercions énormément Elsa Cortijo et Elisabeth Michel pour la réalisation des mesures isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des foraminifères planctoniques des carottes MD04-2797CQ, MD99-2346 et MD04-2803CQ au sein du LSCE. Pour les carottes MD95-2043 et MD 99-2343, les analyses isotopiques ont été réalisés respectivement, dans les études précédentes de Cacho et al. (1999) et Sierro et al. (2005).

Tous les données d'âges ^{14}C ont été convertis en âges calibrés "calendaires" (cal BP) en utilisant le logiciel CALIB 5.01 (Stuiver et al., 1998; Hughen et al., 2004). Cette méthode donne l'âge moyen et les âges maximums et minimums compatibles avec la datation ^{14}C (Correction d'âge réservoir, Calibration marine 04, CAL B.P., labcode 001, Samcode 001). Pour la période non calibrée (au-delà de 20 ka BP), nous avons utilisé les régressions polynomiales développés par Bard. (1998). Tous les modèles d'âges ont été établis par interpolation linéaire (taux de sédimentation considéré constant entre les points de contrôle).

1 - La carotte MD95-2043

Le modèle d'âge adopté pour la carotte MD95-2043 (36°14 N ; 2°62 W : figure 9) est celui réalisé par Cacho et al. (1999, 2001).

De la même manière que ces auteurs, nous avons considéré 17 dates ^{14}C AMS et des points de contrôle obtenus par des corrélations du signal isotopique du foraminifère planctonique *G. bulloides* avec celui du forage de GISP Groenland (tableau 7, figure 16). Une re-calibration des datations ^{14}C AMS est réalisée pour cette étude par le programme Calib. 501.

Tableau. 7. Modèle d'âge de la carotte MD95-2043 basée sur celui établi par Cacho et al., 1999 avec re-calibration des datations en utilisant Calib. 5.01.

Profondeur (cm)	Age ¹⁴ C	Erreur	Type d'échantillon	Age calendaire (cal. BP)	Note
0				1000	Extrapolation
14	1980	60	<i>G. bulloides</i>	1540	Calib 5.01
54	3216	37	<i>G. bulloides</i>	3030	Calib 5.01
96	4275	41	<i>G. bulloides</i>	4390	Calib 5.01
178	5652	42	<i>G. bulloides</i>	6060	Calib 5.01
238	6870	50	<i>G. bulloides</i>	7380	Calib 5.01
298	8530	47	<i>N.pachyderma</i>	9170	Calib 5.01
348	9200	60	<i>G. bulloides</i>	10010	Calib 5.01
418	9970	50	<i>N.pachyderma</i>	10940	Calib 5.01
487	10560	60	<i>N.pachyderma</i>	11800	Calib 5.01
512	10750	60	<i>N.pachyderma</i>	12170	Calib 5.01
588	11590	60	<i>N.pachyderma</i>	13090	Calib 5.01
595	11880	80	<i>N.pachyderma</i>	13330	Calib 5.01
682	12790	90	<i>G. bulloides</i>	14410	Calib 5.01
708	13100	90	<i>G. bulloides</i>	14970	Calib 5.01
758	14350	110	<i>N.pachyderma</i>	16620	Calib 5.01
802	15440	90	<i>N.pachyderma</i>	18330	Calib 5.01
858	18260	120	<i>N.pachyderma</i>	21090	Calib 5.01
870				21310	GISP2
894				23410	GISP2
914				24000	GISP2
940				24740	GISP2
950				25530	GISP2
984				26850	GISP2
1000				27740	GISP2
1010				28290	GISP2
1040				29030	GISP2

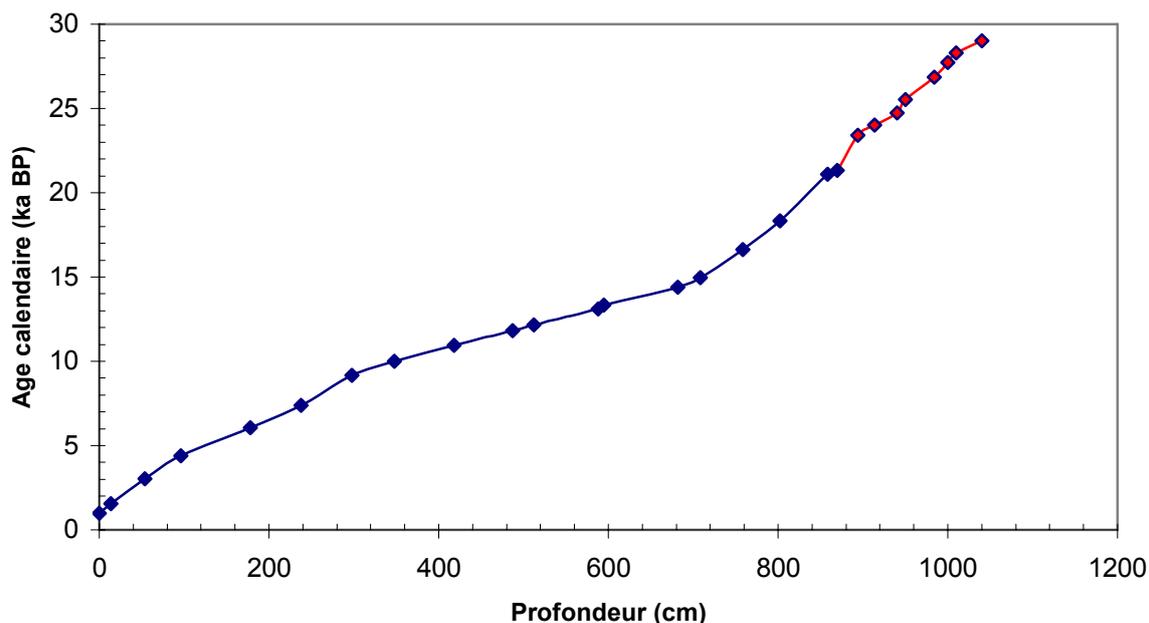


Figure. 16. Modèle d'âge de la carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran) (d'après Cacho et al., 1999)

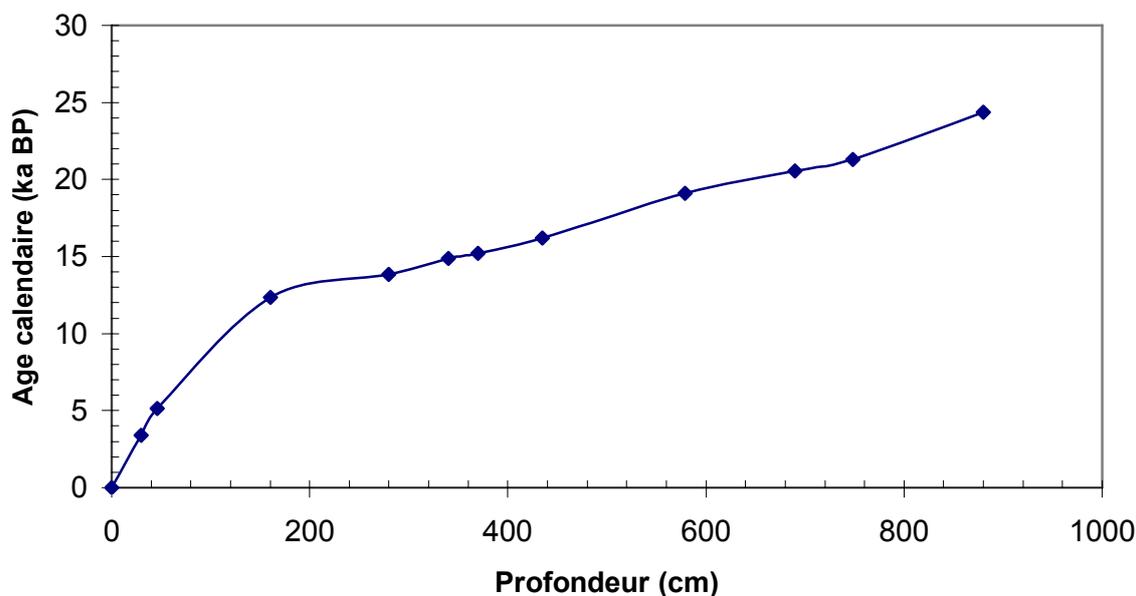
2- La carotte MD99-2346

Nous remercions S. Berné (IFREMER) et F. Guichard (LSCE) pour leur aide dans l'acquisition des sédiments de la carotte MD99-2346 (42°05 N ; 04°15 E : figure 7). Cette carotte a fait l'objet d'autres études multi-traceurs aux Universités de Sfax et Angers [(Foraminifères planctoniques et benthiques : Melki (2008)] et à l'Université de Sfax et au LSCE à Gif/Yvette (Mesure des éléments traces Mg/Ca Boussetta, thèse en cours).

Le modèle d'âge adopté s'appuie sur 11 dates ^{14}C AMS réalisées au Laboratoire National Lawrence Livermore en californie (LLNL) et à ARTEMIS (Saclay, France) et calibrées par le programme calib. 501 (tableau 8, Figure 17).

Tableau. 8. Modèle d'âge de la carotte MD99-2346 basé sur 11 datations ^{14}C AMS calibrées en utilisant Calib. 5.01.

Profondeur (cm)	Age ^{14}C	Erreur	Type d'échantillon	Age calendaire (Cal. BP)	Note
0				0	Extrapolation
30	3535	30	<i>G. bulloides</i>	3418	Calib 5.01
46	4830	50	<i>G. bulloides</i>	5128	Calib 5.01
160	10830	35	<i>G. bulloides</i>	12329	Calib 5.01
280	12370	35	<i>G. bulloides</i>	13821	Calib 5.01
340	13025	35	<i>G. bulloides</i>	14888	Calib 5.01
370	13295	45	<i>G. bulloides</i>	15219	Calib 5.01
435	14010	90	<i>G. bulloides</i>	16191	Calib 5.01
579	16330	110	<i>G. bulloides</i>	19115	Calib 5.01
690	17820	45	<i>G. bulloides</i>	20553	Calib 5.01
748	18400	130	<i>G. bulloides</i>	21313	Calib 5.01
880	20750	150	<i>N. pachy S</i>	24354	Calib 5.01

**Figure. 17.** Modèle d'âge de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion)

3 - La carotte MD99-2343

La carotte MD 99-2343 (40°30 N ; 04°02 E : figure 8) a fait l'objet de nombreuses études isotopiques et géochimiques publiées respectivement, par Sierra et al. (2005) et Frigola et al. (2007, 2008). Le modèle d'âge adopté pour cette étude est celui de Frigola et al, (2007) basé sur 10 datations ^{14}C AMS ainsi qu'une corrélation des pics de $\delta^{18}\text{O}$ du foraminifère planctonique *G. bulloides* de la carotte datée MD95-2043 avec la courbe isotopique de la MD99-2343 (tableau 9, figure 18).

Tableau. 9. Modèle d'âge de la carotte MD99-2343 établi par Frigola et al. (2007) basé sur 10 datations ^{14}C AMS calibrées, utilisant Calib. 5.01 et 4 corrélations avec la courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD95-2043

Profondeur (cm)	Age ^{14}C	Erreur	Type d'échantillon	Age calendaire (Cal BP)	Note
0				0	Extrapolation
28	790	40	multispecific	386	Calib 5.01
88	3110	30	<i>G. inflata</i>	2816	Calib 5.01
118	3390	50	multispecific	3225	Calib 5.01
208	5720	40	<i>G. inflata</i>	6091	Calib 5.01
238	6210	50	multispecific	6601	Calib 5.01
308	7700	40	<i>G. inflata</i>	8110	Calib 5.01
354				10696	MD95-2043
398	10650	50	<i>G. bulloides</i>	11883	Calib 5.01
418	11200	50	<i>G. inflata</i>	12811	Calib 5.01
490				14750	MD95-2043
568	13850	40	<i>G. bulloides</i>	15912	Calib 5.01
604	14550	110	multispecific	16820	Calib 5.01
630				18539	MD95-2043
904				25525	MD95-2043

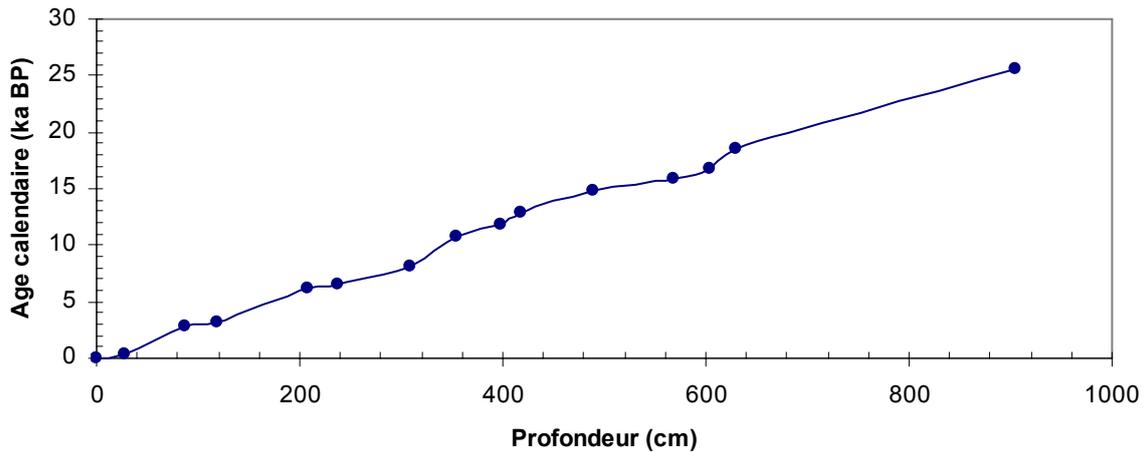


Figure. 18. Modèle d'âge de la carotte MD99-2343 (au large de Minorque) d'après Frigola et al. (2007).

4 - La carotte MD04-2797 CQ

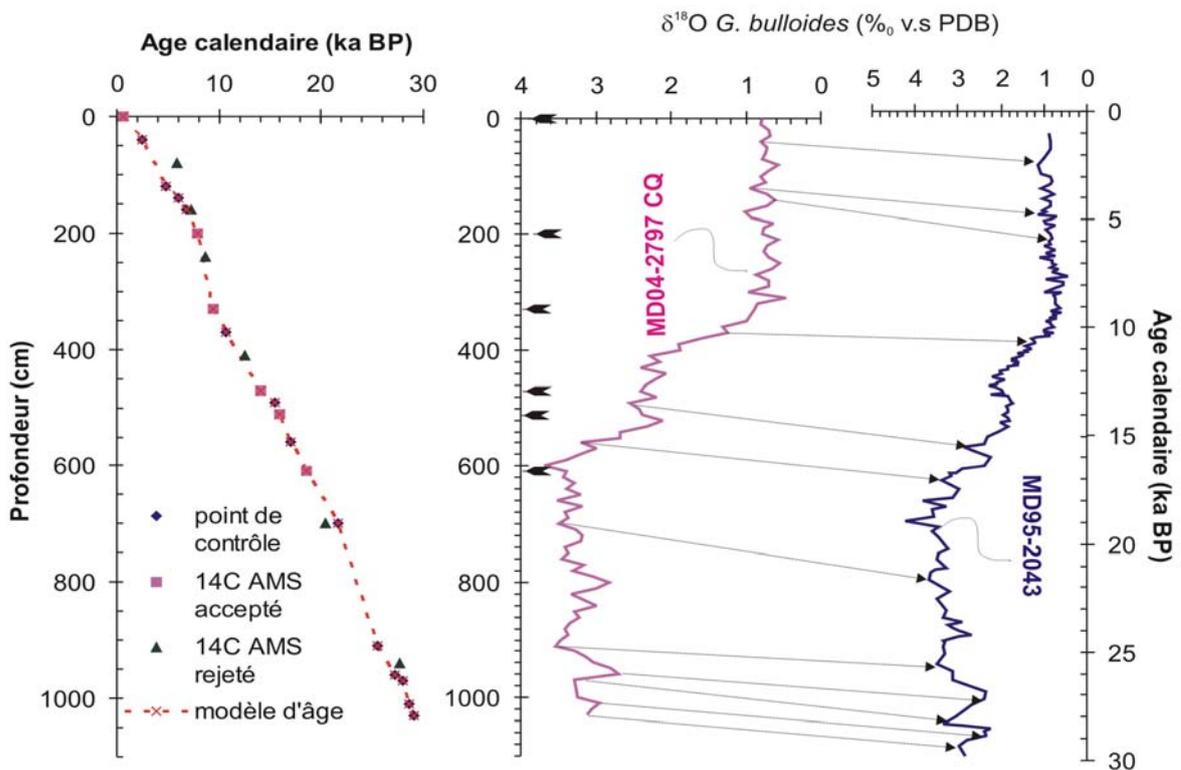


Figure. 19. Modèle d'âge de la carotte MD04-2797CQ (déroit Siculo-Tunisien) (Rouis-Zargouni et al., 2010) (à gauche). Les corrélations avec la courbe isotopique *G. bulloides* de la carotte MD95-2043 avec les niveaux datés (flèches pleines) (à droite).

La carotte MD04-2797 CQ (36°57'N ; 11°40'E : figure 6) a déjà fait l'objet d'une étude à l'université de Sfax et Paris VI (Essallemi, 2007). Dans ce cadre, une échelle d'âge a été déjà proposée pour cette carotte basée sur les données isotopiques de différentes carottes datées de la Méditerranée occidentale (Essallemi et al., 2007). Depuis, des datations ^{14}C AMS (ARTEMIS) ont été réalisées sur quelques niveaux de cette carotte mais certaines d'entre elles nous ont semblées peu réalistes semblant trop vieilles, nous avons décidé de ne pas les retenir. Finalement, une nouvelle chronologie basée sur 6 datations ^{14}C AMS et une corrélation des pics de $\delta^{18}\text{O}$ du foraminifère planctonique *G. bulloides* de la courbe isotopique de la carotte datée MD95-2043 et la MD04-2797 CQ (tableau 10 et Figure 19) est établie.

Tableau. 10. Modèle d'âge de la carotte MD04-2797 CQ (détroit Siculo-Tunisien) basé sur 6 datations ^{14}C AMS calibrées utilisant Calib. 5.01 et 11 corrélations avec la courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD95-2043 (Cacho et al., 1999).

Profondeur (cm)	Age ^{14}C	Erreur	Type d'échantillon	Age calendaire (Cal BP)	Note
0	1105	20	<i>G. inflata</i>	662	Calib 5.01
40				2508	MD952043
120				4770	MD952043
140				5990	MD952043
160				6764	MD952043
200	7465	30	<i>G. ruber</i>	7929	Calib 5.01
330	8965	30	<i>G. ruber</i>	9380	Calib 5.01
370				10715	MD952043
470	12605	40	<i>G. inflata</i>	14058	Calib 5.01
490				15498	MD952043
511	13800	100	<i>G. bulloides</i>	15909	Calib 5.01
560				17080	MD952043
610	15590	50	<i>G. bulloides</i>	18617	Calib 5.01
700				21660	MD952043
910				25530	MD952043
960				27180	MD952043
970				27960	MD952043
1010				28640	MD952043
1030				29110	MD952043

5 - La carotte MD04-2803 CQ

En absence de datation ^{14}C , le modèle d'âge de la carotte MD04-2803 CQ (figure 20) ($36^{\circ}57'\text{N}$; $11^{\circ}40'\text{E}$) (figure 9) a été basé essentiellement sur une corrélation des pics de $\delta^{18}\text{O}$ du foraminifère planctonique *G. bulloides* de la courbe isotopique de la carotte voisine MD95-2043 avec ceux de la carotte MD04-2803 CQ (tableau 11, figure 21).

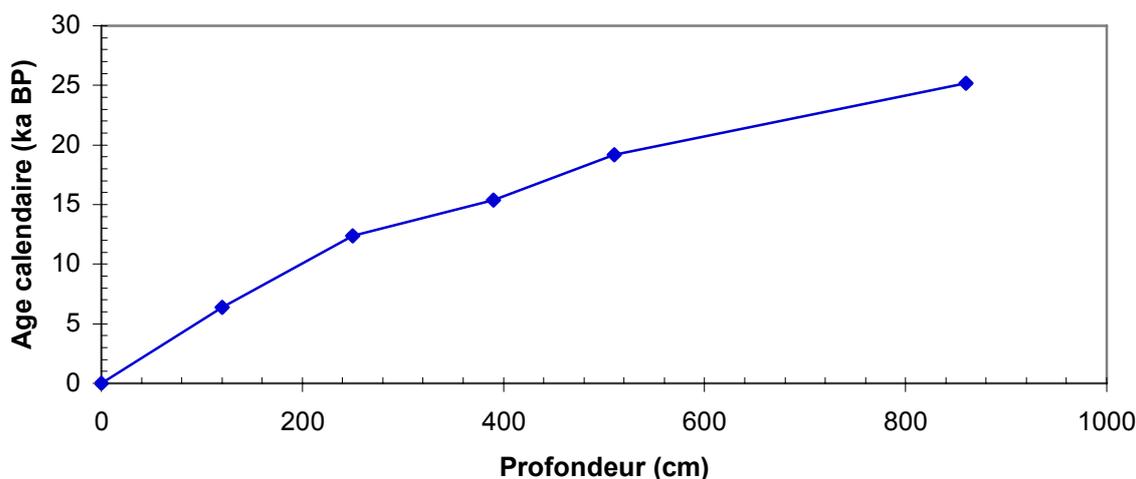


Figure. 20. Modèle d'âge de la carotte MD04-2803CQ (SW de la mer d'Alboran).

Tableau. 11. Modèle d'âge de la carotte MD04-2803 CQ basé sur des corrélations entre la courbe isotopique de *G. bulloides* de cette carotte et celle de la carotte MD95-2043 (Cacho et al., 1999).

Profondeur (cm)	Age calendaire (ka BP)	Note
0	0	Extrapolation
120	6.4	MD95-2043
250	12.4	MD95-2043
390	15.35	MD95-2043
510	19.17	MD95-2043
860	25.16	MD95-2043

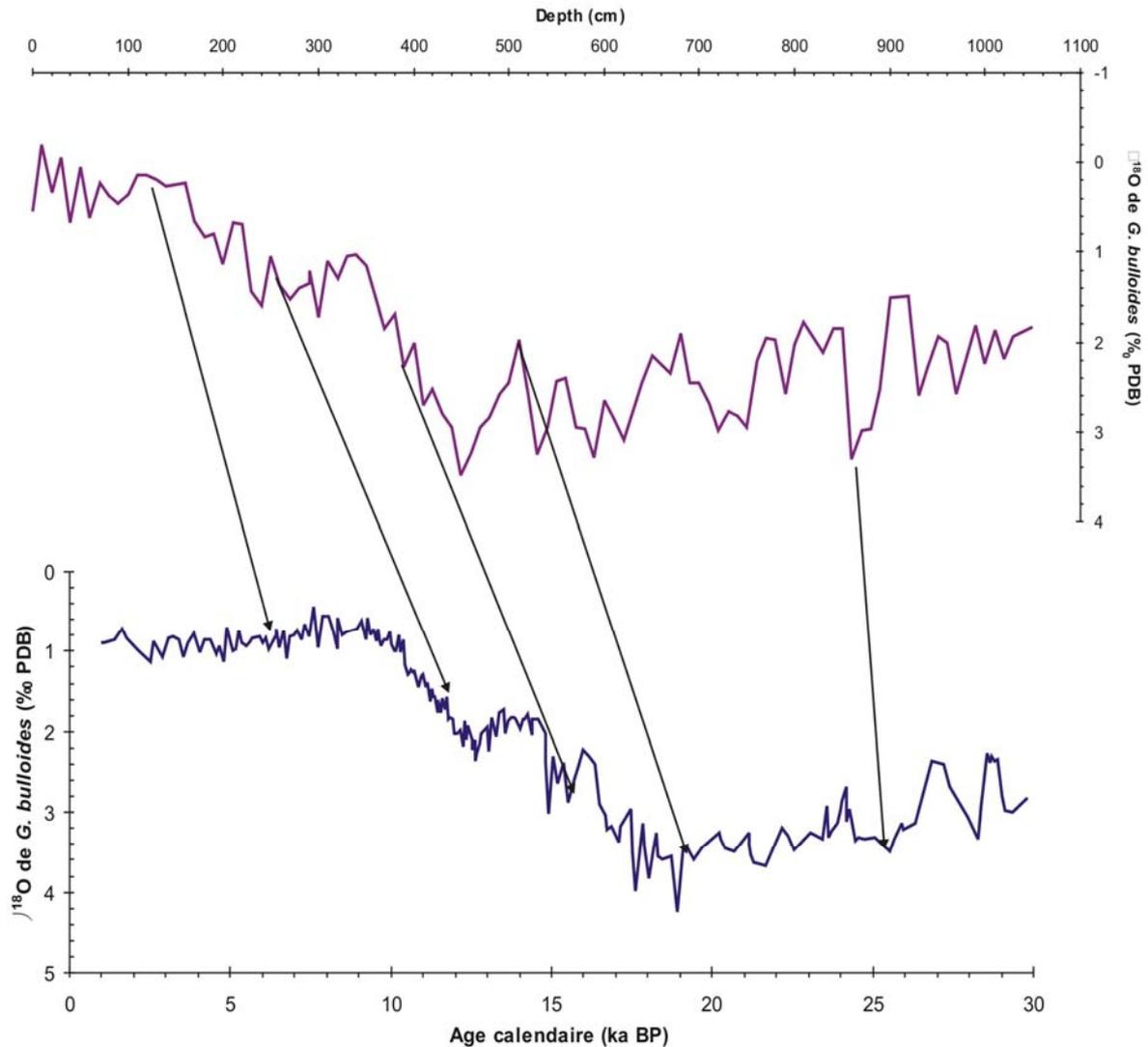


Figure. 21. Les corrélations des courbes isotopiques de *G. bulloides* des carottes MD95-2043 et MD04-2803CQ.

C- Composition isotopique

Dans ce qui suit, la présentation des résultats va se faire de l'est (détroit Siculo-Tunisien) vers l'ouest (mer d'Alboran) de la Méditerranée occidentale : MD04-2797CQ, MD99-2346 (golfe du Lion), MD99-2343 (au nord de Minorque), MD952043 (partie orientale de la mer d'Alboran) et MD04-2803CQ (partie SW de la mer d'Alboran).

1 - La carotte MD04-2797 CQ (figure 22)

Bien que les valeurs isotopiques soient lourdes pendant le MIS 2 (3-3,5‰), la deuxième moitié de H2 comme celle de H1 montrent un allègement en $\delta^{18}\text{O}$ respectivement, vers 24 et 16 ka cal. BP. Le $\delta^{18}\text{O}$ garde les mêmes valeurs de la fin de H1 jusqu'à la fin du Younger Dryas (YD) sans montrer une variation particulière lors du Bölling/Alleröd (B/A). De la fin du Younger Dryas jusqu'au début de l'Holocène, la composition isotopique de *G. bulloides* montre un allègement de 1‰ et ce n'est que vers 9,5 ka cal. BP que les valeurs se stabilisent à ~0,6 à 0,8‰ pendant le reste de l'Holocène. Cependant, vers 7 et 5 ka cal. BP deux légers enrichissements de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* ont été observés.

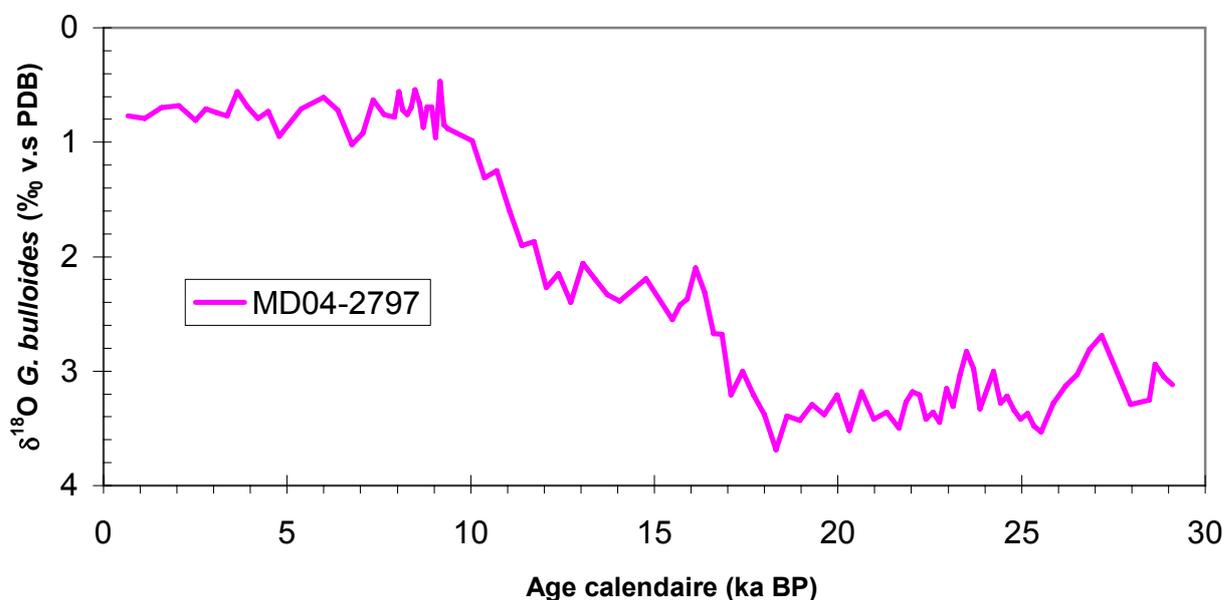


Figure. 22. La courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien) en fonction de l'âge.

2 - La carotte MD99-2346 (figure 23)

Le MIS 2 montre le signal isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* le plus lourd des derniers 30 000 ans (3 - 4‰ vs PDB). Toutefois, bien que les valeurs soient comparables entre les événements de Heinrich et le LGM, nous notons vers 24 ka cal. BP et lors de la deuxième moitié de H1 et principalement vers 16 ka cal. BP, un allègement du $\delta^{18}\text{O}$. Dès le début du Bölling/Alleröd, un allègement des valeurs du

$\delta^{18}\text{O}$ qui perdure jusqu'à la fin de cette période est noté. Au Younger Dryas, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ augmentent et deviennent comparables à celles enregistrées lors de la fin de H1. L'allègement vers les valeurs holocènes est bref et brutal et les valeurs passent de 2,7 ‰ à des valeurs oscillant entre 1 à 1,3 ‰, caractérisant l'installation des conditions holocènes à partir d'environ 10 ka cal. BP.

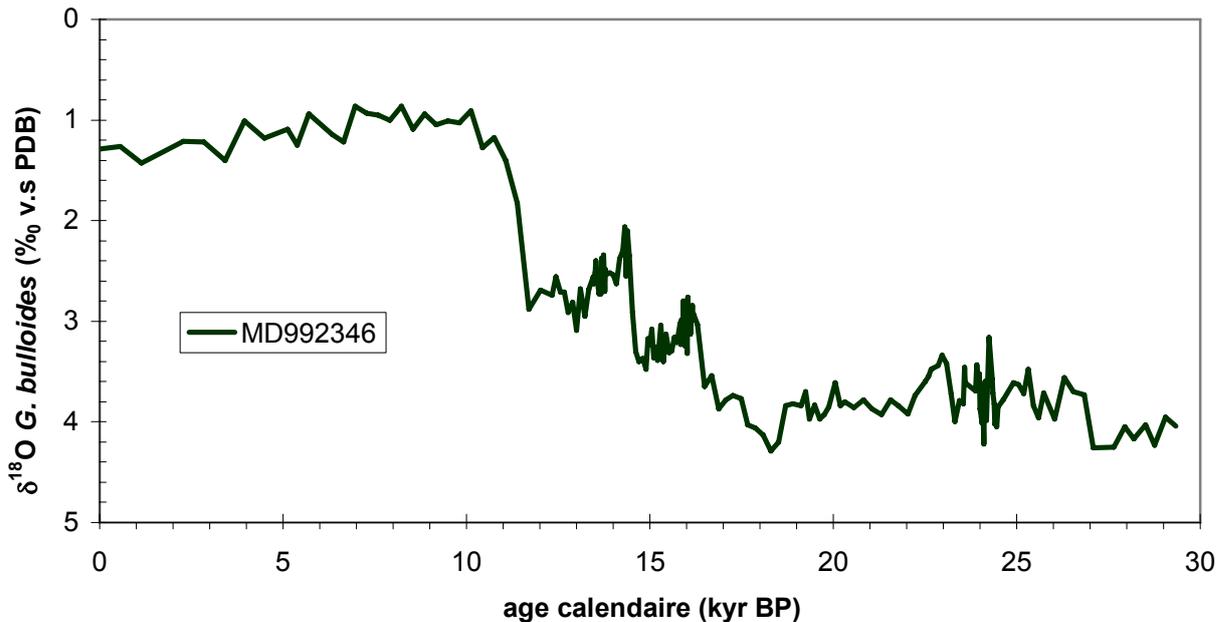


Figure. 23. La courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion) en fonction de l'âge.

3- La carotte MD99-2343 (figure 24)

La première moitié des événements de Heinrich montre des $\delta^{18}\text{O}$ comparables à ceux du LGM mais sont plus élevés que les valeurs enregistrées lors de la seconde moitié de H2 et surtout H1. En effet, le signal isotopique vers 16 ka cal. BP révèle un allègement du $\delta^{18}\text{O}$ d'environ 1,5‰. Les valeurs isotopiques du Bölling/Alleröd sont d'~2,5 ‰, équivalentes à celles déjà atteintes vers 16 ka cal. BP. Le Younger Dryas est marqué par un léger enrichissement du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* d'~0,5‰. A l'opposé, un allègement considérable des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de 2,7 à 1‰ est observé pendant l'Holocène. Toutefois, les valeurs de l'Holocène inférieur sont légèrement plus élevées que celles de l'Holocène supérieur d'~0,6 ‰.

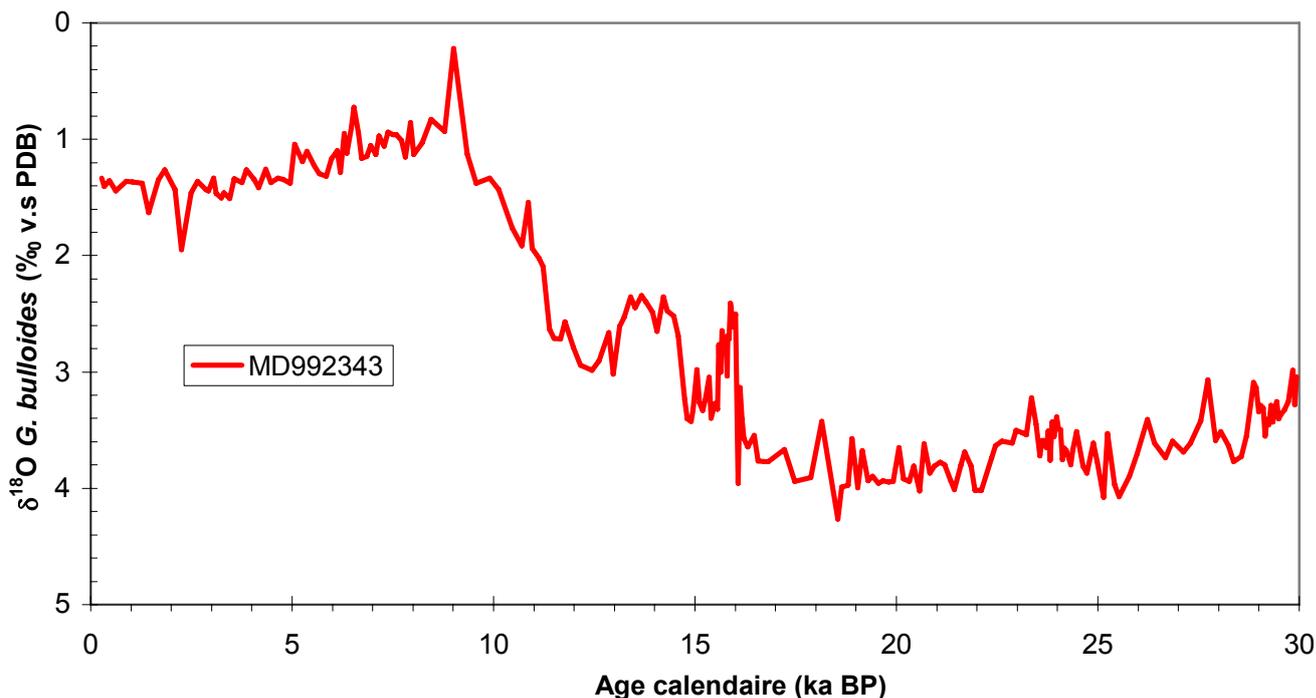


Figure. 24. La courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD99-2343 (au nord de Minorque) en fonction de l'âge.

4 - La carotte MD95-2043 (figure 25)

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ du LGM d' $\sim 3,5$ ‰ sont comparables à ceux observées lors de la première moitié des événements de Heinrich (H2 et H1). La seconde moitié de ces événements est marquée par des valeurs plus faibles de $\delta^{18}\text{O}$, principalement vers 16 ka cal. BP (1,5 ‰) et 24 ka cal. BP (0,8 ‰). Pendant le Bölling/Alleröd, un allègement d' ~ 1 ‰ par rapport aux valeurs glaciaires est observé. Pendant le Younger Dryas, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ augmentent légèrement et ne dépassent pas 2,2 ‰. Cette brève augmentation est suivie d'un important allègement des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ marquant ainsi le début de l'Holocène. A partir de 10 ka cal. BP, les valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ se stabilisent aux alentours de 0,8 ‰.

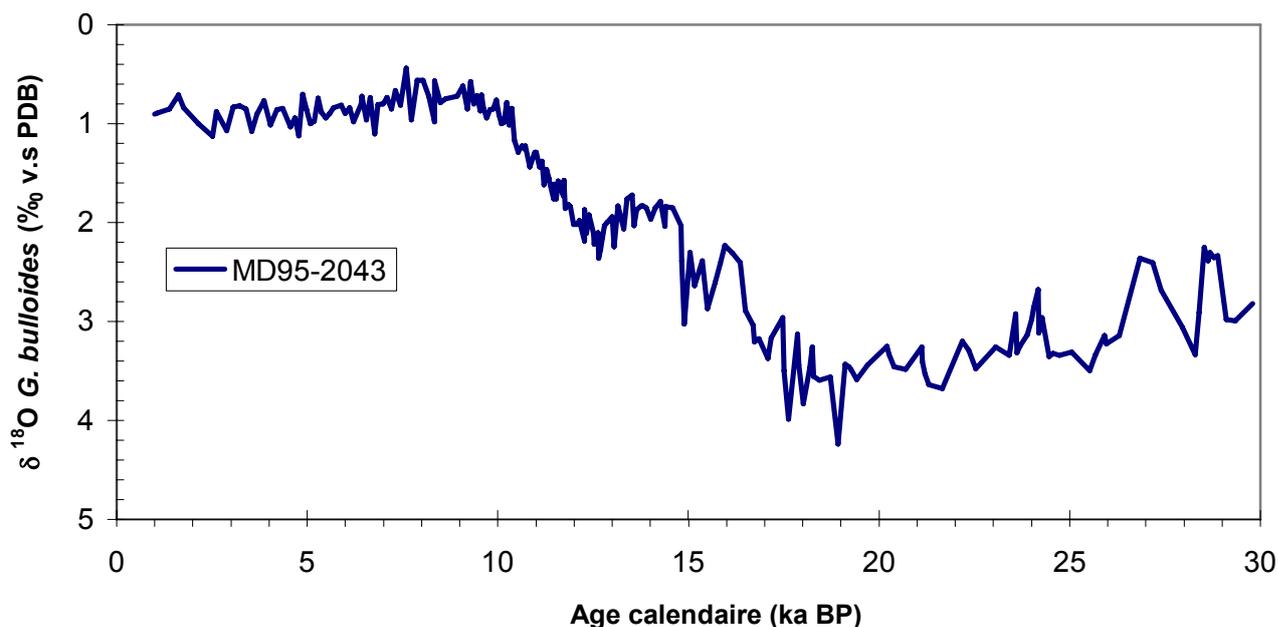


Figure. 25. La courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran) en fonction de l'âge.

5 - La carotte MD04-2803 CQ (figure 26)

Pendant le MIS 2, la courbe isotopique du foraminifère planctonique *G. bulloides* montre d'importantes fluctuations avec des amplitudes d'~ 1,5 ‰. En effet, des allégements antérieurs et plus importants des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$, en comparaison avec les autres carottes méditerranéennes pendant H2 et H1, sont enregistrés. En plus, les valeurs isotopiques pendant le MIS 2 sont plus comparables à celles de la carotte SU81-18 (marge Ibérique) (figure 27), ce qui suggère une influence atlantique plus importante sur ce site en comparaison avec les autres sites étudiés.

Dés le début du Bölling/Alleröd jusqu'à la fin du Younger Dryas, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont d'~1 ‰. Toutefois, vers 12 ka cal. BP, un bref enrichissement d'~0,6 ‰ est observé. La transition vers les valeurs isotopiques holocènes est moins brutale que dans les autres carottes et ce n'est qu'à partir de 8,5 ka cal. BP que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ se stabilisent à ~ 0,2 ‰.

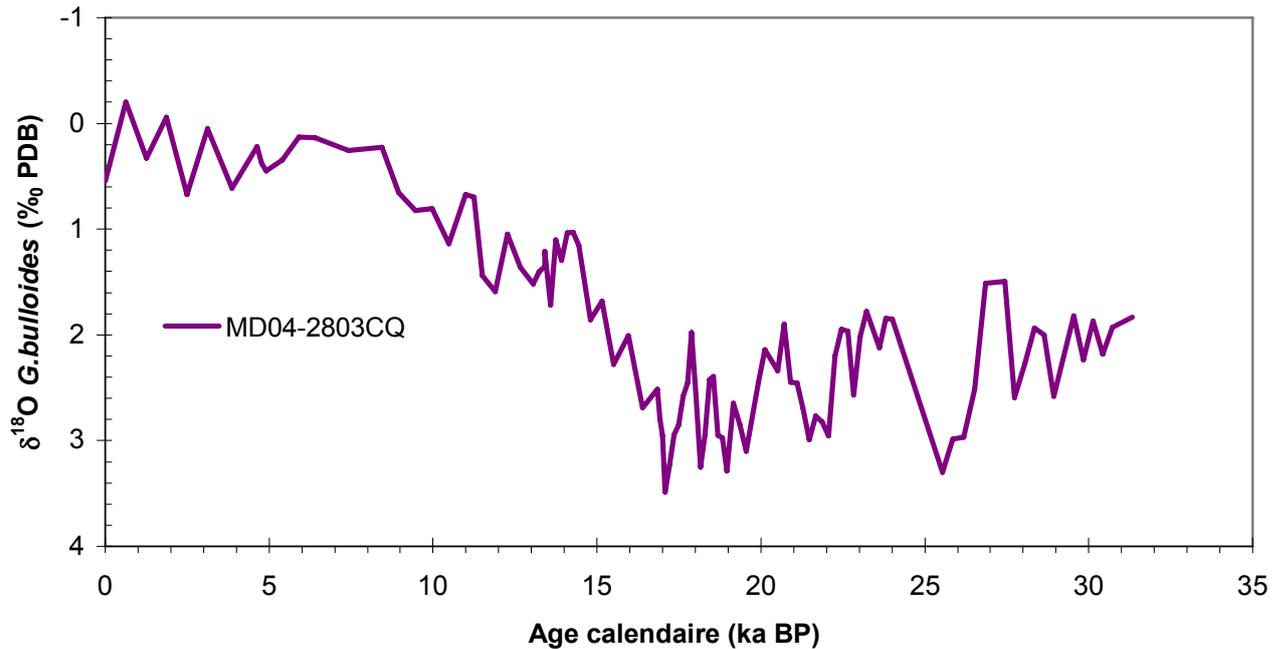


Figure. 26. La courbe isotopique de *G. bulloides* de la carotte MD04-2803CQ (partie SW de la mer d'Alboran) en fonction de l'âge.

6 - Synthèse

Les valeurs les plus lourdes du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* sont enregistrées pendant le MIS 2. Dès la fin de H1 jusqu'au début de l'Holocène, les valeurs ont tendance à s'alléger pour se stabiliser aux valeurs les plus faibles lors des derniers 10 ka cal. BP.

En revanche, des variations au sein même de ces événements climatiques sont à noter dans la majorité des sites étudiés :

- la tendance à l'allégement de la deuxième moitié des événements de Heinrich H2 et H1, respectivement vers 24 ka et 16 ka cal. BP dans tous les sites étudiés à l'exception du golfe du Lion. Dans ce site, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont comparables pendant tout le stade isotopique 2 et ce n'est qu'avant le début du Bölling/Alleröd que nous notons une légère diminution;
- l'allégement isotopique débute au Bölling/Alleröd vers 14,7 ka cal. BP mais semble être moins marqué dans le détroit Siculo-Tunisien. Ce schéma confirme que la limite chronologique de cette période mise en évidence au Groenland, (Rasmussen et al., 2006) est synchrone à celle de la Méditerranée (tableau 6);

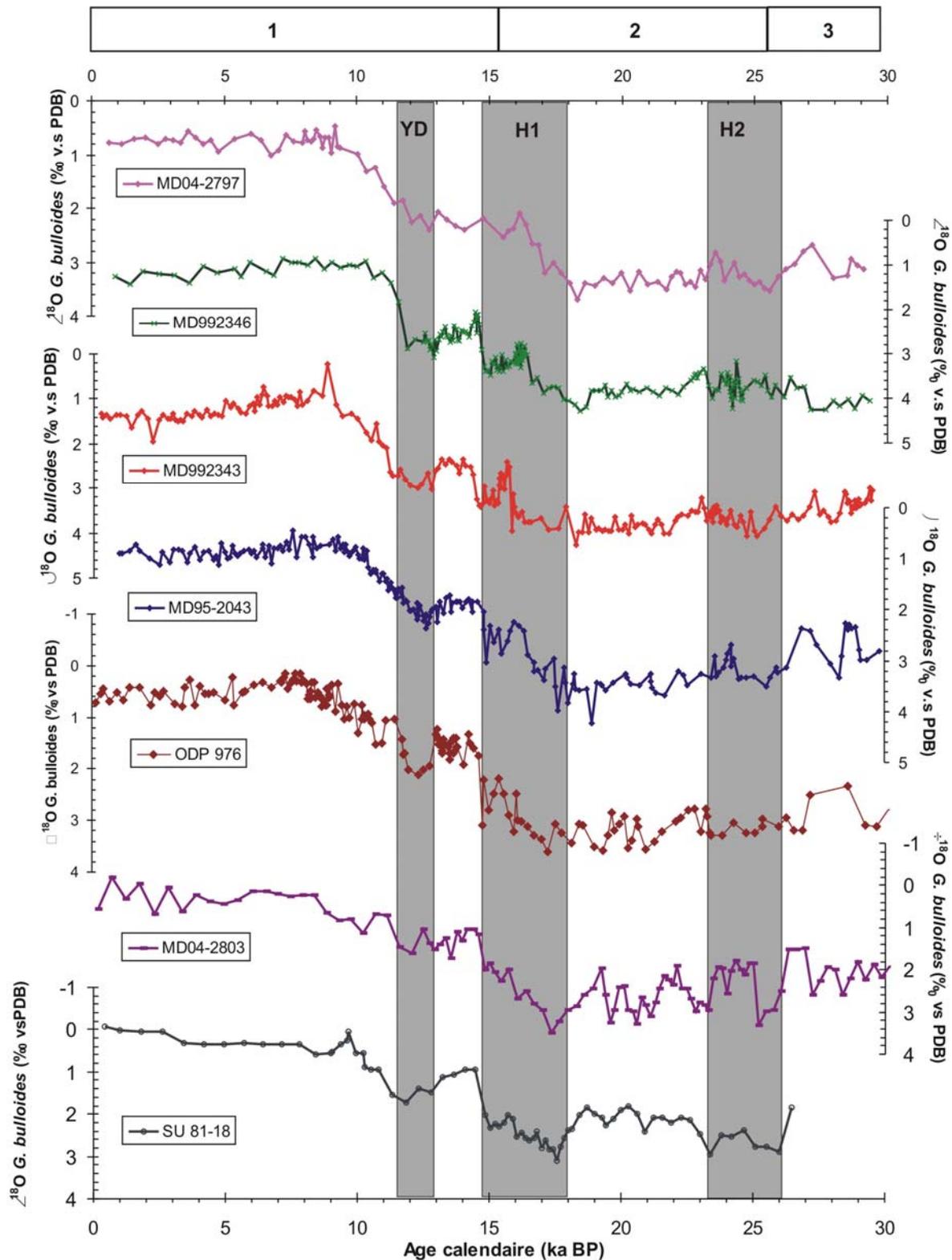


Figure. 27. Les courbes isotopiques de *G. bulloides* de différentes carottes de la Méditerranée occidentale de l'extrémité orientale (MD04-2797CQ) à l'extrémité sud-ouest (MD04-2803CQ) et de la carotte SU81-18 (marge Ibérique) en fonction de l'âge.

- les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* pendant l'Holocène se stabilisent vers les valeurs les plus faibles ~1500 ans après le début de cette période (vers 10 ka cal. BP) à l'exception de la carotte MD04-2803 CQ où l'allègement maximal n'est atteint que vers 8,5 ka cal. BP.

Les courbes isotopiques des différents sites étudiés en Méditerranée (figure 31) sont le plus souvent comparables. Toutefois, la carotte MD04-2803CQ révèle des valeurs qui se rapprochent plus de la carotte SU81-18 située sur la marge Ibérique atlantique mais tout en ayant la même évolution que les autres sites méditerranéens. En effet, la MD04-2803 semble subir directement l'influence des eaux atlantiques entrant en Méditerranée puisqu'elle est située juste à côté du détroit de Gibraltar.

L'analyse de la composition isotopique de *G. bulloides* des différentes carottes étudiées, nous a permis en association avec les datations ^{14}C AMS, de mettre en évidence les changements isotopiques majeurs et d'établir une chronostratigraphie des carottes étudiées.

Afin de préciser et comprendre l'impact paléo-environnemental des différentes variations du signal isotopique en Méditerranée occidentale, nous allons étudier ci-après les changements de la microflore et de la microfaune dans cette même région.

Chapitre 2

ÉTUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE :

LES DINOKYSTES

A- Description des diagrammes palynologiques

Une trentaine de taxons différents de dinokystes ont été inventoriés lors des comptages des différentes carottes étudiées. Seules les principales espèces de kystes de dinoflagellés ont été représentées sur les diagrammes palynologiques. Dans ce paragraphe (A), nous allons décrire les diagrammes de dinokystes pendant les deux derniers stades isotopiques 1 et 2 en évoluant géographiquement de l'extrémité orientale de la Méditerranée occidentale jusqu'à l'extrémité sud-ouest de la mer d'Alboran.

1- La zone d'échange entre les deux bassins méditerranéens (détroit Siculo-Tunisien)

Grâce à son emplacement stratégique au niveau de la zone d'échange entre les deux bassins méditerranéens (oriental et occidental) (figure 6) et le taux de sédimentation élevée de cette région (Di Stefano, 1998), cette zone apparaît caractérisée par un taux de sédimentation optimum en Méditerranée pour la séquence Holocène. Les assemblages de dinokystes (figure 28) révèlent un enregistrement de qualité exceptionnelle, retraçant de façon particulièrement détaillée l'évolution paléoclimatique de cette période. L'analyse palynologique met en évidence la dominance du taxon cosmopolite *Operculodinium centrocarpum* de la base de la carotte (vers 30 ka cal. BP) jusqu'au début de l'Holocène.

