



HAL
open science

Dynamique de la Mediterranean Outflow Water dans le Golfe de Cadix depuis le Pléistocène.

Paul Moal-Darrigade

► **To cite this version:**

Paul Moal-Darrigade. Dynamique de la Mediterranean Outflow Water dans le Golfe de Cadix depuis le Pléistocène.. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2022. Français. NNT : 2022BORD0065 . tel-03698468

HAL Id: tel-03698468

<https://theses.hal.science/tel-03698468>

Submitted on 18 Jun 2022

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

Ecole doctorale des SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS
Spécialité : SÉDIMENTOLOGIE MARINE ET PALÉOCLIMATS

Par Paul MOAL-DARRIGADE

**Dynamique de la *Mediterranean Outflow Water* dans le
Golfe de Cadix depuis le Pléistocène inférieur**

Sous la direction de : Emmanuelle DUCASSOU
Codirecteur : Jacques GIRAUDEAU

Soutenue le 18 mars 2022

Devant la commission d'examen formée de :

M. MULDER, Thierry	Professeur, Université de Bordeaux	Président
M. SIERRO, Francisco J.	Professeur, Universidad de Salamanca	Rapporteur
M. HERNÁNDEZ-MOLINA, F. Javier	Professeur, University of London	Rapporteur
Mme. ERCILLA, Gemma	Directeur de recherche, CSIC, Barcelona	Examineur
M. VIANA, Adriano R.	Docteur, Petrobras	Examineur
Mme. DUCASSOU, Emmanuelle	Maitre de conférence (HDR), Université de Bordeaux	Directeur
M. GIRAUDEAU, Jacques	Directeur de recherche CNRS	Codirecteur

Mme. BOUT-ROUMAZEILLES, Viviane	Directeur de recherche CNRS	Invitée
---------------------------------	-----------------------------	---------

Résumé

La sédimentation de la pente moyenne du Golfe de Cadix est fortement influencée par l'écoulement d'un courant de fond d'origine méditerranéenne : la *Mediterranean Outflow Water* (MOW). La compréhension de la relation entre l'écoulement de la MOW, l'*Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) et les variations climatiques en Atlantique Nord représente un enjeu majeur et complexe. Ces travaux de thèse, en étudiant les caractéristiques sédimentaires des sédiments des drifts contouritiques du Golfe de Cadix, corps sédimentaires propices à l'étude de la variabilité des courants de fond, visent à comprendre la dynamique de la MOW depuis le Pléistocène inférieur. Cette étude s'appuie essentiellement sur des archives sédimentaires prélevées lors de l'expédition *Integrated Ocean Drilling Program 339 « Mediterranean Outflow »* (2011-2012) et valorise également des carottes sédimentaires collectées durant la mission océanographique CADISAR (2001). Ce travail a permis d'identifier les sources des minéraux argileux composant les dépôts du système contouritique de Cadix (apports fluviaux du Guadalquivir et poussières éoliennes nord-africaines) et mis en évidence les rôles de la circulation océanique de surface et l'écoulement de la MOW, dans la distribution des minéraux argileux dans le Golfe de Cadix. Les assemblages ostracodiques, la minéralogie des argiles ainsi que les mesures granulométriques, effectués à haute résolution sur des archives sédimentaires prélevées à différentes bathymétries, ont permis d'affiner le schéma de circulation de la MOW dans le système contouritique de Cadix pour le dernier cycle climatique. Des séries sédimentaires plus anciennes couvrant l'intervalle des Stades Isotopiques Marins (MIS) 12-11 ont montré que le modèle de fonctionnement général établi demeurerait valable mais d'intensité moindre, pour l'analogie climatique le plus récent. Enfin les mesures granulométriques et des cortèges argileux réalisées à haute résolution sur une longue série sédimentaire du drift de Faro, mises en âges par une stratigraphie isotopique inédite, ont permis de déterminer trois phases de construction du drift de Faro ainsi que de reconstruire la dynamique de la MOW depuis le Pléistocène inférieur (1,2 Ma).

Abstract

Sedimentation in the middle slope of the Gulf of Cadiz is strongly influenced by Mediterranean Outflow Water (MOW). The relationship between MOW, the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) and climate variations in the North Atlantic is a major and complex issue. This PhD work focuses on the sedimentary characteristics of contourite drifts in the Gulf of Cadiz. Contourites are sedimentary bodies that can offer precious information on the variability of bottom current patterns and are used here to reveal the dynamics of the MOW since the Early Pleistocene. This study is mainly based on sedimentary archives collected during Integrated Ocean Drilling Program Expedition 339 "Mediterranean Outflow" (2011-2012) and marine sediment cores collected during oceanographic mission CADISAR (2001). The present work identifies the sources of clay minerals composing the deposits in the Cadiz contourite system as being fluvial inputs from the Guadalquivir and North African aeolian dust. Furthermore, it highlights the role of surface ocean circulation and MOW current in the distribution of clay minerals in the Gulf of Cadiz. The high resolution clay mineralogy and grain size measurements, along with ostracod assemblages performed as part of this work in sedimentary archives collected at various depth in the Cadiz contourite system have refined our understanding of the MOW circulation pattern for the last climatic cycle. Older sedimentary series covering Marine Isotopic Stadal (MIS) 12-11 show that the general circulation pattern established for MOW was also true for the most recent climatic analogue. Finally, high-resolution grain size measurements and clay assemblages over a long sedimentary series from the Faro Drift—dated with a novel isotope stratigraphy—evidence that the Faro Drift was established in three phases and reveal new details on the dynamics of the MOW since the Lower Pleistocene (1.2 Ma).

Le doute est une force. Une vraie et belle force.

Veille simplement à ce qu'elle te pousse toujours en avant.

Pierre Bottero, Le pacte des Marchombres

Gu sortu ginen enbor beretik sortuko dira besteak,

Burruka hortan iraungo duten zuhaitz ardaxka gazteak

Xabier Lete, Izarren hautsa

Remerciements

Ces quelques lignes marquent la fin d'une aventure riche en émotions d'un peu plus de trois années. Aussi, il m'est impossible de tourner la page sans remercier chaleureusement tous ceux qui ont participé, de près ou de loin, à l'aboutissement de ce travail.

Au moment d'exprimer ma gratitude à ceux qui m'ont accompagné durant ces trois années de thèse, cela ne pouvait pas être autrement, mes premières pensées vont à Emmanuelle Ducassou, ma directrice de thèse. Depuis notre rencontre il y a plus de huit ans, alors que j'étais un étudiant un peu paumé en L2 BGSTU me destinant à être enseignant de SVT, j'aurais mille et une raisons de dire « merci », je vais donc en sélectionner trois. Je te remercie d'avoir cru en moi au point de me permettre d'effectuer ma thèse sur des échantillons de l'Expédition IODP 339 si chère à ton cœur. Un grand merci pour m'avoir laissé beaucoup de liberté et d'autonomie dans mes travaux, me permettant ainsi de me former au métier de chercheur. Enfin merci de m'avoir transmis une petite partie de ton savoir et de m'avoir soutenu à chaque instant.

Je tiens également à remercier Jacques Giraudeau, codirecteur « par défaut » selon ses dires bien que personne ne soit dupe concernant sa réelle implication, d'avoir pris la décision de rester au sein de l'encadrement de ma thèse. Je te remercie pour la rigueur scientifique que tu m'as inculqué à travers tes remarques et tes corrections, pour ton accompagnement administratif précieux et enfin pour la patience, la bienveillance teintée d'humour, dont tu as fait preuve mon égard.

Mes remerciements vont également à l'ensemble des membres du jury. A F. Javier Hernández-Molina et Francisco J. Sierro, mes deux rapporteurs, pour m'avoir fait l'honneur d'évaluer mon manuscrit de thèse. A Gemma Ercilla et Adriano R Viana pour avoir examiné mon travail et pour la pertinence de leurs remarques lors de ma soutenance de thèse. A Thierry Mulder pour ses commentaires constructifs mais surtout d'avoir accepté la tâche de présider le jury. Enfin à Viviane Bout-Roumazeilles pour avoir accepté de faire partie de mon jury et pour m'avoir accompagné dans l'interprétation des cortèges argileux durant ma thèse.

Je remercie particulièrement Marie-Claire Perello et Vincent Hanquiez pour leur accompagnement et leur disponibilité durant tout le long de ma thèse. Il est certain que sans vous ces trois années auraient eu un autre saveur.

Je remercie tous les membres de l'Expédition IODP 339 de m'avoir fait rentrer dans la grande famille de la « MOW ». J'ai une pensée toute particulière pour Stefanie Kaboth-Bahr, Andre Bahr et Carlos Alvarez-Zarikian avec lesquels j'ai eu la chance de collaborer plus étroitement.

Merci à tous les membres des équipes Sédimento et Paléo pour votre soutien et vos conseils. Grâce à vous, moi qui balançais entre deux équipes, je me suis senti à ma place dans chacune d'entre elles.

Je tiens à remercier sincèrement chacun des thésards mais aussi des post-docs et des stagiaires qui ont contribué à l'ambiance chaleureuse, décontractée et parfois festive dans laquelle j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler pendant ces trois années.

Un immense merci à Audrey, Léa, Antoine et Eleanore pour tous ces moments au bureau et pour tous ceux en dehors...

Ene Euskal Herriko laguner, asteburuetan burua husten laguntzen zidatener eta une gogorretan sustengatzen nindutener, Harotz, Paztetx, Ttorbi, Txin, Miki, Ibano, Mino, Gigs, Xaxa, Xerbe, Leire, Kamila eta besteak : bihotz bihotzez milesker.

Je remercie ma famille de Bretagne, des Landes, de Paris et du Pays Basque pour... les raison qu'ils connaissent, les mots ici sont superflus.

Jouhantoniako familia, Ewentxo, Haize, Ximun, Justine, Ibai, Aita et Ama : milesker denagatik...

Introduction générale	1
Contexte et Problématique	2
Objectifs principaux	3
Organisation du mémoire	4
Chapitre 1 Synthèse bibliographique	7
1.1 Les courants de fond et les dépôts contouritiques	8
1.1.1 Les courants de fond et les processus océaniques responsables de la formation des contourites	8
1.1.2 Les contourites.....	10
1.1.2.1 Les drifts contouritiques	11
1.1.2.2 Classification des dépôts contouritiques	13
1.1.2.3 Les faciès et séquences contouritiques.....	14
1.1.2.4 Les contourites dans les dépôts anciens	17
1.2 Le Golfe de Cadix.....	18
1.2.1 Cadre tectonique.....	18
1.2.2 Cadre physiographique	21
1.2.2.1 Le plateau continental.....	22
1.2.2.2 La pente continentale	22
1.2.2.3 Les plaines abyssales	23
1.2.3 Le cadre océanographique et paléocéanographique.....	23
1.2.3.1 Les masses d'eau superficielles et de sub-surface	24
1.2.3.2 La veine d'eau méditerranéenne (MOW)	26
1.2.3.2.1 L'origine méditerranéenne de la MOW.....	26
1.2.3.2.2 L'écoulement de la MOW dans le Golfe de Cadix.....	28
1.2.3.2.3 La veine d'eau méditerranéenne supérieure (MOW _U).....	29
1.2.3.2.4 La veine d'eau méditerranéenne inférieure (MOW _L).....	30
1.2.3.2.5 Trajectoires de la MOW en Atlantique Nord.....	31
1.2.3.2.6 Variations saisonnières de la MOW	32
1.2.3.2.7 Paléocirculation de la MOW	33
1.2.3.3 Les masses d'eau froides intermédiaires et profondes.....	37
1.2.3.3.1 Les eaux intermédiaires antarctiques.....	37
1.2.3.3.2 Les eaux profondes nord-atlantiques	37
1.2.4 La sédimentation dans le domaine marin.....	38
1.2.4.1 Les apports continentaux.....	38
1.2.4.1.1 Les sources d'apports sédimentaires.....	38

1.2.4.1.2	<i>Les sources des minéraux argileux</i>	39
1.2.4.2	Le plateau continental	42
1.2.4.3	Le système de dépôts contouritiques de Cadix (CDS)	43
1.2.4.3.1	<i>Le secteur 1 : les affouillements et les rubans sableux</i>	43
1.2.4.3.2	<i>Secteur 2 : les lobes sédimentaires de débordement</i>	44
1.2.4.3.3	<i>Secteur 3 : les chenaux et les rides</i>	44
1.2.4.3.4	<i>Secteur 4 : les drift contouritiques en activité</i>	45
1.2.4.3.5	<i>Secteur 5 : les canyons</i>	47
Chapitre 2	Matériels & Méthodes	49
2.1	Matériels	50
2.1.1	Origine des archives sédimentaires	50
2.1.2	Outils de prélèvement	50
2.1.2.1	Les forages IODP	50
2.1.2.1.1	<i>Le système de carottage APC</i>	51
2.1.2.1.2	<i>Le système de carottage XCB</i>	52
2.1.2.1.3	<i>Le carottier rotatif (RCB)</i>	53
2.1.2.1.4	<i>L'enregistrement sédimentaire composite (splice)</i>	53
2.1.2.2	Le carottier de type Kullenberg	54
2.1.2.3	Le carottier de type Calypso	55
2.2	Méthodes	55
2.2.1	Les analyses stratigraphiques	55
2.2.1.1	La datation au ¹⁴ C	55
2.2.1.2	La stratigraphie isotopique (¹⁸ O)	56
2.2.1.3	La biostratigraphie	58
2.2.1.3.1	<i>Les foraminifères planctoniques</i>	58
2.2.1.3.2	<i>Les nannofossiles calcaires</i>	59
2.2.1.4	La magnétostratigraphie	59
2.2.2	Les analyses sédimentaires et micropaléontologiques : reconstruction de la circulation des masses d'eau sur le fond et caractérisation des sources sédimentaires	60
2.2.2.1	Les mesures granulométriques	60
2.2.2.2	La minéralogie des argiles	61
2.2.2.3	Les assemblages ostracodiques	62
2.2.2.4	La spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF)	65
2.2.2.5	La mesure de la teneur en carbonate	66

Chapitre 3 Fonctionnement des différentes branches de la MOW dans le Golfe de Cadix lors des derniers 25 000 ans : apport de nouveaux proxies aux modèles existants 67

3.1	Environnements de dépôt des prélèvements sédimentaires	68
3.2	La stratigraphie.....	70
3.2.1	Cadre stratigraphique existant des enregistrements sédimentaires utilisés	70
3.2.1.1	Datation des sédiments de surface des carottes CADISAR	70
3.2.1.2	Stratigraphie des carottes CADISAR et Marion Dufresne.....	70
3.2.1.3	Modèles d'âge des sites IODP U1389 et U1390	71
3.2.2	Chronologies du Sites IODP U1386.....	72
3.3	Les assemblages d'ostracodes : traceurs des mouvements verticaux de la MOW 75	
3.3.1	Localisation des prélèvements sédimentaires et influence actuelle de la MOW 75	
3.3.2	Caractérisation des masses d'eau à partir des assemblages d'ostracodes.....	77
3.3.2.1	Le drift de Faro (MD99-2337)	77
3.3.2.2	Le vaste <i>sheeted drift</i> (Site IODP U1390)	78
3.3.2.3	Les bassins intra-pentes (CADKS24)	79
3.3.3	<i>R. miranda</i> et <i>K. keyi</i> : indicateurs de la présence de la MOW sur le fond	81
3.3.4	Variations de la position de la MOW dans la colonne d'eau lors des derniers 25 000 ans cal. BP.....	82
3.3.4.1	Le MIS 1.....	82
3.3.4.1.1	<i>Holocène récent (les derniers 3000 ans cal. BP)</i>	82
3.3.4.1.2	<i>Le début de l'Holocène</i>	84
3.3.4.1.3	<i>Younger Dryas</i>	86
3.3.4.2	Le MIS 2.....	87
3.3.4.2.1	<i>Le stadiaire d'Heinrich 1 (H1)</i>	87
3.3.4.2.2	<i>Le dernier maximum glaciaire (18 000-24 000 ans cal. BP)</i>	90
3.4	Le cortège argileux : traceur des différentes branches de la MOW dans les sédiments du système contouritique	92
	Abstract.....	92
3.4.1	Introduction	93
3.4.2	Regional setting.....	94
3.4.2.1	Morphobathymetric setting.....	94
3.4.2.2	Oceanographic circulation	97
3.4.2.3	Clay mineral sources	97
3.4.2.3.1	<i>Illite and chlorite</i>	99

3.4.2.3.2	<i>Smectite</i>	99
3.4.2.3.3	<i>Kaolinite</i>	100
3.4.2.3.4	<i>Illite/kaolinite ratio</i>	101
3.4.3	Material and methods	101
3.4.3.1	Material	101
3.4.3.2	Age models	102
3.4.3.2.1	<i>IODP sites</i>	102
3.4.3.2.2	<i>CADISAR cores</i>	102
3.4.3.3	Methods	103
3.4.3.3.1	<i>Clay mineralogy</i>	103
3.4.3.3.2	<i>Grain-size analyses</i>	104
3.4.4	Results	104
3.4.4.1	Sub-actual spatial distribution of clay minerals in the Gulf of Cadiz	104
3.4.4.2	Temporal variations of clay mineral over the last 25 kyrs in the Gulf of Cadiz	107
3.4.5	Discussion	113
3.4.5.1	Clay transport: from river discharge and eolian input to deposition in the middle slope of the Gulf of Cadiz	113
3.4.5.2	MOW pathway and fine particle deposition in drifts of the Gulf of Cadiz	116
3.4.5.3	Clay mineral deposition mechanisms along the path of the MOW	118
3.4.5.4	Evolution of clay mineral deposition over the last glacial-interglacial cycle in the CDS of the Gulf of Cadiz	121
3.4.6	Conclusion	125
3.5	Synthèse de la dynamique de la MOW et comparaison aux modèles existants	127
3.5.1	La MOW _U : une circulation constante marquée par des variations d'intensité et de profondeur	127
3.5.2	La MOW _L : une circulation intense et profonde lors du stadaire H1 et du Younger Dryas	131
3.5.3	L'Holocène inférieur : dépôt de contourites argileuses ?	134
3.5.4	Les variations des teneurs en particules en suspension de la MOW _U et de la MOW _L lors des derniers 30 000 ans	135
3.6	Résumé des principaux résultats	138
Chapitre 4 La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW_U lors de deux cycles climatiques (MIS 12-11 et MIS 2-1) : test du modèle proposé lors d'un analogue climatique		139

4.1	Reconstruction de la dynamique de la MOW _U et de son influence sur le climat de l'Atlantique Nord	140
	Abstract	140
4.1.1	Introduction	141
4.1.2	Regional setting	143
4.1.3	Material & Methods	145
4.1.3.1	IODP sites U1386 and U1387.....	145
4.1.3.2	Radiometric analyses of IODP Site U1386.....	146
4.1.3.3	Foraminiferal analyses	146
4.1.3.4	X-ray fluorescence analysis	147
4.1.3.5	Sedimentological analyses	147
4.1.4	Chronostratigraphy of IODP sites U1386 and U1387	148
4.1.4.1	Stratigraphy of IODP Site U1386.....	148
4.1.4.1.1	<i>Planktic foraminifer distribution: a correlation tool</i>	151
4.1.4.1.2	<i>From planktic foraminifer assemblages to bioevent identification ...</i>	153
4.1.4.1.2.1	Holocene and MIS 11 foraminiferal assemblages	153
4.1.4.1.2.2	Glacial and cold assemblages: YD, MIS 2 and MIS 12	154
4.1.4.1.2.3	Coiling direction of <i>Globorotalia truncatulinoides</i>	154
4.1.5	Results	156
4.1.5.1	General sedimentological characteristics	156
4.1.5.2	Sedimentary facies	158
4.1.5.3	Sedimentary sequences of contourite contourite beds.....	161
4.1.6	Discussion	164
4.1.6.1	Understanding information: current velocity and sediment supply over the Faro drift.....	164
4.1.6.1.1	<i>Bottom current indicators and MOW velocity in the Gulf of Cadiz...</i>	164
4.1.6.1.2	<i>Impact of changes in sediment supply: example of a contouritic sequence of the MIS 11</i>	167
4.1.6.2	Behaviour of the branches of the MOW during MIS 12–11 and MIS 2–1	167
4.1.6.2.1	<i>Glacials</i>	167
4.1.6.2.2	<i>Deglaciations</i>	168
4.1.6.2.3	<i>MIS 11 and MIS 1</i>	170
4.1.6.3	MOW strengthening during MIS 12–11 deglaciation (TV) and MIS 11: a strong influence on North Atlantic climate?	172
4.1.7	Conclusion	176
4.2	Transfert sédimentaire : de la source au dépôt des sédiments	177

4.2.1	Reconstruction de l'influence de la MOW : l'apport des assemblages d'ostracodes lors de l'intervalle MIS 12-11.....	177
4.2.2	Le cortège argileux : indicateur de la présence de la MOW _U sur le drift de Faro, et des changements de source des minéraux argileux.....	179
4.2.2.1	Abondances des minéraux argileux et sources potentielles lors de l'intervalle MIS 12-11.....	179
4.2.2.2	Test du modèle <i>source-to-sink</i> des minéraux argileux du MIS 2-1 sur un analogue (MIS 12-11)	182
4.2.2.3	Vers une compréhension de la sédimentation argileuse lors de l'intervalle MIS 12-11	185
4.3	Dynamique de la MOW _U et de la sédimentation du drift de Faro lors de l'intervalle MIS 12-11 : similitudes et différences avec le dernier cycle climatique	190
4.3.1	Les stades interglaciaires.....	190
4.3.1.1	La fin de l'Holocène et du MIS 11c.....	190
4.3.1.2	Les sapropèles S11 et S1	191
4.3.2	Les déglaciations	192
4.3.3	Les périodes glaciaires.....	194
4.4	Résumé des principaux résultats.....	197
Chapitre 5 La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW_U depuis le Pléistocène inférieur.....		199
5.1	Modèle d'âge du Site U1386	200
5.1.1	Les chronologies existantes (0-315 c-mcd).....	200
5.1.2	Révision de la stratigraphie du Pléistocène inférieur (315-465 c-mcd)	203
5.1.2.1	Les nannofossiles calcaires	203
5.1.2.2	Les données $\delta^{18}\text{O}$	203
5.1.2.3	Le modèle d'âge de la base du Site IODP U1386.....	205
5.2	Le Site U1386 : témoin des variations de la sédimentation du drift de Faro depuis le Pléistocène inférieur (~1,24 Ma)	210
5.2.1	Les taux de sédimentation et hiatus.....	211
5.2.2	Évolution de la sédimentation du drift de Faro lors des derniers 1,24 Ma.....	213
5.2.2.1	L'apport des analyses granulométriques	213
5.2.2.2	L'apport des mesures du cortège argileux.....	216
5.2.2.3	Le système mixte de dépôt (turbiditique-contouritique) caractérisant le drift de Faro (Site U1386) au Pléistocène inférieur	221
5.2.3	Une vue synthétique de l'évolution du drift de Faro lors des derniers 1, 24 Ma	223

5.2.3.1	Phase 1 : alimentation mixte (turbiditique-contouritique) du drift de Faro au Pléistocène inférieur (1,24 Ma – 0,814 Ma).....	223
5.2.3.2	Phase 2 : phase de transition du Pléistocène moyen (0,814 Ma-0.48 Ma) 226	
5.2.3.3	Phase 3 : une sédimentation contrôlée par l'écoulement de la MOW _U (0,48 Ma-Actuel).....	227
5.3	Relation entre la dynamique de la MOW _U et les conditions climatiques méditerranéennes lors des derniers 1,2 Ma : l'influence des forçages orbitaux. 228	
5.3.1	Les évènements sapropéliques : intervalles d'écoulement réduit de la MOW_U	228
5.3.2	Dynamique de la MOW_U lors des stades isotopiques interglaciaires : l'influence des paramètres orbitaux	231
5.4	Influence de la circulation méditerranéenne sur le climat en Atlantique Nord : le message de la MOW _U	234
5.5	Résumé des principaux résultats.....	238
Conclusions générales et perspectives		239
1.	Rappel des objectifs	240
2.	Le fonctionnement des différentes branches de la MOW dans le Golfe de Cadix lors des derniers 25 000 ans	240
3.	Test du modèle de sédimentation proposé sur le drift de Faro lors d'un analogue climatique (MIS 12-11).....	241
4.	La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW _U depuis le Pléistocène inférieur.....	242
5.	Perspectives de l'étude.....	243
i.	Les minéraux argileux : traceurs de l'écoulement des masses d'eau	243
ii.	Utilisation des assemblages ostracodiques pour reconstruire l'écoulement de la MOW.....	243
iii.	Les séquences contouritiques argileuses et silteuses	243
iv.	Evolution du drift de Faro depuis sa mise en place lors de la transition Miocène-Pliocène.....	244
v.	Dynamique de la MOW depuis l'ouverture du détroit de Gibraltar	244
Références bibliographiques		245

LISTE DES FIGURES

Fig. 1-1 : Représentation synthétique de la circulation thermohaline globale (modifiée de Rebesco et al., 2014).	9
Fig. 1-2 : Localisation des principaux dépôts contouritiques actuels ou récents (en jaune) et anciens répertoriés (en rouge) (modifié de Rebesco et al., 2014).	11
Fig. 1-3 : Classification des drifts d'après les travaux originels de Rebesco and Stow (2001) et Stow et al. (2002b) (modifié de Rebesco et al., 2014).	13
Fig. 1-4 : Faciès et séquences contouritiques. A) Faciès de la séquence contouritique-type de Gonthier et al. (1984), modifié de Stow et Faugères (2008) ; B) Séquences partielles dérivées de la séquence contouritique-type de Stow et Faugères (2008) ; C) Faciès contouritiques sableux d'après Brackenridge et al. (2018).	16
Fig. 1-5 : Dépôts contouritiques à l'affleurement dans des séries sédimentaires miocènes d'El Adergha, corridor rifain (Maroc) modifié de Capella et al. (2017). A) Géométrie du corps contouritiques d'El Adergha présentant des cliniformes progradant ; B) Zoom sur une séquence contouritique sableuse.	17
Fig. 1-6 : Représentation schématique de la limite des plaques nubienne et ibérique, modifié de Hanquiez (2006) et Maestro et al. (2003). FG : faille de Gloria ; ZFAG : zone faillée Açores-Gibraltar.	18
Fig. 1-7 : Carte tectonique représentant les principales structures tectoniques à la jonction entre la plaque ibérique et la plaque nubienne (d'après Hernandez-Molina et al. (2016a)), étude compilant les travaux portant sur les différentes unités et structures tectoniques de la chaîne bético-rifaine et du Golfe de Cadix (Terrinha et al., 2002; Medialdea et al., 2004, 2009; Fernández-Puga et al., 2007; Roque et al., 2012; Duarte et al., 2013). CF : faille de Cadix ; QF : faille de Quarteira ; PH : haut de Portimao ; PF : faille de Portimao ; SVF : faille de St Vincent ; MPF : faille de Marquês de Pombal ; AF : faille d'Arrabida ; DAB : bassin profond d'Algarve ; ALB : bassin d'Alentejo ; CB : bassin de Cadix ; DB : bassin de Doñana ; RB : bassin de Rota ; SB : bassin de Sanlucar. 1) failles inverse ; 2) Failles normales ; 3) Décrochements ; 4) Failles indifférenciées ; 5) Contacts sous la couche sédimentaire ; 6) Failles hypothétiques ; 7) Failles aveugles ; 8) Diapirs de sel et de marne ; 9) Diapirs de sel ; 10) Convergence des plaques ibériques et nubienne ; 11) Sites de forages de l'expédition IODP 339 ; 12) Sites forées par des compagnies pétrolières.	19

Fig. 1-8 : Cadre physiographique du Golfe de Cadix d'après Hanquiez (2006).....	21
Fig. 1-9 : Position des courants océaniques et des différentes masses d'eau circulant dans le Golfe de Cadix (García-Lafuente et al., 2006; Voelker et al., 2010; Carracedo et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016b) et en mer d'Alboran (Ercilla et al., 2016).....	25
Fig. 1-10 : Coupe sud-nord représentant les masses d'eau méditerranéenne et atlantique à l'est du détroit de Gibraltar (5°E) modifié d'après Millot (2014). AI : <i>Atlantic inflow</i> ; WIW : <i>Western Intermediate Water</i> ; LIW : <i>Levantine Intermediate Water</i> ; TDW : <i>Tyrrhenian Dense Water</i> ; WMDW : <i>Western Mediterranean Deep Water</i>	28
Fig. 1-11 : Profils de températures (A) et de salinités (B) issues des bases de données WODB, WOCE et SeaDataNet permettant le positionnement vertical des masses d'eau dans le Golfe de Cadix entre les méridien 7°30'W et 8°W. NASW : <i>North Atlantic Surface Water</i> ; ENACW : <i>Eastern North Atlantic Central Water</i> ; MOW _U : <i>Upper Branch of the MOW</i> ; MOW _L : <i>Lower Branch of the MOW</i> ; IMB : <i>Intermediate MOW Branch</i> ; PMB : <i>Principal MOW Branch</i> ; SMB : <i>Southern MOW Branch</i> ; AAIW : <i>Antarctic Intermediate Water</i> ; NEADW : <i>Northeast Atlantic Deep Water</i> ; LSW : <i>Labrador Sea Water</i>	30
Fig. 1-12 : Trajectoires de la MOW en Atlantique nord-est d'après Hernández-Molina et al. (2006).	32
Fig. 1-13 : Représentation schématique de la variabilité saisonnière de la MOW, modifiée d'après Bellanco and Sánchez-Leal, (2016).....	33
Fig. 1-14 : Paléocirculation de la MOW en périodes glaciaires (A) et interglaciaires (B), modifiés d'après Llave et al. (2006). IMB : <i>Intermediate MOW Branch</i> ; PMB : <i>Principal MOW Branch</i> ; SMB : <i>Southern MOW Branch</i>	35
Fig. 1-15 : Carte géologique simplifiée modifiée d'après Hanquiez (2006), montrant les unités géologiques drainées par les principaux fleuves qui contribuent aux apports sédimentaires récents (Holocène) dans le Golfe de Cadix, compilant les travaux de Gutiérrez-Mas et al. (2003) et de Gonzalez et al. (2004).	38
Fig. 1-16 : Cortège argileux des principaux fleuves du sud-ouest de la péninsule ibérique et de la marge marocaine (Lima, 1971; Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Elmouden et al., 2005; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008).....	40
Fig. 1-17 : Carte représentant les principales structures morphosédimentaires du système de dépôt contouritique du Golfe de Cadix, d'après Hanquiez (2006).	43

Fig. 1-18 : Profil sismique interprété représentant les principales séquences sismiques (P, PQ et Q), les unités sismiques (PI-PIII et QI-QIII) et sous-unités sismiques (P1-P6 et Q1-Q6) ainsi que les discontinuités et/ou hiatus du drift de Faro, modifiée d’après Hernandez-Molina et al. (2016a). Les sites IODP U1386 et U1387 ont été projetés sur le profil, ils se situent respectivement, à 1 km à l’O-NO et 1,2 km au NW. ET : troncature érosive ; M : limite du Miocène-Pliocène ; EPD : limite du Pliocène inférieur ; IPD : discontinuité intra-Pliocène ; LPD : discontinuité du Pliocène terminal ; BQD : discontinuité de la base du Quaternaire ; EQD : discontinuité du milieu du Pléistocène ; MPD : discontinuité du milieu du Pléistocène ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal. 46

Fig. 2-1 : Schéma de fonctionnement du carottier *Advanced Piston Corer (APC)* utilisé au cours de l’Expédition IODP 339, modifié de Stow et al. (2013b)..... 52

Fig. 2-2 : Schéma de fonctionnement du carottier *eXtended Core Barrel (XCB)* utilisé au cours de l’Expédition IODP 339, modifié de Stow et al. (2013b)..... 53

Fig. 2-3 : Schéma d’un carottier gravitaire (Kulleberg ou Calypso) d’après Bourillet et al. (2007) 54

Fig. 2-4 : Taxons de foraminifères benthiques utilisés dans le présent travail pour établir la stratigraphie isotopique du Site IODP U1386 : (A) *P. ariminensis* (vue ventrale) ; (B) *C. pachyderma* (vue dorsale). Photographies réalisées à la loupe binoculaire. 58

Fig. 2-5 : Photos effectuées à l’aide d’un microscope électronique à balayage d’une valve de *Rectobuntonia miranda* (A) et d’une valve de *Krithe keyi* (B) (C. Alvarez-Zarikian, comm. pers.). 65

Fig. 3-1 : Localisation des sites IODP et des carottes sédimentaires étudiés. AD : Drift d’Albufeira ; FD : Drift de Faro ; HD : Drift de Huelva ; PD : Drift de Portimao ; LD : Drift de Lagos ; SD : Drift de Sagrès ; GB : Banc de Guadalquivir ; GR : Ride de Guadalquivir ; HC : Chenal de Huelva ; GC : Chenal de Guadalquivir ; CC : Chenal de Cadix ; DCC : Chenal de Diego Cao ; GEC : Chenal de Gil Eanes. MOW_U : branche supérieure de la MOW ; MOW_L : branche inférieure de la MOW ; MOW_{prox} : MOW proximale..... 69

Fig. 3-2 : Modèle d’âge du Site IODP U1386 lors des derniers 40 000 ans..... 74

Fig. 3-3 : Localisation du profil bathymétrique croisant les enregistrements sédimentaires d’intérêts (A-B) et distribution géographique (points bleus) des données océanographiques

(température et salinité) disponibles dans le Golfe de Cadix (WODB, WOCE et SeaDataNet). La circulation des différentes branches de la MOW est figurée en surimpression. 76

Fig. 3-4 : Profil bathymétrique de la pente continentale du Golfe de Cadix croisant les enregistrements sédimentaires d'intérêt et distribution des masses d'eau d'après les données de salinité issues des bases de données WODB, WOCE et SeaDataNet. NASW : *North Atlantic Surface Water* ; ENACW : *Eastern North Atlantic Central Water* ; MOW_U : *Upper Branch of the MOW* ; MOW_L : *Lower Branch of the MOW* ; AAIW : *Antarctic Intermediate Water* ; NEADW : *Northeast Atlantic Deep Water*. 76

Fig. 3-5 : Représentation des données acquises dans le cadre de l'analyse des faunes d'ostracodes de la carotte MD99-2337, dont, de gauche à droite, la distribution verticale de la diversité spécifique et de la concentration totale d'ostracodes, et les variations d'abondance des taxons discutés dans la présente étude. Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Evénements d'Heinrich ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin... 78

Fig. 3-6 : Représentation des données acquises dans le cadre de l'analyse des faunes d'ostracodes du Site IODP U1390, dont, de gauche à droite, la distribution verticale de la diversité spécifique et de la concentration totale d'ostracodes, et les variations d'abondance des taxons discutés dans la présente étude. Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. Les flèches noires (datations ¹⁴C) et les ronds rouges (corrélation visuelle entre la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de ce site et celle de la glace du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace du NGRIP) indiquent les repères stratigraphiques des travaux de van Dijk et al. (2018). YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Evénements d'Heinrich ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin. 79

Fig. 3-7 : Représentation des données acquises dans le cadre de l'analyse des faunes d'ostracodes de la carotte CADKS24, dont, de gauche à droite, la distribution verticale de la diversité spécifique et de la concentration totale d'ostracodes, et les variations d'abondance des taxons discutés dans la présente étude. Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. Les flèches noires indiquent les datations ¹⁴C (Hassan, 2014). YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Evénements d'Heinrich ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin. 80

Fig. 3-8 : Coupes schématiques représentant les paléo-profondeurs et les paléo-intensités de la MOW lors de l'Holocène récent (A), du début de l'Holocène (B) et au Younger Dryas (C).

NASW : *North Atlantic Surface Water* ; ENACW : *Eastern North Atlantic Central Water* ; MOW_U : *Upper Branch of the MOW* ; MOW_L : *Lower Branch of the MOW* ; AAIW : *Antarctic Intermediate Water* ; NEADW : *Northeast Atlantic Deep Water* ; LIW : *Levantine Intermediate Water* ; WMDW : *Western Mediterranean Deep Water*. 84

Fig. 3-9 : Coupes schématiques représentant les paléo-profondeurs et les paléo-intensités de la MOW lors de de la fin de H1 (A), de l'événement H.1 (B) et lors du dernier maximum glaciaire (C). NASW : *North Atlantic Surface Water* ; ENACW : *Eastern North Atlantic Central Water* ; MOW_U : *Upper Branch of the MOW* ; MOW_L : *Lower Branch of the MOW* ; AAIW : *Antarctic Intermediate Water* ; NEADW : *Northeast Atlantic Deep Water* ; LIW : *Levantine Intermediate Water* ; WMDW : *Western Mediterranean Deep Water*. 88

Fig. 3-10 : A) General currents and water masses in the Gulf of Cadiz (García-Lafuente et al., 2006; Voelker et al., 2010; Carracedo et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016b), Alboran Sea (Ercilla et al., 2016) and southwestern Portuguese margin (Teixeira et al., 2019; Rodrigues et al., 2020), clay mineralogy of the main southwestern Iberian and Moroccan rivers and location of ODP Site 976 (Lima, 1971; Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Elmouden et al., 2005; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008). B) Main morpho-sedimentary features of the Gulf of Cadiz CDS (Hernández-Molina et al., 2006), locations of IODP sites and CADISAR cores used this study and pathways of the upper branch (MOW_U) and lower branch (MOW_L) of Mediterranean Outflow Water (MOW). FD: Faro Drift; HD: Huelva Drift; HC: Huelva Channel; GR: Guadalquivir Ridge; GB: Guadalquivir Bank..... 96

Fig. 3-11 : Clay mineral composition of SPM in the Guadiana and Guadalquivir estuaries and in sediments from the Tinto-Odiel and Guadalete rivers mouths (Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008). Sub-surface clay mineral abundances in the middle slope of the Gulf of Cadiz (this study). SPM: Suspended Particulate Matter; FD: Faro Drift; HD: Huelva Drift; HC: Huelva Channel; GB: Guadalquivir Bank; GCL: Giant contouritic levee; GR: Guadalquivir Ridge; GT: Giant terrace; ISB: intraslope basin. 106

Fig. 3-12 : Lithology, fine cohesive particle abundance (<10 µm), sortable silt (dashed line) and clay mineral variations in sediments from the Faro Drift (IODP Site U1386) for the last 25 kyrs. MIS: Marine Isotope Stage; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas; S1: Sapropel 1. 108

Fig. 3-13 : Clay mineral variations in the Huelva Drift (IODP Site U1389) for the last 25 kyrs. The black arrows correspond to AMS¹⁴C ages from Bahr et al. (2015). MIS: Marine Isotope Stage; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas; S1: Sapropel 1. 109

Fig. 3-14 : Lithology, fine cohesive particle abundance (<10 μm), sortable silt (dashed line and clay mineral variations in sediments from the large sheeted drift southeast of the Guadalquivir Bank (IODP Site U1390) for the last 22 kyrs. The black arrows correspond to AMS¹⁴C ages from Dijk et al. (2018). MIS: Marine Isotope Stage; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas; S1: Sapropel 1..... 111

Fig. 3-15 : Smectite vs. illite vs. chlorite + kaolinite ternary plot for samples covering the last 5 kyrs from this study and the Alboran Sea (Bout-Roumazeilles et al., 2007). Endmembers are derived from previous published records and divided into three groups: North African dust and Suspended Particle Matter (SPM; I), SPM from the eastern pole of the Gulf of Cadiz (II) and SPM from the northern pole of the Gulf of Cadiz (III). WMDW: Western Mediterranean Deep Water; MOW: Mediterranean Outflow Water; MOW_U: upper branch of the MOW; MOW_{PROX}: proximal MOW; MOW_L: lower branch of the MOW. 113

Fig. 3-16 : Chlorite / Kaolinite ratio over the last 25 kyrs at IODP sites influenced by (A) the upper core of the MOW (MOW_U), (B) the proximal MOW (MOW_{PROX}), (C) the lower core of the MOW (MOW_L) and (D) ODP Site in the Alboran Sea (Bout-Roumazeilles et al., 2007). MIS: Marine Isotope Stage; AHP: African Humid Period..... 116

Fig. 3-17 : Sedimentation rates (dark gray line) and % of fine cohesive particles (<10μm; black squares and line) of IODP sites U1386 (A) and U1390 (B) for the last 25 kyrs cal. BP. AHP: African Humid Period; HS: Heinrich Stadial; YD: Younger Dryas. 118

Fig. 3-18 : Binary kaolinite vs. smectite plot fro the clay mineralogy in the Faro Drift (IODP Site U1386), Huelva Drift (IODP Site U1389), large sheeted drift south of the Guadalquivir Bank (IODP Site U1390), Guadalquivir Drift (core CADKS21) and Alboran Sea (ODP Site 976; Bout-Roumazeilles et al., 2007) over the last 25 kyrs cal. BP. These drifts are influenced by MOW_U, MOW_L and both MOW_{PROX}. Large rhombs represent sub-surface samples. 119

Fig. 3-19 : Schematic source-to-sink pathways of clay minerals in the Gulf of Cadiz from river discharge and eolian inputs to their deposition on drifts in the Gulf of Cadiz. The size of the brown arrows is proportional to the contribution of the rivers to clay sedimentation in the Gulf of Cadiz. The schematic map contains only clay mineral abundances >10 %. The size of

the letters representing the clay minerals is proportional to their abundance. MOW: Mediterranean Outflow Water; SPM: Suspended Particulate Matter. 121

Fig. 3-20 : Smectite vs. illite vs. chlorite + kaolinite ternary plot for samples covering the Last Glacial Maximum (18–25 kyrs cal. BP) from the Gulf of Cadiz and Alboran Sea (Bout-Roumazeilles et al., 2007). Endemembers are derived from previous published records and are divided into three groups: North African dust and SPM (I), SPM from the eastern pole of the Gulf of Cadiz (II) and SPM from the northern pole of the Gulf of Cadiz (III). Lighter coloured rombs and dotted ellipses represent samples for the last 5 kyrs. SPM: Suspended Particle Matter; WMDW: Western Mediterranean Deep Water; MOW: Mediterranean Outflow Water; MOW_U: upper branch of the MOW; MOW_{PROX}: proximal MOW; MOW_L: lower branch of the MOW. 122

Fig. 3-21 : Smectite / Kaolinite (S/K) and Illite / Kaolinite (I/K) ratios on IODP sites influenced by the upper core of Mediterranean Outflow Water (MOW_U), lower core of the Mediterranean Outflow Water (MOW_L) and both (MOW_{PROX}), over the last 25 kyrs. The grey square and pentagon represent the S/K values of clay assemblages from Suspended Particulate Matter in the Guadalquivir River and Guadiana River, respectively (Mélières, 1973; Machado et al., 2007). The S/K value of the Northern African pole is marked by a grey star (Snoussi, 1986; Guerzoni et al., 1997; Elmouden et al., 2005). MIS: Marine Isotope Stage; AHP: African Humid Period. 124

Fig. 3-22 : Dynamique de la MOW_U (A) et de la MOW_{prox} (B) lors des derniers 25 000 ans. L'estimation des variations de la profondeur de la MOW s'appuie sur l'approfondissement nécessaire pour que le cœur et/ou la périphérie de la MOW n'affectent plus les sites d'études. Il est ici considéré que les intervalles bathymétriques auxquels s'écoulent la MOW_U et la MOW_L ont peu variés lors des derniers 30 000 ans. MIS : Stade Isotopique Marin ; YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Événements d'Heinrich ; S1 : sapropèle 1 ; mcd : *meter composite depth* ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event. 129

Fig. 3-23 : Dynamique de la MOW_L au niveau du vaste *sheeted drift* au sud du banc de Guadalquivir (A) et des bassins intra-pentes (B) lors des derniers 25 000 ans. L'estimation des variations de la profondeur de la MOW s'appuie sur l'approfondissement nécessaire pour que le cœur et/ou la périphérie de la MOW n'affectent plus les sites d'études en effectuant l'hypothèse que les intervalles bathymétriques auxquels s'écoulement la MOW_U et la MOW_L ont peu variés lors des derniers 25 000 ans. MIS : Stade Isotopique Marin ; YD : Younger Dryas

; H1 à H3 : Événements d’Heinrich ; S1 : sapropèle 1 ; mcd : <i>meter composite depth</i> ; TE : <i>G. truncatulinoides</i> (s) event.....	132
Fig. 3-24 : Epaisseurs des dépôts contouritiques datant du MIS 2 (A) et de l’Holocènes (B) dans le Golfe de Cadix (Pierre, 2015).	137
Fig. 4-1: A) Position of ODP Site 1061. B) General currents and water masses influencing the Gulf of Cadíz and location of deep-sea cores MD99-2343 and MD01-2472. C) IODP sites U1386 and U1387 locations and major water masses of the Gulf of Cadíz (Demirov and Pinardi, 2007; Carracedo et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016b; Schroeder et al., 2017).	143
Fig. 4-2 : Correction of the shipboard meter composite depth (mcd) scale of core B_14H (black) and core A_15H (grey) using several parameters including A) Magnetic susceptibility (MS), B) Median (D ₅₀), and C) XRF derived Fe/Ca ratio. + 0.17 m corresponds to the length of sediment column added to the splice.	145
Fig. 4-3 : A) Age model of IODP Site U1386 over the past 40 kyrs cal. BP) Age model of IODP Site U1386 between 485 kyrs BP and 365 kyrs BP. Black circles indicate correlation points to northern Atlantic records (see Supplementary Data Fig. 1), black squares represent ¹⁴ C-based control points, correlation points to LR04 are marked by light green diamond (Kaboth et al., 2017a); dark green circles show correlation points (XRF-Br) to U1389. Tie points of IODP Site U1386 used for this study are indicated in Table 4-2.	149
Fig. 4-4 : A) Age model of IODP Site U1387 over the past 40 kyrs cal. B) Age model of IODP Site U1387 between 485 kyrs BP and 365 kyrs BP; Dark green circles show correlation points (XRF-Br) to U1389 (Bahr et al., 2015); brown triangles represent planktic foraminiferal correlation points between U1387 and U1386 and red line represents age models used in this study. Tie points in IODP Site U1387 are given in Table 4-3.	153
Fig. 4-5 : Biochronology of IODP sites U1386 and U1387 during the MIS 2–1 interval. IODP Site U1386, from left to right: lithological log; radiocarbon dates and relative abundances of selected planktic foraminifera. IODP Site U1387, from left to right: lithological log; relative abundances of selected planktic foraminifera. MIS: Marine Isotope Stage; GTS: % <i>G. truncatulinoides</i> (s) ratio; YD: Younger Dryas; HS1 to HS3: Heinrich Stadials; mbsl: meter below sea level; mcd: meter composite depth. TE: <i>G. truncatulinoides</i> sinistral event; TI: Termination I.....	155

Fig. 4-6 : Biochronology of IODP sites U1386 and U1387 during the MIS 12–11 interval. For IODP Site U1386, from left to right: stratigraphy from Kaboth et al. (2017a) with marine isotope events according to Railsback et al. (2015); lithological log; relative abundances of selected planktic foraminifera. For IODP Site U1387, from left to right: lithological log; relative abundances of selected planktic foraminifera. MIS: Marine Isotope Stage; GTS: % *G. truncatulinoides* (s) ratio; mcd: meter composite depth. TV: Termination V..... 156

Fig. 4-7 : Sedimentological features of IODP sites U1386 and U1387 during MIS 2–1. IODP Site U1386, from left to right: lithological log resulting from visual description with contourite peaks (III, II and I) described by Faugères et al. (1986); characteristics of bulk (black line) and decarbonated (dotted line) sediment: median (D_{50}); sortable silt; percentage of sand; quartz >150 μm ; $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. IODP Site U1387, from left to right: lithological log; median (D_{50}); sortable silt; percentage of sand; number of quartz grains (> 150 μm)/g dry sediment ; $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. HS: Heinrich Stadials; YD: Younger Dryas; MIS: Marine Isotope Stage; TI: Termination I; TE: *G. truncatulinoides* (s) event. III, II and I correspond to contourite peaks described by Faugères et al. (1986); 157

Fig. 4-8 : Sedimentological features of IODP sites U1386 and U1387 during MIS 12–11. For both sites from left to right: lithological log resulting from visual description with the identified contourite peaks 1–6; median (D_{50}); sortable silt; percentage of sand; quartz > 150 μm ; $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. Black dots: % CaCO_3 . 1–6 contourite peaks of MIS 12–11. MIS: Marine Isotope Stage. TV: Termination V. Grey rectangles: *G. truncatulinoides* events (TE). 158

Fig. 4-9 : Summary of sedimentary facies identified in IODP sites U1386 and U1387. Yellow: CaCO_3 content > 30%; Grey: CaCO_3 content < 30%. *: carbonate content of Facies B2b can be slightly more carbonate rich (35%). 160

Fig. 4-10 : Detailed sedimentological description of sedimentary sequences 1, 2 (a and b) and 3 V. A, B (1,2,3 and 4), C, D represent sedimentary facies described in the main text. Yellow: CaCO_3 > 30%; Grey: CaCO_3 : < 30%. 162

Fig. 4-11 : Close-up of the most recent contourite beds of the Faro Drift. From left to right: contourite beds (peaks) III, II and 4. From top to bottom: (A) $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ ratio; (B) % of sand fraction (particles > 63 μm) in bulk (black symbols) and carbonate free sediment (dark grey symbols); (C) Weight % of the > 63 μm (black symbols) and 63–150 μm fractions (dark grey symbols) ; Kaboth et al., 2017a) and abundance of > 150 μm planktic foraminiferal tests (light

grey); (D) Sortable silt (dark grey symbols) and D ₅₀ (black symbols); (E) Facies succession and associated current speed. MIS: Marine Isotope Stage.	166
Fig. 4-12 : Upper Mediterranean Outflow Water (MOW _U) flow strength and paleoclimatic context. A) Eustatic level after Waelbroeck et al. (2002) (left) and Elderfield et al. (2012) (right). B-C) Mean grain-size (D ₅₀) reflecting MOW _U velocity at the sea floor at IODP sites U1386 and U1387. D) Mean grain-size (D ₅₀) of core MD99-2343 collected on the drift of Minorca Islands, approximating Wester Mediterranean Deep Water (WMDW) flow speed (Frigola et al., 2008). E) Sortable Silt (SS) of core MD01-2472 indicating the Levantine Intermediate Water current intensity along the eastern margin of Corsica (Toucanne et al., 2012). MIS: Marine Isotope Stage; YD: Younger Dryas; HS: Heinrich Stadials; TV(I): termination V(I) / transition between MIS 12(2) and MIS 11(1); TE: <i>G. truncatulinoides</i> (s) Events; S: sapropel; Yellow rectangles: contourite beds	171
Fig. 4-13 : Mediterranean Upper Water variability and North Atlantic paleoceanography. A) Epibenthic δ ¹³ C record from IODP Site U1313, North Atlantic. B) Weight % of IRD (grey), relative abundances of subpolar planktic foraminiferal species (blue Oppo et al., 1998) and benthic δ ¹³ C record at ODP Site 980, North Atlantic (McManus et al., 1999). C) Benthic foraminiferal δ ¹⁸ O values (Kaboth et al., 2017a) and relative abundances of subpolar planktic foraminifera at IODP Site U1386, Gulf of Cadiz. D) Sortable silt (orange symbols) and mean grain-size (black) at IODP Site U1386, Gulf of Cadiz. MIS: Marine Isotope Stage; TV: termination V. Yellow rectangles: contourite beds.	175
Fig. 4-14 : Variations de l'abondance de certains taxons d'ostracodes au Site IODP U1386 (drift de Faro) lors de l'intervalle MIS 12-11 ; Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. mcd : meter composite depth ; Rectangle gris : <i>G. truncatulinoides</i> (s) event ; Ht: événement de type Heinrich définis par Rodrigues et al. (2011) et identifiés à l'aide l'abondance de <i>N. pachyderma</i> et de la stratigraphie isotopique de Kaboth et al., (2017a) ; TE : <i>G. truncatulinoides</i> (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin....	177
Fig. 4-15 : Cortège argileux du drift de Faro lors de l'intervalle MIS 12-11. Ht: événements de type Heinrich définis par Rodrigues et al. (2011) et identifiés à l'aide de l'abondance de <i>N. pachyderma</i> et de la stratigraphie isotopique de Kaboth et al. (2017a) (Fig. 4-1) ; MIS : Stade Isotopique Marin.....	179

Fig. 4-16 : Diagramme ternaire smectite vs. illite vs. chlorite + kaolinite des sédiments du drift de Faro lors des cycles climatiques MIS 12-11 (losanges verts) et MIS 2-1 (ronds bleus). MIS : Stade Isotopique Marin.....	181
Fig. 4-17 : Comparaison des rapports entre les différents minéraux argileux caractérisant l'intervalle MIS 12-11 (en couleur) et l'intervalle MIS 2-1 (en noir) du Site IODP U1386 (drift de Faro). MIS : Stade Isotopique Marin ; T: terminaison.	184
Fig. 4-18 : Sédimentation des particules fines et des minéraux argileux au Site U1386 lors de l'intervalle MIS12-11. De bas en haut : % des particules fines cohésives (<10 µm) ; rapport In (Fe/Ca) représenté avec une échelle inverse ; rapports des minéraux argileux Illite / Kaolinite, Smectite / Kaolinite et Illite/ Smectite ; et proportion de la forêt méditerranéenne dans les assemblages polliniques des sites IODP U1385 et U1386 (Oliveira et al., 2016; Hes et al., 2021). MIS : Stade Isotopique Marin.....	187
Fig. 4-19 : Comparaison de la dynamique de la MOW _U au niveau du drift de Faro lors des intervalles MIS 12-11 et MIS 2-1. L'approfondissement de la MOW _U a été estimé à partir des profondeurs d'écoulement actuelles du cœur et de la périphérie de la masse d'eau. Les lignes pointillées représentent les estimations de la paléoprofondeur de la MOW reconstruites à l'aide des assemblages ostracodiques et les lignes continues représentent les paléoprofondeurs de la MOW proposées par le biais des argiles. MIS : Stade Isotopique Marin ; S : Sapropèle.....	193
Fig. 4-20 : Coupes schématiques représentant les paléo-profondeurs et les paléo-intensités de la MOW _U lors de l'Holocène récent et du MIS 11c (A), lors des périodes de dépôt du sapropèle 1 (S1) et du sapropèle 11 (S11) en Méditerranée orientale (B), lors des Terminaisons I et V (C) et lors du MIS 2 et des sous-stades MIS 12c et MIS 12a. NASW : <i>North Atlantic Surface Water</i> ; ENACW : <i>Eastern North Atlantic Central Water</i> ; MOW _U : <i>Upper Branch of the MOW</i>	196
Fig. 5-1 : Stratigraphie du Site IODP U1386 s'appuyant sur des mesures existantes de δ ¹⁸ O benthique de Kaboth et al. (2017a) et Steur (2017). Les flèches rouges indiquent les principaux points de corrélation (indiqués dans le Tableau 5-1) avec le Stack LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005) qui ont permis d'établir le modèle d'âge de ce site pour les derniers 850 ka. MIS : Marine Isotope Stage.....	202
Fig. 5-2 : Corrélation interspécifique entre les valeurs de δ ¹⁸ O mesurées sur tests de <i>P. ariminensis</i> et de <i>C. pachyderma</i>	204

Fig. 5-3 : Bilan des données isotopiques, biostratigraphiques et magnétostratigraphiques utilisées pour établir la chronologie du Site IODP U1386 entre 850 et 1300 ka. A) Courbe isotopique standard LR04 représentée en fonction de l'âge (Lisiecki and Raymo, 2005) ; B) Variations du $\delta^{18}\text{O}$ benthique au Site IODP U1385 représenté en fonction de l'âge (marge portugaise ; Hodell et al., 2015) ; C) Variations du $\delta^{18}\text{O}$ benthique au Site IODP U1386 représentés en valeurs brutes (courbe grise) et en moyenne lissée (5 valeurs ; courbe noire) en fonction de la profondeur (Golfe de Cadix ; cette étude). Les flèches marrons indiquent les points de corrélation utilisés pour constituer le modèle d'âge ; D) Distribution verticale de la teneur en sable fin au Site IODP U1386 indiquant les niveaux grossiers et suggérant un remaniement (>30 % de sables marqués par un rectangle jaune) ; E) Données magnétostratigraphiques obtenues lors de l'Expédition 339 (Expedition 339 Scientists, 2013) et biostratigraphie effectuée dans le cadre de ce travail (flèche pointillée). Les limites des magnétozones proposées à bord ont été reportées et les cercles jaunes indiquent la position des échantillons discrets utilisés. 208

Fig. 5-4 : Modèle d'âge établi entre les profondeurs 315 et 467 c-mcd du Site IODP U1386. Les chiffres indiqués correspondent aux stades isotopiques marins (MIS). 209

Fig. 5-5 : Projection latérale de l'intervalle étudié du Site IODP U1386 sur le drift de Faro. Le log effectué dans le cadre de ce travail est placé sur la ligne sismique PD00-830 interprétée en respectant le positionnement (localisation et profondeur) du Site IODP U1386 proposé par Hernández-Molina et al. (2016a). QIII, QII, Q6 et Q5 indiquent respectivement les unités sismiques et les sous-unités sismiques définies par Hernández-Molina et al. (2016a) à partir des discontinuités sismiques observées à l'échelle du CDS du Golfe de Cadix. MPD : discontinuité du milieu du Pléistocène ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal. 210

Fig. 5-6 : Lithologie et stratigraphie du Site IODP U1386. Les niveaux les plus grossiers (>20 % et >40 % de sables) sont indiqués sur le log. MIS : Marine Isotope Stage. Les bandes jaunes (bleues) indiquent les stades isotopiques interglaciaires (glaciaires). Les flèches rouges indiquent les périodes de faibles taux de sédimentation généralement associées à des niveaux contouritiques grossiers (condensés). 212

Fig. 5-7 : Caractéristiques granulométriques des sédiments du drift de Faro déposés lors des derniers 1,24 Ma. IA, IB et IC indiquent la position des sous-unités lithologiques définies lors de l'Expédition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). MIS : Stade Isotopique. Les bandes jaunes (bleues) indiquent les stades isotopiques interglaciaires (glaciaires). 215

Fig. 5-8 : Diagramme des indices de Kübler et d’Esquevin des cortèges argileux du Site IODP U1386.	216
Fig. 5-9 : Variations de l’abondance des minéraux argileux rapportée au cortège argileux total dans les sédiments du Site IODP U1386 lors des derniers 1,24 Ma. IA, IB et IC indiquent la position des sous-unités lithologique définies lors de l’Expédition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). A1, A2 et A3 indiquent les unités minéralogiques proposées dans cette étude. MIS : Stade Isotopique Marin.	218
Fig. 5-10 : Variations des rapports de minéraux argileux dans les sédiments du Site IODP U1386 lors des derniers 1,24 Ma. IA, IB et IC indiquent la position des sous-unités lithologique définies lors de l’Expédition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). A1, A2 et A3 indiquent les unités minéralogiques proposées dans cette étude. MIS : Stade Isotopique Marin. Les valeurs des rapports des fleuves Guadiana (Machado et al., 2007) et Guadalquivir (Mélières, 1973) sont indiquées par des flèches.	220
Fig. 5-11 : Caractéristiques de la sédimentation sableuse et argileuse lors du Pléistocène inférieur au Site IODP U1386. De gauche à droite : lithologie schématique ; médiane granulométrique ; pourcentage de sable fin (>63µm), pourcentage du poids des sables grossiers (>150 µm) ; indication semi-quantitative de la proportion de quartz grossiers (>150 µm) ; indication semi-quantitative de la proportion de micas grossiers (>150 µm) ; rapport Illite / Smectite (I/S) ; rapport Smectite / Kaolinite (S/K). Les valeurs des rapports des minéraux argileux à l’embouchure du Guadalquivir ont été reportées (Mélières, 1973). N-R : absent à rares ; P-A : présents à abondants ; MIS : Stade Isotopique Marin ; BCRS : <i>bottom-current reworked sands</i>	222
Fig. 5-12 : Spatialisation des trois grandes phases de sédimentation identifiées dans les sédiment du Site IODP U1386 sur le drift de Faro, modifié d’après Hernández-Molina et al. (2016a). QIII et QII, et Q6 et Q5 indiquent respectivement les unités sismiques et les sous-unités sismiques définies par Hernández-Molina et al. (2016a) à partir des discontinuités sismiques observées à l’échelle du CDS du Golfe de Cadix. MPD : discontinuité mid-Pléistocène ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal. Le léger décalage entre la limite des phases de la sédimentation (1, 2 et 3) et les discontinuités sismiques (MPD et LQD) est probablement dû au fait que (1) le profil sismique ne passe pas exactement au niveau du Site IODP U1386 (projection) et que (2) les échelles verticales du log (c-mcd) et du profil sismique (seconde temps double) sont différentes.	224

Fig. 5-13 : Évolution de la sédimentation du drift de Faro (Site IODP U1386) au cours des derniers 1,24 Ma. ENACW : *Eastern North Atlantic Central Water* ; BCRS : *bottom-current reworked sands* ; MPD : discontinuité mid-Pleistocene ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal. Les valeurs des rapports argileux des fleuves Guadiana (Machado et al., 2007) et Guadalquivir (Mélières, 1973) sont indiquées par des flèches..... 225

Fig. 5-14 : Variation de l'écoulement de la MOW_U en relation avec le climat méditerranéen et les forçages orbitaux au cours des derniers 1,2 Ma. A) Variations des paramètres précession (gris) et excentricité (noir) d'après Laskar et al. (2004) ; B) Variations des teneurs en particules argileuses (<10 µm) dans les sédiments du drift de Faro (Site IODP U1386; marron) comparées aux variations d'insolation estivale en hémisphère nord (65°N ; pointillés noirs) (Laskar et al., 2004) ; C) Médiane granulométrique (D₅₀) dans les sédiments du Site IODP U1386, traceur des niveaux grossiers contouritiques et gravitaires ; D) profil de *sortable silt* au Site IODP U1386 index des variations d'intensité de l'écoulement de la MOW_U ; E) Rapports Barium / Aluminium (Ba/Al) obtenus au Site ODP 967, représenté dans sa chronologie d'origine, et traceurs des événements sapropéliques en Méditerranée orientale ; Grant et al., 2022). Les sapropèles correspondant à un minimum de précession sont indiqués par les bandes grises (Konijnendijk et al., 2014; Grant et al., 2022). 230

Fig. 5-15 : Variations de l'écoulement de la MOW_U sur le drift de Faro et relations avec les forçages orbitaux au cours des derniers 1.2 Ma. A) Variations des paramètres précession (gris) et excentricité (noir) d'après Laskar et al. (2004) ; B) Variations des teneurs en particules argileuses (<10 µm) dans les sédiments du drift de Faro (Site IODP U1386 ; marron) comparées aux variations d'insolation estivale en l'hémisphère nord (65°N ; pointillés noirs) (Laskar et al., 2004) ; C) Médiane granulométrique (D₅₀) indiquant les niveaux grossiers, et D) profil du *sortable silt* dans les sédiments du Site IODP U1386, traceurs des variations d'intensité de l'écoulement de la MOW_U sur le drift de Faro. 232

Fig. 5-16 : Dynamique de la MOW_U dans le contexte climatique global lors du dernier million d'années. A) Courbe isotopique standard LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) incrémentée des sous-stades isotopiques froids (traits noirs) durant les stades isotopiques interglaciaires tels que compilés par Railsback et al. (2015) ; profils de (B) la médiane granulométrique (D₅₀), (C) du *sortable silt* et (D) du δ¹⁸O benthique (Kaboth et al., 2017a; Steur, 2017 ; le présent travail) mesurés dans les sédiments du Site IODP U1386. Les phases P1, P2 et P3 correspondent aux grandes phases de la sédimentation du Site IODP U1386, telles que définies dans la section

5.2.3. Les bandes verticales oranges indiquent les niveaux contouritiques grossiers synchrones des sous-stades isotopiques froids durant les stades isotopiques interglaciaires. 235

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2-1 : Positions, bathymétries et types d'outils de prélèvements des enregistrements sédimentaires étudiés. 50

Tableau 2-2 : Synthèse des préparations et des mesures isotopiques réalisées dans ce travail. 57

Tableau 2-3 : Bilan des comptages réalisés sur les assemblages de foraminifères planctoniques aux sites IODP U1386 et U1387. En gris : MIS 2-1 ; en blanc : MIS 12-11. 59

Tableau 2-4 : Bilan des analyses granulométriques utilisées dans cette étude. 61

Tableau 2-5 : Bilan des analyses réalisées visant à caractériser les cortèges argileux. 62

Tableau 2-6 : Bilan des assemblages ostracodiques établis et utilisés lors cette étude. En gris : MIS 2-1 ; en blanc: MIS 12-11. 63

Tableau 2-7 : Profondeur d'habitat des genres et espèces d'ostracodes utilisés lors de cette étude. 63

Tableau 2-8 : Paramètres écologiques des assemblages ostracodiques utilisés lors de cette étude. 64

Tableau 2-9 : Bilan des mesures XRF utilisées dans ce travail. 66

Tableau 3-1 : Environnements de dépôt des enregistrements sédimentaires étudiés. MOW_{PROX} : MOW avant la séparation définitive de la branche supérieure et de la branche inférieure ; MOW_U : branche supérieure de la MOW ; MOW_L : branche inférieure de la MOW. 68

Tableau 3-2 : Activité du ²¹⁰Pb mesurée dans la partie superficielle des carottes CADISAR (Hanquiez, 2006). 70

Tableau 3-3 : Méthodes utilisées pour établir la stratigraphie des derniers 25 000 ans cal. BP. 71

Tableau 3-4 : Datations ¹⁴C effectuées sur le test de foraminifères planctoniques du Site IODP U1386 (cette étude). *Âge écarté car considéré comme trop vieux après comparaison aux données δ¹⁸O et au cadre biostratigraphique. 73

Tableau 3-5 : Points de contrôle stratigraphique du Site IODP U1386 s'appuyant sur des datations ^{14}C et sur un point de corrélation (^a) entre le $\delta^{18}\text{O}$ benthique de Kaboth et al., (2017) et la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005).	74
Table 3-6 : Details of IODP sites and piston cores used in this study.	102
Table 3-7 : Clay mineral relative abundances in sub-surface samples from IODP sites ($\pm 5\%$) and CADISAR cores. S: smectite; I: illite; C: chlorite; K: kaolinite.....	105
Table 3-8 : Comparison of average clay mineral contents in cores CADKS04, CADKS23, CADKS24 and CADKS25 and IODP sites U1386, U1389 and U1390, during the Late Holocene (<5 kyrs cal. BP) and during the Last Glacial Maximum (18–25 kyrs cal. BP).....	112
Table 4-1 : New radiocarbon ages of IODP Site U1386 (this study). Bulk: mix of planktic foraminifera.....	149
Table 4-2 : Tie points of IODP Site U1386 are based on ^{14}C dates, alignement of isotopic events of $\delta^{18}\text{O}$ benthic record at IODP Site U1386 (during MIS 11b) with $\delta^{18}\text{O}$ benthic record from North Atlantic (see Supplementary data Fig. 1) and on a correlation between the $\delta^{18}\text{O}$ benthic record (Kaboth et al., 2017a) of IODP Site U1386 and the LR04 benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005). ^a Tie point used to correlate IODP Site U1386 record to LR04 benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005) (Kaboth et al., 2017a). In black: correlation points of this study. In grey: tie point ruled out for this study.	151
Table 4-3 : Stratigraphic tie points in IODP Site U1387 based on correlations of planktic foraminiferal abundances (<i>N. pachyderma</i> , <i>G. truncatulinoides</i> and <i>G. crassaformis</i> (s)) with bioevents identified in IODP Site U1386, and XRF-Br correlations to U1389 (Bahr et al., 2015). ^b Tie point used to correlate the XRF-Br of IODP Site U1386 to IODP Site U1389 (Bahr et al., 2015). Sedimentation rate in italic has to be considered carefully because of uncertainty about the age model.....	152
Tableau 4-4 : Summary table of the sequences observed in our records. Normal cruces: at IODP Site U1386. Underlined cruces: at IODP Site U1387. MIS: Marine Isotope Stage; YD: Younger Dryas; HS: Heinrich Stadial; TV: <i>Termination V</i>	163
Tableau 5-1 : Points de corrélation utilisés afin d'établir le modèle d'âge du Site IODP U1386 pour les derniers 850 ka. Les points de corrélation soulignés se réfèrent à une légère modification de la stratigraphie isotopique initiale au cours du MIS 11 (Supplementary Data;	

Moal-Darrigade et al., 2022). Les profondeurs et âges en grisé indiquent les points de corrélation utilisés dans le présent travail afin de préciser le modèle d'âge de Steur (2017).
..... 202

Tableau 5-2 : Biohorizons (nannofossiles calcaires) utilisés pour établir la chronologie. tIG : disparition temporaire grande formes de *Gephyrocapsa* (top large *Gephyrocapsa*) ; HO : extinction (*Highest Occurrence*) ; MIS : Stade Isotopique Marin. 203

Tableau 5-3 : Valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans le présent travail sur les tests de *P. ariminensis* et *C. pachyderma* 204

Tableau 5-4 : Points de corrélation utilisés afin d'établir la chronologie de la base du Site IODP U1386 (315- 467 c-mcd ; cette étude). Le niveau surligné en gris est issu du travail de Steur (2017). 208

LISTE DES ABBRÉVIATIONS UTILISÉES DANS CE MANUSCRIT

AAIW : *Antarctic Intermediate Water*

AC : *Azores Current*

AI : *Atlantic Inflow*

APC : *Advanced Piston Corer*

AMOC : *Atlantic Meridional Overturning Circulation*

AUGC : *Allochthonous Unit of the Gulf of Cadiz*

BCRS : *Bottom Current Remorked Sands*

CDS : *Contourite Depositional System*

DMG/LGM : *dernier maximum glaciaire / late glacial maximum*

ENACW : *Eastern North Atlantic Water*

GCC : *Gulf of Cadiz Current*

GCCC : *Gulf of Cadiz Coastal Counter-current*

H1 : *Heinrich stadial 1*

IMB : *Intermediate MOW branch*

IODP : *Integrated Ocean Drilling Program*

IRD : *Ice Rafted Debris*

ITCZ : *InterTropical Convergence Zone*

IRMS : *Isotope Ratio Mass Spectrometer*

LIW : *Levantine Intermediate Water*

LQD : *Late-Quaternary discontinuity*

LSW : *Labrador Sea Water*

MOW : *Mediterranean Outflow Water*

MOW_U : *upper branch of the Mediterranean Outflow Water*

MOW_L : *lower branch of the Mediterranean Outflow Water*

MPD : *Mid-Pleistocene Discontinuity*

MPT : *Mid-Pleistocene Transition*

NGRIP : *North Greenland Ice Core Project*

NEADW : *NorthEast Atalntic Deep Water*

PC : *Portugal Current*

PMB : *Principal MOW branch*

RCB : *Rotary Core Barrel*

SAIW : *Subarctic Intermediate Water*

SMB : *Southern MOW branch*

SWIM : *South West Iberian Margin*

TDW : *Tyrrhenian Dense Water*

WIW : *Western mediterranean Intermediate Water*

WMDW : *Western Mediterranean Deep Water*

YD : *Younger Dryas*

XCB : *eXended Core Barrel*

Introduction générale

Contexte et Problématique

Parmi les environnements marins profonds, les systèmes contouritiques, résultant de l'interaction entre la circulation océanique profonde et intermédiaire et les fonds marins, ont été nettement moins étudiés que les systèmes turbiditiques (Rebesco et al., 2014). Les sédiments déposés sous l'influence des courants de fond sont cependant l'objet d'une attention renouvelée de la communauté scientifique depuis plusieurs années compte-tenu de leur intérêt économique et environnemental, et des perspectives très importantes offertes par ces objets géologiques pour la compréhension de processus sédimentologiques et (paléo)océanographiques clés en sciences de la Terre et la Mer.

Dans les années 90, le potentiel réservoir élevé de certains dépôts contouritiques grossiers (*e.g.*, Shanmugam et al., 1993) a suscité l'intérêt de l'industrie pétrolière. L'intérêt économique de ces contourites sableuses pour la prospection pétrolière a été démontrée à de nombreuses reprises (*e.g.*, Viana and Rebesco, 2007; Fonnesu et al., 2020). Plus récemment, avec la mise en évidence de la capacité de concentration des microplastiques par les courants marins, conduisant à leur accumulation dans les drifts contouritiques, l'étude des contourites a pris une tournure environnementale (*e.g.*, Kane et al., 2020).

La découverte, au pied de la plaine abyssale au sud-est des Etats-Unis, de dépôts générés par les courants de fond, , date des années 60 (Heezen and Hollister, 1964; Heezen et al., 1966). Très vite la communauté scientifique a compris que les dépôts contouritiques, en enregistrant les intensités d'écoulement des courants de fond, ouvraient de nouvelles perspectives en sédimentologie et en paléocéanographie (*e.g.*, McCave and Tucholke, 1986). L'étude des courants de fond, courants faisant partie intégrante de la circulation thermohaline globale (Wunsch, 2002), est en effet essentielle à la compréhension du transport des masses d'eau chaudes et salées par la circulation méridienne de surface influence, régionalement les conditions climatiques, et conduit à la formation d'eaux profondes en Atlantique Nord. Cette boucle thermohaline, qui participe à la redistribution d'énergie à la surface du globe, joue ainsi un rôle clé dans la régulation du climat. Les dépôts contouritiques constituent un matériel sédimentaire précieux dans les travaux de reconstruction de la dynamique passés des grands courants océaniques, reconstructions indispensables à la compréhension du lien entre les océans et le système climatique global (*e.g.*, Broecker, 2003). L'étude des contourites à proximité des détroits revêt une importance toute particulière, l'ouverture et la fermeture de ces passages contrôlant le transfert des masses d'eau entre bassins océaniques ayant joué au cours de Cénozoïque un rôle capital dans l'évolution de la circulation océanique et du climat terrestre (*e.g.*, Knutz, 2008).

Dans le Golfe de Cadix, au nord-ouest du détroit de Gibraltar, l'écoulement de la Veine d'Eau Méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) est à l'origine du système

contouritique le plus étudié au monde (*e.g.*, Hernández-Molina et al., 2006). La nature et la chronologie des séquences contouritiques (Gonthier et al., 1984) ont permis d'établir un modèle de circulation de la MOW lors du dernier cycle climatique (*e.g.*, Llave et al., 2006). Cependant, si les caractéristiques granulométriques et géochimiques des sédiments ont permis d'illustrer les phases d'intensification et de relaxation du courant (*e.g.*, Sierro et al., 1999; Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Bahr et al., 2015; Kaboth et al., 2016; Sierro et al., 2020; De Castro et al., 2021), elles n'ont pas permis d'identifier avec certitude la nature de la masse d'eau s'écoulant sur le fond.

L'Expédition *Integrated Ocean Drilling Program* (IODP) 339 « *Mediterranean Outflow* » (2012-2013), au cours de laquelle ont été prélevées plus de 5 000 m de carottes sédimentaires, a ouvert deux perspectives majeures. D'une part, de par la diversité remarquable des niveaux contouritiques recouverts lors de l'expédition, ce matériel sédimentaire constitue une collection unique pour mieux caractériser les séquences contouritiques. D'autre part, les séries sédimentaires de fond de puits ayant pour certaines été datées du Miocène (Hernandez-Molina et al., 2014a), la communauté scientifique dispose pour la première fois d'un matériel à même d'autoriser la reconstruction de la dynamique de la MOW depuis l'ouverture du détroit de Gibraltar (5,33 Ma ; Roveri et al., 2014).

Les dépôts les plus grossiers soumis à un écoulement intense de la MOW ont fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques visant à mieux caractériser les séquences contouritiques sableuses (*e.g.*, Brackenridge et al., 2018; De Castro et al., 2020). L'influence de la MOW sur la sédimentation des particules fines dans les contourites silteuses voire argileuses reste à ce jour très peu documentée.

De nombreuses études s'appuyant sur des données sismiques (Haute Résolution) ont visé à caractériser la morphologie ainsi que la géométrie des drifts du Golfe de Cadix, plus particulièrement du drift de Faro (*e.g.*, Llave et al., 2001; Roque et al., 2012; Hernandez-Molina et al., 2016a). Cependant ces travaux souffrent d'un manque de contraintes stratigraphiques. Les séries sédimentaires prélevées au cours de l'Expédition IODP 339 offrent l'opportunité unique de caractériser les sédiments du drift de Faro, de contraindre précisément leur chronologie, et ainsi de mieux comprendre l'évolution de la sédimentation à l'échelle d'un drift contouritique.

Objectifs principaux

Cette étude fait suite à plusieurs travaux de thèse réalisés sur des données sismiques et du matériel sédimentaire récoltés dans le Golfe de Cadix lors des campagnes océanographiques IMAGES-V/GINNA (Labeyrie et al., 1999) et CADISAR 1 (Mulder, 2001) et 2 (Mulder, 2004) au sein de l'UMR CNRS-Université de Bordeaux EPOC « Environnement et Paléo-environnement Océaniques et Continentaux » (Hanquiez, 2006; Marches, 2008;

Hassan, 2014). Le présent travail présente la particularité de s'appuyer essentiellement sur les séries sédimentaires longues prélevées au cours de l'Expédition IODP 339. Le contexte programmatique IODP favorisant la coopération scientifique, cette étude a été réalisée en collaboration avec les laboratoires Géosystèmes (Université de Lille), le *Department of Earth Sciences* (Université d'Utrecht), l'*Institute of Geosciences* (Université de Potsdam), l'*Institute of Earth Sciences* (Université d'Heidelberg) et l'Université du Texas A&M. Le soutien financier post-campagne d'IODP France et du CNRS-INSU (programme LEFE IMAGO) a permis la réalisation des analyses. Enfin, des données issues des carottes sédimentaires collectées dans le Golfe de Cadix lors des missions IMASGESV-GINNA (1999) et CADISAR (2001) ont permis de confirmer les hypothèses émises en étendant la couverture spatiale de cette étude.

Le présent travail vise à :

- (1) améliorer, pour le dernier cycle climatique, le modèle de sédimentation du système contouritique du Golfe de Cadix (*e.g.*, Llave et al., 2006) en documentant deux aspects : (i) la nature des masses d'eau s'écoulant sur le fond du système contouritique lors de cet intervalle et son influence sur la nature de la sédimentation ; (ii) la nature des cortèges argileux constituant les contourites fines (silteuses à argileuses), leurs sources ainsi que les processus de transport leur permettant de se déposer dans le système contouritique du Golfe de Cadix ;
- (2) confronter le modèle de circulation de la MOW, établi pour le dernier cycle climatique, au fonctionnement de la veine d'eau lors du dernier analogue climatique (MIS 12-11) ;
- (3) comprendre l'évolution de la sédimentation à l'échelle du drift contouritique et reconstruire la dynamique de la MOW à l'échelle du Pléistocène.

Organisation du mémoire

Ce manuscrit s'organise en 5 chapitres :

Le **chapitre 1** est une synthèse bibliographique comprenant un état des connaissances sur les processus contouritiques et une présentation du cadre régional et paléoenvironnemental du Golfe de Cadix. Une attention spéciale a été portée à la circulation et à la paléo-circulation des différentes masses d'eau s'écoulant dans la zone d'étude.

Le **chapitre 2** fait état de la nature des données exploitées dans le cadre de cette étude et présente les méthodes stratigraphiques et sédimentologiques ayant contribué à répondre aux objectifs du travail de thèse.

Le **chapitre 3** vise à améliorer le schéma de circulation des différentes branches de la MOW et à proposer un modèle de dépôt des particules fines dans le Golfe de Cadix lors des

derniers 25 000 ans. Il confronte les résultats des analyses micropaléontologiques et sédimentologiques réalisées sur plusieurs carottes sédimentaires situées à différentes bathymétries du système contouritique de Cadix.

Le **chapitre 4** se focalise sur les séries sédimentaires du drift de Faro, ces enregistrements sédimentaires autorisant, d'après les études sismiques à haute résolution existantes, l'étude à haute résolution de l'intervalle MIS 12-11. Il consiste en une comparaison des résultats sédimentologiques et micropaléontologiques des intervalles sédimentaires couvrant les analogues climatiques MIS 12-11 et MIS 2-1 pour généraliser et affiner le modèle de circulation établi pour le dernier cycle climatique.

Le **chapitre 5** s'appuie sur le modèle de sédimentation du drift de Faro établi dans les chapitres 3 et 4 pour une meilleure compréhension de l'évolution de la sédimentation à l'échelle du drift. L'application d'une chronologie inédite aux séries de données sédimentologiques acquises dans le cadre de ce travail est ici mise à profit pour identifier les facteurs influençant la sédimentation du drift et à mieux appréhender le fonctionnement de la MOW depuis le Pléistocène inférieur.

Chapitre 1 Synthèse bibliographique

1.1 Les courants de fond et les dépôts contouritiques

1.1.1 Les courants de fond et les processus océaniques responsables de la formation des contourites

Les processus de dépôts contouritiques sont essentiellement contrôlés par l'écoulement de « courants de fond ». Le terme « courants de fond », habituellement employé par les géologues, se réfère à une masse d'eau qui s'écoule de manière permanente près du fond (Rebesco et al., 2008). Les courants de fond sont donc une appellation générique qui comprend plusieurs types de courants qui résultent de l'action ou l'interaction de différentes forces. Il existe différentes grandes « catégories » de courants de fond qui peuvent parfois se recouper entre elles :

- Les **courants thermohalins**, constitués de masses d'eau qui plongent par augmentation de leur densité (refroidissement ou augmentation de la salinité) sont les courants de fond les plus répandus (Fig. 1-1). Ces courants qui transportent des masses d'eau sur des distances considérables forment une partie déterminante de la circulation thermohaline globale ;
- Les **courants géostrophiques** sont des courants qui s'écoulent exclusivement horizontalement car résultant d'un équilibre parfait entre les gradients de pression et la force de Coriolis. Par conséquent, ces courants suivent les contours bathymétriques ce qui leur vaut également le nom de « **courant de contour** ». Contrairement aux courants géostrophiques *sensu-stricto*, les **courants de contour** peuvent également présenter une composante verticale de déplacement, notamment lorsqu'ils sont confrontés à des obstacles topographiques ;
- Les **courants de bord** (*boundary currents*), dont la circulation est renforcée le long des bordures océaniques (ex. courant de bord ouest ; *western boundary currents*), s'écoulent le long de hauts topographiques importants (dorsales, pente continentale, etc...) ;
- Les **courants abyssaux** sont des courants qui sont également contrôlés par la force de Coriolis et par la topographie du fond mais ils ont la particularité de s'écouler uniquement sur le fond des plaines abyssales.

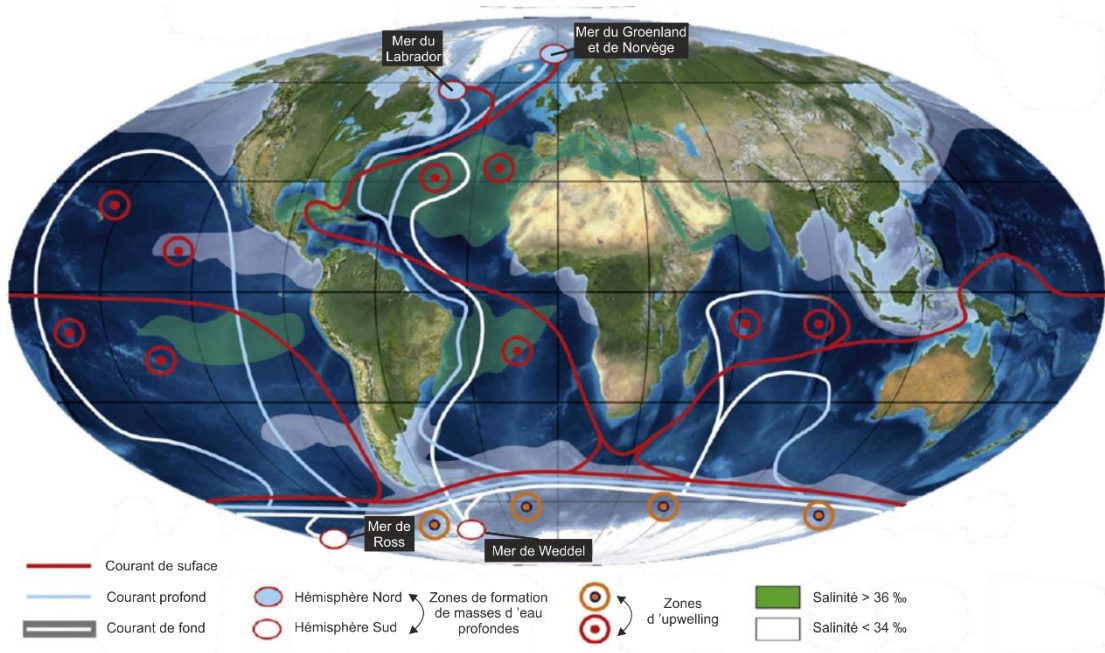


Fig. 1-1 : Représentation synthétique de la circulation thermohaline globale (modifiée de Rebesco et al., 2014).

D'autres types de processus océaniques peuvent également affecter les fonds marins et permettre la remise en suspension, le transport ou le dépôt de sédiment :

- Les interfaces séparant deux masses d'eau de densité différentes, plus communément appelées **pycnoclines**, forment des environnements énergétiques qui affectent la morphologie du fond en générant notamment des *sediment waves* (e.g., Hernández-Molina et al., 2011; Preu et al., 2013; Droghei et al., 2016; Mestdagh et al., 2020). Les tourbillons et les ondes internes caractéristiques de ces interfaces (Reid et al., 1977) peuvent être à l'origine de l'érosion ou de la resuspension des sédiments du fond (e.g., Rebesco et al., 2014; Hanebuth et al., 2015; Droghei et al., 2016; De Castro et al., 2020);
- Les **courants de marée** (les courants tidiaux) jouent un rôle important sur la sédimentation profonde, particulièrement dans les zones proches des canyons sous-marins et des chenaux contouritiques (e.g., Shepard, 1976; Rebesco et al., 2014; Stow et al., 2013a).
- Les **tourbillons** (*eddies*) et les **tempêtes de fonds** (*deep-sea storms*) affectent la sédimentation profonde en transportant de grandes quantités de sédiments sur des distances importantes. Les tourbillons associés à la distribution latérale des masses d'eau et aux irrégularités du fond marin, ont une extension de plusieurs centaines de kilomètres et sont relativement constants dans le temps (e.g., Serra et al., 2010; Rebesco et al., 2014). Les tempêtes de fonds marins ont une influence géographique plus réduite sur la sédimentation. Cependant,

ces événements périodiques caractérisés par une forte accélération d'un courant de fond ont une capacité érosive très importante (*e.g.*, Hollister et al., 1974; Hollister and McCave, 1984; Pickering et al., 1989; Richardson et al., 1993; Rebesco et al., 2014).

- Enfin, d'autres processus océaniques sont capables d'éroder et de transporter des sédiments marins. Ainsi, la circulation secondaire des courants de fond (mouvement hélicoïdal de l'écoulement ou *horizontal eddy*), le processus de *cascading* des eaux denses de plateforme associé à l'effet de la force de Coriolis, les ondes internes et solitons, les tsunamis et les houles cycloniques, sont des mécanismes qu'il faut prendre en compte dans un contexte de dépôt contouritique (*e.g.*, Rebesco et al., 2014 et références qui y figurent; Yin et al., 2019).

1.1.2 Les contourites

La notion de contourites, introduite par Heezen and Hollister (1964) dans les années 1960, se limitait initialement à des dépôts très localisés, formés par l'influence de courant thermohalins sur les glacis continentaux (Heezen et al., 1966). Près de soixante années plus tard, le mot «contourites» est désormais utilisé comme un terme générique qui définit « des sédiments déposés ou substantiellement remaniés par l'action persistante d'un courant de fond » (*e.g.*, Stow et al., 2002b; Rebesco et al., 2014). Les contourites, par cette élargissement de la définition initiale, peuvent se former par le biais de différents processus océaniques et différents types de courant, dans les plaines abyssales, les pentes continentales, les marges peu profondes et les lacs (Fig. 1-2; Rebesco and Camerlenghi, 2008; Rebesco et al., 2014; et références qui y figurent). Les travaux portant sur les différents processus sédimentaires permettant la formation de dépôts contouritiques de grande envergure, ainsi que sur la variabilité temporelle de ces processus contouritiques, ont permis de mettre en évidence les systèmes/complexes de dépôts contouritiques (*Contourite Depositional System/Contourite Depositional Complex*; Hernández-Molina et al., 2003; Rebesco and Camerlenghi, 2008).