1 – 1 Le stade isotopique 2

Les assemblages de dinokystes synchrones des deux événements de Heinrich (H1 et H2) sont relativement similaires et montrent une association des espèces sub-polaires *S. elongatus* (8-18 %), *B. tepikiense* (2-7 %) et de l'espèce tempérée froide *N. labyrinthus* (10-18 %). Les pourcentages maximaux de *S. elongatus* et *N. labyrinthus* sont observés vers 24 ka cal. BP. Cependant, l'optimum de *B. tepikiense* est enregistré plus tardivement vers 23 ka cal. BP. Paradoxalement l'espèce océanique sub-tropicale *I. aculeatum* est présente pendant les événements de Heinrich mais à des pourcentages qui ne dépassent pas 8 %.

Pendant le Dernier Maximum Glaciaire (LGM), les espèces froides déjà observées pendant les événements de Heinrich sont aussi présentes, mais c'est l'espèce cosmopolite *O. centrocarpum* qui domine l'assemblage de dinokystes. Toutefois, les espèces néritiques chaudes *S. delicatus* (5-15 %) et *S. membranaceus* (5-10 %) qui respectivement ne dépassent pas actuellement 5 % et 17 % en Méditerranée occidentale (n=1171; <http://www.images-pages.org/> IMAGES DATA archives) sont observées paradoxalement pendant cette période.

1 – 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas

Cet intervalle marque la transition des conditions glaciaires vers les conditions pleinement interglaciaires de l'Holocène. Le signal fourni par les assemblages de dinokystes révèle des changements paléo-écologiques et paléo-climatiques beaucoup plus tranchés que les signaux isotopiques entre le Bölling/Alleröd (B/A) et le Younger Dryas (YD).

Le réchauffement du Bölling/Alleröd dans le détroit Siculo-Tunisien est clairement identifié par l'augmentation du taxon tempéré chaud *S. mirabilis* (20 %).

Le refroidissement du Younger Dryas est identifiable par une acmé de *N. labyrinthus* en association avec la concentration maximale en dinokystes ($8 \cdot 10^3$ kystes/cm³). En effet, *N. labyrinthus* prolifère dans les environnements riches en nutriments (Turon and Londeix, 1988 ; Devilliers and de Vernal, 2000) suggérant en conséquence une bonne disponibilité en nutriments dans le détroit Siculo-Tunisien pendant le Younger Dryas.

1- 3 L'Holocène

Dès le début de l'Holocène, on observe la réapparition des taxons chauds tels que *S. delicatus*, *S. mirabilis* et *I. aculeatum* alors que *N.labyrinthus* se maintient à un degré moindre. Ce n'est que vers 10 ka cal. BP, que s'atténue sensiblement le pourcentage des espèces tempérées froides au profit d'une nette augmentation des espèces thermophiles *S. mirabilis* et *I. aculeatum* dont l'association est caractéristique des domaines tempérés chaud (Turon, 1981a; 1984).

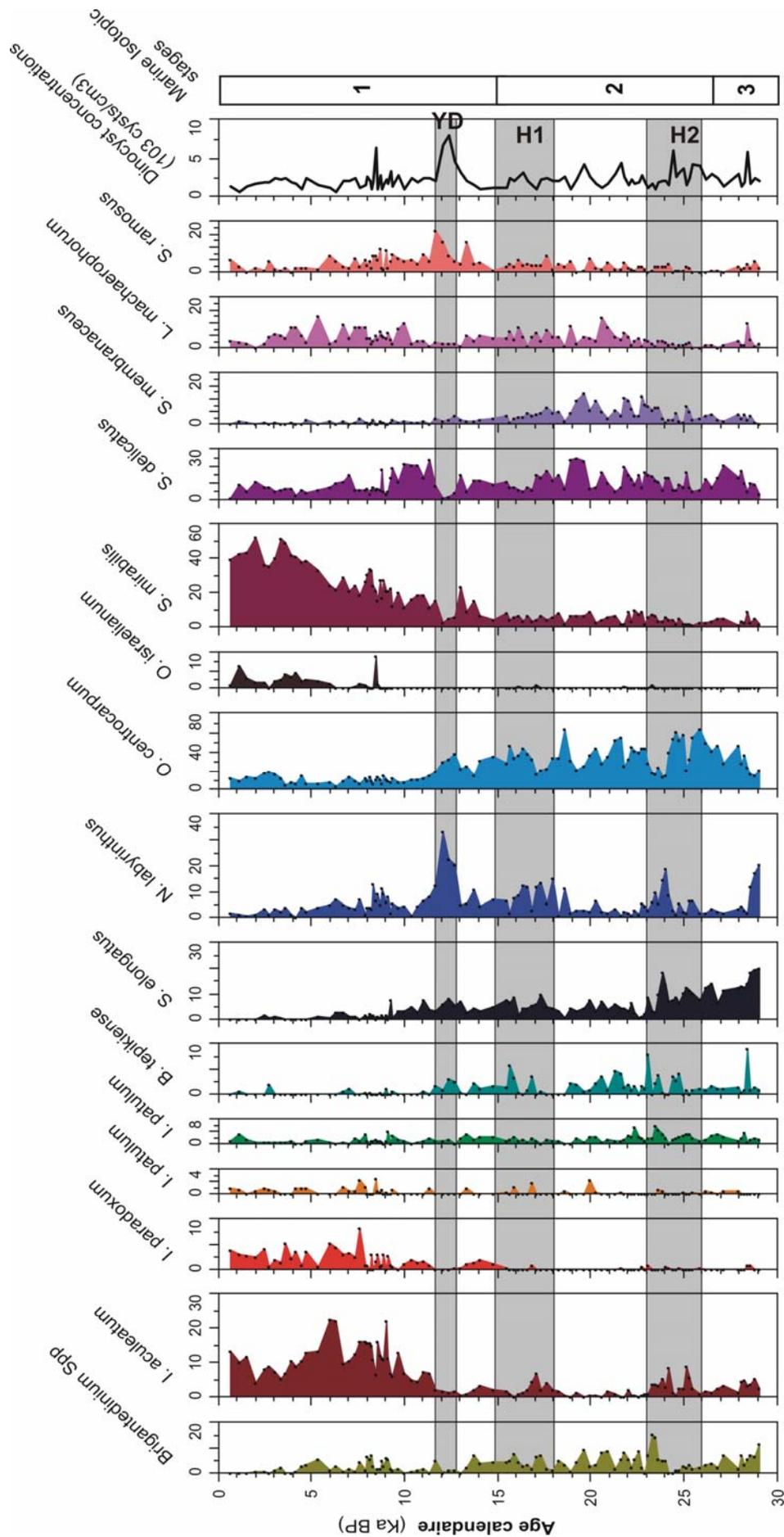


Figure. 28. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD04-2797CQ.

Ces observations s'accordent avec l'allégement très sensible du signal isotopique de *G. bulloides* observé seulement 1500 ans après le début de l'Holocène (vers 10 ka cal. BP) (partie 2/chapitre 1).

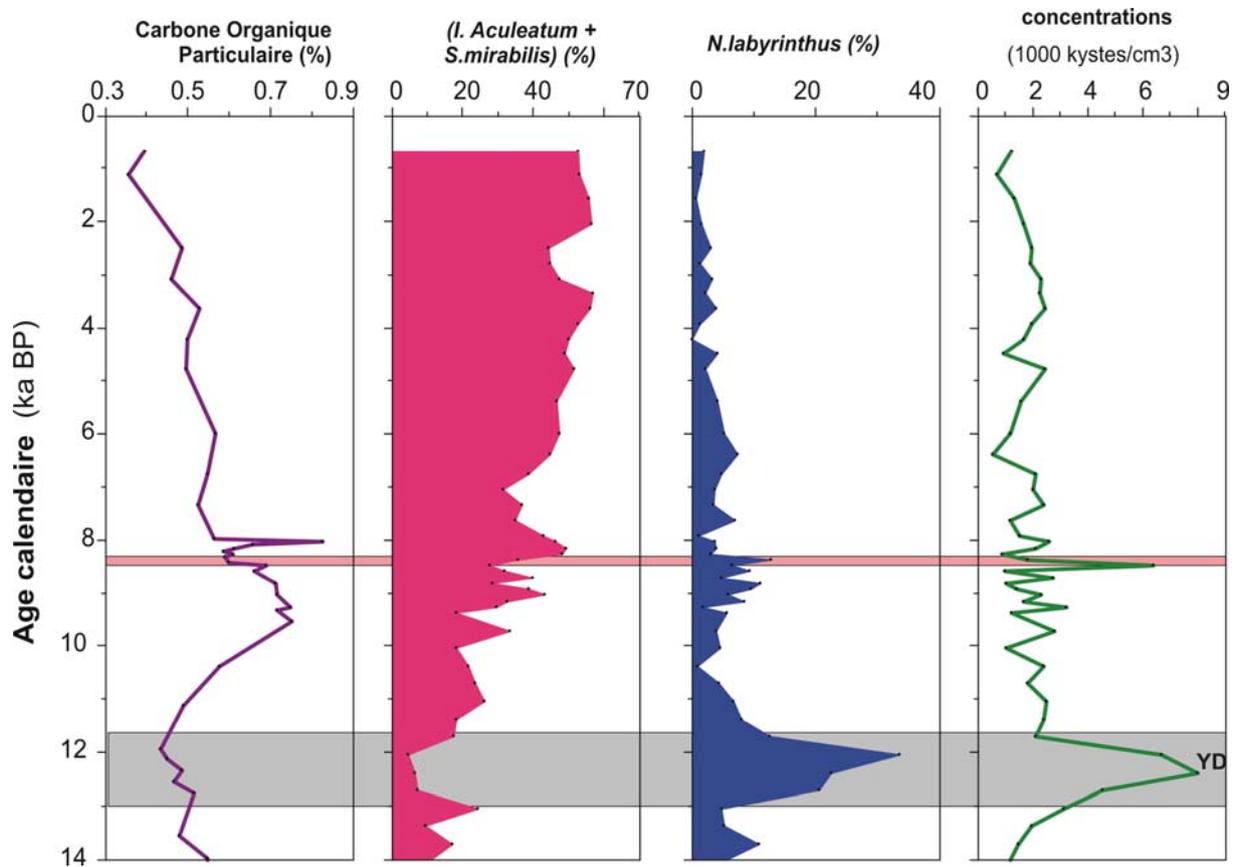


Figure. 29. Mise en évidence de l'enregistrement du "8.2 event" dans le détroit Siculo-Tunisien : Les teneurs en carbone organique particulaire (POC), les pourcentages des principaux taxons thermophiles (*S. mirabilis* et *I. aculeatum*), le pourcentage de l'espèce tempérée-froide (*N. labyrinthus*) et les concentrations en dinokystes pendant le Younger Dryas et l'Holocène sont représentés.

L'Holocène inférieur à moyen est marqué par les pourcentages les plus élevés de *I. aculeatum* (15-20 %). Entre 8-8,5 ka cal. BP, une diminution des taxons thermophiles et une légère augmentation du pourcentage de *N. labyrinthus* (10 %) sont observés, évoquant l'enregistrement du '8.2 event' (Klitgaard-Kristensen et al., 1998 ; von Grafenstein et al., 1998 ; Nesje and Dahl, 2001; Yu and Wright, 2001 ; Baldini et al., 2002 ; Dean et al., 2002 ; Mayewski et al., 2004 ; Alley and Agustsdottir, 2005 ; Rohling and Pälike, 2005). Cet épisode de refroidissement est

étroitement corrélé à une baisse de la teneur en carbone organique particulaire et associé à une augmentation de la concentration totale en dinokystes ($6 \cdot 10^3$ kystes/cm³) (figure 29). Par analogie avec le schéma déjà décrit pour le Younger Dryas, cette situation devait être en relation avec une brève augmentation de la disponibilité en nutriment pendant cet événement froid.

Le développement optimal de *S. mirabilis* (40-50 %) est observé dans le détroit Siculo-Tunisien à partir de 5,5 ka cal. BP et devient ainsi la principale composante de l'assemblage de dinokystes. Parallèlement, les pourcentages de *I. aculeatum* régressent jusqu'à 10 %. Actuellement, *S. mirabilis* constitue la principale composante des associations modernes de dinokystes en Méditerranée occidentale avec des pourcentages variant en moyenne entre 25 à 45 % (Mangin, 2002).

2 - Le Golfe du Lion

La carotte MD99-2346 a été prélevée dans le golfe du Lion (figure 7). C'est dans ce domaine nord méditerranéen que se localise la zone principale de formation d'eau profonde en Méditerranée occidentale (Partie 1/chapitre 1). Cette carotte offre l'opportunité d'une étude haute résolution (figure 30), particulièrement pendant le Glaciaire.

2 - 1 Le stade isotopique 2

Les assemblages de dinokystes sont peu différenciés : H2, LGM et H1 sont dominés par l'espèce tempérée froide *N. labyrinthus* (20-90 %), associée aux espèces sub-polaires *S. elongatus* (5-15 %) et (dans une moindre mesure) *B. tepikiense* (2 – 5 %). Cette microflore reflète des températures d'eau de surface froides pendant tout le MIS 2 en concordance avec l'enrichissement du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides*. Néanmoins, vers la fin de H1 et à partir de 16 ka cal. BP, une régression de cet assemblage froid accompagnée d'une diminution des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ est observée.

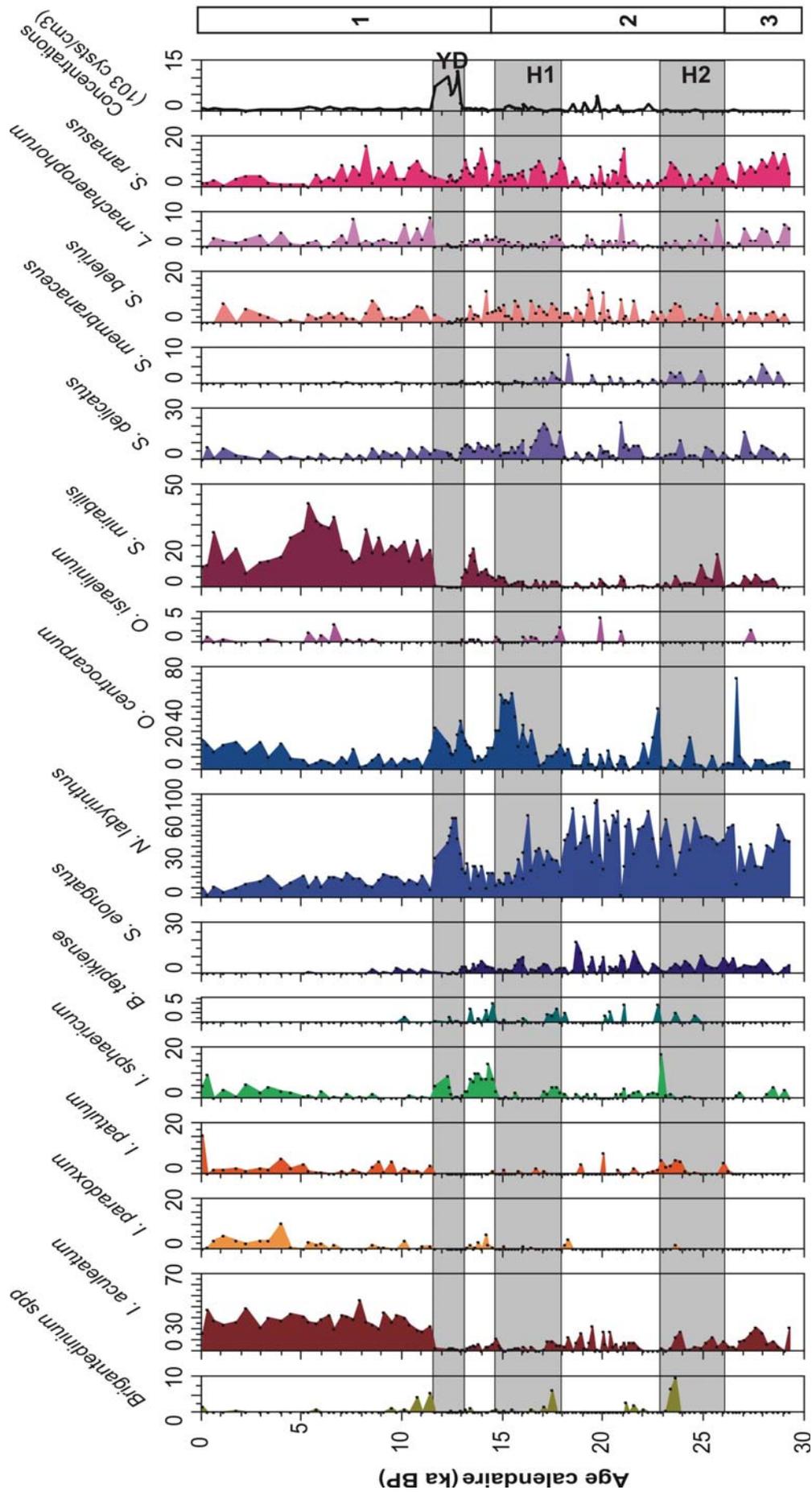


Figure. 30. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD99-2346.

2 - 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas

Dans le golfe du Lion, le réchauffement du Bölling/Alleröd est identifié par une augmentation comparable des pourcentages de *S. mirabilis* (10-15 %) et *I. aculeatum* (10 %).

Le Younger Dryas est marqué comme dans le détroit Siculo-Tunisien par une acmé de *N. labyrinthus* (80 %), associé à une baisse et même une disparition des taxons thermophiles. Cette dominance de *N. labyrinthus* traduit là encore un refroidissement des eaux de surface synchrone des concentrations maximales en dinokystes ($12 \cdot 10^3$ kystes/cm³).

2 - 3 L'Holocène

Dès le début de l'Holocène, les pourcentages des taxons thermophiles (e.g. *S. mirabilis*, *I. aculeatum*) augmentent pour atteindre leur optimum entre 10 ka -5 ka cal. BP.

Pendant tout l'Holocène, la représentation de l'espèce sub-tropicale *I. aculeatum* reste en permanence à un niveau élevé (30-40 %). A l'inverse, l'espèce tempérée chaude *S. mirabilis* montre des pourcentages d'environ 20 % au début de l'Holocène et ce n'est qu'entre ~7 et 5 ka cal. BP qu'elle atteint son optimum (30-40%), puis baisse jusqu'à 10 % pendant le reste de l'Holocène.

L'espèce tempérée froide *N. labyrinthus* se maintient pendant tout l'Holocène à des pourcentages compris entre 10 et 20 %, mais les valeurs les plus faibles sont observées vers les derniers 3000 ans.

3 - Au nord de Minorque

L'étude de la carotte MD99-2343 (au nord des Baléares) lors des derniers 25 ka cal. BP (figure 31) est motivé par l'emplacement de cette carotte au centre de la Méditerranée occidentale et relativement proche du golfe du Lion (figure 8).

3 - 1 Le stade isotopique 2

Les assemblages de dinokystes de la fin de H2 jusqu'à la fin de H1 montrent une dominance de l'espèce tempérée froide *N. labyrinthus* (20-80 %) dont l'abondance maximale se situe entre 19 ka et 17,5 ka cal. BP. Les autres espèces sub-polaires ne révèlent aucune tendance particulière sauf *S. elongatus* qui montre un pic de 10 % vers 21 ka cal. BP. Nous notons la présence des espèces tempérées chaudes/subtropicales *I. aculeatum* associées à *S. delicatus* au début du LGM.

3 - 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas

Pendant le Bölling/Alleröd, le groupe hétérotrophe *Brigantedinium* atteint ses pourcentages les plus forts (20 %). De plus, les taxons tempérés chauds *S. mirabilis* (10-15 %) et subtropical *I. aculeatum* (10 %) augmentent aux dépens de *N. labyrinthus*.

Le refroidissement du Younger Dryas est là encore révélé par une acmé de *N. labyrinthus* (80 %) associé à une concentration maximale en dinokystes ($4 \cdot 10^3$ kystes/cm³).

3 - 3 L'Holocène

Les pourcentages des taxons thermophiles augmentent dès le début de l'Holocène mais les maxima ne sont atteints qu'à partir de 10 ka cal. BP. Les pourcentages les plus élevés (25-35 %) des principaux taxons thermophiles (*S. mirabilis* et *I. aculeatum*) sont observés entre 10 et 5 ka cal. BP avec un optimum de *I. aculeatum* (30 %) entre 9 et 7 ka cal. BP et de *S. mirabilis* (35 %) entre 7-5 ka cal. BP. Après 5 ka cal. BP, les pourcentages de *S. mirabilis* diminuent à 25 % tandis que ceux de *I. aculeatum* gardent les mêmes valeurs que durant l'Holocène inférieur à moyen et ne dépassent pas les 25 %. Toutefois, malgré la dominance des espèces chaudes, le taxon tempéré froid *N. labyrinthus* continue à être présent pendant l'Holocène mais à des pourcentages relativement faibles (d'~ 5 %) surtout après 5000 ans.

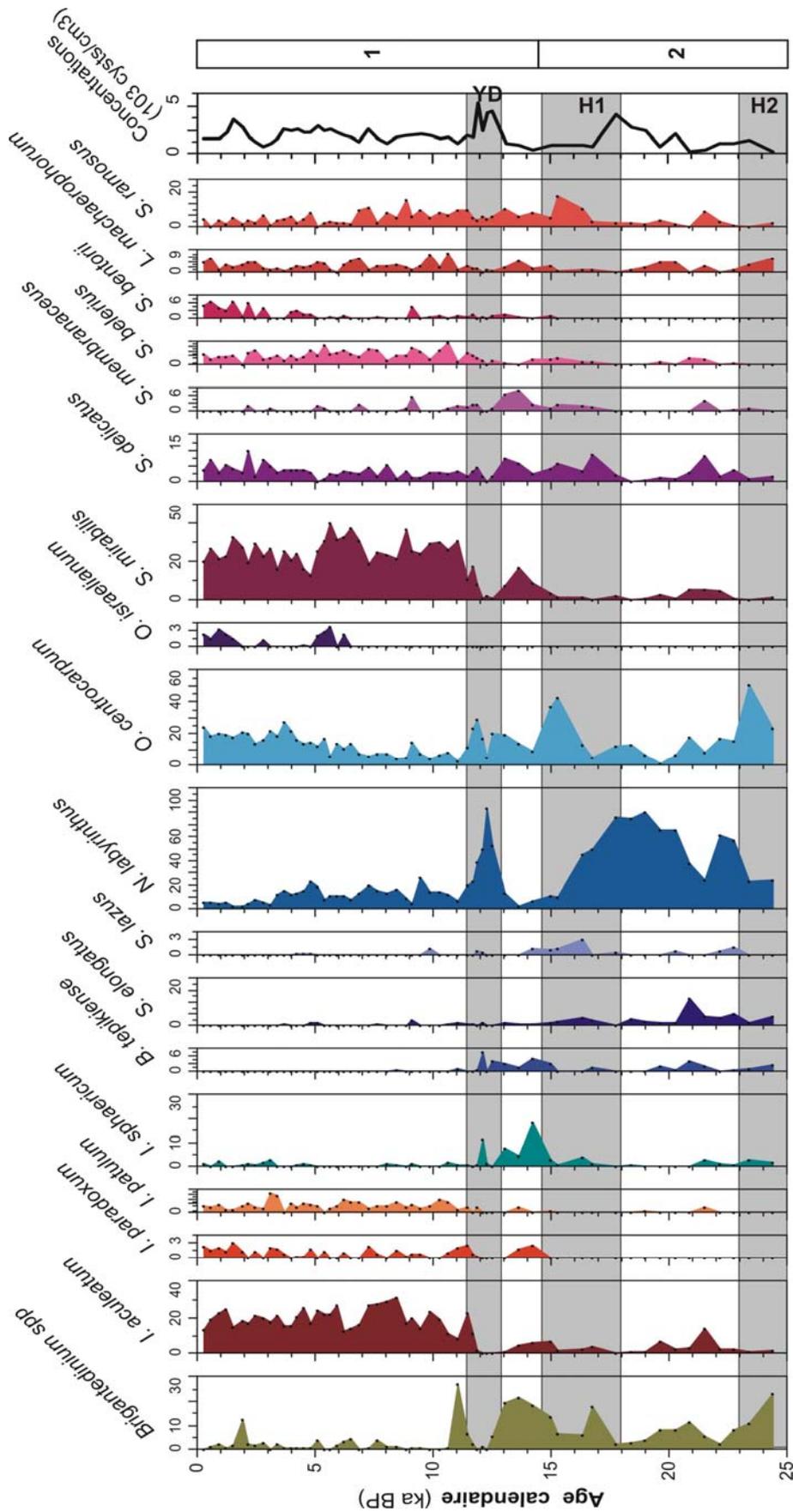


Figure. 31. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD99-2343.

4 - La mer d'Alboran

4 – 1 La carotte MD95-2043 (figure 32)

La carotte MD95-2043 a fait l'objet de plusieurs études multi-traceurs (Cacho et al., 1999, 2000, 2001, 2002 ; Barcena et al., 2001 ; Moreno et al., 2002, 2004 ; Sanchez-Goni et al., 2002 ; Perez-Folgado et al., 2003) notamment en raison de son taux élevé de sédimentation et de sa localisation géographique proche du détroit de Gibraltar (figure 9).

4 – 1 – 1 Le stade isotopique 2

Le signal palynologique de cette période montre une dominance de l'espèce cosmopolite *O. centrocarpum*. On constate aussi que vers la fin du LGM (à partir de 20 ka cal. BP) les pourcentages de *N. labyrinthus* augmentent et varient en antagonisme avec ceux de *O. centrocarpum*. Néanmoins, les deux derniers événements de Heinrich sont clairement marqués par l'augmentation de *S. elongatus* (8-18 %) et l'apparition de *Spiniferites lazus* (2-7 %) qui semble remplacer *B. tepikiense* peu présente dans cet enregistrement.

Une augmentation de la végétation semi-désertique (Chénopodiacées, *Ephedra* et surtout *Artemesia*) observée dans cette même carotte (Fletcher and Sanchez-Goni, 2008) est synchrone de la présence de cette microflore subpolaire, reflétant ainsi un environnement continental froid et sec pendant les événements de Heinrich dans cette région.

4 – 1 - 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas

Dés le début de cet intervalle et jusqu'au sommet de la carotte, *Brigantedinium* spp. montre un seuil minimum de 10 %, atteignant occasionnellement 20 %.

Le Bölling/Alleröd est clairement marqué par la dominance de *Spiniferites mirabilis* (60 %) associé à *I. aculeatum* (10 %) et une chute considérable du pourcentage des taxons froids. Une régression des associations de pollen semi-désertique aux dépens d'une augmentation du pourcentage de pollen d'arbres tempérés (ODP 976 : Combourieu-Nebout et al., 2002 ; MD95-2043 : Fletcher and

Sanchez-Goni, 2008) est enregistrée ; ce qui reflète un climat plus humide pendant le Bölling/Alleröd en comparaison avec celui des événements de Heinrich.

Le Younger Dryas en mer d'Alboran, comme dans les autres sites étudiés, montre une acmé de *N. labyrinthus* (70 %), associée à la concentration maximale en dinokystes (10^4 kystes/cm³). Cette période est marquée par une végétation de steppe (ODP 976 : Combourieu-Nebout et al., 2002 ; MD95-2043 : Fletcher and Sanchez-Goni, 2008 ; Fletcher et al., 2009) comme lors des événements de Heinrich, reflétant le rétablissement de conditions arides sur le pourtour de la mer d'Alboran.

4 - 1 - 3 L'Holocène

Le début de l'Holocène est marqué par une amélioration progressive des conditions climatiques et c'est seulement à partir de 10 ka cal. BP qu'une prolifération plus importante des principaux taxons thermophiles est observée, en association avec l'apparition de pollen méditerranéen (e.g. *Pistacia*, *Quercus suber*) en mer d'Alboran (Combourieu-Nebout et al., 2002; Fletcher et al., 2009) et en mer Adriatique (Combourieu-Nebout et al., 1998 ; Guinta et al., 2003).

L'espèce *S. mirabilis* domine l'assemblage de dinokystes pendant l'Holocène (40-60 %) en association avec *I. aculeatum* (~ 30 %). L'optimum de présence de *I. aculeatum* (40 %) est observé vers 6 ka cal. BP puis ses pourcentages diminuent pendant l'Holocène supérieur. Ce changement est synchrone avec la prolifération d'une végétation de steppe parallèlement à celle de la forêt méditerranéenne déjà présente depuis le début de l'Holocène (Fletcher and Sanchez-Goni, 2008) suggérant ainsi un passage vers des conditions moins humides en mer d'Alboran et en Méditerranée occidentale pendant l'Holocène supérieur.

Paradoxalement, la dominance des espèces chaudes était contemporaine d'une persistance de *N. labyrinthus* pendant l'Holocène inférieur avec un pic de 15 % vers 7 ka. Ce n'est qu'à partir de 5 ka cal. BP que cette espèce devient très rare dans les assemblages de dinokystes.

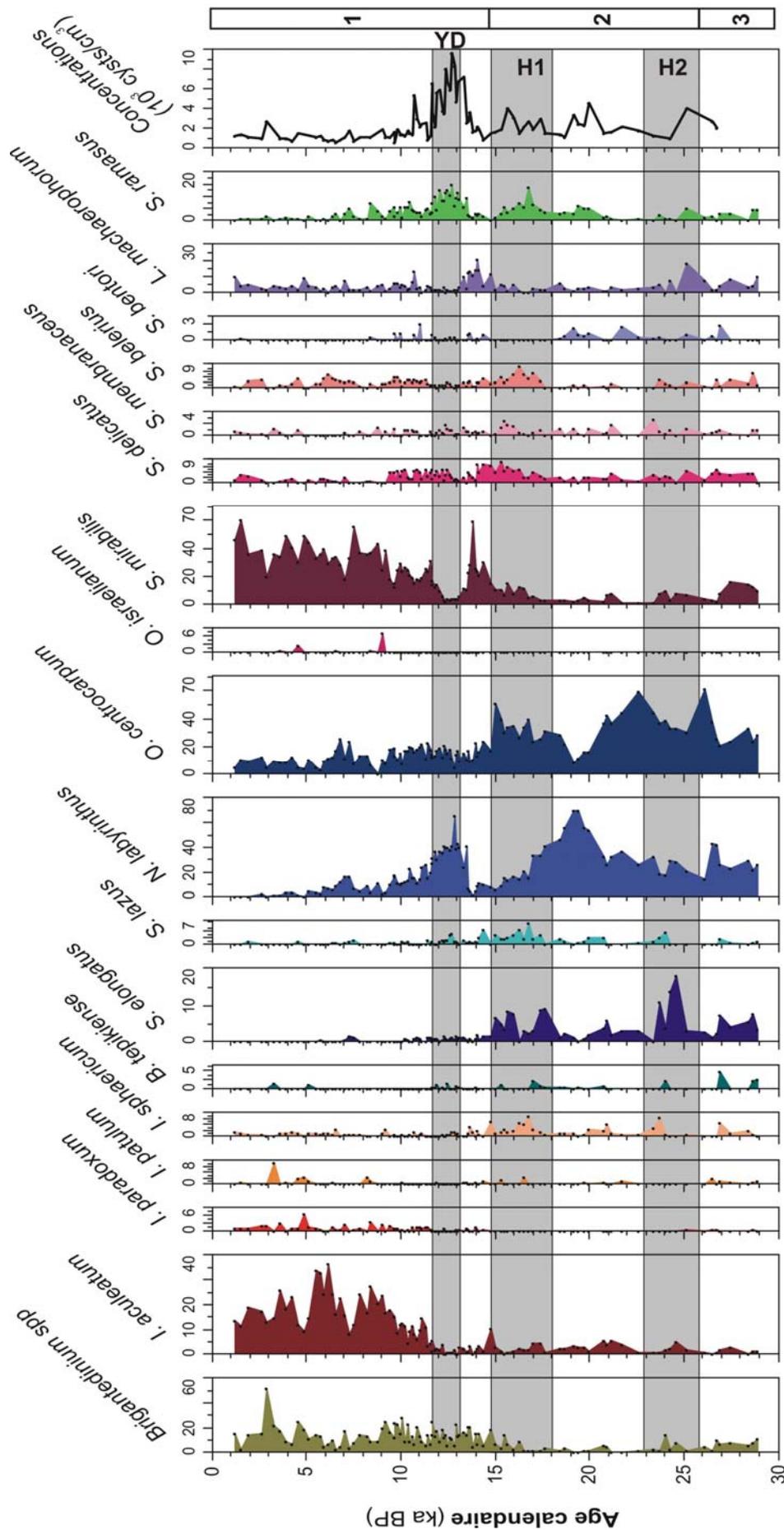


Figure. 32. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD95-2043.

4 - 2 La carotte MD04-2803 CQ (figure 34)

Cette carotte prélevée à l'extrémité sud-ouest de la mer d'Alboran (figure 9) montre des pourcentages élevés de l'espèce néritique *L. machaerophorum* (10-60%). En effet, l'existence d'un front de densité entre les eaux de surface atlantiques et méditerranéennes : le front d'Almería – Oran guide le flux Atlantique d'eaux moins salées vers le sud.. La présence de cette espèce allochtone en fort pourcentage dans ce domaine est également observée le long de la côte atlantique ibérique. Elle peut être liée aux nombreux canyons sous-marins et la destabilisation des zones néritiques par les fréquents seismes dans cette région. La distribution de *L. machaerophorum* en Méditerranée occidentale (figure 33) révèle les pourcentages les plus importants de cette espèce dans la partie méridionale de la mer d'Alboran (MD 04-2803CQ) et dans la partie nord-est du golfe du Lion (Mangin, 2002).

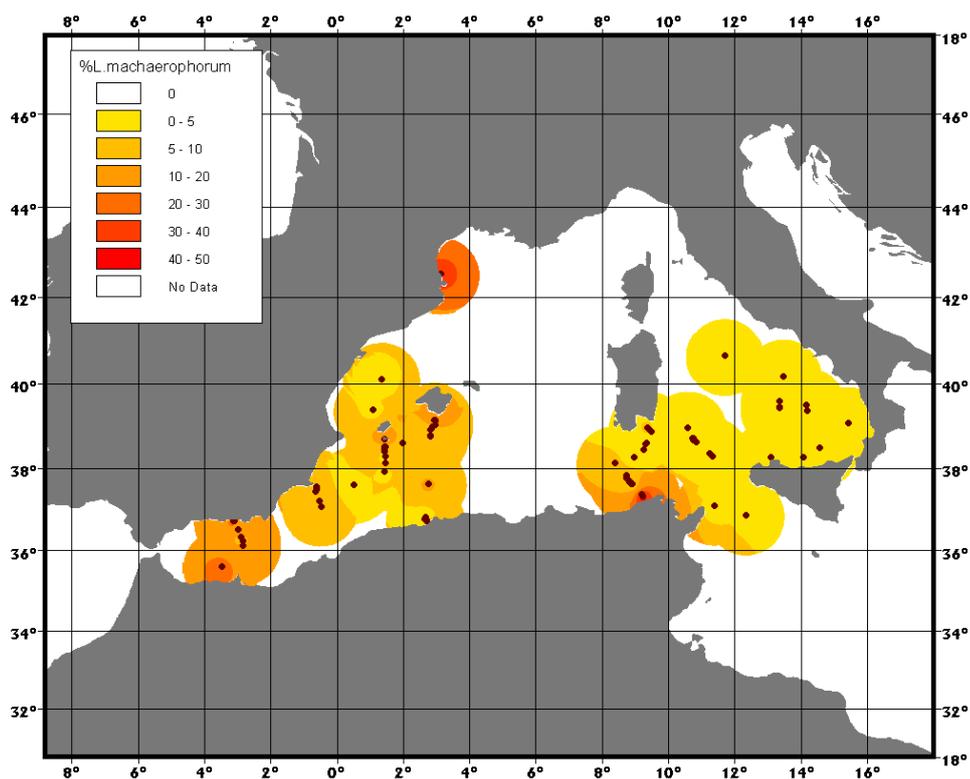


Figure. 33. Carte de la distribution actuelle de l'espèce néritique *L. machaerophorum* en Méditerranée occidentale (Mangin, 2002)

4 - 2 - 1 Le stade isotopique 2

Le signal palynologique est peu différencié pendant cette période avec des pourcentages plus élevés de *N. labyrinthus* (50-70 %) au début des événements de Heinrich (H1 et H2). *B. tepikiense* montre clairement deux pics de 6 et 3 % qui correspondent respectivement aux deux événements H2 (centré sur 24,28 ka cal. BP) et H1 (16,5 ka cal. BP).

Paradoxalement, nous notons la présence de *S. delicatus* (15 %) mais aussi *L. machaerophorum* qui atteint des pourcentages record (30 %) pendant le LGM. Toutefois, connaissant la localisation de la carotte et le caractère néritique de ces deux espèces, nous pouvons avancer que ces pourcentages exceptionnels sont le résultat d'un apport de matériel allochtone.

4 - 2 - 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas

La régression des taxons froids et le développement des taxons thermophiles *S. mirabilis* (40%) et accessoirement *I. aculeatum* (10 %). marquent clairement le Bölling/Alleröd. Une acmé de *N. labyrinthus* (50 %) et une concentration maximale de dinokystes ($15 \cdot 10^3$ kystes/cm³) caractérise le Younger Dryas dans cette carotte comme cela a déjà été observé dans les autres sites méditerranéens étudiés.

4 - 2 - 3 L'Holocène

Le début de l'Holocène est marqué par une diminution importante des espèces froides malgré la persistance de l'espèce tempérée froide *N. labyrinthus* qui atteint 20% vers 9,5 ka cal. BP.

Comme nous l'avons déjà constaté dans la partie orientale d'Alboran, l'espèce *S. mirabilis* domine l'assemblage de dinokystes pendant l'Holocène (40-60%) en association avec *I. aculeatum* (~ 30%) qui montre son optimum (30%) entre 7 ka et 8 ka cal. BP mais son pourcentage chute considérablement de 35 à 5% pendant l'Holocène supérieur. Ce changement de microflore dans les deux carottes prélevées en mer d'Alboran contemporain de celui déjà mis en évidence dans le

détroit Siculo-Tunisien reflète probablement un changement des conditions climatiques généralisées en Méditerranée occidentale.

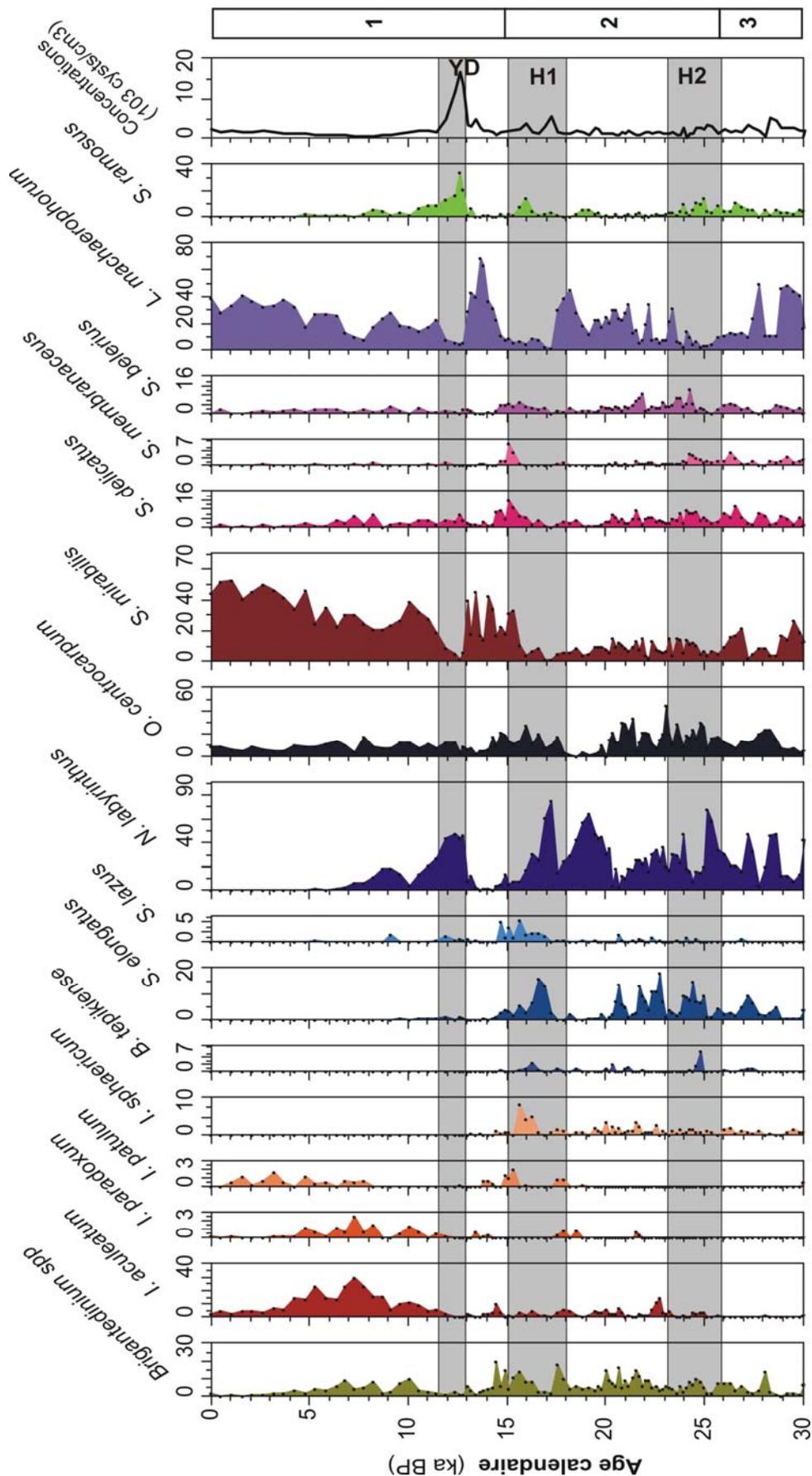


Figure. 34. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD04-2803 CQ.

B - Interprétation et distribution paléogéographique des dinokystes en Méditerranée occidentale

Cette étude constitue une des premières où on dispose d'autant de résultats issus des dinokystes en Méditerranée, vu que la majorité des travaux réalisés à partir de ce traceur sont restés restreints à l'Atlantique Nord. C'est pour cette raison qu'il nous a semblé nécessaire de figurer une distribution paléo-géographique des espèces les plus significatives de dinokystes pendant les deux derniers stades isotopiques (MIS 1 et 2). Cette synthèse constituera sans doute une première approche pour contribuer à mieux interpréter les changements climatiques de la région méditerranéenne en se basant sur les dinokystes.

1 - Les espèces froides (figure 35)

Bitectatodinium tepikiense est actuellement abondant aux latitudes entre 55° et 65°N, dans des environnements tempérés à subpolaires de l'Atlantique Nord. Son développement optimal est enregistré au sud du golfe du St-Laurent (voir annexe).

Dans nos paléoséquences, *B. tepikiense* se développe mais en faibles pourcentages pendant les événements de Heinrich. Cependant, à l'exception du détroit Siculo-Tunisien et de la mer d'Alboran, cette espèce se développe aussi dans les autres sites étudiés pendant le LGM. Sur la marge ibérique atlantique, *B. tepikiense*, en association avec *N. pachyderma* sénestre est considérée comme indicateur des événements de Heinrich (Turon et al., 2003).

Paradoxalement, *B. tepikiense* se développe dans le golfe du Lion et au large de Minorque pendant le Bölling Alleröd. Elle marque aussi cette même période en mer Adriatique (Combourieu-Nebout et al., 1998 ; Guinta et al., 2003). Cette présence dans un contexte de réchauffement pourrait être liée aux refroidissements des masses d'eau de surface suite à l'arrivée en mer adriatique d'eau de fonte par le fleuve Pô (Combourieu-Nebout et al., 1998). De même, dans le golfe du Lion, un refroidissement analogue des masses d'eau de surface peut être évoqué en relation avec les apports des eaux de fonte alpines transitant via le Rhône. En plus, la pérennité des vents froids soufflant dans cette région accentue le refroidissement des eaux de surface et crée ainsi un contraste saisonnier qui va favoriser le

développement de *B. tepikiense*. En effet, cette espèce affectionne des hivers très froids et des températures d'été pouvant dépasser les 16°C (de Vernal et al., 2005). *B. tepikiense* caractérise aussi les sous stades froids des périodes interglaciaires comme cela a été observé pendant les sous stades isotopiques 5b et 5d le long de la péninsule ibérique atlantique (Eynaud et al., 2000) et 7b, 7d dans golfe de Gascogne (Penaud et al., 2008). De plus, en mer d'Alboran les études de Combourieu-Nebout et al. (2002) montrent clairement que *B. tepikiense* se développe en faibles pourcentages mais systématiquement durant les sous stades (froids) des cycles de Dansgaard/Oeschger.

Pendant l'Holocène, ce taxon est quasi absent en Méditerranée occidentale (ne dépasse pas 1%) mais 2 à 3 pulsations sporadiques sont observées vers 5 ka et entre 2-3 ka cal. BP, surtout en mer d'Alboran et dans le détroit Siculo-Tunisien.

Spiniferites elongatus est actuellement absent à l'ouest de l'Europe (Rochon et al., 1999). Cependant, on le trouve fréquemment dans les sédiments de la Baie de Baffin et de la mer de Barents avec des pourcentages significatifs au centre de l'Atlantique Nord entre 50° et 60°N (Rochon et al., 1999) (voir annexe).

Cette espèce comme *B. tepikiense* caractérise les événements de Heinrich des différents sites étudiés à l'exception du golfe du Lion (MD99-2346), Minorque (MD99-2343) et l'extrémité sud-ouest de la Méditerranée occidentale (MD04-2803) où elle se développe également durant le LGM.

Les optima de cette espèce, comme pour *B. tepikiense*, sont observés en deux épisodes mais elle est plus abondante pendant la deuxième moitié de H2 (10-15 %) que vers la fin de H1 (<10 %).

A partir de 15 ka cal. BP, ce taxon montre des valeurs qui ne dépassent pas 8 % et devient quasi absent durant l'Holocène dans tous les enregistrements méditerranéens étudiés. Toutefois on notera que cette espèce marque le '8.2 event' plus à l'Est en mer Egée (Marino, 2008)

Nematosphaeropsis labyrinthus est une espèce typiquement océanique. Sa distribution maximale en Atlantique Nord est comprise entre 45° et 65°N (Rochon et al., 1999 ; Matthiessen, 1995 ; Marret et al., 2004 ; de Vernal et al., 2005) (voir annexe).

En Méditerranée occidentale, *N. labyrinthus* est présente pendant le MIS 2 mais les pourcentages les plus élevés de cette espèce sont enregistrés entre 20 et 17 ka cal. BP (figure 35). Ce même schéma a été déjà observé en mer d'Alboran (Turon and Londeix, 1988; Combourieu-Nebout et al., 1999, 2002) et sur la marge Ibérique atlantique (SU81-18: Eynaud, 1999; Turon et al., 2003). A l'opposé, dans le détroit Siculo-Tunisien, les pourcentages les plus élevés de *N. labyrinthus* sont observés pendant H1 comme en mer Adriatique (Combourieu-Nebout et al., 1998 ; Sangiorgi et al., 2002 ; Guinta et al., 2003).

Pendant le Bölling/Alleröd, les pourcentages de *N. labyrinthus* diminuent considérablement dans tous les sites étudiés. A l'opposé de cette tendance en Méditerranée occidentale, cette espèce marque cette période dans le golfe de Gascogne (Eynaud, 1999) (figure 36) mais c'est l'espèce plus boréale *Pentaparsodinium dalei* qui occupe une place prépondérante durant le Younger Dryas.

L'acmé de *N. labyrinthus* est clairement observée pendant le Younger Dryas dans toutes les carottes étudiées ainsi que sur la marge ibérique atlantique (Eynaud, 1999) (figure 36). Cette espèce est remplacée par *P. dalei* dans le golfe de Gascogne (Eynaud, 1999) et par *Algidasphaeridium minutum* var. *minutum* en Atlantique Nord (à l'ouest de l'Ecosse) (Boessenkool et al., 2001). Cette dernière espèce est associée généralement à un développement de couvert de glace dans les eaux de surface (J. L. Turon, communication personnelle).

Les concentrations maximales en dinokystes sont observées pendant le Younger Dryas et sont associées à l'optimum de développement de *N. labyrinthus* au niveau des différents sites étudiés et même sur la marge ibérique. Ceci suggère une disponibilité en nutriments plus importante pendant cette période dans ces différentes régions pendant le Younger Dryas.

De plus, Abidi (1997) a relié l'abondance de cette espèce aux fortes concentrations en phosphates et en nitrates associées à la remontée des eaux profondes dans le canal du Mozambique. D'un autre côté, Turon. (1984) et Eynaud et al. (2004) ont suggéré le caractère transitionnel de *N. labyrinthus* durant les évènements de changements hydrologiques sévères en concordance avec les résultats de Penaud et al, (2008) lors de la transition entre les sous-stades isotopiques du MIS 7 (7e/7d) dans le golfe de Gascogne.

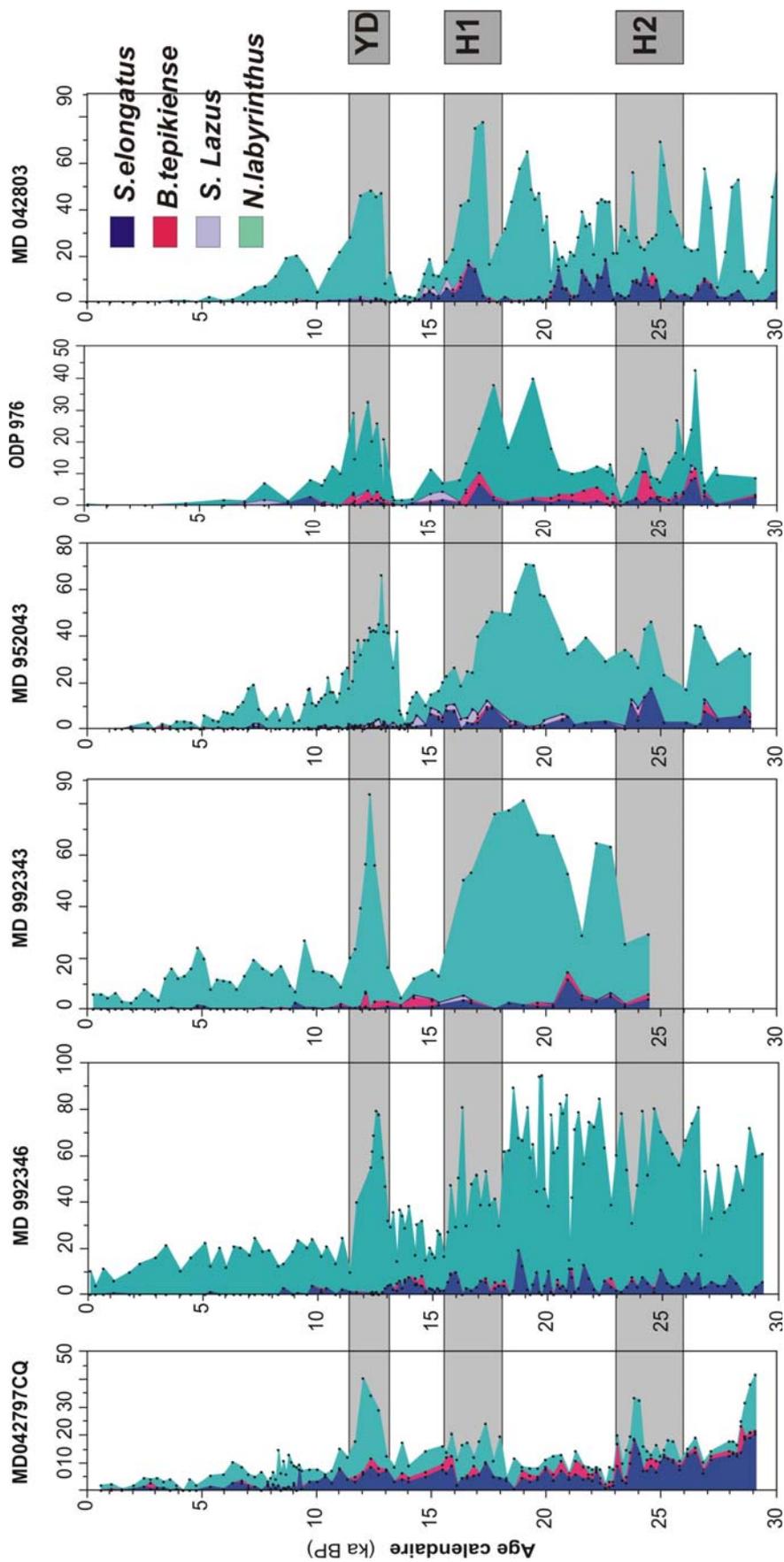


Figure. 35. Distribution des espèces sub-polaires à tempérées-froides de dinokystes en Méditerranée occidentale pendant le stade isotopique 2.