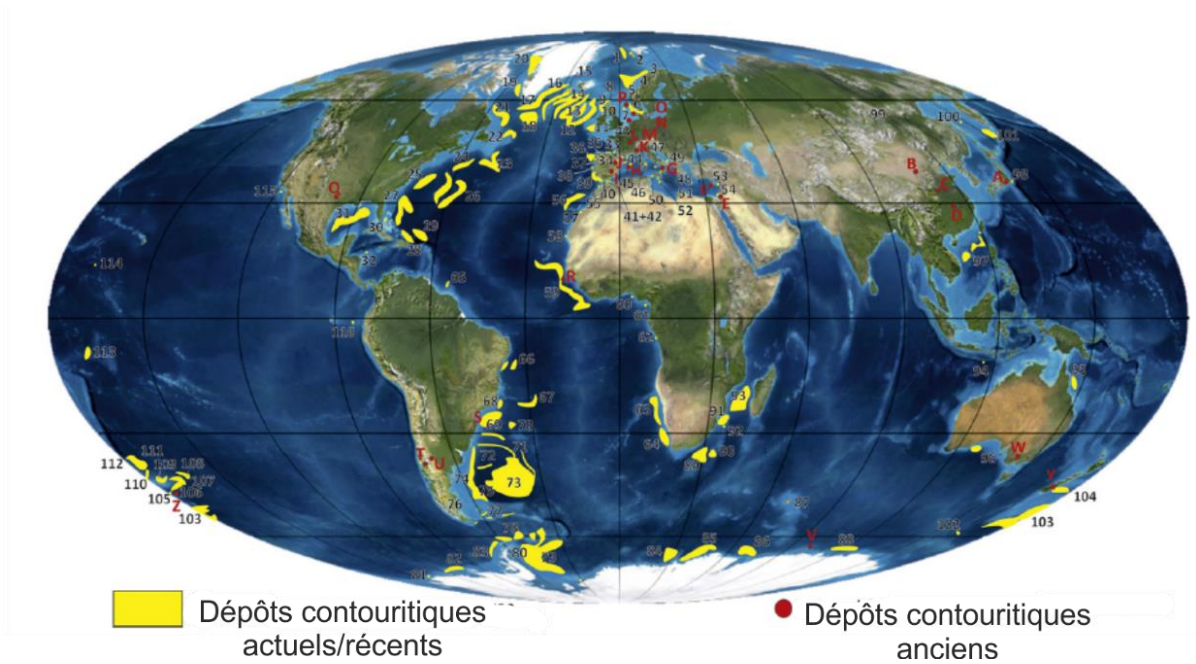


Fig. 1-2 : Localisation des principaux dépôts contouritiques actuels ou récents (en jaune) et anciens répertoriés (en rouge) (modifié de Rebesco et al., 2014).

1.1.2.1 Les drifts contouritiques

Les drifts contouritiques ont été initialement décrit en Atlantique Nord comme de larges corps sédimentaires générés par l'accumulation de particules acheminées par les courants de fond (e.g., Heezen et al., 1966; Faugères and Stow, 2008). Le terme de «drifts contouritiques» est maintenant établi pour définir ces accumulations de sédiments, observables sur de nombreuses plaines abyssales et pentes continentales de l'océan mondial (Fig. 1-2; e.g., Faugères and Stow, 2008; Hernández-Molina et al., 2008a, 2008b). Les drifts présentent une forte variabilité morphologique et sont caractérisés par des dimensions qui peuvent s'étendre de moins de 100 km² pour les plus petits dont l'extension est limitée à cause d'une bathymétrie irrégulière (dans tous les bassins océaniques) à plus de 1 000 000 km² pour les plus importants (bassin argentin ; Faugères and Stow, 2008).

Certains auteurs ont catégorisé les drifts selon leurs profondeurs (Viana et al., 1998; Stow et al., 2002b) mais ces classifications ne sont pas toujours applicables, notamment pour les drifts anciens dont la paléo-profondeur est inconnue (Rebesco, 2005). Les classifications basées sur la morphologie des drifts et sur leurs localisations géographiques sont les plus communément utilisées (McCave and Tucholke, 1986; Faugères et al., 1993, 1999; Rebesco and Stow, 2001; Rebesco, 2005; Faugères and Stow, 2008). Elles ont conduit à l'identification de huit grandes catégories de drifts dont les caractéristiques se recoupent :

- Les *giant elongated mounded drift*, caractérisés par leurs formes allongées et lenticulaires, peuvent atteindre des dimensions de plus de 1000 km de long et plusieurs centaines de mètres de haut. Ils peuvent être séparés en deux sous-

famille : les *separated drifts* et les *detached drifts* (Fig. 1-3). Les *separated drifts* (ex : le drift de Faro, Golfe de Cadix) présentent un allongement et une direction de progradation parallèle aux isobathes et sont séparés de la pente continentale par un chenal contouritique. Ce chenal contouritique ou *moat*, dominé par des processus d'érosion et de non dépôt, canalisent le flux principal du courant de fond. Les *detached drifts* sont allongés perpendiculairement à la pente continentale adjacente, le plus souvent en réponse à un changement d'orientation de la marge (ex : le drift d'Eirik, marge sud du Groenland) ;

- Les *sheeted drifts* forment des accumulations de faible relief qui tapissent le fond des bassins profonds (majoritairement les plaines abyssales) et sont caractérisés par une épaisseur décroissante en direction de la marge (ex : drift de Huelva, Golfe de Cadix ; Fig. 1-3). Les *plastered drifts* ont des dimensions moins importantes que les *giant elongated, mounded drifts* et un relief plus marqué que les *sheeted drifts* (Fig. 1-3). Ils se situent généralement en bas de pente (moins profonds que les *sheeted drifts*), lorsque la topographie ouverte ne permet pas un confinement du courant (ex : drift de Spitsbergen, marge ouest Svalbard). Selon leurs positions et leurs caractéristiques, ils sont considérés par certains auteurs comme des *mounded, elongated drifts* ou des *sheeted drifts* ;
- Les *channel-related drifts* se situent dans les détroits où les courants, chenalisés par la topographie, circulent à des vitesses importantes (Ex : *Vena Channel*, marge brésilienne ; Fig. 1-3) ;
- Les *confined drifts* sont présents dans les bassins de petites tailles et se distinguent par un *moat* de part et d'autre du corps sédimentaire (ex : Lac Baikal ; Fig. 1-3) ;
- Les *patch drifts* forment des corps sédimentaires de petite dimension à la forme variable. Leur distribution est contrôlée par la morphologie très irrégulière du fond de la zone dans laquelle ils se déposent (Fig. 1-3) ;
- Les *infill drifts* se déposent dans des cicatrices de glissement, en venant progressivement combler la dépression (Sklinnadjupet Drift, Mer de Norvège ; Fig. 1-3) ;
- Les *fault-controlled drifts* se développent à la base ou au sommet de relief générés par des failles (ex : sud de la Mer de Chine ; Fig. 1-3) ;
- Les *mixed drifts* constituent des drifts dont la morphologie et le développement ne dépendent pas uniquement de l'écoulement du courant de fond. D'autres

facteurs tels la tectonique, le régime du courant, les apports sédimentaires, les variations de niveau marin et les oscillations climatiques jouent également un rôle crucial dans le morphologie de ces drifts (ex : Golfe de Cadix ; Fig. 1-3) ;

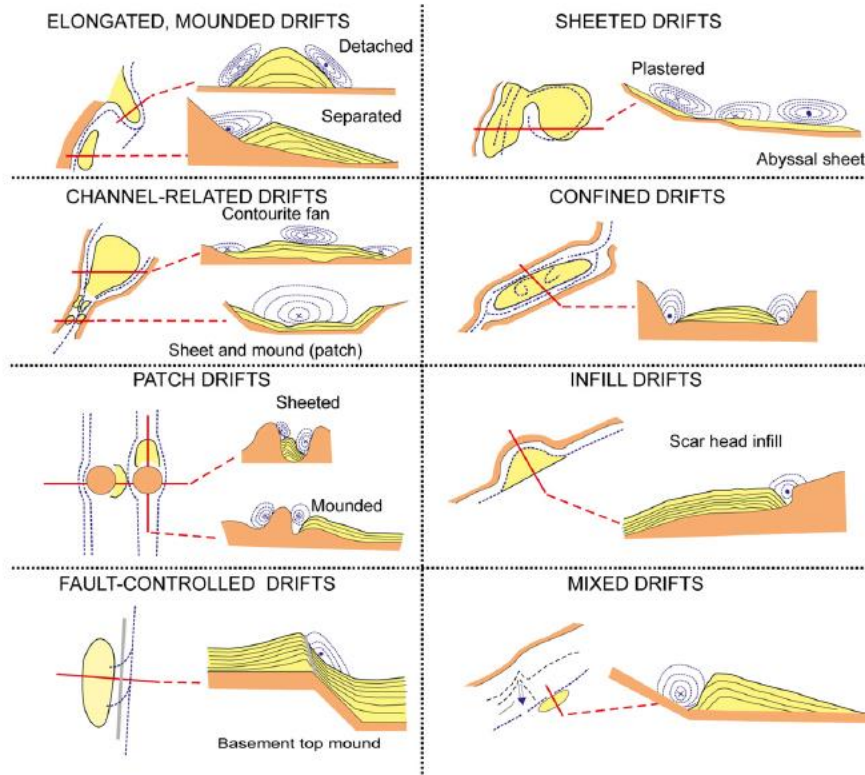


Fig. 1-3 : Classification des drifts d'après les travaux originaux de Rebesco and Stow (2001) et Stow et al. (2002b) (modifié de Rebesco et al., 2014).

1.1.2.2 Classification des dépôts contouritiques

La classification des dépôts contouritiques, fruit des travaux de nombreux auteurs (*e.g.*, Stow and Lovell, 1979; Gonthier et al., 1984; Stow and Holbrook, 1984), a été synthétisée par Stow and Faugères (2008) puis complétée par Rebesco et al. (2014). La composition de ces dépôts est devenue un critère important de leur classification. Ainsi sont différenciées les **contourites clastiques**, les **contourites volcanoclastiques**, les **contourites carbonatées**, les **contourites siliceuses** et les **contourites géochimiques**. Ces dépôts contouritiques sont également caractérisés par des critères lithologiques, texturaux et structuraux.

- Les **contourites vaseuses** forment des dépôts homogènes, d'épaisseur souvent importante et généralement fortement bioturbés. Ces dépôts sont largement dominés par la fraction argileuse (>50%) et présentent une proportion variable de particules sableuses (test d'organismes, grains détritiques ou volcanoclastiques, oxydes de fer, etc.). Dans certains cas, de discrètes laminations sont observables dans ces dépôts.

- Les **contourites silteuses** sont des dépôts dont la fraction silteuse constitue 40 à 60% du sédiment. La base et le sommet de ce type de contourite sont régulièrement marqués par un contact net ou irrégulier et par des lentilles de matériel plus grossier. Les figures sédimentaires de traction et les fréquentes laminations sont souvent déformées par une importante bioturbation.
- Les **contourites sableuses** se présentent sous la forme de dépôts centimétriques à plurimétriques, principalement composés de sables fins (particules silicoclastiques et biogéniques ayant des indices d'abrasion, bioclaste et oxydes de fer). Ces contourites sont caractérisées par des figures sédimentaires de traction (laminations horizontales et obliques, rides, etc.) et de bioturbations (terriers sub-verticaux). Ces dépôts peuvent être délimités par un contact érosif à la base et un contact progressif au sommet.
- Les **sables remaniés par un courant de fond** (*bottom-current reworked sands*, BCRS) forment des niveaux de sables fins bien triés qui résultent de l'interaction entre des processus *down-slope* et *along-slope* (Shanmugam et al., 1993b; Shanmugam, 2000, 2006, 2012, 2013; De Castro et al., 2020). Ces dépôts sont caractérisés par des figures sédimentaires variées dont des laminations horizontales et obliques, des stratifications lenticulaires, et des rides. La base des BCRS est marquée par un contact net ou progressif et le sommet par un contact net, non érosif.
- Les **contourites graveleuses**, rencontrées habituellement dans les hautes latitudes, résultent (1) du remaniement, souvent réduit, par un courant de fond du matériel grossier (sables et graviers) déposé par les icebergs ou (2) de l'influence d'une très forte intensité de courant de fond au sein de détroit peu profond, d'un *moat* contouritique ou d'un passage étroit.

1.1.2.3 Les faciès et séquences contouritiques

La première séquence contouritique a été proposée par Gonthier et al. (1984) et Faugères et al. (1984) à partir de la caractérisation des sédiments du drift de Faro, situé sur la pente continentale du Golfe de Cadix. Trois faciès distincts composent cette séquence type : le faciès argileux homogène, le faciès marbré silto-argileux (*mottled*) et le faciès silto-sableux (Fig. 1-4A). L'arrangement granocroissant puis granodécroissant de ces différents faciès, relié à une augmentation puis à une diminution progressive de la vitesse du courant sur le fond, distinguent ces dépôts contouritiques des turbidites et des hémipélagites. Stow et Faugères (2008) ont amélioré le modèle en proposant le concept des séquences partielles ou incomplètes (Fig. 1-4B). Ces séquences partielles, beaucoup plus fréquentes que les séquences

granocroissantes puis granodécroissantes complètes, se basent sur une nouvelle notation (C1-C5) qui est interprétée en terme de fluctuation de la vitesse du courant et/ou des apports sédimentaires (Stow et al., 2002b). Cependant la majorité des études sur les séquences contouritiques a été réalisée sur des contourites argilo-silteuses et la dénomination (C1-C5) ainsi que la séquence-type ne conviennent pas aux dépôts contouritiques sableux. L'étude détaillée de contourites sableuses déposées dans le Golfe de Cadix a permis à Brackenridge et al. (2018) de proposer deux faciès supplémentaires traduisant des vitesses de courant plus importantes sur le fond : le faciès sableux massifs et laminés à grains moyens (D dans Fig. 1-4C) et le faciès sableux à sables grossiers et graveleux (E dans Fig. 1-4C). Mulder et al. (2013) ont par ailleurs démontré que l'apport des particules terrigènes grossières pouvait influencer ces faciès sédimentaires indépendamment des variations de la vitesse du courant sur le fond.

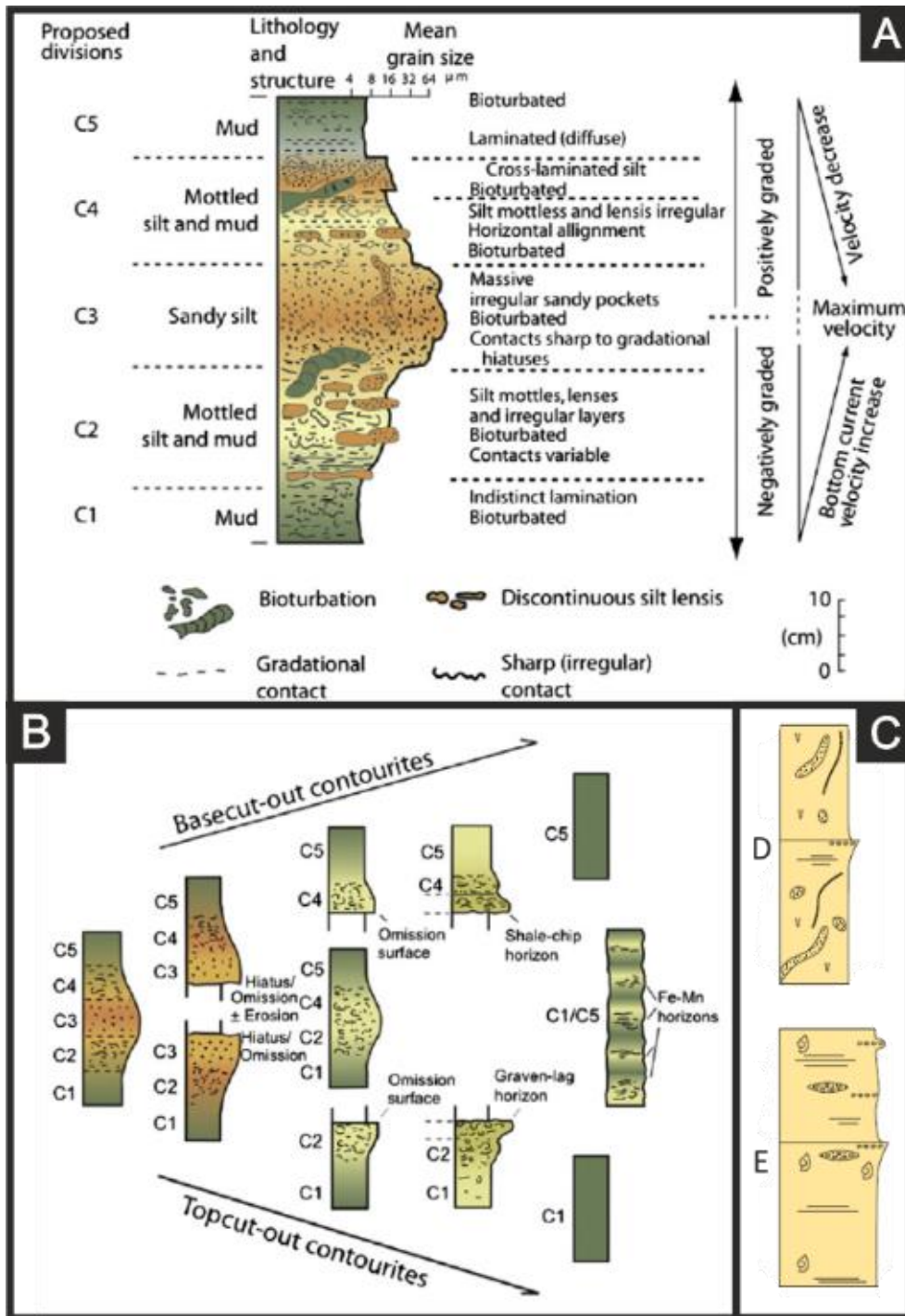


Fig. 1-4 : Faciès et séquences contouritiques. A) Faciès de la séquence contouritique-type de Gonthier et al. (1984), modifié de Stow et Faugères (2008) ; B) Séquences partielles dérivées de la séquence contouritique-type de Stow et Faugères (2008) ; C) Faciès contouritiques sableux d'après Brackenridge et al. (2018).

La séquence contouritique standard du drift de Faro (Fig. 1-4A) n'est pas représentative de tous les dépôts contouritiques (Rebesco et al., 2014 et références qui y figurent). Cette succession de faciès est probablement un bon modèle pour les contourites argilo-silteuses mais elle ne s'applique pas aux autres types de dépôts contouritiques (e.g., Martín-Chivelet et al., 2008; Shanmugam, 2012, 2013; Brackenridge et al., 2018).

1.1.2.4 Les contourites dans les dépôts anciens

Les nombreux travaux effectués sur les contourites dispersées à travers les différents océans, mers ou lacs de la planète ont permis de décrire les architectures et les faciès sismiques des drifts contouritiques (*e.g.*, Faugères and Stow, 2008) ainsi que leurs caractéristiques sédimentaires (faciès, figures d'érosion, structures sédimentaires) (*e.g.*, Gonthier et al., 1984; Stow et al., 2002b; Martín-Chivelet et al., 2008; Stow and Faugères, 2008). En revanche, l'identification des dépôts influencés par un courant de fond et leur interprétation en terme de processus sédimentaires (contourites sensu-stricto vs turbidites remaniées) dans les séries sédimentaires à l'affleurement est un sujet controversé (*e.g.*, Stow et al., 1998; Shanmugam, 2000, 2013; Hüneke and Stow, 2008; Martín-Chivelet et al., 2008). La détermination des contourites dans les séries sédimentaires anciennes, bien que complexe, est rendue possible par une étude détaillée des faciès, des structures, des textures, des séquences et de la composition de ces dépôts (Fig. 1-5 ; *e.g.*, Hüneke and Stow, 2008; Martín-Chivelet et al., 2008; Capella et al., 2017). Certains critères qui peuvent se révéler décisifs dans l'interprétation de dépôts contouritiques tels, l'épaisseur et la géométrie du corps sédimentaire ou la paléo-profondeur, ne sont pas toujours applicables à des affleurements (Hüneke and Stow, 2008). Une connaissance pointue de la paléogéographie et de la paléocéanographie de la zone dans laquelle se sont déposés ces corps sédimentaires est également un critère déterminant (Martín-Chivelet et al., 2008; Rebesco et al., 2014). L'utilisation des différents indicateurs listés ci-dessus a permis d'identifier des dépôts contouritiques dans plusieurs affleurements à travers le monde (Fig. 1-2 et Fig. 1-5; *e.g.*, Hüneke and Stow, 2008; Capella et al., 2017).

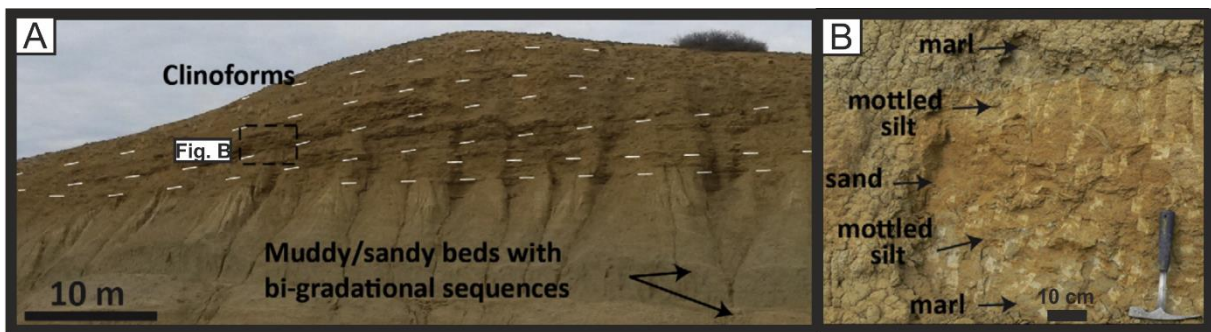


Fig. 1-5 : Dépôts contouritiques à l'affleurement dans des séries sédimentaires miocènes d'El Adergha, corridor rifain (Maroc) modifié de Capella et al. (2017). A) Géométrie du corps contouritiques d'El Adergha présentant des clinofomes progradant ; B) Zoom sur une séquence contouritique sableuse.

1.2 Le Golfe de Cadix

1.2.1 Cadre tectonique

La région du Golfe de Cadix est située au niveau de la limite de plaque entre l’Afrique et l’Eurasie qui s’étend du détroit de Gibraltar aux Açores, entre l’extrémité occidentale de la ceinture méditerranéenne alpine, l’arc de Gibraltar et la faille de Gloria (Fig. 1-6). La plaque africaine (nubienne) et la plaque eurasiennne (micro-plaque ibérique) convergent dans une direction nord/nord-ouest-est/sud-est à une vitesse d’environ 4-5 mm.an⁻¹ (Fig. 1-6; Argus et al., 1989; Stich et al., 2006; Fernández-Ibañez et al., 2007; Koulali et al., 2011). Cette convergence est accommodée par de nombreux chevauchements et décrochements dextres (*strike-slip faults*) connus sous le nom des failles actives SWIM (acronyme se référant aux failles actives de la marge sud-ouest ibérique ; Zitellini et al., 2009). Les failles SWIM connectent deux segments de la limite de plaque eurasio-africaine (Fig. 1-7; Zitellini et al., 2009) : la faille transformante de Gloria (FG ; Laughton et al., 1972) à l’ouest du Golfe de Cadix et la zone des failles de Rif-Tell située à l’est du détroit de Gibraltar (Morel and Meghraoui, 1996).

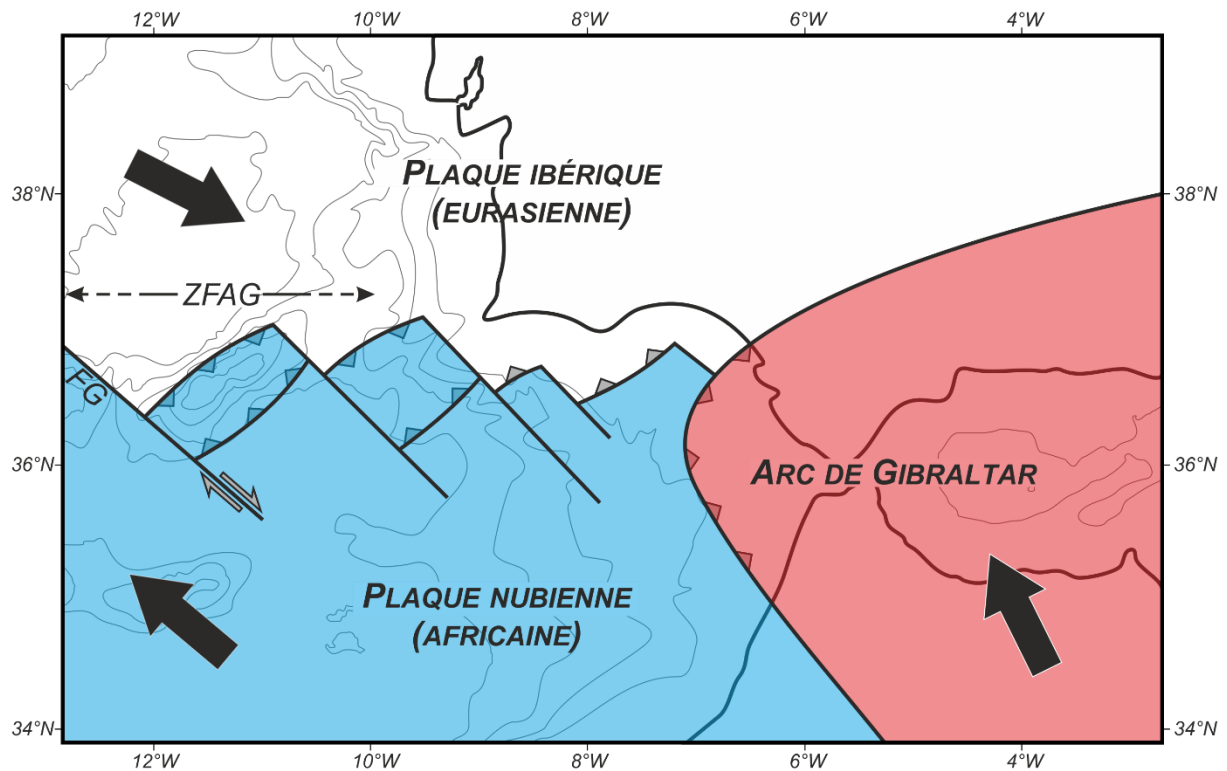


Fig. 1-6 : Représentation schématique de la limite des plaques nubienne et ibérique, modifié de Hanquiez (2006) et Maestro et al. (2003). FG : faille de Gloria ; ZFAG : zone faillée Açores-Gibraltar.

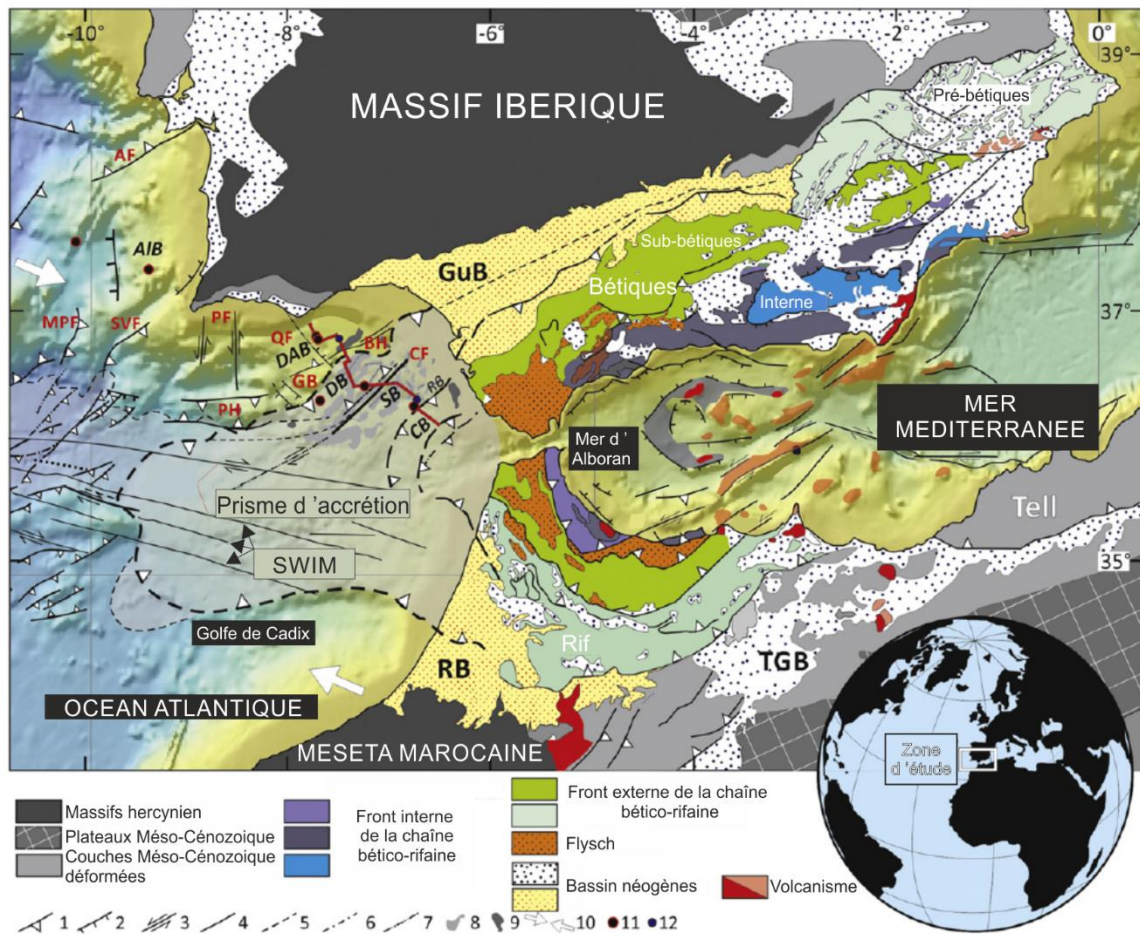


Fig. 1-7 : Carte tectonique représentant les principales structures tectoniques à la jonction entre la plaque ibérique et la plaque nubienne (d'après Hernandez-Molina et al. (2016a)), étude compilant les travaux portant sur les différentes unités et structures tectoniques de la chaîne bético-rifaine et du Golfe de Cadix (Terrinha et al., 2002; Medialdea et al., 2004, 2009; Fernández-Puga et al., 2007; Roque et al., 2012; Duarte et al., 2013). CF : faille de Cadix ; QF : faille de Quarteira ; PH : haut de Portimao ; PF : faille de Portimao ; SVF : faille de St Vincent ; MPF : faille de Marquês de Pombal ; AF : faille d'Arrabida ; DAB : bassin profond d'Algarve ; AIB : bassin d'Alentejo ; CB : bassin de Cadix ; DB : bassin de Doñana ; RB : bassin de Rota ; SB : bassin de Sanlúcar. 1) failles inverse ; 2) Failles normales ; 3) Décrochements ; 4) Failles indifférenciées ; 5) Contacts sous la couche sédimentaire ; 6) Failles hypothétiques ; 7) Failles aveugles ; 8) Diapirs de sel et de marne ; 9) Diapirs de sel ; 10) Convergence des plaques ibériques et nubienne ; 11) Sites de forages de l'expédition IODP 339 ; 12) Sites forées par des compagnies pétrolières.

La morphologie actuelle du Golfe de Cadix résulte d'une histoire tectonique complexe qui a commencé suite à l'ouverture de la Néo-Téthys et de l'Atlantique Nord au Trias (Maldonado et al., 1999; Terrinha et al., 2002; Medialdea et al., 2009). Différentes phases de déformations crustales, de réactivations de failles et de tectonique salifère, toutes en relation avec les mouvements entre la plaque africaine et eurasiennne, ont contrôlé l'évolution morphologique des marges sud-ouest de la péninsule ibérique (Maldonado et al., 1999; Gutscher et al., 2002; Rosenbaum et al., 2002; Zitellini et al., 2009; Duarte et al., 2011, 2013).

La première phase tectonique, qui s'étend du Trias à l'Éocène moyen, comprend une phase de rifting lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord qui se traduit par la mise en place de semi-grabens qui ont induit la formation des marges passives ibériques et nord-africaines

(Srivastava et al., 1990; Maldonado et al., 1999). Au Jurassique, des plate-formes carbonatées se développent sur les marges sud-ouest ibériques, avant qu'une sédimentation terrigène ne remplace la sédimentation carbonatée jurassique entre l'Aptien et l'Albien (Maldonado et al., 1999). Une deuxième phase tectonique débute à l'Eocène moyen lorsque les plaques africaines entrent en transpression suite à l'initiation de l'orogénèse alpine. Du Miocène inférieur au Miocène moyen, les marges nord-africaines et sud-ibériques entrent en collision avec le domaine d'Alboran générant la chaîne bético-rifaine. Cette orogénèse bético-rifaine s'accompagne de la formation de bassins dit « Néogènes » (Fig. 1-7) incluant les bassins d'avant-pays du Guadalquivir et de Rharb. Durant le Tortonien, la subduction de la lithosphère océanique de la Téthys sous l'arc de Gibraltar entraîne la formation d'un prisme d'accrétion dans la zone du Golfe de Cadix (Fig. 1-7 ; Gutscher et al., 2002, 2012). A la fin du Miocène, le régime de compression oblique qui s'étend de la faille Gloria jusqu'à l'arc de Gibraltar (limite ouest du front de collision de la chaîne bético-rifaine) a réactivé les structures nord/nord-ouest-est/sud-est de la région (Rosenbaum et al., 2002; Platt et al., 2013). La collision qui a généré la ceinture bético-rifaine, ainsi que la compression nord-est/sud-ouest qui continue à l'heure actuelle, sont à l'origine de corps chaotiques géants, nommés « unités olitostromes », qu'on retrouve dans les bassins d'avant-pays ibériques et nord-africains ainsi que dans le Golfe de Cadix (Roberts, 1970; Torelli et al., 1997; Flinch and Vail, 1998; Maldonado et al., 1999; Medialdea et al., 2004; Terrinha et al., 2009). Ces corps sédimentaires, qui témoignent de la collision alpine dans l'Atlantique (Duarte et al., 2013) sont appelés les unités allochtones du Golfe de Cadix (*Allochthonous unit of the Gulf of Cadiz*, AUGC ; Medialdea et al., 2004, 2009). Depuis la fin du Miocène, le taux de subsidence du bassin est important et la tectonique salifère est très active (Maldonado et al., 1999; Terrinha et al., 2003; Alves et al., 2003; Terrinha et al., 2009; Zitellini et al., 2009; Roque et al., 2012). En effet, diapirismes salins et boueux ont respectivement mobilisés les évaporites du Trias ainsi que les marnes plus récentes à partir du début au milieu du Miocène (Maestro et al., 2003). La réactivation de la tectonique salifère et argileuse durant le Pliocène a notamment conduit à la formation de longues crêtes diapiriques d'orientation nord/nord-ouest-est/sud-est (García et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2016a), des volcans de boues (Casas et al., 2003; Fernández-Puga et al., 2007), et à la réactivation de certaines failles (Medialdea et al., 2009; Zitellini et al., 2009).

En résumé, les sédiments du Golfe de Cadix sont composés d'unités triasiques, crétacées, paléogènes et néogènes qui viennent napper un socle paléozoïque (Maldonado et al., 1999). Ces différentes unités sédimentaires se retrouvent dans les trois domaines morpho-structuraux majeurs qui caractérisent la marge sud-ibérique : 1) la paléomarge sud-ibérique, partie intégrante du massif ibérique, 2) les bassins néogènes (bassins du Guadalquivir; GuB, du Rharb et d'Algarve), et 3) le prisme d'accrétion et les AUGC qui forment le front externe de la chaîne de collision bético-rifaine (Fig. 1-7 ; Maldonado et al., 1999; Zitellini et al., 2009). La marge plutôt stable que l'on retrouve à l'actuel résulte de la réduction des de l'influence

structurale associée à la diminution de la subsidence dans la zone depuis le Pliocène (Maldonado et al., 1999; Alves et al., 2003; Medialdea et al., 2004; Llave et al., 2011; Roque et al., 2012). Depuis la fin du Miocène, l'influence des changements glacio-eustatiques a eu plus d'influence que la tectonique sur la morphologie de la marge, notamment de par son impact sur l'incision par des canyons ou la progradation sédimentaire. Cependant quelques réactivations tectoniques, dont celles réactivant des failles SWIM (Rosas et al., 2009; Duarte et al., 2011), ont conduit à des soulèvements (Hernández-Molina et al., 2016a; Mestdagh et al., 2019) et à des changements d'orientation de certaines zones de dépôt dans le Golfe de Cadix (García et al., 2020).

1.2.2 Cadre physiographique

Le Golfe de Cadix, borné par l'entrée du détroit de Gibraltar au sud-est et la pointe du Cap St Vincent au nord-ouest, est caractérisé par une forme de croissant qu'il doit à son héritage tectonique (Roberts, 1970; Maldonado et al., 1999). La marge continentale nord (ibérique) est divisée en trois domaines physiographiques bien distincts : le plateau continental, la pente continentale et la plaine abyssale (Fig. 1-8).

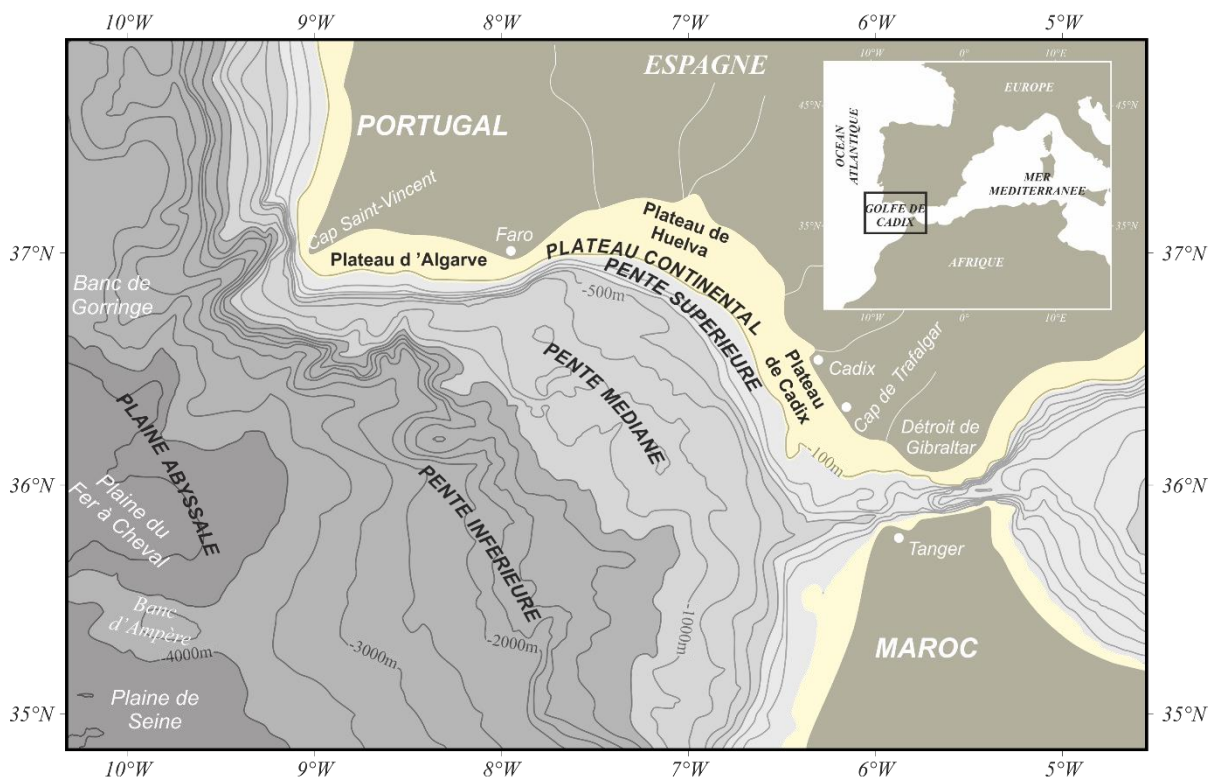


Fig. 1-8 : Cadre physiographique du Golfe de Cadix d'après Hanquiez (2006)

1.2.2.1 Le plateau continental

Le plateau continental du Golfe de Cadix est séparé en trois zones : à l'ouest le plateau de l'Algarve, au centre le plateau de Huelva et à l'ouest le plateau de Cadix (Fig. 1-8 ; Lobo et al., 2014). Long de 350 km, ce plateau est caractérisé par une largeur variable comprise entre 7 et 45 km (Hernández-Molina et al., 2006). Relativement étroit au niveau du plateau de l'Algarve (~17 km), il s'élargit au niveau du plateau de Huelva avant de rétrécir de nouveau près du détroit de Gibraltar (<10 km ; Fig. 1-8). La pente varie entre environ 0,5° dans la partie portugaise du plateau et moins de 0,3° dans la partie espagnole (Hernández-Molina et al., 2006). La rupture de pente, qui marque la transition entre le plateau et la pente continentale, est située à une profondeur d'eau comprise entre 110 et 150 m (Lobo et al., 2014), et se caractérise par une inclinaison maximale de 2° (Hernández-Molina et al., 2006). Plusieurs études ont montré que cette rupture de pente constitue un biseau de progradation formé lors du bas niveau marin de la dernière période glaciaire, et que ceci explique sa forme relativement plate (Somoza et al., 1997; Hernández-Molina et al., 2000; Lobo et al., 2000, 2005a, 2014). De nombreuses études stratigraphiques, principalement centrées sur les derniers cycles glaciaires/interglaciaires, ont mis en évidence deux séquences de dépôts asymétriques : 1) une séquence régressive associée au bas niveau marin des derniers cycles glaciaires (Somoza et al., 1997; Hernández-Molina et al., 2000; Lobo et al., 2005a; Mestdagh et al., 2019) et 2) une séquence transgressive post-glaciaire associée à l'augmentation du niveau marin durant les interglaciaires (Lobo et al., 2001, 2004, 2005b; Mestdagh et al., 2019).

1.2.2.2 La pente continentale

La morphologie très irrégulière de la vaste pente continentale du Golfe de Cadix a conduit à sa subdivision en trois zones distinctes : la pente continentale *supérieure*, *médiane* et *inférieure* (Fig. 1-8 ; Heezen and Johnson, 1969; Malod and Mougnot, 1979; Nelson et al., 1993, 1999; Hernández-Molina et al., 2000, 2006).

La *pente continentale supérieure*, située à une profondeur comprise entre 130 et 400 m, est caractérisée par une largeur moyenne de 10 km et une inclinaison variant entre 1 et 3°. Elle abrite une panoplie d'éléments morphologiques qui peuvent être divisés en cinq catégories : les éléments dominés par des processus de dépôt, les éléments dominés par des processus d'érosion (surfaces d'érosion, canyons et ravines), les éléments issus de processus néotectoniques (diapirs, fractures), les dépôts gravitaires et les éléments liés à une émission de fluides (*pockmarks*).

La *pente continentale médiane*, localisée entre 400 et 1200 m de profondeur, s'étend sur près de 100 km en pente douce (inclinaison d'environ 1° ; Hernández-Molina et al., 2006). Cette particularité, héritée de l'histoire géologique du Golfe de Cadix (Terrinha et al., 2002; Medialdea et al., 2004), lui vaut l'appellation de *slope terrace* (Hernández-Molina et al., 2003,

2006). La présence de cette large terrasse est un facteur déterminant dans la mise en place du système de dépôt contouritique de la pente continentale médiane du Golfe de Cadix (Hernández-Molina et al., 2003, 2006) dont les caractéristiques sont exposés dans la section 1.2.4.3 de ce chapitre.

La pente *continentale inférieure*, qui se situe entre 1200 et 4000 m de profondeur, est beaucoup plus vaste avec une largeur variant de 50 km au nord-ouest à 200 km au sud-est (Hernández-Molina et al., 2006). Morphologiquement, cette partie de la pente se caractérise par des petites dépressions et des reliefs irréguliers. Au nord du Golfe de Cadix, au large de la marge de l'Algarve, la transition avec la plaine abyssale du Fer à Cheval s'effectue sans changement de pente important alors que dans la partie centrale, cette transition est beaucoup plus abrupte. En effet, à une bathymétrie avoisinant les 4800 m de profondeur, un escarpement de 600-700 m sépare la pente inférieure de la plaine abyssale (Vázquez Garrido et al., 2004). Dans la zone la plus au sud, une forte augmentation de l'inclinaison de la pente marque la transition entre la fin de la pente continentale et la plaine abyssale de la Seine (Hernández-Molina et al., 2006).