Conclusions

En Méditerranée occidentale :

1 - les espèces sub-polaires *B. tepikiense* et *S. elongatus* peuvent être utilisées comme outil éco-stratigraphique en supplément de *N. pachyderma* s (senestre) pour déterminer les périodes synchrones aux événements de Heinrich de l'Atlantique Nord.

2- l'acmé de l'espèce tempérée froide *N. labyrinthus* peut être considérée comme :

2- 1 Un outil éco-stratigraphique très fiable pour identifier :

a- le Younger Dryas en Méditerranée occidentale comme sur la marge ibérique atlantique

b- les événements de changements hydrologiques sévères

2- 2 indicateur de disponibilité en nutriment quand il est associé à une concentration maximale en dinokystes.

3 - Le Younger Dryas méditerranéen et ibérique est l'analogue microfloristique du Bölling/Alleröd du golfe de Gascogne : ces deux périodes apparaissent de manière similaire et caractérisées par le taxon *N. labyrinthus*. On peut présumer que logiquement ce taxon suit l'extension des conditions favorables à son développement qui ne correspondent pas à la même période en fonction de la latitude considérée :

* en s'étendant plus vers le Nord comme lors du Bölling Alleröd dans le golfe de Gascogne, au début de l'Holocène comme au sud de l'Islande (Turon, 1984),

* en se retirant vers le Sud pendant le Younger Dryas comme en Méditerranée et sur la marge ibérique atlantique.

Son utilisation comme outil éco-stratigraphique devra donc être suivi avec attention en fonction du domaine géographique étudié.

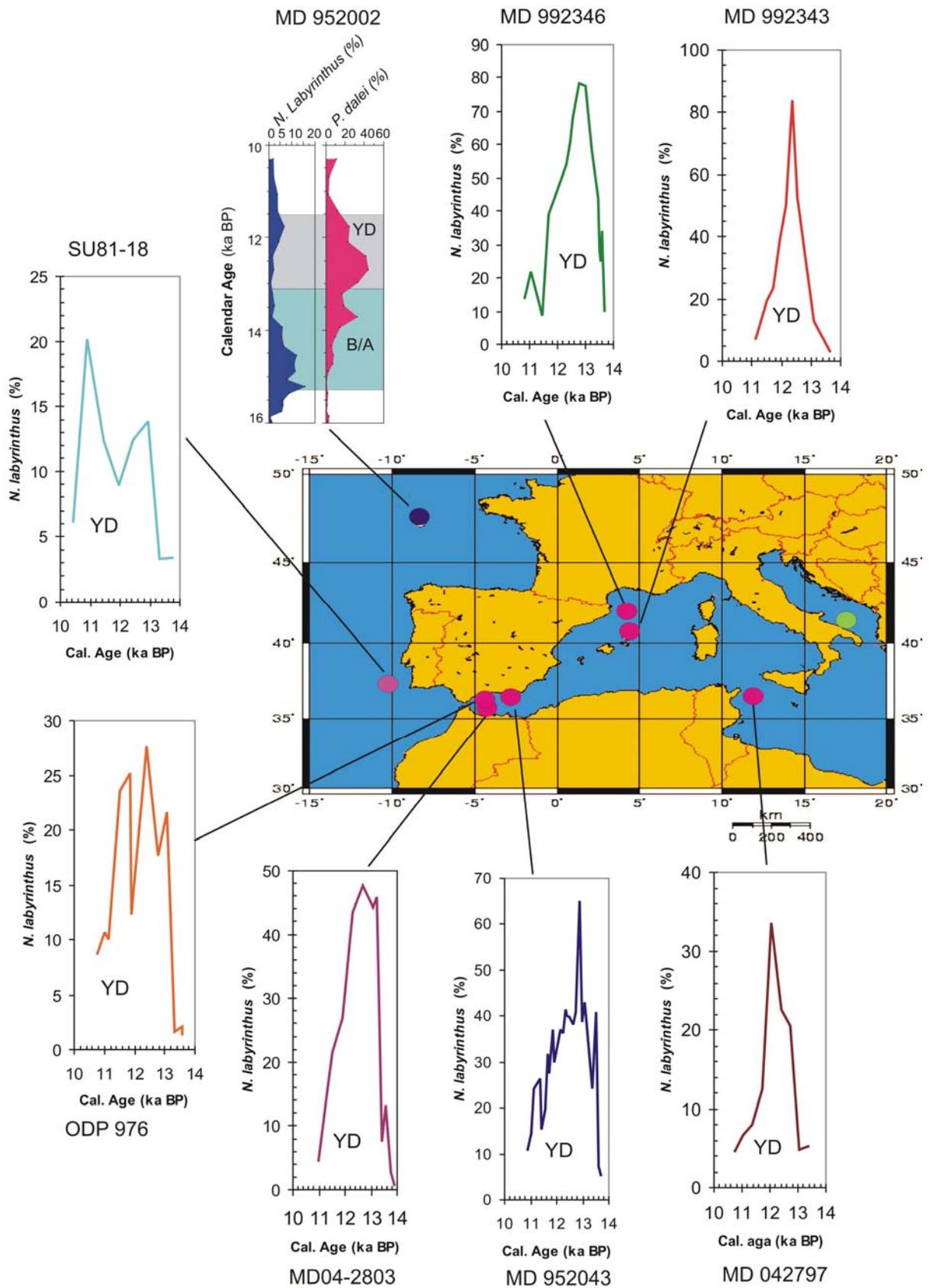


Figure. 36. Distribution de l'espèce tempérée-froide *N. labyrinthus* en Méditerranée occidentale et en océan Atlantique Nord.

2- Les espèces chaudes (figure 37)

Les taxons chauds (*I. aculeatum*, *I. patulum*, *I. paradoxum*, *S. mirabilis*, *Spiniferites delicatus*, *Spiniferites membranaceus*, *O. israelianum*...) montrent les plus faibles pourcentages pendant le Glaciaire (MIS 2) et le Younger Dryas. Toutefois, les espèces néritiques *S. delicatus* et *S. membranaceus* sont occasionnellement présentes pendant le LGM surtout dans le détroit Siculo-Tunisien.

Spiniferites mirabilis affectionne les environnements tempérés-chauds à tempérés et s'étend jusqu'à 10°N. Actuellement, elle est abondante dans le golfe de Gascogne et au niveau des côtes portugaises (voir annexe). Elle préfère les températures d'eau de surface entre 10 et 15°C en hiver et entre 15 et 22°C en été (Rochon et al., 1999).

Dans nos carottes, les pourcentages les plus faibles (<5 %) de cette espèce sont enregistrés pendant le stade isotopique 2 et le Younger Dryas.

Le Bölling/Alleröd est marqué par le développement de *S. mirabilis* dans tous les sites étudiés. Dans le golfe du Lion et au nord de Minorque, nous notons une contribution analogue de *S. mirabilis* et des espèces sub-tropicales au réchauffement de cette période. Toutefois, sur la marge ibérique, le Bölling Alleröd est caractérisé uniquement par les espèces sub-tropicales *I. aculeatum* et *I. patulum*.

L'Holocène est marqué comme le Bölling/Alleröd par l'augmentation des pourcentages de *S. mirabilis* (20-25 %). Notons que la dernière période Interglaciaire (stade isotopique 5) était caractérisée dans le bassin sud islandais (Eynaud et al., 2004), en domaine tempéré de l'Atlantique Nord (Eynaud, 1999) et sur la marge Ibérique (Sanchez-Goni et al., 1999) par l'augmentation du pourcentage de *S. mirabilis*. Ceci suggère que cette espèce est caractéristique des périodes interglaciaires en Atlantique entre 60° et 20° de latitude Nord.

En Méditerranée occidentale *S. mirabilis* domine les associations de dinokystes pendant tout l'Holocène (20-50 %). Toutefois, au sud de l'Islande, la présence de cette espèce est limitée à l'Optimum Climatique (9-6 ka cal. BP) et elle est relayée par des espèces d'environnement plus froid pendant l'Holocène supérieur (Turon et

al., 2008). Ceci suggère des conditions chaudes en Méditerranée pendant tout l'Holocène contrairement à l'Atlantique Nord qui montre un réchauffement seulement entre 9-6 ka cal. BP correspondant à "l'Optimum Climatique" (Huntley and Prentice, 1988 ; Koç et al., 1993 ; Fronval and Jansen, 1996 ; Kergwin et al., 1999 ; Calvo et al., 2002 ; de Vernal et al., 2006).

Dans le golfe du Lion et au nord de Minorque les maxima de cette espèce, ne dépassent pas 40 % et sont enregistrés entre 7-5 ka cal. BP. A l'opposé, dans le détroit Siculo-Tunisien et en mer d'Alboran, le développement maximal de *S. mirabilis* (35-60 %) est observé pendant l'Holocène supérieur. Ceci suggère des conditions environnementales différentes entre le nord de la Méditerranée occidentale (golfe du Lion et nord de Minorque) et les autres régions (détroit Siculo-Tunisien : MD 04-2797CQ, mer d'Alboran : MD 95-2043, MD04-2803CQ et golfe de Gascogne : MD95-2002) pendant l'Holocène supérieur.

Impagidinium aculeatum est une espèce océanique subtropicale (Turon, 1984) qui s'étend entre 20° et 35°N (Harland, 1983) (voir annexe).

Dans nos enregistrements, cette espèce ne dépasse généralement pas les 10% jusqu'au début de l'Holocène. Les pourcentages les plus faibles de ce taxon (0-2%) sont observés pendant le Younger Dryas.

Dans le golfe du Lion et au nord de Minorque, les pourcentages de *I. aculeatum* sont relativement stables, respectivement de l'ordre de 30 et 20 % pendant tout l'Holocène. Cependant, les autres sites étudiés montrent ces mêmes pourcentages entre 7-5 ka cal. BP, mais ces valeurs diminuent jusqu'à 10% pendant l'Holocène supérieur. Le comportement de cette espèce confirme bien l'environnement différent de la partie nord de la Méditerranée occidentale en comparaison avec les autres sites étudiés. Toutefois, cette espèce reste avec *S. mirabilis*, la principale espèce indicatrice des périodes chaudes comme dans le golfe de Gascogne où les abondances les plus élevés de *I. aculeatum* ont été observées pendant les sous stades interglaciaires chauds 7a, 7c et 7e (Penaud et al., 2008).

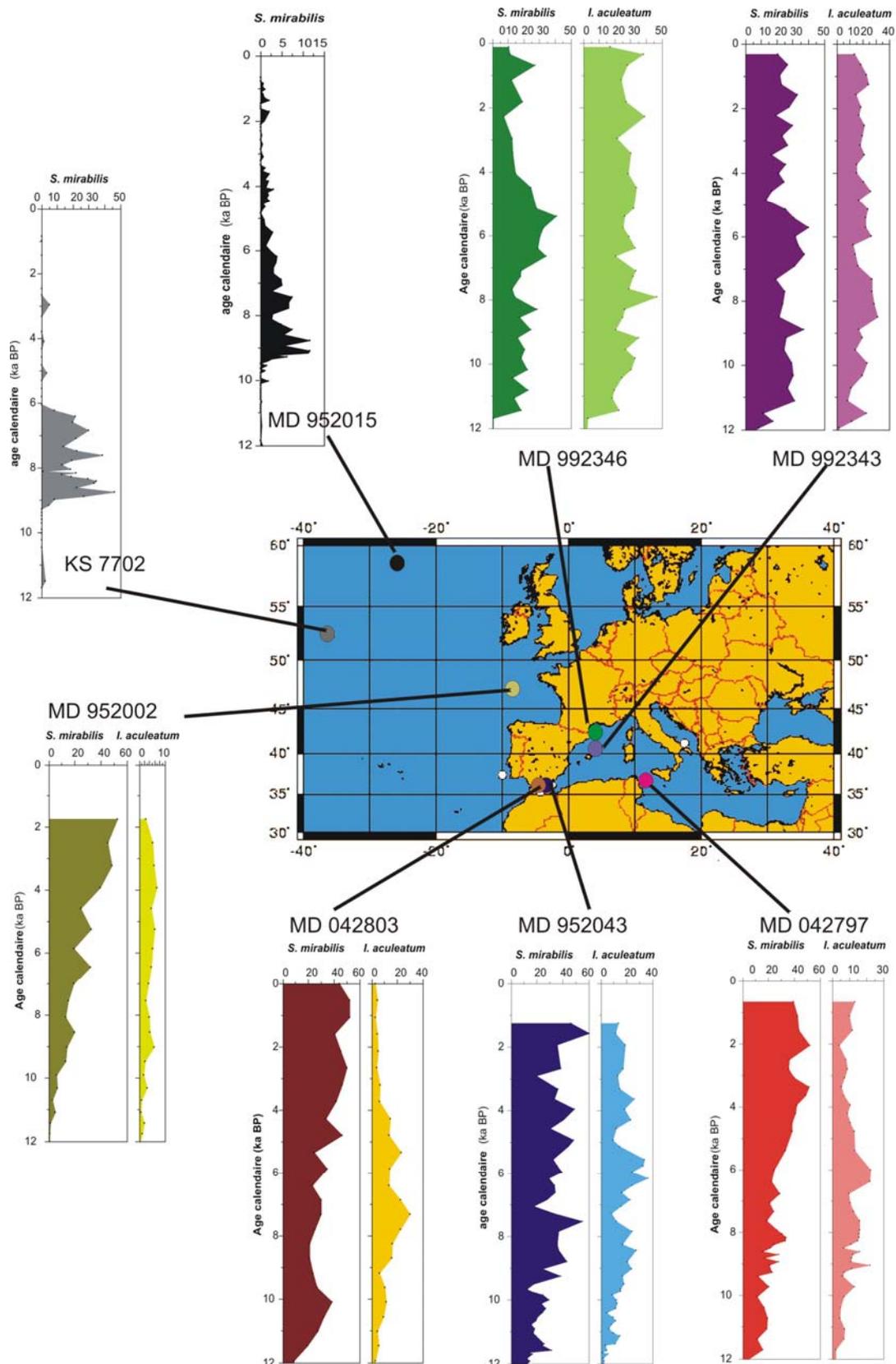


Figure. 37. Distribution des espèces chaudes de dinokystes (*I. aculeatum* et *S. mirabilis*) pendant l'Holocène en Méditerranée occidentale et en Atlantique nord.

Conclusions :

La distribution des principales espèces chaudes de dinokystes en Méditerranée occidentale montre que :

- l'abondance de ces taxons, reflète un réchauffement des eaux de surface au Bölling Alleröd et à l'Holocène. A l'opposé, les baisses du pourcentage de ces espèces entre ces deux périodes peuvent être utilisées comme indicateurs éco-stratigraphiques des limites du YD.

- l'espèce tempérée chaude *S. mirabilis* constitue le principal taxon de l'assemblage de dinokystes pendant l'Holocène supérieur, abstraction faite des sites influencés par les vents du nord comme le golfe du Lion où l'assemblage est dominé par *I. aculeatum*.

C - Variabilité climatique rapide au cours de l'Holocène

Le signal "dinokystes" des différents sites étudiés en Méditerranée montre de brefs épisodes de diminution des taxons thermophiles (*I. aculeatum*, *S. mirabilis*, *Impagidinium paradoxum* et *Impagidinium patulum*), associés à des apparitions sporadiques de taxons froids. La figure 38 illustre ces variabilités de faible amplitude dans les différents sites étudiés. La majorité de ces variabilités sont synchrones aux minima d'expansion de forêt enregistrés dans les sédiments de la carotte MD95-2043 et centrés vers ~11,4; ~10,1; ~9,3; ~8,2 et ~7,4 ka cal. BP. Ces événements reflètent de possibles réductions brèves des précipitations pendant l'Holocène inférieur (Fletcher et al., 2009), liées aux décharges des lacs situés aux hautes latitudes : lac Agassiz vers 9,3 et 8,2 (Teller et al., 2002) et les lacs Ungava-Labrador vers 7,4 et 6,9 ka cal. BP (Jansson and Kleman, 2004).

Ces variabilités climatiques de faible amplitude, mais significatives, enregistrées en Méditerranée, sont à mettre en liaison avec celles déjà observées en Atlantique Nord (Bianchi & McCave., 1999 ; Bond et al., 2001 ; Magny et al., 2002 ; Kuhlmann et al., 2004 ; Mayewski et al., 2004 ; Alley and Agustsdottier., 2005) renforçant ainsi l'évidence de la forte influence des conditions climatiques des hautes latitudes de l'Hémisphère nord sur le climat méditerranéen même pendant

l'Holocène, longtemps considérée comme une période climatique stable. D'un autre côté, d'autres légères variabilités sont observées aussi pendant l'Holocène supérieur qui sont liées aussi à des changements des températures des eaux de surface aux hautes latitudes (Koç et al., 1993 ; Calvo et al., 2002) mais restent encore très mal documentées.

Toutefois, nous avons constaté que les dates relatives à ces baisses de taxons thermophiles montrent de légères différences, sans doute causées par les incertitudes relatives aux modèles d'âges des carottes étudiées. Le tableau 12 résume les différents âges attribués à chacun des événements observés en relation avec les âges mentionnés dans les études précédentes.

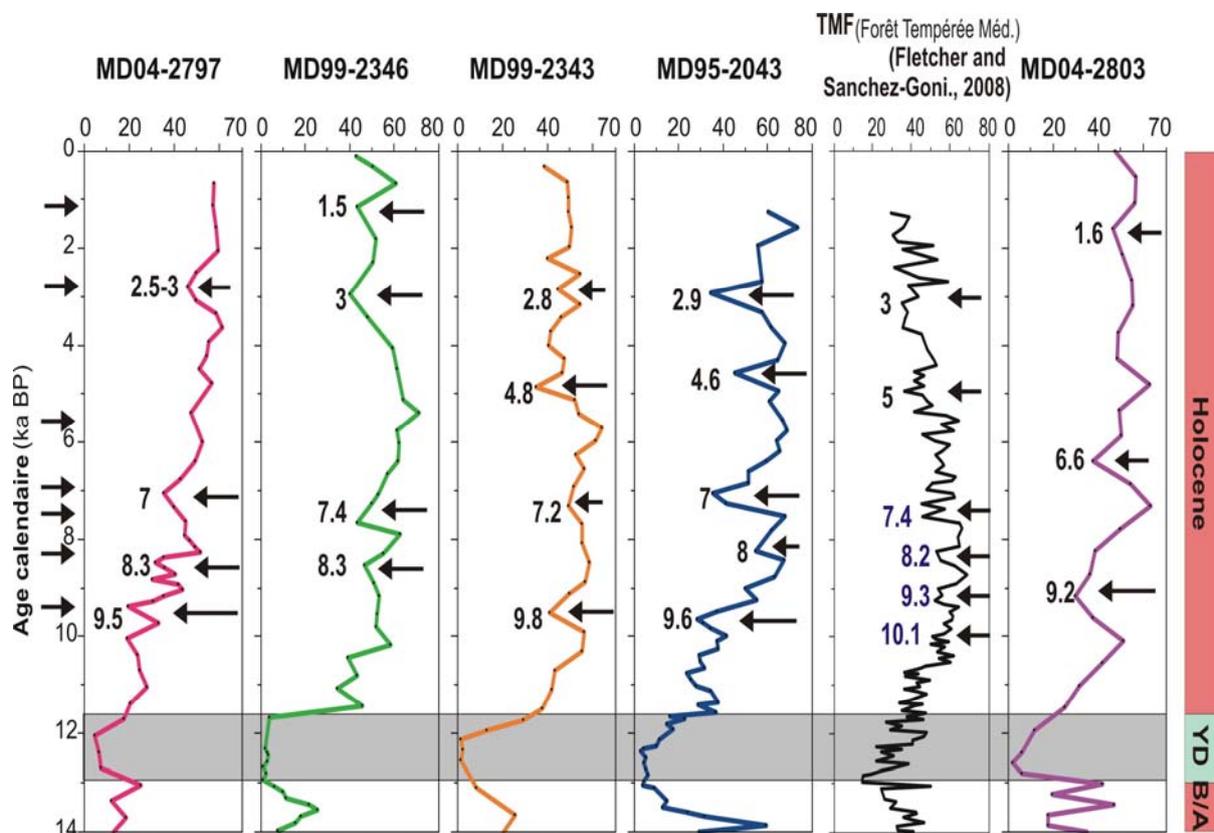


Figure. 38. Les brèves baisses des taxons thermophiles dans les assemblages holocènes de dinokystes des différentes carottes étudiées corrélées aux baisses de pollens de la forêt méditerranéenne.

Tableau 12. Ages calendaires des baisses de pourcentages des dinokystes thermophiles : comparaison entre les carottes étudiées et les âges similaires (en cal. ka BP) mentionnés dans des études antérieures (à partir d'autres traceurs).

MD04-2797	MD99-2346	MD99-2343	MD95-2043	MD04-2803	Age et références
9,5		9,8	9,6	9,2	9,3 (Teller et al., 2002)
8,3	8,3		8		8,2 (Teller et al., 2002)
	7,4	7,2			7,4 (Jansson and Kleman, 2004)
7			7	6,6	6,9 (Jansson and Kleman)
		4,8	4,6		6-5 (Mayewski et al., 2004)
2,5-3	3	2,8	2,9		2,7 (Koç et al., 1993) (Calvo et al., 2002)
	1,5			1,6	1,2-1 (Mayewski et al., 2004)

CHAPITRE 3

ETUDE MICROPALÉONTOLOGIQUE :

LES FORAMINIFÈRES PLANCTONIQUES

COMPARAISON DES RÉSULTATS

A- Les foraminifères planctoniques

Afin d'optimiser nos reconstitutions, il est indispensable de multiplier les approches et en particulier de comparer les résultats obtenus par l'utilisation de l'outil "dinokyste" avec les foraminifères planctoniques dans le but de mieux documenter les changements climatiques de la Méditerranée occidentale.

Pour ceci nous avons réalisé l'étude des foraminifères planctoniques des mêmes carottes MD04-2797 CQ (détroit Siculo-Tunisien) et MD04-2803CQ (sud de la mer d'Alboran) en plus des résultats de l'étude de Melki et al, (2009) sur la carotte MD99-2346 (Golfe du Lion).

1- La carotte MD04-2797 CQ (détroit Siculo-Tunisien)

L'étude des foraminifères planctoniques de cette carotte (figure 39), réalisée par Essallemi et Rouis-Zargouni, a été déjà intégrée dans la thèse d'Essallami (2007). De la base au sommet, l'enregistrement microfaunistique de cette carotte montre une dominance de l'espèce *Globigerina bulloides* (20-30 %).

Le MIS 2 se caractérise par une dominance des espèces sub-polaires et tempérées froides tel que *Neogloboquadrina pachyderma* dextre (10-40 %), *Globorotalia scitula* (6-18%), *Globigerina quinqueloba* (10-30 %) et *Globigerinata glutinata* (20%). Toutefois, entre 21 et 17 ka cal. BP, une diminution du pourcentage de *N. pachyderma* D (de 20 à 10 %) est enregistrée parallèlement à une augmentation de *G. quinqueloba* (10 à 30 %). La deuxième moitié de H2 ainsi que tout le H1 sont marqués par l'occurrence de *N. pachyderma* senestre (3 %). Paradoxalement, l'espèce sub-tropicale *Globigerinoides ruber* apparaît pendant le LGM.

Le B/A est marqué par une augmentation de l'espèce sub-tropicale *G. ruber* à 20 % ainsi que le développement caractéristique de *G. inflata* (30 %). Cependant, ces espèces diminuent et disparaissent même pendant le YD parallèlement à l'augmentation des espèces froides *G. quinqueloba*, *G. glutinata*, *N. pachyderma* dextre (40 %) et senestre (3 %).

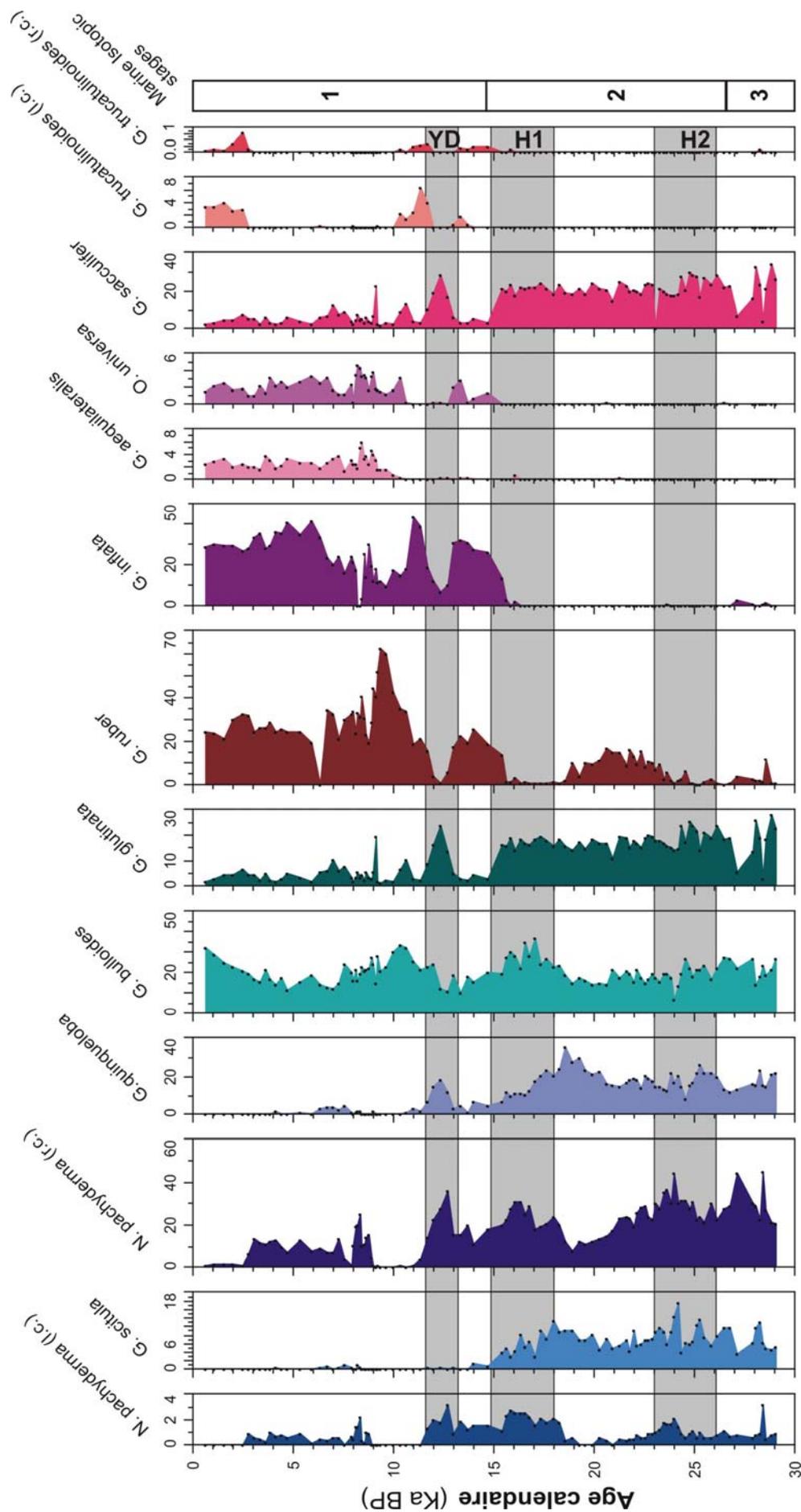


Figure. 39. Distribution des principales espèces de Foraminifères planctoniques le long de la carotte MD04-2797CQ (r.c.=dextre et l.c.=senestre).

La transition Younger Dryas-Holocène est marquée par une augmentation considérable de *G. inflata* (40%). Pendant l'Holocène inférieur, *G. ruber* domine l'assemblage de foraminifères planctoniques (40-60%) en association avec *G. inflata*. A partir de 7 ka cal. BP, le pourcentage de *G. inflata* augmente de 15 à 40 % contrairement à celui de *G. ruber* qui stagne à 30%.

Bien que l'Holocène soit marqué par des pourcentages d'au moins 50% de taxons thermophiles, on observe une certaine variabilité avec de brefs épisodes de diminutions de ces espèces vers 10,4 ka ; 8,9 ka ; 8.3 ka ; 7,2 ka et 6,3 ka cal. BP. La plus remarquable baisse est celle datée à 8,3 ka cal. BP, associée à un maximum de pourcentage de *N. pachyderma* sénestre (3%) pendant l'Holocène. Cette baisse est liée sans doute au refroidissement du '8.2 event'.

2 - La carotte MD04-2803CQ (sud de la mer d'Alboran)

Le comptage des foraminifères planctoniques de cette carotte a été effectué par Linda Rossignol, Ingénieur d'étude au sein de l'UMR 5805-EPOC (Université Bordeaux1/CNRS) (figure 40).

Le stade isotopique 2 est marqué par la dominance de *N. pachyderma* dextre (70 à 80 %). Les événements de Heinrich sont différenciés par l'association de *G. quinqueloba* et *N. pachyderma* s qui montre des pourcentages élevés pendant H2 (24.3 ka cal. BP) et H1 (16.5 ka cal. BP). Toutefois, un pic supplémentaire de *G. quinqueloba* est observé au début du LGM.

L'augmentation de *G. bulloides* de 20 à 60 % en association avec *G. inflata* (10 %) et l'apparition de *G. ruber* (5 %) marque le B/A.

Le Younger Dryas se caractérise par la diminution de *G. bulloides* et *G. inflata* accompagné d'une nette augmentation de *N. pachyderma* dextre (jusqu'à 70%).

Le début de l'Holocène est marqué par des pourcentages élevés des espèces froides telles que *N. pachyderma* dextre (40 %) et *G. quinqueloba* (10 %). Dès le début de l'Holocène, *G. ruber* se développe, mais à partir de 7,5 ka cal. BP elle diminue et *G. inflata* devient la composante principale de l'assemblage de foraminifères planctoniques comme l'ont déjà montré Rohling et al. (1995) en mer d'Alboran.

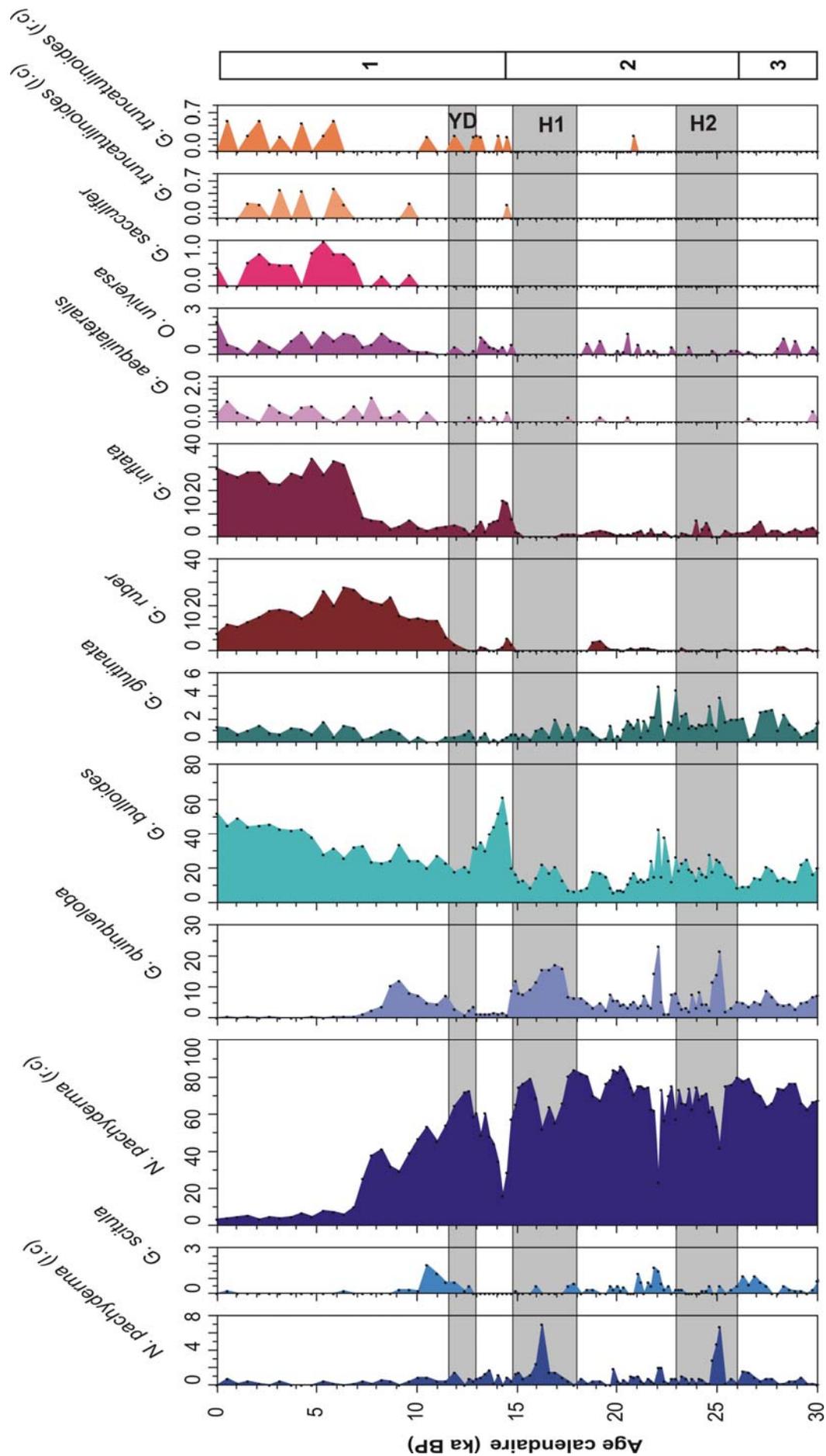


Figure. 40. Distribution des principales espèces de Foraminifères planctoniques le long de la carotte MD04-2803CQ (r.c.=dextre ; l.c.=senestre).

3- La carotte MD99-2346 (golfe du Lion)

L'étude des foraminifères planctoniques de cette carotte a été réalisée par Melki et al. (2009) (figure 41). *G. bulloides* domine l'assemblage de foraminifères planctoniques tout le long de cette carotte comme c'est le cas dans le détroit Siculo-Tunisien.

Pendant le MIS 2, l'assemblage se caractérise par la présence de *N. pachyderma d* (10-30 %), *G. quinqueloba* (10-30 %), *G. glutinata* (10-20 %) et *G. scitula* (3-10 %). *N. pachyderma s* montre un pic de 60 % vers 24 ka cal. BP.

Le B/A est marqué par l'augmentation des espèces chaudes *G. ruber* (10 %) et *G. inflata* (20 %) en association avec *N. pachyderma d* (20 %).

Le YD, quant à lui, est dominé par *N. pachyderma d* (25 %), *G. glutinata* (30%) et *N. pachyderma s* (2 %) avec une disparition des taxons chauds *G. ruber* et *G. inflata*.

La transition Younger Dryas - Holocène se caractérise par une augmentation des espèces chaudes *G. inflata* et *G. ruber*. A partir de 10 ka cal. BP, ces espèces chaudes diminuent et sont remplacées par *N. pachyderma d* (60 %) qui devient la principale composante de l'association actuelle de foraminifères planctoniques dans le golfe du Lion. Vers 2 ka cal. BP, les taxons thermophiles réapparaissent mais restent à des pourcentages faibles.

B - Les kystes de dinoflagellés reflètent-ils les mêmes environnements que les foraminifères planctoniques ?

Dans toutes les carottes étudiées, le stade isotopique marin 2 est clairement distingué par la dominance des associations froides de dinokystes (*N. labyrinthus*, *B. tepikiense* et *S. elongatus*) (figure 35) et de foraminifères planctoniques (*N. pachyderma d* et *s*, *G. quinqueloba* et accessoirement *G. glutinata* et *G. scitula*). Toutefois, aucune correspondance d'espèce n'est mise en évidence pendant cette période glaciaire.

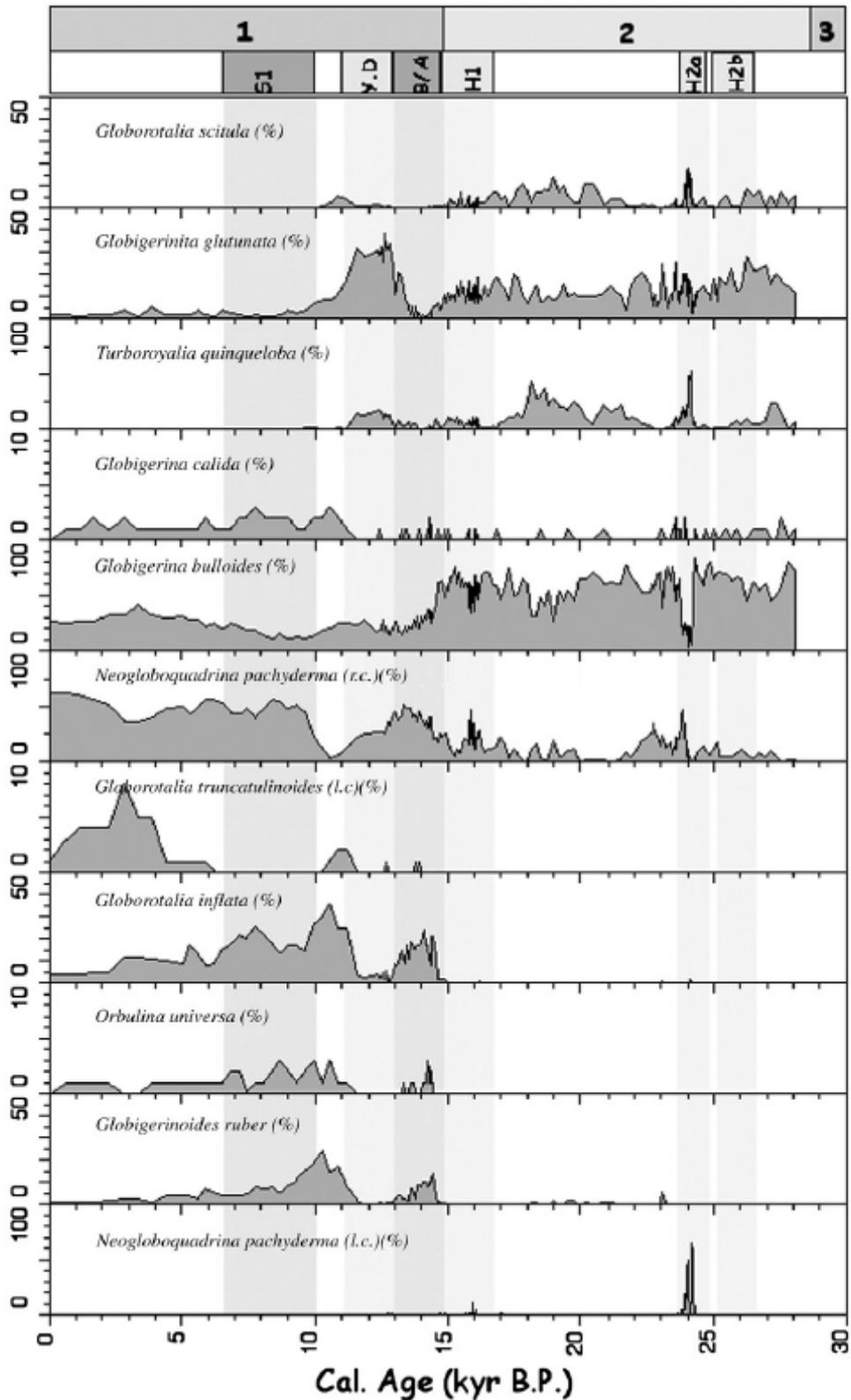


Figure. 41. Abondance des foraminifères planctoniques en fonction de l'âge dans le golfe du Lion (MD99-2346) (Melki et al., 2009) pendant les stades isotopiques marins 1 et 2.

Les espèces de dinokystes *B. tepikiense* et *S. elongatus* peuvent être utilisées en complémentarité au foraminifère planctonique *N. pachyderma* S comme indicateur éco-stratigraphique des périodes correspondantes aux événements de Heinrich.

Paradoxalement, une occurrence des taxons chauds de dinokystes (*S. delicatus*, *S. membranaceus*, *I. aculeatum*...) et de foraminifères planctoniques (*G. ruber*...) est observée pendant le MIS 2 et principalement lors du début du LGM.

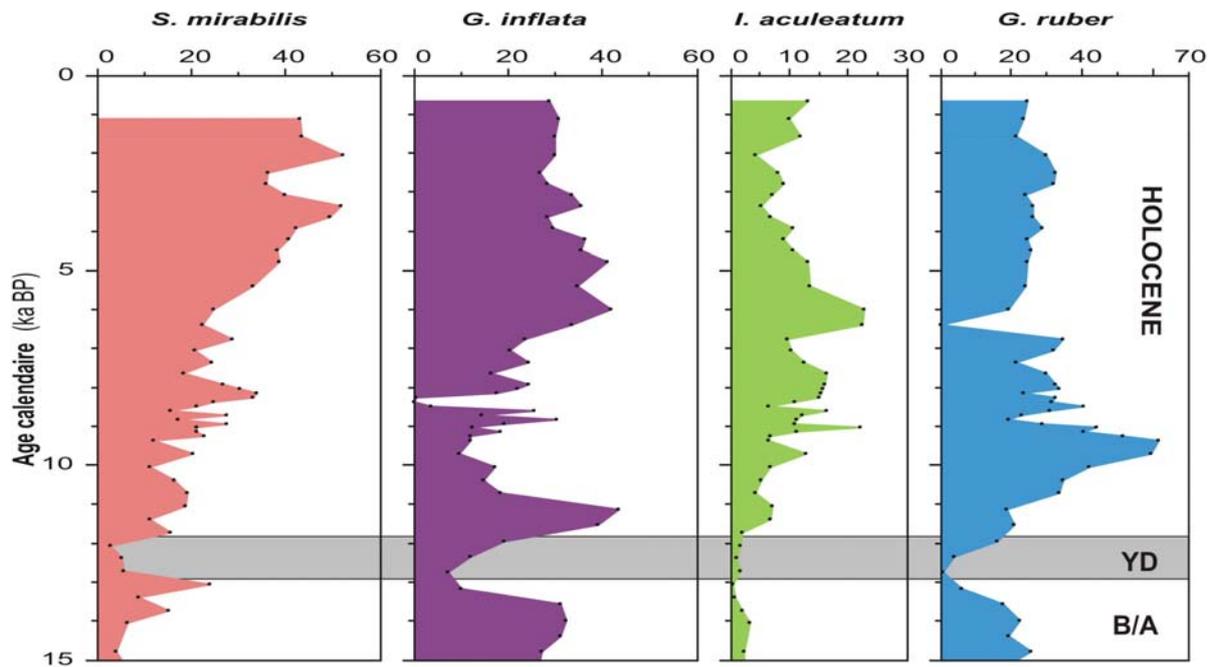
Le B/A enregistre une augmentation du dinokyste *S. mirabilis* et du foraminifère *G. inflata* principalement et accessoirement du dinokyste *I. aculeatum* et du foraminifère planctonique *G. ruber*. A l'opposé, dans le golfe du Lion, cette période se caractérise par la dominance de *N. pachyderma* D et des pourcentages similaires de *I. aculeatum* et *S. mirabilis*.

Pour le YD, une uniformité de la microflore et de la microfaune dans tous les bassins étudiés est observée. En effet, le dinokyste *N. labyrinthus* et le foraminifère *N. pachyderma* D constituent, respectivement, les principaux composants des associations fossiles de dinokystes et de foraminifères planctoniques pendant cette période en Méditerranée occidentale.

Les assemblages de foraminifères planctoniques du B/A et du YD montrent qu'il existe une compétition entre *G. inflata* et *N. pachyderma* dextre en Méditerranée occidentale en accord avec les résultats obtenus en mer Tyrrhénienne (Sbaffi et al., 2001) et en mer d'Alboran (Perez-Folgado et al., 2003). Cet antagonisme entre les deux espèces qui se développent pendant la même saison (hiver) en mer d'Alboran s'expliquerait par le refroidissement des eaux de surface pendant l'été, rendant le gradient de température entre les eaux de surface et les eaux intermédiaires faible pendant les périodes glaciaires (Rohling et al., 1995). Ceci favoriserait le mélange vertical et l'arrivée des nutriments en zone photique permettant le développement de *N. pachyderma* d (Rohling et al., 1995). En conséquence, cette disponibilité en nutriments explique l'acmé du dinokyste *N. labyrinthus* d'une façon synchrone avec les concentrations maximales de dinokystes pendant le YD.

A l'opposé, pendant les périodes chaudes telles que le B/A et l'Holocène, l'augmentation du niveau marin suite à la déglaciation a favorisé l'installation d'une pycnocline profonde (150-200 m) conduisant à la prolifération de *G. inflata* aux dépens de *N. pachyderma* d.

MD 04-2797 (détroit Siculo-Tunisien)



MD 04-2803 (Sud-Ouest mer d'Alboran)

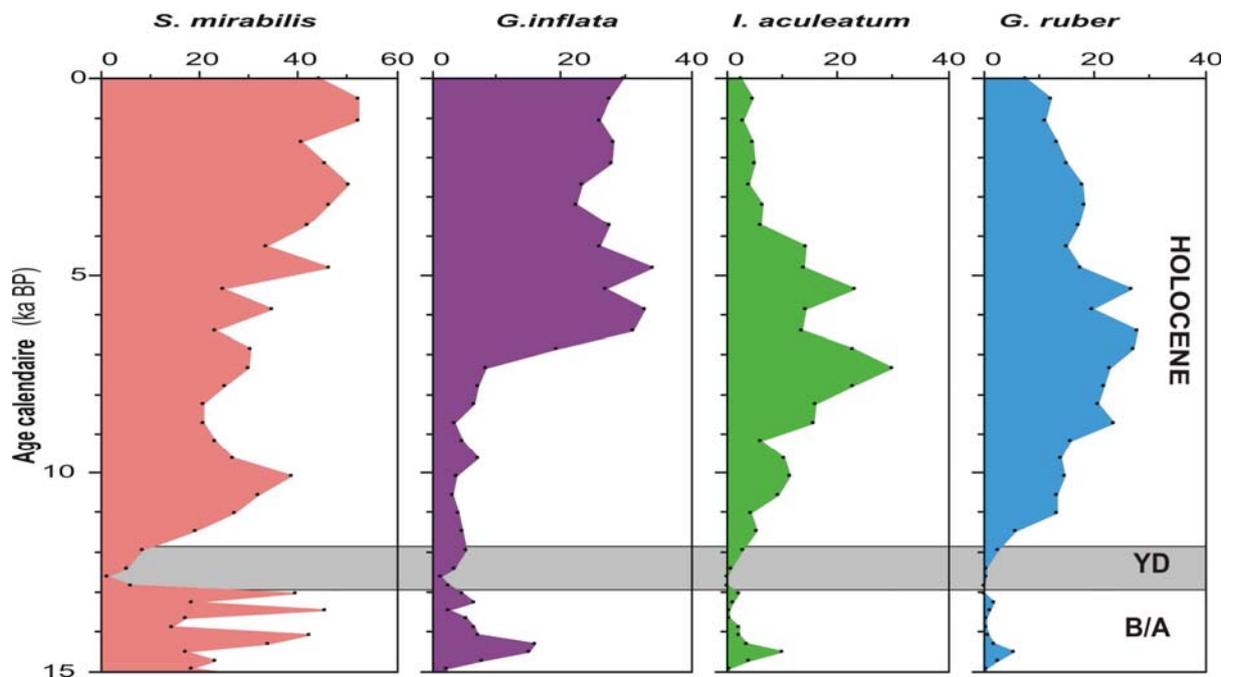


Figure. 42. Distribution des dinokystes *S. mirabilis* et *I. aculeatum* et des foraminifères planctoniques *G. inflata* et *G. ruber* le long des deux carottes.

Pendant l'Holocène inférieur, les pourcentages du dinokyste *I. aculeatum* et du foraminifère *G. ruber* sont élevés pendant l'Holocène inférieur mais pendant l'Holocène supérieur, ces taxons diminuent aux dépens de l'augmentation de *S. mirabilis* et *G. inflata* qui deviennent, respectivement, les principaux composants de l'association actuelle de dinokystes et de foraminifères planctoniques en Méditerranée occidentale (Figure 42).

Paradoxalement, dans le golfe du Lion, l'assemblage de foraminifères planctoniques est dominée par *N. pachyderma* d. En effet, les températures des eaux de surface dans le golfe du Lion atteignent 12,5°C en hiver, ce qui favorise le développement de *N. pachyderma* d aux dépens de *G. inflata*, d'où sa dominance dans ce bassin pendant l'Holocène supérieur (Pujol and Vergnaud-Grazzini, 1995 ; Rohling et al., 1995). A l'opposé, les températures d'hiver dans les autres bassins comme en mer d'Alboran sont de l'ordre de 14,5°C, ce qui favorise le développement de *G. inflata* (Rohling et al., 1995). En conséquence, ces conditions particulières dans le golfe du Lion expliquent la régression de *S. mirabilis* pendant l'Holocène supérieur et la dominance exceptionnelle de *I. aculeatum* dans cette région contrairement aux autres bassins méditerranéens.

PARTIE 3

HISTOIRE PALÉOCLIMATIQUE DE LA MEDITERRANÉE OCCIDENTALE AU COURS DES DERNIERS 30 000 ANS

Chapitre 1

ÉTUDE QUANTITATIVE : LES RECONSTITUTIONS

DES PARAMÈTRES ENVIRONNEMENTAUX

DES EAUX DE SURFACE

Depuis des années, l'estimation des paléotempératures des eaux de surface de la Méditerranée repose essentiellement sur les fonctions de transfert basées sur la technique des meilleurs analogues (MAT) appliquées aux assemblages de foraminifères planctoniques (Kallel et al., 1997, 2000 ; Sbaffi et al., 2001, 2004 ; Hayes et al., 2005). Cependant, pour certains évènements climatiques du quaternaire, les assemblages de foraminifères planctoniques n'ont pas d'analogues actuels limitant ainsi l'éventail et la fiabilité des reconstitutions quantitatives concernant ces évènements

Depuis quelques années, plusieurs méthodes biochimiques (alcénones, éléments - trace tel que Mg/Ca ou Sr/Ca) et biologiques (ostracodes, radiolaires, coccolithes, pollens et dinokystes...) se sont développées pour compléter, comparer, améliorer les reconstitutions des conditions paléoenvironnementales. Dans ce contexte le développement des Fonctions de transfert basées sur les kystes de dinoflagellés constitue une avancée d'une importance capitale surtout aux hautes latitudes où contrairement aux foraminifères planctoniques, ces microorganismes sont très diversifiés et peuvent évoluer dans un environnement de couvert saisonnier de banquise. De plus, ils sont résistants à la dissolution (de Vernal et al., 1994 ; Rochon et al., 2008) qui affecte les micro-organismes siliceux et carbonatés. A ce jour, l'utilisation de ce traceur est restée limitée aux hautes et moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord (de Vernal et al 1997, 2001, 2006 ; Eynaud, 1999; Rochon et al., 2008) et récemment à l'Océan Sud (Epser & Zonneveld., 2007). Dans le cadre de ce travail, nous allons tester l'applicabilité de cette technique en Méditerranée occidentale puis comparer nos résultats à ceux obtenus par les autres traceurs comme les foraminifères planctoniques et les alcénones.

A – Les fonctions de transfert 'dinokystes' : La base de données dinokystes

Lors du Workshop Dino8 (2008), la base de donnée des références de dinoflagellés "n=1171" (figure 43) (<http://www.images-pages.org/> IMAGES DATA archives) a été élargie à "n=1189" par l'étude de quelques nouveaux sites de référence aux Pacifique.

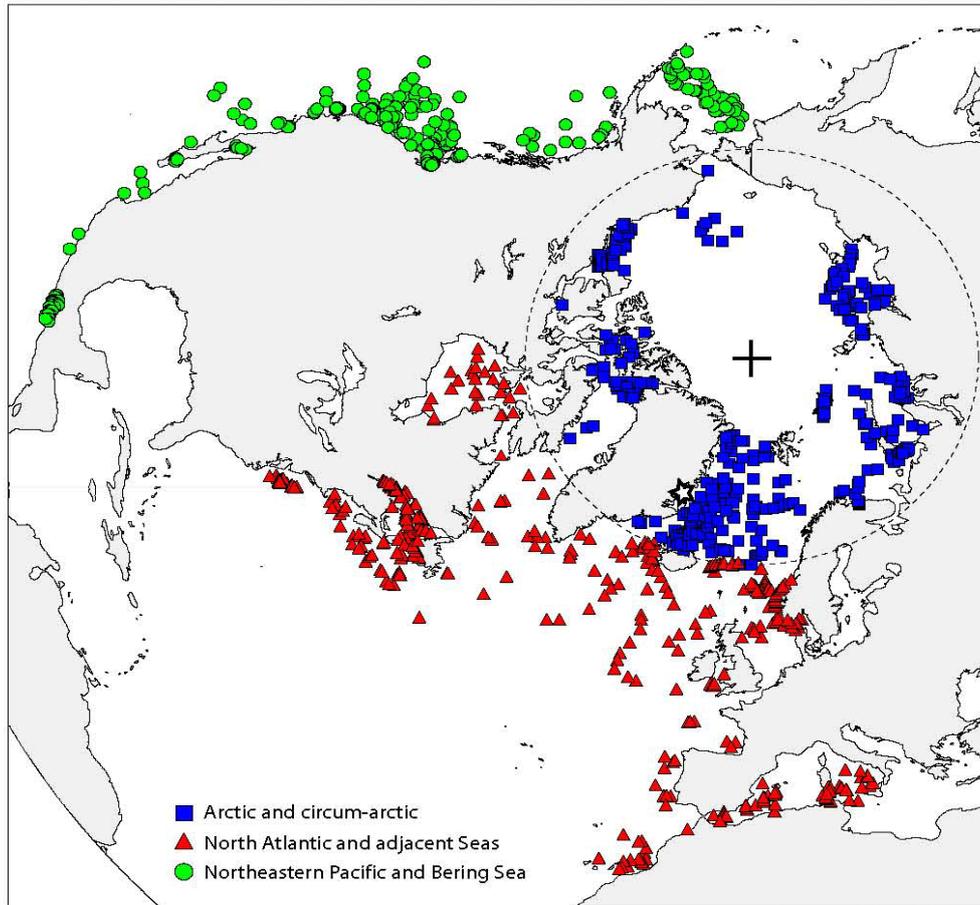


Figure. 43. Localisation des sommets des carottes de la base de donnée des références de dinokyste (n=1171).

Pour éviter la sur-représentativité des sites arctiques et Pacifiques, vu les différences environnementales entre ces régions et la Méditerranée, nous avons décidé de restreindre la zone géographique des sites de référence entre les latitudes 20-70°N et les longitudes 40°E- 50°W sur le même modèle développé dans les études précédentes, basées sur les foraminifères planctoniques en Méditerranée (Kallel et al., 1997 ; Hayes et al., 2005). Suite à cette restriction géographique des sites de références et l'ajout de 4 niveaux de surface des carottes étudiées (MD04-2797CQ ; MD99-2346 ; MD95-2043 ; MD04-2803CQ), une nouvelle base de "n=401" est obtenue (figure 44), constituée par 88 niveaux de surface en méditerranée et 313 niveaux de surface provenant de l'Atlantique Nord.

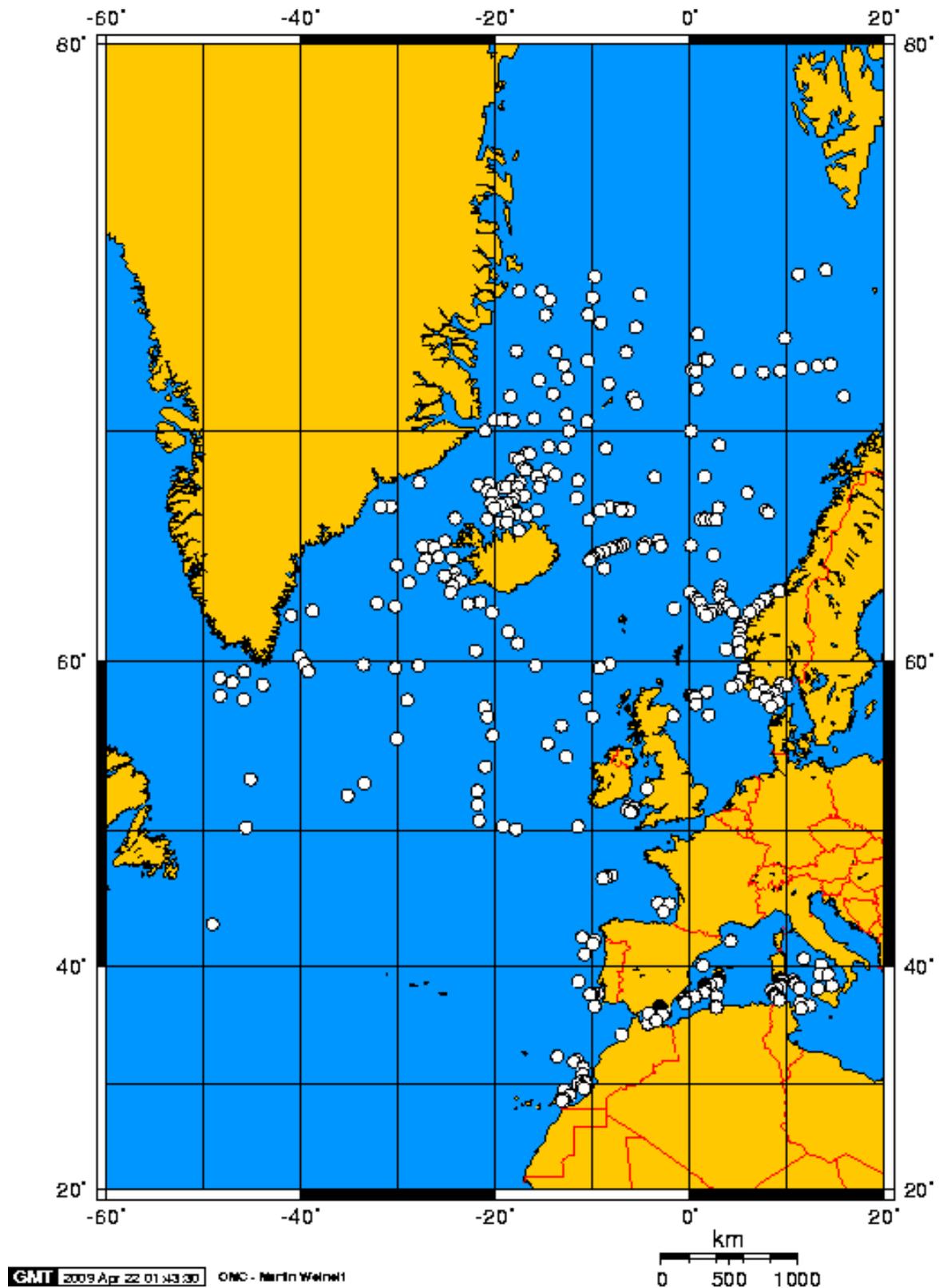


Figure. 44. Localisation des sommets des carottes de la base de donnée de références de dinokystes (n=401).

Le test de la base sur elle-même (base-base) réalisé en utilisant le programme PaleoAnalog, version 2.0 (Theron et al., 2004) montre une bonne analogie entre les reconstitutions des données environnementales et les paramètres environnementaux déterminés d'après l'Atlas mondial (WOA, 2001) comme en témoigne les bons coefficients de régression R^2 proche de 1 (figure 45 et 46). L'adoption de ce logiciel pour effectuer les reconstitutions a été guidée par la variabilité de choix des paramètres statistiques et finalement le coefficient de dissimilarité (squared chord) a été retenu pour tester la fiabilité des résultats. Une estimation des températures avec un coefficient de dissimilarité supérieur à 0,3 indique que l'échantillon fossile n'a pas d'analogue actuel dans la base de données de référence (Prell, 1985) et doit être considérée avec précaution. En conséquence, seuls les échantillons ayant un coefficient de dissimilarité ≤ 0.3 vont être retenus en considérant les 3 meilleurs analogues.

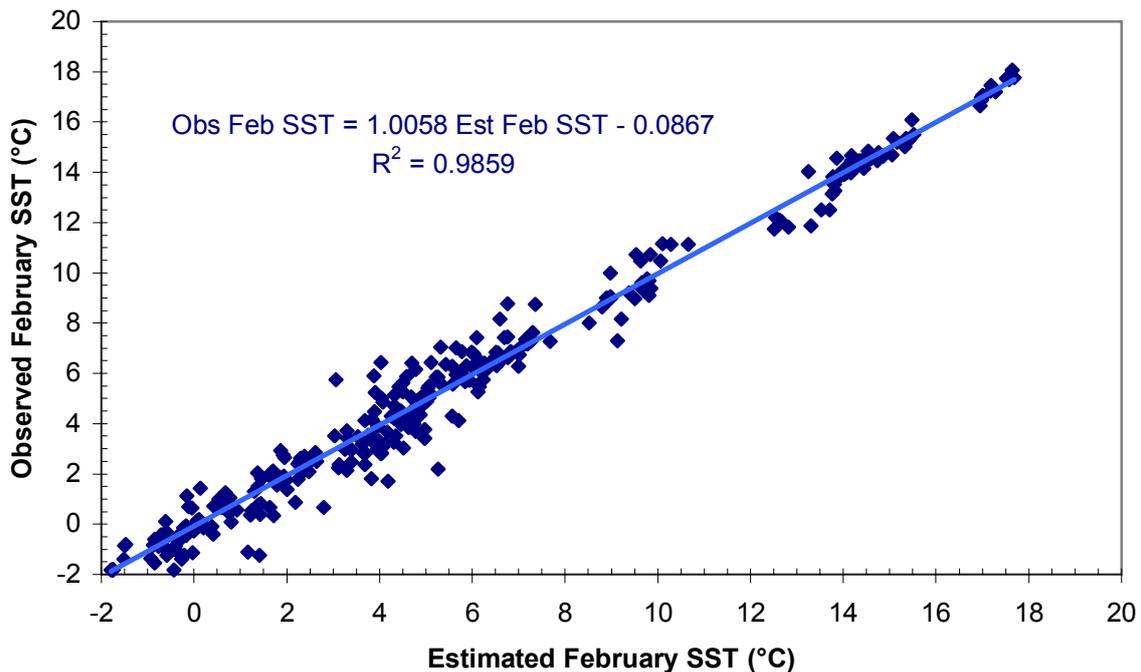


Figure. 45. Comparaison entre les températures de Février observées et celles reconstituées par la méthode des analogues actuels de la base (n=401).

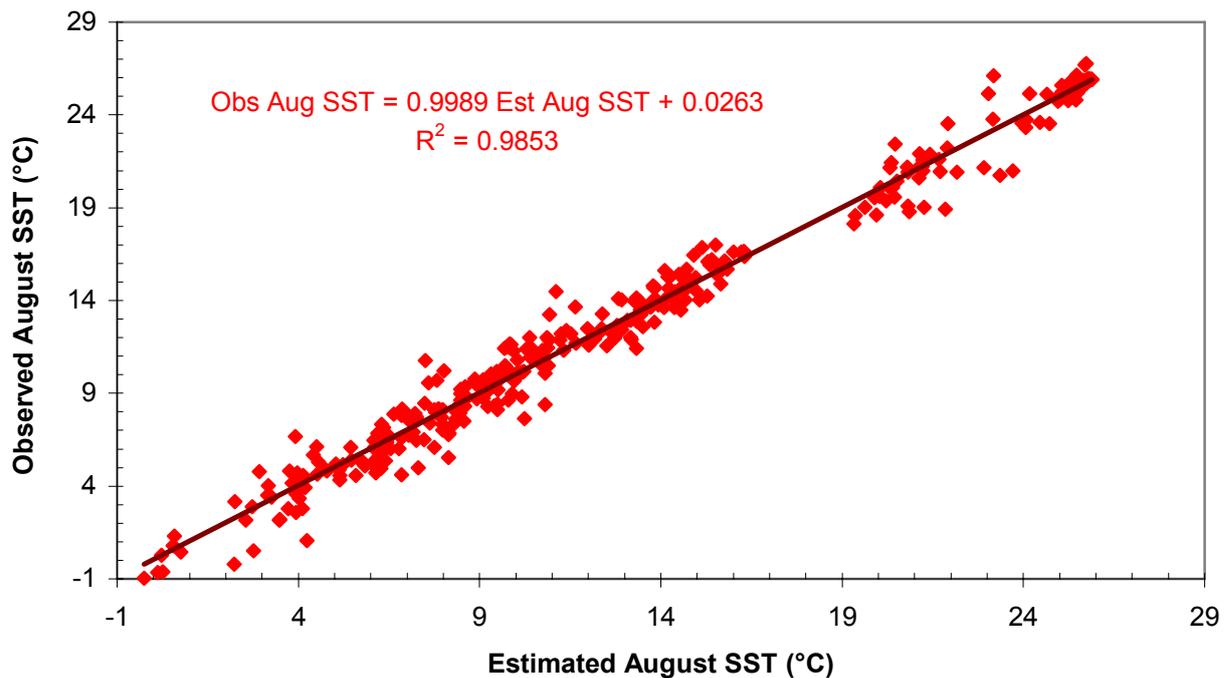


Figure. 46. Comparaison entre les températures d'Août observées et celles reconstituées par la méthode des analogues actuels de la base (n=401).

B - Reconstitution des paléotempératures

Les températures de la base de données de référence de dinokystes sont relatives à l'hiver et l'été (<http://www.images-pages.org/IMAGES> Data archives). De plus, nous avons extrait les données environnementales du printemps de l'atlas mondial (WOA, 2001). Les températures relatives aux différentes saisons (hiver, printemps et été) seront représentées mais les commentaires concerneront uniquement les températures d'été et d'hiver. Les températures de printemps seront exploitées par la suite dans ce chapitre pour les comparaisons avec les données obtenues par les foraminifères planctoniques, qui se réfèrent en majorité à cette saison.

L'erreur des estimations de températures obtenues dans nos différents sites d'étude est en moyenne comprise entre 0,5°C et 0,8°C au printemps et en hiver tandis qu'elle atteint 1,2 °C en été. Les incertitudes les plus faibles sont associées aux coefficients de dissimilarité faibles.

1- La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien) (figure 47)

De la base de l'enregistrement jusqu'au B/A, les associations fossiles de la carotte du détroit Siculo-Tunisien n'ont pas de bons analogues, excepté pendant la première moitié de H2. Cette absence de bons analogues pendant le glaciaire devrait être due à la dominance du taxon cosmopolite *O. centrocarpum* associé accessoirement à des pourcentages relativement élevés des taxons néritiques d'environnements chauds, tels que *Spiniferites delicatus* et *Spiniferites membranaceus* (6-30 %). Dans la base de données de référence, les pourcentages de ces taxons néritiques ne dépassent pas 4 %.

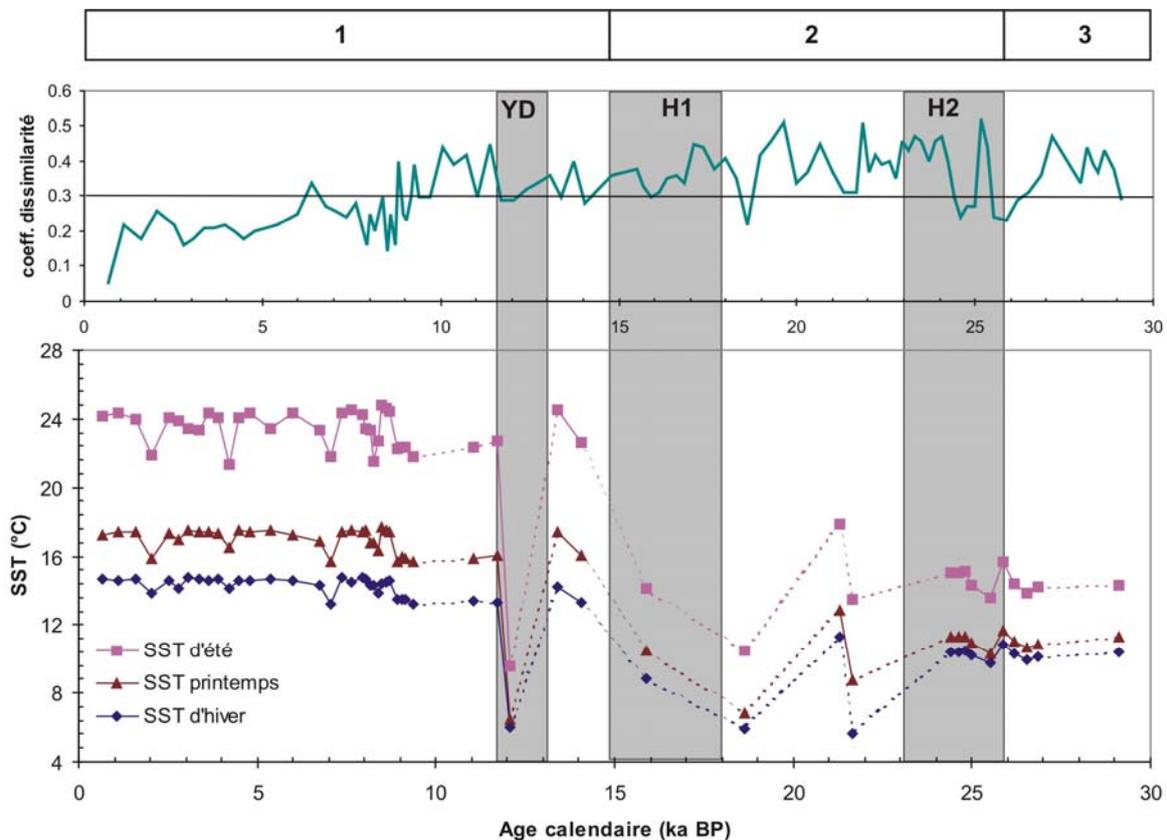


Figure. 47. Reconstitution des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps dans le détroit Siculo-Tunisien (MD 04-2797CQ).

Bien que la plupart des reconstitutions des températures de surface doivent être considérées comme non fiables de la deuxième moitié de H2 jusqu'au B/A, quelques analogues de cette période ont un coefficient de dissimilarité inférieur à 0,3. Ces résultats quoique fragmentaires mais dignes de confiance révèlent des

estimations de température d'été entre 13.5 et 15°C c'est à dire proches de celles de l'hiver actuel et entre 6 et 10°C en hiver reflétant un contraste saisonnier d'environ 6°C.

Les températures les plus faibles de cette carotte restent celles du YD avec 6°C en hiver et 10°C en été tandis que le réchauffement du B/A était comparable à celui de l'Holocène.

Nos estimations montrent que le contraste glaciaire-interglaciaire est plus élevé en été (~13°C) qu'en hiver (~7°C). La saisonnalité réduite lors des périodes glaciaires devrait être due à l'existence d'été plus froid pendant ces périodes en comparaison avec les étés d'aujourd'hui.

Pour les dix derniers millénaires malgré le changement dans la composition de l'assemblage de dinokystes entre l'Holocène inférieur et supérieur, aucun changement notable des températures n'est observé et les températures des eaux de surface restent constantes soit ~ 14.5°C en hiver et 24°C en été avec un gradient saisonnier d'environ 10°C. Toutefois, cette période interglaciaire a été interrompue par de légères baisses de température d'été aux alentours de 8.2 ka, 7 ka, 4.2 ka et 2 ka cal. BP.

2 - La carotte MD99-2346 (golfe du Lion) (figure 48)

Malgré l'existence de quelques mauvais analogues lors du MIS 2, nous pouvons toutefois remarquer que les températures des eaux de surface sont de même ordre de grandeur entre le LGM et les événements de Heinrich et les valeurs tout au long de cette épisode ne montrent pas de différence, en accord avec l'uniformité des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* (Partie 2, chapitre 1). Les valeurs des températures des eaux de surface pendant cette période sont d'environ 5.5°C en hiver et entre 10 et 11°C en été, comme lors du YD.

Le réchauffement du B/A est comparable aux températures holocènes en hiver mais inférieur de 2°C en été.

Pendant l'Holocène, les estimations des températures des eaux de surface sont stables (d'environ 14.5°C en hiver et 24.5°C en été) malgré les changements de la microflore observés entre l'Holocène inférieur à moyen et l'Holocène supérieur.

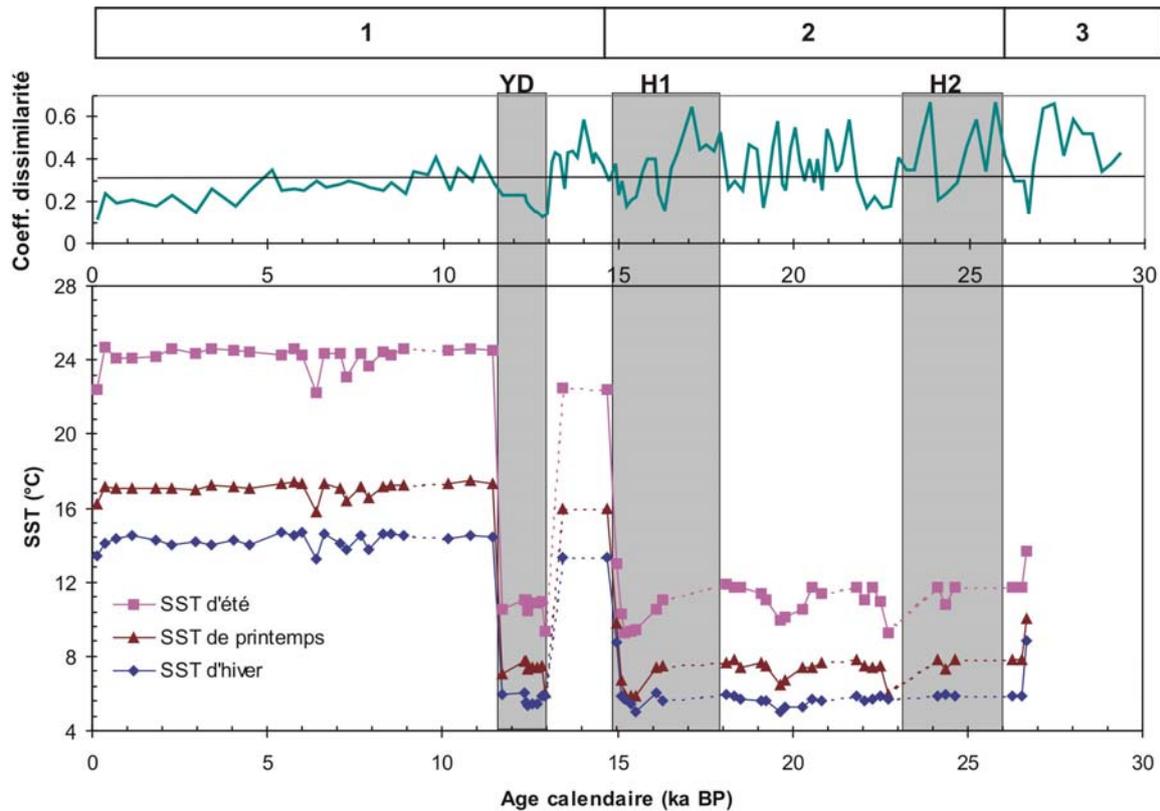


Figure. 48. Reconstitutions des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps dans le golfe du Lion (MD99-2346).

3 - La carotte MD99-2343 (nord de Minorque) (figure 49)

Les températures des eaux de surface au nord de Minorque pendant la fin de H2 et le LGM sont d'~ 5°C en hiver et ~ 10°C en été, soit un contraste saisonnier d'environ 5°C. Toutefois, les associations fossiles de cette carotte n'ont pas de bons analogues pendant l'événement H1.

Pendant le B/A et bien que la résolution d'échantillonnage est basse (à cause de l'épuisement du sédiment disponible pour notre analyse) le réchauffement est analogue à celui de l'Holocène.

Pendant le YD, les températures sont comparables à celles du MIS 2 (5°C en hiver et 10°C en été).

Pendant l'Holocène, les paléotempératures des eaux de surface sont stables (~ 14.5°C en hiver et 24.5°C en été) traduisant un contraste saisonnier proche de 10°C comparable à celui des autres régions étudiées.

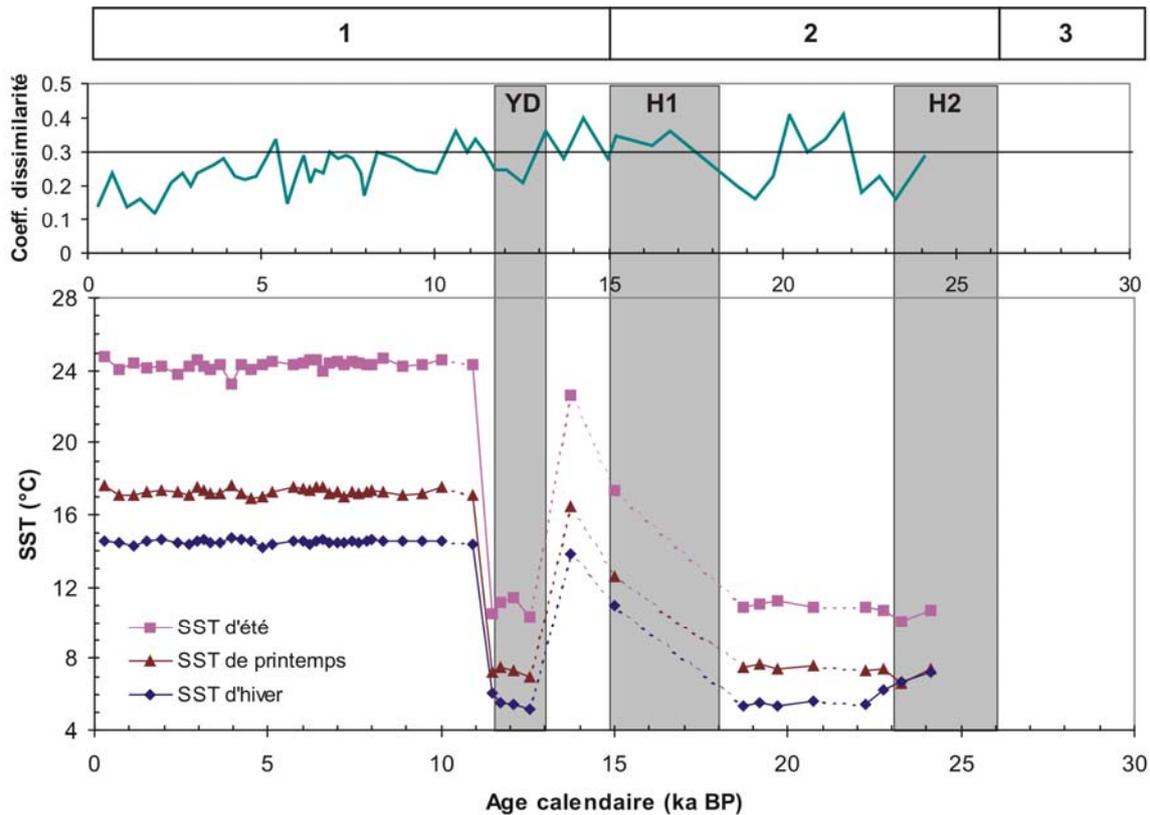


Figure. 49. Reconstitutions des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps au nord de Minorque (MD99-2343).

4 - La mer d'Alboran (figure 50)

La carotte MD95-2043 montre un nombre beaucoup plus important de bons analogues pendant le MIS 2 en comparaison avec la carotte MD04-2803 CQ (au Sud d'Alboran). Dans cette dernière carotte, le manque de bons analogues devrait être lié aux pourcentages élevés de l'espèce allochtone *L. machaerophorum* dans la partie sud occidentale de la mer d'Alboran.

Le MIS 2 de la MD95-2043 est marqué par des températures oscillant entre 6 et 10°C en hiver et 9.5 - 13°C en été correspondant à un contraste saisonnier d'environ 4°C. D'un autre côté, les coefficients élevés relatifs aux reconstitutions des températures de la carotte MD04-2803CQ rendent la comparaison avec la partie orientale de la mer d'Alboran impossible vu que les valeurs ne sont pas fiables.

Dans les deux carottes (MD95-2043 et MD04-2803), le réchauffement du B/A est comparable à celui de l'Holocène et le refroidissement du YD (5.5°C en hiver et 10°C en été) est équivalent à celui du MIS 2.

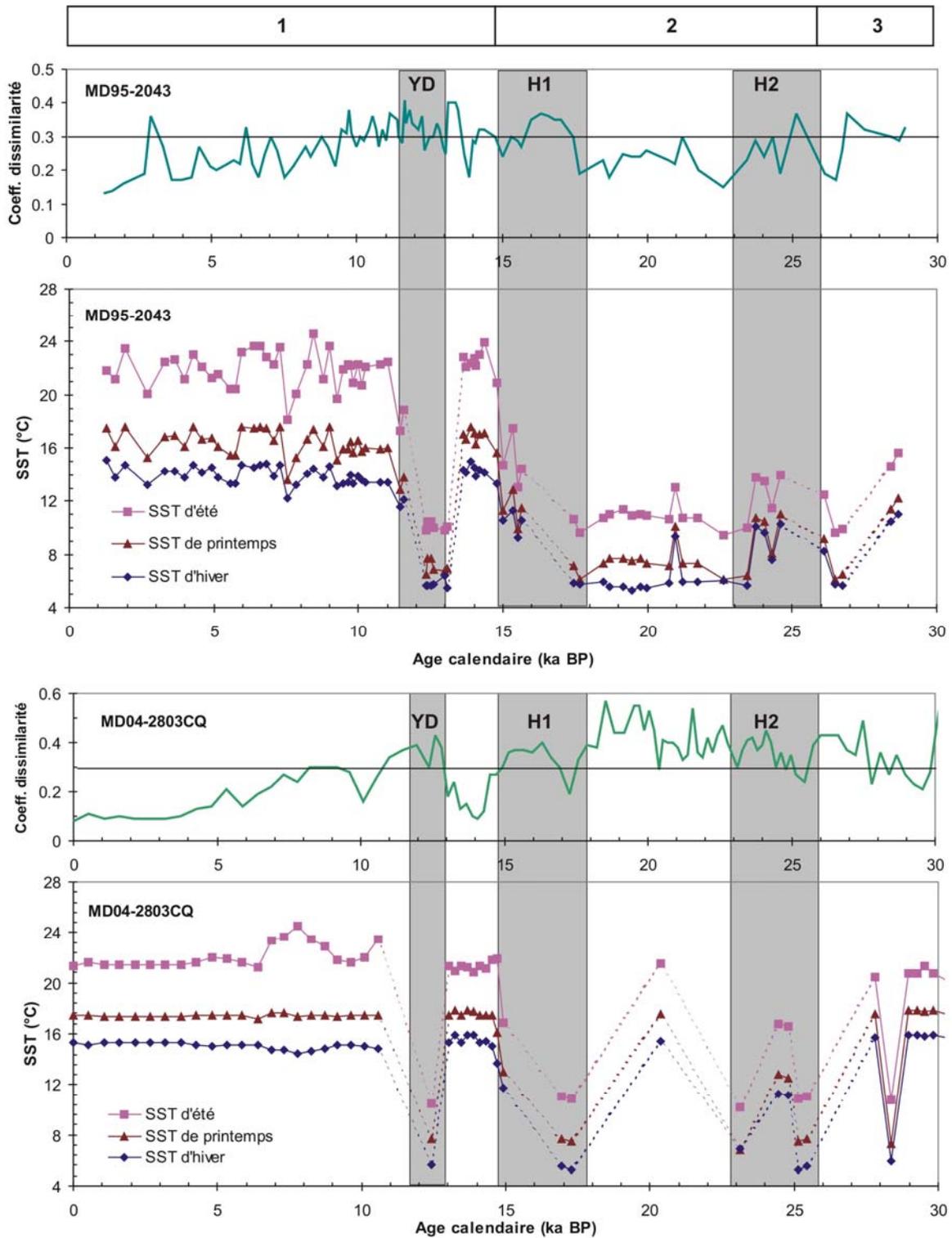


Figure. 50. Reconstitutions des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps en mer d'Alboran avec vers le haut la carotte MD95-2043 et vers le bas la carotte MD04-2803CQ.

La carotte MD95-2043 (14.5°C en hiver et 23.5°C en été) révèle des variabilités de température mais de faible amplitude vers 9,2 ka; 8,7 ka; 7,5 ka; 5,5 ka; 4 ka; 2,6 ka et 1,5 ka cal. BP correspondant à la majorité des baisses des taxons thermophiles de dinokystes déjà citées dans la partie précédente (chapitre 2/C). A l'opposé, les températures de la carotte MD04-2803 CQ montrent des valeurs stables (15°C en hiver et 21°C en été) pendant l'Holocène à l'exception des températures d'été qui sont légèrement plus élevées (23.5°C) pendant l'Holocène inférieur.

5 - Synthèse

Pendant le glaciaire et la déglaciation un nombre important de coefficient de dissimilarité supérieur à 0.3 est enregistré rendant les estimations des paléotempératures difficiles à retenir surtout pendant les événements de Heinrich et principalement H1.

Les températures des eaux de surface d'été du glaciaire sont plus faibles que celles d'hiver de l'Holocène en mer d'Alboran, dans le golfe du Lion et au nord de Minorque, contrairement au détroit Siculo-Tunisien où elles sont identiques à celles des hivers actuels.

Le réchauffement du B/A est comparable à celui de l'Holocène en Méditerranée occidentale.

Les températures du YD sont analogues à celles du MIS 2 bien que les valeurs isotopiques des eaux de surface du YD soient plus légères dans l'ensemble que les valeurs glaciaires. Ceci devrait être lié à l'existence de masse d'eau de surface moins salée pendant le YD.

Le contraste saisonnier dans tous les sites étudiés est d' ~ 4 à 5°C dans les périodes glaciaires et le YD mais il double à ~10°C pendant le réchauffement du B/A et l'Holocène. Ces constatations concordent avec les résultats obtenus en mer d'Alboran par Perez-folgado et al, (2003).

Les meilleures reconstitutions des paléotempératures sont obtenues pendant l'Holocène avec des bons analogues exclusivement méditerranéens. Toutefois, le début de l'Holocène révèle une mixité entre des analogues méditerranéens et atlantiques, en concordance avec les constatations des études précédentes basées

sur les foraminifères planctoniques (Kallel, communication personnelle). Ceci devrait être dû à la persistance des espèces froides durant cette période de transition entre le Younger Dryas et les conditions pleinement interglaciaires.

Les températures holocènes paraissent plus stables dans le golfe du Lion et à Minorque en comparaison avec le détroit Siculo-Tunisien et la mer d'Alboran. Dans ces deux derniers domaines la variabilité des températures reste globalement de faible amplitude malgré les changements parfois importants dans la composition des assemblages de dinokystes (chapitre 2/C). En conclusion, la mise en évidence de détérioration climatique telle que celle du « 8,2 ka event » est mieux enregistrée par la brève mais importante réduction des espèces chaudes au sein de l'assemblage microfloristique que par sa traduction par une baisse des températures par les fonctions de transfert paléoclimatiques. Nous notons également que nos résultats comme le montre l'omniprésence d'espèces chaudes telles que *I. aculeatum*, *S. mirabilis* et espèces associées n'évoquent pas dans le cadre du bassin méditerranéen l'évidence d'un optimum thermique.

En résumé, pendant l'Holocène, les courbes de température des eaux de surface montrent une tendance stable dans le golfe du Lion et au nord de Minorque tandis que celle du détroit Siculo-Tunisien et la mer d'Alboran révèle une variabilité mais de faible amplitude.

Cette première approche de reconstitution des paléotempératures dans le bassin méditerranéen à partir des kystes de dinoflagellés est prometteuse malgré l'existence de quelques niveaux qui n'ont pas de bons analogues dans la base de données actuelles. Cependant, il est intéressant de comparer nos résultats avec les données fournies par les autres traceurs comme les foraminifères planctoniques et les alcénones pour tester cette première approche des fonctions de transfert dinokystes en Méditerranée occidentale, et compléter les informations quantitatives acquises par ailleurs.

C - Comparaison avec les autres traceurs

Les dinoflagellés et les traceurs des alcénones reflètent les conditions de la zone photique dans la partie supérieure de la couche de mélange (mixed layer) (0-50 m). Cependant, les foraminifères planctoniques vivent à différentes profondeurs

de la colonne d'eau et quelques espèces comme le taxon polaire *N. pachyderma* s'occupe la couche mesopélagique au-dessous de la pycnocline (e. g. Bé and Tolderlund., 1971; Simstish et al., 2003 ; Hillaire-Marcel et al., 2004) d'où les températures reconstituées à partir des associations de foraminifères planctoniques devraient représenter les conditions de sub-surface. Malgré cette incertitude sur la profondeur précise des populations planctoniques, les températures saisonnières de surface (10 m) extraite du World Ocean Atlas (1998) sont utilisées généralement pour tous les traceurs et toutes les calibrations comme au niveau du projet MARGO (Kageyama et al., 2006).

Les reconstitutions basées sur les foraminifères planctoniques se réfèrent aux deux saisons de floraison des foraminifères en Méditerranée qui sont le printemps (Avril-Mai) et l'automne (octobre-Novembre) (Kallel et al., 1997). Pour les alcénones, la calibration des taux d'insaturation UK 37 est rapportée à la moyenne des températures annuelles.

1- La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo Tunisien) (figure 51)

Les reconstitutions des paléotempératures des eaux de surface de la carotte MD 04-2797 CQ par la méthode des alcénones et la technique des analogues actuels appliquées aux foraminifères planctoniques (Kallel et al., 1997) ont déjà fait l'objet de la thèse de Mme Latifa Essallemi (2007). Comme pour les reconstitutions basées sur les dinokystes, celles basées sur les foraminifères planctoniques montrent aussi des coefficients de dissimilarité élevés pendant le LGM liés vraisemblablement à l'augmentation du pourcentage de l'espèce chaude *G. ruber* pendant cette période. Pendant les deux derniers événements de Heinrich, les SST_{foraminifères} sont stables avec des valeurs d'~ 9°C comme en mer Tyrrhénienne (Sbaffi et al., 2001). Les quelques températures dinokystes fiables pendant le MIS2 d'~ 10°C sont observées au début de H2.

Les SST_{alcénones} sont similaires (10-12°C) pendant le MIS 2 mais au milieu de H1, on observe des températures plus élevées qui se rapprochent de celles du B/A (~16°C).

Malgré le manque des bons analogues, les différents traceurs utilisés sont en accord sur le fait que les températures des eaux de surface lors des événements de

Heinrich n'étaient pas les plus froides du MIS 2. Cette situation est en accord avec les plus faibles pourcentages de *N. pachyderma* s (3 %) observés dans le détroit Siculo-Tunisien en comparaison avec les autres sites de la Méditerranée occidentale qui montrent des valeurs plus élevées de *N. pachyderma* s (12 % en mer d'Alboran : Cacho et al., 1999 ; 60% dans golfe du Lion: Melki et al., 2009) tandis que cette espèce est absente dans le bassin de la crête (Geraga et al., 2005). Ceci suggérerait un refroidissement moins important des eaux de surface de la Méditerranée centrale que ceux dans la partie occidentale pendant les événements de Heinrich.

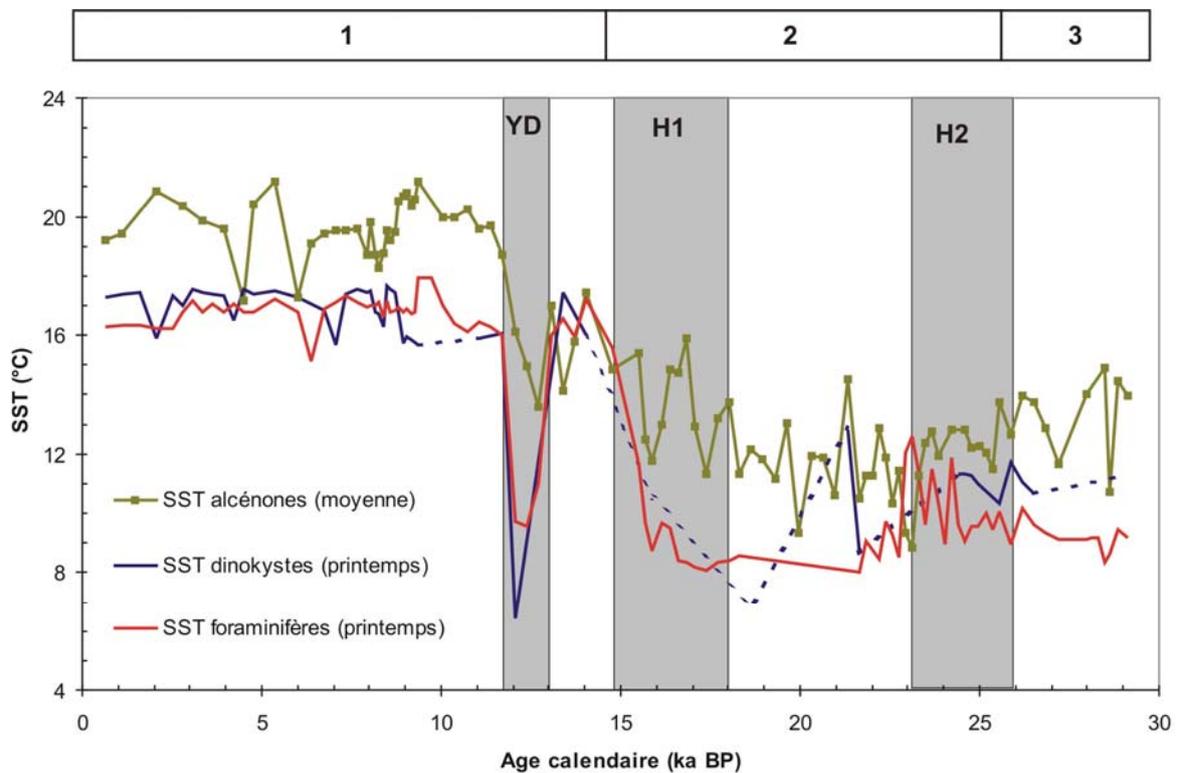


Figure. 51. Comparaison entre les estimations des paléotempératures de printemps basées sur les foraminifères planctoniques, les dinokystes et les températures alcénones (Essallemi et al., 2007) en détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ).

Pendant le B/A, on observe les mêmes températures foraminifère et dinokyste (17°C) qui sont analogues à celles observées pendant l'Holocène. Toutefois, malgré le réchauffement enregistré par les SST_{alcénones} pendant cette période, les températures restent moins importantes que celles du même traceur au

cours de l'Holocène (20°C). Il existe une correspondance entre les SST_{alcénones} et les SST_{foraminifères} de printemps du B/A. Ceci devrait être lié à la production saisonnière d'alcénones et principalement *Emiliana huxleyi* qui actuellement montre des concentrations de l'ordre de 55 % au printemps, 21 % en automne, 18 % en été et d'environ 6 % en hiver (Barcéna et al., 2004).

Pendant le YD, les SST_{alcénones} (13°C) et les SST_{foraminifères} (10°C) montrent des valeurs supérieures à celles des SST_{dinokystes} (6°C).

Pendant l'Holocène, les SST_{dinokystes} et les SST_{foraminifères} oscillent entre 17 et 17.4 °C mais des variabilités de faibles amplitudes sont observées vers 8.2 ka, 7 ka, 4.2 ka et 2 ka cal. BP pour les SST_{dinokystes} et vers 6 ka cal. BP pour les SST_{foraminifères}. Les SST_{alcénones} révèlent aussi des variabilités vers 8 ka, 6 ka et 4 ka cal. BP mais avec des amplitudes légèrement plus importantes.

2 - La carotte MD99-2346 (golfe du Lion)

Les reconstitutions des paléotempératures des eaux de surface dans le golfe du Lion par la méthode des analogues actuels appliquées aux foraminifères planctoniques ont été réalisées par Melki et al., (2009) (figure 52) en accord avec la méthode de Kallel et al., (1997) (Partie 1, chapitre 2).

Pendant le MIS 2, les SST_{foraminifères} oscillent entre 8 et 9°C. Toutefois, un léger refroidissement est observé vers 24 ka cal. BP (6°C) lié sans doute au pourcentage très élevé et exceptionnel en Méditerranée de *N. pachyserma* s (60 %) à cette date. Les SST_{dinokystes} montrent la même tendance que les SST_{foraminifères} pendant MIS 2 mais avec des valeurs légèrement plus faibles (6-7°C).

Le réchauffement du B/A est équivalent à celui de l'Holocène inférieur (13.5°C) pour les SST_{foraminifères}. Pendant cette même période, les SST_{dinokystes} sont plus élevées d'~3°C que les SST_{foraminifères}. Néanmoins, le réchauffement des SST_{dinokystes} est inférieur d'~1°C que les températures holocènes des foraminifères.

Les températures du YD sont comparables à celles du MIS 2 pour les dinokystes (7°C) mais celles des foraminifères étaient ~ 1 à 2°C moins froides que celles du glaciaire.

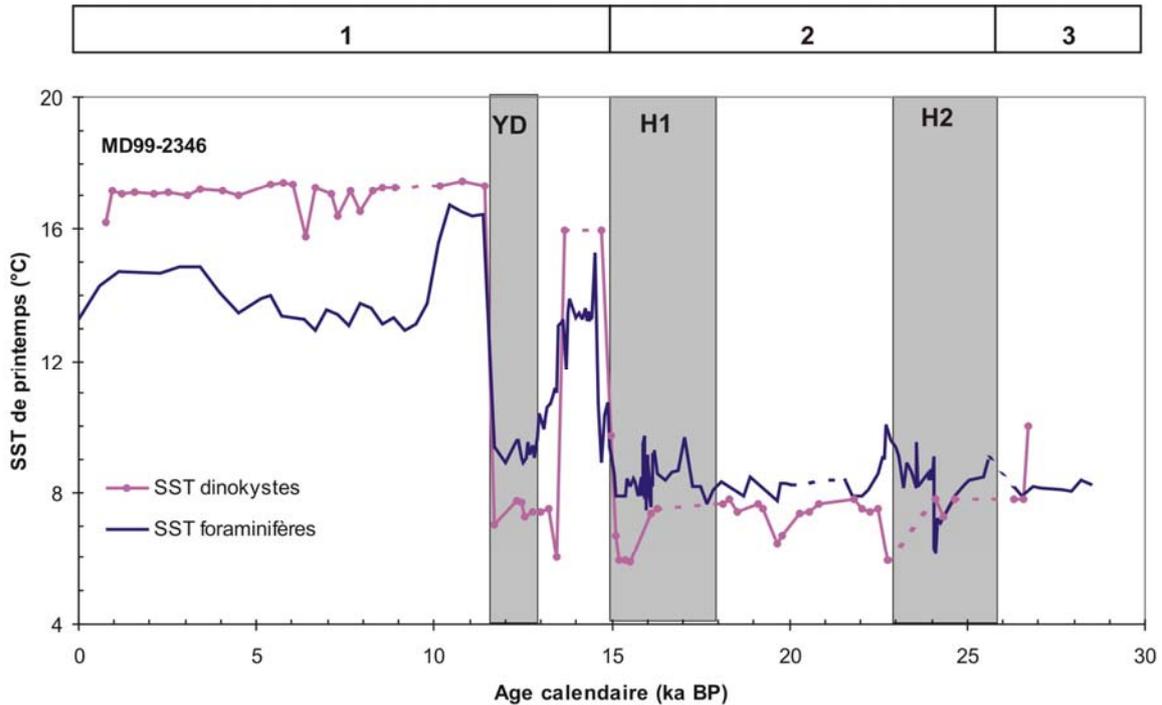


Figure. 52. Comparaison entre les estimations des paléotempératures de printemps estimées à partir des foraminifères planctoniques et des dinokystes dans le golfe du Lion (MD99-2346).

Les $SST_{\text{dinokystes}}$ sont stables pendant tout l'Holocène (17°C) tandis que les $SST_{\text{foraminifères}}$ sont presque équivalentes à celles des dinokystes au début de l'Holocène mais diminuent d' $\sim 2^{\circ}\text{C}$ pendant l'Holocène inférieur. Toutefois, après 5 ka cal. BP, une légère augmentation des $SST_{\text{foraminifères}}$ est observé sans qu'elles atteignent les valeurs maximales au début de l'Holocène et restent à $\sim 15^{\circ}\text{C}$.

3 - La carotte MD95-2043 (mer d'Alboran) (figure 53)

Les reconstitutions des paléotempératures des eaux de surface de la carotte MD95-2043 ont été obtenues par la méthode des alcénones (Cacho et al., 1999) et par la technique des analogues actuels appliquées aux foraminifères planctoniques (Perez-Folgado et al., 2003). Les $SST_{\text{foraminifère}}$ sont relatives aux mois de Février (hiver) et Août (été) contrairement aux autres sites (printemps).