1.2.2.3 Les plaines abyssales

A l'ouest du Golfe de Cadix, le domaine des plaines abyssales débute à des profondeurs supérieures à environ 4000-4300 m (Fig. 1-8). Trois plaines abyssales d'orientation est/nord-est se distinguent (Mélières, 1974; Lebreiro et al., 1997; Weaver et al., 2000; Hernández-Molina et al., 2006) :

- la plaine abyssale du Tage située au nord du banc de Gorringe ;
- la plaine abyssale du Fer à Cheval bordée par le banc de Gorringe et le banc d'Ampère ;
- la plaine abyssale de la Seine localisée au sud du banc d'Ampère.

1.2.3 Le cadre océanographique et paléocéanographique

La circulation océanique dans le Golfe de Cadix est principalement influencée par les échanges de masses d'eau entre la mer Méditerranée et l'océan Atlantique à travers le détroit de Gibraltar. Le bassin méditerranéen est caractérisé par une évaporation supérieure aux apports d'eau douce par précipitation et ruissellement (dont apports fluviaux). De plus, les vents froids atteignant les marges nord du bassin contribuent à ce que la densité des eaux méditerranéennes au niveau du détroit de Gibraltar soit nettement supérieure à celle des eaux atlantiques. Par conséquent, les eaux méditerranéennes pénètrent dans l'océan Atlantique en profondeur tandis que les eaux atlantiques entrent dans le bassin méditerranéen en surface (Bryden and Stommel, 1984; Bryden et al., 1994; Bethoux and Gentili, 1999). Lors de leur entrée dans le Golfe de Cadix, les eaux méditerranéennes forment

un courant profond appelé veine d'eau méditerranéenne (*Mediterranean Outflow Water*, MOW) qui s'écoule d'est en ouest, en direction du Cap St Vincent, influençant fortement les processus sédimentaires le long de la marge continentale.

1.2.3.1 Les masses d'eau superficielles et de sub-surface

Les masses d'eau superficielles du Golfe de Cadix (< 60 m de profondeur) sont caractérisées par des valeurs de salinité comprises entre 36 et 36,5 psu et des températures supérieures à 17°C (Bellanco and Sánchez-Leal, 2016). Elles proviennent de la gyre subtropicale nord atlantique via deux courants principaux : la branche est du courant des Açores (*Azores Current*, AC) et le courant du Portugal (*Portugal Current*, PC) qui constitue la branche de recirculation est du courant de l'Atlantique Nord (*Gulf Stream*) centrée sur le Portugal (Fig. 1-9 ; Peliz et al., 2005, 2007; García-Lafuente et al., 2006). Lors de leur entrée dans le golfe, une partie de ces eaux de surface forment un courant circulant le long de la marge ibérique en direction du détroit de Gibraltar appelé le Courant du Golfe de Cadix (*Gulf of Cadiz Current*, GCC). Deux cellules cycloniques de circulation de surface, situées sur le plateau continental, respectivement face au Cap Santa Maria et entre le Cap Santa Vincente et l'embouchure du fleuve du Guadalquivir, viennent complexifier le trajet des eaux superficielles vers la Méditerranée (Fig. 1-9 ; Relvas and Barton, 2002; García-Lafuente et al., 2006). Le courant côtier s'écoulant d'est en ouest entre Cadix et le cap Santa Maria se nomme le contre-courant côtier du Golfe de Cadix (*Gulf of Cadiz Coastal Counter-current*, GCCC). Au niveau du détroit de Gibraltar, les eaux de surface atlantiques sont constituées d'un mélange entre les eaux du courant du Golfe de Cadix et celles issues de la branche sinueuse du courant des Açores qui a circulé au large du golfe (Peliz et al., 2009).

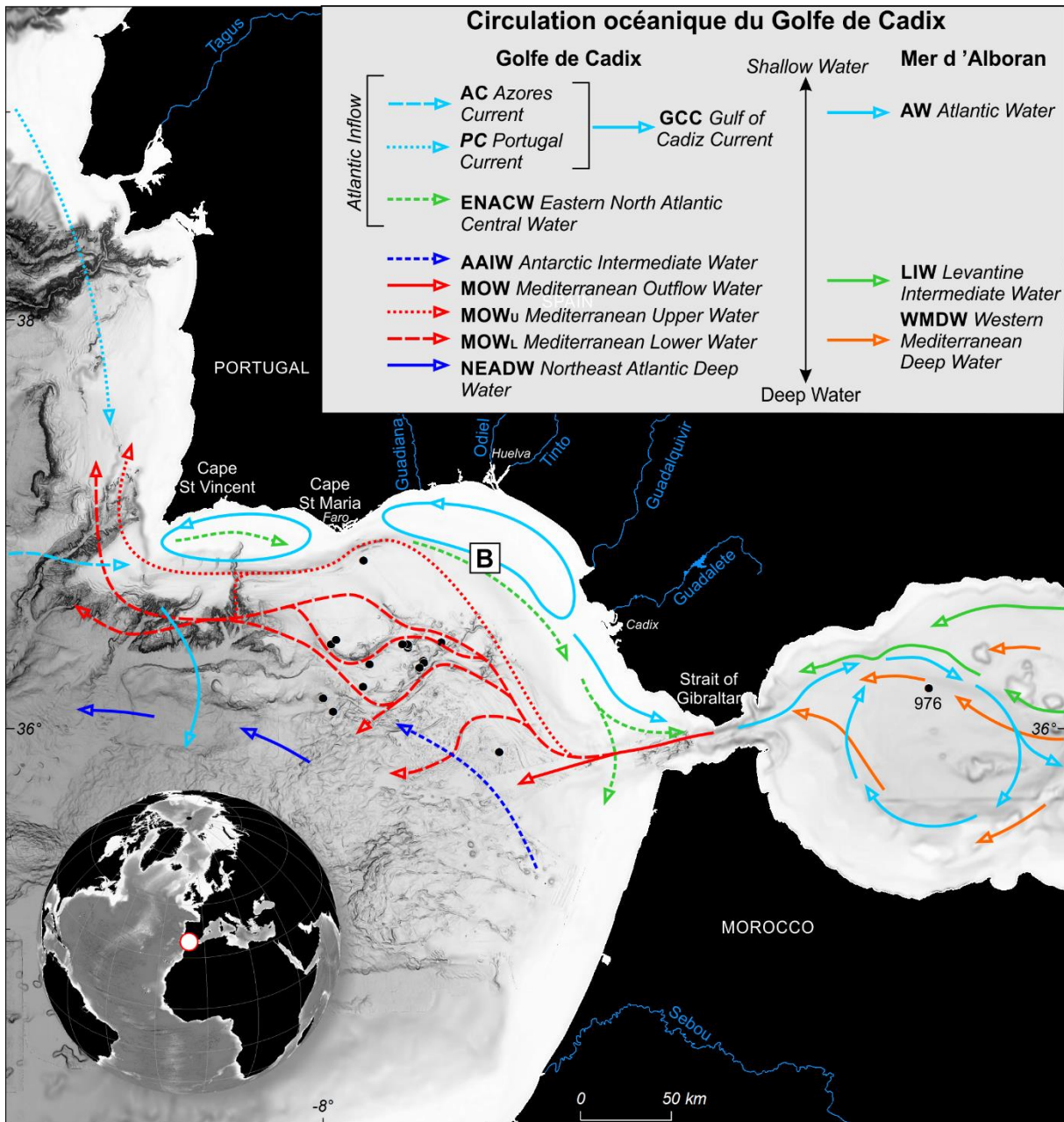


Fig. 1-9 : Position des courants océaniques et des différentes masses d'eau circulant dans le Golfe de Cadix (García-Lafuente et al., 2006; Voelker et al., 2010; Carracedo et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016b) et en mer d'Alboran (Ercilla et al., 2016).

En sub-surface, à une profondeur variable (100-700 m) en fonction de leur localisation dans le Golfe de Cadix, les eaux centrales nord-est atlantiques (*Eastern North Atlantic Central Water*, ENACW) s'écoulent globalement dans la même direction que les eaux superficielles (Fig. 1-9; Ambar et al., 1999; van Aken, 2001; Voelker et al., 2015a; Bellanco and Sánchez-Leal, 2016; Roque et al., 2019). Cette masse d'eau intermédiaire est caractérisée dans le Golfe par des températures comprises entre 11 °C et 17 °C (moyenne de 14,5 °C), des valeurs de salinités de 35,6 à 36,2 psu et une concentration moyenne en oxygène dissout relativement importante, comprise entre 180 et 225,93 $\mu\text{mol.kg}^{-1}$ (Criado-Aldeanueva et al., 2006; Bellanco and Sánchez-Leal, 2016; Roque et al., 2019). L'origine des eaux intermédiaires atlantiques est

double. La partie supérieure de la ENACW, aussi appelé ENACW tropicale, prend sa source dans la région subtropicale le long du front des Açores avant d'être advectée en sub-surface par la branche est du courant des Açores jusqu'au Golfe de Cadix (Pollard and Pu, 1985; Ríos et al., 1992; Fiúza et al., 1998; Peliz et al., 2005; Voelker et al., 2015a). La partie inférieure de la ENACW ou ENACW polaire se forme, quant à elle, par convection hivernale près du bassin de Rockall ainsi que dans le Golfe de Gascogne et elle constitue la composante de sub-surface du courant du Portugal (Fiúza et al., 1998; Louarn and Morin, 2011; Carracedo et al., 2014; Voelker, 2015). Certains auteurs utilisent une dénomination différente pour la partie inférieure de l'ENACW et l'appelle l'eau intermédiaire subarctique (*Subarctic Intermediate Water*, SAIW ; van Aken, 2001; Roque et al., 2019) mais dans un souci de simplification, nous nous référerons uniquement à l'ENACW tout au long de ce manuscrit.

L'écoulement atlantique entrant dans le bassin méditerranéen (*Atlantic Inflow*, AI) est constitué en surface par l'association du courant du Golfe de Cadix et du courant des Açores. L'ENACW, quant à elle, forme la composante de sub-surface du courant entrant en Méditerranée (Bryden and Stommel, 1984; Peliz et al., 2009). Les eaux atlantiques traversent le détroit de Gibraltar en surface, à une profondeur supérieure à 200 m et à une vitesse pouvant atteindre les $30 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (Naranjo et al., 2015; Sammartino et al., 2015; Sánchez-Leal et al., 2017). De nombreuses études ont visé à reconstruire les flux entrant en Méditerranée au niveau du détroit. Les plus anciennes, se basant principalement sur des considérations théoriques estimaient que l'AI représentait un flux compris entre 0,92 et 1,87 Sverdrup ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \cdot \text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$; Nielsen, 1910; Sverdrup et al., 1942; Carter, 1956; Bethoux, 1979; Lacombe and Richez, 1982; Bryden and Stommel, 1984; Bryden and Kinder, 1991). Des travaux plus récents s'appuyant sur des observations *in situ* ont permis de préciser l'estimation du flux de l'AI autour de 0,85 Sv (Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2000; Tsimplis and Bryden, 2000; Baschek et al., 2001; García-Lafuente et al., 2002; Vargas et al., 2006; Soto-Navarro et al., 2010, 2015; Sammartino et al., 2015).

1.2.3.2 La veine d'eau méditerranéenne (MOW)

1.2.3.2.1 L'origine méditerranéenne de la MOW

Au niveau du détroit de Gibraltar, le flux sortant de Méditerranée, aussi nommé la veine d'eau méditerranéenne, est composé d'un mélange de quatre masses d'eau intermédiaires ou profondes formées dans le bassin méditerranéen (Fig. 1-10 ; Millot, 2014).

Les eaux intermédiaires levantines (*Levantine Intermediate Water*, LIW), font partie des quatre masses d'eau d'origine méditerranéenne pénétrant dans l'océan Atlantique via le détroit de Gibraltar (Fig. 1-10). Dans le Golfe de Cadix, la MOW qui s'écoulent en direction du nord-ouest, est principalement composé de LIW (Bryden and Stommel, 1984; Millot, 1999, 2014; Naranjo et al., 2015). Elles se forment en Méditerranée orientale, principalement entre

les côtes chypriotes et de Rhodes suite à une augmentation de la salinité des eaux de surface à cause de l'évaporation importante présente dans la zone (Millot, 1999, 2014). La LIW, caractérisée par des températures comprises entre 13,6 °C et 14,6 °C (les plus faibles températures correspondent à celles mesurées en Méditerranée occidentale) et des salinités supérieures à 38,5 psu (Millot, 1999, 2013), circule d'est en ouest principalement entre 150 m et 500 m de profondeur (Millot, 1999, 2013; Pinardi et al., 2019). Il existe une relation étroite entre la production et la circulation de la LIW en Méditerranée et l'écoulement de la MOW dans le Golfe de Cadix (Rogerson et al., 2012; Toucanne et al., 2012).

Les eaux profondes ouest méditerranéennes (*Western Mediterranean Deep Water*, WMDW) sont plus froides et moins salées que les eaux intermédiaires levantines. Caractérisées par des températures et des salinités moyennes de 12,8 °C et de 38,45 psu, ces eaux profondes se forment par convection durant la saison hivernale dans le Golfe du Lion (Millot, 1999, 2014). Ces masses d'eau s'écoulent en direction du détroit de Gibraltar à une profondeur inférieure à 2000 m empruntant le gyre cyclonique connectant les parties nord et sud du bassin ouest méditerranéen (Millot, 1999; Demirov and Pinardi, 2007). L'effet Bernoulli créé par le flux d'eau intermédiaire sortant au niveau du détroit de Gibraltar permet aux WMDW de contribuer partiellement à la MOW (Fig. 1-10 ; Bryden et al., 1994; Millot, 2014; Naranjo et al., 2015).

Les eaux denses tyrrhéniennes (*Tyrrhenian Dense Water*, TDW) se forment à la sortie du détroit de Sicile, lors de l'approfondissement des eaux issues de la Méditerranée orientale (de ~400 m à ~2000 m) par le biais de processus de mélanges complexes (Millot, 1999). Les TDW sont advectées entre la partie supérieure de la WMDW et la partie inférieure de la LIW vers le détroit de Gibraltar participant ainsi à l'alimentation de la MOW (Fig. 1-10; Millot, 1999, 2014; Naranjo et al., 2015).

Les eaux intermédiaires ouest méditerranéennes (*Western Intermediate Water*, WIW) proviennent du refroidissement hivernal des eaux atlantiques (AI) dans le sub-bassin liguro-provençal. Caractérisées par des températures comprises entre 12,9 °C et 13,2 °C et des valeurs de salinité plus faibles que les autres masses d'eau méditerranéennes (< 38,4 psu), ces masses d'eau surjacentes aux LIW circulent le long des marges nord-méditerranéennes avant d'alimenter la partie superficielle de la MOW au niveau du détroit de Gibraltar (Fig. 1-10 ; Millot, 2014, Naranjo et al., 2015).

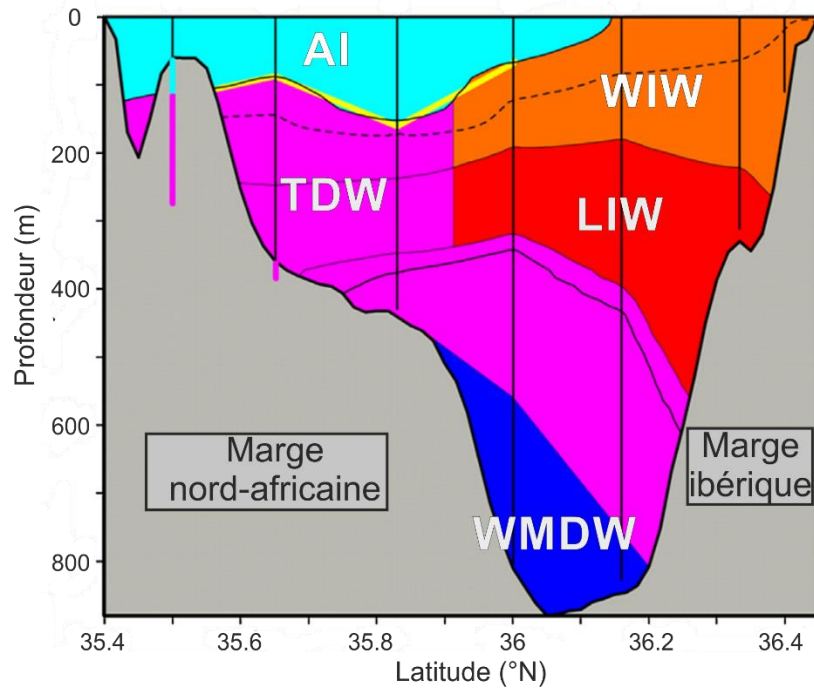


Fig. 1-10 : Coupe sud-nord représentant les masses d'eau méditerranéenne et atlantique à l'est du détroit de Gibraltar (5°E) modifié d'après Millot (2014). AI : *Atlantic inflow* ; WIW : *Western Intermediate Water* ; LIW : *Levantine Intermediate Water* ; TDW : *Tyrrhenian Dense Water* ; WMDW : *Western Mediterranean Deep Water*.

1.2.3.2.2 L'écoulement de la MOW dans le Golfe de Cadix

Le trajet de la MOW dans le Golfe de Cadix résulte de l'excès de densité conduisant à un approfondissement de la masse d'eau, la force de Coriolis induisant la déviation d'une partie de la MOW en direction du nord-ouest (localement la force centrifuge) et le frottement avec le fond induisant une diminution des vitesses de courant d'est en ouest (Kenyon and Belderson, 1973; Price et al., 1993; Gasser et al., 2017; Sánchez-Leal et al., 2017). L'interaction entre la veine d'eau et la topographie joue également un rôle important dans le tracé actuel, aux profondeurs d'équilibre de la MOW (Kenyon and Belderson, 1973; Cherubin et al., 2000; Ambar et al., 2002; Gasser et al., 2017; Sánchez-Leal et al., 2017). De plus, comme en témoignent les structures sédimentaires, les irrégularités dans la morphologie de la pente continentale induisent une forte variabilité locale des vitesses de courants au niveau du fond (Hernández-Molina et al., 2006; García et al., 2009; Stow et al., 2009; Serra et al., 2010).

A la sortie du détroit de Gibraltar, la MOW est caractérisée par des températures supérieures à 13 °C et des salinités excédant 38 psu, et circule à des vitesses moyennes comprises entre 50 et 182 cm.s⁻¹ (Ambar et al., 1999, 2002; Millot, 2014; Hernández-Molina et al., 2014b; Naranjo et al., 2015; Sammartino et al., 2015; Gasser et al., 2017; Sánchez-Leal et al., 2017). Les travaux les plus anciens, majoritairement basées sur des considérations théoriques estimaient le flux de la MOW entre 0,88 et 1,78 Sv Sverdrup (Nielsen, 1910; Carter, 1956; Sverdrup et al., 1942; Lacombe and Richez, 1982; Bethoux, 1979; Bryden and Stommel, 1984; Bryden and Kinder, 1991). Les études plus récentes s'appuyant sur des mesures *in situ*

ont proposé un flux de la MOW plus faible, compris entre 0,68 et 1 Sv (Bryden et al., 1994; Garcia-Lafuente et al., 2000; Tsimplis and Bryden, 2000; Baschek et al., 2001; García-Lafuente et al., 2002; Vargas et al., 2006; Soto-Navarro et al., 2010, 2015; Sammartino et al., 2015; Sánchez-Leal et al., 2017). Dès le franchissement du détroit, la MOW s'approfondit (cascade) en suivant la topographie et se mélange avec la ENACW conduisant à une diminution progressive de la salinité et de la température. Cette incorporation progressive de l'ENACW par la MOW conduit finalement à l'export de 2,2 à 2,7 Sv au large du Cap St Vincent (Carracedo et al., 2016; Sánchez-Leal et al., 2017).

Au-delà du méridien 7°W, la MOW atteint sa balance géostrophique et se sépare en deux branches turbulentes qui se détachent du fond marin entre 800 et 1400 m en fonction de la localisation dans le Golfe de Cadix (Price et al., 1993; Hernández-Molina et al., 2003) : la veine d'eau supérieure (*Mediterranean upper water*, MOW_U) et la veine d'eau inférieure (*Mediterranean lower water*, MOW_L).

1.2.3.2.3 La veine d'eau méditerranéenne supérieure (MOW_U)

La MOW_U qui constitue la composante géostrophique de la MOW longe la pente continentale moyenne du golfe de Cadix entre 300 et 800 m en se maintenant en contact avec le fond (Fig. 1-9 et Fig. 1-11 ; Madelain, 1970; Zenk, 1975; Ambar and Howe, 1979a, 1979b; Sánchez-Leal et al., 2017). Elle est caractérisée par des températures comprises entre 12,5 °C et 15 °C et des valeurs de salinité entre 36,2 et 37,07 psu, qui décroissent progressivement en direction du Cap St Vincent (Fig. 1-11 ; Ambar and Howe, 1979a; Zenk and Armi, 1990; Ambar et al., 1999; Hernández-Molina et al., 2014b; Bellanco and Sánchez-Leal, 2016; Sánchez-Leal et al., 2017). Les vitesses de la MOW_U , comprises entre 30 et 50 $cm.s^{-1}$ au niveau du méridien 7°30'W diminuent également progressivement le long de son trajet dans le Golfe de Cadix jusqu'à atteindre des vitesses comprises entre 10 et 25 $cm.s^{-1}$ à l'ouest du Cap St Vincent (Ambar and Howe, 1979b; Zenk and Armi, 1990; Johnson et al., 2002; Sánchez-Leal et al., 2017).

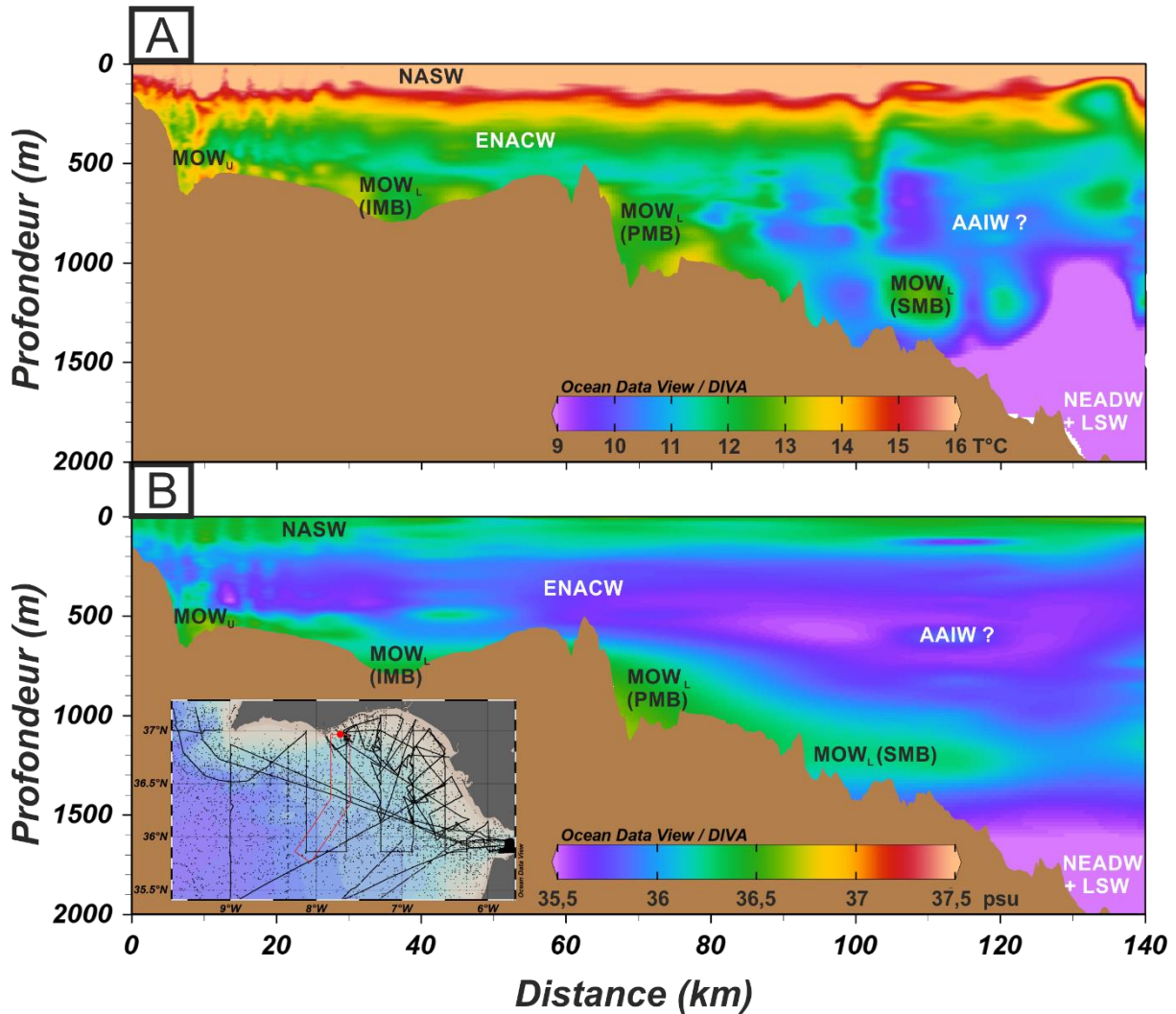


Fig. 1-11 : Profils de températures (A) et de salinités (B) issues des bases de données WODB, WOCE et SeaDataNet permettant le positionnement vertical des masses d'eau dans le Golfe de Cadix entre les méridien 7°30'W et 8°W. NASW : North Atlantic Surface Water ; ENACW : Eastern North Atlantic Central Water ; MOW_U : Upper Branch of the MOW ; MOW_L : Lower Branch of the MOW ; IMB : Intermediate MOW Branch ; PMB : Principal MOW Branch ; SMB : Southern MOW Branch ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; NEADW : Northeast Atlantic Deep Water ; LSW : Labrador Sea Water.

1.2.3.2.4 La veine d'eau méditerranéenne inférieure (MOW_L)

La MOW_L forme la branche profonde de la MOW et s'écoule à des profondeurs de 800 m à 1500 m selon sa localisation dans le Golfe de Cadix (Ambar and Howe, 1979a; Zenk and Armi, 1990; Ambar et al., 1999, 2002; Sánchez-Leal et al., 2017). Elle est caractérisée par des salinités comprises entre 36,4 et 37,42 psu et donc légèrement supérieures à celle de la MOW_U (Fig. 1-9 et Fig. 1-11; Ambar and Howe, 1979a; Ambar et al., 2002; Zenk and Armi, 1990; Bower et al., 1997; Hernández-Molina et al., 2014b; Sánchez-Leal et al., 2017). Les températures de la MOW_L, légèrement inférieures à celle la MOW_U, diminuent progressivement de 13 °C à 11,5 °C le long du trajet de la masse d'eaux à travers le golfe (Fig. 1-9 et Fig. 1-11; Madelain, 1970; Ambar and Howe, 1979a; Zenk and Armi, 1990; Bower et al., 1997; Ambar et al., 1999, 2002; Hernández-Molina et al., 2014b; Sánchez-Leal et al., 2017). Au

niveau du méridien 7°W, les vitesses moyennes de la MOW_L sont relativement importantes (46-60 cm.s⁻¹) puis elle diminuent graduellement le long de son écoulement dans le Golfe de Cadix jusqu'à atteindre des vitesses inférieures à 36 cm.s⁻¹ au niveau du Cap St Vincent (Ambar and Howe, 1979b; Zenk and Armi, 1990; Bower et al., 1997; Ambar et al., 1999; Johnson et al., 2002; Sánchez-Leal et al., 2017).

La morphologie de la pente continentale et les accidents topographiques qui la caractérisent ont conditionné l'écoulement de la MOW_L. Les sédimentologues ont donc divisé la veine d'eau inférieure de la MOW en trois branches en fonction de leurs localisation géographique (Hernández-Molina et al., 2003, 2006). La branche intermédiaire (*Intermediate MOW Branch*, IMB ; Fig. 1-11) est localement canalisée dans des vallées ou des chenaux orientés sud-est/nord-ouest, tel le chenal de Diego Cao, et peut être considérée comme la composante supérieure de la MOW_L. La branche principale (*Principal MOW Branch*, PMB, Fig. 1-11) s'écoule au sud du banc du Guadalquivir à travers le chenal du Guadalquivir. Enfin la branche sud (*Southern MOW Branch*, SMB, Fig. 1-11), plus profonde, circule à travers le chenal de Cadix est peut être considérée comme la composante inférieure de la MOW_L s'écoulant en direction du nord-ouest. Les océanographes divisent quant à eux la MOW_L en quatre branches M₁, M₂, M₃ et M₄ qui se distinguent par leur salinité (Sánchez-Leal et al., 2017). L'IMB correspondrait à la M₄, la PMB contiendrait la M₃, la M₂ et une partie de la M₁ et enfin la SMB serait composé uniquement de la M₁.

1.2.3.2.5 Trajectoires de la MOW en Atlantique Nord

A sa sortie du Golfe de Cadix, lorsqu'elle dévie de la pente continentale, la MOW s'écoule sous la forme de tourbillons ou *meddies* (*Mediterranean water Eddies*) qui constituent des grandes régions d'eau chaude qui tournent doucement et qui transportent de l'eau salée de l'embouchure de la Méditerranée vers l'Atlantique (Richardson et al., 2000; Johnson et al., 2002; Bashmachnikov et al., 2015b). Une partie de la MOW_L circule en direction du sud-ouest et des îles Canaries puis continue sa route vers l'ouest, jouant ainsi probablement un rôle dans la formation du courant des Açores (Fig. 1-12 ; Slater, 2003; Bashmachnikov et al., 2015a). Une partie de la MOW s'écoule le long de la péninsule Ibérique, remonte jusqu'aux hautes latitudes et explique certaines anomalies de salinités retrouvées à l'ouest du banc de Porcupine (Fig. 1-12 ; Bryden and Stommel, 1984; Iorga and Lozier, 1999; Van Aken, 2000; Mauritzen et al., 2001; Bashmachnikov et al., 2015a). Les modélisateurs suggèrent ainsi que la MOW influence significativement la circulation méridienne atlantique (AMOC ; Reid, 1979; Rahmstorf, 1998; Wu et al., 2007; Ivanovic et al., 2014), même si l'influence précise des eaux méditerranéennes dans cette circulation à l'échelle globale est encore mal appréhendée (Swingedouw et al., 2018).

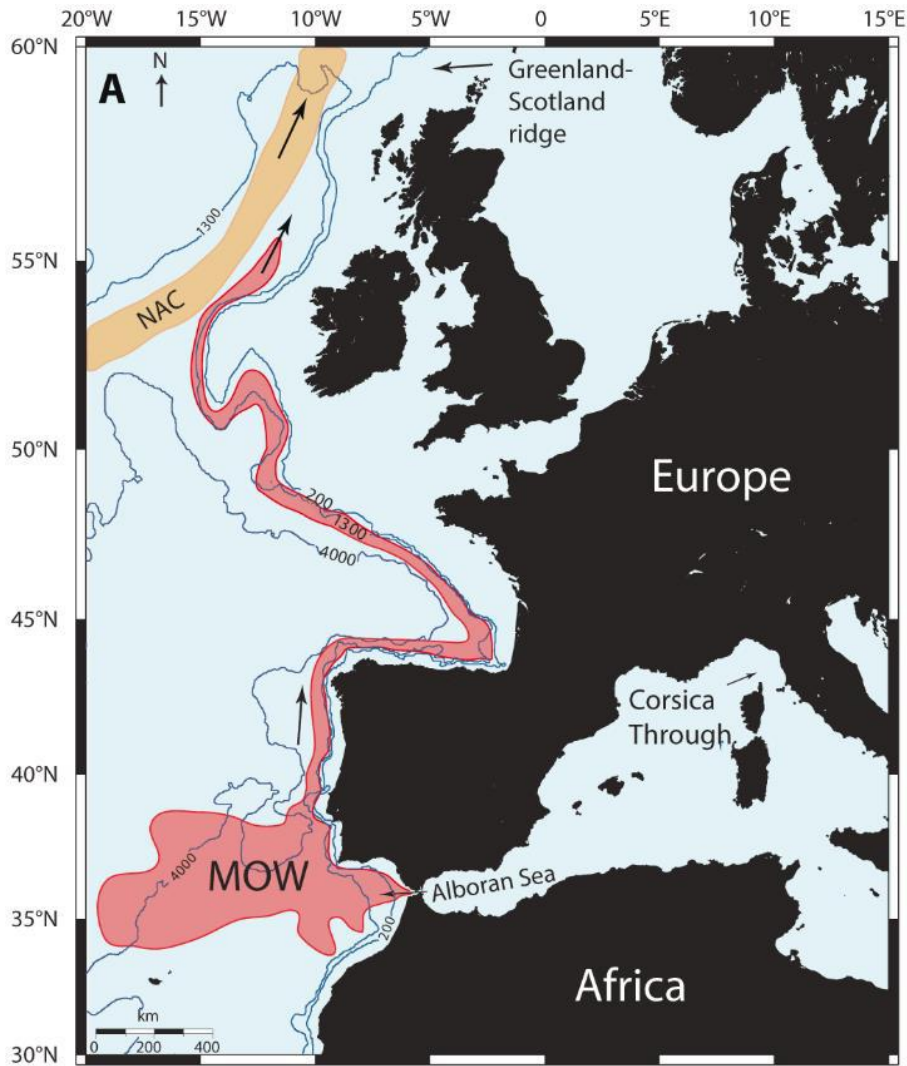


Fig. 1-12 : Trajectoires de la MOW en Atlantique nord-est d'après Hernández-Molina et al. (2006).

1.2.3.2.6 Variations saisonnières de la MOW

Au cours des dernières décennies, de nombreuses études ont montrées que les caractéristiques physico-chimiques de la MOW, son intensité à la sortie du détroit de Gibraltar et sa position dans la colonne d'eau dans le Golfe de Cadix présentaient des variations saisonnières. En hiver, la MOW est caractérisée par des salinités plus élevées et des températures plus faibles qu'en période estivale (Fig. 1-13 ; Ambar et al., 1999, 2002; Bellanco and Sánchez-Leal, 2016). Ces fluctuations des paramètres physico-chimiques de la MOW induisent une profondeur de l'interface entre la MOW et la ENACW plus profonde en hiver qu'en été (Bormans et al., 1986). Dans le Golfe de Cadix, la position de la MOW dans la colonne d'eau, le mélange de cette dernière avec la masse d'eau surjacente (ENACW) et donc la capacité à incorporer les eaux atlantiques de sub-surfaces présentent également une variabilité saisonnière. Cependant, Bellanco and Sánchez-Leal (2016) ont observé au mois de mars une MOW moins profonde, qui se mélange plus avec l'ENACW du fait d'une différence de densité plus faible entre les masses d'eau (Fig. 1-13). Ces résultats sont cohérents avec

l'étude de Sammartino et al. (2015), qui a démontré que le flux sortant de Méditerranée atteignait ses valeurs maximales au début du printemps et pouvait présenter des variations saisonnières d'environ 8 % (Fig. 1-13).

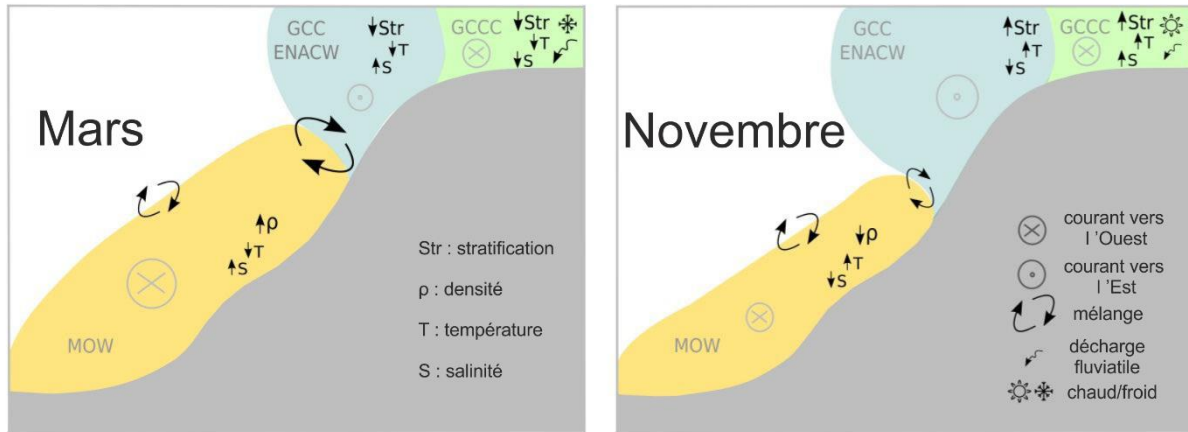


Fig. 1-13 : Représentation schématique de la variabilité saisonnière de la MOW, modifiée d'après Bellanco and Sánchez-Leal, (2016)

1.2.3.2.7 Paléocirculation de la MOW

Avant la mise en place du détroit de Gibraltar, à la fin du Miocène, (5,33 Ma ; *e.g.* Lourens et al., 1996), deux connections océaniques permettaient un échange entre l'Atlantique et la Méditerranée : le corridor bétique au sud de l'Espagne et le corridor rifain au nord-ouest du Maroc (Benson et al., 1991). Des affleurements situés au nord-ouest du Maroc dans le corridor rifain, révèlent une initiation de la circulation de la MOW par intermittence dès le Miocène inférieur (de Weger et al., 2020). L'ouverture du détroit jusqu'à sa configuration actuelle, a permis les échanges de masses d'eau entre l'Atlantique et la Méditerranée induisant une nouvelle configuration océanique qui a progressivement évoluée jusqu'à la circulation actuelle (Nelson et al., 1993, 1999; Maldonado et al., 1999). Les taux d'accumulation sédimentaire importants caractéristiques du Golfe de Cadix ont longtemps limité les reconstructions paléocéanographiques dans cette région, via les techniques classiques de carottage, aux derniers 50 000 ans (Huang and Stanley, 1972; Diester-Haass, 1973; Caralp, 1988; Grousset et al., 1988; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Nelson et al., 1993; Zahn et al., 1997; Sierro et al., 1999; Schönfeld and Zahn, 2000; Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005, 2006; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007). L'Expédition IODP 339 (Hernández-Molina et al., 2013), qui s'est déroulée entre novembre 2011 et janvier 2012 dans le Golfe de Cadix, a ouvert de nouveaux horizons. Les 5,5 kilomètres d'enregistrements sédimentaires prélevés ont permis de considérables avancées dans la compréhension de la paléocirculation de la MOW depuis l'ouverture du détroit de Gibraltar (*e.g.*, Bahr et al., 2014; Hernández-Molina et al., 2014a; Lebreiro et al., 2015; Singh et al.,

2015a, 2015b; Kaboth et al., 2016, 2017a; Lofi et al., 2016; Guo et al., 2017, 2020; van Dijk et al., 2018; Sierro et al., 2020).

Lors des derniers 50 000 ans, les refroidissements rapides en Atlantique Nord qui comprennent les événements d'Heinrich (HE) ainsi que les stadias des Dansgaard-Oeschger (D-O) sont contemporains d'une circulation thermohaline méditerranéenne plus active (Rohling et al., 1998; Cacho et al., 2000, 2006). En effet, durant ces événements abrupts de la dernière période glaciaire, les vents froids de nord-ouest se renforcent induisant une formation active d'eaux profondes dans les zones nord-méditerranéennes. La WMDW, qui présente alors une densité plus élevée, s'écoule plus rapidement en Méditerranée occidentale (Cacho et al., 2006; Frigola et al., 2008). Cependant, le niveau marin globalement plus bas qu'à l'Holocène lors de la dernière période glaciaire induit une section immergée au niveau du détroit de Gibraltar réduite, et donc un flux potentiel de la MOW plus faible (Béthoux, 1984; Bryden and Stommel, 1984; Duplessy et al., 1988; Zahn et al., 1997). De nombreuses études proposent également que les conditions plus froides et plus sèches en Méditerranée durant les périodes glaciaires du Pléistocène aient engendré une MOW nettement plus dense (Schönfeld, 1997; Zahn et al., 1997; Cacho et al., 2000). Ces densités plus importantes proviennent d'une augmentation de la salinité et sont à l'origine de la circulation, plus profonde, et plus intense de la MOW enregistrée dans le Golfe de Cadix durant ces périodes froides (Fig. 1-14 ; Thomson et al., 1999; Schönfeld and Zahn, 2000; Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Hanquiez, 2006; Llave et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Dijk et al., 2018). Durant les périodes interglaciaires, la MOW, nettement moins dense, circule moins profondément (Schönfeld, 1997; Zahn et al., 1997; Cacho et al., 2000; Hanquiez, 2006; Llave et al., 2006). Par conséquent le modèle de circulation de la MOW pour les derniers 50 000 ans implique une MOW_U active associé à une intensité réduite de la MOW_L en interglaciaire et inversement en période glaciaire (Fig. 1-14 ; Llave et al., 2006). Les contourites sableuses observées lors du Younger Dryas à travers le Golfe de Cadix attestent d'une circulation de la MOW (MOW_U et MOW_L) particulièrement intense (Mulder et al., 2002; Hanquiez, 2006, Llave et al., 2006; Toucanne et al., 2007). L'accélération de la circulation des LIW en Méditerranée est probablement à l'origine de l'intensification de la MOW à cette période (Toucanne et al., 2012).

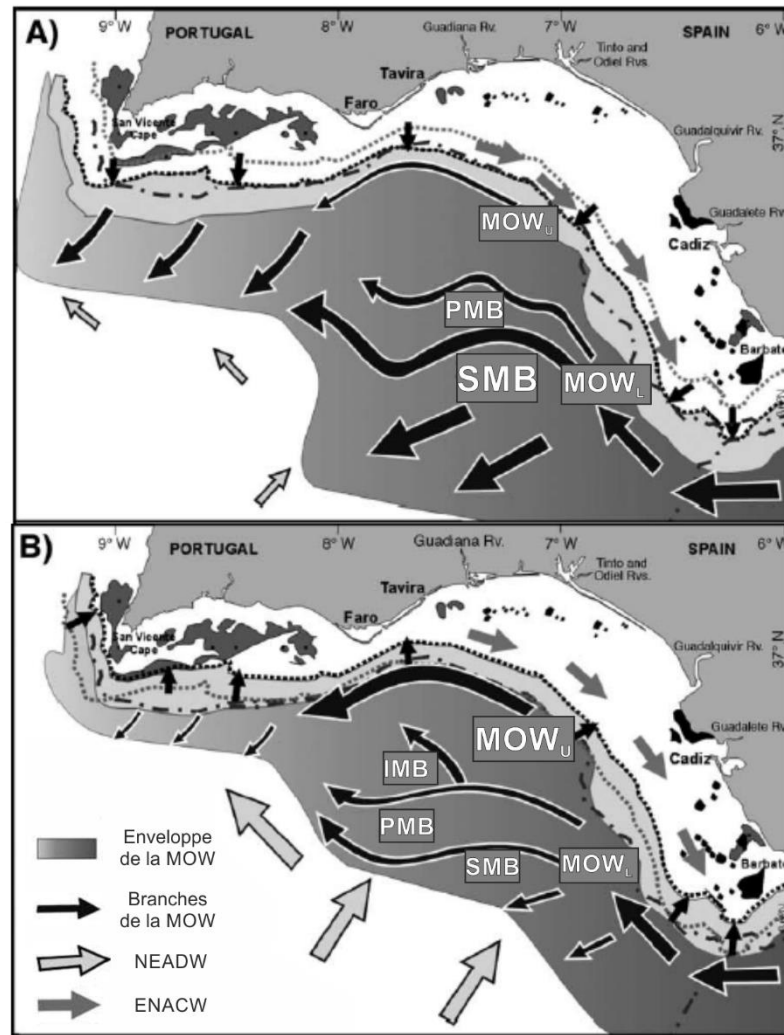


Fig. 1-14 : Paléocirculation de la MOW en périodes glaciaires (A) et interglaciaires (B), modifiés d'après Llave et al. (2006). IMB : *Intermediate MOW Branch* ; PMB : *Principal MOW Branch* ; SMB : *Southern MOW Branch*.

Au début des années 90, le début des échanges entre les masses d'eau atlantiques et méditerranéennes était daté lors du refroidissement global du Pliocène terminal (Loubere, 1987 ; Thunell et al., 1991). Les analyses géochimiques effectuées sur les enregistrements sédimentaires prélevés lors de l'Expédition IODP 339 dans le drift de Faro, van der Schee et al. (2016) ont mis en évidence une faible circulation de la MOW à la limite Miocène-Pliocène, rapidement après la fin de la crise Messinienne. Les études sismiques portant sur les drifts contouritiques de la pente moyenne du Golfe de Cadix, couplées au forages de l'Expédition IODP 339, indiquent une phase d'initiation des drifts associé au premières séquences contouritiques au Pliocène, et une phase de croissance des drifts caractérisées par une sédimentation essentiellement contouritique au Pléistocène. Ces résultats impliquent une initiation de la circulation de la MOW au Pliocène et une intensification de l'écoulement au Pléistocène (Roque et al., 2012; Hernández-Molina et al., 2014a, 2016a).

Les études effectuées sur les sédiments des sites IODP 339 ont permis de valider certains points du modèle établi pour les 50 000 dernières années (Fig. 1-14) et d'en affiner

certaines autres. Les enregistrements sédimentaires du drift de Faro ont mis en évidence une activité globalement plus importante de la MOW_U durant les interglaciaires des derniers 570 ka (Singh et al., 2015a; Kaboth et al., 2016, 2017a), plus particulièrement durant les stadières de ces périodes chaudes (Bahr et al., 2015; Singh et al., 2015a). Certains auteurs observent un modèle similaire d'intensification de la MOW_U jusqu'au début du Pléistocène (Lebreiro et al., 2015; Kaboth et al., 2017b). Cette circulation plus intense lors des interglaciaires a également été observée au niveau du drift de Huelva, situé sous l'influence d'une MOW proximale (influencé par la MOW_U et la MOW_L) et dans un site plus distal, au sud-ouest du Portugal (Bahr et al., 2015; Guo et al., 2017; De Castro et al., 2021). Lors des derniers 250 ka, la circulation de la MOW_U était particulièrement intense durant les interglaciaires caractérisés par un maximum de précession et un minimum d'insolation (Bahr et al., 2015; De Castro et al., 2021). Cependant, il semble que la branche plus profonde de la MOW ait également considérablement accéléré lors de certaines périodes interglaciaires comme l'atteste notamment un hiatus dans le site IODP U1390 lors du MIS 11 (Lofi et al., 2016).

L'analyse de la dynamique de la MOW à grande échelle temporelle a souligné l'impact de la précession orbitale sur la variabilité de la MOW à l'échelle millénaire (Bahr et al., 2015; Voelker et al., 2015; Sierro et al., 2020). En effet, la mousson africaine, qui alimente en eau douce le bassin méditerranéen à travers la décharge du Nil, influence la formation de masses d'eau profondes et intermédiaires, et contrôle les principales variations de la MOW à l'échelle orbitale. De nombreux auteurs ont ainsi observé que les événements sapropéliques de la fin du Pléistocène étaient contemporains d'une MOW réduite (Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Rogerson et al., 2012; Bahr et al., 2015; Kaboth et al., 2016; Sierro et al., 2020).

Enfin de nombreux travaux ont visé à mieux comprendre l'influence de la MOW sur la dynamique de la circulation méridionale nord atlantique depuis le Miocène terminal. Une rétroaction négative entre les échanges au niveau du détroit de Gibraltar et l'intensité de l'AMOC a été observée à la fin du Quaternaire et au Pliocène inférieur (Rogerson et al., 2012; García-Gallardo et al., 2018). L'export d'eaux salées dans les zones de formation d'eaux profondes en Atlantique Nord a également probablement favorisé la ré-initiation de l'AMOC au tout début des deux dernières déglaciations (Rogerson et al., 2006; Voelker et al., 2006; Sierro et al., 2020). Durant la période chaude du MIS 5, la MOW semble même avoir directement influencé la circulation thermohaline nord atlantique (Bahr et al., 2015). En effet, si les intensifications de la MOW ne semblent pas avoir eu d'effet sur la production de NADW (Khélifi et al., 2014) durant cette période, elles ont en revanche stimulé la branche superficielle de l'AMOC (Bahr et al., 2015; Sarnthein et al., 2018).

1.2.3.3 Les masses d'eau froides intermédiaires et profondes

1.2.3.3.1 Les eaux intermédiaires antarctiques

Les eaux intermédiaires antarctiques (*Antarctic Intermediate Water*, AAIW) se forment dans le courant circumpolaire antarctique (England et al., 1993). Ces eaux très peu salées sont connues pour remonter vers le nord de l'océan Atlantique le long de la côte africaine jusqu'à la latitude 32°N (Tsuchiya et al., 1992; Machín and Pelegrí, 2009). Plus récemment l'AAIW a été identifiée dans le Golfe de Cadix où elle présente une température moyenne de 10°C, des valeurs de salinité centrées autour de 35,5 psu et une concentration faible en oxygène dissous ($167 \mu\text{mol.kg}^{-1}$; Fig. 1-11) (Cabeçadas et al., 2002; Louarn and Morin, 2011; Hernández-Molina et al., 2014b; Roque et al., 2019). Les eaux intermédiaires antarctiques circulant entre 400 et 800 m de profondeur dans la partie sud du Golfe de Cadix interagissent avec la MOW en la canalisant le long de la pente continentale (Fig. 1-11 ; Cabeçadas et al., 2002; Louarn and Morin, 2011; Hernández-Molina et al., 2014b; Bashmachnikov et al., 2015a; Roque et al., 2019). L'importante variabilité saisonnière de l'AAIW a une influence importante sur la position de la MOW dans le Golfe de Cadix (Roque et al., 2019). De juin à novembre, la circulation active de l'AAIW le long des marges africaines puis dans le Golfe de Cadix contraint un écoulement de la MOW à des bathymétries moins élevées. A l'inverse, les périodes hivernales et printanières sont marquées par une influence de l'AAIW plus réduite permettant ainsi à la MOW de circuler plus profondément. A l'échelle des cycles glaciaires/interglaciaires de nombreuses études soulignent la variabilité temporelle de l'influence de l'AAIW dans l'Atlantique Nord (Curry and Oppo, 2005; Jung et al., 2010; Makou et al., 2010; Muratli et al., 2010; Wainer et al., 2012). Cependant, l'influence de l'AAIW n'a que peu été prise en compte dans les variations de l'écoulement de la MOW à l'échelle millénaire.

1.2.3.3.2 Les eaux profondes nord-atlantiques

Les eaux profondes nord-est-atlantiques (*Northeast Atlantic Deep Water*, NEADW) et les eaux de la Mer du Labrador (*Labrador Sea Water*, LSW) circulent sous la MOW dans la partie la plus profonde du Golfe de Cadix (Louarn and Morin, 2011; Voelker, 2015; Bashmachnikov et al., 2015a; Carracedo et al., 2016). La NEADW d'origine subpolaire, est caractérisée par des températures inférieures à 3 °C, des salinités moyennes de 34,9 psu et une forte oxygénation ($250 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ d'O₂; Bashmachnikov et al., 2015a; Carracedo et al., 2016). Légèrement plus chaude (3,5 °C) et également très oxygénée (250 à $290 \mu\text{mol.kg}^{-1}$ d'O₂), la LSW se forme, quant à elle, dans la Mer du Labrador (Bashmachnikov et al., 2015a; Carracedo et al., 2016). Ces masses d'eau profondes, recirculant anticycloniquement dans le bassin nord-est atlantique, (Paillet et al., 1998; van Aken, 2000b) s'écoulent vers le nord le long de la pente continentale du Golfe de Cadix, à une profondeur inférieure à 1500 m (Fig. 1-9 Fig. 1-11 ; Bashmachnikov et al., 2015a; Carracedo et al., 2016).

1.2.4 La sédimentation dans le domaine marin

1.2.4.1 Les apports continentaux

1.2.4.1.1 Les sources d'apports sédimentaires

La sédimentation du plateau et de la pente continentale du Golfe de Cadix est largement influencée par les apports sédimentaires de la péninsule ibérique adjacente. Le Guadalquivir, qui draine des sédiments issus des roches métamorphiques et sédimentaires de la cordillère bétique ainsi que des roches sédimentaires des bassins néogènes post-orogéniques (Fig. 1-15 ; Mélières, 1974; Viguier, 1974; Gutierrez-Mas et al., 1996), est la source principale d'apports sédimentaires ($5,9 \cdot 10^6$ t.an⁻¹ ; Van Geen et al., 1997; Lobo et al., 2001). Le Guadiana et le système fluvial du Tinto-Odiel, qui constituent après le Guadalquivir les sources principales d'apports sédimentaires dans le Golfe de Cadix, délivrent chaque année respectivement $2,9 \cdot 10^6$ t.an⁻¹ et $0,65 \cdot 10^6$ t.an⁻¹ de particules terrigènes (van Geen et al., 1997; Elbaz-Poulichet et al., 2001; Machado et al., 2007). Les sédiments issus de ces fleuves proviennent majoritairement de l'érosion des roches magmatiques et métamorphiques du massif ibérique et plus précisément de la Sierra Morena (Fig. 1-15 ; e.g., Machado et al., 2007).

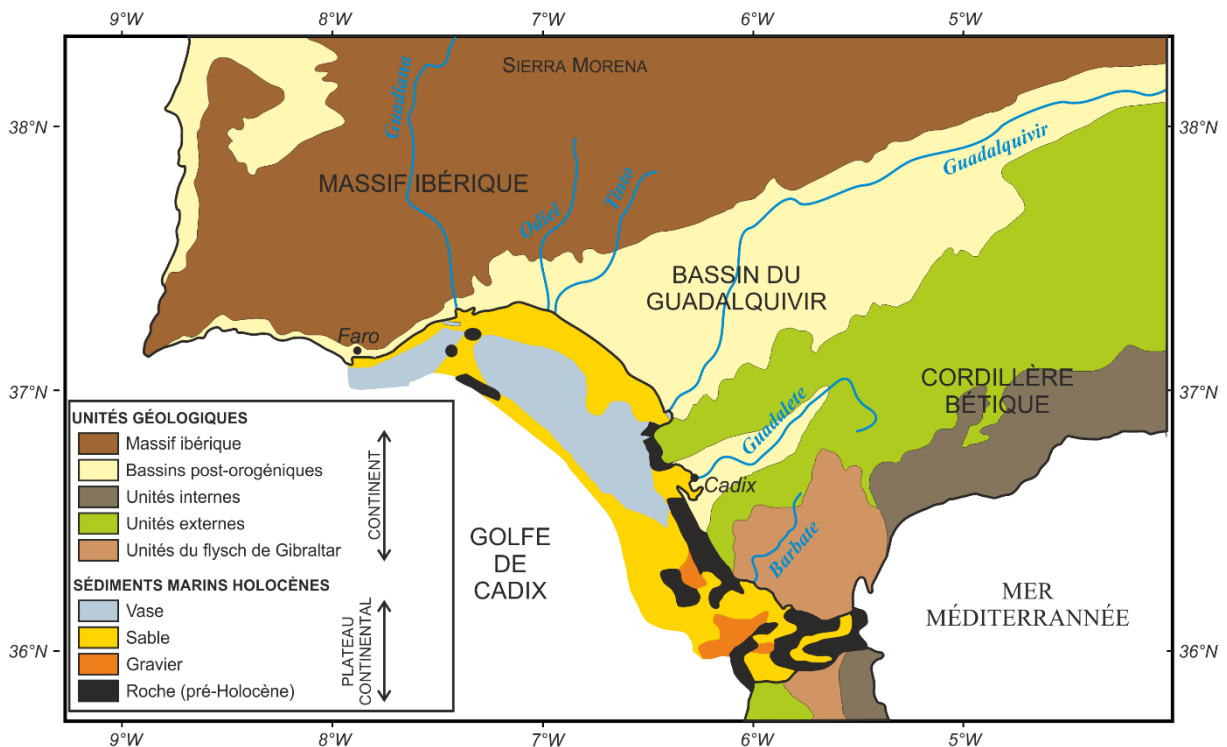


Fig. 1-15 : Carte géologique simplifiée modifiée d'après Hanquiez (2006), montrant les unités géologiques drainées par les principaux fleuves qui contribuent aux apports sédimentaires récents (Holocène) dans le Golfe de Cadix, compilant les travaux de Gutiérrez-Mas et al. (2003) et de Gonzalez et al. (2004).

Dans la partie orientale du golfe, le Guadalete et le Barbate, malgré des bassins versant plus réduits, alimentent le plateau continental en sédiments issus de l'érosion d'affleurements de l'ouest de la cordillère bétique (Fig. 1-15 ; Gutierrez-Mas et al., 1996). La possibilité que des fleuves plus lointains tels les fleuves de la marge sud-portugaise comme le Tage et le Sado (1.10^6 t.an⁻¹; Vale and Sundby, 1987; Freitas et al., 1998; Jouanneau et al., 1998; Oliveira et al., 2002) ou marocains comme le Sébou et le Loukkos (Palma et al., 2012) alimentent, dans une moindre mesure, le Golfe de Cadix ne peut être écartée.

Les apports éoliens ont une influence similaire dans la sédimentation de la Méditerranée occidentale et du Golfe de Cadix. La branche nord de la couche d'air saharienne (*Saharan Air Layer*) transporte une quantité considérable de particules fines sahariennes ($3,9.10^6$ t.an⁻¹; Guerzoni et al., 1997; Goudie and Middleton, 2001; Bout-Roumzeilles et al., 2007), susceptible de sédimenter dans le golfe. Dans une moindre mesure, les apports éoliens en provenance de la péninsule ibérique peuvent également affecter la sédimentation sur le plateau et la pente continentale (Moulin et al., 1997; Moreno et al., 2002).

1.2.4.1.2 Les sources des minéraux argileux

La nature et la composition du cortège argileux reflètent les principales caractéristiques du bassin versant dans le cas d'argiles transportées par les fleuves, et des sols et des roches affectées par du vannage éolien (déflation) dans le cas de poussières éoliennes. Trois moyens de transport contribuent à acheminer des minéraux argileux dans le Golfe de Cadix : les apports fluviaux des marges ibériques et marocaines, les apports éoliens de particules fines sahariennes et la redistribution des argiles par les courants océaniques.

Le Guadalquivir, qui draine les plaines alluviales riches en **smectites** résultant de l'érosion de roches sédimentaires post-orogéniques, constitue la principale source de smectites (structures expansibles) du Golfe de Cadix (Mélières, 1973; Auffret et al., 1974; López-Galindo et al., 1999; Machado, 2005; Alonso et al., 2016). La proportion importante de smectites (57 %) présente dans les particules en suspension (Fig. 1-16 ; Mélières, 1973) à l'embouchure du fleuve contraste avec les faibles concentrations de ce minéral argileux dans les sédiments du prodelta voisin (Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Gonzalez et al., 2004; Machado, 2005). Les sédiments riches en smectites (> 40 %) de la baie de Cadix indiquent que le Guadalete, dans une moindre mesure, contribue également à alimenter le golfe en smectites (Fig. 1-16 ; López-Galindo et al., 1999; Machado, 2005; Achab et al., 2008). Certains auteurs ont proposé que la MOW pouvait également être une source importante de smectites (Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988; Alonso et al., 2016). En effet, une proportion importante de smectites (64-79 %) caractérise le cortège argileux des particules en suspension sur le trajet par la MOW dans le Golfe de Cadix (Pierce and Stanley, 1975). En revanche, la smectite est peu abondante dans les particules fines délivrées par les

systèmes fluviaux du Guadiana et du Tinto-Odiel ainsi que par la branche d'air saharienne (Avila et al., 1997, 1998; Fernández-Caliani et al., 1997; Guerzoni et al., 1997; Machado, 2005; Machado et al., 2007).

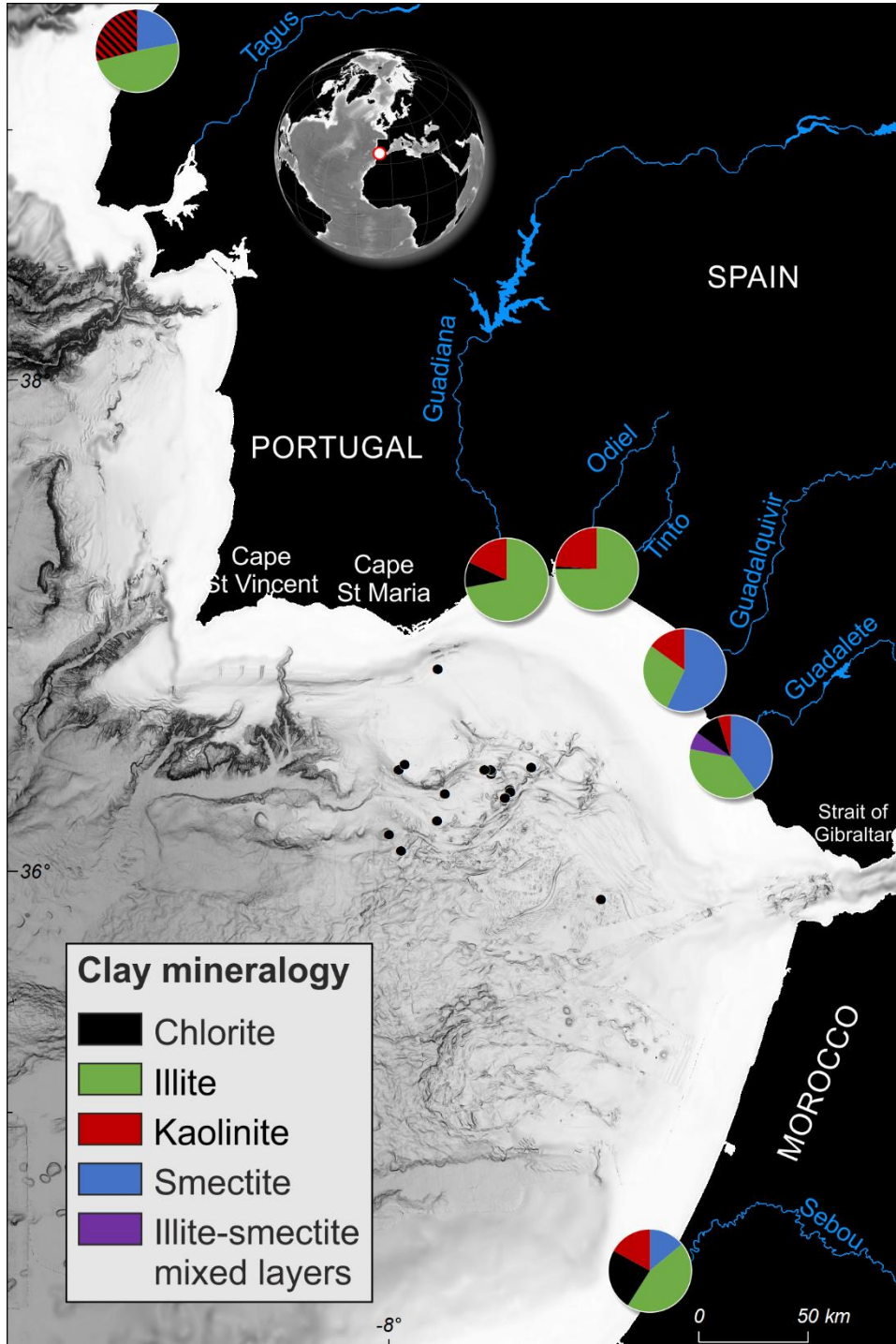


Fig. 1-16 : Cortège argileux des principaux fleuves du sud-ouest de la péninsule ibérique et de la marge marocaine (Lima, 1971; Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Elmouden et al., 2005; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008).

L'**illite** et la **chlorite**, souvent considérées comme ayant une origine similaire à celle des micas, résultent principalement de l'érosion mécanique des roches crustales (*e.g.*, Chamley, 1989). Dans le Golfe de Cadix, le Guadiana et les fleuves Tinto et Odiel constituent les principales sources de ces argiles (Fig. 1-16 ; Fernández-Caliani et al., 1997; Gonzalez et al., 2004; Machado, 2005; Machado et al., 2007). En effet le cortège argileux des particules en suspension à l'embouchure du Guadiana est constitué en moyenne à 70 % d'illite et à 12 % de chlorite (Machado et al., 2007) et les sédiments de surface à l'embouchure des fleuves Tinto-Odiel sont largement dominés par l'illite (80 % ; Fernández-Caliani et al., 1997). Le Guadalquivir, avec une proportion importante (40 %) d'illite dans les particules en suspension à l'embouchure, est également une source secondaire non négligeable pour le Golfe de Cadix (Fig. 1-16 ; Mélières, 1973). Malgré sa décharge sédimentaire plus réduite, le Guadalete est également une source potentielle d'illite (>40 %) et de chlorite (~10 %) pour la marge (Gutiérrez-Mas et al., 2006; Achab et al., 2008). Les fleuves du Tage et le Sado (~50 % d'illites dans les sédiments de l'embouchures ; Lima, 1971), en dépit de leurs éloignement, sont également susceptibles d'alimenter le Golfe de Cadix en illite via les courants de surface (Fig. 1-16 ; Freitas et al., 1998; Oliveira et al., 2002). De manière similaire, les fleuves marocains du Sébou et du Loukkos constituent également une source potentielle d'illite (40-70 %) et de chlorite (13-27 %) pour le Golfe de Cadix (Fig. 1-16 ; Snoussi, 1986; Grousset et al., 1988; Elmouden et al., 2005; Palma et al., 2012). Enfin, les poussières éoliennes en provenance de l'Atlas marocain et du centre du Sahara, enrichies en illite (>52 %), peuvent également alimenter le golfe (Guerzoni et al., 1997; Avila et al., 1998).

La **kaolinite** est un des produits finaux des processus d'hydrolyse et caractérise des environnements fortement altérés (*e.g.*, Chamley, 1989; Caquineau et al., 2002; Bout-Roumazielles et al., 2013a). Les sols marocains (38 %) et la plateforme algérienne (25 %) sont relativement enrichis en kaolinite et peuvent contribuer à alimenter le Golfe de Cadix en kaolinite, notamment à travers le Loukkos dont les sédiments de surface à l'embouchure sont dominés par la kaolinite (80 % des minéraux argileux; Palma et al., 2012). Les systèmes fluviaux du Guadiana et du Tinto-Odiel véhiculent également de la kaolinite (5-35 %) vers le Golfe de Cadix (Fernández-Caliani et al., 1997; Machado, 2005). Le Guadalquivir et le Guadalete, en revanche ne sont pas considérés comme des sources majeures d'apport de cette argile. Dans le Golfe de Cadix ainsi que dans la mer d'Alboran, la kaolinite est présente en quantité non négligeable dans la couche turbide près du fond (Pierce and Stanley, 1975), ce qui suggère une redistribution de cette argile par les courants de fond et notamment la MOW.

1.2.4.2 Le plateau continental

La distribution des sédiments de surface permet de séparer le plateau continental de la marge du Golfe de Cadix en deux zones distinctes. Du Cap St Vincent à la Baie de Cadix (1), les sédiments de la plateforme sont distribués en ceintures parallèles à la côte. La plateforme interne est caractérisée par une bande sableuse interrompue localement par des graviers ou/et des affleurements rocheux (Rey and Medialdea, 1989; Gutierrez-Mas et al., 1996; Nelson et al., 1999; Gonzalez et al., 2004; Rosa et al., 2013). A proximité des embouchures du Guadiana et du Guadalquivir, des accumulations vaseuses (*mud patches*) interrompent cette bande de sable (Fig. 1-15 ; *e.g.*, López-Galindo et al., 1999; Gonzalez et al., 2004; Rosa et al., 2011). La partie centrale de la plateforme est composée de sédiments fins qui forment une bande argileuse continue dans laquelle s'intercalent des dépôts sableux, notamment au large du Guadiana (Fernández-Salas et al., 1999; Nelson et al., 1999; Gonzalez et al., 2004). Une sédimentation plus variée caractérise la plateforme externe (Fig. 1-15). Sables-argileux, argiles sableuses ou silteuses, sables plus grossiers et galets se succèdent pour former la couverture sédimentaire entre le milieu de la plateforme et la rupture de pente (López-Galindo et al., 1999; Nelson et al., 1999; Gonzalez et al., 2004). Au sud-est de la Baie de Cadix (2), les sédiments de surface sont majoritairement composés de sables dont une grande partie est d'origine bioclastique (López-Galindo et al., 1999; Gutierrez-Mas et al., 1994, 1996). En direction du détroit de Gibraltar, la plateforme est caractérisée par l'affleurement des flyschs de Gibraltar et l'abondance de graviers dans la couverture sédimentaire (López-Galindo et al., 1999; Nelson et al., 1999; Gonzalez et al., 2004).

Les études de stratigraphie sismique effectuées sur la plateforme du Golfe de Cadix ont permis d'identifier, au Quaternaire, deux séquences de dépôt asymétriques : une séquence régressive importante correspondant à des dépôts de bas niveau marin (glaciaires) et une séquence transgressive nettement plus réduite correspondant à des dépôts de haut niveau marin (stades interglaciaires ; Somoza et al., 1997; Hernández-Molina et al., 2000, 2002; Lobo et al., 2005a; Mestdagh et al., 2019). Ces séquences sont séparées par des discontinuités pouvant être reliées à une érosion subaérienne lors des périodes de bas niveau marin ou au ravinement ayant lieu lors des périodes transgressives subséquentes (Lobo et al., 2018). Le dépôt de ces séquences s'accompagne d'une forte progradation et d'une aggradation limitée de la marge (Lobo and Ridente, 2014). Une récente étude a démontré que la tectonique, plus précisément deux événements de soulèvement tectonique au Quaternaire, avait joué un rôle dans le développement du plateau continental (Mestdagh et al., 2019) .

1.2.4.3 Le système de dépôts contouritiques de Cadix (CDS)

L'influence de la MOW sur la « terrasse » de la pente moyenne du Golfe de Cadix depuis le Pliocène a généré un vaste système de dépôts contouritiques (*Contourite Depositional System, CDS* ; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003). Le CDS du Golfe de Cadix est composé de dépôts variés qui ont conduit à la différenciation de cinq secteurs morpho-sédimentaires (Fig. 1-17 ; Hernández-Molina et al., 2003, 2006).

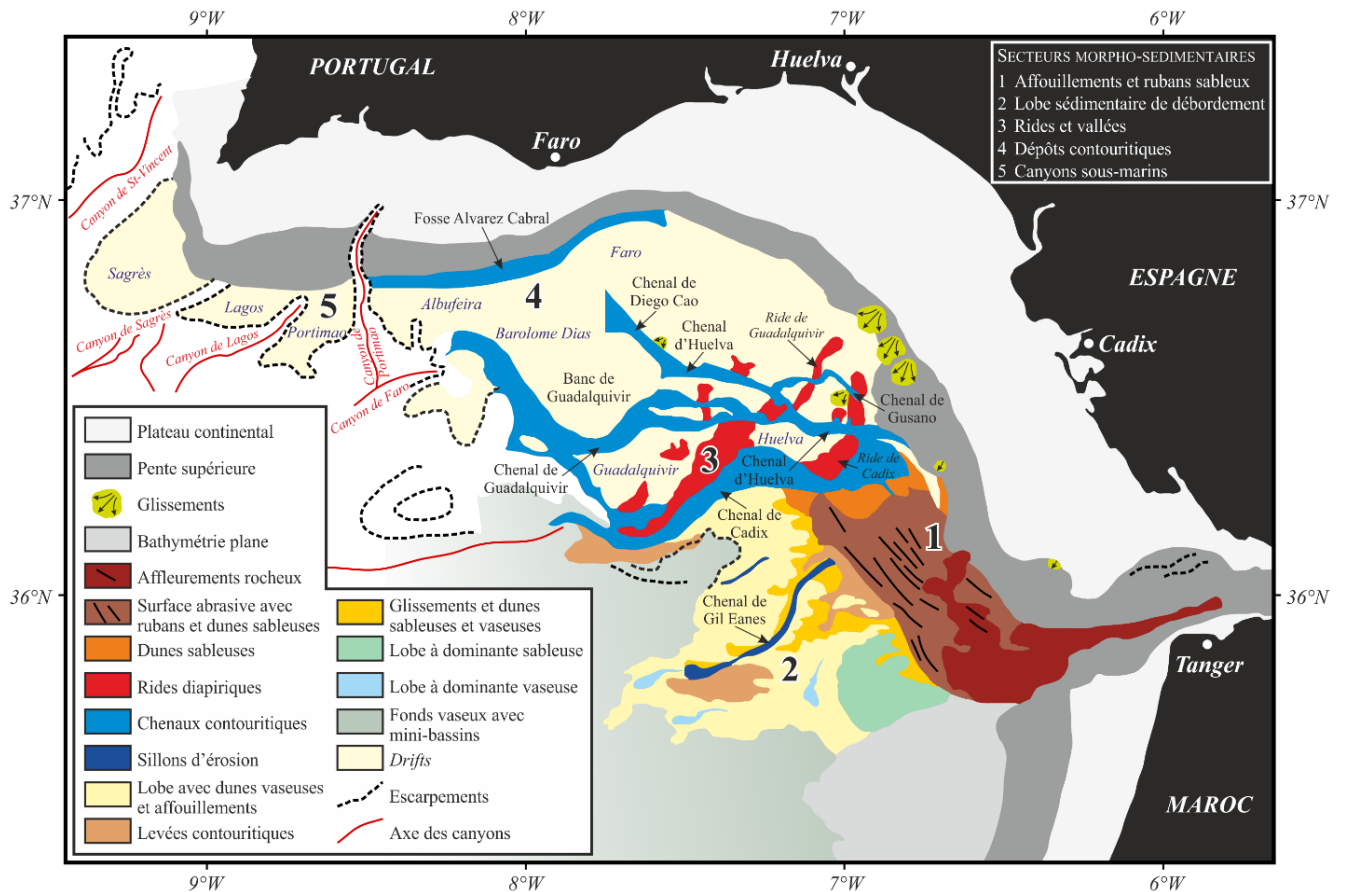


Fig. 1-17 : Carte représentant les principales structures morphosédimentaires du système de dépôt contouritique du Golfe de Cadix (Hernández-Molina et al., 2003) modifiée d'après Hanquiez (2006).

1.2.4.3.1 Le secteur 1 : les affouillements et les rubans sableux

Le secteur 1, situé entre la ville de Cadix et l'entrée du détroit de Gibraltar, au sud-est du Golfe de Cadix, est constitué d'une plateforme relativement régulière et peu profonde (500-800 m; Hernández-Molina et al., 2006). Dans cette zone du CDS, l'érosion est dominante comme en témoignent les vastes surfaces d'érosion ainsi que les affouillements érosifs d'orientation nord-ouest/sud-est (Fig. 1-17). Néanmoins, au nord-ouest de ce secteur, des figures de dépôt (d'orientation identique), telles des dunes et des rubans sableux ou des rides de courants ont également été observées (Fig. 1-17 ; Kenyon and Belderson, 1973; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003, 2006).

1.2.4.3.2 Secteur 2 : les lobes sédimentaires de débordement

Le secteur 2, localisé au sud-ouest du secteur 1 et caractérisé par des bathymétries variant entre 800 et 1600 m, s'apparente à un large éventail sédimentaire (Hernández-Molina et al., 2006). Cette zone relativement plane est principalement constituée d'une association de lobes sédimentaires sableux et vaseux de tailles variables et de champs de dunes asymétriques de sables et d'argiles (Kenyon and Belderson, 1973; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006; Hanquiez et al., 2007). De nombreux sillons érosifs ou petits chenaux discontinus/autonomes secondaires, d'orientation nord-est sud-ouest, soulignent la présence de processus érosifs dans la zone. Le plus important d'entre eux, le Chenal de *Gil Eanes* atteint toutefois 50 km de longueur et 0,8 à 1,7 km de largeur (Kenyon and Belderson, 1973; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2006; Hanquiez et al., 2007). Les similitudes entre ce secteur du CDS et un complexe chenal-levée d'un système silicoclastique ont conduit Mulder et al. (2003) à l'interpréter comme une levée contouritique géante relativement instable. Enfin, la présence de volcans de boue, liés à la circulation de fluides vient compléter la morphologie complexe de ce secteur (Díaz-del-Río et al., 2003; Somoza et al., 2003).

1.2.4.3.3 Secteur 3 : les chenaux et les rides

Le secteur 3, situé entre Cadix et Faro à des profondeurs comprises entre 800 et 1600 m, se distingue par les nombreuses rides et vallées marginales qui le constituent. La morphologie de cette zone centrale du CDS a fait l'objet de nombreux travaux entre 1990 et 2020 qui ont permis d'affiner la compréhension de ce secteur morpho-bathymétrique complexe (Nelson et al., 1993, 1999; Baraza et al., 1999; Mulder et al., 2002, 2003; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Llave et al., 2007a, b, 2011; García et al., 2009, 2016, 2020; Hanquiez et al., 2010; Stow et al., 2013a).

L'interaction entre la forte activité de la MOW et la pente continentale a généré neuf chenaux contouritiques dont cinq ont des dimensions pouvant atteindre 150 km de longueur, 12 km de largeur et 0,8 km de profondeur : les chenaux de Cadix, de Guadalquivir, de Huelva, de Diego Cao et de Gusano (Kenyon and Belderson, 1973; Llave et al., 2001; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Stow et al., 2013a). Ces cinq chenaux majeurs, caractérisés par un aspect méandrique, ont une orientation générale nord-est sud-ouest. Les chenaux contouritiques sont généralement bordés par des reliefs structuraux proéminents tels des rides diapiriques pouvant atteindre une hauteur de 1100 m ou des soulèvements (Fig. 1-17). Les principaux reliefs topographiques influençant le tracé des chenaux contouritiques sont : le banc de Guadalquivir, résultant d'un soulèvement des roches mésozoïques et paléozoïques de la marge ibérique (Medialdea et al., 2004), la ride diapirique de Doñana, la ride diapirique de Guadalquivir et la ride diapirique de Cadix (Fig. 1-17 ; Hernández-Molina et al., 2006). Ces rides

diapiriques, pouvant atteindre des longueurs de plusieurs dizaine de km, sont discontinues, permettant à la MOW de les traverser et de ne pas être entièrement chenalisée par ces figures tectoniques (Hernández-Molina et al., 2006). Depuis le Miocène moyen, les rides diapiriques de Cadix et de Guadalquivir ont la particularité d'être des zones de remontées de fluides comme le montrent les volcans de gaz et de boue observables à leur surface (Maldonado et al., 1999; Maestro et al., 2003; Somoza et al., 2003). La morphologie des zones de dépôt que représentent les *drifts* de Huelva et de Guadalquivir a évolué depuis durant le Quaternaire. En effet, ces deux zones d'accumulation ont évolué d'une géométrie de *mounded, elongated drift* à une géométrie de *sheeted drift* du fait d'un changement de régime hydrodynamique de la MOW_I (Llave et al., 2007a, b).

1.2.4.3.4 Secteur 4 : les drifts contouritiques en activité

Le secteur 4, situé dans la partie centrale et nord-ouest du Golfe de Cadix, se distingue par la présence de drifts contouritiques (Fig. 1-17) qui témoignent de la prédominance de processus de dépôts dans cette zone (Hernández-Molina et al., 2006, 2016a). Deux types de dépôts contouritiques dominent : les *mounded, elongated drifts* (le drift du Faro ou de Faro-Albufeira) et les *sheeted drift* (les drifts de Faro-Cadix, Bartolomeu-Dias et Albufeira).

Le drift de **Faro-Albufeira**, situé sur la pente supérieure, est l'une des structures sédimentaires les plus étudiées du CDS (Faugères et al., 1984, 1986; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986, 2002; Llave et al., 2001, 2006, 2007a, 2011; Roque et al., 2012; Brackenridge et al., 2013; Alonso et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016a; Mestdagh et al., 2019). Il mesure 80 km de long, 12 km de large et plus de 600 m d'épaisseur (Hernández-Molina et al., 2006). Cet imposant *mounded, elongated drift* est bordé au nord par une structure érosive parallèle à la côte de 80 km de long et de 4 à 11 km de large : le *moat* Alvarez Cabral (Kenyon and Belderson, 1973; Hernández-Molina et al., 2006). La zone est de ce drift, située au sud/sud-est de la ville de Faro, et plus communément connue sous le nom de **drift de Faro**, a fait l'objet d'études variées, et constitue également la principale zone d'intérêt de mes travaux. Des études, s'appuyant sur de l'imagerie sismique haute résolution, ont abouti à l'identification de deux séquences majeures (Pliocène et Quaternaire) sur le drift de Faro, qui ont elles même été subdivisées en unités (PI-PIII et QI-QIII) et sous-unités (P1-P6 et Q1-Q6) sismiques (Fig. 1-18 ; Hernandez-Molina et al., 2016a). Les enregistrements sédimentaires indiquent que les dépôts du début du Pliocène inférieur sont caractérisés par une succession de contourites, de turbidites et de débrites (Brackenridge et al., 2013; Alonso et al., 2016; Ducassou et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016a) : c'est le stade d'initiation du drift de Faro. Entre le Pliocène inférieur et le début du Quaternaire (3,2-2 Ma), des niveaux turbiditiques entrecoupent la sédimentation contouritique dominante, soulignant une période de transition dans l'histoire du drift. Enfin, lors des deux derniers millions d'années, les contourites dominent l'enregistrement sédimentaire témoignant de l'intensification de la

MOW et de l'établissement de sa branche supérieure dans le *moat* Alvarez Cabral. Cette dernière période est considérée comme le stade de croissance du drift de Faro (Llave et al., 2011; Hernández-Molina et al., 2016a). Plusieurs discontinuités, caractérisées par des réflecteurs de fortes amplitudes et interprétées comme des hiatus, ont été observées sur le drift de Faro (Fig. 1-18) : la limite Miocène/Pliocène (5,3 Ma), la discontinuité du Pliocène terminal (3,2-3 Ma), la discontinuité de la base du Quaternaire, la discontinuité du milieu du Pléistocène (0,9-0,7 Ma) et la discontinuité du Quaternaire terminal (~ 0,4 Ma). Ces hiatus ont été reliés à des réactivations tectoniques qui ont provoqué un changement des apports sédimentaires et/ou une intensification de l'action de la MOW au niveau du drift de Faro (Llave et al., 2011; Hernández-Molina et al., 2016a).

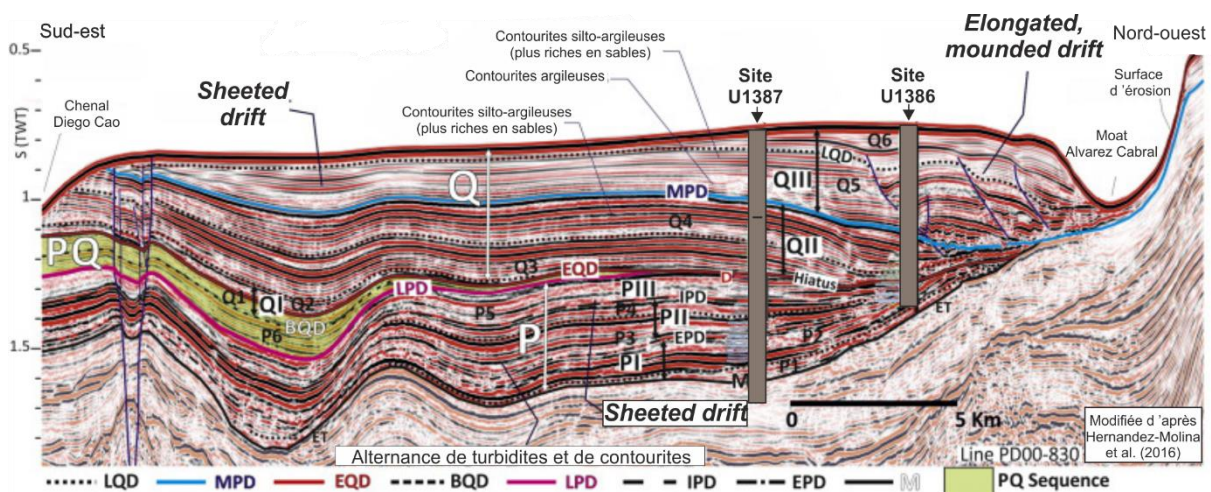


Fig. 1-18 : Profil sismique interprété représentant les principales séquences sismiques (P, PQ et Q), les unités sismiques (PI-PIII et QI-QIII) et sous-unités sismiques (P1-P6 et Q1-Q6) ainsi que les discontinuités et/ou hiatus du drift de Faro, modifiée d'après Hernandez-Molina et al. (2016a). Les sites IODP U1386 et U1387 ont été projetés sur le profil, ils se situent respectivement, à 1 km à l'O-NO et 1,2 km au NW. ET : troncature érosive ; M : limite du Miocène-Pliocène ; EPD : limite du Pliocène inférieur ; IPD : discontinuité intra-Pliocène ; LPD : discontinuité du Pliocène terminal ; BQD : discontinuité de la base du Quaternaire ; EQD : discontinuité du milieu du Pléistocène ; MPD : discontinuité du milieu du Pléistocène ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal.

Les dépôts contouritiques du drift de Faro sont essentiellement composés de particules terrigènes provenant du Guadalquivir et de tests d'organismes carbonatés issus de la production primaire et secondaire (Stow et al., 1986; Alonso et al., 2016). Les sédiments terrigènes qui composent les turbidites et les débrites du drift ont, quant à eux, une origine plus proximale : le Guadiana (Alonso et al., 2016). L'étude détaillée de la composition des débrites déposées au Pliocène et au Pléistocène, traduit (1) un déclenchement de ces événements gravitaires au niveau de la plateforme de la marge de l'Algarve et (2) une incorporation de sédiments mésobathyaux lors de leur écoulement (Ducassou et al., 2016).

1.2.4.3.5 Secteur 5 : les canyons

Le secteur 5, situé dans la partie la plus occidentale du Golfe de Cadix, se caractérise par la présence de nombreux canyons qui viennent inciser la pente continentale portugaise (Fig. 1-17). D'est en ouest, les principaux canyons entaillant la marge portugaise sont : le canyon de Portimao, le canyon de Lagos, le canyon de Sagres et le canyon de Lagos (Vanney and Mougnot, 1981; Hernández-Molina et al., 2006). Les drifts de Portimao, Lagos et Sagres dont la longueur varie entre 16 et 26 km pour une largeur comprise entre 12 et 30 km sont séparés par l'incision de ces canyons (Llave et al., 2006). La sédimentation du secteur 5 est donc le fruit de l'interaction entre des processus gravitaires et contouritiques (Mulder et al., 2006; Marchès et al., 2007, 2010).

Chapitre 2 Matériels & Méthodes

2.1 Matériels

2.1.1 Origine des archives sédimentaires

Les travaux effectués lors de cette thèse reposent essentiellement sur des enregistrements sédimentaires issus de forages effectués à bord du *Joides Resolution*, lors de l'Expédition *Integrated Ocean Drilling Program (IODP) 339 « Mediterranean Outflow »* (novembre 2011-janvier 2012). Des carottes sédimentaires prélevées lors de la mission océanographique IMAGES-V/GINNA (Labeyrie et al., 1999) à bord N/O « *Marion Dufresne II* » et de la mission CADISAR 1 à bord du N/O « *Le Suroît* » (Mulder, 2001) ont également été utilisées dans le but de compléter cette étude (Tableau 2-1).

Mission	Années	Sites IODP / Carottes	Lat	Long	Prof (m)	Type
IMAGESV-GINNA	1999	MD99-2337	36,87	-7,72	598	Calypso
		CADKS11	36,40	-7,48	757	
		CADKS12	36,41	-7,48	746	
		CADKS13	36,42	-7,49	750	
		CADKS14	36,42	-7,52	738	
		CADKS22	36,42	-7,95	786	
CADISAR	2001	CADKS23	36,44	-7,92	737	Kulleberg
		CADKS04	35,88	-6,93	814	
		CADKS16	36,33	-7,39	813	
		CADKS17	36,33	-7,38	852	
		CADKS18	36,30	-7,41	1 001	
		CADKS21	36,21	-7,76	1 008	
		CADKS24	36,08	-7,94	1 316	
		CADKS25	36,15	-8,00	1 256	
		Expédition 339	2011-2012	U1386	36,83	
U1387	36,89			-8,08	558,5	APC + XRB
U1389	36,43			-7,28	644	APC
U1390	36,32			-7,72	992	

Tableau 2-1 : Positions, bathymétries et types d'outils de prélèvements des enregistrements sédimentaires étudiés.

2.1.2 Outils de prélèvement

2.1.2.1 Les forages IODP

Au cours de l'Expédition IODP 339, en fonction du degré d'induration du sédiment, trois systèmes de carottage/forages sont été utilisés : (1) le *Advanced Piston Corer (APC)*, (2) système *Extended Core Barrel (XCB)* et (3) système *Rotary Core Barrel (RCB)*.