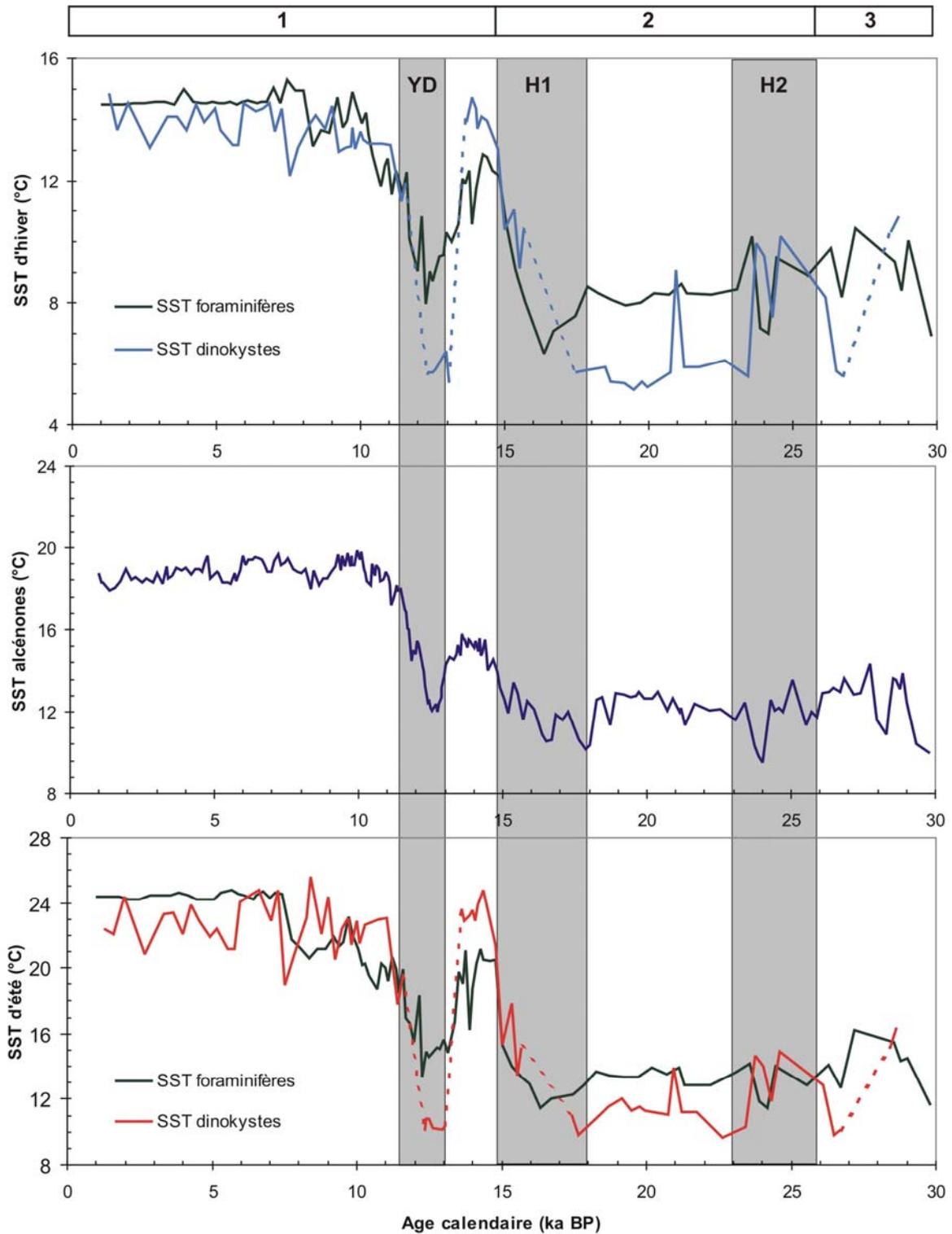


Figure. 53. Comparaison entre les estimations des températures des différents traceurs de la carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran).

Pendant le MIS 2, les températures dinokystes apparaissent les plus froides surtout en hiver en comparaison avec celles obtenues par les deux autres traceurs.

Les SST_{foraminifères} et les SST_{alcénones} du LGM sont comparables à celles de la première moitié de H2. Pendant la deuxième moitié de H2 et H1 deux refroidissements sont observés, respectivement vers 24 ka cal. BP et 16 ka cal. BP, mais le second refroidissement n'est pas mis en évidence par les dinokystes étant donné le manque d'analogie pour cette période.

Les SST_{dinokystes} montrent durant le B/A des valeurs analogues à celles de l'Holocène comme pour la majorité des sites étudiés. Les températures des deux autres traceurs restent inférieures aux valeurs holocènes.

Pendant le YD, les SST_{foraminifères} (8°C en hiver et 13°C en été) et les SST_{alcénones} (12°C) sont comparables aux valeurs du glaciaire, contrairement aux autres sites étudiés où les valeurs de cette période étaient beaucoup moins froides que le MIS 2. Les SST_{dinokystes} (6°C en hiver et 10°C en été), comme pour les différentes régions étudiées, sont équivalentes à celle du MIS 2.

Les SST_{foraminifères} augmentent progressivement au début de l'Holocène mais n'atteignent les valeurs stables (14.5°C en hiver et 24°C en été) qu'après 8 ka cal. BP, mais il est à noter qu'une diminution des températures est observée vers 8.2 ka cal. BP. A l'opposé, les SST_{alcénones} annuelles (19°C) et les SST_{dinokystes} (14.5°C en hiver et 23.5°C en été) sont stables dès 10 ka cal. BP. Toutefois, des variabilités de faibles amplitudes sont enregistrées vers 9.2 ka, 8.7 ka, 8 ka, 7 ka, 5.5 ka, 4 ka, 2.5 ka et 1.5 ka cal. BP pour les SST_{dinokystes} et vers 10 ka, 8 ka, 5.5 ka et 1.5 ka cal. BP pour les SST_{alcénones}.

4 - La carotte MD04-2803 CQ

Les reconstitutions des paléotempératures des eaux de surface basées sur les foraminifères planctoniques de la carotte MD04-2803CQ (figure 54) ont été réalisées par Linda Rossignol (Université Bordeaux 1/CNRS).

Pendant le MIS 2, les SST_{foraminifères}, montrent les mêmes températures 8°C en hiver et 13°C en été mais vers 24 ka et entre 17 à 15 ka cal. BP, deux refroidissements sont observés correspondant respectivement aux deux événements de Heinrich H2 et H1.

Le réchauffement du B/A est comparable à celui du début de l'Holocène (13°C en hiver et 19°C en été) mais les valeurs restent faibles et n'atteignent pas les

valeurs élevées des derniers 8 000 ans. A l'opposé, les SST_{dinokystes} (15°C en hiver et 22°C en été) montrent un réchauffement analogue à celui de l'Holocène.

Le YD montre des valeurs des SST_{foraminifères} comparables à celles du LGM et la première moitié de H2 comme pour la carotte MD95-2043.

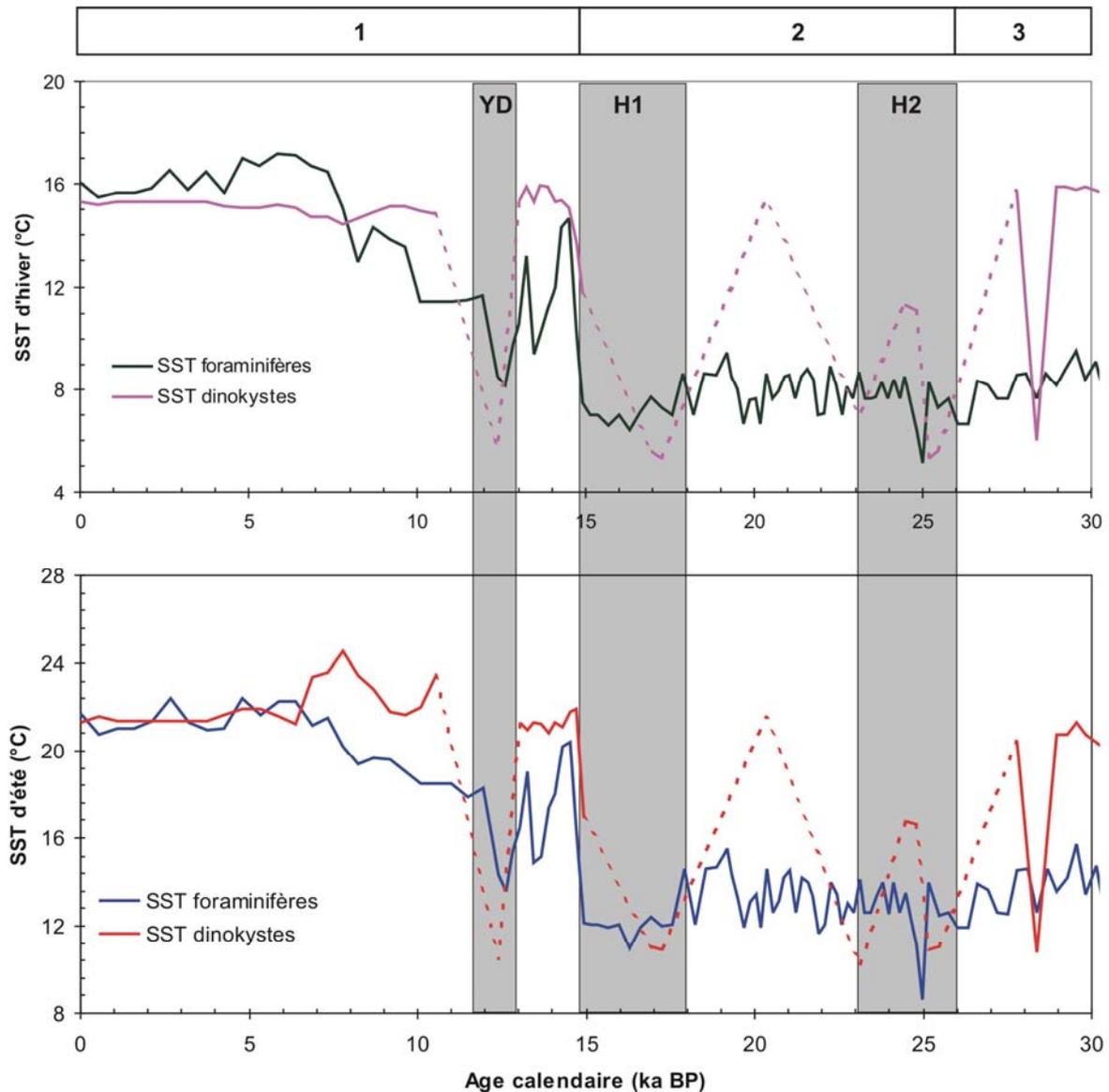


Figure. 54. Comparaison entre les températures dinokystes et foraminifères planctoniques en été et en hiver de la carotte MD04-2803CQ.

Comme dans la partie orientale de la mer d'Alboran, les SST_{foraminifères} augmentent progressivement au début de l'Holocène et ne se stabilisent aux valeurs holocènes (16°C en hiver et 21.5°C en été) qu'à partir de 8 ka cal. BP. Cette situation devrait être liée à la persistance des espèces froides tel que *G.*

quinqueloba au début de l'Holocène dans cette région. A l'opposé, les SST_{dinokystes} atteignent les valeurs maximales holocènes (15°C en hiver et 21.5 – 22.5 °C en été) dès le début de cet Interglaciaire.

5 - Synthèse et critique

Suite aux comparaisons des reconstitutions des températures dinokystes à celles des foraminifères planctoniques ainsi que celles des alcénones, plusieurs constatations sont à relever :

- la tendance à l'uniformité des conditions froides est révélée par les dinokystes pendant le MIS 2 malgré une légère augmentation des températures pendant la première moitié de H2. Ceci mérite par ailleurs d'être évoqué avec prudence car, comme nous le signalons plus haut, cette période est souvent entachée par l'absence très fréquente de bons analogues;
- malgré la disponibilité des températures alcénones pendant tout le MIS 2, il est remarquable d'observer ici que contrairement aux travaux réalisés en Atlantique où les périodes de débâcles d'icebergs (événements de Heinrich) correspondent à des conditions de surface plus froides (e. g. Sarthein et al., 1995, 2003 ; Bard et al., 2000 ; de Vernal et al., 2000 ; Mix et al., 2001; Hemming, 2004) que durant le Dernier maximum Glaciaire qu'ils limitent (EPILOG, 1999), nous n'observons en Méditerranée occidentale que deux très brefs refroidissements vers 24 ka cal. BP et vers 16 ka cal. BP. A l'opposé, dans le détroit Siculo-Tunisien, les températures pendant les événements de Heinrich surtout H1 semblent légèrement plus élevées que celle du LGM;
- le réchauffement du B/A pour les températures alcénones est inférieur à celui de l'Holocène. A l'opposé, les estimations des températures dinokystes et foraminifères planctoniques sont comparables à celles de l'Holocène;
- les SST_{dinokystes} pendant le YD sont équivalentes à celles du glaciaire tandis que les SST_{foraminifères} et les SST_{alcénones} sont toujours plus froides pendant le MIS 2 en comparaison avec le YD, à l'exception de la mer d'Alboran où les valeurs deviennent comparables entre ces deux périodes pour tous les traceurs.
- les SST_{dinokystes} des différentes saisons pendant l'Holocène correspondent aux températures actuelles dans les différents sites étudiés et sont en concordance avec

les reconstitutions basées sur les foraminifères planctoniques relatives aux mêmes saisons à l'exception du golfe du Lion où les estimations des SST_{dinokystes} sont plus élevées.

L'application de la méthode des analogues actuels reste parfois limitée à cause de l'absence des bons analogues surtout dans les périodes les plus froides. Pendant les périodes glaciaires, les associations fossiles n'ont pas de bons analogues en Méditerranée d'où le recours aux analogues extra méditerranéens. En effet, chaque bassin a ses propres caractéristiques qui se reflètent sur l'écologie des espèces. Prenons l'exemple des SST_{dinokystes} qui montrent des coefficients de dissimilarité élevés principalement pendant les périodes glaciaires à cause de la présence d'espèces chaudes et surtout la dominance des espèces cosmopolites pendant ces périodes. Toutefois, l'absence de bons analogues enregistrée au début de l'Holocène est en relation sans doute avec la persistance des espèces froides en cette période. Ce même schéma a été déjà observé dans les reconstitutions des paléotempératures basées sur les foraminifères planctoniques.

En conclusion et malgré les grands avantages de cette méthode des analogues actuels basée sur les dinokystes, son application nécessite encore une plus large couverture des différentes situations hydrologiques ainsi qu'une meilleure reconnaissance de la distribution et des caractéristiques écologiques des espèces étudiées d'où la nécessité d'étudier plus de niveaux de surface en Méditerranée principalement dans le bassin oriental.

Les différentes méthodes utilisées que ce soit biochimiques (alcénones) ou micropaléontologiques (foraminifères planctoniques et dinokystes) suggèrent des valeurs de températures qui restent aussi sujettes à différentes questions et calibrations. En effet, les mesures des températures sont estimées en référence au système actuel, mais si la saisonnalité a changé dans le passé, il est difficile de préciser à quel mois correspond la température estimée. D'autres facteurs, importants, peuvent favoriser une espèce plutôt qu'une autre comme le type de nourriture, la productivité des eaux de surface et la compétition entre les espèces. Reste aussi à argumenter la fiabilité des caractéristiques environnementales

actuelles prises encore à trop large échelle. C'est pour ces raisons que l'application de ces méthodes reste encore discutable surtout en Méditerranée, vu le caractère semi-fermé de ce bassin qui amplifie même les variabilités climatiques. Cependant, les informations fournies par ces méthodes couplées aux données isotopiques restent les principaux éléments contribuant à la compréhension des masses d'eau de surface et leur circulation.

D – Salinités des eaux de surface calculées à partir des températures 'foraminifères'

Les salinités ont été calculées conformément à la méthode de Kallel et al, (1997) (Partie1, chapitre 2) et en utilisant l'équation des paléotempératures (Shackleton et al., 1974) qui associe la composition isotopique de *G. bulloides* et la température de développement de ce foraminifère planctonique correspondant aux mois d'Avril-Mai. Les températures utilisées ont été déterminées par Essellami et al, (2007) et Melki et al, (2009) pour les carottes MD04-2797CQ et MD99-2346, respectivement.

Pour les nécessités des calculs, nous avons extrait les salinités actuelles à l'emplacement des différentes carottes étudiées du World Ocean Atlas (2001).

1 - La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien) (figure 55)

Les salinités des eaux de surface pendant le MIS 2 sont élevées mais montrent des diminutions vers 24 ka et 16 ka cal. BP et aussi pendant le YD.

Pendant le B/A, les salinités sont les plus élevées et les valeurs sont supérieures d'~ 2.5‰ à celles de l'Holocène alors que le réchauffement pendant les deux périodes était comparable.

Les salinités des eaux de surface pendant l'Holocène sont équivalentes aux valeurs actuelles à l'emplacement de la même carotte (~37‰).

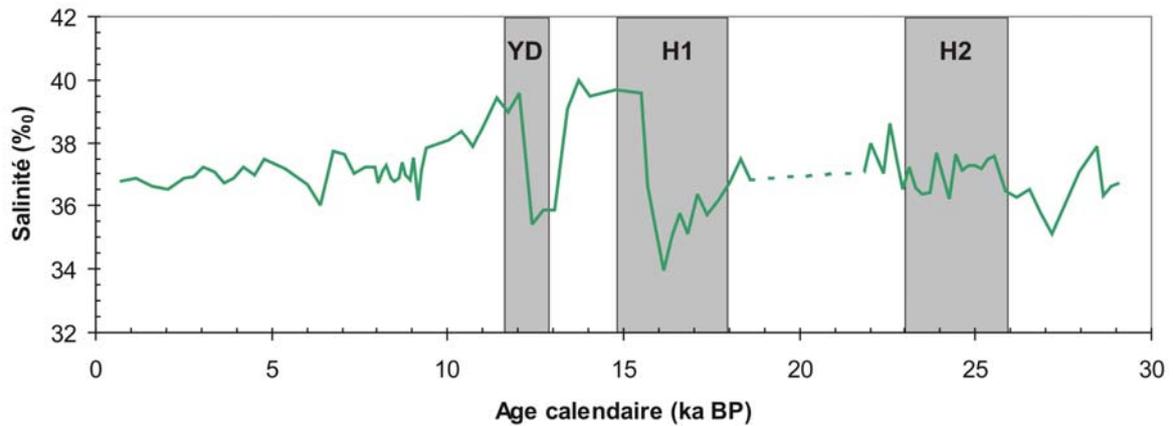


Figure. 55. Salinités des eaux de surface dans le détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ).

2- La carotte MD99-2346 (golfe du Lion) (figure 56)

En contraste avec le détroit Siculo-Tunisien, les salinités les plus faibles sont observées pendant l'Holocène inférieur à moyen (~36‰). Toutefois, des baisses de salinités sont enregistrées dans le golfe du Lion pendant le MIS 2 et le YD mais qui sont synchrones à celles déjà observées dans le détroit Siculo Tunisien.

Les salinités les plus élevées sont observées pendant le B/A (40‰) et le MIS 2 comme dans le détroit Siculo-Tunisien.

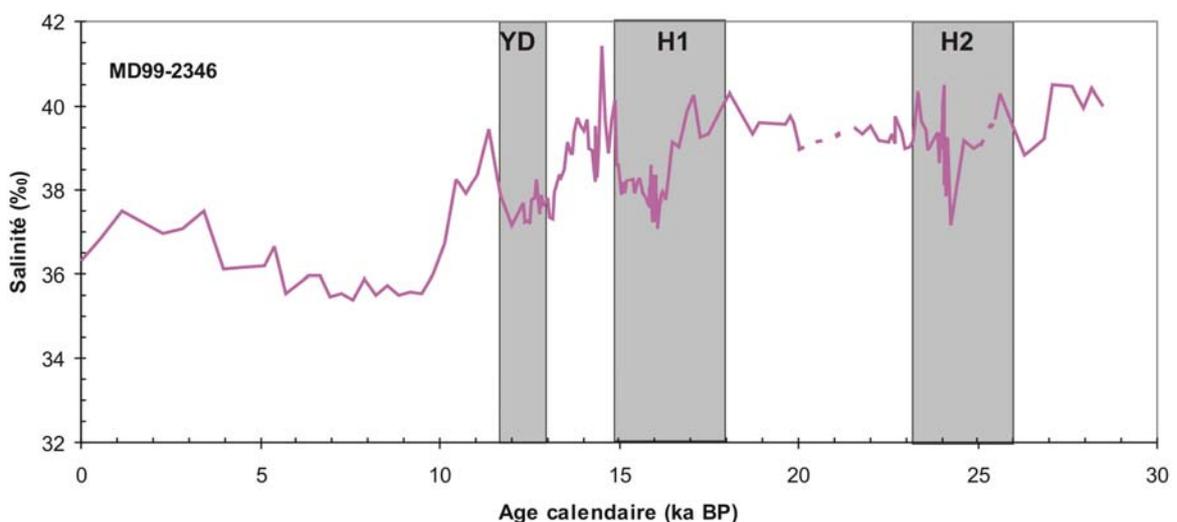


Figure. 56. Salinités des eaux de surface dans le golfe du Lion (MD99-2346).

3- Synthèse et critique

Malgré les valeurs élevées de salinités pendant le MIS 2, deux diminutions de salinité sont observées vers 24 ka et 16 ka Cal. BP mais les valeurs les plus faibles sont enregistrées pendant le YD. Ces périodes de baisse maximale des salinités sont associées à un appauvrissement en oxygène-18 de *G. bulloides*. Ces valeurs légères de $\delta^{18}\text{O}$ (figure 27) correspond donc à une déssalure des eaux de surface de la Méditerranée occidentale pendant la deuxième moitié de H2 et H1 et surtout pendant le YD. Cette situation est sans doute liée à la migration vers le sud du front polaire favorisant une entrée d'eau moins salée et froide Atlantique en Méditerranée (Kallel et al., 1997 ; Cacho et al., 1999).

Etant donné que le réchauffement du B/A est comparable à celui de l'Holocène, nous pouvons considérer que les valeurs de salinité plus élevées au Bölling/Alleröd qu'à l'actuel interglaciaire sont peu réalistes.

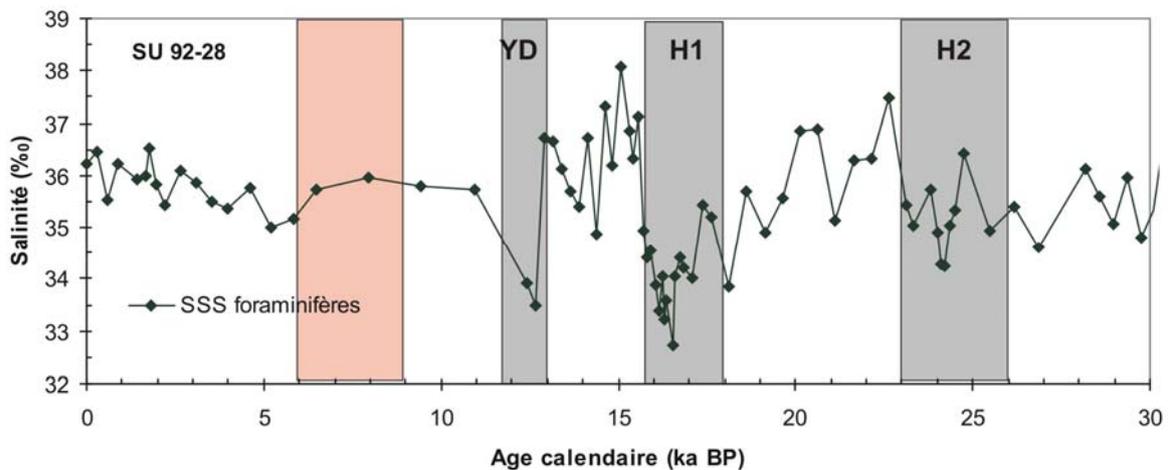


Figure. 57. Estimation des salinités des eaux de surface de la carotte SU 92-28 située sur la marge Ibérique (carotte voisine de la SU 81-18 étudiée précédemment par Duplessy et al, (1993)).

Les reconstitutions des salinités pendant l'Holocène révèlent des valeurs analogues aux salinités actuelles à l'emplacement de chacune des carottes étudiées. Toutefois, dans le golfe du Lion, les estimations de salinité révèlent une baisse des valeurs entre 9 et 6 ka cal. BP. Ces valeurs faibles devraient refléter des baisses de salinité en Atlantique ou un changement local du régime hydrologique de

la Méditerranée. Or, les études précédentes sur la marge ibérique atlantique (Duplessy et al., 1992, 1993) et au large du Portugal (SU 92-28, figure 57) n'ont pas montré de changement hydrologique dans cette région. La seule cause de cette situation particulière en Méditerranée occidentale devrait en conséquence être liée à un changement des conditions hydrologiques local dans ce bassin.

Les salinités estimées à partir des foraminifères pendant le Glaciaire et le B/A sont très élevées en comparaison avec les salinités actuelles. De ce fait, on doit plus se documenter sur les estimations de salinités pendant ces périodes (qui dépassent de 2 à 3‰ les valeurs actuelles) pour voir s'ils sont réalistes. En effet, sous un climat froid et sec pendant ces périodes glaciaires, l'évaporation ne pourrait pas être supérieure à celle d'aujourd'hui pour que la salinité dépasse la valeur moyenne de $S=37.2‰$. Ceci incite la communauté scientifique à s'intéresser plus aux incertitudes pouvant entacher les reconstitutions des paramètres environnementaux passés afin de pouvoir élaborer des bons modèles climatiques.

CHAPITRE 2

PALÉOPRODUCTIVITÉ

COMPARAISON DES RÉSULTATS

Dans les chapitres précédents, nous avons pu mettre en évidence la potentialité des kystes de dinoflagellés à enregistrer les variations environnementales de la Méditerranée occidentale pendant les stades isotopique 1 et 2. De plus les dinokystes sont considérés comme un indice de mesure indirecte de la productivité primaire des eaux océaniques (Turon and Londeix, 1988 ; Devilliers and deVernal, 2000). Pour cette raison, nous avons jugé qu'il est indispensable d'exploiter cette propriété des dinokystes avant d'effectuer une approche plus synthétique de l'évolution climatique de la Méditerranée occidentale en confrontant le message paléo-environnemental dinokystes et celui des foraminifères planctoniques aux autres traceurs ainsi qu'aux autres études déjà réalisées en Méditerranée et/ou en Atlantique Nord.

A - Paléo-productivité

L'eau atlantique entrante en Méditerranée détermine la circulation cyclonique et anticyclonique de surface et donc la majeure partie de la productivité des masses d'eau en surface. Dans ce contexte, une augmentation de la productivité correspond à une intensification des échanges Méditerranée-Atlantique. Les concentrations de dinokystes montre une contribution importante des dinoflagellés à la productivité phytoplanctonique (8000-15000 kystes/cm³) pendant le YD. En effet, nous remarquons une augmentation systématique des maximales de dinokystes de façon synchrone à l'optimum de pourcentage de *N. labyrinthus* (figure 58). Pour le reste des périodes (B/A, Holocène supérieur et inférieur), les concentrations de dinokystes restent relativement faibles entre 1000 et 1500 kystes/cm³ dans les différents sites étudiés.

1- Le Younger Dryas

N. labyrinthus, espèce très sensible à la disponibilité en nutriments, montre ses pourcentages maximaux durant le Younger Dryas, (partie 2/chapitre2). De plus, les données de foraminifères planctoniques montrent une abondance de *N. pachyderma* dextre aux dépens de *G. inflata* pendant cette période (partie 2/chapitre 2/B). Rohling et al, (1995) ont expliqué l'abondance de *N. pachyderma* d par le

refroidissement des eaux de surface pendant l'été rendant ainsi le gradient de température entre ces eaux de surface et les eaux intermédiaires faible. Ces conditions pourraient favoriser la convection de la colonne d'eau et l'arrivée des nutriments en zone photique pendant le Younger Dryas.

D'un autre côté, il est indispensable de remarquer que bien que des diminutions de salinité ont été enregistrées pendant le YD (Partie3/Chapitre 1-B), les phénomènes convectifs de la colonne d'eau ne se sont pas ralentis mais au contraire ils se sont intensifiés comme le montre la forte productivité observée. Cette situation devrait être liée à l'intensification des vents secs et froids venant du nord de l'Europe à la suite du refroidissement intense du Younger Dryas qui prendrait le dessus sur le facteur salinité. En effet, comme nous l'avons vu plus haut, une végétation de steppes caractérise cette période suggérant un retour vers un climat sec et froid (Comborieu-Nebout et al., 2002; Fletcher et al., 2008). Ces conditions auraient favorisé la formation d'eaux de fond en Méditerranée et en particulier dans la zone d'influence du Mistral et de la Tramontane (golfe du Lion). La formation de ces eaux de fond favoriseraient l'augmentation des échanges Méditerranée-Atlantique. Cette hypothèse confirme les observations des pics d'activité contouritique dans le golfe de Cadix lié à l'activité de la veine d'eau méditerranéenne à la sortie du Gibraltar durant, en particulier, le Younger Dryas (Faugères et al., 1985; Toucanne et al., 2007).

2 - L'Holocène inférieur

Les concentrations de dinokystes gardent des valeurs faibles qui ne dépassent pas 1500 kystes/cm³ pendant tout l'Holocène. Cette situation suggérerait vraisemblablement une diminution de la production primaire pendant l'Holocène. Toutefois, les mesures des teneurs en carbone organique particulaire réalisés sur la carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien) montrent un schéma remarquable caractérisé par des valeurs maximales entre 9,5 et 7,5 ka cal. BP correspondant à des valeurs pré-sapropéliques (figure 29) clairement synchrones au dépôt du sapropèle S1 en Méditerranée orientale. Ces périodes d'augmentation des teneurs en carbone organique contemporaines aux périodes de baisse des salinité (partie 3/chapitre 1; Kallel et al., 1997, 2000; Rohling et al., 2002; Melki et al., 2009), sont vraisemblablement associées à un ralentissement de la circulation thermohaline et

en conséquence une meilleure conservation de la matière organique en Méditerranée (Rohling et al., 1994; Ariztegui et al., 2000; Essallemi, 2007).

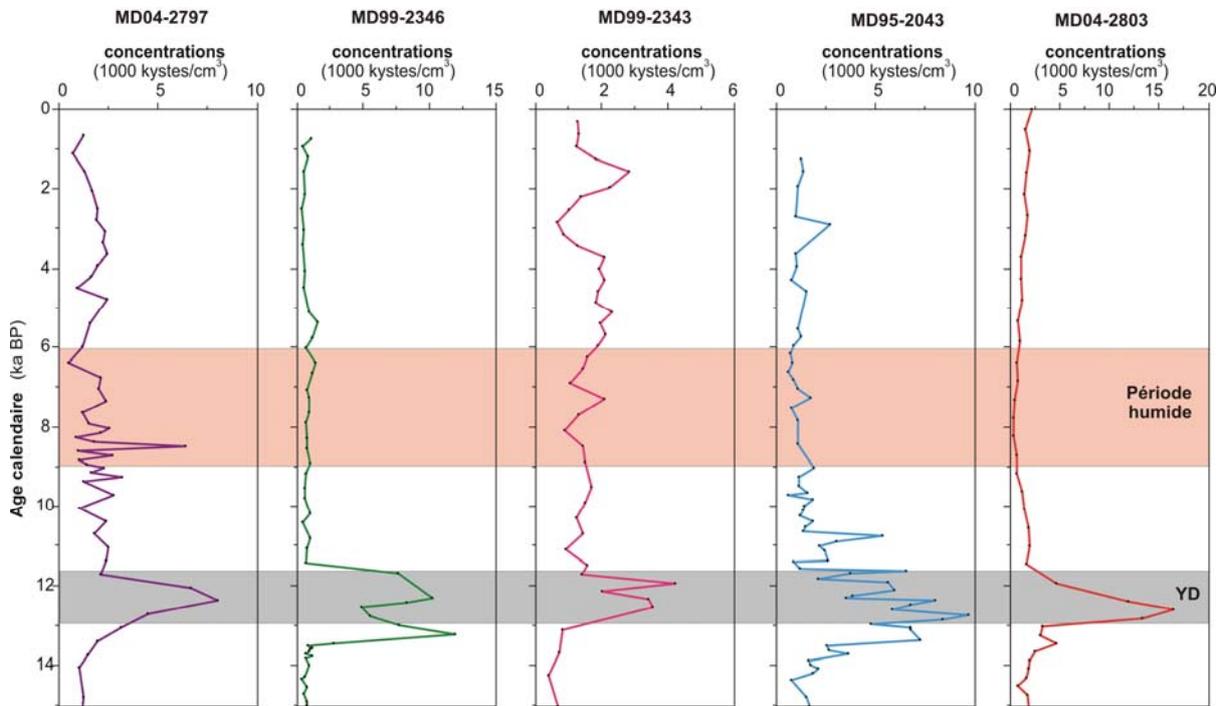


Figure. 58. Concentrations en dinokystes pendant le stade isotopique 1.

D'un autre côté, il est important de noter que bien que la productivité primaire ait été vraisemblablement faible en Méditerranée occidentale, l'élément essentiel favorable à l'augmentation du taux de Carbone Organique reste donc ici lié au ralentissement des courants de fond et des échanges Méditerranée-Atlantique. En revanche, les études réalisées en Méditerranée orientale stipulent qu'en plus de l'anoxie de la masse d'eau au dessous de 350 m, une augmentation de la production primaire est enregistrée (Rohling et al., 1994; Ariztegui et al., 2000; Essallemi, 2007) contribuant ainsi à une meilleure conservation d'une masse accrue de matière organique et ainsi toutes ces conditions participent à la mise en place du sapropèle S1. Finalement, nous pouvons conclure que bien que les conditions de productivité primaire n'étaient pas vraisemblablement homogène sur l'ensemble de la Méditerranée, le ralentissement de la circulation thermohaline sur l'ensemble de la Méditerranée constituerait alors le principal moteur de formation des sapropèles ou des épisodes pré-sapropéliques dans les deux bassins méditerranéens.

De plus, vers 8,3 ka cal. BP, il est intéressant de remarquer que les valeurs du Carbone Organique Total (POC) mesurées sur la même carotte (MD04-2797CQ) diminuent vers cette date (figure 29) et correspondent vraisemblablement à l'événement contemporain de l'interruption du dépôt du sapropèle S1 classiquement observé dans le bassin oriental (De Rijk et al., 1999 ; Casford et al., 2003). Pour nous, cet événement devrait correspondre au refroidissement du "8.2 event" qui d'après Casford et al, (2003) est contemporain à une reprise temporaire de la circulation thermohaline en Méditerranée (voir plus loin).

B – Comparaison multi-proxies et Synthèse des résultats

1- Le stade isotopique 2

1-1 Les événements de Heinrich

Les enregistrements de grains de pollen en domaine marin méditerranéen et sur la marge Ibérique (Combourieu-Nebout et al., 1998; Sanchez-Goni et al., 2000, 2002 ; Guinta et al., 2003 ; Turon et al., 2003 ; Fletcher and Sanchez-Goni, 2008 : figure 59) montrent clairement l'expansion d'une végétation semi-désertique pendant les événements de Heinrich. Ces associations de steppes froides caractéristiques des déserts froids (Tarasov et al., 1998) sont corrélées aux enregistrements continentaux (Padul : Pons and Reille. 1988 ; Monticchio : Watts et al., 1996; Allen et al., 1999). Toutes ces séquences polliniques ainsi que les données marines (données micropaléontologiques, reconstitutions des températures...) (figure 59) suggèrent la mise en place d'un climat sec et froid pendant les événements de Heinrich en Méditerranée et les zones continentales limitrophes (Cacho et al., 1999; Combourieu-Nebout et al., 1998, 1999, 2002; Shackleton et al., 2000; Sanchez-Goni et al., 2002; de Abreu et al., 2003; Schönfeld et al., 2003; Perez-Folgado et al., 2003, 2004, Fletcher et al., 2008).

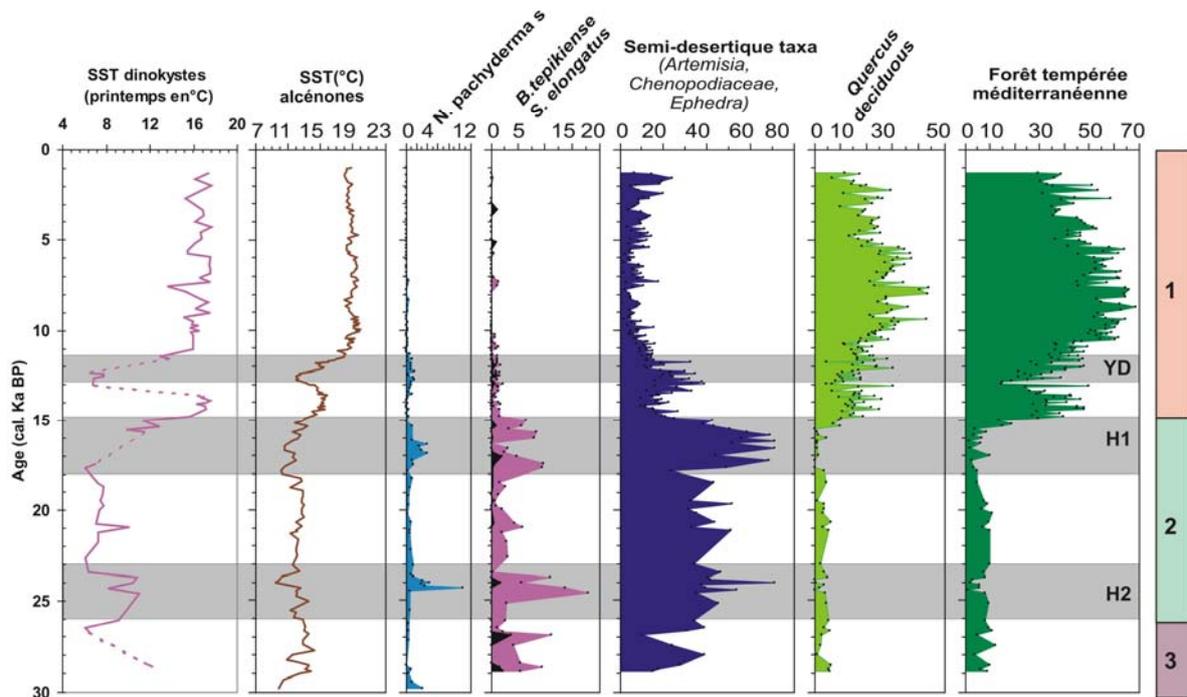


Figure. 59. Les enregistrements de pollens (Fletcher and Sanchez-Goni., 2008) et les températures alcénones (Cacho et al., 1999) et dinokystes (printemps) de la carotte MD95-2043 (nord mer d'Alboran).

Sur l'ensemble des bassins, il apparaît que sur le proche continent, la première partie de H2 semble être froide et humide tandis que la seconde partie de H2 ainsi que H1 est marquée par une augmentation graduelle des plantes semi désertiques au nord-ouest de la péninsule ibérique (Naughton et al., 2007). Cette situation est contemporaine d'une diminution des niveaux des lacs en Espagne (Valero-Garces et al., 2000). Ces constatations suggèrent que les conditions atmosphériques et climatiques étaient différentes entre la première moitié de H2 et sa seconde moitié qui était plus semblable à H1.

Dans le domaine marin et parallèlement à ces observations, nos données micropaléontologiques montrent également un optimum de développement des espèces subpolaires de dinokystes (*B. tepikiense* et *S. elongatus*) et de foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* s) pendant H1 (15,5-17 ka cal. BP) et la deuxième moitié de H2 (24,5-23,5 ka cal. BP) (figure 35) dans les différentes carottes étudiées à l'exception de la MD99-2343 en raison sans doute de la basse résolution de l'étude. De plus, Bard et al., (2000) ont montré à partir de la

susceptibilité magnétique des enregistrements minéralogiques et des données biogéochimiques de la SU 81-18 (marge ibérique atlantique) respectivement, deux phases de dépôt centrées à 23.5 ka (H2a) et 25 ka (H2b) pour H2 et à 16 ka (H1a) et 17.5 ka (H1b) pour H1 avec une abondance d'alcénones concentrée vers 23.5 ka cal. BP (H2a) et 16 ka cal. BP (H1a). Ces résultats montrent que chacun des événements H1 et H2 correspond à des événements plus complexes qu'initialement observés.

L'application des concepts modernes des changements climatiques en Méditerranée qui dépendant du North Atlantic Oscillation (NAO) (Rodo, 1997) va se traduire durant cette période par une aridité sur le continent associé à un déplacement vers le nord du système des vents "Westerlies" comme pendant une phase positive d'Oscillation Atlantique (NAO+) (Combourieu-Nebout et al., 1999). Cette aridité, mise en évidence par l'augmentation de végétation steppique, aurait conduit à une augmentation de la densité des eaux de surface en Méditerranée favorisant ainsi la formation des eaux profondes en Méditerranée occidentale (WMDW) pendant les événements de Heinrich (Cacho et al., 2000; Colmenero-Hidalgo et al., 2004; Voelker et al., 2006). En effet, l'accélération de formation d'eau profonde en Méditerranée a favorisé l'augmentation des échanges Méditerranée-Atlantique et une intensification de la veine d'eau méditerranéenne permettant le dépôt de contourites "grossières" dans le golfe de Cadix durant ces périodes (Toucané et al., 2007).

D'un autre côté, des diminutions de salinité des eaux de surface ont été enregistrées en Atlantique nord (Duplessy et al., 1993, Chapman et al., 1999, SU 92-28 : figure 57 et figure 60) et au large du Portugal (Rosell-Melé, 1998) suite à l'arrivée des débâcles d'icebergs en moyennes latitudes pendant la deuxième moitié des événements de Heinrich (Naughton et al., 2007). Ceci aurait provoqué un ralentissement de la circulation thermohaline en Atlantique nord (Colmenero-Hidalgo et al., 2004) favorisant ainsi la migration du front polaire vers le sud. Cette situation associée à l'intensification des échanges Méditerranée-Atlantique permet des entrées de masses d'eau moins salées de l'Atlantique vers la Méditerranée (Cacho et al., 1999, 2000) (figure 60). Dans les différentes carottes étudiées, nous avons pu observer un allègement plus accentué de la composition isotopique de $\delta^{18}\text{O}$ de G.

bulloides vers la fin de H2 (24 ka cal. BP) et surtout de H1 (16 ka cal. BP) (figure 27) traduisant ainsi la réponse de la Méditerranée à cette déssalure. En fonction des résultats de Sierro et al., (2005), on observe des événements courts de baisse du $\delta^{13}\text{C}$ de *C. pachydermus* au nord de Minorque. Ainsi, ces événements de déssalures paraissent étroitement liés au ralentissement temporaire de la formation des eaux profondes en Méditerranée occidentale pendant la deuxième phase des événements de Heinrich.

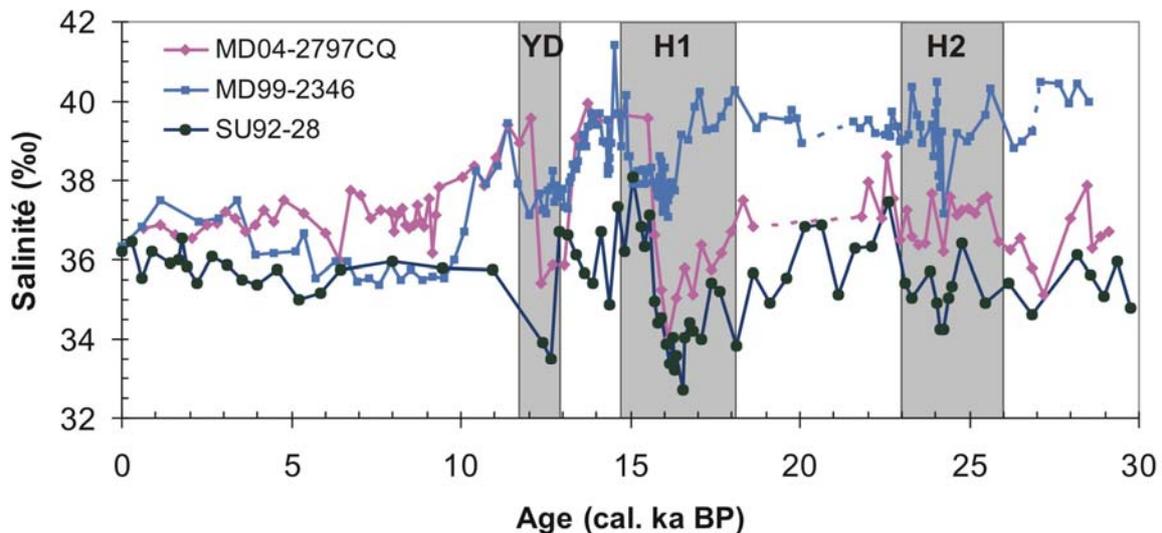


Figure. 60. Salinités des eaux de surface en Méditerranée occidentale (MD04-2797CQ : détroit Siculo-Tunisien et MD99-2346 : golfe du Lion) et de la marge ibérique atlantique (SU92-28).

Finalement, ces constatations montrent bien que contrairement à ce qui est affiché dans la majorité des études précédentes, les événements de Heinrich ne sont pas limités uniquement à la période de refroidissement intense ou de déssalure aux alentours de 24 et 16 ka cal. BP mais correspondent précisément aux phases complètes d'aridité enregistrées par les pollens dans le domaine marin ainsi que la présence de la microflore et microfaune planctonique froide à une échelle de temps désormais classique entre 26 à 23 ka pour H2 et de 18 à 15 ka pour H1 (figure 59 et figure 61).

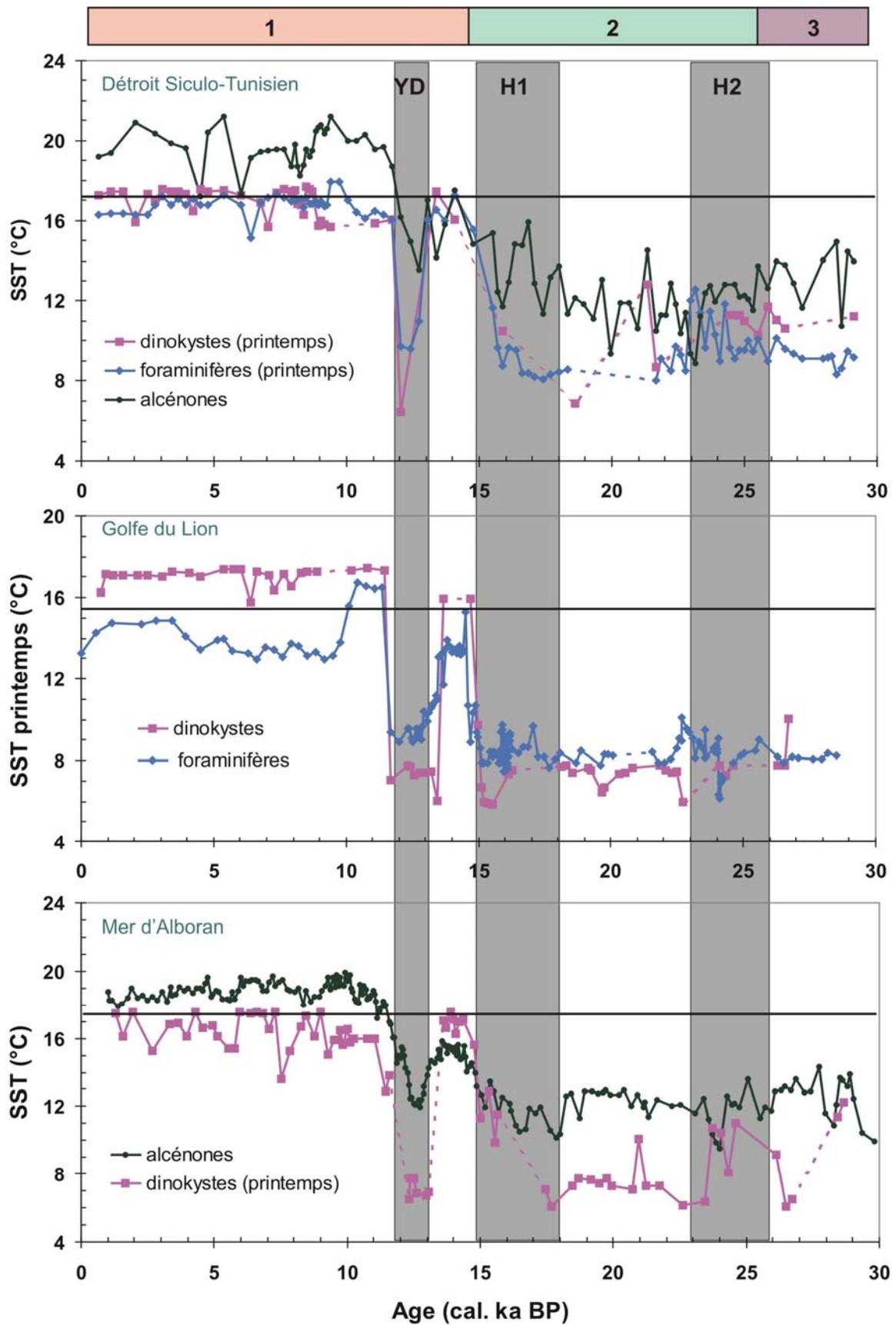


Figure 61 : Evolution des températures des eaux de surface de la Méditerranée occidentale au cours des derniers 30 000 ans.

1- 3 Le Dernier Maximum Glaciaire (LGM)

Bien que les reconstitutions des paléotempératures basées sur les associations micropaléontologiques montrent quelques faiblesses en général pendant les périodes glaciaires, il semble que les associations fossiles de dinokystes ont plus d'analogues actuels durant le Dernier Maximum Glaciaire que les assemblages fossiles de foraminifères planctoniques (figure 61). Toutefois, l'inverse est vrai pendant les événements de Heinrich (H1 et H2). De ce fait, les SST dinokystes montrent des valeurs en moyenne de l'ordre de 6°C en hiver, 7°C au printemps et 10°C en été durant le LGM dans toutes les carottes étudiées à l'exception de celles du détroit Siculo-Tunisien où faute de bons analogues nous n'avons pas pu obtenir de températures fiables pendant le glaciaire.

Classiquement, les reconstitutions des paléotempératures dans l'Océan Atlantique Nord montrent que les valeurs du LGM sont moins froides que celles des événements de Heinrich (e.g. Mix et al., 2001 ; Hemming, 2004). En revanche, en Méditerranée, il est difficile de trouver un schéma aussi uniforme. Cette situation devrait être liée à la présence d'espèces chaudes de microflore et de microfaune pendant le Maximum Glaciaire (figure 62). En mer d'Alboran comme en Atlantique nord, les SST_{alcénones} pendant le glaciaire sont moins froides au LGM que celles des événements de Heinrich (Cacho et al., 1999). A l'opposé, dans le détroit Siculo-Tunisien, les températures du LGM (Essallemi et al., 2007) sont comparables à celles des événements de Heinrich confirmant nos conclusions sur la non identification précise du LGM dans ce domaine (figure 61).

Les enregistrements de pollen en mer d'Alboran et mer Adriatique montrent la coexistence des taxons de steppes, respectivement avec les Ericacées (Fletcher and Sanchez-Goni, 2008) et les pollens de conifères (Combourieu-Nebout et al., 1998). Ceci suggère que les conditions climatiques étaient moins arides lors du LGM en comparaison avec celles ayant régné pendant les événements de Heinrich. Toutefois, une meilleure représentativité des semi-désertiques au niveau de l'enregistrement de la MD95-2043 (Alboran nord : Fletcher and Sanchez-Goni, 2008) en comparaison avec le site proche de l'ODP 976 (Combourieu-Nebout et al., 2002; Kageyama et al., 2005) suggère qu'il existe à partir de Gibraltar un gradient

West-Est d'augmentation d'aridité à travers le proche continent pendant le LGM (Fletcher and Sanchez-Goni, 2008).

D'un autre côté, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* pendant le LGM des différents sites étudiés apparaissent plus lourdes qu'actuellement d'environ 2 à 2.5 ‰ en accord avec les données de la marge Ibérique et la Méditerranée occidentale (Roucoux et al., 2001 ; Kallel et al., 2004). Toutefois, cet enrichissement était plus accentué en Méditerranée orientale avec une amplitude de 4 ‰ entre les valeurs du LGM et celle de l'Holocène (Emeis et al., 2000). Ce gradient élevé des valeurs isotopiques entre les deux bassins méditerranéens peut s'expliquer d'après Rohling and Bryden, (1994) par une augmentation du temps de résidence des masses d'eau en Méditerranée, vu que le flux d'eau méditerranéenne sortante (MOW) devait substantiellement être réduit en cette période. Toutefois, d'autres auteurs suggèrent au contraire que la Méditerranée était restée une source importante d'eau intermédiaire durant le LGM (Oppo et al., 1993 ; Marchal et al., 1998) en plein accord avec Zahn et al, (1987) qui stipulaient que l'eau méditerranéenne sortante en profondeurs intermédiaires pendant cette période était plus importante qu'actuellement .