2.1.2.1.1 Le système de carottage APC

La partie sommitale de chaque site IODP étudié a été carottée avec le système APC. Ce système permet le carottage de sédiments meubles avec un minimum de perturbations en comparaison des autres systèmes de carottage IODP. Le prélèvement sédimentaire avec ce système s'effectue en trois étapes majeures (Expedition 339 Scientists, 2013 ; Fig. 2-1):

- (1) la descente du tube de carottage de l'APC dans la tige de forage jusqu'à ce que celle-ci atteigne le trépan (Fig. 2-1) ;
- (2) la tige de forage est mise sous pression jusqu'à ce que les deux goupilles de cisaillement qui maintiennent le tube intérieur attaché au tube extérieur se rompent ;
- (3) le tube intérieur avance alors dans la formation et découpe une carotte d'environ 9,5 m.

Lorsque le tube de carottage ne parvient plus à s'enfoncer intégralement dans le sédiment car la formation géologique rencontrée est moins meuble ou que la force nécessaire pour extraire et remonter le tube de carottage hors de la formation est trop importante, ce système de carottage est abandonné. L'ensemble des sédiments analysés lors de cette étude a été collecté avec le système APC à l'exception des sédiments prélevés à une profondeur supérieure à 204 mcd dans le Site IODP U1386 et 46 mcd dans le Site IODP U1387.

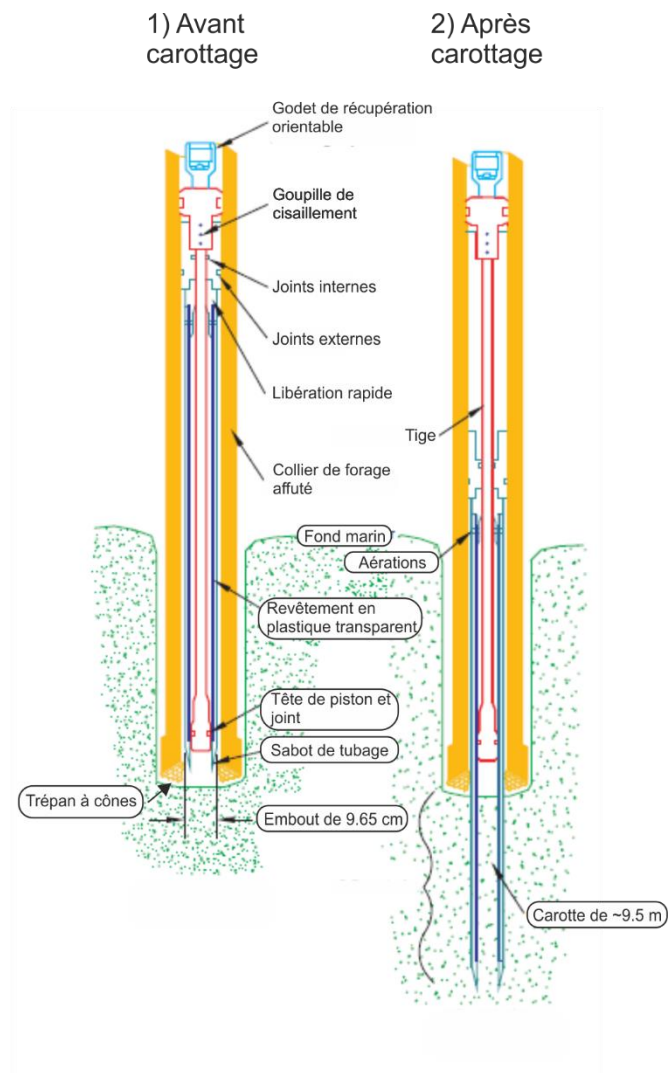


Fig. 2-1 : Schéma de fonctionnement du carottier *Advanced Piston Corer* (APC) utilisé au cours de l'Expédition IODP 339, modifié de Stow et al. (2013b).

2.1.2.1.2 Le système de carottage XCB

Le système carottage XCB (eXtended Core Barrel) a été utilisé lorsque le système APC devenait inutilisable, lors de la rencontre d'une formation plus indurée. Ce système rotatif est constitué d'un petit sabot de coupe situé sous le grand sabot rotatif, permettant le prélèvement d'une carotte relativement indurée avec moins de couple et de circulation de fluide que le trépan APC/XCB, optimisant ainsi la récupération de sédiments (Fig. 2-2 ; plus de détail dans Stow et al. (2013b)). Ce type de forage est susceptible de perturber la colonne sédimentaire (formation de *biscuits*) : les intervalles meubles sont potentiellement lavés et/ou souillés, tandis que les plus durs sont relativement peu perturbés. Plus de la moitié de l'enregistrement sédimentaire du Site IODP U1386 (204-450 mcd) a été prélevé avec ce système de forage.

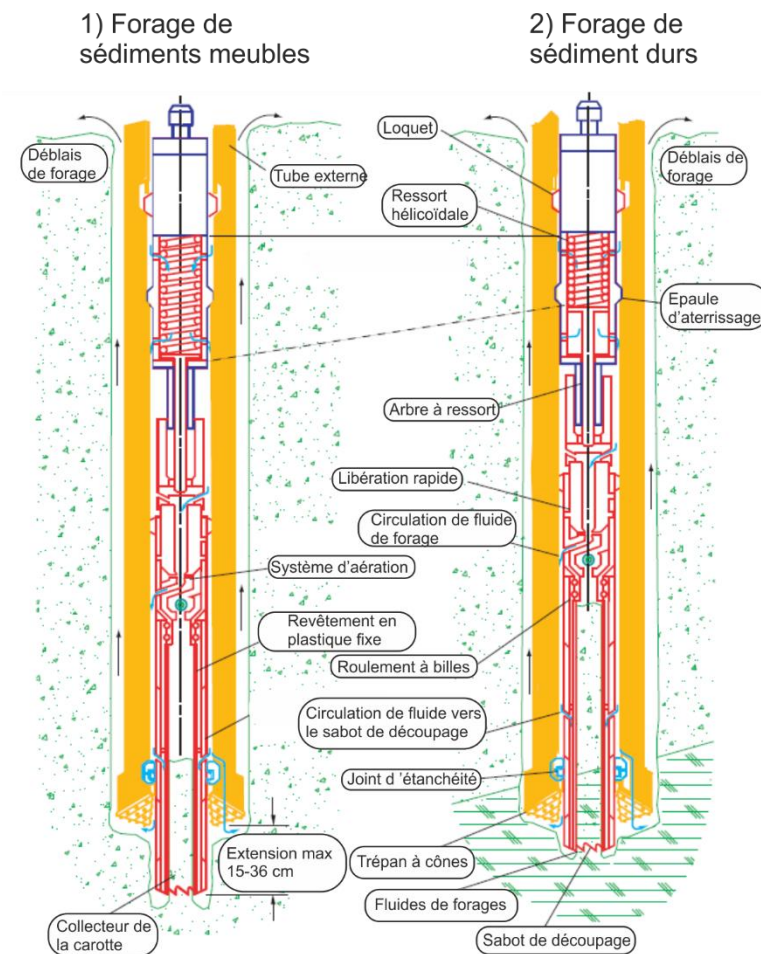


Fig. 2-2 : Schéma de fonctionnement du carottier *eXtended Core Barrel* (XCB) utilisé au cours de l'Expédition IODP 339, modifié de Stow et al. (2013b).

2.1.2.1.3 Le carottier rotatif (RCB)

Au fur et à mesure de l'avancement du forage, lorsque les formations géologiques deviennent de plus en plus dures, le forage XCB diminue en efficacité à cause de l'endommagement du trépan. Un autre système de forage rotatif, plus conventionnel, est alors utilisé : le système RCB. La base des sites IODP les plus profonds a été collectée par le biais de cette technique dont une description complète est accessible dans les *Proceedings* de l'Expédition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). Au cours de cette étude, nous avons utilisé quelques mètres de sédiments prélevés à la base du Site IODP U1386 grâce à cette méthode de forage (460-467 mcd).

2.1.2.1.4 L'enregistrement sédimentaire composite (*splice*)

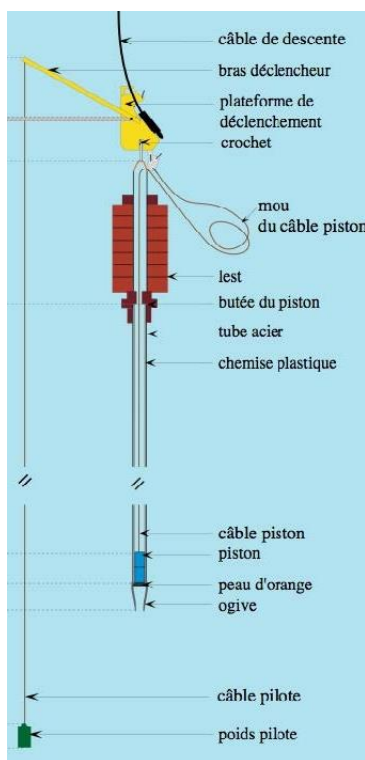
Lors des forages, quel que soit le système utilisé, une quantité plus ou moins importante de sédiment est perdue entre chaque carotte sédimentaire. Afin de pallier à ce problème, un site de forage IODP est traditionnellement composé de plusieurs puits (A, B, C...), forés les uns à côté des autres (~20-40 m). A bord, l'équipe s'occupant de la corrélation

stratigraphique compare les différents puits entre eux, au moyen de données géophysiques mesurées sur les carottes. Le but de cette exercice est de proposer un enregistrement sédimentaire composite aussi continu que possible pour l'ensemble du Site IODP (*splice*). Par exemple, l'enregistrement composite du Site IODP U1386 a été établi à partir de la corrélation de la susceptibilité magnétique entre les puits A, B et C (Expedition 339 Scientists, 2013). Les profondeurs utilisées lors de cette étude sont donc indiquées en mètres de profondeur composite (*mcd, meter composite depth*) ou mètres de profondeur composite corrigée (*c-mcd, corrected meter composite depth*), lorsque les corrélations entre les puits établies lors de l'Expédition 339 ont été affinées par le biais de nouvelles mesures à haute résolution.

2.1.2.2 Le carottier de type Kullenberg

Le carottier Kullenberg est un outil de prélèvement permettant de récupérer une colonne sédimentaire comprise entre 1 et 20 m, en conservant la chronologie des dépôts. Ce carottier s'articule en trois parties majeures :

- un cylindre en acier à l'intérieur duquel est positionnée une chemise en plastique (PVC), permettant de récolter les sédiments ;
- un ensemble de lests qui surmonte le tube en acier ;
- un système de déclenchement qui est contrôlé par un poids pilote situé sous le carottier et relié à un bras d'armement (Fig. 2-3).



Le carottier est relié au portique latéral du navire par un câble en acier ou textile. Lorsque le navire est en station, le carottier est descendu à travers la colonne d'eau. À l'approche du fond marin, dont la profondeur est estimée à l'aide du sondeur multifaisceaux, la descente du carottier s'effectue au ralenti. Lorsque, le poids pilote atteint le fond, le système de déclenchement permet le largage par l'intermédiaire du bras d'armement. Le lest ainsi que la hauteur de chute du carottier vont lui permettre de s'enfoncer dans les sédiments. À l'intérieur du cylindre d'acier, un piston crée une dépression, favorisant ainsi la remontée des sédiments dans la chemise. À la base du tube, un système composé d'une ogive et d'une peau d'orange permet de retenir les sédiments au cours de la remontée du carottier.

Fig. 2-3 : Schéma d'un carottier gravitaire (Kullenberg ou Calypso) d'après Bourillet et al. (2007)

2.1.2.3 Le carottier de type Calypso

Le carottier de type Calypso est un outil de prélèvement dont le principe de fonctionnement est similaire à celui du carottier de type Kullenberg (voir section 2.1.2.2). La particularité du carottier Calypso est qu'il permet d'effectuer des carottes sédimentaires plus longue, pouvant atteindre 70 m. De ce fait, son utilisation est dépendante d'un bras d'armement et d'une course latérale adaptés. Le carottier Calypso est également équipé d'un appareillage acoustique permettant de larguer le tube en acier en cas d'extraction impossible mais également de positionner le carottier avec précision sur le fond.

2.2 Méthodes

2.2.1 Les analyses stratigraphiques

2.2.1.1 La datation au ^{14}C

La datation au ^{14}C est une des méthodes les plus utilisées pour déterminer l'âge des sédiments relativement récents (moins de 40 000 ans BP). Cet isotope radioactif est le produit du bombardement cosmique sur les atomes d'azote (N_2) dans la haute atmosphère. Actuellement, le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ dans le CO_2 atmosphérique est constant et il est considéré comme tel lors des derniers 50 000 ans cal. BP. Les organismes vivants continentaux incorporent le CO_2 et les différents isotopes du carbone dans les proportions dans lesquelles ils sont présents dans l'atmosphère. La cinétique de la désintégration du ^{14}C étant bien contrainte, la mesure de l'activité du ^{14}C restante permet de déterminer l'âge de l'organisme. Par convention, la demi-vie utilisée pour dater les organismes est de 5568 ans (Stuiver and Polach, 1977). Cependant, avec cette méthode les organismes marins indiquent des âges plus importants que les organismes terrestres contemporains. L'origine de cette différence est issue du fait que (1) dans les océans, le CO_2 atmosphérique ne constitue pas la seule source de carbone disponible (ex : CO_2 dissous, carbonates, matières organiques, etc.) et que (2) la remontée des masses d'eau profonde, chargées en carbonates inorganiques anciens avec de faibles valeurs de ^{14}C , induit un âge apparent plus ancien. Ce phénomène est appelé, « effet réservoir ». Afin d'être comparés avec les données continentales, les âges mesurés dans le domaine marin doivent être corrigés pour obtenir des âges calibrés calendaires *before present* (Cal. BP).

Lors de cette étude six datations ^{14}C ont été réalisées dans différents niveaux du sommet du Site IODP U1386. Les mesures ont été effectuées sur des foraminifères planctoniques d'espèces différentes (> 10 mg), sélectionnés (E. Ducassou) avec soin en fonction de l'apparence de leur test dans la fraction supérieure à 150 μm . Ces échantillons ont ensuite été envoyés pour mesures au Laboratoire de Mesure du Carbone 14-Saclay (Paris) dans le cadre du programme Artémis (INSU).

Protocole de mesures et de calibration des données ^{14}C

Les tests de foraminifères sont d'abord plongés dans 2 ml d'acide nitrique à 0,01 M pendant 15 mn afin d'éviter toute contamination organique. Les échantillons sont ensuite mis sous vide pour les sécher avant d'être dissous à 60 °C avec de l'acide phosphorique. Une fois qu'1 mg de carbone est produit sous la forme de CO_2 , celui-ci est réduit en graphite à l'aide d' H_2 et la présence de fer, et porté à 600°C. Un spectromètre de masse par accélérateur (*accelerator mass spectrometer*, AMS), permet de mesurer l'activité du ^{14}C et de la standardiser à l'aide d'un CO_2 de référence ($\delta^{13}\text{C} = -25 \text{‰}$). Les valeurs de ^{14}C mesurées sont corrigées en s'appuyant sur les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ obtenus. Les datations ^{14}C ont ensuite été calibrées en années calendaires à l'aide du programme Calib.Rev.8.1.0 et de la base de données Marine20 (Stuiver et al., 1998; Reimer et al., 2009), notamment pour s'affranchir au maximum de l'effet réservoir des masses d'eau. Lors de ces travaux, nous avons utilisé et représenté la probabilité de la médiane de la distribution statistique des âges ^{14}C (Telford et al., 2004).

2.2.1.2 La stratigraphie isotopique (^{18}O)

Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$, relatives à l'enrichissement ou à l'appauvrissement des échantillons analysés en isotope lourd de l'oxygène (^{18}O) par rapport à un standard (eau océanique moyenne normalisée), sont communément utilisées pour établir la stratigraphie des sédiments marins quaternaires. Le $\delta^{18}\text{O}$ des tests carbonatés des organismes marins, malgré quelques différences intraspécifiques, dépend principalement du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer environnante lors de la formation des tests. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer sont fonction de trois facteurs principaux : le volume des glaces continentales, la salinité/température et l'effet de source. Dans cette étude nous avons mesuré les isotopes de l'oxygène (^{16}O et ^{18}O) sur les tests de foraminifères benthiques, nous permettant de nous affranchir en partie des variations de salinités et de températures de l'eau, et de reconstruire les variations du volume des glaces continentales. La corrélation de la courbe isotopique obtenue avec une courbe isotopique de référence dont la stratigraphie est connue, permet d'établir un modèle d'âge de notre enregistrement sédimentaire. La stratigraphie isotopique utilisée dans cette étude a été corrélée à la compilation de $\delta^{18}\text{O}$ LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005).

La chronologie isotopique de la partie supérieure (180-0 mcd) et médiane (315-180 mcd) du Site IODP U1386 a été réalisée par Kaboth et al., (2017) et Steur (2017). La stratigraphie isotopique de la base de ce site a été réalisée grâce à l'analyse de 471 échantillons entre 315 et 468 mcd à une résolution moyenne de 30 cm (Tableau 2-2).

Un tamisage humide a été effectué afin de récupérer la fraction supérieure à 150 μm avant mise à l'étuve à 40 °C. Deux espèces de foraminifères benthiques appartenant à l'épibenthos (Schönfeld, 2002) ont été utilisées pour réaliser les mesures isotopiques :

Planulina ariminensis et *Cibicidoides pachyderma* (Fig. 2-4). Les mêmes espèces de foraminifères benthiques ont été utilisées par Kaboth et al. (2017) pour établir la stratigraphie du sommet du Site IODP U1386 et par Voelker et al. (2015) pour construire un modèle d'âge au Pléistocène inférieur dans le site IODP voisin (U1387). Afin d'éviter toute contamination, un protocole de nettoyage similaire à celui réalisé par Kaboth et al. (2017) a été utilisé sur les 3 à 7 individus sélectionnés visuellement par échantillon. Les tests des foraminifères benthiques ont d'abord été cassés en plusieurs morceaux, placés dans des tubes Eppendorf de 2 ml et immergés dans du méthanol. La partie inférieure des tubes contenant les débris des tests et le méthanol a ensuite été traitée pendant 10 min aux ultrasons. Le méthanol devenu trouble a été prélevé à la pipette puis remplacé et les tubes Eppendorf de nouveaux soumis aux ultrasons. Ce protocole de nettoyage est effectué successivement cinq fois afin de s'assurer d'un nettoyage optimal des débris de test. Les échantillons ont ensuite été analysés au laboratoire EPOC par un spectromètre de masse (IRMS, *Isotope Ratio Mass Spectrometer*) MAT253, Thermo Fisher Scientific, Inc., couplé à un préparateur KIEL IV CARBONATE. Les mesures effectuées sur une poudre calcaire standard (NBS-19), en parallèle de l'analyse des échantillons, ont permis d'estimer la précision de la mesure du $\delta^{18}\text{O} \pm 0,05 \text{ ‰}$.

Site IODP	Intervalle (c-mcd)	Résolution (cm)	Nombre d'analyses	Etapes	Opérateurs
U1386	315-468	~30	471	Tamisage humide (>150 μm)	M-C. Perello (EPOC)
				Piquages des individus	P. Moal - Darrigade (EPOC)
				Nettoyages	
				Analyses : spectromètre de masse MAT253, Thermo Fisher Scientific, Inc., (KIEL IV CARBONATE)	K. Charlier et P. Moal -Darrigade (EPOC)

Tableau 2-2 : Synthèse des préparations et des mesures isotopiques réalisées dans ce travail.

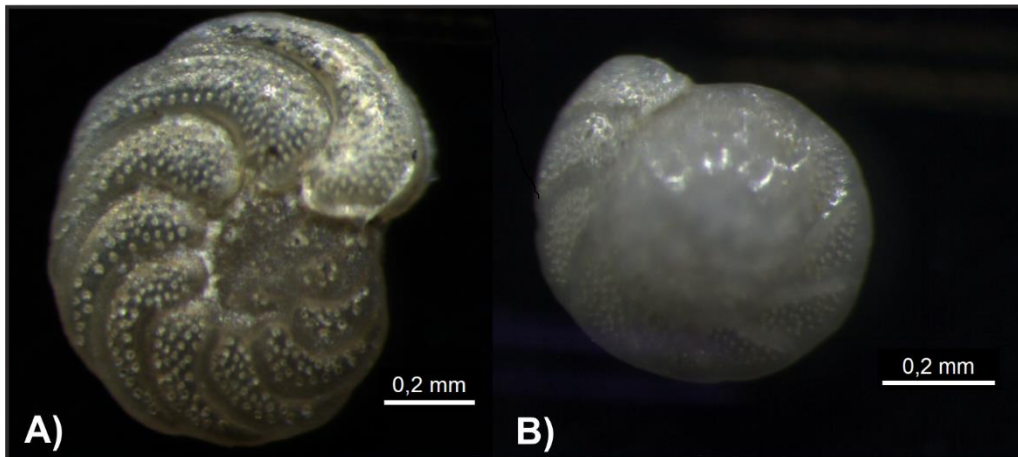


Fig. 2-4 : Taxons de foraminifères benthiques utilisés dans le présent travail pour établir la stratigraphie isotopique du Site IODP U1386 : (A) *P. ariminensis* (vue ventrale) ; (B) *C. pachyderma* (vue dorsale). Photographies réalisées à la loupe binoculaire.

2.2.1.3 La biostratigraphie

2.2.1.3.1 Les foraminifères planctoniques

Les variations d'abondance relative des espèces de foraminifères planctoniques dans des archives sédimentaires du Golfe de Cadix couvrant les derniers 50 000 ans cal. BP, ont permis à Ducassou et al. (2018) de mettre en évidence des bio-événements synchrones à l'échelle de cette région. Fort de ce cadre biostratigraphique, les abondances de foraminifères planctoniques ont été utilisées pour corrélérer le site IODP U1387 au site IODP U1386, dont la chronologie a été établie par d'autres méthodes, lors des intervalles MIS 2-1 et MIS 12-11. Cependant, aucun bio-événement s'appuyant sur les foraminifères planctoniques n'avait été décrit lors de l'intervalle du MIS 12-11 dans le Golfe de Cadix. Nous avons donc émis l'hypothèse, que comme lors du dernier cycle climatique, des variations d'abondance relative synchrones nous permettraient de corrélérer les sites IODP entre eux lors du MIS 12-11. Pour répondre à cet objectif, 278 échantillons ont fait l'objet d'une analyse micropaléontologique à la loupe binoculaire (abondance relative des taxons de foraminifères planctoniques) (Tableau 2-3).

Site IODP	Intervalle (mcd)	Résolution (cm)	Nombre d'analyses	Opérateur	Remarques
U1386	0-10	6--30	42	P. Moal - Darrigade (EPOC)	Le tamisage humide (>150 µm) a été effectuée par : M-C. Perello, J. Niard, E. Brung, E. Ducassou et P. Moal-Darrigade
	126-162	15-52	150		
U1387	0-9	10--30	38	E. Ducassou (EPOC)	Le tamisage humide (>150 µm) a été effectuée par : M-C. Perello, J. Niard, E. Brung, E. Ducassou et P. Moal-Darrigade
	95-125	10-200	48	P. Moal-Darrigade (EPOC)	

Tableau 2-3 : Bilan des comptages réalisés sur les assemblages de foraminifères planctoniques aux sites IODP U1386 et U1387. En gris : MIS 2-1 ; en blanc : MIS 12-11.

Après un tamisage humide permettant de récupérer la fraction supérieure à 63 µm, les résidus ont été séchés avant d'être tamisés de nouveau à 150 µm. La fraction supérieure à 150 µm a ensuite été séparée en aliquots comportant un minimum de 250 spécimens de foraminifères planctoniques. Les différentes espèces ou morphotypes de foraminifères planctoniques ont été identifiées sous une loupe binoculaire en suivant la classification la plus récente (*e.g.*, Schiebel and Hemleben, 2017). Cette étude s'est concentrée sur les espèces *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Trilobatus sacculifer*, *Globigerinoides ruber rosea*, *Globigerinoides conglobatus* et *Globorotalia crassaformis*.

2.2.1.3.2 Les nannofossiles calcaires

Les apparitions (FO, *First Occurrence*) et disparitions (LO, *Last Occurrence*) de taxons de nannofossiles calcaires, notamment d'espèces de coccolithophores, sont des horizons biostratigraphiques communément utilisés afin d'estimer l'âge des sédiments marins. En effet, l'abondance de ces microfossiles dans les océans, associée à leur évolution rapide en font des marqueurs biostratigraphiques précieux depuis le Tertiaire (*e.g.*, Martini, 1971).

Dans le cadre de cette étude, 14 échantillons provenant de la base du Site IODP U1386 (410-466 c-mcd) ont été montés sur lames puis observés au microscope optique en lumière polarisée (x1200) par J. Giraudeau dans le but d'affiner la biostratigraphie établie à bord de l'Expédition 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). Ces analyses supplémentaires, visant à préciser l'emplacement des horizons biostratigraphiques formés par la disparition des spécimens de grande forme du genre *Gephyrocapsa* (1,24 Ma) et de *Helicosphaera sellii* (1,25 Ma ; Raffi et al., 1993, 2006), ont permis de compléter les stratigraphies isotopiques et paléomagnétiques du Pléistocène inférieur.

2.2.1.4 La magnétostratigraphie

Lors de leur formation, les minéraux magnétiques enregistrent la polarité du champ magnétique terrestre. Ainsi, ces minéraux magnétiques ont mis en évidence des inversions,

plus ou moins fréquentes, de la polarité de ce champ magnétique au cours des temps géologiques. Ces inversions magnétiques, dont l'âge a pu être estimé par des méthodes de datations quantitatives, forment des repères stratigraphiques intéressants dans les sédiments marins car ils sont observables partout à travers le globe.

Lors de l'Expédition IODP 339, l'aimantation rémanente naturelle du Site IODP U1386 a été mesurée avant et après la démagnétisation par champ alternatif sur l'ensemble des carottes sédimentaires des puits A, B et C (Expedition 339 Scientists, 2013). Afin de vérifier la fiabilité des mesures, des analyses plus poussées ont été effectuées sur 24 échantillons sélectionnés avec soins. L'utilisation de la magnétostratigraphie établie à bord a permis d'affiner la chronologie du Site IODP U1386 à l'aide des repères stratigraphiques formés par les inversions de polarité du Brunhes/Matuyama (0,781 Ma) et du Jaramillo (0,988-1,072 Ma).

2.2.2 Les analyses sédimentaires et micropaléontologiques : reconstruction de la circulation des masses d'eau sur le fond et caractérisation des sources sédimentaires

2.2.2.1 Les mesures granulométriques

La technique de la microgranulométrie laser permet de calculer la taille des particules de l'échantillon analysé en mesurant la diffraction de faisceaux laser entrant en contact avec ces particules. Pour se faire, les agrégats doivent être éliminés avant d'effectuer la mesure. Le système de granulomètre laser assimilant toutes les particules à des sphères, il surestime la taille des argiles (feuilletés) dont la longueur est souvent nettement plus importante que la largeur (*e.g.*, McCave et al., 1986). Pour compenser ce biais et ne pas sous-estimer la proportion des argiles dans les échantillons, nous considérerons dans cette étude que la limite argiles-silts se situe à 10 μm et non à 2 μm comme elle est traditionnellement admise (Wentworth, 1922).

Les mesures de tailles des grains ont été réalisées au laboratoire EPOC (Université de Bordeaux) grâce à deux microgranulomètres laser. Les mesures effectuées entre 2012 et 2013 ont été réalisées avec un microgranulomètre laser Malvern MasterSizer S, pouvant mesurer la taille des particules entre 0,05 et 878,67 μm tandis qu'un Malvern MasterSizer 2000G, dont les « tamis » s'étendent entre 0,02 et 2000 μm , a été utilisé pour effectuer les mesures à partir de 2019. Pour éviter toute potentielle agrégation, les sédiments sont stockés dans de l'eau distillée et mélangés manuellement. Ensuite, lorsqu'ils sont introduits dans la cuve, des ultrasons et un mélangeur mécanique assure un mouvement permanent afin d'éviter la sédimentation et l'agrégation. Dans le cas de sédiments très agglomérés/agglomérants, un dispersant neutre peut également être utilisé. La majorité des analyses a été effectuée sur du sédiment brut. Cependant, la taille des particules de la fraction décarbonatée a également été mesurée sur une quarantaine d'échantillons du sommet du Site IODP U1386 (plus de détails dans Moal-Darrigade et al. (2022)). Au total, 2025 nouvelles

mesures microgranulométriques, réalisées le long des enregistrements sédimentaires des sites IODP U1386, U1387, et U1390, ont été utilisées lors de cette étude (Tableau 2-4).

Site IODP	Microgranulomètre	Intervalle (m)	Résolution (cm)	Nombre d'analyse	Années	Opérateur
U1386	Malvern MasterSizer S	60-450 c-mcd	5-150	1303	2012/2013	E. Ducassou (EPOC)
U1387		95-123 mcd	5-200	53		
U1390		0-22 mcd	2-16	187		
U1386	Malvern MasterSizer 2000G	0-60 mcd	5-30	413	2019	M-C. Perello (EPOC)
U1387		0-9 mcd	5-13	69		

Tableau 2-4 : Bilan des analyses granulométriques utilisées dans cette étude.

Les mesures granulométriques ont été réalisées à différentes résolutions :

- une résolution relativement faible pouvant atteindre 150 cm dans les intervalles visuellement fins et homogènes ;
- un pas d'échantillonnage plus resserré (maximum de 5 cm) dans les niveaux plus grossiers identifiés à la description.

Différents paramètres granulométriques ont été utilisés pour caractériser les sédiments analysés lors de cette étude afin de mieux contraindre les processus à l'origine de leur dépôt : la médiane granulométrique (D_{50}), le *sortable silt* (McCave et al., 1995), le pourcentage de chaque classe granulométrique (sable, silts et argiles ou particules cohésives $< 10 \mu\text{m}$) et les courbes de fréquences granulométriques.

2.2.2.2 La minéralogie des argiles

La diffraction par rayon X est une méthode semi-quantitative pour déterminer la nature et l'abondance des minéraux argileux présents dans les sédiments. Cette analyse consiste à projeter un faisceau de rayons X de longueur d'onde connue selon un angle précis. Ce rayon X est diffracté selon la loi de Bragg sur les plans réticulaires des minéraux argileux, puis enregistré par des détecteurs. Le signal enregistré est ensuite représenté sous forme d'un graphique, le diffractogramme, dont les pics permettent de déterminer la nature et l'abondance des différents minéraux argileux.

Les analyses du cortège argileux utilisées lors de cette étude ont été réalisées au Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) de l'Université de Lille. Au total, 2 298 analyses du cortège argileux ont été effectuées dans les sédiments des sites IODP U1386, U1389 et U1390 (Tableau 2-5). Chaque échantillon a été préparé selon le protocole établi par Bout-Roumazeilles et al. (1999) et a subi trois passages successifs au diffractomètre à rayons X (détails dans Moal-Darrigade et al. (2022a)) :

- (1) après séchage à température ambiante ;

- (2) après saturation à l'éthylène-glycol sous vide pendant 24 heures ;
- (3) après chauffage à 490°C pendant 2 heures.

La caractérisation des principaux minéraux argileux (smectite, illite, chlorite et kaolinite) en fonction des pics observés sur les diffractogrammes dans les trois conditions d'analyse est détaillé dans Moal-Darrigade et al. (2022a). L'estimation semi-quantitative de la fraction minérale argileuse est basée sur les aires des pics par le biais du logiciel Macdiff 4. 2.5 (Petschick, 2000). Afin de comparer les données obtenues avec des données précédemment publiées, dont certaines ont été obtenues par le biais de protocoles analytiques différents, nous utilisons dans cette étude préférentiellement les rapports argilo-minéraux plutôt que les pourcentages (Bout-Roumazeilles et al., 2013b).

Site IODP	Appareil	Intervalle (c-mcd)	Résolution (cm)	Nombre d'analyses	Opérateur
U1386	Diffractomètre à anode tournante (9 kW) Smartlab	0-406	2-244	1888	M. Delattre, R. Abraham et V. Bout-Roumazeilles (LOG)
U1389		0-20	1-40	205	
U1390		0-22	2-16	205	

Tableau 2-5 : Bilan des analyses réalisées visant à caractériser les cortèges argileux.

L'index de Kübler (cristallinité de l'illite) ainsi que l'index d'Esquevin ont été mesurés sur les diffractogrammes. La cristallinité de l'illite, calculée en mesurant la largeur à mi-hauteur du pic de l'illite à 10 Å, permet de déterminer un éventuel métamorphisme (Chamley, 1989). En effet, les valeurs très faibles indiquent un métamorphisme fort, les valeurs élevées suggèrent un début de diagenèse et les valeurs intermédiaires correspondent à des conditions proches de celles qui caractérisent la surface terrestre, et donc peu influencées par le métamorphisme. L'index d'Esquevin permet de différencier les illites riches en aluminium et les illites riches en fer et en manganèse (Esquevin, 1969). Il est calculé en effectuant le rapport entre l'intensité mesurée du pic à 5 Å et celui à 10 Å sur le diffractogramme et il permet de déterminer le processus d'altération à l'origine des minéraux argileux : des valeurs élevées indiquent une forte hydrolyse tandis que les faibles valeurs traduisent une altération mécanique.

2.2.2.3 Les assemblages ostracodiques

Les assemblages ostracodiques constituent un outil intéressant pour reconstruire différentes caractéristiques paléoenvironnementales : la paléobathymétrie, l'hydrodynamisme, l'oxygénation, la nourriture disponible, etc. (e.g., Boomer et al., 2003; Ruiz et al., 2008; Rodriguez-Lazaro and Ruiz-Muñoz, 2012). Dans le cadre de ce travail, ces crustacés benthiques ont été utilisés comme traceurs de la paléocirculation de la MOW et des apports sédimentaires le long de la pente continentale du Golfe de Cadix.

Pour répondre à cet objectif, 521 échantillons ont été analysés afin de dénombrer les assemblages ostracodiques dans la fraction supérieure à 125 µm, dans quatre sites : la carotte MD99-2337, le Site IODP U1386 (Drift de Faro), et le Site IODP U1390 (*sheeted* drift situé au sud du banc de Guadalquivir), tous trois localisés dans la zone épybathyale (200-1000 m), et la carotte CADKS24, située dans la zone bathyale (>1000 m). Les analyses ostracodologiques des carottes MD99-2337 et CADKS24 ont été effectués par P. Carbonel au laboratoire EPOC (Bordeaux) ; C. Alvarez-Zarikian (College Station, Texas, USA) a réalisé les analyses portant sur les échantillons du Site IODP U1390 (Tableau 2-6). Les assemblages ont révélé la présence d'environ 70 genres et / ou espèces dans les sédiments de ces sites d'étude. Seules les abondances relatives de 15 taxons ont été utilisées dans le cadre de ces travaux (Tableau 2-7).

Carotte/Site	Résolution (cm)	Nombre de comptages	Nombre de taxons /espèces comptés	Année	Opérateur
IODP U1386	57-65	46	17	2019	Pierre Carbonel
MD99-2337	10	194	23	2010	
CADKS24	1-10	191	25	2021	
IODP U1390	3-48	90	66	2020	Carlos Alvarez-Zarikian

Tableau 2-6 : Bilan des assemblages ostracodiques établis et utilisés lors cette étude. En gris : MIS 2-1 ; en blanc : MIS 12-11.

Genres / espèces	Milieu de vie	Première description de l'espèce	
<i>Aurila spp.</i>	Zone côtière (< 70 m) à circalittorale (70-120 m)	-	
<i>Buntonia spp.</i>		-	
<i>Callistocythere spp.</i>		-	
<i>Caudites cf. calceolatus</i>		Costa, 1853	
<i>Celtia quadridentata</i>		Baird, 1850	
<i>Costa spp.</i>		-	
<i>Kangarina aff. abyssicola</i>		Müller, 1894	
<i>Leptocythere castanea</i>		Sars, 1866	
<i>Loxoconcha spp.</i>		-	
<i>Rectobuntonia miranda</i>		Bonaduce, Ciampo et Masoli, 1976	
<i>Tyrrenocythere spp.</i> ou <i>Heterocythereis spp.</i>		-	
<i>Uroleberis spp.</i>		-	
<i>Macrocypris spp.</i>		Zone circalittorale (70-120 m) à épibathyale (200-1000 m)	-
<i>Rimacythereis spp.</i>			-
<i>Krithe keyi</i>	Zone épibathyale (200-1000 m) à bathyale (>1000 m)	Breman, 1978	

Tableau 2-7 : Profondeur d'habitat des genres et espèces d'ostracodes utilisés lors de cette étude.

Pour chaque enregistrement sédimentaire, la densité et la diversité faunique ont été représentées afin d'avoir un aperçu de la représentativité des abondances relatives présentées par la suite. Les niveaux caractérisés par une faible abondance (< 10 individus) n'ont pas été utilisés pour les interprétations. Cependant, les abondances des genres/espèces présents dans ces assemblages donnant tout de même des indications, ils ont été représentés par des cercles rouges dans les figures de résultats.

Les espèces *Rectobuntonia miranda* et *Krithe keyi* ont essentiellement été observées en Méditerranée (e.g., Bonaduce et Pugliese, 1979; Bonaduce et al., 1988; Abate et al., 1993; Aiello et al., 2000; Babinot and El Khanchoufi, 2000; Bonaduce et Barra, 2002; Perçin-Paçal et al., 2015; Angue Minto'o et al., 2015). Néanmoins, ces deux espèces « méditerranéennes » sont également présentes dans les sédiments nord-atlantiques influencés par la MOW (e.g., Laprida et al., 2002). Lors de cette étude, nous avons donc utilisé les abondances de *R. miranda* et *K. keyi* pour traceurs de la présence de la MOW à l'interface eau-sédiment des sites étudiés (Tableau 2-8 ; Fig. 2-5).

Paramètre	Description	Interprétations
Densité faunique	Nombre d'individus comptés par échantillons	Les % relatifs des échantillons comportant moins 10 individus n'ont pas été utilisé pour les interprétations
Diversité faunique	Nombre d'espèces ou de genres présents dans les échantillons	Indicatrice des changements de conditions environnementales et/ou de l'action du remaniement au niveau du fond
Abondances des espèces "méditerranéennes"	% <i>Rectobuntonia miranda</i> % <i>Krithe keyi</i>	Faunes d'origine méditerranéenne, retrouvées en Atlantique nord uniquement sous l'influence de la MOW (e.g., Laprida et al., 2002)
Abondances des taxons côtier et/ou circalittoraux	% de taxons vivant à <120 m (Tableau 2-7)	Faunes déplacées indiquant une augmentation des apports gravitaires et/ou du remaniement dans les sites MD99-2337, IODP U1390 et CADKS24
Abondances des taxons épibathyaux	% de taxons vivant entre 200 et 1000 m (Tableau 2-7)	Faunes déplacées indiquant une augmentation des apports gravitaires et/ou du remaniement dans la carotte CADKS24

Tableau 2-8 : Paramètres écologiques des assemblages ostracodiques utilisés lors de cette étude.

Les taxons côtiers et/ou circalittoraux (Tableau 2-7), caractéristiques des assemblages des sédiments de la plateforme continentale, ont permis (1) d'estimer une augmentation de la quantité d'apports gravitaires en amont du système contouritique et/ou (2) d'avoir une indication sur un remaniement potentiel, dans les sites d'études situés dans la zone

épibathyale (MD99-2337 et IODP U1390; Tableau 2-8). Pour reconstituer la faune déplacée dans les assemblages ostracodiques de la carotte CADKS24, l'abondance des taxons épibathyaux a également été considéré (Tableau 2-8).

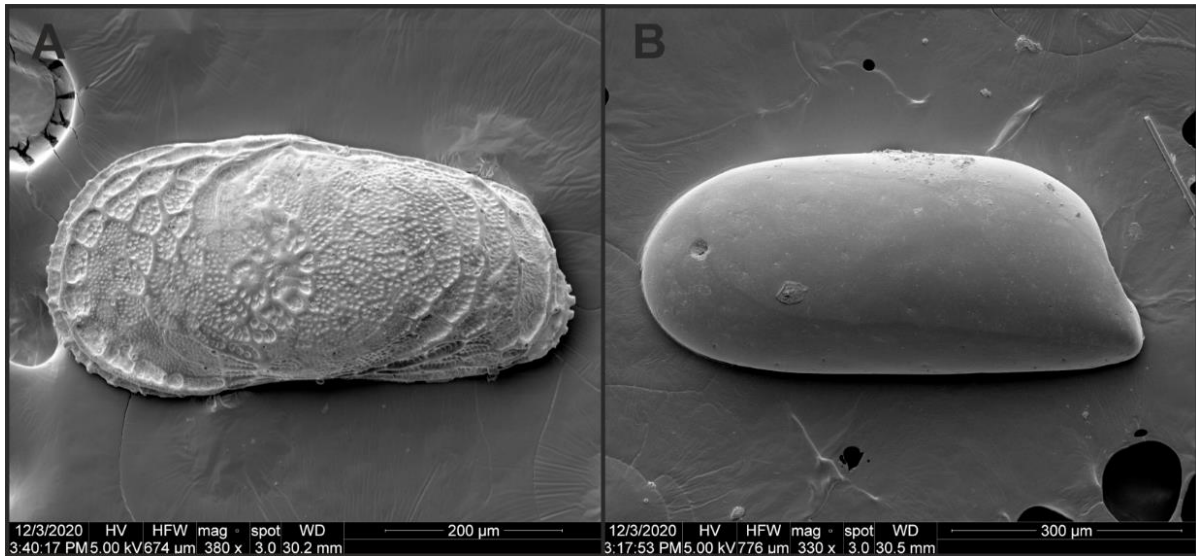


Fig. 2-5 : Photos effectuées à l'aide d'un microscope électronique à balayage d'une valve de *Rectobuntonia miranda* (A) et d'une valve de *Krithe keyi* (B) (C. Alvarez-Zarikian, comm. pers.).

2.2.2.4 La spectrométrie de fluorescence des rayons X (XRF)

La spectrométrie de fluorescence X (XRF, *X-Ray Fluorescence*) est une méthode non destructive permettant de déterminer semi-quantitativement la proportion de certains éléments chimiques du sédiment à haute résolution. Cette méthode consiste à diriger un rayon X émis par une source de rhodium sur l'échantillon analysé qui va lui-même réémettre un rayon X qui lui est propre. L'analyse du spectre du rayon X émis par l'échantillon et enregistré par des détecteurs, permet de déduire semi-quantitativement la composition élémentaire de l'échantillon. Pour chaque échantillon, deux séries distinctes de mesures, caractérisées par des réglages différents du générateur de rayon X, ont été réalisées : une pour détecter les éléments chimiques légers (10 kV) et l'autre pour les lourds (30 kV). Des détails supplémentaires sur le déroulé des analyses (ex : temps d'acquisition) sont disponibles dans la partie matériel et méthodes des articles de Bahr et al. (2014), Kaboth et al. (2016) et Moal-Darrigade et al. (2022b).

Les mesures XRF, effectuées sur quatre intervalles des sites IODP U1386 et U1387 ont été réalisées à partir de trois appareils différents (Tableau 2-9) :

- le banc XRF core-scanner AVAATECH du *Royal Netherlands Institute for the Sea Research* ;
- le banc XRF core-scanner AVAATECH II du *MARUM-Center for Marine Environmental Sciences* à l'Université de Brême ;

- le banc XRF core-scanner AVAATECH III du MARUM-Center for Marine Environmental Sciences à l'Université de Brême.

Site IODP	Appareil	Intervalle (mcd)	Résolution (cm)	Opérateur	Détails
U1386	XRF core-scanner AVAATECH	0-10	0,5-1	S. Kaboth-Bahr (Royal Netherlands Institute for the Sea Research)	Kaboth et al. (2016)
	XRF core-scanner AVAATECH II	126-162	2--13	E. Ducassou (MARUM-Université de Brême)	Moal-Darrigade et al. (2022)
U1387	XRF core-scanner AVAATECH III	0-9	1-12	A. Bahr (MARUM-Université de Brême)	Bahr et al. (2014)
		95-125	1-12		

Tableau 2-9 : Bilan des mesures XRF utilisées dans ce travail.

Les mesures élémentaires individuelles (exprimées en nombre de coups) peuvent être influencées par les variations lithologiques ainsi que par de la condensation sous le film plastique de couverture (*e.g.*, Tjallingii et al., 2007). Afin de limiter ces biais, nous avons utilisés lors de cette étude des rapports élémentaires (*e.g.*, Bahr et al., 2014) :

- le rapport $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ comme indicateur semi-quantitatif des variations de la vitesse du courant de fond (Bahr et al., 2014) ;
- le rapport $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ comme indicateur de la contribution relative à la sédimentation des particules biogéniques riches en carbonates.

2.2.2.5 La mesure de la teneur en carbonate

La teneur en carbonate de 12 niveaux a été mesurée à l'aide d'un calcimètre Bernard entre les profondeurs 129 et 162 c-mcd du site IODP U1386. Ces 12 échantillons de 50-130 mg ont été collectés à différents endroits stratégiques dans le but de calibrer la courbe du rapport $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$, afin qu'elle indique qualitativement la teneur en carbonate des sédiments. Ces mesures ont permis d'estimer la contribution carbonatée à la sédimentation.

**Chapitre 3 Fonctionnement des différentes branches de la MOW
dans le Golfe de Cadix lors des derniers 25 000 ans : apport de
nouveaux proxies aux modèles existants**

3.1 Environnements de dépôt des prélèvements sédimentaires

Les sites IODP et la carotte Marion Dufresne utilisés dans cette étude ont été prélevés dans trois drifts contouritiques situés à différentes bathymétries de la pente moyenne du Golfe de Cadix : le drift de Faro, le drift de Huelva et un vaste *sheeted* drift au sud-est du Banc de Guadalquivir (Tableau 3-1 ; Fig. 3-1). Les carottages de la campagne CADISAR ont visé, quant à eux, des environnements sédimentaires variés du CDS : le Chenal de Guadalquivir, le Banc de Guadalquivir, la levée contouritique géante, le contrebas de la ride du Guadalquivir et le drift de Guadalquivir (Tableau 3-1 ; Fig. 3-1). Ces enregistrements sédimentaires, selon leur bathymétrie et leur position, sont localisés sous l'influence de la MOW_U ou de la MOW_L ou bien des deux branches avant que celles-ci ne se séparent définitivement (MOW proximale (MOW_{prox})). Deux enregistrements sédimentaires (CADKS24 et CADKS25) ont également été collectés sur la pente continentale inférieure, en dehors de la zone d'influence de la MOW (Tableau 3-1 ; Fig. 3-1).

Sites IODP /Carottes/ Bathymétrie (m)	Environnements de dépôt	Branche de la MOW sur le fond
U1386 (560)		
U1387 (558.5) MD99-2337 (598)	Drift de Faro	MOW _U
U1389 (644)	Drift de Huelva	MOW _{prox}
CADKS11 (757) CADKS12 (746) CADKS13 (750) CADKS14 (738)	Chenal de Guadalquivir	
CADKS22 (786) CADKS23 (737)	Banc de Guadalquivir	
CADKS04 (814) CADKS16 (813) CADKS17 (852) CADKS18 (1 001)	Levée contouritique géante Contrebas de la ride de Guadalquivir	MOW _L
U1390 (992)	<i>Sheeted drift</i> situé au sud-est du chenal de Guadalquivir	
CADKS21 (1 008)	Drift de Guadalquivir	
CADKS24 (1 316)	Bordure de la zone des bassins intra-pente	Limite d'action de la MOW _L
CADKS25 (1 256)	Volcan de boue Lolita	

Tableau 3-1 : Environnements de dépôt des enregistrements sédimentaires étudiés. MOW_{prox} : MOW avant la séparation définitive de la branche supérieure et de la branche inférieure ; MOW_U : branche supérieure de la MOW ; MOW_L : branche inférieure de la MOW.

CHAPITRE 3. Fonctionnement des différentes branches de la MOW dans le Golfe de Cadix lors des derniers 25 000 ans : apport de nouveaux proxies aux modèles existants

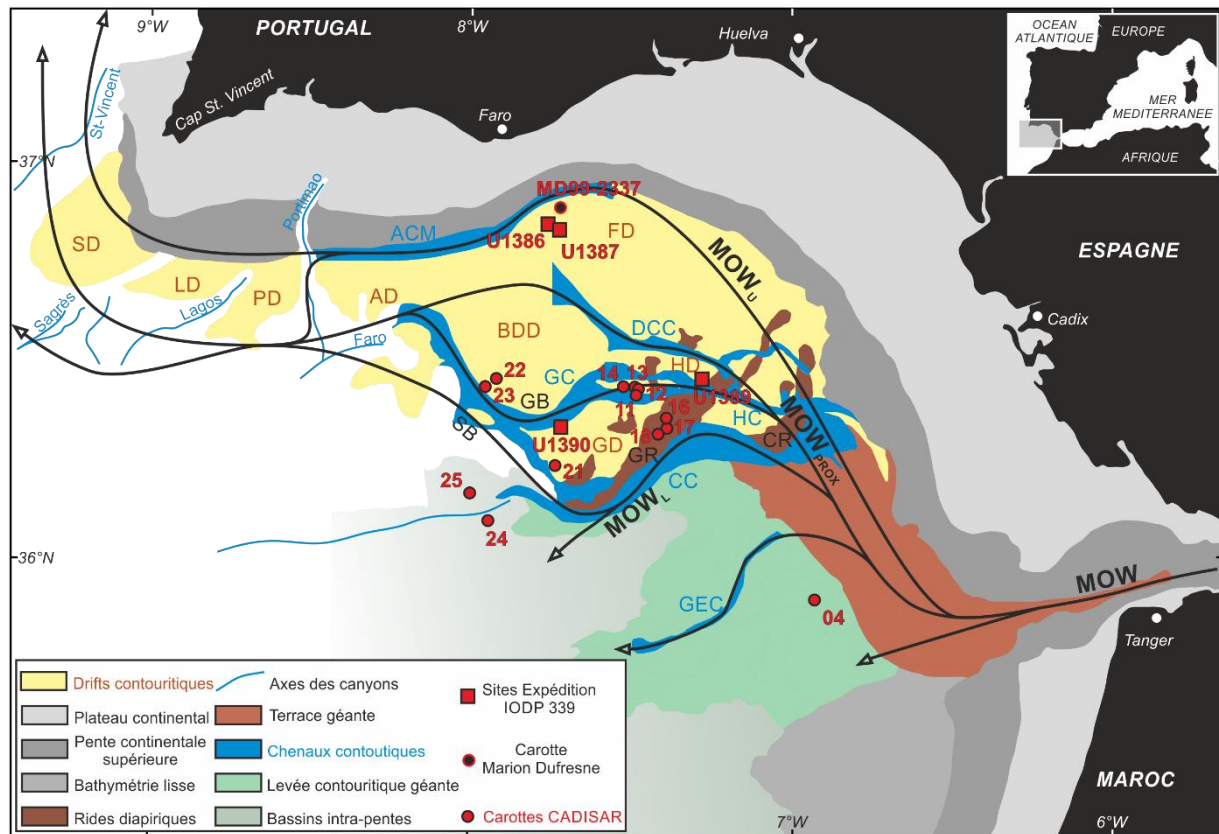


Fig. 3-1 : Localisation des sites IODP et des carottes sédimentaires étudiés. AD : Drift d'Albufeira ; FD : Drift de Faro ; HD : Drift de Huelva ; PD : Drift de Portimao ; LD : Drift de Lagos ; SD : Drift de Sagrès ; GB : Banc de Guadalquivir ; GR : Ride de Guadalquivir ; HC : Chenal de Huelva ; GC : Chenal de Guadalquivir ; CC : Chenal de Cadix ; DCC : Chenal de Diego Cao ; GEC : Chenal de Gil Eanes. MOW_U : branche supérieure de la MOW ; MOW_L : branche inférieure de la MOW ; MOW_{prox} : MOW proximale.

3.2 La stratigraphie

La grande majorité des données stratigraphiques et des modèles d'âge utilisés dans cette étude (derniers 25 000 ans), a été réalisée lors de travaux antérieurs. Les méthodes utilisées par ces études sont listées ci-dessous, et les points de contrôle stratigraphique découlant de ces travaux sont indiqués dans les figures de résultats. Le modèle d'âge du Site IODP U1386 est le fruit de cette étude, et sera par conséquent plus détaillé.

3.2.1 Cadre stratigraphique existant des enregistrements sédimentaires utilisés

3.2.1.1 Datation des sédiments de surface des carottes CADISAR

La radioactivité du ^{210}Pb , isotope caractérisé par une demi-vie de 22,3 années, permet son utilisation pour dater les sédiments marins récents et établir ainsi un cadre chronologique haute résolution pour les dépôts accumulés lors du dernier siècle (*e.g.*, Appleby and Oldfield, 1992). Les mesures des teneurs en ^{210}Pb ont révélé une activité variant de 8 Bq.kg^{-1} à 36 Bq.kg^{-1} dans les dépôts les plus superficiels des carottes CADISAR (Tableau 3-2). Ces résultats traduisent un âge récent (< ca. 100 ans) de mise en place des sédiments superficiels de ces carottes (Hanquiez, 2006).

Carottes	Côtes carotte (cm)	Poids du sédiment sec (g)	Activité ^{210}Pb (Bq.kg^{-1})	Erreur (+/-)	Références
CADKS04	0-1	9.3427	23	6	Hanquiez, 2006
CADKS12	2 à 3	9.4772	4	5	
CADKS13	2 à 3	10.5813	23	5	
CADKS14	1 à 2	9.2641	8	6	
CADKS16	0 à 1	8.5018	36	7	
CADKS17	0 à 1	9.48	28	9	
CADKS18	0 à 1	8.9784	10	6	
CADKS21	0 à 1	8.2641	12	6	
CADKS22	0 à 1	8.3206	4	6	
CADKS24	0 à 1	6.1254	18	6	
CADKS25	1 à 2	8.3023	47	7	

Tableau 3-2 : Activité du ^{210}Pb mesurée dans la partie superficielle des carottes CADISAR (Hanquiez, 2006).

3.2.1.2 Stratigraphie des carottes CADISAR et Marion Dufresne

La chronostratigraphie des carottes sédimentaires issues de la campagne CADISAR a principalement été contrainte par des indices biostratigraphiques s'appuyant sur les abondances relatives des foraminifères planctoniques tel que décrit par Ducassou et al. (2018) (Tableau 3-3). Ces travaux ont défini six bio-événements synchrones à travers le système contouritique du Golfe de Cadix lors des derniers 25 000 ans. Les augmentations du rapport

%*Globorotalia truncatulinoides* senestre / %*G. truncatulinoides* dextre (*Truncatulinoides sinistral Events* ; TE) constituent trois repères stratigraphiques dans l'intervalle couvrant l'Holocène : TE1 (700-1 400 ans cal. BP), TE2 (3 250-4 250 ans cal. BP) et TE3 (8 200-10 600 ans cal. BP). L'abondance de l'espèce polaire *Neogloquadrina pachyderma*, reflétant des variations rapides des conditions de surface, permet d'identifier trois bio-horizons lors de la déglaciation et du dernier maximum glaciaire : le Younger Dryas (YD, 11 500-13 800 ans cal. BP), le stadaire d'Heinrich 1 (H1, 15 400-17 950 ans cal. BP) et le stadaire d'Heinrich 2 (H2, 23 800-25 500 ans cal. BP). L'identification de ces bio-événements ainsi que six datations ^{14}C ont permis à Hassan (2014) d'établir une chronologie pour les carottes CADKS04, CADKS16, CADKS17, CADKS22 et CADKS23 (Tableau 3-3). La stratigraphie des carottes CADKS 24, CADKS 25 et MD99-2337 a été réalisée par Ducassou et al. (2018) à l'aide de cinq datations ^{14}C et des bio-événements décrits ci-dessus (Tableau 3-3).

Site IODP /Carottes/ Bathymétrie (m)	Méthodes de datation	Références
U1386 (560)	^{14}C + $\delta^{18}\text{O}$ benthique	<i>Cette étude + Kaboth et al., 2017</i>
U1387 (558,5)	Corrélations site à site (biostratigraphie)	<i>Cette étude</i>
MD99-2337 (598)	$\delta^{18}\text{O}$ benthique et planctonique + biostratigraphie	<i>Ducassou et al., 2018</i>
U1389 (644)	^{14}C + $\delta^{18}\text{O}$ planctonique	<i>Bahr et al., 2015</i>
CADKS22 (786)	Biostratigraphie	
CADKS23 (737)	^{14}C + biostratigraphie	
CADKS04 (814)		<i>Hassan, 2014</i>
CADKS16 (813)	Biostratigraphie	
CADKS17 (852)	^{14}C + biostratigraphie	
U1390 (992)	^{14}C + biostratigraphie	<i>Dijk et al., 2018</i>
CADKS24 (1316)	^{14}C + biostratigraphie	
CADKS25 (1256)	^{14}C + biostratigraphie	<i>Ducassou et al., 2018</i>

Tableau 3-3 : Méthodes utilisées pour établir la stratigraphie des derniers 25 000 ans cal. BP.

3.2.1.3 Modèles d'âge des sites IODP U1389 et U1390

Le modèle d'âge du Site IODP U1389, proposé par Bahr et al. (2015) pour les derniers 25 000 ans, s'appuie sur la combinaison de six datations ^{14}C et de neuf points de corrélation entre les rapports de l'isotope stable de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des foraminifères planctoniques du Site IODP U1389 et de la glace du site de forage du North Greenland Ice Core Project (NGRIP) (Tableau 3-3). Les taux de sédimentation varient de 28 cm.k^{-1} à 116 cm.k^{-1} durant cette période (Bahr et al., 2015).

La chronologie des derniers 22 000 ans du Site IODP U1390 a été établie par Dijk et al. (2018). Elle s'appuie sur l'association de neuf datations ^{14}C et de neuf points de corrélation visuelle entre la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de ce site et celle du $\delta^{18}\text{O}$ de NGRIP (Tableau 3-3). Les taux de sédimentation du Site IODP U1390 présentent une variabilité très importante

puisqu'ils s'étendent de 8 cm.ka⁻¹ à 346 cm.ka⁻¹ (van Dijk et al., 2018) lors des derniers 22 000 ans.

3.2.2 Chronologies du Sites IODP U1386

Différentes chronologies du sommet du Site IODP U1386 ont été établies par différents auteurs au moyen de méthodes variées. En 2015, en corrélant visuellement l'enregistrement XRF du brome du Site IODP U1386 avec celui du Site IODP U1389, qui bénéficiait d'une chronologie robuste (voir section 3.2.1.3), Bahr et al. (2015) ont établi un premier modèle d'âge couvrant les derniers 150 000 ans. Dans le Golfe de Cadix, les oscillations du signal XRF du brome sont indépendantes des variations des signaux des autres éléments ainsi que des changements lithologiques, faisant de lui un excellent outil stratigraphique (Bahr et al., 2014). Un an plus tard, Kaboth et al. (2016) ont proposé une nouvelle chronologie du sommet du Site IODP U1386, pour un intervalle de temps similaire, en corrélant le signal XRF du brome mesuré sur cette carotte avec la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de la carotte MD01-2444 située au sud-ouest des marges portugaises à une profondeur de 2656 m (Hodell et al., 2013). Enfin, en corrélant visuellement la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ benthique obtenue sur le Site IODP U1386 avec la courbe isotopique de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005), Kaboth et al. (2017) ont construit une nouvelle stratigraphie couvrant les derniers 570 000 ans cal. BP.

La réalisation de sept datations ¹⁴C dans le cadre de cette étude a permis de d'affiner les chronologies existantes pour l'intervalle couvrant les derniers 25 000 ans (Tableau 3-4). Les datations ¹⁴C effectuées indiquent que les quatorze mètres les plus superficiels de ce Site IODP couvrent une période comprise entre 30 569 ans cal. BP et 1 568 ans cal. BP. Une de ces datations a cependant dû être écartée en raison d'un âge incohérent avec les repères stratigraphiques issus de l'étude biostratigraphique, de la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ benthique et du signal XRF du brome (Tableau 3-4). De fortes variations des âges réservoirs durant la dernière déglaciation pourraient expliquer cette datation aberrante (van Dijk et al., 2018). Les six datations réalisées permettent donc d'apporter quatre nouveaux points de contrôle stratigraphique lors de l'Holocène et deux nouveaux points lors du MIS 2. Un point supplémentaire de corrélation issu des travaux de Kaboth et al. (2017) a été rajouté à notre nouveau modèle d'âge afin de contraindre au mieux la dernière déglaciation (Tableau 3-5 ; Fig. 3-2).

Profondeur (mcd)	Code Labo	Âge ¹⁴ C (ans cal. BP)	Erreur standard	Intervalle de confiance de l'âge (95.4% (2 σ) ans cal. BP)	Probabilité médiane de l'âge (ans cal. BP)
0,18	SacA 35774	2 155	± 30	1 410-1 707	1 568
1,08	SacA 35775	6 735	± 40	6 870-7 223	7 044
1,68	SacA 35778	8 570	± 40	8 809-9 217	9 015
2,38	SacA 35779	9 805	± 50	10 350-10 801	10 587
4,438	SacA 35776	20 170	± 100	23 012-23 674	*23 325
6,438	SacA 35777	23 060	± 140	26 027-26 864	26 433
13,61	SacA 35780	27 230	± 180	30 156-30 943	30 569

Tableau 3-4 : Datations ¹⁴C effectuées sur le test de foraminifères planctoniques du Site IODP U1386 (cette étude). *Âge écarté car considéré comme trop vieux après comparaison aux données δ¹⁸O et au cadre biostratigraphique.

Les taux de sédimentation résultant du nouveau modèle d'âge de ce Site IODP sont très élevés au début de MIS 2 (173 cm.ka⁻¹). Ils diminuent significativement entre 26,433 ka cal. BP et 18 ka cal. BP jusqu'à atteindre 22 cm.ka⁻¹ (Tableau 3-5 ; Fig. 3-2). Au début de l'Holocène, les taux de sédimentation doublent, atteignant 45 cm.ka⁻¹ avant de décroître progressivement jusqu'à des valeurs proches de 16 cm.ka⁻¹ au sommet du Site IODP (Tableau 3-5 ; Fig. 3-2). En admettant un taux de sédimentation constant entre le point de contrôle le plus récent et le sommet de l'enregistrement sédimentaire, la couche superficielle du Site IODP U1386 (0-1 cm) est datée à 400 ans cal. BP.

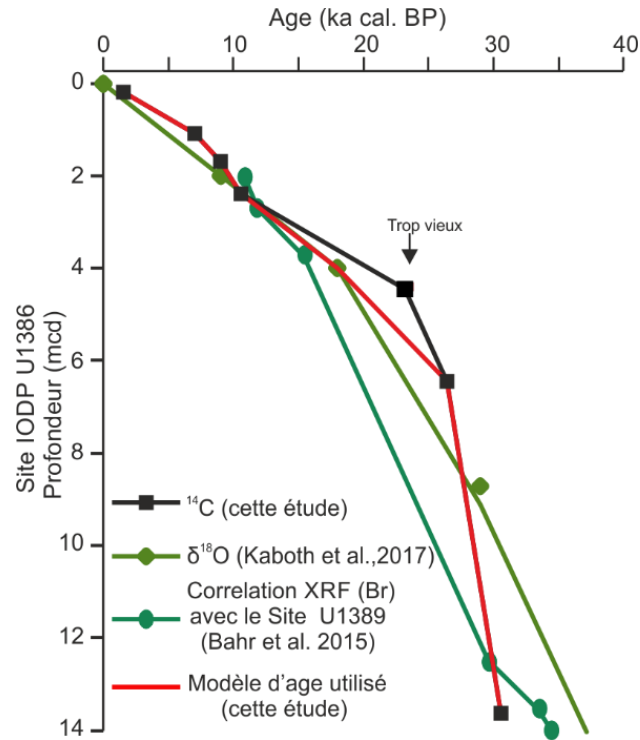


Fig. 3-2 : Modèle d'âge du Site IODP U1386 lors des derniers 40 000 ans.

Profondeur du Site IODP U1386 (mcd)	Points de contrôle (ka cal. BP)	Taux de sédimentation (cm.ka ⁻¹)
0,18	1 568	
1,08	7 044	16
1,68	9 015	30
2,38	10 587	45
4 ^a	18	22
6,438	26 433	29
13,613	30 569	173

Tableau 3-5 : Points de contrôle stratigraphique du Site IODP U1386 s'appuyant sur des datations ¹⁴C et sur un point de corrélation (^a) entre le δ¹⁸O benthique de Kaboth et al., (2017) et la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005).

3.3 Les assemblages d'ostracodes : traceurs des mouvements verticaux de la MOW

3.3.1 Localisation des prélèvements sédimentaires et influence actuelle de la MOW

Les assemblages d'ostracodes ont été reconstitués sur trois enregistrements sédimentaires prélevés à des bathymétries stratégiques sur la pente continentale du Golfe de Cadix, le long d'un transect nord-sud/sud-est, entre les méridiens 7°30'W et 8°W :

- (1) la **carotte MD99-2337**, située sur le drift de Faro (pente continentale médiane) , à une bathymétrie de **589 m**, est actuellement localisée sous l'influence de la **MOW_U**. Les vingt mètres de sédiments qui la composent couvrent les dernier 30 000 ans, et sont susceptibles de contenir majoritairement des ostracodes épibathyaux (Fig. 3.3 ; Fig. 3-4) ;
- (2) le **Site IODP U1390**, situé à une bathymétrie de **992 m** (pente continentale médiane), et prélevé dans un vaste *sheeted drift* au sud du banc de Guadalquivir, est aujourd'hui soumis à l'influence de la **MOW_L** (Fig. 3.3 ; Fig. 3-4). Il est situé à la limite entre la zone épibathyale et la zone bathyale. La présente étude concerne la partie supérieure de l'enregistrement sédimentaire, représentatif des derniers 21 000 ans ;
- (3) La **carotte CADKS24**, est localisée sur la pente continentale inférieure à une bathymétrie de **1316 m**, en **limite d'influence de la MOW_L** (Fig. 3.3 ; Fig. 3-4). Cette carotte, située dans la zone des bassins d'intra-pente (zone bathyale), couvre l'intervalle des MIS 2-1.

La présente étude se focalise principalement sur les faunes liées à la MOW : les représentants des espèces *Rectobuntonia miranda* et *Krithe keyi*, anciennement nommée *Krithe H* (e.g., Laprida et al., 2002 ; voir section 2.2.2.3). La distribution des taxons déplacés, circalitoraux ou/et épibathiaux a également été étudiée.

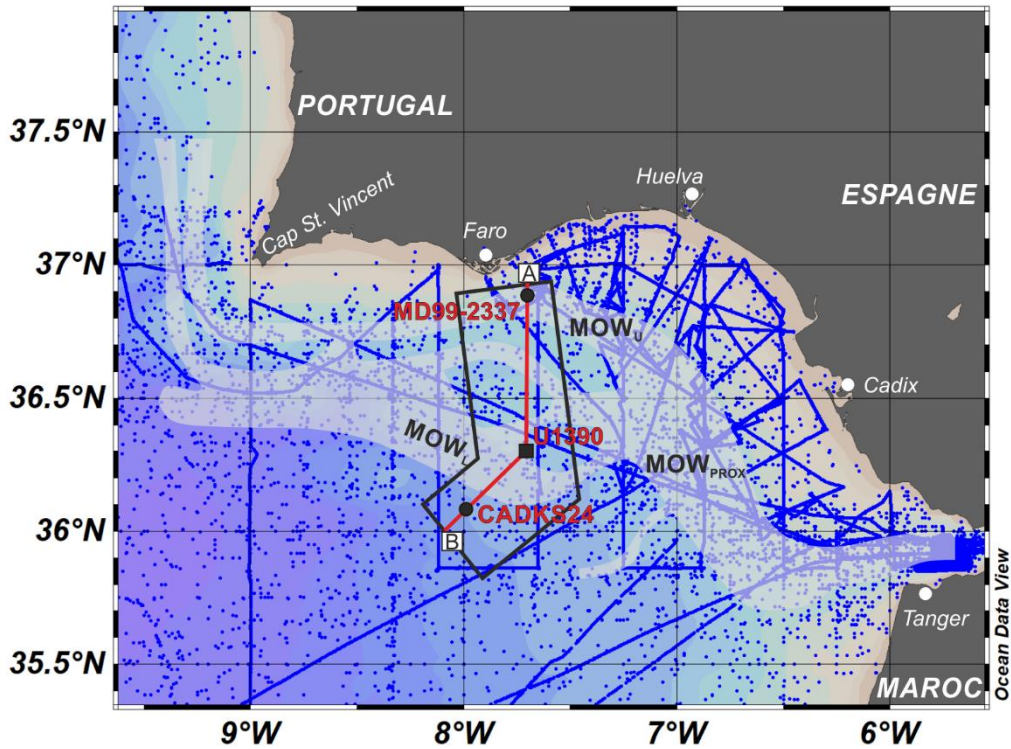


Fig. 3-3 : Localisation du profil bathymétrique croisant les enregistrements sédimentaires d'intérêts (A-B) et distribution géographique (points bleus) des données océanographiques (température et salinité) disponibles dans le Golfe de Cadix (WOBB, WOCE et SeaDataNet). La circulation des différentes branches de la MOW est figurée en surimpression.

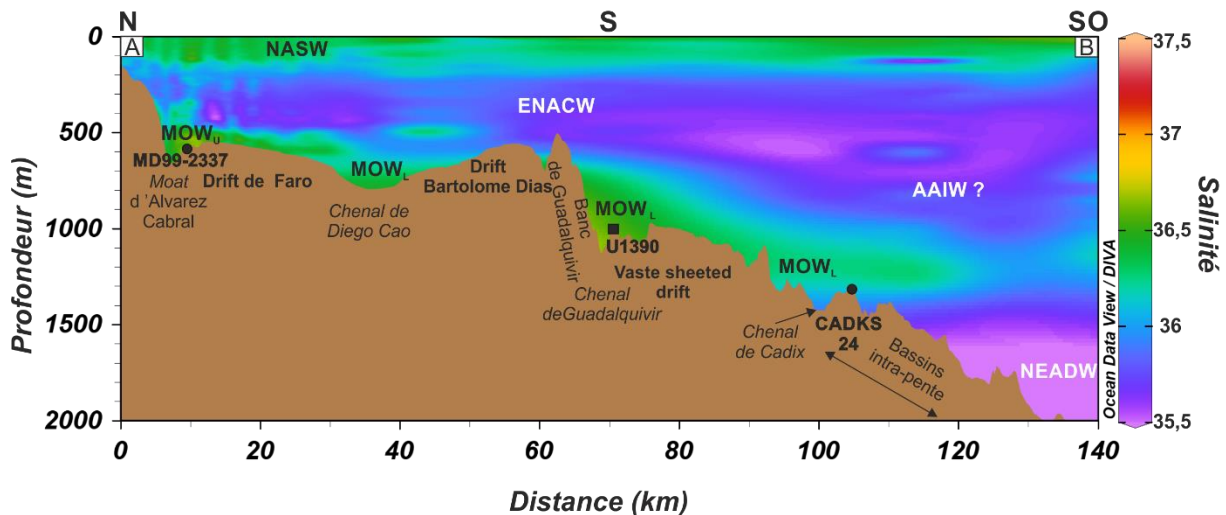


Fig. 3-4 : Profil bathymétrique de la pente continentale du Golfe de Cadix croisant les enregistrements sédimentaires d'intérêt et distribution des masses d'eau d'après les données de salinité issues des bases de données WOBB, WOCE et SeaDataNet. NASW : North Atlantic Surface Water ; ENACW : Eastern North Atlantic Central Water ; MOW_U : Upper Branch of the MOW ; MOW_L : Lower Branch of the MOW ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; NEADW : Northeast Atlantic Deep Water.

3.3.2 Caractérisation des masses d'eau à partir des assemblages d'ostracodes

3.3.2.1 Le drift de Faro (MD99-2337)

Les échantillons de la carotte MD99-2337 comportent relativement peu d'ostracodes, avec une quantité d'individus variant fortement d'un échantillon à l'autre (0-46 individus; Fig. 3-5). La diversité spécifique varie entre 1 et 8 taxons en fonction des niveaux étudiés, un échantillon ne comportant aucun ostracode. Vingt et un genres ou espèces d'ostracodes ont été identifiés dans cet enregistrement sédimentaire.

Lors des derniers 30 000 ans, les deux espèces méditerranéennes, *R. miranda* et *K. keyi*, ne présentent pas une distribution identique (Fig. 3-5). Durant le MIS 2, entre les événements H2 et H1, *R. miranda* constitue en moyenne 1 % de l'assemblage total d'ostracodes. Cette abondance est caractérisée par des pics sporadiques variant de 2 % à 18 %. Lors du MIS 1, l'espèce *R. miranda* est présente de manière plus constante (moyenne de 5 %) avec des abondances variant de 2 à 20 %, à l'exception des échantillons représentatifs des événements TE2 et TE3 au cours desquels elle est absente de l'enregistrement sédimentaire. *K. keyi* est l'une des espèces dominantes des assemblages d'ostracodes dans les sédiments de la carotte MD99-2337. Elle présente d'importantes variations d'abondance (0-48 %) autour d'une moyenne proche de 16 % durant le MIS 2 et de 18 % durant le MIS 1. Contrairement à *R. miranda*, *K. keyi* est présente durant les événements TE du MIS 1 (jusqu'à 45 % de l'assemblage total). Les deux espèces méditerranéennes ont en revanche la particularité d'être absentes des assemblages lors des événements froids de Heinrich (H3, H2 et H1).

Les taxons circalittoraux *Buntonia spp.* et *Uroleberis spp.* sont généralement peu abondants dans les assemblages de la carotte MD99-2337 (Fig. 3-5). Ils montrent cependant des pics ponctuels d'abondance dans des échantillons représentatifs des événements H1 et YD, et à la fin de l'Holocène. Ces trois périodes sont par ailleurs caractérisées par une augmentation de la vitesse du courant sur le fond à la localisation de la carotte, tel qu'indiqué par l'enregistrement du *sortable silt* (Fig. 3-5).

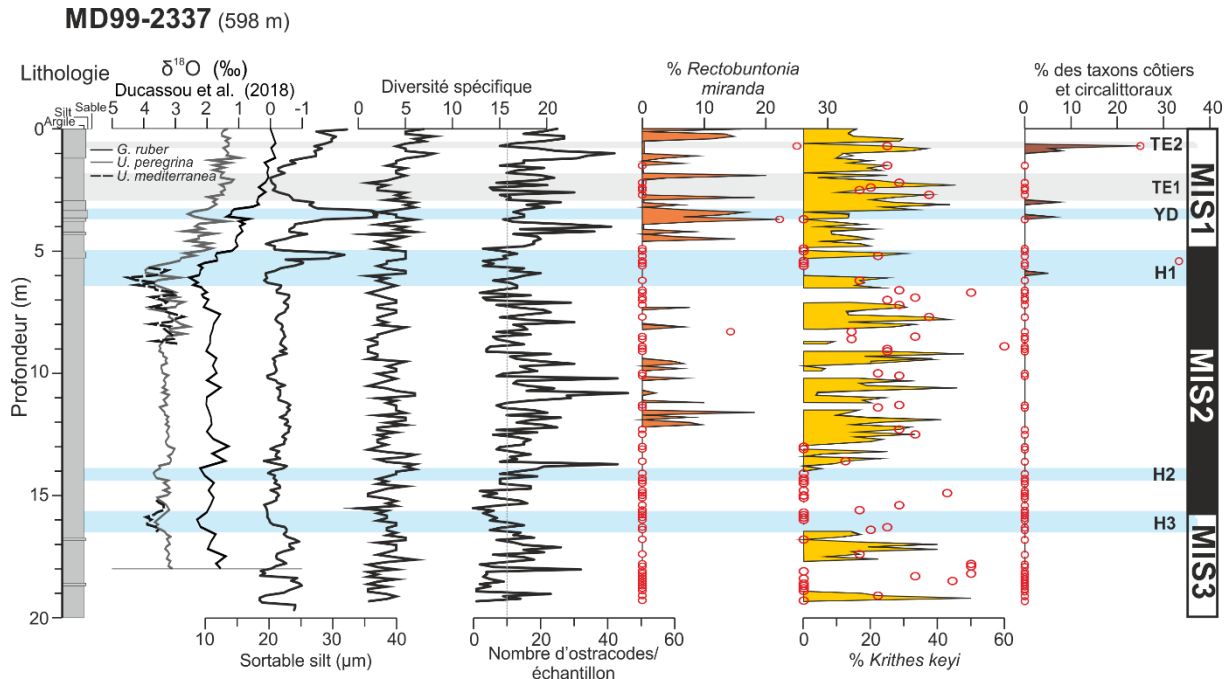


Fig. 3-5 : Représentation des données acquises dans le cadre de l'analyse des faunes d'ostracodes de la carotte MD99-2337, dont, de gauche à droite, la distribution verticale de la diversité spécifique et de la concentration totale d'ostracodes, et les variations d'abondance des taxons discutés dans la présente étude. Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Événements d'Heinrich ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin.

3.3.2.2 Le vaste *sheeted drift* (Site IODP U1390)

Les échantillons du Site IODP U1390 sont caractérisés par un nombre d'ostracodes variant entre 4 et 350 individus (Fig. 3-6). La diversité spécifique est également plus élevée que dans les autres sites d'étude avec 1 à 36 taxons observés par échantillon. Au total, 66 genres ou espèces d'ostracodes ont été identifiés dans les différents niveaux de ce site.

Au cours des derniers 22 000 ans cal. BP, les deux espèces méditerranéennes, *R. miranda* et *K. keyi* sont majoritairement présentes lors du MIS 1 (Fig. 3-6). *R. miranda*, espèce absente des assemblages représentatifs du MIS 2, apparaît durant le *Bölling-Alleröd* (entre l'évènement H1 et le YD, jusqu'à 3 %) et durant la fin de l'Holocène (jusqu'à 14 %). *K. keyi* présente une faible abondance moyenne (1 %) lors du MIS 2, avec quelques rares augmentations pouvant atteindre 11 %. La proportion de cette krite est plus importante au MIS 1 (~7 %). Lors des évènements H1 et YD, périodes caractérisées par une augmentation de la vitesse du courant de fond au niveau du Site IODP U1390 telle qu'indiquée par les valeurs de *sortable silt* (Fig. 3-6), les espèces méditerranéennes sont peu abondantes voire absentes des assemblages d'ostracodes. Ces périodes d'augmentation de la circulation de fond sont contemporaines d'une faible quantité d'ostracodes dans les échantillons (Fig. 3-6). Cette observation suggère qu'une forte activité du courant à cette profondeur ne permet pas aux ostracodes de se développer ou que les tests de ces micro-organismes sont sujet à du vannage.

Les taxons circalittoraux, constitués des taxons *Aurila spp.*, *Buntonia spp.*, *Callistocythere spp.*, *Caudites cf. calceolatus*, *Celtia quadridentata*, *Cota sp.*, *Kangarina aff. abyssicola*, *Leptocythere castanea*, *Loxoconcha spp.*, *Heterocythereis spp.* et *Urocythereis spp.* sont présents de façon non négligeable, constituant jusqu'à 17 % des assemblages des échantillons représentatifs de l'intervalle MIS 2-1 au site IODP U1390 (Fig. 3-6). Ces taxons sont particulièrement abondants durant le MIS 2 (à l'exception de la fin du H1), lors du début du YD et à la fin de l'Holocène. Il est remarquable que lors de l'évènement TE3, contemporain de l'évènement sapropélique S1 en Méditerranée (Ducassou et al., 2018), les assemblages de la carotte MD99-2337 et du Site IODP U1390 ne présentent ni *R. miranda*, ni taxons circalittoraux (Fig. 3-5 ; Fig. 3-6).

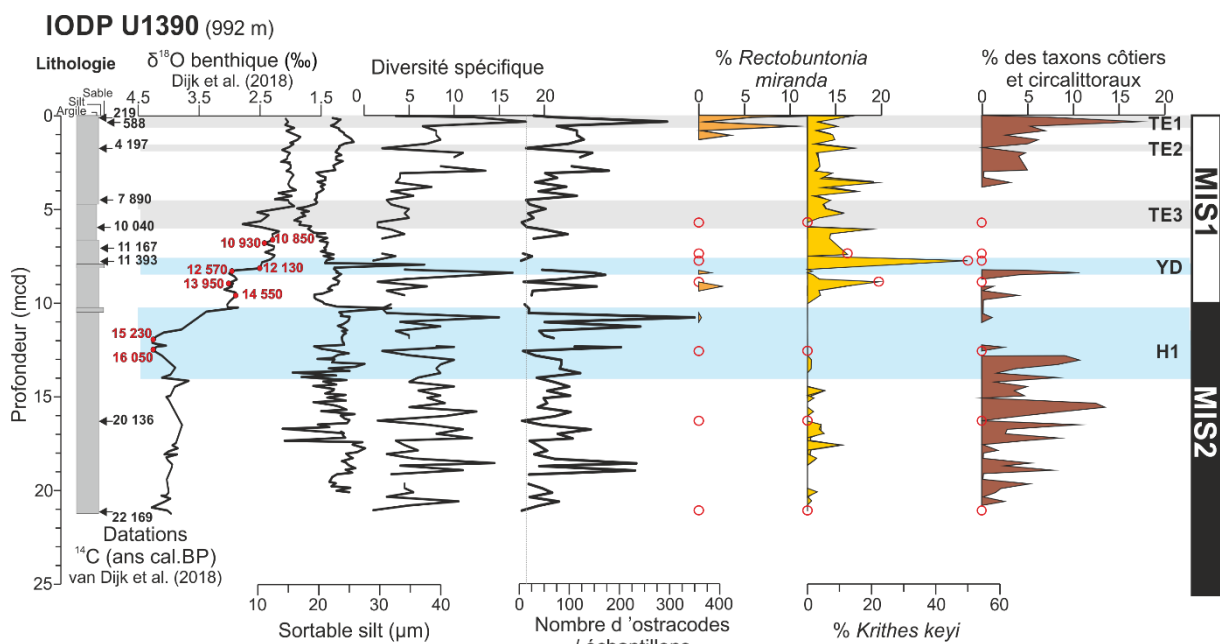


Fig. 3-6 : Représentation des données acquises dans le cadre de l'analyse des faunes d'ostracodes du Site IODP U1390, dont, de gauche à droite, la distribution verticale de la diversité spécifique et de la concentration totale d'ostracodes, et les variations d'abondance des taxons discutés dans la présente étude. Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. Les flèches noires (datations ^{14}C) et les ronds rouges (corrélation visuelle entre la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ planctonique de ce site et celle de la glace du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace du NGRIP) indiquent les repères stratigraphiques des travaux de van Dijk et al. (2018). YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Événements d'Heinrich ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin.

3.3.2.3 Les bassins intra-pentes (CADKS24)

Les assemblages des échantillons de la carotte CADKS24 sont constitués par un nombre d'ostracodes variant entre 0 et 68 individus selon les niveaux comptés (Fig. 3-7). Ces individus se répartissent entre 1 et 9 taxons selon les échantillons.

R. miranda est absente des assemblages de la carotte CADKS24 (Fig. 3-7). La bathymétrie à laquelle est située cette carotte (1316 m), dans la zone bathyale, est

probablement la raison expliquant l'absence de cette espèce épibathyale. L'espèce *K. keyi*, malgré d'importantes variations d'abondance dans les échantillons comportant plus de 10 individus (0-30 %), est globalement présente tout le long de la déglaciation.

Les taxons *Buntonia* spp., *Loxoconcha* spp., *Macrocypris* spp. et *Rimacypthereis* constituent les formes déplacées, présentes dans la carotte. Ces ostracodes d'origine circalitorale et épybathyale sont présents dans les échantillons datés de la fin du H1 et du YD mais sont absents dans les sédiments déposés lors du Bölling-Alleröd. L'apparition de ces formes déplacées est concomitante d'une augmentation du sortable silt, traduisant une intensification du courant sur le fond.

CADKS24

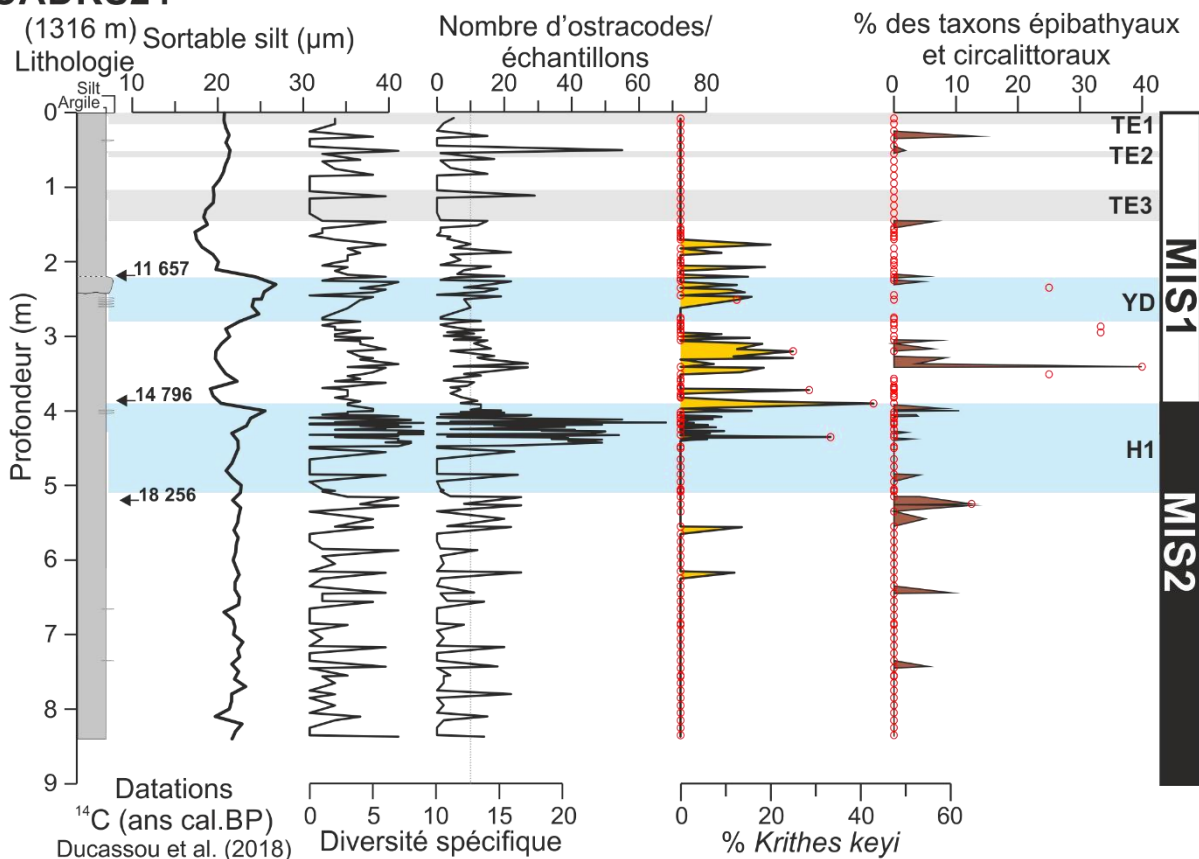


Fig. 3-7 : Représentation des données acquises dans le cadre de l'analyse des faunes d'ostracodes de la carotte CADKS24, dont, de gauche à droite, la distribution verticale de la diversité spécifique et de la concentration totale d'ostracodes, et les variations d'abondance des taxons discutés dans la présente étude. Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. Les flèches noires indiquent les datations ¹⁴C (Hassan, 2014). YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Événements d'Heinrich ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin.

3.3.3 *R. miranda* et *K. keyi* : indicateurs de la présence de la MOW sur le fond

Les espèces *R. miranda* et *K. keyi*, toutes deux d'origine méditerranéenne, ont été observées dans le Golfe de Gascogne, uniquement dans des sédiments situés sous l'influence de la MOW (Peypouquet, 1971, 1973, 1977; Laprida et al., 2002). Ces ostracodes ont également été identifiés dans les sédiments d'une portion de la marge marocaine affectée par les eaux méditerranéennes en Atlantique nord-est (Llano, 1981; Laprida et al., 2002).

Cabral et Loureiro (2013) ont récemment publié une synthèse des cortèges ostracodiques caractérisant les sédiments actuels et Holocène du plateau continental et de la pente de la marge de l'Algarve (ouest du Golfe de Cadix). Leurs résultats indiquent la présence de *R. miranda* et une forte abondance de *K. keyi* à des profondeurs situées sous l'influence de la MOW_U (500 m). Nos résultats indiquent que les assemblages présents dans les sédiments récents des sites actuellement situés sous l'influence de la MOW (MD99-2337 et Site IODP U1390), sont caractérisés par la présence de *R. miranda* et de *K. keyi*. Ces observations nous confortent dans l'utilisation de ces deux espèces en tant que traceurs des masses d'eau méditerranéennes lors des derniers 30 000 ans.