2 - Le stade isotopique marin 1

2 - 1 Le Bölling/Alleröd

Les associations de microfaune et de microflore (figure 62) pendant le B/A et nos reconstitutions quantitatives (figure 61) montrent un réchauffement comparable à celui de l'Holocène. A l'opposé, les températures alcénones montrent des températures moins élevées que celles de l'Holocène (figure 61). Comme en Méditerranée, un réchauffement aux Hautes Latitudes est signalé par Lehman and Keigwin (1992) et Severinghaus et al., (1999) à la suite de l'augmentation du transport de chaleur vers ces régions (McManus et al., 2004). Dans ce contexte, la pénétration de la Dérive Nord Atlantique en mer de Barents est mise en évidence au B/A (Ruddiman and Glover, 1975; Duplessy et al., 1981; Polyac, 1996).

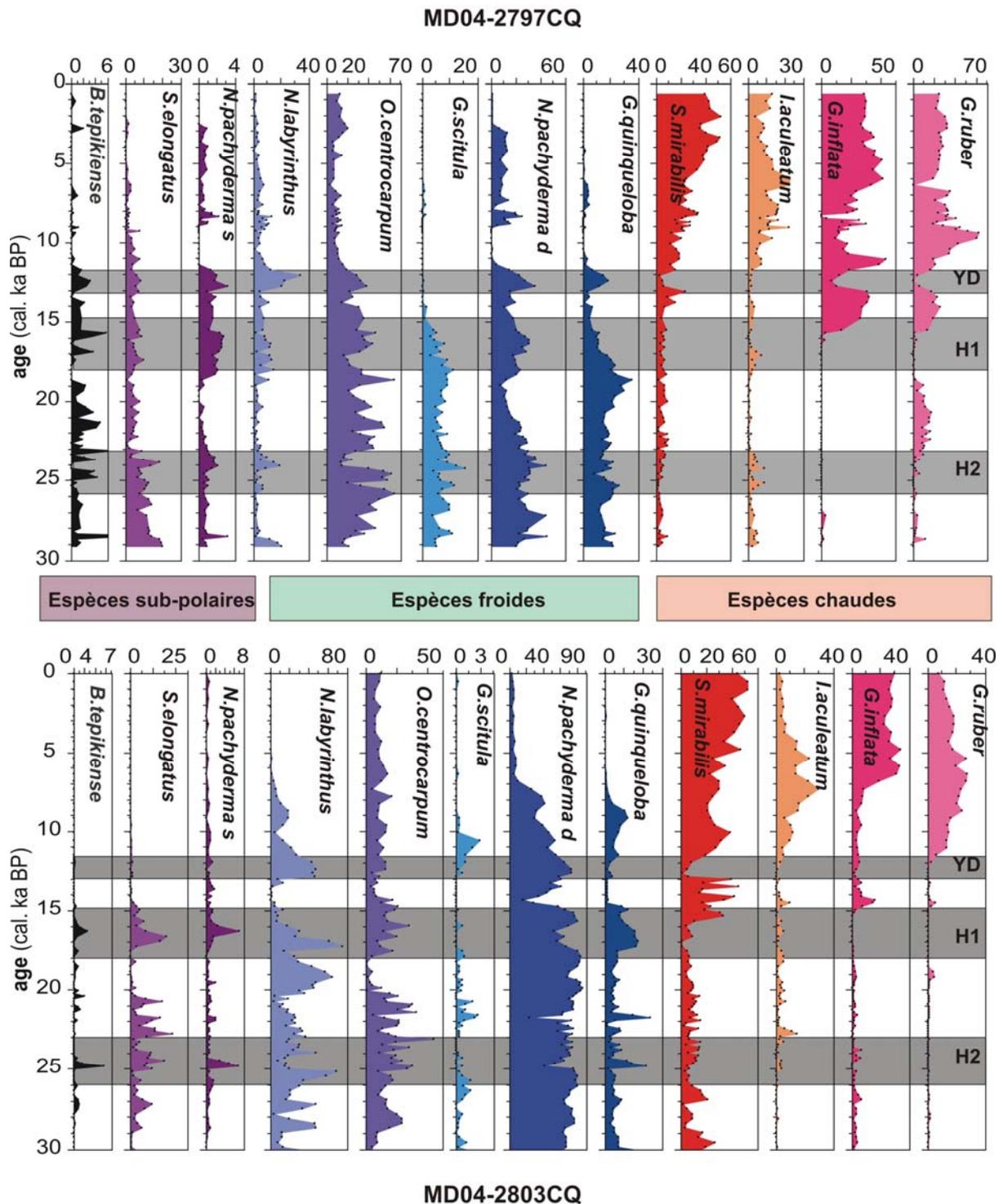


Figure 62 : Les principales espèces de dinokystes (*B. tepikiense*, *S. elongatus*, *N. labyrinthus*, *O. centrocarpum*, *S. mirabilis* et *I. aculeatum*) et de foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* senestre et dextre, *G. scitula*, *G. quinqueloba*, *G. inflata* et *G. ruber*) en Méditerranée occidentale durant les derniers 30 000 ans : dans le détroit Siculo Tunisien (MD04-2797CQ) et en mer d'Alboran (MD04-2803CQ).

Les enregistrements de pollens montrent la mise en place d'un climat plus humide à partir de 14.8 ka cal. BP en mer d'Alboran (figure 59) (Fletcher and Sanchez-Goni., 2008 ; Fletcher et al., 2009), en mer Adriatique (Combourieu-Nebout et al., 1998 ; Guinta et al., 2003), au sud-ouest de la péninsule ibérique atlantique (Fletcher et al., 2007) et dans les séquences de Baetic Sierras (Pons & Reille, 1988 ; Fernandez et al., 2007). En revanche, malgré cette regression d'aridité, les reconstitutions de salinité basées sur les foraminifères planctoniques montrent des valeurs élevées pendant cette période (figure 60).

D'un autre côté, un dépôt de fines contourites a été observé dans le golfe de Cadix durant le B/A traduisant une faible intensité de la veine d'eau méditerranéenne à la suite du ralentissement des échanges Méditerranée-Atlantique (Toucanne et al., 2007). En effet, l'existence de vents moins froids et humides en cette période limite la formation d'eau profonde en comparaison avec les événements de Heinrich durant lesquels les vents étaient plus froids et plus secs.

Ces constatations témoignent que le facteur température plus élevée prendrait le dessus sur le facteur plus forte salinité pour aboutir à des densités plus faibles et donc des plongements moins efficaces dans la zone du golfe du Lion. Cette situation va se traduire par une diminution de sortie des eaux méditerranéennes par le détroit de Gibraltar vers l'océan Atlantique.

2 - 2 Le Younger Dryas

Les assemblages de dinokystes et de foraminifères planctoniques en Méditerranée sont dominés par les taxons froids *N. labyrinthus* et *N. pachyderma* d, pendant le YD (figure 62). Cette association de microflore et de microfaune traduit des températures froides comparables ou légèrement supérieures à celles enregistrées pendant le MIS 2. La réapparition des assemblages froids des dinokystes et de foraminifères planctoniques contemporaines aux pollens semi désertiques aux dépens d'une régression des taxons de forêt dans les enregistrements polliniques de la mer d'Alboran (figure 59) (Combourieu-Nebout et al., 2002 ; Fletcher and Sanchez-Goni, 2008; Fletcher et al., 2009) et dans le golfe de Gabès et sur le plateau des Kerkennah (Brun, 1992) suggère un climat sec et froid comparable à celui des événements de Heinrich.

Les apports éoliens terrigènes augmentent en Afrique subtropicale (Hole 658C) (DeMenocal et al., 2000) en accord avec la réduction remarquable de la décharge du fleuve Niger, mise en évidence à partir des enregistrements sédimentaires du golfe de Guinée (Lézine et al., 2005). Ces constatations démontrent que le YD est aussi marqué en Afrique subtropicale et de l'Ouest par une phase aride. Ces différents traceurs ainsi que les résultats déjà obtenus en mer Tyrhénienne (Kallel et al., 1997a) et dans le golfe du Lion (Melki et al., 2009) confirment clairement que le climat pendant le YD est froid et sec sur la Méditerranée et les zones continentales avoisinantes. Ce refroidissement semblerait être causé par un ralentissement partiel de la Dérive Nord Atlantique provoquant une diminution de transfert de chaleur vers les hautes latitudes (McManus et al., 2004).

De plus, les reconstitutions de salinité basées sur les foraminifères planctoniques montrent des valeurs faibles de salinité pendant le YD (figure 60) confirmant les travaux déjà entrepris en Méditerranée (Kallel et al., 1997b ; Paterne et al., 1999 ; Melki et al., 2009) ou même sur la marge ibérique Atlantique (Duplessy et al., 1992, 1993; Paterne et al., 1998; SU 92-28 : figure 57). Ces diminutions de salinité pourraient être en partie liées aux entrées d'eau Atlantique moins salée en Méditerranée suite à la migration du front polaire vers le sud (Kallel et al., 1997). Toutefois, bien que les salinités soient plus basses globalement, le climat sec et froid aurait maintenu dans la zone de formation d'eau profonde soumise au Mistral et à la Bora des densités suffisamment élevées grâce aux températures froides pour une convection active de la colonne d'eau. Ces conditions ont favorisé indirectement l'accélération des gyres dans le bassin occidental et ainsi l'augmentation de la productivité primaire mise en évidence par les concentrations maximales de dinokystes pendant le YD (figure 58) (voir plus haut : A).

2- 3 l'Holocène

2- 3 - 1 L'Holocène inférieur à moyen (11.7 ka – 5.5 ka)

Pendant l'Holocène, les reconstitutions des températures montrent des valeurs généralement stables et comparables aux températures des eaux de surface actuelles dans les différents sites étudiés en Méditerranée (partie 3/ chapitre1) (figure 61). En revanche, un «optimum climatique» (9-8.5 à 6-5.5 ka cal. BP) est mis en évidence à partir du signal dinokystes sur la marge sud-est européenne atlantique (Turon et al. 2003 ; Eynaud et al., 2004 ; Marret et al., 2004), en Atlantique Nord (Turon et al., 2008) et le long de la marge ouest du Groenland (au nord de la Baie de Baffin) (de Vernal et al., 2006). Ce même schéma a été également observé à partir des données de diatomées et de foraminifères en mers nordiques (Koç et al., 1993 ; Fronval & Jansen, 1996) ; des données alcénones (Calvo et al., 2002) et des pollens (Huntley & Prentice, 1988) en mer de Norvège. Les modèles de simulation des données paléoclimatiques en Atlantique Nord et en arctique (Kergwin et al., 1999) et les études de déplacements des glaciers (Nesje & Kvamme, 1991) ont montré aussi cette même tendance. Sur le Groenland, les carottes de glace ont révélé des températures plus élevées de 2.5°C que celles d'aujourd'hui entre 8-5 ka cal. BP (Dahl-Jensen et al., 1998).

D'un autre côté, les estimations de salinité basées sur les foraminifères en Méditerranée occidentale (partie 3/chapitre 1) ont montré des diminutions entre 9 et 6 ka cal. BP principalement dans le golfe du Lion (figure 63). De plus, les travaux de Kallel et al, (1997, 2000) en mer Tyrrhénienne et dans le bassin Levantin ont révélé également des baisses des salinités des eaux de surface sur l'ensemble de la Méditerranée. Ces déssalures ont été aussi mises en évidence par Thunel and Williams, (1989), Rossignol-Strick et al., (1982) en Méditerranée orientale et Morzadec-Kerfourn, (2002) dans le golfe de Gabès. Cette situation de changement de l'hydrologie de la Méditerranée devrait être liée à des baisses de salinité en Atlantique ou un changement local du régime hydrologique de la Méditerranée. Or, les études précédentes sur la marge Ibérique atlantique n'ont pas montré de baisses de salinité dans cette région (Duplessy et al., 1992, 1993; SU 92-28 : figure 63).

Ceci suggère que ces diminutions de salinité en Méditerranée sont liées à un changement hydrologique local dans ce bassin.

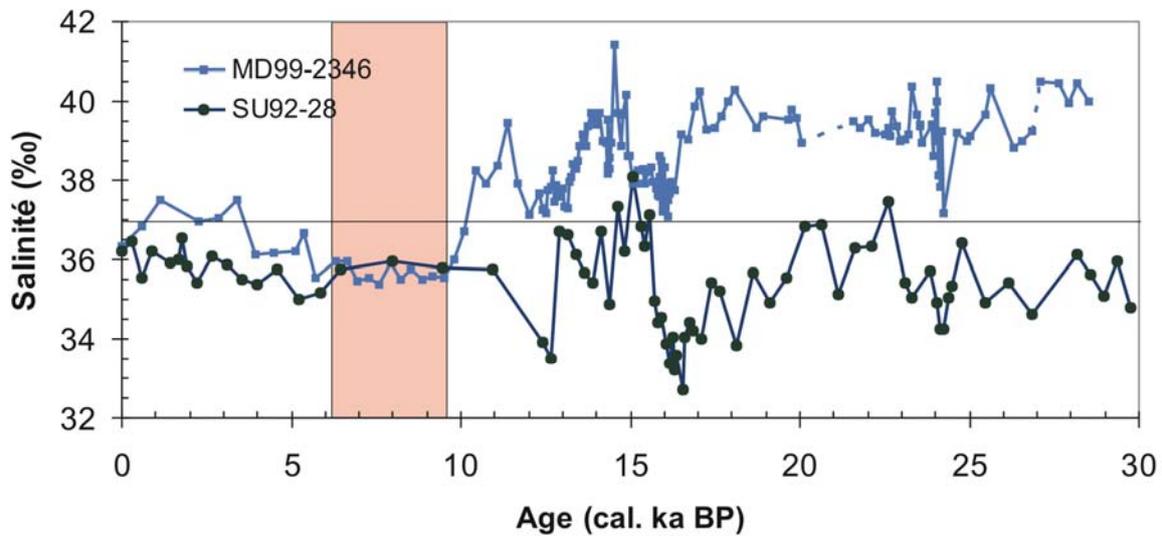


Figure 63 : Comparaison de l'évolution des salinités de surface du golfe du Lion (MD99-2346) et de la marge ibérique atlantique (SU92-28). La bande rose correspond à la période humide holocène de la Méditerranée.

Dans ce même contexte, une augmentation du niveau des lacs en Afrique du nord (Street et al., 1979; COHMAP members, 1988), une migration vers le sud de la limite du désert en Israël (Goodfriend, 1991) et une phase générale de haut niveau de lac au nord-ouest de l'Europe ainsi qu' au nord des Alpes (Magny et al., 2004) ont été observées pendant l'Holocène inférieur. Une apparition de lacs en Tunisie Présaharienne (Ballais, 1991) synchrone à un développement de paléosols en Tunisie centrale (Zerai, 2006) et aux dépôts très fins de la Mejrada (le plus important oued en Tunisie) (Zielhofer et al., 2004) témoignent d'une phase humide entre environ 10 et 6 ka cal. BP en Tunisie. Au sud du pays, le niveau de la nappe de Chott Rharsa s'est élevé de 6 m après 10 ka cal. BP (Swezei et al., 1999) associé à une augmentation de l'approvisionnement hydrologique du bassin versant d'Oued El Akarit (Fontes et Gasse., 1991). Encore en Tunisie, l'analyse palynologique de carottes marines dans le golfe de Gabès et sur le plateau des Kerkennah montrent une expansion des pollens d'Oléa et Pistacia pendant l'Holocène inférieur confirmant ainsi ce climat chaud et humide (Brun, 1992) de la Méditerranée centrale à l'Holocène inférieur et moyen. De plus, les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ des données de

spéléothèmes de Carburangeli Cave en Sicile et au centre de l'Italie (Frisia et al., 2006; Zanchetta et al., 2007b) et du Soreq au nord d'Israël (Bar Matthews et al., 2000, 2003) sont élevées durant cette même période et sont interprétées comme indicateur d'augmentations des précipitations. Tous ces enregistrements associés aux baisses de salinité des eaux de surface méditerranéennes mettent en évidence l'existence d'une phase d'humidité sur le bassin méditerranéen et les terres qui l'entourent pendant l'Holocène inférieur à moyen.

En 1991, Petit-Maire a montré que cette période était l'une des périodes les plus propices pour l'installation des hommes au Sahara de tout le Quaternaire. En effet, les anglo-saxons parlent même du "Green Sahara" car le désert saharien africain hyperaride de nos jours était devenu complètement couvert par une savane argumentée par la présence de faune lacustre (DeMenocal et al., 2000). Cette augmentation d'humidité durant cette période correspond à un maximum d'insolation d'été en Hémisphère Nord (Berger, 1978) associé à une diminution de la précession (figure 64) conduisant à une augmentation du contraste saisonnier (Huntley and Prentice, 1988 ; Kutzbach and Webb, 1993). Cette situation a provoqué une intensification des vents (westerlies) qui traversent le sud de l'Europe produisant ainsi des étés et des hivers en Méditerranée respectivement plus chauds et plus froids qu'actuellement (Watts et al., 1996) d'où les taux élevés d'humidité causée par un maximum de mousson africaine (Rohling et al. 2002).

C'est au cours de cette période que nous montrons qu'un épisode présapropélique est mis en place dans le détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ) contemporain du dépôt du sapropèle S1 en Méditerranée orientale entre 9-6 ka cal. BP (Rohling et al., 1994; Kallel et al., 1997a, b; Ariztegui et al., 2000). Une des premières hypothèses émises pour expliquer le dépôt du sapropèle S1 était que le principal moteur était la forte augmentation du débit du Nil (environ 3 fois) suite aux fortes précipitations survenues sur le bassin versant en Ethiopie et au Sahara africain (Béthoux, 1984). En revanche, les différentes études réalisées depuis en Méditerranée réfutent cette hypothèse et mettent en exergue que la principale cause de la mise en place du sapropèle S1 était les fortes précipitations directement tombées sur les eaux méditerranéennes contribuant aux baisses de salinité et à la stratification de la colonne d'eau provoquant ainsi des conditions anoxiques en profondeur (Kallel et al., 1997; Kotthoff et al., 2008).

Pour ces auteurs, la mise en place du sapropèle S1 s'accompagne d'une augmentation de la productivité primaire en Méditerranée orientale. En revanche, dans notre étude, les concentrations en dinokystes ne montrent pas une augmentation de la productivité primaire dans le bassin occidental (figure 58). Toutefois, bien que les indices de paléoprodutivité n'aient pas reflété une tendance équivalente dans les deux bassins, la bonne conservation de la Matière Organique a conduit à la mise en place d'un épisode présapropélique dans le détroit Siculo-Tunisien. En effet, les baisses de salinité associées à des vents moins froids et humides auraient diminué la densité des eaux de surface dans cette région favorisant un ralentissement de la circulation thermohaline et une meilleure conservation de la matière organique durant le dépôt de pré-sapropèle.

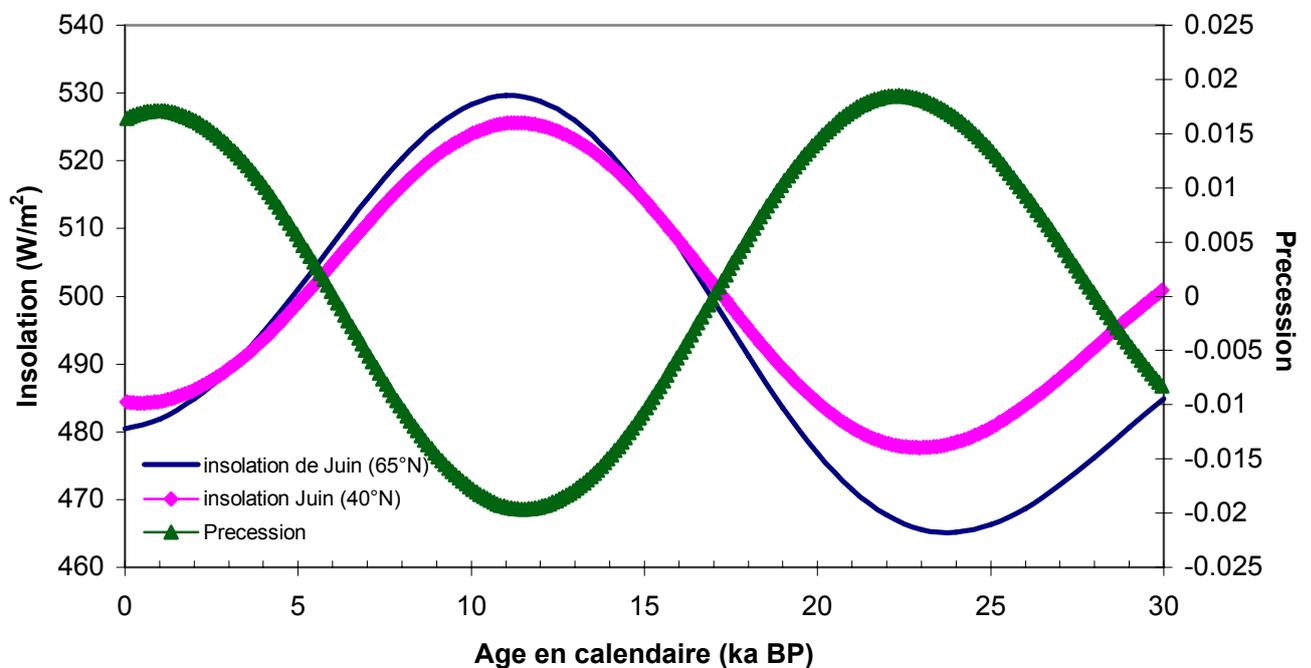


Figure. 64. Les paramètres orbitaux : précession et insolation d'été en Hémisphère Nord au cours des derniers 30 000 ans.

L'événement du 8.2

Parmi toutes les variabilités de faible amplitude mises en évidence dans notre étude vers 9,3 ka, 7 ka et 2,7 ka cal. BP (Partie2/chapitre 2/C), l'événement le plus significatif et retrouvés dans le maximum de séquences étudiées est le "8.2 event". Lorsqu'il n'est pas mis en évidence, nous pouvons dans ce cas là pensé qu'il s'agit

d'un manque de résolution dans l'échantillonnage. Cet événement froid et sec en Hémisphère Nord (e.g. Klitgaard-Kristensen et al., 1998; von Grafenstein et al., 1998; Nesje and Dahl., 2001; Yu and Wright., 2001; Baldini et al., 2002; Dean et al., 2002 ; Mayewski et al., 2004 ; Alley and Agustsdottir, 2005 ; Rohling and Pälike, 2005) a été identifié initialement dans le signal isotopique des carottes de glace du Groenland (Alley et al., 1997 ; Leuenberger et al., 1999) et serait dû à une dernière décharge des lacs périglaciaires Agassiz et Ojibway (Barber et al., 1999 ; Teller et al., 2002).

Nous avons par les mesures du POC dans le détroit Siculo Tunisien, montré que le dépôt de l'épisode présapropélique était interrompu vers 8,2 ka cal. BP (figure 29). A la même date, une interruption du dépôt du sapropèle S1 est enregistrée dans le bassin oriental (Rohling et al., 1997 ; De Rijk et al., 1999 ; Mercone et al., 2000). La durée de cet interruption est encore sujet de débat (Rohling et al., 1997 ; De Rijk et al., 1999 ; Ariztegui et al., 2000 ; Mercone et al., 2000 ; Guinta et al., 2003 ; Abu-Zied et al., 2008) et est estimé de 150 à 500 ans. Il est important de noter que cette interruption dans le bassin occidental semblerait plutôt être liée à une médiocre conservation de la matière organique sans doute liée à une forte reprise de la circulation profonde suite au rétablissement temporaire de bonnes conditions de ventilation en Méditerranée stoppant ainsi respectivement les conditions présapropéliques dans le détroit Siculo-Tunisien et sapropélique dans le bassin oriental (Casford et al., 2003).

Comme les données marines, les enregistrements palynologiques de Lago di Vico (Magri and Parra, 2002) et les données de Spéléothème de Corchia cave (Zanchetta et al., 2007) ont montré respectivement une diminution de pollen d'arbres et de $\delta^{18}\text{O}$ vers 8.1 kyr cal. BP confirmant ainsi le caractère aride et froid de cet événement en Italie centrale. En plus, les spéléothèmes de Soreq en Israël ont révélé une augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ de 1‰ et une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ de -4 à -11‰ (Bar Matthews et al., 2000, 2003) dans le bassin oriental réaffirmant l'impact de ce bref refroidissement sur l'ensemble du bassin méditerranéen et les continents qui l'entourent.

2 – 3 – 2 L'Holocène supérieur (à partir de 5.5 ka cal. BP)

La mise en place des assemblages modernes de dinokystes et de foraminifères planctoniques apparaît entre 6 et 5,5 Ka cal. BP en accord respectivement avec les travaux de Turon and Londeix, (1988) et Vergnaud-Grazzini (1989). Toutefois, les reconstitutions des températures des différents traceurs ne perçoivent pas ces changements de microflore et de microfaune observés pendant l'Holocène supérieur (figure 62) (partie 2/chapitre2) et les valeurs de température sont restées relativement comparables à celles enregistrées pendant l'Holocène inférieur à moyen (figure 61) (partie3/chapitre1).

D'un autre côté, c'est à partir de 7 kyr cal. BP, que nous observons des baisses des valeurs du Carbone Organique Particulaire dans le détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ) contemporaines à des diminutions du $\delta^{13}\text{C}$ des spéléothèmes en Italie (Frisia et al., 2006; Zanchetta et al., 2007b) et des baisses des niveaux des lacs d'Afrique de l'Hémisphère Nord (Damnati, 2000), Tigalmamine (au Maroc) (Gasse and Van Campo, 1994 ; Lamb et al., 1995) et la rarefaction des ruissellements dans les régions tropicales (Lézine et al., 2005). Toutes ces constatations mettent en évidence un début du processus d'aridification lié à l'affaiblissement de la mousson africaine après 7 kyr cal. BP et une augmentation de la précession (figure 64) (Rossignol-Strick, 1985 ; Gasse and Van Campo, 1994 ; De Menocal et al., 2000).

Vers 5 ka cal. BP, une régression des hygrophytes est observée dans le signal palynologique des carottes prélevées dans le golfe de Gabès et sur le plateau des Kerkennah reflétant le début d'une phase d'aridification dans cette région (Brun, 1992). En effet, après 5,5 ka cal. BP, une réduction des différences saisonnières d'insolation d'été dans l'Hémisphère Nord s'est produite (McDermott et al., 1999) favorisant la mise en place des conditions arides en Afrique du nord (Vernet and Faure, 2000) ainsi qu'aux bordures méditerranéennes (COHMAP Members, 1988 ; Cheddadi et al., 1997 ; Prentice et al., 1998 ; Magny et al., 2004 ; Sbaffi et al., 2004) et le climat devient caractérisé par des étés chauds-secs et des hivers doux-humides comme aujourd'hui. Ce passage vers des conditions moins humides semble avoir conditionné les modèles de migration des sociétés anciennes comme

les pharaons en Egypte (Hassan, 1997) vers des régions où il y a plus de disponibilité des ressources en eau.

En Atlantiques Nord, des diminutions de températures des eaux de surface ont été enregistrées à partir de 5.5 ka cal. BP (Koç et al., 1993 ; Calvo et al., 2002). Cette diminution est également démontrée par la disparition du dinokyste *S. mirabilis* des associations de dinokystes au sud de l'Islande (MD95-2015) (figure 37) et son remplacement par des espèces plus froides (Turon et al., 2008). En plus, les données des carottes de glace et les modèles de simulations tendent aussi à montrer une diminution de transport de chaleur de l'Atlantique Nord vers les mers Nordiques à cette période en comparaison avec l'Holocène inférieur à moyen (Alley et al., 1999). En revanche, les températures en Méditerranée gardent quasiment les mêmes valeurs enregistrées durant l'Holocène inférieur à moyen confirmant ainsi la non évidence d'un "Optimum climatique" en Méditerranée.

**CONCLUSIONS GENERALES
ET PERSPECTIVES**

Les objectifs principaux de notre étude étaient de reconstituer par le biais de l'outil "dinokystes" et foraminifères planctoniques, la variabilité des péleoenvironnements de surface en Méditerranée occidentale sur une vaste panoplie de séquences au cours des derniers 30 000 ans. Il s'agissait ainsi de remplir deux objectifs majeurs :

- 1- Tester la potentialité et la sensibilité d'un traceur jusqu'à ce jour peu étudié dans les études paléoclimatiques en Méditerranée occidentale;
- 2- Utiliser ce traceur dans les reconstitutions des paramètres environnementaux comme un élément de comparaison et ou de substitution aux reconstitutions des foraminifères planctoniques qui se heurtent au problème de faible similarité entre les faunes fossiles et modernes (Kallel et al., 1997 a, b);
- 3- Mettre en évidence et consolider un schéma d'évolution plus précis de la Méditerranée durant le Quaternaire terminal aux travers de cette approche multi-disciplinaire impliquant dinokystes, foraminifères planctoniques, isotopes de l'oxygène et du carbone et leurs comparaisons aux autres traceurs paléocéanographiques disponibles.

Les résultats obtenus sur les deux derniers stades isotopiques 1 et 2 montrent une bonne cohérence entre l'information semi-quantitative et quantitative (fonction de transfert) fournie par les assemblages de dinokystes et de foraminifères planctoniques ainsi que les données définies sur la base des travaux précédents. Ainsi nous pouvons distinguer classiquement deux périodes de refroidissement le MIS 2 (26-15 ka cal. BP) et le Younger Dryas (13-11,7) et deux périodes de réchauffement : le Bölling/Alleröd (14,7-13 ka cal. BP) et l'Holocène (les derniers 11 500 ans). Selon le schéma chronostratigraphique adopté, permettant de préciser malgré les problèmes d'âge réservoir le contexte chronologique de ces événements, nous pouvons retenir :

1 - Le stade isotopique marin 2 et le Younger Dryas

Le stade isotopique marin 2 (MIS 2)

- Il montre une association de plusieurs taxons froids de dinokystes (*N. labyrinthus*, *B. tepikiense*, *S. elongatus*) et de foraminifères planctoniques (*N. pachyderma* d et S, *G. scitula*, *G. quinqueloba*). Toutefois, il semble que les espèces subpolaires de dinokystes *B. tepikiense* et/ou *S. elongatus* et du foraminifère

planctonique *N. pachyderma* senestre sont plus présents pendant les événements de Heinrich en association avec un développement de la végétation steppique. Ceci suggère l'établissement d'un climat froid et sec sur le pourtour méditerranéen et la présence d'eaux de surface à caractère boréal durant ces périodes. Ces conditions ont favorisé l'accélération de la formation d'eau de fond en Méditerranée occidentale conduisant ainsi à une intensification des échanges Méditerranée-Atlantique pendant les événements de Heinrich.

- Les reconstitutions des paléotempératures des eaux de surface basées sur les assemblages micropaléontologiques révèlent quelques faiblesses en général durant cette période. Cette situation devait être liée à la présence, même en faibles pourcentages, de taxons d'environnement chaud, de dinokystes et de foraminifères planctoniques. Néanmoins, il semble que les associations fossiles de dinokystes ont plus d'analogues actuels durant le LGM que les assemblages fossiles de foraminifères planctoniques. L'inverse est vrai pendant les événements de Heinrich (H1 et H2). Durant le LGM, l'estimation des reconstitutions des SST par les fonctions de transfert dinokystes sont en moyenne de l'ordre de 6°C en hiver, 7°C au printemps et 10°C en été dans toutes les carottes étudiées à l'exception de celle du détroit Siculo-Tunisien qui n'a pas fourni d'estimations de températures fiables pendant le glaciaire.

- Classiquement, les reconstitutions des paléotempératures dans l'Océan Atlantique Nord montrent que les valeurs du LGM sont moins froides que celles des événements de Heinrich (e.g. Mix et al., 2001 ; Hemming, 2004). En revanche, il est difficile de trouver un schéma aussi uniforme en Méditerranée occidentale. En effet, en considérant les SST_{alcénones} pendant le glaciaire, nous remarquons que les valeurs du LGM sont moins froides que celles des événements de Heinrich en mer d'Alboran (Cacho et al., 1999) comme c'est le cas en Atlantique nord. A l'opposé, dans le détroit Siculo-Tunisien, les températures alcénones du LGM (Essallemi et al., 2007) sont comparables à celles des événements de Heinrich. Ceci suggérerait que le refroidissement pendant les événements de Heinrich serait d'autant plus important que le site est proche du détroit de Gibraltar.

- Durant H2 et H1, les températures minimales sont enregistrées vers 24 ka et 16 ka cal. BP respectivement. En parallèle et aux mêmes dates, nous avons observé une brève période de forte déssalure des eaux de surface en relation avec l'allègement maximal des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ de *G. bulloides* pendant cette période

glaciaire. Cette situation devait être liée à la migration du front polaire vers le sud permettant ainsi des entrées en surface en Méditerranée de masse d'eau moins salées contemporaines des débâcles d'iceberg dans l'océan Atlantique nord. Ces épisodes de diminution de salinité en Méditerranée occidentale vers la fin de H2 et H1 sont synchrones à des diminutions du $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères benthiques au nord de Minorque, près de la région de formation des WMDW (golfe du Lion), ce qui pour Sierrro et al, (2005) suggère un ralentissement temporaire durant une partie des événements de Heinrich de la circulation thermohaline en Méditerranée.

Le Younger Dryas

Contrairement au MIS 2, la réponse de la microflore et de la microfaune est uniforme pendant le Younger Dryas sur l'ensemble de la Méditerranée occidentale et même sur la marge ibérique atlantique. L'assemblage de dinokystes est dominé par *N. labyrinthus* et celui des foraminifères planctoniques par *N. pachyderma* D. Les SST_{dinokystes} (6°C en hiver et au printemps et 10°C en été) dans tous les sites étudiés sont plus froides que les températures estimées à partir des foraminifères planctoniques (9°C au printemps). Toutefois, nous constatons que bien que les SST_{dinokystes} soient identiques à celles du MIS 2, les SST_{foraminifères} et même les SST_{alcénones} semblent être toujours inférieures aux valeurs de la fin de la période glaciaire, à l'exception de la mer d'Alboran où les trois traceurs montrent des valeurs identiques durant le Younger Dryas et l'ensemble H2-LGM-H1.

- Les concentrations maximales de dinokystes sont étroitement corrélées à l'optimum de développement de *N. labyrinthus* observées pendant le Younger Dryas. Ces observations s'accordent pour identifier une forte productivité primaire en Méditerranée occidentale pendant le Younger Dryas. Cette situation est liée à la bonne convection de la colonne d'eau mise en évidence aussi par l'abondance de *N. pachyderma* dextre aux dépens de *G. inflata* (Rohling et al., 1995).

- L'étroite relation productivité-accélération des courants anticycloniques et cycloniques révèle durant le Younger Dryas une accélération des échanges autour de Gibraltar. L'ensemble des données 'foraminifères' montre les plus faibles salinités des derniers 30 000 ans à cette période sur le bassin occidental comme sur la marge ibérique atlantique. Ce schéma démontre la grande influence des

changements rapides en Atlantique Nord sur l'hydrologie de la Méditerranée occidentale comme durant les événements de Heinrich.

2 - Le Bölling/Alleröd et l'Holocène :

Le Bölling/Alleröd

- Les associations de microfaune et de microflore pendant le Bölling/Alleröd montrent un réchauffement comparable à celui de l'Holocène. A l'opposé, les températures alcénones traduisent des conditions moins élevées que celles de l'Holocène.

- Bien que les reconstitutions de salinités basées sur les foraminifères planctoniques montrent des valeurs élevées pendant le Bölling/Alleröd, l'existence de vents moins froids et plus humides (Combourieu-Nebout et al., 1998 ; Guinta et al., 2003; Fletcher and Sanchez-Goni., 2008; Fletcher et al., 2009) durant cette période provoquent une réduction de la formation d'eau profonde conduisant à une déccélération des échanges Méditerranée-Atlantique pendant cette période par rapport aux événements de Heinrich.

L'Holocène

- Les assemblages de dinokystes et de foraminifères planctoniques sont dominées par les espèces d'environnement chauds de dinokystes (*S. mirabilis* et *I. aculeatum*) et de foraminifères planctoniques (*G. inflata* et *G. ruber*). Les reconstitutions des températures montrent des valeurs généralement stables et comparables en majorité aux températures des eaux de surface actuelles dans les différents sites étudiés en Méditerranée pendant l'Holocène. Toutefois, une variabilité de faible amplitude est mise en évidence à partir des diminutions brèves des taxons thermophiles de dinokystes centrées principalement vers 9,3 ka, 8,2 ka, 7 ka et 2,5 ka cal. BP. C'est toutefois, l'événement 8,2 ka qui est le plus fréquemment identifié sur la majorité de nos séquences.

- Les estimations de salinité basées sur les foraminifères planctoniques en Méditerranée occidentale ont montré des diminutions entre 9 et 6 ka cal. BP liée à un changement des conditions hydrologiques de la Méditerranée en accord avec la forte pluviosité mise en évidence sur la mer Méditerranée et les continents qui l'entourent pendant l'Holocène inférieur à moyen.

- Durant cette période humide, les conditions climatiques étaient propices au dépôt d'un épisode présapropélique dans le détroit Siculo-Tunisien synchrone à la formation du sapropèle S1 en Méditerranée orientale. Durant l'Holocène inférieur, les concentrations faibles des dinokystes en Méditerranée occidentale devraient être en relation avec une diminution de la productivité phytoplanctonique. A l'inverse, une augmentation de la productivité primaire est observée par la plupart des auteurs dans le bassin oriental. Malgré ce contraste entre les deux bassins méditerranéens, les diminutions de salinité et la dominance de vents moins froids et surtout humides s'accordent pour un ralentissement de la circulation et conduisant à une meilleure conservation de la matière organique en Méditerranée. De plus, nous observons une reprise temporaire de la circulation pendant l'événement du 8.2 contemporaine à une interruption du dépôt de l'épisode présapropélique dans le détroit Siculo-Tunisien et du sapropèle S1 en Méditerranée orientale. Cette dynamique nous incite à penser que l'impact des conditions de conservation de la matière organique aurait joué un rôle déterminant dans la formation des sapropèles par rapport au facteur productivité primaire.

- Pendant l'Holocène supérieur, nous observons une régression du dinokyste *I. aculeatum* et du foraminifère *G. ruber* aux dépens d'une augmentation des espèces *S. mirabilis* et *G. inflata* à l'exception de la partie nord de la Méditerranée où domine le dinokyste *I. aculeatum* et le foraminifère planctonique *N. pachyderma* (d). Les reconstitutions quantitatives des températures des différents proxies micropaléontologiques ne perçoivent pas ces changements de microflore et de microfaune pendant l'Holocène supérieur et les valeurs de températures sont restées relativement comparables à celles enregistrées pendant l'Holocène inférieur à moyen.

- Un changement dans la composition des assemblages modernes de dinokystes et de foraminifères planctoniques débute entre 6 et 5,5 Ka cal. BP et est synchrone avec la réduction des différences d'insolation saisonnière. Ceci favorise l'établissement de conditions arides en Afrique du nord (Vernet and Faure, 2000) et aux bordures méditerranéennes (COHMAP Members, 1988 ; Cheddadi et al., 1997 ; Prentice et al., 1998 ; Magny et al., 2002 ; Davis et al., 2003 ; Sbaifi et al., 2004). Ces conditions climatiques différentes de celles de l'Holocène inférieur marquent le retour du fonctionnement de la Méditerranée en bassin de concentration identique à

aujourd'hui avec une reprise de la circulation d'eau profonde, cependant vraisemblablement moins active qu'au Younger Dryas.

Finalement, nos résultats montrent la grande sensibilité de la microflore et de la microfaune en Méditerranée aux réponses aux changements abrupts enregistrés aux hautes et moyennes Latitudes de l'Hémisphère Nord (événements de Heinrich, Younger Dryas, décharges des lacs périglaciaires pendant l'Holocène) ainsi qu'au changement des paramètres orbitaux extrêmes comme le minimum d'insolation de l'Hémisphère Nord pendant le LGM ou la période du Grand humide de la Méditerranée lors du maximum d'insolation.

Perspectives

Ce travail ouvre de nombreuses perspectives au regard des implications paléoclimatiques et paléohydrologiques des résultats présentés. Nous proposons :

Pour améliorer les reconstitutions temporelles et préciser les résultats de ce travail,

- Préciser les âges réservoirs et faire intensifier les études de tephra ou des datations de pollens sur le domaine continental;
- Une meilleure corrélation avec les pollens et augmentation de la résolution dans les mêmes carottes étudiées;
- Une meilleure corrélation avec les changements hydrologiques des masses d'eau profondes avec des données micropaléontologiques et isotopiques de foraminifères benthiques, Mg/Ca et l'étude des vestibules d'ostracodes;
- Aboutir à une synthèse de l'évolution des dinokystes et des environnements atlantiques et méditerranéens par l'étude d'autres sites de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée étendues aux bassins orientaux.

Pour améliorer les reconstitutions des paléotempératures,

- Enrichir la base de donnée des références surtout en Méditerranée orientale;
- Une meilleure précision sur les données environnementales actuelles;
- Comprendre la présence des taxons chauds de microflore et de microfaune pendant les événements froids et essayer de cerner cet handicap.

RÉFÈRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abidi, N., 1997.** Les kystes de dinoflagellés marqueurs de l'environnement océanique: Répartition actuelle dans l'océan indien occidental et application à deux séquences sédimentaires du canal de Mozambique. Thèse de doctorat de l'université P. et M. Curie (Paris VI).
- Abu-Zied, R. M., Rohling, E. J., Jorissen, F. J., Fontanier, C., Casford, J. S. L., Cooke, S., 2008.** Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to recent times. *Marine Micropaleontology* 67, 46-68.
- Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H. W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Novaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S., Zolitschka, B., 1999.** Rapid environmental changes in Southern Europe during the last glacial period. *Nature*. 400, 740-743.
- 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., Clark, P. U., Keigwin, L. D., Webb, R. S., 1999.** Ice-core evidence of Late-Holocene reduction in North Atlantic Ocean heat transport. In: Clark, P. U., Webb, R. S., Keigwin, L. D. (Eds.), *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. American Geophysical Union, Washington DC, 301-312.
- Alley, R. B., Agustsdottir, A. M., 2005.** The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science review* 24, 1123-1149.
- Anderson, D.R., Wall, D., 1978.** Potential importance of benthic cysts of *Gonyaulax tamarensis* and *G. excavate* in initiating toxic dinoflagellate blooms. *J. Phycol* 14, 224-234.
- Anderson, D.M., 1980.** Effects of temperature conditioning on development and germination of *Gonyaulax tamarensis* (Dinophyceae) hypnozygotes. *J. Phycol* 16, 166-172.
- Anderson, D.M., Lively, J.J., Reardon, E.M., Price, C.A., 1985.** Sinking characteristics of dinoflagellate cysts. *Limnol. Oceanogr.* 30 (5), 1000-1009.
- Astraldi, M., Gasparini, G. P., Sparnocchia, S., Moretti, M., Sansone, E., 1996.** The characteristics of the water masses and the water transport in the Sicily Strait at long time scales. In F. Briand *Dynamics of Mediterranean straits and channels* 2, 95-115. Monaco: CIESM Science Series.
- Astraldi, M., Balopoulos, S., Candela, J., Gacie, M., Gasparini, G.P., et al., 1999.** The circulation. *Progress in Oceanography*. 44, 65-108.
- Ariztegui, D., Asioli, A., Lowe, J.J., Trincardi, F., Vigliotti, L., Tamburini, F., Chondrogianni, C., Accorsi, C.A., Bandini Mazzanti, M., Mercuri, A.M., Van der Kaars, S., McKenzie, J.A., Oldfield, F., 2000.** Paleoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 158, 215-240.
- Ballais, j. L., 1991.** Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. *Méditerranée*, 4, 31-38.

- Baldini, J.U.L., McDermott, F., Fairchild, I.J., 2002.** Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleothem trace element record. *Science* 296, 2203-2206.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Keigwin, M.W., Bilodeau, G., Mc Nelly, R., Southon, J., Morehead, M.D., Gagnon, J.M., 1999.** Forcing of the cold event of 8 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344-348.
- Barcena, 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.
- Barcena, 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.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L., Gendreau, S., 2000.** Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic (Research: Reports). *Science*. 289 (5483), 1321-1324.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 1997.** Late Quaternary paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq cave, Israel. *Quaternary Research* 47, 155-168.
- 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. *Chem. Geol.* 169, 145-156.
- 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.
- Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., 1971.** Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In: Funnel, B.M, Riedel, W.R. (Eds.), *the Micropaleontology of oceans*. Cambridge University Press, 105-149.
- Benzohra, M., Millot, C., 1995.** Characteristics and circulation of the surface and intermediate water masses off Algeria. *Deep-Sea Research I* ; 42, n° 10, 1803-1830.
- Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2004.** The dynamics of the Sicily Strait : a comprehensive study from observations and models. *Deep-Sea Research II*. 51, 411-440.
- Berger, A. L., 1978.** Long-term variations of caloric solar insolation resulting from Earth's orbital variations. *Quaternary research*. 9, 139-167.
- Béthoux, J. P., 1977.** Contribution à l'étude thermique de la mer Méditerranée. Rapport n° 20, Laboratoire de physique et de chimie Marine, université Pierre et Marie Curie, Paris, 199.
- Béthoux, J. P., 1984.** Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20 000 ans. *Oceanologica Acta* 7, 43-48.

- Béthoux, J. P., Moran, P., Chaumery, C., Connan, O., Gentili, B., Ruiz-Pino., 1998.** Nutrients in the Mediterranean Sea, mass balance and statistical analysis of concentration with respect to environmental change. *Marine Chemistry* 63, 155-169.
- Bianchi, G. G., McCave, I. N., 1999.** Holocene periodicity in north atlantic climate and deep-ocean flow south of iceland. *Nature* 397, 515-517.
- Boessenkool, K. P., 2001.** Century-to-millennium-scale records of climate variability, paleoproductivity and surface circulation offshore northwest Scotland during the last deglaciation. (Eds.) *Environmental changes in the North Atlantic region during the last deglaciation*. LPP Contributions Series n°15. 51-70.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., 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.
- Bougis, P., 1974.** *Ecologie du plancton marin, II. Phytoplancton*, Masson, Paris, 204.
- Burkholder, J.M., Noga, E., Hobbs, C., Glasgow, H.B.Jr., 1992.** New 'phantom' dinoflagellate is the causative agent of major estuarine fish kills. *Nature* 358, 407-410.
- BRANDHORST, W., (1977).** Les conditions du milieu au large de la côte tunisienne. *Bull.Inst. Nat. Scient. Tech. Océanogr. Pêche Salammbô*, 4 - (2-4) 129-220.
- Brun, A., (1992).** Pollens dans les séries marines du Golfe de Gabès et du plateau des Kerkennah (Tunisie) : Signaux climatiques et anthropiques. *Quaternaire* 3, volume 1, 31-39.
- Cacho, I., Grimalt, J.-O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.-J., Flores, J.-A., Shackleton, N., 1999.** Dansgaard-Oeschger and Heinrich imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 698-705.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000.** Evidence of enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and planetary Science Letters* 183, 417-429.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Saffi, L., Shackleton, N., 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., Canals, M., 2002.** Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climate variability during the last 50 000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems*. 33-34, 253-272.
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., 2006.** Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}O$ from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science reviews*.
- Calvo, E. Grimalt, J., Jansen, E., 2002.** High resolution U^{k}_{37} sea surface temperature reconstitution in the Norwegian Sea during the Holocene. *Quaternary Science reviews*. 21, 1385-1394.
- Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R., Cooke, S., Fontanier, C., Leng, M., Lykousis, V., 2002.** Circulation changes and nutrient

concentrations in the Late Quaternary Aegean Sea: A nonsteady state concept for sapropel formation. *Paleoceanography* 17, n°2.

Casford, J. S. L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R. H., Jorissen, F. J., Leng, M., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 190, 103-119.

Cauwet, G., Gadel, F., de Souza Sierra, M.M., Donard, O., Ewald, M., 1990. Contribution of the Rhône river to organic carbon inputs to the Northwestern Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 10, 1025-1037.

Cheddadi, R., Yu, G., Guiot, J., Harrison, S. P., Prentice, I. C., 1997. The climate of Europe 6000 years ago. *Climate dynamics* 13, 1-9.

CLIMAP Project members, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. *Science*.

COHMAP members, 1988. Climate changes of the last 18 000 years: Observations and model simulations. *Science*. 241, 1043-1052.

Colmenero-Hidalgo, E., flores, J.A., Sierro, F.J., Barcena, M.A., Löwemark, L., Schönfeld, J., Grimalt, J.O., 2004. Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean). *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 205, 317-336.

Combourieu-Nebout, N., Paterne, M., Turon, J.L., Siani, G., 1998. A high resolution record of the last deglaciation in the central Mediterranean sea: paleovegetation and paleohydrological evolution. *Quaternary Science reviews* 17, 303-317.

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. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 161, 457-468.

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.

Cramp, A., O'Sullivan, G., 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology* 153, 11-28.

Carter, T. G., Flanagan, J. P., Jones, C. R., Marchant, F. I., Murchison, R. R. Rebman, J. H., Sylvester, J. C., Whitney, J. C., 1972. A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea. In "The Mediterranean Sea" (D. J. Stanley, Ed.). Dowden, Hutchinson et Ross, Stroudsburg, Pa, 1-14.

Cruzado, A., 1985. Chemistry of Mediterranean Waters. In: Margalef, R, (Ed.), *Western Mediterranean*. Pergamon Press, Oxford, 126-147.

Chapman, M. R., Maslin, M. A., 1999. Low-latitude forcing of meridional temperature and salinity gradients in the subpolar North Atlantic and the growth of glacial ice sheets. *Geology* 27, 875-878.

Dahl-Jensen, D., Mosegaard, K., Gunderstrup, N., Clow, G. D., Johnsen, S. J., Hansen, A. W., Balling, N., 1998. Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science* 282, 268-271.

- 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., 1983.** Dinoflagellate resting cysts: "Benthic plankton". Dans Fryxell G.A. (ed.). *Survival strategies of the algae*, Cambridge University Press, Cambridge 69-136.
- Dale, B., 1996.** Dinoflagellate cyst ecology: modelling and geological applications. *Foundation* 1249-1276.
- Damnati, B., 2000.** Holocene lake records in the Northern Hemisphere of Africa. *Journal of African Earth Sciences* 31; n°2, 253-262.
- Dandonneau, Y., 1973.** Etude du phytoplancton sur le plateau continental de côte d'Ivoire. III. Facteurs dynamiques et variations spatiotemporelles. *Cah. O.R.S.T.O.M., série Océanogr.*, XI (4), 431-454.
- Darchen, J., 1974.** Eléments climatologiques concernant les côtes de la France métropolitaine. Page Monographie n°93 de la Météorologie Nationale.
- de Abreu, L., Shackleton, J., Schönfeld, M., Hall, M., Chapman, M., 2003.** Millennial-scale oceanic climate variability off the western Iberian margin during the last two glacial periods. *Mar. Geol.* 196, 1-20.
- Dean, W.E., Forester, R.M., Bradburry, J.P., 2002.** Early Holocene change in atmospheric circulation in the Northern great plains: An upstream view of the 8.2 ka cold event. *Quat. Sci. rev.* 21, 1763-1775.
- DeMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000.** Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*. 19, 347-361.
- De Rijk, S., Hayes, A., Rohling, E.J., 1999.** Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7 ka BP. *Marine Geology*. 153, 337-343.
- Devaux, M., 1985.** Foraminifères et isotopes légers, indicateurs stratigraphiques et environnementaux de la dernière déglaciation quaternaire. Golfe de Cadix-Mer d'Alboran.
- Devilliers, R., de Vernal, A., 2000.** Distribution of dinocysts in surface sediments of the northern North Atlantic in relation with nutrients and productivity in surface waters. *Marine Geology* 166, 103-124.
- de Vernal, A., Londeix, L., Mudie, P.J., Harland, R., Morzadek-Kerfourn, M.T., Turon, J.L. Wrenn, J.H., 1992.** Quaternary organic-walled dinoflagellate cysts of the North Atlantic Ocean and adjacent seas: Ecostratigraphy and biostratigraphy. In "Neogene and Quaternary dinoflagellate cyst of the North Atlantic Ocean and adjacent seas: ecostratigraphy and biostratigraphy ." (M.J. Head & J.H. Wrenn, Eds.), 289-328. AASP Foundation.
- de Vernal, A., Turon, J.L., Guiot, J., 1994.** Dinoflagellate cyst distribution in high latitude environments and quantitative reconstitution of sea-surface temperature, salinity and seasonality. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 31, 48-62.
- de Vernal, A., Henry, M., Bilodeau, G., 1996.** Techniques de préparation et d'analyse en micropaléontologie. *Les cahiers du GEOTOP* 3, 1-29.
- de Vernal, A., Rochon, A., Turon, J. P., Matthiessen, J., 1997.** Organic-walled dinoflagellate cysts: Palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments. *GEOBIOS* 30, 7: 905-920.

- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen, J., Mudie, P. J., Rochon, A., Boessenkool, K., Eynaud, F., Grosfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M. J., Kunz-Pirrung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L., Voronina, E., 2001.** Dinocyst assemblages as tracer of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-Arctic seas: the "n=677" database and derived transfer functions. *Journal of Quaternary Science* 16, 681-698.
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcell, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., Turon, J.L., 2005.** Reconstitution of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science reviews* 24, 897-924.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., 2006.** Provincialism in trends and high frequency changes in the northwest North Atlantic during the Holocene. *Global and Planetary Change*. 54, 263-290.
- Di Stefano, E., Infuso, S., Scarantino, S., 1993.** Pleistocene sequence stratigraphy of western offshore Sicily from well logs and seismic section in a high resolution calcareous plankton biostratigraphic framework. In: Max, M. D., Co-lantoni, P. (Eds.), *Geological Development of the Sicilian-Tunisian Platform*. UNESCO Rep. Mar. Sci. 58, 37-42.
- DiStefano, E., 1998.** Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 963E and 963B (Eastern Mediterranean). In: Emeiss, K.C. Robertson, A.H.F., Richter, C., Camerkinghi, A. (Eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 160, 99-112.
- Dodge, J. D., Harland, R., 1991.** The distribution of planktonic dinoflagellates and their cysts in the eastern and northern Atlantic-Ocean. *New Phytol.* 118, 99-105.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C., Duprat, J., 1981.** Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean : correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 35, 121-144.
- Duplessy, J.C., Labeyrie, L.D., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J., Van Weering, T.C.E., 1992.** Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature* 358, 485-487.
- Duplessy, J. C., Bard, E., Labeyrie, L. D., Duprat, J., Moyes, J., 1993.** Oxygen isotope records and salinity changes in the Northeastern Atlantic Ocean during the Last 18 000 years. *Paleoceanography*. 8, 341-350.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.L., Tisnerat, N., Duplessy, J.C., 1998.** Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with the Heinrich events and environmental settings. *Paleoceanography* 13 (5), 433-446.
- 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.

- Essallemi, L., 2007.** Reconstitution de l'hydrologie de surface de la Méditerranée au cours des derniers 30 000 ans. Thèse de doctorat de l'Université de Sfax et l'Université de Paris VI.
- Essallami, L., Sicre, M.-A., Kallel, N., Labeyrie, L., Siani, G., 2007.** Hydrological changes in the Mediterranean Sea over the last 30,000 years. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* Vol. 8, Number 7.
- EPILOG Workshop 1999** : "Environmental Processes of Ice Age: Land, Ocean and Glaciers" Delmenhorst, 3-6 Mai 1999.
- Epser, O., Zonneveld, K.A.F., 2007.** The potential of organic-walled dinoflagellate cysts for the reconstitution of past sea-surface conditions in the Southern Ocean. *Marine Micropaléontologie*.
- Evitt, W.R., 1985.** Sporopollenin dinoflagellate cysts : their morphology and interpretation. *Am. Assoc. Stratigr. Palynol. Found., U.S.A.*, 333.
- Eynaud, F., Giraudeau, J., Pichon, J.J., Pudsey, C.J., 1999.** Sea surface distribution of coccolithophores, diatoms, silicoflagellates and dinoflagellates in the South Atlantic Ocean during the late austral summer 1995. *Deep-sea res.*, Part 1, *Oceanogr. Res. Pap.* 46, 451-482.
- Eynaud, F., 1999.** Kystes de dinoflagellés et évolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du Dernier Cycle climatique du Quaternaire. Thèse de l'université Bordeaux 1.
- Eynaud, F., Turon, J.L. Sanchez-Goni, M.F., Gendreau, S., 2000.** Dinoflagellate cyst evidence of 'Heinrich-like events' off Portugal during the Marine Isotopic Stage 5. *Mar. Micropaléontol.* 40, 9-21.
- Eynaud F., Turon J.L., Duprat J. 2004.** Comparison of the Holocene and Eemian palaeoenvironments in the South- Icelandic basin: dinoflagellate cysts as proxies for the North Atlantic surface circulation, *Review of Paleobotany and Palynology*, 128, 55-79.
- Fairbanks, G., 1989.** A 17 000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*. 342, 637-642.
- Faugères, J. C., Frappa, M., Gonthier, E., Grousset, F., 1985.** Impact de la veine d'eau méditerranéenne sur la sédimentation de la marge Sud et Ouest ibérique au Quaternaire récent, *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, 37, 259-287.
- Fernandez, S., Fentes, N., Carrion, J. S., Gonzalez-Samperiz, P., Montoya, E., Gil, G., Vega-Toscano, R. J., 2007.** The Holocene and Upper Pleistocene pollen sequence of Carihue la Cave, southern Spain. *Geobios* 40, 75-90.
- Fletcher, W., Boski, T., Mourra, D., 2007.** Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley (Portugal) during the last 13 000 years. *The Holocene* 17, 479-492.
- Fletcher, W.J., Sanchez-Goni, M.F., 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-Goni, M.F., Peyron, O., Dormoy, I., 2009.** Abrupt climate changes of the last deglaciation detected in a western Mediterranean forest record. *Climate. Past Discuss.* 5, 203-235.

- Fontes, J.C., Gasse, F., 1991.** PALHDDAF (Palaehydrology in Africa) program: objectives, methods, major results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84, 191-215.
- Font, J., Salat, J., Tintoré, J., 1988.** Permanent features of the circulation in the Catalan Sea. *Oceanologica acta* 9, 51-57.
- 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 deep water sediment record. *Paleoceanography*, 22, PA2209, doi:10.1029/2006PA001307.
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., 2008.** Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International*. 181, 88-104.
- Frisia, S., Borsato, A., Spötl, C., Villa, I. M., Cucchi, F., 2005.** Climate variability in the SE Alps of Italy over the past 17 000 years reconstructed from a stalagmite record. *Boreas* 34, 445-455.
- Frisia, S., Borsato, A., Mangini, A., Spötl, C., Madonna, G., 2006.** Holocene climate variability from a discontinuous stalagmite record and the Mesolithic to Neolithic transition. *Quaternary Research*. 66, 388-400.
- Fronval, T., Jansen, E., Hafliðason, H., Sejrup, H. P., 1996.** Variability in surface and deep water conditions in the Nordic seas during the Last Interglacial period. *Quaternary Science Reviews* 17, 963 - 985.
- Frumkin, A., Ford, D. C. Schwarcz, H. P., 1999.** Continental oxygen isotopic record of the last 170 000 years in Jerusalem. *Quaternary Research* 51, 317-327.
- Gasse, F., Van Campo, E., 1994.** Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 435-456.
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, S., Ioakim, C., Papatheodorou, G., Ferentinos, G., 2005.** Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 220, 331-332.
- Goodfriend, G. A., 1991.** Holocene trends in ^{18}O in land snails shells from the Negev Desert and their implications for changes in rainfall source areas. *Quaternary Research* 35, 417-426.
- Goodman, D. K., 1987.** Dinoflagellate cysts in ancient and modern sediments. In: Taylor (ed). *The biology of the dinoflagellates*. Botanical monographs, 21. Blackwell Sci. Publi., Oxford, 649-722.
- Grancini, G. F., Michelato, A., 1987.** Current structure and variability in the strait of Sicily and adjacent area. *Annales Geophysicae* 5B, 75-88.
- Guibout, P., 1987.** Atlas hydrologique de la Méditerranée, Service Hydrographique et océanographique de la Marine. Ifremer, 150.
- Guinta, S., Negri, A., Morigi, C., Capotondi, L., Combouriru-Nebout, N., Emeis, K.C., Sangiorgi, F., Vigliotti, L., 2003.** Coccolithophorid ecostratigraphy and multi-proxy paleoceanographic reconstitution in the Southern Adriatic Sea during the last deglacial time (Core Ad91-17). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 39-59.
- Guiot, J., 1990.** Methodology of the last climatic cycle reconstruction from pollen data, *Palaeogeogr. Palaeocol.* 80, 49-69.

- Hamad, N., Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005.** A new hypothesis about the surface circulation in the eastern basin of the mediterranean sea. *Progress in Oceanography* 66, 287-298.
- Harland, R., 1983.** Distribution maps of recent dinoflagellate cysts in bottom sediments from the North Atlantic Ocean and adjacent seas. *Palaeontology*, 26: 321-387.
- Hassan, F., 1997.** Geomorphic dynamics and evolution of the Egyptian Sahara: the late Quaternary in the eastern Mediterranean. Programme and Abstracts, INQUA, Ankara, 1-4 April.
- Hayes, A., Kuçera, M., Kallel, N., Saffi, L., Rohling, E.J., 2005.** Glacial Mediterranean sea surface temperatures based on planktonic foraminiferal assemblages. *Quaternary Science Reviews*. 24, 999-1016.
- Head, M. J., 1996.** Chapter 30. Modern dinoflagellate cysts and their biological affinities. In: Jansonius, J., McGregor, D. C. (Eds.), *Palynology. Principles and Applications*, vol. 3. AASP Foundation, Dallas, TX, 1197-1248.
- Heemling, S. R., 2004.** Heinrich events : Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev Geophys* 42. RG1005, doi:10.1029/2003RG000128.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Polyak, L., Darby, D., 2004.** Size-dependant isotopic composition of planktic foraminifers from Chukchi sea vs. NW Atlantic sediments-implications for the Holocene paleoceanography of the western Arctic. *Quaternary Science Review* 23, 245-260.
- Hopkins, T. S., 1984.** Physics of the sea western Mediterranean. 100–125.
- Houghton, S. D., 1988.** Thermohaline control on Coccolith diversity and abundance in recent sediments from the Celtic sea and English channel. *Marine Geology* 83, 313-319.
- Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. F., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C. E., 2004.** Marine 04 Marine Radiocarbon Age Calibration, 0-26 Cal kyr BP, *Radiocarbon*. 46, 1059-1086.
- Huntley, B., Prentice, C., 1988.** July temperatures in Europe from pollen data. 6 000 years B. P. *Science*. 241, 687-690.
- Imbrie, J., Kipp, N. G., 1971.** A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. In K. K. Turekian Ed. *The late Cenozoic Glacial Age*. New Haven, Yale University.
- Jacques, G. P., Tréguer, P., 1985.** *Écosystèmes pélagiques marins*. Masson, Paris, 243.
- Jansson, K.N. and Kleman, J., 2004.** Early Holocene glacial lake meltwater injections into the Labrador Sea and Ungava Bay. *Paleoceanography*. 19, PA1001, doi:10.1029/2003PA000943.

Jones, M. D., Roberts, C. N., Leng, M. J., 2007. Quantifying climatic change through the LGIT based on lake isotope palaeohydrology from central Turkey. *Quaternary Research* 67, 463-473.

Kageyama, M., Combourieu-Nebout, N., Sepulchre, P., Peyron, O., Krinner, G., Ramstein, G., Cazet, J. P., 2005. The Last Glacial Maximum and Heinrich Event 1 in terms of climate and vegetation around the Alboran Sea: a preliminary model-data comparison. *Comptes Rendus Geosciences*. 337, 983-992.

Kageyama, M. et al., 2006. *Quaternary Science Reviews* 25, 2082.

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

Kallel, N., Paterne, M., Labeyrie, L., Duplessy, J. C., Arnold, M., 1997b. Temperature and salinity records of the last 18 000 years. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 135, 97-108

Kallel, N., Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., Montacer, M., 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation during the last 200 000 years. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 157, 45-58.

Kallel, N., Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., 2004. Mediterranean Sea palaeohydrology and pluvial periods during the Late Quaternary. In: Battarbee, R. W., Gasse, F., Stickley, C. E. (Eds.), *Past Climate Variability through Europe and Africa*. Kluwer Academic, Dordrecht, 307-324.

Keigwin, L. D., Boyle, E. A., 1999. Surface and deep ocean variability in the northern Sargasso Sea during marine isotope stage 3, *Paleoceanography* 24, 164-170.

Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Johnsen, S., Spurk, M., 1998. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *J. Quat. Sci.* 13, 165-169.

Koç, N., Jansen, E., Hafliðason, H., 1993. Paleoceanographic reconstructions of surface ocean conditions in the Greenland, Iceland and Norwegian seas through the last 14 ka based on diatoms. *Quaternary Science Reviews* 12, 115-140.

Kotthoff, U., Pross, J., Müller, U., Peyron, O., Schiedml, G., Schulz, H., Bordon, A., 2008. Climate dynamics in the borderlands of the Aegean Sea during formation of sapropel S1 deduced from a marine pollen record. *Quaternary Sci. rev.* 27, 832-845.

Kucera, M., Rosell-Melé, A., Shneider, R., Waelbroeck, C., Weinelt, M., 2005. Multiproxy approach for reconstruction of the glacial ocean surface (MARGO). *Quaternary Science Reviews*. 24, 813-819.

Krom, M. D., Brenner, S., Kress, N., Gordon, L. I., 1991. Phosphorus limitation of Primary productivity in the E. Mediterranean Sea. *Limnol Oceanogr.* 36, 424-432.

- Kuhlmann, J., Rohling, E. J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kuçera, M., 2004.** Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. *Science* 321, 1338-1340.
- Kutzbach, J. E., Webb III, T., 1993.** Conceptuel basis for understanding late Quaternary climates. In: Wright (Ed.), *Global climates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, MN, 5-11.
- Labeyrie, L. D., Duplessy, J. C., Blanc, P. L., 1987.** Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125 000 years. *Nature* 327, 477-482.
- Lacombe, H., Tchernia, P., 1972.** Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée . In : Stanley D. J. (Ed), « *The Mediterranean Sea* », Dowden Hutchinsomand Ross inc, 25–36 .
- Lamb, H.F., Gasse, F., Benkaddour, A., El Hamouti, N., Van der Kaars, S., Perkins, W.T., Pearce, N.J., Roberts, C.N., 1995.** Relation between century scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature* 373, 134-137.
- Lehman, S. J., Keigwin, L. D., 1992.** Sudden changes in North Atlantic circulation during the last deglaciation. *Nature* 356, 757-762.
- Lentin, J.K., Williams, G.L., 1989.** Fossil dinoflagellate: Index to Genera and Species, 1989 Edition. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contribution Series 20, 473.
- Lermusiaux, P.F.J., Robinson, A.R., 2001.** Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily. *Deep-Sea Research*. 148, 1953-1999.
- Leuenberger, M.C., Lang, C., Schwander, J., 1999.** Delta N measurements as a calibration tool for the paleothermometer and gas-ice age differences : A case study for the 8200 B.P. event on GRIP ice. *J. Geophys. Res* 104. 22, 163-170.
- Levitus, S., 2001.** *World Ocean Atlas*. NOAA NESDIS, US Government Printing Office.
- Lezine, A. M., Duplessy, J. C., Cazet, J. P., 2005.** West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene : Evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 219, 225-237.
- Lohrenz, S. E., Wiesenburg, D. A., DePalma, I. P. Johnson, K. S., Gustafson, Jr., D. E., 1988.** Interrelationships among primary production chlorophyll and environmental conditions in frontal regions of the western Mediterranean Sea. *Deep-sea Res. A* 35, 793-810.
- Manzella, G. M. R., Gasparini, G. P., Astraldi, M., 1988.** Water exchange between eastern and western Mediterranean through the strait of Sicily. *Deep Sea Research* 35 (6), 1021-1035.
- Malanotte-Rizzoli, P., 1977.** Winter oceanographic properties of the Northern Adriatic Sea . Cruise January-February 1972, *Arch. Ocean. Limnol.* , 19, I, 1-45.

- 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., 2004.** Holocene climatic variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations, and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* 113, 65-80.
- Mangin, S., 2002.** Distribution actuelle des kystes de dinoflagellés en Méditerranée occidentale et application aux fonctions de transfert. M.Sc. Thesis, Université Bordeaux 1, Talence.
- Marchal, O., Stocker, T. F., Joos, F., 1998.** Impact of oceanic reorganization on the ocean carbon cycle and atmospheric carbon dioxide content. *Paleoceanography* 13, 225-244.
- Margalef, R., 1978.** Phytoplankton communities in upwelling areas, the example of NW Africa. *Ecologia Aquatica* 3, 97-132.
- Margalef, R., 1984. Le plankton de la Méditerranée. *Rev. La Recherche*. 15 (158), 1082-1094.
- Marret, F., Eriksson, J., Knudsen, K.L., Turon, J.L., Scourse, J.D., 2004.** Distribution of dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments from the northern and western shelf of Iceland. *Review of paleobotany and Palynology*. 128, 35-53.
- Matthiessen, J., 1995.** Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in recent Norwegian-Greenland Sea sediments. *Marine Micropaleontology* 24, 307-334.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. J., Stager, J. C., Karlen, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., 2004.** Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.
- Magri, D., Parra, I., 2002.** Late quaternary western Mediterranean pollen records and African winds. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 401-408.
- McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T. H. E., Hawkesworth, C. J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I. J., 1999.** Holocene climate variability in Europe : evidence from $\delta^{18}O$, textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quaternary Science Reviews* 18, 1021-1038.
- McManus, J. F. François, 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.
- Melki, T., Kallel, N., Jorriksen, F. J., Guichard, F., Dennielou, B., Berné, S., Lbeyrie, L., Fontugne, M., 1999.** Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the Western Mediterranean (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 279, 96-113.
- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M., Troelstra, S., 2000.** Duration of S1, the most recent Eastern Mediterranean sapropel, as indicated by AMS radiocarbon and geochemical evidence. *Paleoceanography*. 15, 336-347.
- Millot, C. 1987.** Circulation in the Western Mediterranean. *Oceanologica Acta* 10, 143-149.
- Millot, C., 1990.** The Gulf of Lions hydrodynamics, *Cont. Shelf Res.* 10, 885-894.

- Millot, C., 1999.** Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423-442.
- Miller, A. R., 1983.** The Mediterranean sea. *Ecosystems of the world*, 26. Estuaries and enclosed seas. Ketchum, B. H., pp. 219–251.
- Mix, A.C., Bard, E., Shneider, R., 2001.** Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*. 20, 627-657.
- Moran, X. A. G., Taupier-Letage, I., Vasquez-Dominguez, E., Ruiz, S., Arin, L., Rainbault, 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 Res* 148, 405-437.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M. A., Sanchez-Goni, 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.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J., Sanchez-Vidal, A., 2004.** Millennial- scale variability in the productivity signal from the Alboran Sea record, Western Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 211, 205-219.
- Morzadek-Kerfourn, M. T., 2002.** L'évolution des Sebkhass du golfe de Gabès (Tunisie) à la transition Pleistocène supérieur-Holocène. *Quaternaire*, 13. 2, 111-123.
- Nesje, A., Kvamme, M., 1991.** Holocene glacier and climate variations in western Norway: evidence for early Holocene glacier demise and multiple Neoglacial events. *Geology* 19, 610-612.
- Nesje, A., Dahl, S.O., 2001.** The Greenland 8200 cal. yr BP event detected in loss-on-ignition profiles in Norwegian lacustrine sediment sequences. *J. Quat. Sci.* 16, 155-166.
- Naughton, F., Sanchez-Goni, M. F., Desprat, S., Turon, J. L., Duprat, J., Malaizé, B., Joli, C., Cortijo, E., Drago, T., Freitas, M. C., 2007.** Present day and past (last 25 000 years) marine pollen signal of western Iberia. *Mar. Micropaleontology*. 62, 91-114.
- Oppo, D. W., Fairbanks, R. G., 1987.** Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25 000 years : Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean, *Earth and Planet. Sci. Lett.* 86, 1-15.
- Oppo, D. W., Lehman, S. J., 1993.** Mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic during the last glacial maximum. *Science* 259, 1148-1152.
- Ovchinnikov, I. M., 1966.** Circulation in the surface and intermediate layers of the Mediterranean. *Oceanology* 6, 48-57.
- Parker, F., 1958.** Eastern Mediterranean foraminifera. *Rep. Swed. Deep-sea Exped. 1947-1948*, 8: 217-283.
- Paterne, M., Duplessy, J. C., Kallel, N., Labeyrie, J., 1998.** CLIVAMP last glacial maximum sea salinities and temperatures, Technical Reports CLIVAMP-MAS3-CT95-0043, European Union Marine Science and Technology Program, Gif-sur-Yvette, France.

- Patterson, T., Fishbein, E., 1989.** Re-examination of the statistical methods used to determinate the number of points counts needed for micropaleontological quantitative research. *Journal of Paleontology* 67 (3), 475-486.
- Paterne, M., Kallel, N., Labeyrie, L.D., Vautravers, M., Duplessy, J.C., Rossignol-Strick, M., Cortijo, E., Arnold, M., Fontugne, M., 1999.** Hydrological relationship between the North Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea during the past 15-75 kyr. *Paleoceanography* 14, 626-638.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Zaragosi, S., Marret, F., Bourillet, J.F., 2008.** Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic). *Marine micropaleontology*. Péguy, C. P., 1970. *Précis de climatologie* (Eds.) Masson & Cie, 361–369.
- Perez-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.
- Perez-Folgado, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., Zahn, R., 2004.** Paleoclimatic variations in foraminifer assemblages from the Alboran Sea (western Mediterranean) during the last 150 ka in ODP site 977. *Marine geology*. 212, 113-131.
- Peters, N., 1932.** Die Bevölkerung des Südatlantischen Ozeans mit Ceratien. *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped. 'Meteor' 12*, 1-69.
- Petit-Maire, N., Burolet, P. F., Ballais, J. L., Fontugne, M., Rosso, J. C., Lazaar, A., 1991.** Paléoclimats holocènes du Sahara septentrional. Dépôts lacustres et terrasses alluviales en bordure du Grang Erg Oriental à l'extrême sud de la Tunisie. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 312, 1661-1666.
- Pinardi, N. and Masetti, E., 2000.** Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 158, 153-173.
- Pinot, J. M., Lopez-Jurado, J. L., Riera, M., 2002.** The canales experiment (1996-1998). Interannual and mesoscale variability of the circulation in the Balearic. *Prog. Oceanogr.* 55, 335-370.
- olyac, L., Mikhailov, V., 1996.** Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea : foraminiferal evidence. In: J.T. Andrews, W.E.N. Austin, H. Bergsten and A.E. Jennings (Editors), *Late Quaternary Palaeoceanography of the North Atlantic Margins*. The Geological Society, London, 323-337.
- Pomeroy, L. R., Haskin, H. H., Ragotzkie, R. A., 1956.** Observations on dinoflagellate blooms. *Limn. et Oceanogr*, Baltimore. 1, 54-59.
- Pons, A., Reille, M., 1988.** The Holocene and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study, *Palaeogeogr. Palaeoecol.* 66, 243-263.
- Prell, W., 1985.** The stability of low-latitudes sea surface temperatures: an evaluation of the CLIMAP reconstitution with emphasis on the positive SST anomalies. P. 60, Technical report. TR025, United States Department of Energy, Washington, DC.

- Prentice, I. C., Harrison, S. P., Jolly, D., Guiot, J., 1998.** The climate and biomes of Europe at 6000 yr BP: comparison of model simulations and pollen-based reconstructions. *Quaternary Science Reviews* 17, 659-668.
- Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995.** Distribution patterns of live planktic foraminifera as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 25, 187-217.
- Rasmussen, S. O., Anderson, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Stiggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. H., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Rothlisberger, R., Fisher, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., Ruth, U., 2006.** A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research* 111 (D6), D061202.
- Reid, P.C., 1978.** Dinoflagellate cysts in the plankton. *New Phyt* 80, 219-229.
- Reyssac., 1970.** Phytoplankton et production primaire au large de la côte d'Ivoire. *Bull. IFAN, sér. A*, 32 (4), 869-981.
- Rochon, A., de Vernal, A., Turon, J.-L., Matthiessen, J., Head, M. J., 1999.** Distribution of 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, 152.
- Rochon, A., Eynaud, F., de Vernal, A., 2008.** Dinocysts tracers of hydrographical conditions and productivity along the ocean margins : Introduction. *Marine Micropaleontology*. 68, 1-5.
- Robinson, A. R., Sellschopp, J., Warn-Varnas, A., Leslie, W. G., Lozano, C. J., Haley, P. J. Jr., Anderson, L. A., Lermusiaux, P. F. J., 1999.** The Atlantic ionian stream. *Journal of Marine Systems* 20, 129-156.
- Rodo, X., Baert, E., Comin, F. A., 1997.** Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic oscillation and the El Nino-southern oscillation. *Climate Dynamics* 13, 275-284.
- Rohling, E. J., 1994.** Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 122, 1-28.
- Rohling, E.J., Bryden, H.L., 1994.** Estimating past changes in the Eastern Mediterranean freshwater budget, using reconstitutions of sea level and hydrography. *Proceed. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, 97.
- Rohling, E. J., den Dulk, M., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1995.** Abrupt hydrographic changes in the Alboran Sea (Western Mediterranean) around 8000 yrs BP. *Deep-sea Research* 42, 1609-1619.
- Rohling, E.J., Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., 1997.** 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Mar.Micropaleontol.* 16 (2), 97-108.
- Rohling, E. J., Mayewski, P. A., Abu-Zied, R. H., Casford, J. S. L., Hayes, A., 2002.** Holocene atmosphere-ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics* 18, 587-593.
- Rohling, E. J., Pälike, H., 2005.** Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around 8200 years ago. *Nature* 434, 975-979.
- Rosell-Melé, A., Weinelt, M., Koç, N., Jansen, E., Sarnthein, M., 1998.** Variability of the arctic front during the last climatic cycle: application of a novel molecular proxy. *Terra Nova* 10, 86-89.

- Rossignol-Strick, M., Nesteroff, V., Olive, P., Vergnaud-Grazzini, C., 1982.** After the deluge : Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295, 105-110.
- Rossignol-Strick, M., 1985.** Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the african monsoon to variation of insolation. *Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol.* 49, 237-263.
- Roucoux, K. H., Shackleton, N. J., de Abreu, L., Schönfeld, J., Tzedakis, P. C. 2001.** Combined marine proxy and pollen analyses reveal rapid Iberian vegetation response to North Atlantic millennial-scale climate oscillations. *Quaternary Research* 56, 128-132.
- Ruddiman, W. F., Glover, L. K., 1975.** Subpolar North Atlantic circulation at 9300 years B.P. : Faunal evidence. *Quat. Res. New-York.* 5, 361-389.
- Sanchez-Goni, M. F., Eynaud, F., Turon, J. L., Shackleton, N. J., 1999.** High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth and Planetary Letters* 171, 123-137.
- Sanchez-Goni, M. F., Turon, J. L., Eynaud, F., Gendreau, S., 2000.** European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere – ocean system during the Last Glacial period. *Quaternary research* 54, 394-403.
- Sanchez Goni, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peyrouquet, 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*, v. 19, 95-105.
- Sangiorgi, F., Capotondi, L., Brinkhuis, H., 2002.** A centennial scale organic-walled dinoflagellate cyst record of the last deglaciation in the South Adriatic Sea (Central Mediterranean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 186, 199-216.
- Sarjeant, A.S., 1974.** *Fossil and Living Dinoflagellate.* Academic Press ed., Londres, New-York, 182.
- Sarnthein, M., et al., 1995.** Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N : A time-slice record of the last 30 000 years. *Paleoceanography* 10, 1063-1094.
- Sarnthein, M., Gersonde, S., Niebler, S., Plaumann, R., Spielhagen, J., Thiede, J., Wefer, G., Weinelt, M., 2003.** Overview of glacial Atlantic mapping (Glamap 2000). *Paleoceanography* 18, 1030, doi:10.1029/2002PA000769.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N., 2001.** Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary. *Marine Geology.* 178,39-62.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Curzi, G., Zoppi, U., 2004.** Millennial-to centennial-scale palaeoclimatic variations during Termination I and the Holocene in the central Mediterranean Sea. *Global and Planetary Change.* 40, 201-217.
- Schäfer, J., Blanc, J., Lapaquellerie, Y., Maillet, N., Maneux, E., Etcheber, H., 2002.** Ten-year observation of the Gironde tributary fluvial system : fluxes of suspended matter, particulate organic carbon and cadmium. *Marine Chemistry.* 79, 229-242.

- Schönfeld, J.R., Zahn, R., de Abreu, L., 2003.** Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. *Global Planet Change*. 36, 237-264.
- Shackleton, N. J., 1974.** Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. Colloque CNRS n° 219. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris. 203-210.
- Shackleton, N. J., 1987.** Oxygen isotopes, ice volume and sea-level. *Quat. Sci. Revs.* 6, 183-190.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A., Vincent, E., 2000.** Phase relationships between millennial scale events 64 000-24 000 years ago. *Paleoceanography* 15, 565-569.
- Severinghaus, J. P., Brook, E. J., 1999.** Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science* 286, 930-934.
- Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Barcena, M.A., Grimalt, J.O., Cacho, I., Frigola, J., Canals, M., 2005.** Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. *Paleoceanography*. 20, PA2019, doi:10.1029/2004PA001051.
- Simstich, J., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., 2003.** Paired $\delta^{18}\text{O}$ signals of *Neogloboquadrina pachyderma* (s) and *Turborotalita quinqueloba* show thermal stratification structure in Nordic Seas. *Marine Micropaleontology* 48, 107-125.
- Sparnocchia, S., Gasparini, G. P., Astraldi, M., Borghini, M., Pistek, P., 1999.** Dynamics and mixing of the Eastern Mediterranean outflow in the Tyrrhenian Sea. In M. Gacic, M. Astraldi, and P. E. La violette, *The Mediterranean Sea, circulation, strait exchange and dense water formation*. *Journal of Marine Systems* 20, 301-332.
- Steidinger, K.A., Haddad, K., 1981.** Biologic and hydrographic aspects of Red Tides, *Biosciences* 31 (11), 813-819.
- Steidinger, K.A., 1983.** A re-evaluation of toxic dinoflagellate biology and ecology. Dans Round/Chapman (Eds.), *Progress in phycological Research* 2, 147-188.
- Street, F. A., Grove, A. T., 1979.** Global maps of lake-level fluctuations since 30 000 yr. *B. P. Quat. Res.* 12, 83-118.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J., Spurk, M., 1998.** INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 cal BP. *Radiocarbon* 40., 1041-1083.
- Swezei, C., Lancaster, N., Kocurek, G., Deynoux, M., Price, D., Pion, J. C., 1999.** Response of aeolian systems to Holocene climatic and hydrologic changes on the northern margin of the Sahara: a high resolution record from the Chott Rharsa basin, Tunisia. *The Holocene*, 9, 141-147.
- Tarasov, P. E., Cheddadi, R., Guiot, J., Bottema, S., Peyron, O., Belmonte, J., Ruiz-Sanchez, V., Saadi, F., Brewer, S., 1998.** A method to determinate warm and cool steppe biomes from pollen data; application to the Mediterranean and Kazakhstan regions: *Journal of Quaternary Science*. 13, 335-344.

- Taylor, F.J.R., 1987.** Ecology of dinoflagellate. In: Taylor (Eds.). The biology of the dinoflagellates. Botanical Monography 21, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 398-552.
- Tchernia, P., 1978.** Océanographie régionale, description physique des océans et des mers. ENSTA Paris, 257.
- Teller., J.T., Leverington, D.W., Mann, J.D., 2002.** Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. Quaternary Sci. Rev. 21, 879-887.
- Therón, R., Paillard, D., Cortijo, E., Flores, J.A., Vaquero, M., Sierro, F.J., Waelbroeck, C., Barbero, F., 2004.** Rapid reconstruction of paleoenvironmental features using a new multiplatform program. Micropaleontology 50: 391-395 .
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, 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.
- Trady, Y., 1986.** Le cycle de l'eau. Climats, paléoclimats et géochimie globale (Eds.) MASSON, 338.
- Turon, J.L., 1981 a.** Le palynoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le Dernier Maximum Glaciaire. Thèse d'état. Bordeaux 1, 313.
- Turon, J.L., 1984.** Le phytoplancton dans l'environnement actuel de l'Atlantique nord oriental. Evolution climatique et hydrologique depuis le dernier maximum glaciaire. Mem. Inst. Geol. Bassin Aquitaine, 17.
- Turon, J.L. and 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 Centre Exploration-Production Elf-Aquitaine. 12 (1), 313-344.
- 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., Rouis-Zargouni, I., Londeix, L., Rossignol, L., Castera, M.H., 2008.** Holocene sea surface conditions in the N E Atlantic and western Mediterranean sea: a dinocyst contribution. Eighth International Conference on Modern and Fossil Dinoflagellates (Dino8). May 2008, Montréal (Canada).
- Valero-Garces, B. L., Delgado-Huertas, A., Navas, A., Machin, J., Gonzalez-Sampériz, P., Kelts, K., 2000.** Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro basin, Spain. Sedimentology 47, 1135-1156.
- Vergnaud Grazzini, C. C., Carlap M., Faugères, J.-C., Gonthier, E., Grousset, F.E., Pujol, C. , Salièges, J.-F. 1989.** Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 ky B.P. *Oceanol. Acta.* 12 (4), 305-324.
- Vergnaud Grazzini, C. et al. *Mar. Micropaleont.* 13, 1-21 (1988).**
- Vernet, R., Faure, H., 2000.** Isotopic chronology of the Sahara and the Sahel during the late Pleistocene and the early and Mid-Holocene (15 000-6 000 BP). Quaternary International 68-71, 385-387.
- Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Schönfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006.** Mediterranean outflow strengthening during northern

hemisphere coolings: A salt source of the glacial Atlantic?. *Earth and Planetary Science Letters*. 245, 39-55.

Von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Muller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Clim. Dynam.* 14, 73-81.

Von Grafenstein, R., Zahn, R., Tiedemann, R., Murat, A., 1999. Planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records at sites 976 and 977, Alboran Sea : stratigraphy, forcing and paleoceanographic implications. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 161*, 469-479.

Wall, D., Dale, B., 1968. Modern dinoflagellate cysts and evolution of the Peridinales. *Micropaleontology.*, 14 (3), 265-304.

Wall, D., Dale, B., 1971. A reconsideration of living and fossil *Pyrophacus Stein 1833* (Dinophyceae). *J. of Phycol.* 7 (3), 221-235.

Walker, L., Steidinger, K.A., 1979. Sexual reproduction in the toxic dinoflagellate *Gonyaulax monilata*. *J. Phycol.* 15, 312-315.

Walter, W., Harnickell, E., Mueller-Dombois, D., 1975. *Climate Diagram Maps*: Berlin (Springer Verlag).

Watts, W. A., Allen, J. R. M., Huntley, B., 1996. Vegetation history and paleoclimate of the last glacial period at Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews.* 15, 133-153.

Williams, D.B., 1971a. The distribution of marine dinoflagellates in relation to physical and chemical conditions. In: *The Micropalaeontology of Oceans*, B.M.Funnell and W.R. Riedel, editors, Cambridge University Press, 91-95.

Wust, G., 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea . *Journal of Geophysical research.* 66 (10), 3261–3271.

Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., Svensson, A., (accepted). Millennial-scale variability during the last glacial: the ice core record. *Quaternary science review* .

Yu, Z., wright, H.E., Jr., 2001. Response of interior North America to abrupt climate oscillation in the North Atlantic region during the last deglaciation. *Earth-Sci. Rev.* 52, 333-369.

Zahn, R., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., 1987. Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary. *Paleoceanography* 2, 543-559.

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.

Zerai, K., 2006. Les environnements holocènes et actuels dans le bassin versant de l'oued Sbeïtla (Tunisie centrale). Thèse de doctorat de l'Université de Paris VII.

Zielhofer, C., Faust, D., Baena, R., Diaz del Olmo, F., Kadereit, A., Moldenhauer, K. M., Porras, A., 2004. Centennial-scale late Pleistocene to mid-Holocene synthetic profile of the Medjerda floodplain (Northern Tunisia). *The Holocene*, 14, 851-861.

Zonneveld, K.A., Versteegh, G.J.M., Lange, G.J., 1997. Preservation of organic walled dinoflagellate cysts in different oxygen regimes: a 10 000 year natural experiment. *Marine Micropaleontology*, 29, 393-405.

ANNEXE 1

**Distribution des kystes de dinoflagellés dans les sédiments
de surface**

La répartition des kystes de dinoflagellés dans les sédiments marins récents fait l'objet de nombreuses études en majorité centrées sur les hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère nord, en Océan Atlantique et en Mer du Nord (Wall & Dale, 1968 ; Wall et al., 1977; Williams, 1971; Reid, 1972, 1974, 1975, 1977; Dale, 1976; Morzadec-Kerfourn, 1977; Dobell & Taylor, 1981; Turon, 1980, 1984; Harland, 1977, 1981, 1982, 1983; Harland et al., 1980; Harland & Sharp, 1986; Edwards, 1992; Edwards et Andrieu, 1992; Dodge & Harland, 1991; Rochon, 1992; Dodge, 1994; de Vernal et al., 1994; Rochon et de Vernal, 1994; Matthiessen, 1995), en Océan Pacifique (Matsuoka, 1985, 1987). L'ensemble de ces travaux porte sur les zones estuariennes, néritiques et océaniques. Il montre que, malgré les problèmes liés au transport, à la sédimentation et à la préservation des microorganismes sur les fonds marins (Wall et al., 1977; Bradford & Wall, 1984; de Vernal & Mudie, 1989; Zonneveld, 1996 a), les dinokystes peuvent être utilisés avec succès pour caractériser l'environnement océanique et tracer la circulation océanique de surface. Leur répartition apparaît en effet dépendante de conditions géographiques précises telles que l'éloignement de la côte (tableau 3), et de conditions climatiques (tableau 2).

Les récentes études de Rochon, (1997) et de Vernal et al. (1998 b), qui complétant celles de De Vernal et al. (1994), font référence pour ce qui est de la distribution des kystes de dinoflagellés dans les sédiments superficiels de l'Atlantique Nord. En Méditerranée, peu d'études ont été réalisées (Morzadec-Kerfourn, 1979). De ce fait, nous allons essayer de dresser la répartition actuelle de quelques espèces de dinoflagellés qu'on va citer dans nos interprétations au sein des chapitres suivants.

Bitectatodinium tepikiense : Espèce bien représentée dans les domaines tempérés et sub-arctiques, avec un maximum d'abondance au large de St Laurent. Domine les associations au nord de 53°N dans l'Atlantique Nord-Est (Turon, 1981a). Il tolère de large amplitude saisonnière de température (jusqu'à 15°C).

Nematosphaeropsis labyrinthus : Espèce à caractère cosmopolite des domaines néritique externe à océanique tout en ayant une préférence

pour le domaine du talus continental (cf. Wall et al., 1977; Turon, 1984; Dodge & Harland, 1991). Elle semble s'opposer à l'espèce *Brigantedinium* en Méditerranée occidentale, en mer d'Alboran (Turon & Londeix, 1988). Elle est présente depuis le domaine arctique à tropical (Harland, 1983) avec une abondance maximale dans les zones de mélange des eaux froides arctiques et des eaux chaudes Nord-Atlantique (Turon, 1981a; Rochon, 1997). Ce taxon tempéré à subpolaire tolère des écarts de salinités de 4 à 6 ‰ (Wall et al., 1977) ainsi que des températures hivernales minimales de 6°C et estivales de 11 à 30°C (Edwards & Andrieu, 1992). Il se retrouve en abondance dans les zones de forte productivité primaire (Turon & Londeix, 1988; Devilliers & de Vernal, 1998).

Operculodinium centrocarpum : Espèce ubiquiste, abondante dans les sédiments de la pente continentale et sa représentation décroît vers les domaines néritique et océanique à la fois (Wall et al., 1977). Elle domine les assemblages dans les sédiments méditerranéens côtiers de golfe de Gabès (Morzadek-Kerfourn, 1983) et elle est présente des latitudes moyennes aux hautes latitudes. Son schéma de distribution dans l'Atlantique Nord est très étroitement lié à la dérive Nord-Atlantique (Turon, 1984). Elle constitue un excellent marqueur de la pénétration des eaux chaudes Nord-Atlantiques (Rochon, 1997). Elle semble tolérer un large gradient thermique de 3 à 20°C.

Operculodinium israelianum : Espèce trouvée dans les sédiments superficiels des domaines estuariens et néritiques tropicaux à subtropicaux de l'Océan Atlantique (Mer des Caraïbes, Bermudes, Bahamas, côtes du sud est des Etats-Unis) et en Méditerranée (Wall et al., 1977) particulièrement dans la zone côtière du golfe de Gabès (entre 30 et 50 m de profondeur avec une représentation de 25 % (Morzadek-Kerfourn, 1979; Turon, comm. Pers.). Morzadek-Kerfourn (1988) et Morzadek-Kerfourn et al. (1990) associe cette espèce à des milieux lagunaires confinés, riche en substances organiques. Elle est rencontrée avec une représentation de 54 % à Puerto Rico pour des températures supérieures à 16°C en hiver et supérieures à 27°C en été (Edwards & Andrieu, 1992). Ses préférences halines seraient de ± 34 à ± 42 ‰ d'après sa répartition géographique.

Spiniferites mirabilis/ Spiniferites hyperacanthus : Wall (1967), Wall et al. (1977) et Dale (1983) considèrent *S.mirabilis* comme étant cosmopolite dans les environnements tempéré froid à tropical. Turon (1984) et Turon & Londeix (1988) la classent parmi les espèces tempérées chaudes et dont la répartition actuelle ne dépasserait pas les 50° de latitude nord. Selon Edwards & Andrieu (1992), *S.mirabilis* serait associées à des températures hivernales de 10-14°C et d'été de 16-19°C et, pour Turon (1984), de 15-22°C (températures estivales). Les pourcentages les plus élevés se situeraient dans les sites de domaine océanique (Turon, communication personnelle). Aucune affinité pour un domaine de salinité particulier ne lui est connue.

S. hyperacanthus, du fait de sa morphologie, est souvent associé à *S. mirabilis*. De ce fait, on peut envisager qu'elle ait le même domaine biogéographique que cette dernière.

Spiniferites delicatus et Spiniferites membranaceus : taxons limités aux latitudes tempérées, bien représentés au niveau de la péninsule ibérique ; également présents dans les sédiments du Golfe de Guinée et du Delta du Niger (Marret, 1994). Quelques apparitions sont observées dans les sédiments récents de la mer des Caraïbes et en Méditerranée (Wall et al., 1977). Ce sont deux espèces tempérées chaudes ayant une préférence pour le domaine néritique.

Spiniferites bentorii : espèce rencontrée dans les sédiments intertidaux des côtes britanniques (Reid, 1983), au large de la côte Est des Etats-Unis, dans les sédiments côtiers du golfe de Gabès (Morzadec-Kerfourn, 1979) ainsi que dans ceux du golfe Persique (Bradford & Wall, 1984). C'est une espèce néritique de domaine tropical à subtropical mais présente aussi dans les assemblages des sédiments de l'Atlantique Nord (Wall et al., 1977).

Spiniferites ramosus : taxon présent dans des sédiments estuariens à néritiques de l'Atlantique Nord et Sud, en Méditerranée, Mer Noire et Mer Rouge (cf. Wall et al., 1977; Davey & Rogers, 1975). Harland (1983) le

considère comme étant un taxon de domaine néritique interne à externe des environnements tempérés à tropicaux. Il semble être restreint au sud de 70° de latitude Nord (Rochon, 1997). Il est associé à des salinités de surface de 33 à 39 ‰ d'après Wall et al. (1977).

Spiniferites belerius : Elle a été reconnue dans les sédiments superficiels de la méditerranée (Turon, comm. Pers.) et dans les sédiments des îles britanniques (Reid, 1974). En raison de sa morphologie, elle est associée ou identifiée souvent comme *S. ramosus* d'où la difficulté de lui attribuer un domaine de distribution.

Spiniferites bulloideus : espèce considérée comme étant estuarienne cosmopolite (Wall et al., 1977) et parfois abondante dans les mers épicontinentales (cf. Morzadec-Kerfourn, 1979). Matsuoka (1985b, 1987) l'associe à des eaux superficielles chaudes.

Spiniferites elongatus* et *Spiniferites frigidus : espèces rencontrées surtout dans les sédiments de l'Atlantique Nord, avec un maximum au sud de l'Islande, dans la mer de Barents et la baie de Baffin. *S. elongatus* est une espèce tempérée fraîche tandis que *S. frigidus* semble plutôt être associés à des domaines arctiques (-1 à 4°C).

Impagidinium aculeatum : Wall et al. (1977), Harland (1983) et Turon (1984) classent cette espèce parmi le groupe exclusivement océanique, observée qu'en dehors du plateau continental. Elle est classée parmi les espèces tempérées chaudes à tropicale – subtropicales. Elle supporte des températures minimales de 10-11°C en hiver et de 17-18°C en été. *I. aculeatum* est réputé comme une espèce sténohaline (Rochon et al., 1999), elle a une faible tolérance pour des salinités de surface inférieures à 35 ‰ (Wall et al., 1977; Rochon et al., 1999).

Impagidinium paradoxum : espèce rencontrée dans les sédiments océaniques récents de l'Atlantique Nord, dans les domaines tropicaux à subtropicaux ainsi qu'en Méditerranée (Wall et al., 1977; Harland, 1983;

Turon, 1984). Selon Edwards & Andrieu (1992), cette espèce tolère des températures hivernales de 6°C et estivales de 11°C.

Impagidinium sphaericum : espèce trouvée dans les sédiments néritiques à océaniques récents de l'Atlantique Nord (Harland, 1983) et en Méditerranée (Turon & Londeix, 1988). de Vernal & Mudie (1989) remarquent que cette espèce présente aussi bien en domaine subarctique qu'en domaine tropical d'où sa grande tolérance vis-à-vis de la température

Impagidinium patulum : espèce rencontrée dans le golfe Persique à des salinités de 40 à 50 ‰ (Bradford & Wall, 1984) et dans les sédiments intertidaux des îles britanniques à une salinité de 34‰ (Reid, 1975). Elle est présente aux latitudes méridionales du Portugal (Turon, 1981a) ainsi qu'en Méditerranée (Turon, comm. Pers.). Elle est considérée comme une espèce néritique externe à océanique (Harland, 1983). Elle semble tolérer des écarts thermiques (Edwards & Andrieu, 1992).

Lingulodinium machaerophorum : présent dans divers environnements. Il a été trouvé en abondance dans des environnements à faible salinité comme c'est le cas dans le système estuarien du golfe de Paria (Trinidad) où les salinités de surface sont de 26-28‰ (Wall et al., 1977), dans les baies côtières britanniques soumises à des influences estuariennes (Reid, 1972) et dans les sédiments du golfe de Guinée (Marret, 1994). Wall et al (1977) classifient cette espèce comme estuarienne cosmopolite. Williams (1971) la signale dans les lentilles d'eaux de haute salinité à proximité du détroit de Gibraltar, en Méditerranée. Pour Harland (1983), elle est typique du domaine néritique interne à océanique. Turon (1984) l'observe dans les sédiments de plate-forme du golfe de Gascogne et la considère comme néritique. Morzadec-Kerfourn (1979) la trouve en pourcentages variant entre 10 et 25 % dans les sédiments récents de la zone côtière interne du golfe de Gabès.

Il semble que cette espèce n'a aucune restriction de point de vue salinité car elle colonise aussi bien les milieux estuariens saumâtres (Morzadec-Kerfourn, 1977, 1992) que les domaines néritiques de salinité

normale. Sa distribution géographique suggère une préférence pour des températures d'au moins 13°C en hiver et de 27°C en été (Edwards & Andrie, 1992). Elle est associée à des environnements eutrophes (fjords norvégiens, Saetre et al., 1997; Dale et al., 1999).

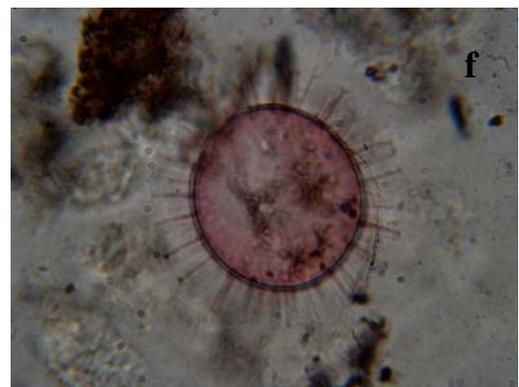
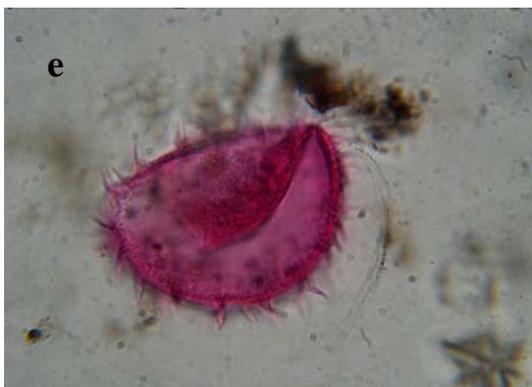
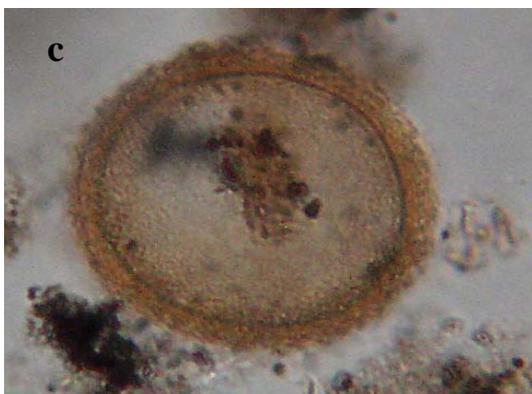
Polysphaeridium zoharyi : espèce présente localement dans les sédiments estuariens intertropicaux (Bermudes, Puerto Rico) associée à des salinités de surface de 35 à 37,6 ‰ et des températures moyennes de surface de 22,5°C (Wall et al., 1977); et dans les sédiments du golfe Persique où les salinités sont de 40 à 50 ‰ et les températures de 17 à 21°C en hiver et de 31 à 32 °C en été, dans des eaux de surface caractérisées par une haute énergie ainsi qu'une influence océanique décroissante (Bradford & Wall, 1984). Cette espèce montre une préférence pour des températures hivernales supérieures à 15°C et celles d'été supérieures à 23°C (Edwards & Andrie, 1992).

Actuellement, ce kyste n'a jamais été rencontré dans les sédiments récents de l'Atlantique Nord (Williams, 1971a; Reid, 1974-1975) ou en Méditerranée (Morzadec-Kerfourn, 1979; Rossignol, 1969). Cependant Rossignol (1969) le signale dans les sédiments pléistocènes palestiniens et suggère une représentation liée à une influence croissante des eaux douces. Cette hypothèse est en contradiction avec celle de Morzadec-Kerfourn (1980) qui considère sa présence dans les sédiments fossiles comme le signe d'une salinité croissante et d'environnements continentaux arides.

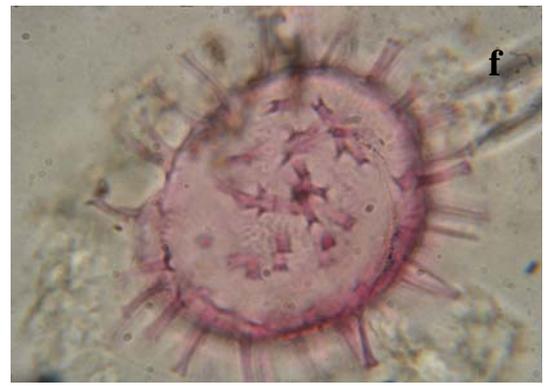
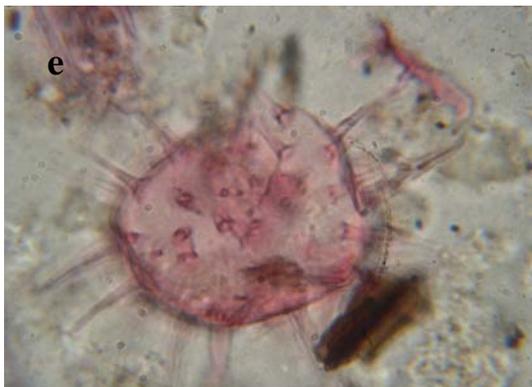
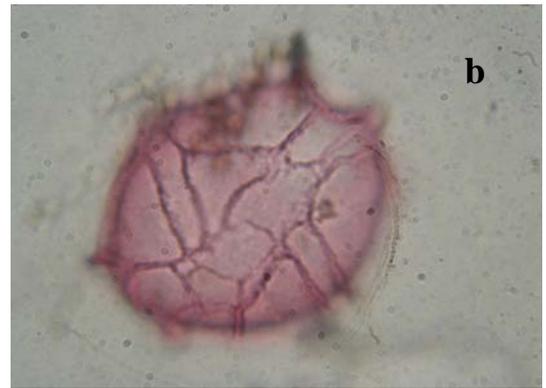
Brigantedinium spp : ce «round brown cysts» est rencontré dans les sédiments récents de diverses parties des océans. Les pourcentages maximaux sont associés aux masses d'eau sub-arctiques et arctiques et aux zones de Polynies (Rochon, 1997). D'un point de vue écologique, la forme mobile *Protoperdinium* de ce kyste est hétérotrophe d'où sa présence est associée aux zones d'abondance des diatomées, dans les zones de marge continentale et d'upwellings (Gaines & Elbrächter, 1987).

ANNEXE 2

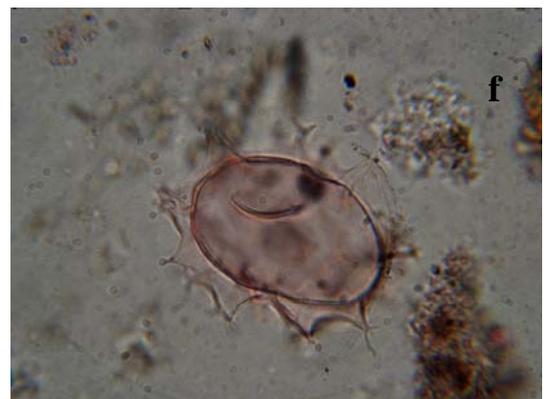
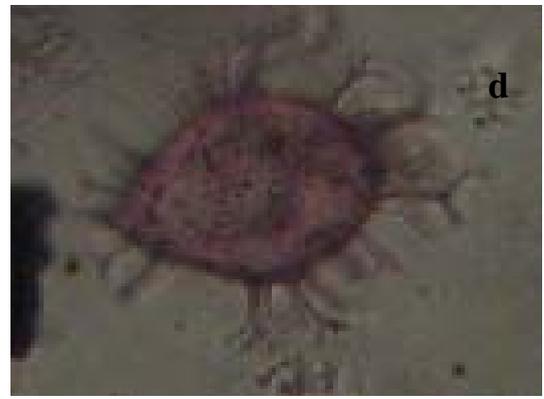
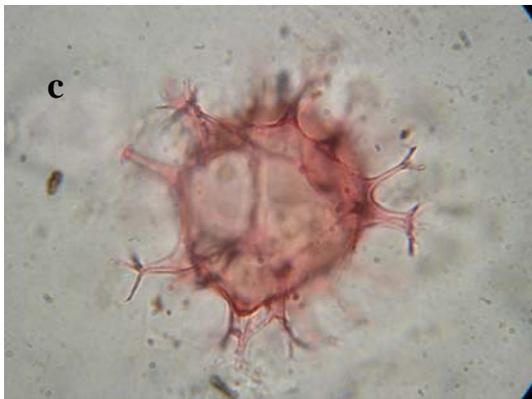
**Planches de photos de dinokystes
(photos prises des échantillons des carottes étudiées)**



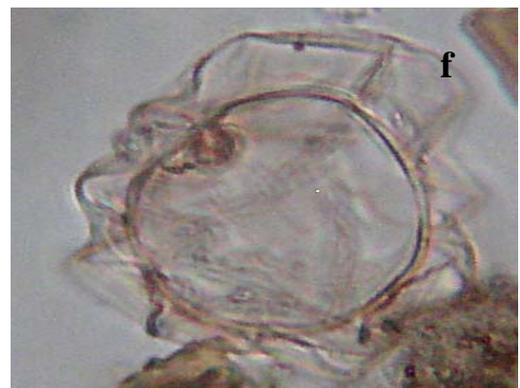
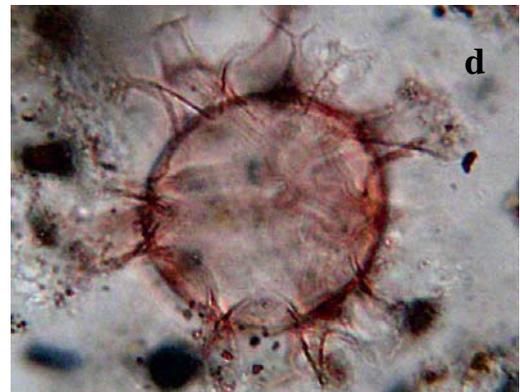
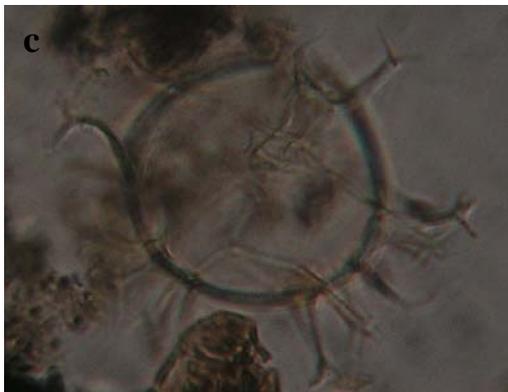
a - *Brigantedinium* spp, **b** - *Selenopemphix nephroides*, **c** - *Tectatodinium pellitum*, **d** - *Bitectatodinium tepikiense*, **e** - *Operculodinium israelianum* et **f** - *Operculodinium centrocarpum*



a - *Impagidinium patulum*, **b** - *Impagidinium sphaericum*, **c** - *Impagidinium paradoxom*, **d** - *Impagidinium aculeatum*, **e** - *Polysphaeridium zoharyi* et **f** - *Lingulodinium machaerophorum*



a - *Spiniferites hyperacanthus*, **b** - *Spiniferites mirabilis*, **c** et **d** - *Spiniferites bentorii*, **e** - *Spiniferites elongatus* et **f** - *Spiniferites frigidus*



a et b - *Spiniferites belerius*, **c** - *Spiniferites membranaceus*, **d** - *Spiniferites delicatus*, **e** - *Spiniferites granulaire* et **f** - *Nematosphaeropsis labyrinthus*

ANNEXE 3

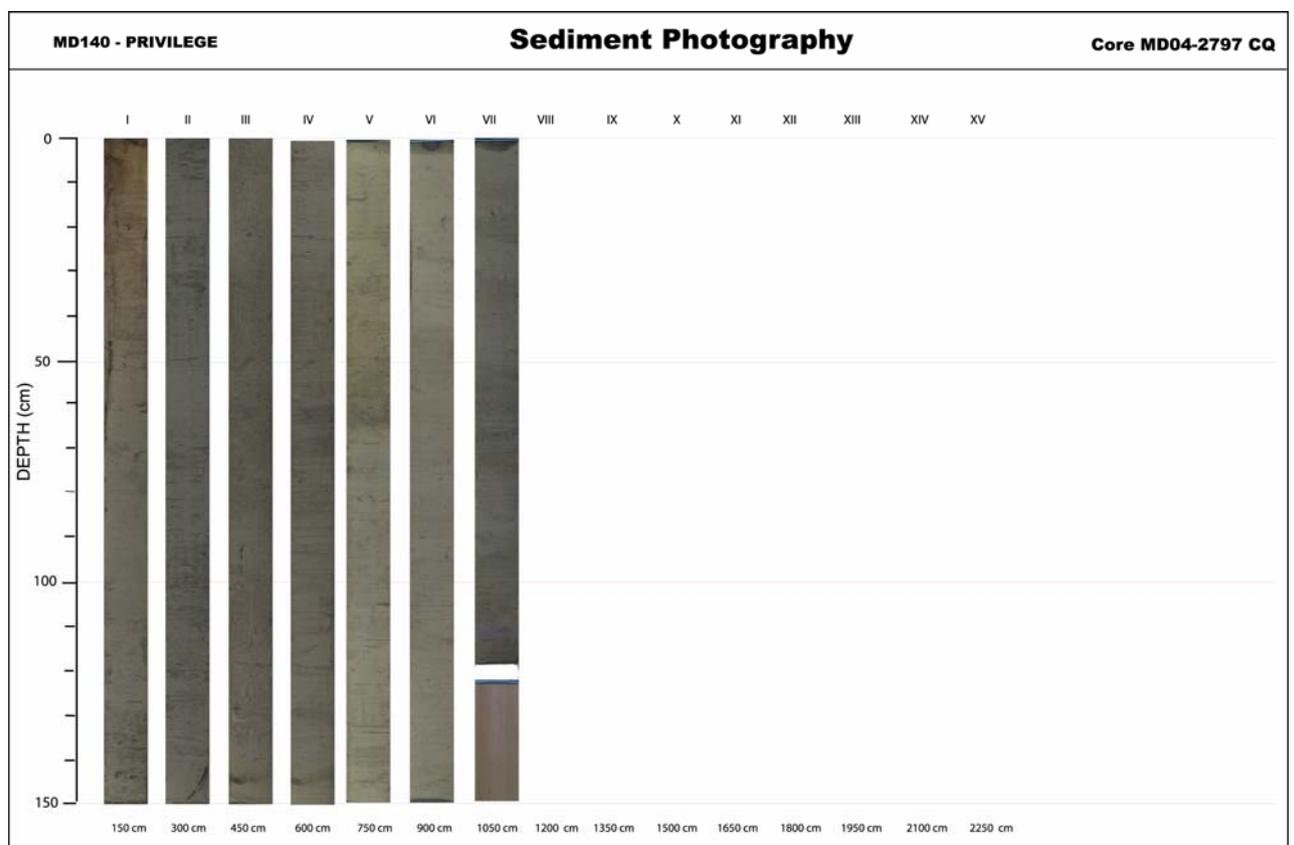
Description sédimentologique de quelques carottes étudiées

**(extrait des rapports des missions GINNA et
GEOSCIENCES à bord du Marion Dufresne)**

MD 04-2797CQ

L'objectif de cette carotte est de récupérer la sédimentation la plus récente dans un domaine où en 1980 avait été collecté une carotte pistonnée de près de 8 m d'Holocène. Cette carotte (KET 8037) est actuellement complètement épuisée.

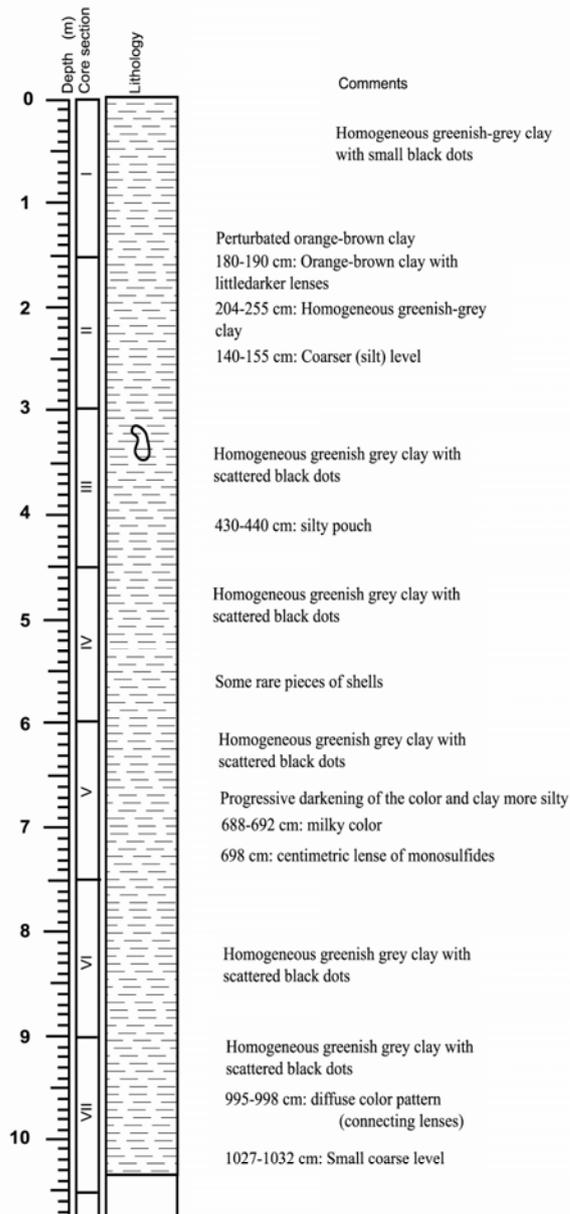
Le taux de récupération (10,43 m) est bon. La séquence dans l'ensemble est vaseuse.



MD140 - PRIVILEGE

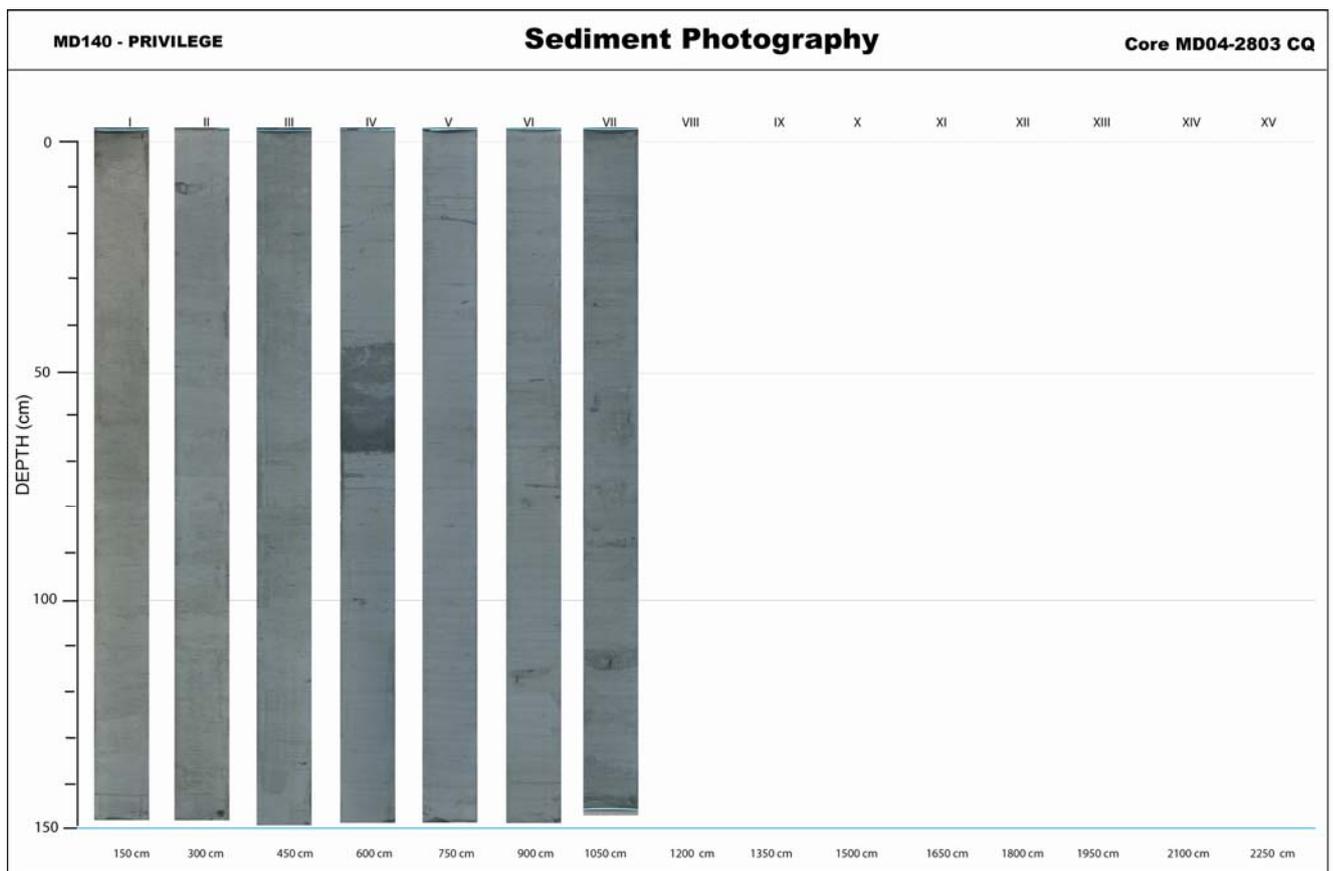
Sediment Description

Core MD04-2797 CQ



La carotte MD 04-2803 CQ

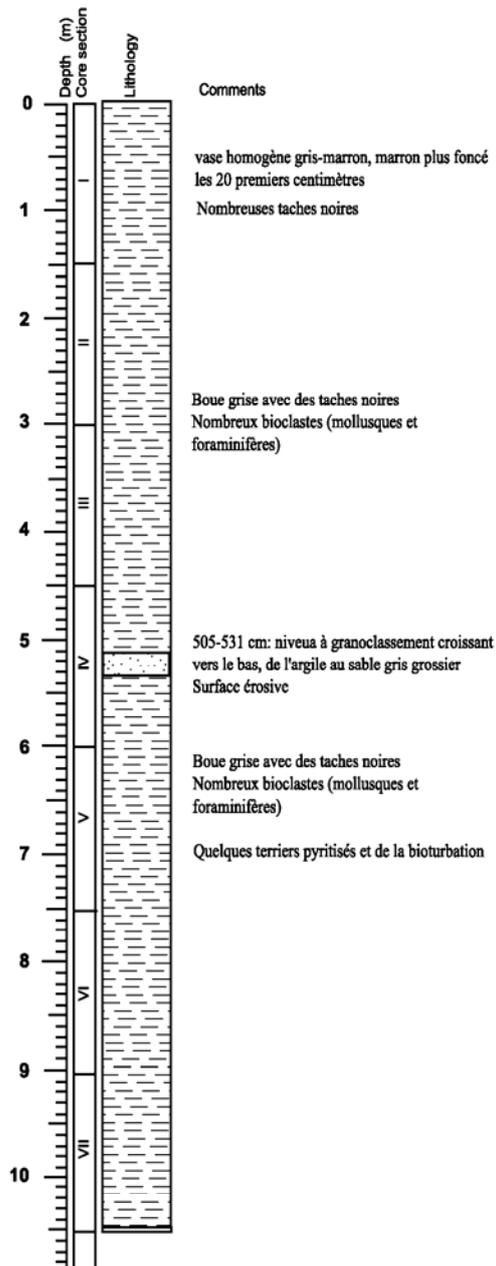
L'objectif de cette carotte casq est de récupérer les 10 premiers mètres de sédiment pour appréhender de façon fiable les périodes les plus récentes. L'objectif est de caractériser la variabilité climatique Quaternaire - Holocène.



MD140 - PRIVILEGE

Sediment Description

Core MD04-2803-CQ



ANNEXE 4

**Tableaux des différentes profondeurs (cm) des échantillons
étudiées pour chaque carotte**

**MD04-2797 CQ (dinokystes et foraminifères
planctoniques)**

0	250	500	750	1000
10	260	510	760	1010
20	270	520	770	1020
30	280	530	780	1030
40	290	540	790	
50	300	550	800	
60	310	560	810	
70	320	570	820	
80	330	580	830	
90	340	590	840	
100	350	600	850	
110	360	610	860	
120	370	620	870	
130	380	630	880	
140	390	640	890	
150	400	650	900	
160	410	660	910	
170	420	670	920	
180	430	680	930	
190	440	690	940	
200	450	700	950	
210	460	710	960	
220	470	720	970	
230	480	730	980	
240	490	740	990	

**MD04-2803 CQ (dinokystes et foraminifères
planctoniques)**

0	250	500	750	1000
10	260	510	760	1010
20	270	520	770	1020
30	280	530	780	1030
40	290	540	790	1040
50	300	550	800	1050
60	310	560	810	
70	320	570	820	
80	330	580	830	
90	340	590	840	
100	350	600	850	
110	360	610	860	
120	370	620	870	
130	380	630	880	
140	390	640	890	
150	400	650	900	
160	410	660	910	
170	420	670	920	
180	430	680	930	
190	440	690	940	
200	450	700	950	
210	460	710	960	
220	470	720	970	
230	480	730	980	
240	490	740	990	

MD99-2346 (dinokystes)

1	136	400	680	970
3	140	410	690	980
6	146	420	700	990
10	150	430	710	1000
16	160	440	720	1010
20	170	450	730	1020
26	180	460	740	1030
30	190	470	750	1040
36	200	480	760	1050
40	210	490	770	1060
46	220	500	780	
50	230	510	790	
56	240	520	800	
60	250	530	810	
66	260	540	820	
70	270	550	830	
77	280	560	840	
80	290	570	850	
86	300	580	860	
90	310	590	870	
96	320	600	890	
100	330	610	900	
106	340	620	910	
110	350	630	920	
116	360	640	930	
120	370	650	940	
126	380	660	950	
130	390	670	960	

MD99-2343 (dinokystes)

26	276	636
36	286	656
46	296	676
56	302	696
66	312	716
78	322	736
86	332	756
96	342	776
106	352	796
116	362	816
126	372	849
136	382	
146	392	
156	402	
166	412	
176	422	
186	432	
196	442	
206	452	
216	462	
226	472	
236	506	
246	522	
256	582	
266	602	

MD95-2043 (dinokystes)

7	267	479	699	895
15	273	489	709	905
25	285	495	719	915
45	293	509	725	925
51	303	519	729	935
63	317	525	739	945
73	327	529	749	965
83	331	539	757	975
93	337	549	763	981
105	347	559	769	985
123	355	569	779	995
133	367	579	785	1015
153	377	585	805	1025
163	387	589	809	1035
173	397	599	819	
183	405	609	825	
193	415	619	831	
203	425	625	835	
213	433	639	851	
223	453	649	855	
233	457	655	865	
243	469	665	875	
253	475	679	885	

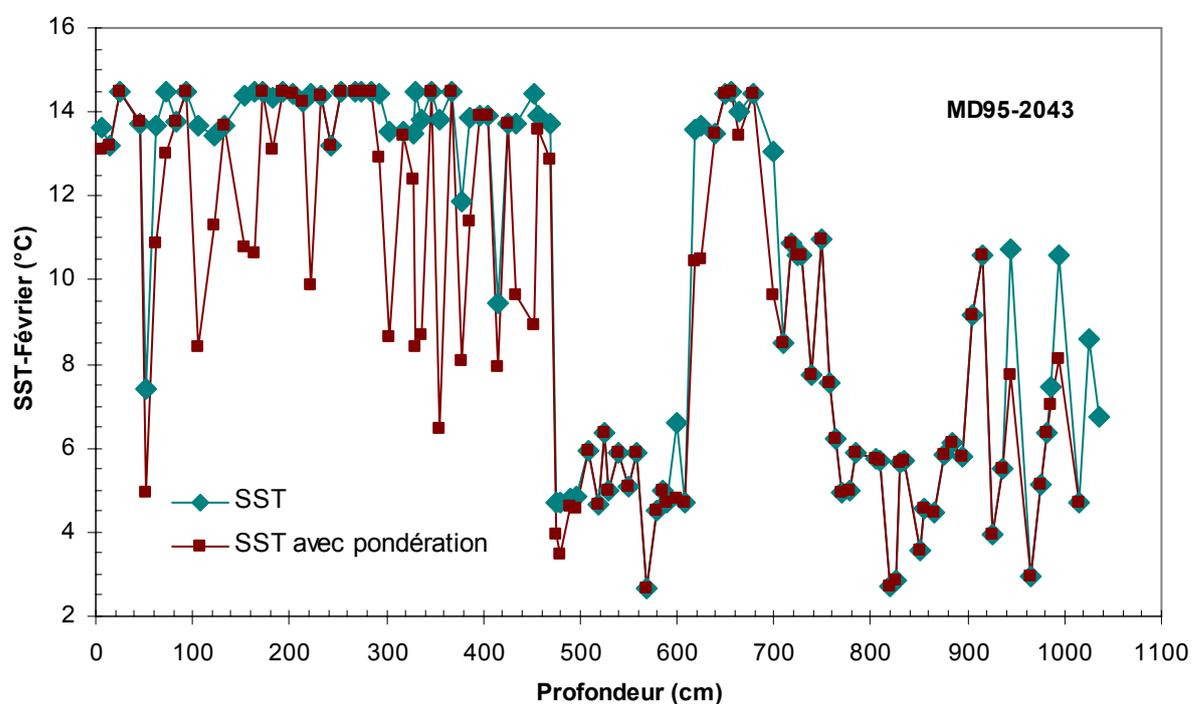
ANNEXE 5

**Essais préliminaires des reconstitutions des
paléotempératures des eaux de surface**

(d'après de Vernal et al., 2005)

De Vernal et al, (2005) en utilisant le logiciel 3PBase (Guiot et al., 1990) ont pu reconstitué les températures des eaux de surface du LGM aux hautes et moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord. Conformément à leur méthode consistant à pondérer les espèces minoritaires ayant un pourcentage entre 2 et 5% en les majorant à 5% pour leur donner plus de poids, nous avons essayé de reconstituer les températures des eaux de surface des sites étudiés en Méditerranée. Les résultats obtenus (Figure A1 et A2) surtout pendant l'Holocène sont meilleurs avec l'utilisation des pourcentages bruts des différentes espèces de dinokystes dans l'échantillon fossile.

En plus, les distances relatives entre l'échantillon fossile et les analogues étaient très variables d'une carotte à l'autre et même d'un niveau à l'autre et ne correspondaient pas aux limites de fiabilité déterminés par de Vernal et al, (2005) d'où nous n'avions pas pu déterminer les valeurs fiables à adopter.



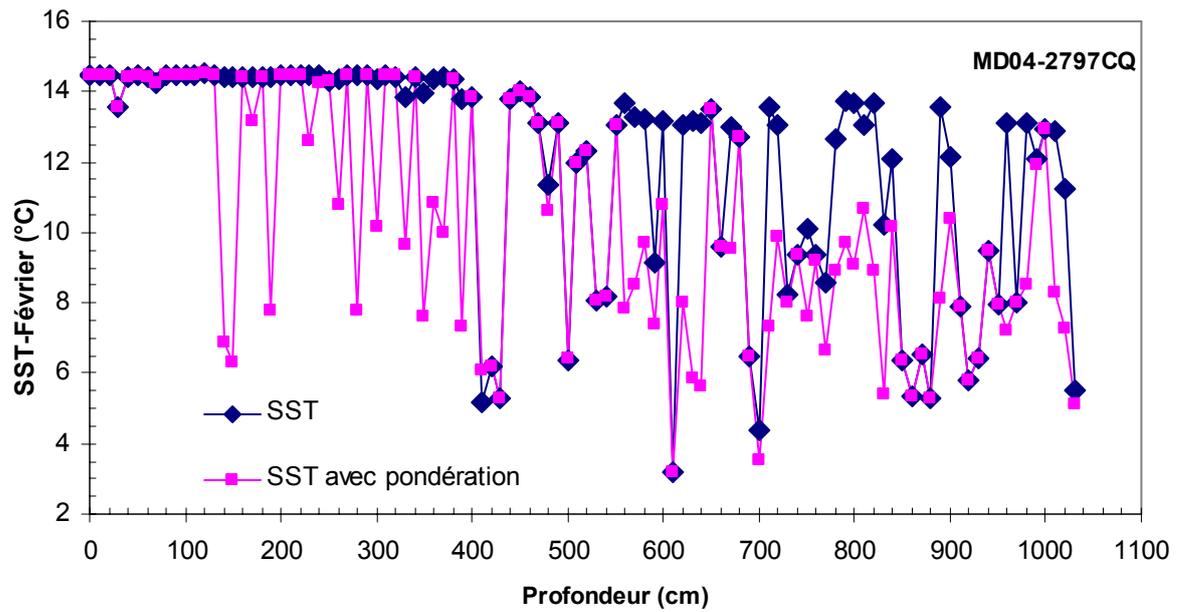


Figure. A 5-2. Reconstitutions des paléotempératures de la carotte MD04-2797CQ en utilisant le logiciel 3Pbase (Guiot et al., 1999) et la méthode développée par de Vernal et al. (2005) en se basant sur la base de données des références "n=940".

Table des matières

INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
PARTIE 1 : GÉNÉRALITÉS	5
Chapitre 1 : Cadre générale de la zone d'étude	6
1 - La Méditerranée	7
1 - 1 De l'océan primitif à une mer entre les terres.....	7
1 - 2 Morphologie	7
1 - 3 Climatologie	9
1 - 4 Hydrologie	10
1 - 5 Propriété nutritionnelle	14
2 - Les carottes étudiées	15
2 - 1 Le détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ)	17
2 - 2 Le golfe du Lion (MD99-2346)	19
2 - 3 Au nord de Minorque (MD99-2343)	20
2 - 4 La mer d'Alboran (MD95-2043 et MD04-2803)	22
Chapitre 2 : Méthodologie et matériel étudié	26
<u>A – Les dinoflagellés</u>	27
1 – Généralités sur les dinoflagellés.....	27
1 - 1 Place des dinoflagellés dans le phytoplancton mondial	27
1 - 2 Cycle biologique des dinoflagellés	28
1 - 3 Ecologie des dinoflagellés	30
1 - 4 Les kystes à l'interface eau-sédiment	33
2 – Méthodologie	34
2 - 1 Techniques d'extraction des kystes des dinoflagellés et comptage	34
2 - 2 Calcul des pourcentages et des concentrations	36
2 - 2 - 1 Calcul des pourcentages	36
2 - 2 - 2 Calcul des concentrations	37
<u>B – Les autres traceurs utilisés</u>	37
1 – Les foraminifères planctoniques.....	37
1 - 1 Généralités sur les foraminifères planctoniques	37
1 - 2 Méthodologie	38
1 - 2 - 1 Préparation des échantillons	38
1 - 2 - 2 Comptage	40
2 – Les outils stratigraphiques	40
2 - 1 Le carbone-14.....	40
2 - 2 Les isotopes de l'oxygène.....	41
3 – Les fonctions de transfert : Méthode des Analogues Actuels	42
3 - 1 Méthode d'Imbrie et Kipp	42

3 – 2 La Technique des Analogues Actuels (MAT).....	44
4 – Calcul des paléosalinités.....	46
5 - Le Carbone Organique Particulaire.....	48

**PARTIE 2 : CHRONOSTRATIGRAPHIE - ETUDE ISOTOPIQUE ET
MICROPALEONTOLOGIQUE..... 49**

Chapitre 1 : Chronostratigraphie et étude isotopique..... 50

A – Limites d'âges des principales périodes étudiés (d'après la
littérature)..... 51

B – Chronostratigraphie..... 54

1 – La carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran).....	54
2 – La carotte MD99-2346 (golfe du Lion).....	56
3 – La carotte MD99-2343 (nord de Minorque).....	58
4 – La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien).....	59
5 – La carotte MD04-2803CQ (SW de la mer d'Alboran).....	61

C – Etude isotopique..... 62

1 – La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien).....	63
2 – La carotte MD99-2346 (golfe du Lion).....	63
3 – La carotte MD99-2343 (nord de Minorque).....	64
4 – La carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran).....	65
5 – La carotte MD04-2803CQ (SW de la mer d'Alboran).....	66
6 – Synthèse.....	67

Chapitre 2 : Les dinokystes..... 70

A – Description des diagrammes palynologiques..... 71

1 – La zone d'échange entre les deux bassins méditerranéens (détroit Siculo-Tunisien).....	71
1 – 1 Le stade isotopique marin 2.....	71
1 – 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas.....	72
1 – 3 L'Holocène.....	72
2 – Le golfe du Lion.....	75
2 – 1 Le stade isotopique marin 2.....	75
2 – 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas.....	77
2 – 3 L'Holocène.....	77
3 – Au nord de Minorque.....	77
3 – 1 Le stade isotopique marin 2.....	77
3 – 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas.....	78
3 – 3 L'Holocène.....	78
4 – La mer d'Alboran.....	80
4 – 1 La carotte MD95-2043.....	80

4 – 1 - 1 Le stade isotopique marin 2	80
4 – 1 - 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas	80
4 – 1 - 3 L'Holocène	81
4 – 2 La carotte MD04-2803	83
4 – 2 - 1 Le stade isotopique marin 2	84
4 – 2 - 2 Le Bölling/Alleröd et le Younger Dryas	84
4 – 2 - 3 L'Holocène	84

B – Interprétation et distribution paléogéographique des dinokystes en Méditerranée occidentale..... 86

1 – Les espèces froides	86
<i>Bitectatodinium tepikiense</i>	86
<i>Spiniferites elongatus</i>	87
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i>	87
1 – Les espèces chaudes	92
<i>Spiniferites mirabilis</i>	92
<i>Impagidinium aculeatum</i>	93

C – Variabilité climatique rapide au cours de l'Holocène 96

Chapitre 3 : Les foraminifères planctoniques et comparaison des résultats..... 98

<u>A – Les foraminifères planctoniques</u>	99
1 – La carotte MD04-2797CQ (déroit Siculo-Tunisien)	99
2 – La carotte MD04-2803CQ (SW de la mer d'Alboran).....	101
3 – La carotte MD99-2346 (golfe du Lion)	103

B – Les kystes de dinoflagellés reflètent-ils les mêmes environnements que les foraminifères planctoniques 103

PARTIE 2 : HISTOIRE PALÉOCLIMATIQUE DE LA MÉDITERRANÉE PENDANT LE QUATERNAIRE TERMINAL 108

Chapitre 1 : Etude quantitative, Les reconstitutions des paramètres environnementaux des eaux de surface..... 109

A – Les fonctions de transfert 'dinokystes' : La base de données dinokystes..... 110

<u>B – Reconstitutions des paléotempératures</u>	114
1 – La carotte MD04-2797CQ (déroit Siculo-Tunisien).....	115
2 – La carotte MD99-2346 (golfe du Lion)	116
3 – La carotte MD99-2343 (nord de Minorque).....	117

4 – La mer d'Alboran	118
5 – Synthèse	120

<u>C – Comparaisons avec les autres traceurs</u>	121
1 – La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien)	122
2 – La carotte MD99-2346 (golfe du Lion)	124
3 – La carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran).....	125
4 – La carotte MD04-2803CQ (SW de la mer d'Alboran).....	127
5 – Synthèse et critique	129

<u>D – Salinités des eaux de surface calculées à partir des températures 'foraminifères'</u>	131
1 – La carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien)	131
2 – La carotte MD99-2346 (golfe du Lion)	132
3 – Synthèse et critique	133

Chapitre 2 : Paléoproduktivité - Comparaisons multi-proxies et Synthèse des résultats 135

<u>A- Reconstitutions des paléotempératures</u>	136
1 – Le Younger Dryas	136
2 – L'Holocène inférieur	137

<u>B- Comparaisons multi-proxies et Synthèse des résultats</u>	139
1 – Le stade isotopique marin 2	139
1 – 1 Les événements de Heinrich.....	139
1 – 2 Le dernier Maximum Glaciaire	144
2 – Le stade isotopique marin 1	145
2 – 1 Le Bölling/Alleröd	145
2 – 2 Le Younger Dryas	147
2 – 3 L'Holocène.....	149
2 – 3 - 1 L'Holocène inférieur (11,7 ka – 5, 5 ka cal. BP).....	149
*L'événement du 8.2.....	152
2 – 3 – 2 L'Holocène supérieur (à partir de 5,5 ka cal. BP)	154

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES 156

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES..... 163

ANNEXES..... 186

ANNEXE 1 : Distribution des dinokystes dans les sédiments de surface actuels 186

ANNEXE 2 : Planches de photos de quelques espèces de dinokystes (photos prises des échantillons des carottes étudiées)..... 190

ANNEXE 3 : Description des sédiments de quelques carottes étudiées..... 195

ANNEXE 4 : Tableaux des profondeurs (cm) des échantillons étudiées pour chaque carotte.....	201
ANNEXE 5 : Premiers essais de reconstitutions des paléotempératures (d'après de Vernal et al., 2005)	207
TABLES DES MATIERES	210

Liste des Figures

Figure. 1. La topographie de la Méditerranée. et les différents bassins	8
Figure. 2. Carte climatique de la Méditerranée (Atlas, 1999)	10
Figure 3. Circulation des eaux en Méditerranée (Vergrnaud-Grazzini., 1988) ..	12
Figure 4. Coupe longitudinale selon l'axe est-ouest des eaux intermédiaires (d'après Wüst, 1961)	13
Figure. 5. Localisation des différents sites d'étude en Méditerranée occidentale	16
Figure. 6. Localisation de la carotte MD04-2797CQ (détroit Siculo-Tunisien)...	17
Figure. 7. Localisation de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion).....	20
Figure. 8. Localisation de la carotte MD99-2343 (au nord de Minorque) (extrait de Frigola et al., 2007)	21
Figure. 9. Localisation des carottes MD95-2043 et MD04-2803 en mer d'Alboran	23
Figure. 10. Exemple d'un cycle de reproduction des dinoflagellés phytoplanctoniques (d'après Jan Du Chene, Masure et al., 1986)	29
Figure. 11. Provinces climatiques de l'Atlantique nord (modifiée d'après Hall, 1964).....	31
Figure. 12. Protocole d'extraction des kystes de dinoflagellés et des pollens	35
Figure. 13. Principe de reconstitution des paléotempératures de surface océanique par la méthode d'Imbrie et Kipp (1971)	43
Figure. 14. Localisation des sommets des carottes de la base de donnée de référence en Méditerranée et en océan Atlantique (Kallel et al, 1997).....	45
Figure. 15. Les cycles glaciaires-interglaciaires et les paramètres orbitaux pendant le dernier million d'année	51
Figure. 16 Modèle d'âge de la carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran) (d'après Cacho et al., 1999)	56
Figure. 17. Modèle d'âge de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion).....	57
Figure. 18. Modèle d'âge de la carotte MD99-2343 (au nord de Minorque) (d'après Frigola et al., 2007).....	59
Figure. 19. Modèle d'âge de la carotte MD04-2797 (détroit Siculo-Tunisien) (Rouis-Zargouni et al., 2010) (à gauche). Les corrélations avec la courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD95-2043 avec les niveaux datés (flèches pleins) (à droite)	59
Figure. 20. Modèle d'âge de la carotte MD04-2803CQ (SW de la mer d'Alboran).....	61
Figure. 21. Les corrélations des courbes isotopiques de <i>G. bulloides</i> des carottes MD95-2043 et MD04-2803CQ	62
Figure. 22. La courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD04-2797 (détroit Siculo-Tunisien) en fonction de l'âge	63
Figure. 23. La courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion) en fonction de l'âge	64
Figure. 24. La courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD99-2343 (au nord de Minorque) en fonction de l'âge	65
Figure. 25. La courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran) en fonction de l'âge	66

Figure. 26. La courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD04-2803 (partie SW de la mer d'Alboran) en fonction de l'âge	67
Figure. 27. Les courbes isotopiques de <i>G. bulloides</i> des différentes carottes de la Méditerranée occidentale de l'extrémité orientale (MD04-2797) à l'extrémité sud-ouest (MD04-2803) et la carotte SU81-18 (marge Ibérique) en fonction de l'âge	68
Figure. 28. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD04-2797CQ	73
Figure. 29. Mise en évidence de de l'enregistrement du "8.2 event" dans le détroit Siculo-Tunisien : Les teneurs en carbone organique particulaire (POC), les pourcentages des principaux taxons thermophiles (<i>S. mirabilis</i> et <i>I. aculeatum</i>), le pourcentage de l'espèce tempérée-froide (<i>N. labyrinthus</i>) et les concentrations en dinokystes pendant le YD et l'Holocène	74
Figure. 30. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD99-2346 (golfe du Lion)	76
Figure. 31. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD99-2343 (au nord de Minorque)	79
Figure. 32. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD95-2043 (partie orientale de la mer d'Alboran)	82
Figure. 33. Carte de la distribution actuelle de l'espèce néritique <i>L. machaerophorum</i> en Méditerranée occidentale (Mangin, 2002).....	83
Figure. 34. Distribution des principales espèces de dinokystes le long de la carotte MD04-2803 (partie SW de la mer d'Alboran) en fonction de l'âge	85
Figure. 35. Distribution des espèces sub-polaires à tempérée-froides de dinokystes en Méditerranée occidentale pendant le stade isotopique 2.....	89
Figure. 36. Distribution de l'espèce tempérée-froide <i>N. labyrinthus</i> en Méditerranée occidentale et en océan Atlantique Nord.....	91
Figure. 37. Distribution des espèces chaudes de dinokystes (<i>I. aculeatum</i> et <i>S. mirabilis</i>) pendant l'Holocène en Méditerranée occidentale et en Atlantique Nord	94
Figure. 38. Les brèves baisses des taxons thermophiles dans les assemblages holocènes de dinokystes des différentes carottes étudiées corrélées aux baisses de pollens de la forêt méditerranéenne.....	96
Figure. 39. Distribution des principales espèces de Foraminifères planctoniques le long de la carotte MD04-2797CQ.....	100
Figure. 40. Distribution des principales espèces de Foraminifères planctoniques le long de la carotte MD04-2803CQ.....	102
Figure. 41. Abondance des foraminifères planctoniques en fonction de l'âge dans le golfe du Lion (MD99-2346) (Melki et al., 2009).. ..	104
Figure. 42. Distribution des dinokystes <i>S. mirabilis</i> et <i>I. aculeatum</i> et des foraminifères planctoniques <i>G. inflata</i> et <i>G. ruber</i> le long des deux carottes MD042797 (en haut) golfe et MD04-2803 (en bas) pendant le stade isotopique marin 1... ..	106
Figure. 43. Localisation des sommets des carottes de la base de données de références de dinokystes (n=1171).	111
Figure. 44. Localisation des sommets des carottes de la base de données de références de dinokystes (n=401).. ..	112

Figure. 45. Comparaison entre les températures de Février observées et celles reconstituées par la méthode des analogues actuels de la base (n=401)...	113
Figure. . 46. Comparaison entre les températures d'Août observées et celles reconstituées par la méthode des analogues actuels de la base (n=401) .	114
Figure. 47. Reconstitution des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps dans le détroit Siculo-Tunisien (MD 04-2797CQ).....	115
Figure. 48. Reconstitutions des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps dans le golfe du Lion	117
Figure. 49. Reconstitutions des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps au nord de Minorque (MD99-2343).....	118
Figure. 50. Reconstitutions des paléotempératures d'hiver, d'été et de printemps en mer d'Alboran avec vers le haut la carotte MD95-2043 et vers le bas la carotte MD04-2803CQ.	119
Figure. 51. Comparaison entre les estimations des paléotempératures de printemps basées sur les foraminifères planctoniques, les dinokystes et les températures alcénones (Essallemi et al., 2007) en détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ).....	123
Figure. 52. Comparaison entre les estimations des paléotempératures de printemps estimées à partir des foraminifères planctoniques et des dinokystes dans le golfe du Lion (MD99-2346).....	125
Figure. 53. Comparaison entre les estimations des températures des différents traceurs de la carotte MD95-2043.	126
Figure. 54. Comparaison entre les températures dinokystes et foraminifères planctoniques en été et en hiver de la carotte MD04-2803CQ.	128
Figure. 55. Salinités des eaux de surface dans le détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797CQ).	132
Figure. 56. Salinités des eaux de surface dans le golfe du Lion (MD99-2346).132	
Figure. 57. Estimation des salinités des eaux de surface de la carotte SU 92-28 située sur la marge Ibérique (carotte voisine de la SU 81-18 étudiée précédemment par Duplessy et al., 1993).....	133
Figure. 58. Concentrations en dinokystes pendant le stade isotopique 1	138
Figure. 59. Les enregistrements de pollens (Fletcher and sanchez-Goni., 2008) et des températures alcénones (Cacho et al., 1999) et dinokystes de la carotte MD95-2043	140
Figure. 60. Salinités des eaux de surface en Méditerranée occidentale (MD04-2797 : détroit Siculo-Tunisien et MD99-2346 : golfe du Lion) et de la marge ibérique (SU92-28)	142
Figure. 61. Evolution des températures des eaux de surface de la Méditerranée occidentale au cours des derniers 30 000 ans	143
Figure. 62. Les principales espèces de dinokystes et des foraminifères planctoniques en Méditerranée occidentale durant les derniers 30 000 ans dans le détroit Siculo-Tunisien (MD04-2797) et en mer d'Alboran (MD04-2803)	146
Figure. 63. Comparaison de l'évolution des salinités de surface du le golfe du Lion (MD99-2346) et de la marge ibérique atlantique (SU92-28)	150
Figure. 64. Les paramètres orbitaux : précession et insolation d'été en Hémisphère Nord au cours des derniers 30 000 ans.....	152

Liste des Tableaux

Tableau 1. Bilan hydrologique de la Méditerranée (d'après Hopkins, 1984)...	11
Tableau 2. Distribution des kystes de dinoflagellés en fonction des températures des eaux de surface, d'après les données de Wall et al. (1977) et de Turon (1984) compilées par Edwards et Andrieu (1992).....	32
Tableau 3. Distribution des kystes de dinoflagellés de la côte au large d'après les données de Wall et al., (1977) et de Turon (1984) compilées par Edwards et Andrieu (1992).	33
Tableau 4. Moyennes et écart-types sur les moyennes, obtenues pour les valeurs de température, salinité, oxygène dissous et phosphate dans les eaux de surface par rapport à l'abondance de chaque espèce (d'après Bé et Toderlund, 1971).	39
Tableau 5. Limites chronologiques des événements de Heinrich 1 et 2 en âge calendaire (Bard et al., 2000)	52
Tableau 6. Limites chronologiques des différents événements climatiques des deux derniers stades isotopiques 1 et 2 (adoptées dans cette étude d'après la littérature).....	53
Tableau 7. Modèle d'âge de la carotte MD95-2043 basée sur celui établi par Cacho et al., (1999) avec re-calibration des datations utilisant Calib. 5.01....	55
Tableau 8. Modèle d'âge de la carotte MD99-2346 basé sur 11 datations ¹⁴ C AMS calibrées en utilisant Calib. 5.01	57
Tableau 9. Modèle d'âge de la carotte MD99-2343 établi par Frigola et al. (2007) basés sur 10 datations ¹⁴ C AMS calibrées utilisant Calib. 5.01 et 4 corrélations avec la courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD95-2043	58
Tableau 10. Modèle d'âge de la carotte MD04-2797 CQ (détroit Siculo-Tunisien) basé sur 6 datations ¹⁴ C AMS calibrées utilisant Calib. 5.01 et 11 corrélations avec la courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de la carotte MD95-2043 (Cacho et al., 1999).	60
Tableau 11. Modèle d'âge de la carotte MD04-2803 CQ basé sur des corrélations entre la courbe isotopique de <i>G. bulloides</i> de cette carotte et celle de la carotte MD95-2043 (Cacho et al., 1999)	61
Tableau 12. Ages calendaires des baisses des pourcentages de dinokystes thermophiles : comparaison entre les carottes étudiées et les âges similaires (en cal. ka BP) mentionnées dans des études précédentes (à partir d'autres traceurs)	97

Résumé

Une approche pluri-disciplinaire de cinq carottes de la Méditerranée occidentale basées sur l'analyse des dinokystes, des foraminifères planctoniques et des isotopes est réalisée afin d'identifier et préciser l'évolution climatique de ce bassin.

Durant les événements de Heinrich, deux pics légers de $\delta^{18}\text{O}$ sont observés pendant H2 (~24 ka cal.) et H1 (~16 ka cal.), respectivement. Sur la base de la microflore et de la microfaune, il est plus difficile en s'éloignant du détroit de Gibraltar de distinguer les environnements du Dernier Maximum Glaciaire de ceux de H1 et H2. Toutefois, il semble que les paléotempéatures reconstituées à partir des dinokystes ont plus d'analogues actuelles que les foraminifères planctoniques durant le DMG en comparaison avec les événements de Heinrich. Le Younger Dryas est remarquablement similaire sur l'ensemble du bassin occidental et est caractérisé par le développement optimal de *N. labyrinthus* et des concentrations maximales de dinokystes. Par opposition, l'Holocène inférieur montre une productivité primaire faible en Méditerranée occidentale qui n'a pas empêché le dépôt d'un épisode présapropélique dans le détroit Siculo-Tunisien d'une façon synchrone avec la mise en place du sapropéle S1 dans le bassin oriental. L'ensemble de l'Holocène correspond au maximum de développement des dinokystes *S. mirabilis* et *I. aculeatum* et des foraminifères planctoniques *G. inflata* et *G. ruber*. Comme dans l'océan Atlantique, le refroidissement du "8.2 event" est clairement observée en Méditerranée occidentale ainsi que trois autres épisodes correspondant à ~9,3 ka; ~7 ka et ~2,7 ka cal. BP.

Mots clés : dinokystes, foraminifères planctoniques, Méditerranée occidentale, quaternaire terminal, présapropéle, productivité.

Abstract

A multi-proxy approach of five Mediterranean cores based on dinocyst, planktonic foraminifera and isotopic analysis is realised to identify and precise climatic evolution of this basin.

During Heinrich events, two $\delta^{18}\text{O}$ lightening are observed at H2 (~24 ka cal.) and H1 (~16 ka cal.), respectively. Dinocyst and planktonic foraminifera associations show that it is more and more difficult to differentiate the LGM environments to those of H1 and H2 when the study site was far of Gibraltar strait. Nevertheless, it seems that dinocyst fossil assemblages have more modern analogues than planktonic foraminifera during LGM in comparison to Heinrich events. In the entire basin, the Younger Dryas is marked by the optimal development of *N. labyrinthus* and the maximal dinocyst concentration. The Holocene period correspond to the maximum development of the dinocyst species *S. mirabilis* and *I. aculeatum* and the planktonic foraminifera *G. inflata* and *G. ruber*. As in Atlantic ocean, the '8.2' cooling event is clearly recorded in Mediterranean sea with three other cooling which correspond to 9.3 ka, 7 ka, 2.7 ka cal. BP.

Keywords: dinocysts, planktonic foraminifera, western Mediterranean, Late Quaternary, sapropel, productivity.