Les variations d'abondance des espèces méditerranéennes *R. miranda* et *K. keyi* présentent des différences importantes entre elles, ainsi que d'un site étudié à l'autre. La bathymétrie explique l'absence de l'espèce épibathyale *R. miranda* des sédiments de la carotte CADKS24 (1316 m). En revanche, ce raisonnement ne permet pas d'expliquer la présence discontinue de cette même espèce dans les sédiments de la carotte MD99-2337 et du Site IODP U1386 alors que *K. keyi* y est présente de façon continue. Ces deux sites sont aujourd'hui respectivement influencés par les cœurs de la MOW_U et de la MOW_L, masses d'eau caractérisées par des températures et des salinités plus importantes qu'à leur périphérie (Fig. 3-4). Une hypothèse envisagée ici est que *R. miranda* se développe dans une niche écologique (en terme de salinité et de température) plus restreinte que *K. Keyi*, correspondant au cœur de la MOW. *K. Keyi* peut quant à elle se développer dans des conditions moins optimales, telles que celles rencontrées à la périphérie de la MOW. Le développement préférentiel de *R. miranda* dans des sédiments plus grossiers, tel qu'observé par Bonaduce et al. (1988) dans les sables bioclastiques de la plateforme tunisienne et dans nos sites d'étude (Fig. 3.5 et 3.6), peut constituer un deuxième facteur expliquant les différences de distribution observées entre les deux espèces dans les sédiments des sites MD99-2337 et IODP U1386. Une plus importante granularité caractérisant généralement les sédiments déposés sous l'influence du cœur du courant dans les systèmes contouritiques (ex : *moat*), cette seconde hypothèse est compatible avec la première. Ces observations nous permettent de nous appuyer sur l'utilisation des taxons *R. miranda* et *K. keyi* pour tracer l'évolution de l'influence de la MOW_U et de la MOW_L lors des derniers 25 000 ans cal. BP sur la pente continentale du Golfe de Cadix.

3.3.4 Variations de la position de la MOW dans la colonne d'eau lors des derniers 25 000 ans cal. BP.

La distribution des assemblages ostracodiques dans les sédiments de nos trois sites d'études nous ont permis de proposer différents modèles de localisation de la MOW dans la colonne d'eau ainsi qu'une estimation qualitative de sa vitesse de circulation lors des derniers 25 000 ans.

3.3.4.1 Le MIS 1

3.3.4.1.1 Holocène récent (les derniers 3000 ans cal. BP)

Les assemblages d'ostracodes ainsi que la lithologie des sédiments qui les contiennent présentent peu de variations dans nos trois sites d'études depuis la fin du TE2, il y a 3 000 ans cal. BP. Les données obtenues sur la carotte MD99-2337 et le Site IODP U1390 indiquent que les espèces *K. keyi* et *R. miranda* abondent lors de cet intervalle, suggérant que la position de la MOW, le long de la pente continentale moyenne du Golfe de Cadix, n'a pas varié lors de l'Holocène récent. Durant cette période, les cœurs de la MOW_U et de la MOW_L ont influencé respectivement le drift de Faro et le vaste *sheeted drift* situé au sud du banc de Guadalquivir (Fig. 3-8A).

Dans la carotte MD99-2337, les sédiments représentatifs des derniers 3000 ans correspondent à des dépôts sablo/silto-argileux et sont caractérisés par une augmentation du *sortable silt*. Cette lithologie, couplée aux données ostracodiques suggèrent une intensification de la circulation de la MOW_U, affectant les sédiments du drift de Faro lors de cette période (Fig. 3-8A). Ce niveau plus grossier, nommé Pic Contouritique III, d'abord par Stow et al. (1986) puis par Faugères et al. (1986), a été identifié par de nombreux auteurs sur le drift de Faro (Faugères et al., 1986; Stow et al., 1986; Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006, Kaboth et al., 2016, 2017) ainsi qu'en amont sur la pente continentale médiane du Golfe de Cadix (400-700 m; Sierro et al., 1999, 2020). Nos résultats confirment donc une intensification de la circulation de la MOW_U lors de l'Holocène récent à cette bathymétrie.

Les dépôts argilo-silteux accumulés au Site IODP U1390 lors des derniers 3 000 ans sont caractérisés par les valeurs de *sortable silt* les plus importantes de l'Holocène et par une forte proportion de faunes déplacées dans les assemblages ostracodiques. La présence de ces espèces circalittorales, sans trace d'écoulements gravitaires associés dans l'enregistrement sédimentaire, est l'indication d'un remaniement et d'un transport par la MOW_L jusqu'au Site IODP U1390. Ces résultats montrent que, si la MOW_L s'écoule moins rapidement que la MOW_U durant l'Holocène récent (Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006), elle circule à des vitesses non négligeables, permettant de générer des dépôts légèrement plus grossiers et de remanier la faune d'ostracodes (Fig. 3-8A). L'abondance des faunes déplacées observées lors de cette période implique une interprétation prudente de la

présence de *R miranda* dans les sédiments récents du Site IODP U1390, présence qui pourrait être également, au moins en partie, la conséquence d'un remaniement.

Nos résultats relatifs à la distribution des assemblages d'ostracodes sont cohérents avec les assemblages de foraminifères benthiques observés par Schönfeld and Zahn (2000) sur la pente continentale de la marge portugaise à l'Holocène récent, et qui suggèrent, sur la base de l'abondance des espèces de foraminifères associées à la MOW (*Epibenthos* groups) **(1) l'écoulement des deux branches de la MOW et (2) l'intensification de la MOW_U lors de cette période.**

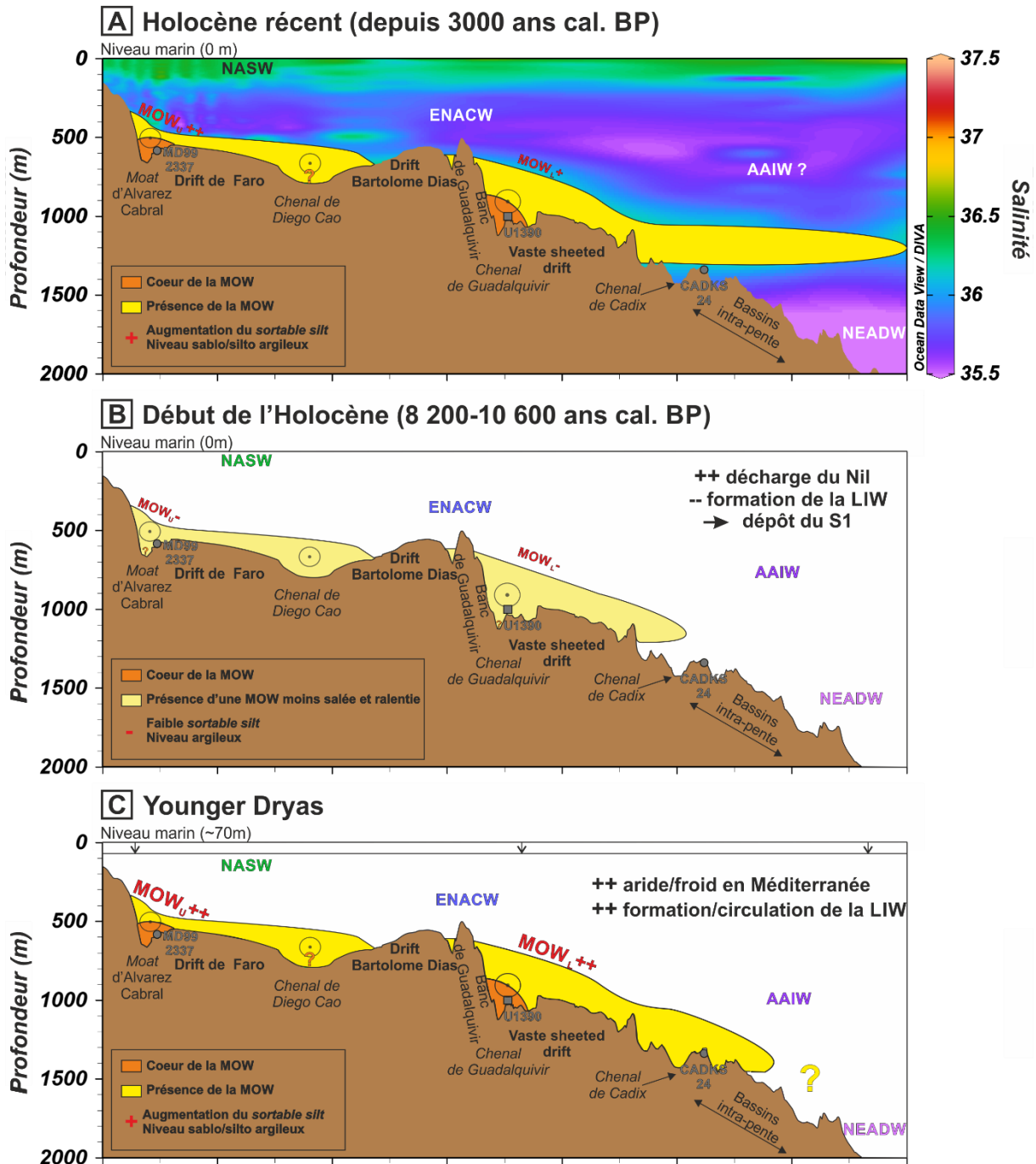


Fig. 3-8 : Coupes schématiques représentant les paléo-profondeurs et les paléo-intensités de la MOW lors de l'Holocène récent (A), du début de l'Holocène (B) et au Younger Dryas (C). NASW : North Atlantic Surface Water ; ENACW : Eastern North Atlantic Central Water ; MOW_U : Upper Branch of the MOW ; MOW_L : Lower Branch of the MOW ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; NEADW : Northeast Atlantic Deep Water ; LIW : Levantine Intermediate Water ; WMDW : Western Mediterranean Deep Water.

3.3.4.1.2 Le début de l'Holocène

Les abondances des faunes méditerranéennes d'ostracodes et les lithologies mesurées dans les sédiments déposés lors de l'évènement TE3 (8 200-10 600 ans cal. BP), diffèrent de celles observées dans les sédiments d'âges plus récents. Les assemblages d'ostracodes de la carotte MD99-2337 et du Site IODP U1390 sont caractérisés par les fortes abondances de K.

keyi et l'absence de *R. miranda*. De plus, les sédiments de ces sites sont composés majoritairement d'argiles et les valeurs de *sortable silt* durant cette période sont parmi les plus faibles de celles enregistrées lors des derniers 25 000 ans. Deux hypothèses peuvent expliquer ces observations :

- (1) Les cœurs de la MOW_U et de la MOW_L sont respectivement restreints au fond du chenal contouritique d'Alvarez-Cabral et du chenal de Guadalquivir. Dans cette configuration, le drift de Faro et le vaste *sheeted drift* au sud du banc de Guadalquivir se situeraient dans la périphérie du cœur du courant ;
- (2) Les caractéristiques physico-chimiques de la MOW circulant dans le Golfe de Cadix sont différentes de celles caractérisant l'Holocène récent. Une MOW légèrement moins chaude et moins salée ne permettrait pas le développement de *R. miranda* (Fig. 3-8B).

L'évènement TE3 est synchrone de l'évènement sapropélique S1. Les évènements sapropéliques ont été reliés à des phases de décharge importante d'eau douce par le Nil dans le bassin méditerranéen oriental (*e.g.*, Rossignol-Strick et al., 1982; Rohling and Hilgen, 1991). La migration vers le nord de la zone de convergence intertropicale (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ) lors des minima de précession, induit une augmentation des précipitations saisonnières *via* le phénomène de mousson en Afrique, augmentant considérablement la décharge fluviale annuelle du Nile (Revel et al., 2010; Castañeda et al., 2016). Au même moment, les régions nord et sud méditerranéennes enregistrent une augmentation des précipitations annuelles (*e.g.*, Bar-Matthews et al., 2000; Tzedakis et al., 2002; Toucanne et al., 2012). Les apports importants d'eau douce ont fortement diminué la salinité et donc la densité des eaux de surface, empêchant ou réduisant significativement la formation des eaux méditerranéennes intermédiaires et profondes telle la LIW. Les carottes sédimentaires prélevées sur la pente continentale du Golfe de Cadix présentent une sédimentation argileuse entre 6 000 et 10 000 ans cal. BP (*Holocene contourite gap* ; *e.g.*, Stow et al., 1986; Sierro et al., 1999; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Rogerson et al., 2012). De nombreuses études ont mis en évidence le lien existant entre les fortes précipitations liées à la mousson africaine (périodes de minimum de précession), les évènements sapropéliques en Méditerranée et une faible circulation de la MOW au début de l'Holocène (*e.g.*, Rogerson et al., 2012; Bahr et al., 2015; Kaboth et al., 2016; Sierro et al., 2020). Rogerson et al. (2012) ont proposé que la diminution de l'évaporation en Méditerranée durant cette période aurait eu pour effet de diminuer la différence de salinité entre les flux entrant et sortant de la Méditerranée. Van Dijk et al. (2018) ont récemment reconstruit les salinités de la MOW à l'aide de mesures géochimiques dans les sédiments du Site IODP U1390. La MOW s'écoulant au début de l'Holocène se distingue par les salinités les plus faibles des derniers 22 000 ans. Il semble donc cohérent qu'une MOW légèrement moins chaude et moins salée, plus proche

des caractéristiques physico-chimiques surjacentes, et ne permettant pas le développement de *R. miranda* mais seulement celui de *K. keyi*, ait circulée à l'Holocène inférieur dans le Golfe de Cadix. **Les assemblages ostracodiques observés dans la présente étude suggèrent ainsi que le drift de Faro et le drift situé au sud du banc de Guadalquivir se situaient sous l'influence d'une MOW_U et d'une MOW_L moins salées** (Fig. 3-8B). Il semble donc qu'une grande partie des sédiments majoritairement argileux de cette période se soit déposée sous l'influence d'une MOW à compétence réduite, induisant le dépôt de contourites argileuses. Contemporainement, *K. keyi* dominait les assemblages ostracodiques dans les sédiments prélevés dans le Golfe de Gascogne au large du Cap Ferret (Bidet et Peypouquet, 1976) suggérant l'extension de la MOW peu salée jusqu'à cette région.

3.3.4.1.3 Younger Dryas

Les sédiments de la carotte MD99-2337 sont caractérisés, au Younger Dryas, par des sédiments sablo/silto-argileux dans lesquels abondent *R. miranda* et *K. keyi*. Au Site IODP U1390, qui enregistre un pic sableux durant cette période, les deux espèces méditerranéennes présentent de faibles abondances. Dans la zone bathyale (CADKS24), l'espèce *K. keyi* abonde dans le niveau silteux déposé lors de cet épisode froid. Ces résultats suggèrent, comme ceux représentatifs de l'Holocène récent, les influences respectives durant le Younger Dryas, des cœurs de la MOW_U et de la MOW_L dans le drift de Faro et le vaste *sheeted drift* au sud du banc de Guadalquivir (Fig. 3-8C). En revanche la MOW_L couvre une bathymétrie plus importante, s'écoulant jusqu'à la pente continentale inférieure, dans la zone des bassins intra-pentes (Fig. 3-8C).

Un pic contouritique plus grossier caractérise l'ensemble des enregistrements sédimentaires prélevés sur la pente continentale du Golfe de Cadix couvrant cette période (Pic Contouritique II ; *e.g.*, Faugères et al., 1986; Stow et al., 1986; Mulder et al., 2002; Sierro et al., 1999; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Kaboth et al., 2016; Ducassou et al., 2018; Sierro et al., 2020). Les niveaux plus grossiers ainsi que les augmentations du *sortable silt* observés dans nos sites d'études confirment cette tendance. Des études, s'appuyant sur des carottes sédimentaires situées sur la marge est de la Corse, ont démontré une intensification de la LIW durant le Younger Dryas qui pourrait expliquer la circulation active de la MOW à cette époque (Toucanne et al., 2012; Angue Minto'o et al., 2015). Il semble donc que **lors du Younger Dryas, la MOW ait eut (1) une extension géographique et/ou bathymétrique plus importante dans le Golfe de Cadix, couvrant la pente continentale médiane ainsi que la partie supérieure de la pente continentale inférieure et (2) une vitesse d'écoulement plus importante** (Fig. 3-8C). Les données sismiques enregistrant localement une activité érosive de la MOW dans les drifts de Faro-Cadix, de Huelva et de Guadalquivir, soutiennent l'hypothèse d'une intensification régionale de la MOW (Hanquiez, 2006). L'enregistrement par les foraminifères benthiques

d'une MOW particulièrement intense à l'ouest du Portugal (Schönfeld and Zahn, 2000), corrobore ce schéma de circulation. Un niveau marin relatif plus bas (-70 m; Waelbroeck et al., 2002) associé à une MOW plus dense a probablement favorisé ce schéma de circulation de la MOW au Younger Dryas.

Les trois sites d'étude enregistrent durant cette période une augmentation de la proportion des faunes d'ostracodes déplacées. La présence de cette faune dans les enregistrements sédimentaires est contemporaine d'une circulation intense des différentes branches de la MOW permettant le transport de ces ostracodes jusqu'à nos sites d'étude. Néanmoins, il n'est pas à exclure qu'une activité gravitaire accrue en amont du CDS lors de cette période ait favorisé l'export *downslope* de ces faunes avant que le remaniement par le courant ne les transporte jusqu'aux sites étudiés.

3.3.4.2 Le MIS 2

3.3.4.2.1 Le stadaire d'Heinrich 1 (H1)

Les assemblages ostracodiques contemporains du stadaire H1 présentent des variations importantes d'abondance de *R. miranda* et de *K. keyi* durant cette période de refroidissement. Le début et la fin de H1 sont caractérisés par la présence de ces espèces dans les sites étudiés. Dans la carotte MD99-2337, *K. keyi* présente de fortes abondances relatives suggérant que la partie périphérique de la MOW_U baigne le drift de Faro. La fin du H1 à ce site est caractérisée par le dépôt de sédiments plus grossiers (sablo/silto argileux) et des valeurs de *sortable silt* plus élevées, indiquant une circulation plus intense de la MOW_U à cette période (Fig. 3-9A). Le Site IODP U1390 présente une plus faible proportion d'espèces méditerranéennes au début (*K. keyi*) et à la fin (*R. miranda*) du stadaire H1, suggérant cependant une influence de la MOW_L au niveau du vaste drift au sud du banc de Guadalquivir. Comparativement à la carotte MD99-2337, un niveau plus grossier et un pic de *sortable silt* marque la fin du H1 dans les sédiments du Site IODP U1390, suggérant un écoulement plus rapide lors de cet intervalle (Fig. 3-9A). Les assemblages ostracodiques de la carotte CADKS24 suggèrent l'absence de la MOW_L au niveau des bassins intra-pentes, au début du stadaire H1. En revanche, la présence de *K. keyi* et l'augmentation du *sortable silt* dans le niveau silteux qui caractérise la fin du H1 indique une circulation accrue de la MOW_L affectant cette zone bathyale durant cette période (Fig. 3-9A).

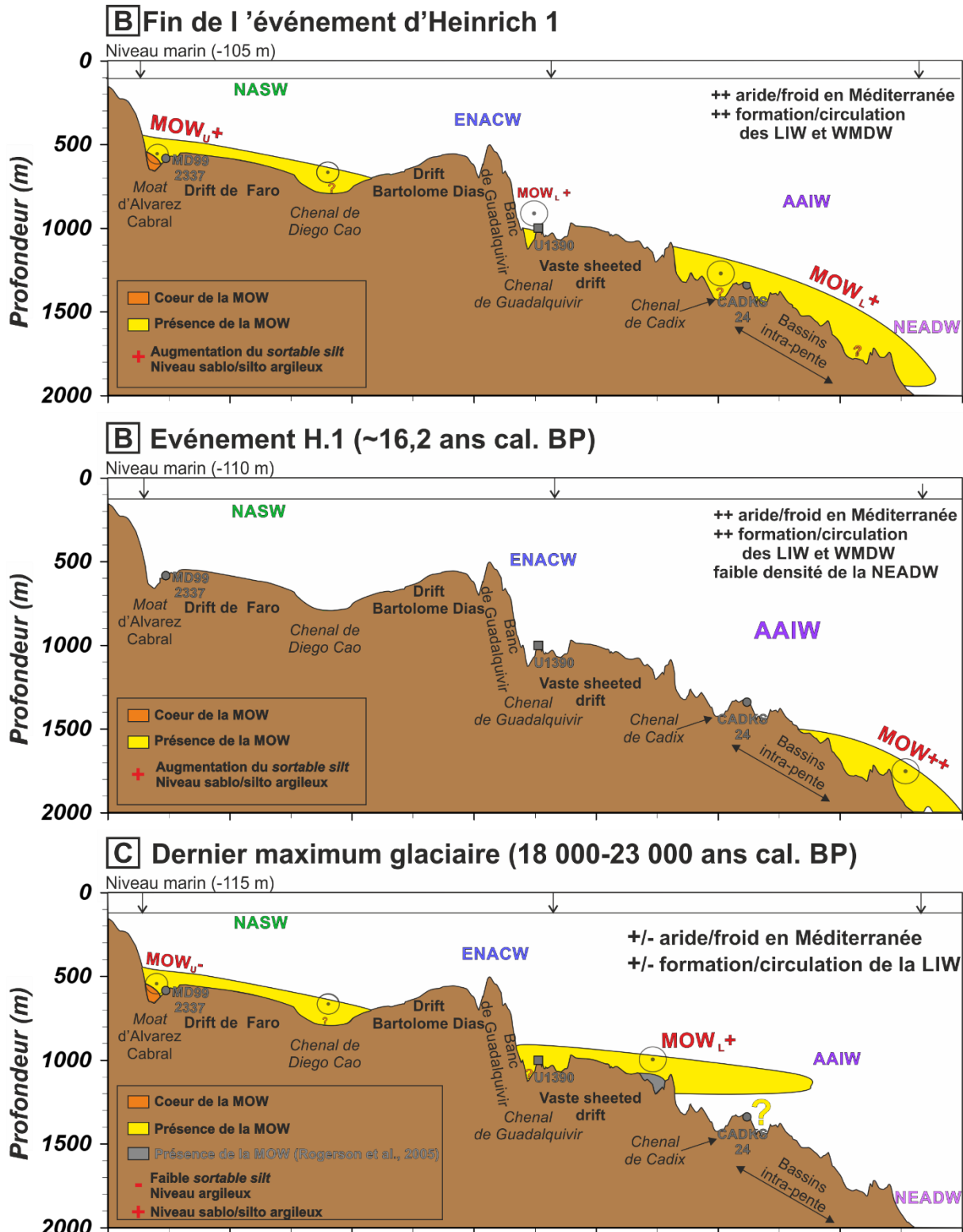


Fig. 3-9 : Coupes schématiques représentant les paléo-profondeurs et les paléo-intensités de la MOW lors de la fin de H1 (A), de l'événement H.1 (B) et lors du dernier maximum glaciaire (C). NASW : North Atlantic Surface Water ; ENACW : Eastern North Atlantic Central Water ; MOW_U : Upper Branch of the MOW ; MOW_L : Lower Branch of the MOW ; AAIW : Antarctic Intermediate Water ; NEADW : Northeast Atlantic Deep Water ; LIW : Levantine Intermediate Water ; WMDW : Western Mediterranean Deep Water.

Les carottes sédimentaires prélevées dans le Golfe de Cadix présentent toutes un niveau plus grossier lors du dernier stadaire d'Heinrich, nommé Pic Contouritique I, par Stow

et al. (1986) et Faugères et al. (1986), et traduisant une intensification globale de la MOW (Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Sierro et al., 1999; Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Kaboth et al., 2016; Ducassou et al., 2018; Sierro et al., 2020). La surface d'érosion observée sur les données de sismique au niveau du drift de Huelva suggère quant à elle une circulation plus intense de la MOW_L lors du H1 (Hanquiez, 2006). Un écoulement renforcé de la MOW a également été enregistré dans des carottes plus distales, situées sur la pente continentale de la marge portugaise (Schönfeld and Zahn, 2000). L'intensification de la circulation profonde et intermédiaire en Méditerranée, comme observée au nord des îles Baléares (WMDW; Frigola et al., 2008) et à l'ouest de la Corse (LIW; Toucanne et al., 2012) est probablement à l'origine de la MOW intense observée sur la pente continentale du Golfe de Cadix ainsi que sur la marge ouest portugaise.

Les enregistrements sédimentaires étudiés sont caractérisés par une augmentation de la proportion des faunes d'ostracodes déplacées, au début ou à la fin du stadaire H1. La présence de cette faune dans des enregistrements sédimentaires sans trace d'évènements gravitaires témoigne de l'influence de la MOW sur la sédimentation de ces sites. Cependant, tout comme pour le Younger Dryas, il est suggéré que la présence de ces faunes déplacées soit également la conséquence d'une activité turbiditique accrue en amont du CDS.

Le stadaire d'Heinrich 1 a été subdivisé en deux phases se distinguant en Atlantique nord par des dynamiques des calottes glaciaires et des circulations océaniques différentes (Broecker et Putnam, 2012). Lors de la première phase (18 000-16 200 ans cal. BP), l'apport d'eau douce provenant de la fonte des calottes eurasiennes et/ou laurentidiennes, a provoqué une réduction de l'AMOC (Grousset et al., 2000; Clark et al., 2001; McManus et al., 2004; Peck et al., 2007; Hodell et al., 2015; Plaza-Morlote et al., 2017; Toucanne et al., 2015). La seconde phase correspond à une période très froide (16 200-14 700 ans cal. BP) dont l'origine est la débâcle d'icebergs issus de la calotte laurentidienne (*e.g.*, Broecker et al., 1992; Hodell et al., 2017; Plaza-Morlote et al., 2017). Lors de cet événement abrupt, l'apport additionnel d'eau douce a annihilé la formation d'eaux profondes. Cette modification de la circulation océanique et la débâcle d'icebergs ont permis le transport de sédiments grossiers par radeaux de glace (*Ice Rafted Debris*, IRD) en Atlantique Nord. Hodell et al. (2017) ont identifié deux niveaux d'IRD distincts dans les dépôts de la seconde phase du stadaire d'Heinrich. Le premier (~16 200 ans cal. BP), également nommé « événement H1.1 » a été enregistré à des latitudes relativement méridionales (marge du Portugal ; Bard et al., 2000; de Abreu et al., 2003).

Nos enregistrements sédimentaires synchrones de l'événement H1.1 sont caractérisés par des dépôts argileux dans lesquels les espèces d'ostracodes méditerranéennes sont absentes et les valeurs de *sortable silt* sont faibles. Ces résultats suggèrent que la MOW n'influait pas la partie supérieure (>1300 m) de la pente continentale du Golfe de Cadix lors de l'événement H1.1, confirmant ainsi l'approfondissement de la masse d'eau

méditerranéenne proposé par Sierro et al. (2020) pour expliquer le niveau argileux observé sur le Site IODP 1389 lors de cette période. Ces auteurs proposent que l'approfondissement de la MOW est la conséquence d'une réduction considérable de la densité des eaux profondes et intermédiaires de l'Atlantique nord durant cet intervalle, réduction induite par la décharge d'eau douce caractéristique de l'évènement H1.1. Cette période est également marquée, en Méditerranée, par des conditions froides et arides (e.g., Castañeda et al., 2016) qui ont contribué à former une MOW plus dense. Entre 16 200 et 15 700 ans cal. BP, Frigola et al. (2008) enregistrent l'écoulement le plus important de la WMDW des derniers 50 000 ans alors que la circulation de la LIW est bien moins intense qu'au Younger Dryas (Toucanne et al., 2012).

Nos résultats, ainsi que ceux présents dans les travaux antérieurs, indiquent donc que, lors de l'évènement H1.1, les WMDW contribuaient de façon plus importante à la MOW qu'à l'actuel, participant ainsi à augmenter sa densité. La combinaison d'eaux profondes atlantiques moins denses et d'une densité accrue de la MOW durant cette période, a conduit à une circulation de cette dernière sur la pente continentale inférieure du Golfe de Cadix. Nos enregistrements montrent ainsi que **la MOW circulait alors à des profondeurs supérieures à 1300 m, soit un approfondissement du courant de plus de 1000 m par rapport à l'Actuel au niveau du méridien 8°W, dans le Golfe de Cadix** (Fig. 3-9B). Cet approfondissement maximum est légèrement plus important que celui proposé par Schönfeld et Zahn. (2000) (<800 m). Il est en revanche conforme avec les résultats de Magill et al. (2018) qui ont enregistré une influence de la MOW jusqu'à 2 646 m de profondeur d'eau au sud de la marge portugaise durant cette période.

3.3.4.2.2 Le dernier maximum glaciaire (18 000 - 24 000 ans cal. BP)

Les sédiments de nos sites d'étude représentatifs du dernier maximum glaciaire (DMG) sont dominés par la fraction argileuse. Les abondances des espèces méditerranéennes d'ostracodes y présentent des variations importantes d'un site à l'autre. *K. keyi* constitue au DMG une des espèces dominantes des assemblages ostracodiques de la carotte MD99-2337. *R. miranda* en revanche, fait des apparitions sporadiques, avec des abondances conséquentes (jusqu'à 18 % de l'assemblage) dans les sédiments du drift de Faro. Le Site IODP U1390, enregistre durant cette période de faibles abondances de *K. keyi*, et l'absence de *R. miranda*.

Ces résultats indiquent que la MOW_U, bien que probablement caractérisée par des vitesses réduites, a continué à s'écouler le long de la pente continentale moyenne durant le DMG (Fig. 3-9C). L'abondance puis l'absence de *R. miranda* lors de cette période peut être la conséquence d'une migration verticale du cœur de la MOW_U qui n'aurait affecté que ponctuellement la sédimentation sur le drift de Faro durant le DMG. Le vaste *sheeted drift* située au sud du banc Guadalquivir semble influencé par la périphérie de la MOW_L, qui circule

à des vitesses suffisantes pour transporter jusqu'au Site IODP U1390 une quantité significative d'ostracodes provenant d'environnement circalittoraux (jusqu'à 15 % de l'assemblage total; Fig. 3-9C). De façon similaire aux périodes du Younger Dryas et du stadaire d'Heinrich 1, l'hypothèse d'une augmentation des faunes déplacées reliée à une augmentation de l'activité gravitaire en amont du CDS est à considérer pour le DMG. L'absence de *K. keyi* dans la carotte CASDKS24 (1 316 m) suggère une MOW_L s'écoulant moins profondément qu'à l'Actuel, lors du DMG. Les niveaux légèrement plus grossiers observés dans les carottes D13898 (1 111 m) et D13900 (1 297m) prélevées dans le drift de Gil Eanes, témoignent d'une circulation relativement intense de la MOW_L lors de cette période (Rogerson et al., 2005). Une surface d'érosion localement décrite au sud du drift de Huelva lors du DMG, corrobore l'idée d'une MOW_L s'écoulant de façon intense (Hanquiez, 2006). Nos résultats montrent que l'intensification de la MOW_L lors du DMG n'a pas été accompagnée d'un approfondissement de la branche inférieure du courant. Notre schéma de circulation proposé pour le DMG dans le Golfe de Cadix est parfaitement cohérent avec la reconstruction des écoulements de la MOW_U et de la MOW_L le long de la marge ouest portugaise proposé par Schönfeld and Zahn (2000).

3.4 Le cortège argileux : traceur des différentes branches de la MOW dans les sédiments du système contouritique

Ce sous-chapitre s'appuie sur l'article sous presse : Paul Moal-Darrigade, Emmanuelle Ducassou, Jacques Giraudeau, André Bahr, Stefanie Kaboth-Bahr, Vincent Hanquiez, Marie-Claire Perello, **Source-to-sink pathways of clay minerals in the cadiz contourite system over the last 25 kyrs: The segregational role of mediterranean outflow water**, *Marine Geology*, volume 443, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106697>

Abstract

Despite major advances in our understanding of the interactions between bottom currents and sedimentary deposits over the last forty years, few studies have focused on the nature of fine particles in contourite depositional systems (CDS). XRD analyses of marine sediments can be used to improve our understanding of fine-grained sediment sources and settling processes. This work presents a detailed sedimentological study of sediment cores collected over the middle slope of the Gulf of Cadiz as part of Integrated Ocean Drilling Program Expedition 339 and the 2001 CADISAR cruise. We performed high-resolution clay mineral analyses to reconstruct the pathways of fine-grained particles from their sources to their deposition along the contourite depositional system of the Gulf of Cadiz (source-to-sink approach). The clay mineral associations reflect the major contribution of the Guadalquivir River and North African rivers/dusts to fine particles settling over the middle slope. Our results suggest that size segregation deposition processes along the path of the Mediterranean Outflow Water (MOW) are responsible for the distinct clay mineral associations between sites located under the upper MOW and the lower MOW. We observed changes of sedimentation rates over the contourite depositional system throughout the last 25 kyrs. We propose that these changes are due to temporal variations in the vertical distribution of the upper and the lower MOW whose concentrations in suspended particulate matter are drastically different. Sea-level and large scale atmospheric changes (e.g., ITCZ migration) over this period induced major variations in the distance of river mouths to the Gulf of Cadiz CDS, and in the amount of Northwest African dust delivered to this depositional system, respectively. Climate changes therefore modified fine particle sources and pathways, which considerably influenced clay minerals settling in the middle slope of the Gulf of Cadiz since the Last Glacial Maximum.

3.4.1 Introduction

The 350 km-long margin of the Gulf of Cadiz, extending from the entrance of Atlantic water through the Strait of Gibraltar to Cape St. Vincent, has a curved shape due to tectonic features (Baldy et al., 1977; Maldonado et al., 1999; Nelson and Maldonado, 1999). The shelf break, located at 120-140 m water depth, marks the boundary between the continental shelf and the slope (10-30 km; López-Galindo et al., 1999; Hernández-Molina et al., 2006). Between 130 and 4000 m water depth, the continental slope dips gently between 0.5° and 4° (Hernández-Molina et al., 2006; and references therein). The special feature of this margin is the extensive middle slope Contourite Depositional System (CDS) which is strongly influenced by the Mediterranean Outflow Water (MOW) (*e.g.*, Hernández-Molina et al., 2006). This CDS consists of numerous large contourite accumulations, named drifts (McCave and Tucholke, 1986), along with erosional features such as moat and contourite channels.

For several decades, great efforts have been devoted to the study of the depositional model of the Gulf of Cadiz CDS. This body of work demonstrated both the importance of recent tectonic activity, which influenced the morphology of the middle slope (Llave et al., 2001, 2007a; García et al., 2009, 2016, 2020; Medialdea et al., 2009; Hernández-Molina et al., 2016a), and the pivotal role of alongslope processes, induced by the MOW (*e.g.*, Kenyon and Belderson, 1973; Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986, 2013; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Hanquiez et al., 2007; Marchès et al., 2007; García et al., 2009; Roque et al., 2012). Furthermore, downslope processes interact with alongslope processes (*e.g.*, Mulder et al., 2013; De Castro et al., 2020a, 2020b) but they are less noticeable and less continuous over the CDS than the contourite deposits (Hernández-Molina et al., 2006).

The MOW splits into two main cores when it enters the Gulf of Cadiz: the shallow upper MOW (300–800 m) which circulates along the base of the upper slope and the lower MOW which flows along the base of the middle slope (Fig. 3-10A, Sánchez-Leal et al., 2017). Marine geological studies based on sediment cores and IODP sites collected over different contourite drifts have highlighted fluctuations of MOW velocities and vertical oscillations of its core depth during the late Pleistocene. It is considered that MOW flows at shallower depths during interglacial warm conditions than during glacial cold periods (Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006). Strengthening of the MOW occurs during colder conditions such as the Younger Dryas, and Heinrich stadials and stadials of interglacials including Dansgaard-Oeschger cold events (Sierro et al., 1999; Cacho et al., 2000; Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Bahr et al., 2014). Furthermore, the enhanced run-off into the Eastern Mediterranean Sea during periods of maximum summer insolation prevented Eastern Mediterranean deep water formation (Rogerson et al., 2012; Rohling et al., 2015), inducing sapropel deposition in the

Mediterranean and a weak activity of the MOW (Rogerson et al., 2012; Bahr et al., 2015; Kaboth et al., 2016). Therefore, the nature, dynamics and feedback mechanisms between past variations in intensity and depth of MOW and climatic conditions are still debated.

As sand and silt content is a key indicator of bottom current velocity, most of sedimentological work concerning the Gulf of Cadiz CDS has focused on coarse-grained sediment deposition, in particular through the extensive study of sandy-contourites (*e.g.*, Stow et al., 2013a; Brackenridge et al., 2018; De Castro et al., 2021); whereas few studies have focused on muddy intervals (Nishida, 2016). Some authors have investigated the mineralogy of clays from the middle slope of the Gulf of Cadiz (Grousset et al., 1988; Stumpf et al., 2011; Alonso et al., 2016), often with a low temporal resolution, but little attention has been paid to the spatial distribution of clay minerals among muddy-contourites of the CDS. By contrast, the pattern of clay mineral distribution on the shelf of the Gulf of Cadiz has been the subject of many studies and it is very well constrained (Fernández-Caliani et al., 1997; Gutiérrez-Mas et al., 1997; Gutiérrez-Mas et al., 2003; Gutiérrez-Mas et al., 2006; López-Galindo et al., 1999; Machado, 2005; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008; Achab, 2011). The present study investigates clay mineralogy of sediments from three IODP sites and thirteen sediment cores collected across various sedimentary features of the Gulf of Cadiz in order to reconstruct the source-to-sink pathway of clay minerals from their sources (river/wind) to their deposition in the CDS of the Gulf of Cadiz. The substantial clay mineral dataset produced in this study contributes to: 1) identifying the fluvial and eolian sources of clay minerals of the middle slope in the Gulf of Cadiz and quantifying their respective contributions to sedimentation; 2) highlighting the strong role of surface currents and of the MOW with specific emphases on its upper and lower components in the distribution of clay minerals along the CDS; 3) pointing out changes in both clay mineral sources and transport patterns in the CDS over the last 25 kyrs.

3.4.2 Regional setting

3.4.2.1 Morphobathymetric setting

The northern continental shelf of the Gulf of Cadiz is located between the Iberian Peninsula and Morocco, west of the Strait of Gibraltar (Fig. 3-10A). This 350-km long continental margin extends from the Strait of Gibraltar to the Cape St Vincent, and is characterized by a unique continental slope (Fig. 3-10A). The interaction between Mediterranean Outflow Water (MOW) and the seafloor across the slope generates one of the most studied Contourite Depositional Systems (CDS) in the world (Hernández-Molina et al., 2003). The Gulf of Cadiz CDS, located over the middle slope (400–1200 m) encompasses five morphobathymetric sectors, identified according to distinct sedimentary features (Hernández-Molina et al., 2006). In the southeast area, the proximal scour and sand-ribbon sector is dominated by erosive features (*e.g.*,

Kenyon and Belderson, 1973; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; García et al., 2009; Stow et al., 2013a). The adjacent overflow-sedimentary lobe sector (Fig. 3-10B) displays a large sand and mud sedimentary lobe impacted by both depositional and erosive processes (Kenyon and Belderson, 1973; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003; Mulder et al., 2003; Hanquiez et al., 2010). Located in the central area of the middle slope between Cadiz and Faro, the channel and ridge (Fig. 3-10B) is characterized by five main contourite channels (Cadiz, Guadaquivir, Huelva, Diego Cao and Gusano) dominated by erosive processes (Nelson et al., 1993; García, 2002; García et al., 2009). These different contourite channels cross a depositional sector composed of active (Huelva Drift and Guadalquivir Drift) and buried drifts (Mulder et al., 2002; Hanquiez et al., 2007; Llave et al., 2007b; García et al., 2009). In addition, erosive channels circumvent marked structural reliefs of diapiric ridges and banks (e.g., Guadalquivir Ridge and Bank; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Hanquiez et al., 2007; García et al., 2009). In the active contourite deposition sector, which is located in the northwest of the area (Fig. 3-10B), depositional features represented by contourite drifts (e.g., Faro Drift) dominate the sedimentation regime (e.g., Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1984; Stow et al., 1986; Mulder et al., 2002; Hernández-Molina et al., 2003; Llave et al., 2006; Roque et al., 2012). A series of canyons, namely Portimao, Lagos, Sagres and San Vicente Canyons, are located in the western sector (the canyon sector) of the study area (Fig. 3-10B) (e.g., Hernández-Molina et al., 2003; Mulder et al., 2006; Llave et al., 2007a; Marchès et al., 2007).

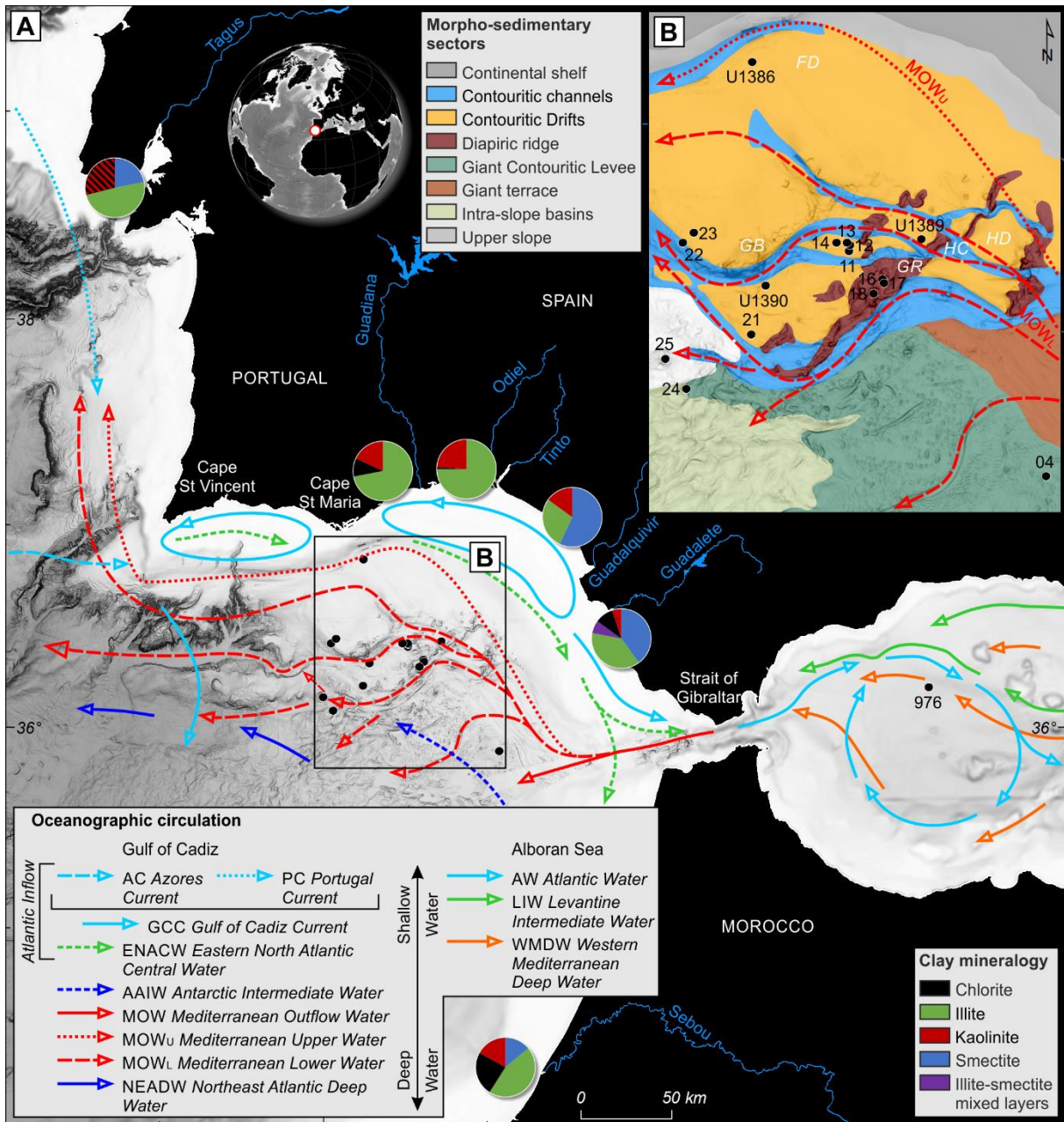


Fig. 3-10 : A) General currents and water masses in the Gulf of Cadiz (García-Lafuente et al., 2006; Voelker et al., 2010; Carracedo et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016b), Alboran Sea (Ercilla et al., 2016) and southwestern Portuguese margin (Teixeira et al., 2019; Rodrigues et al., 2020), clay mineralogy of the main southwestern Iberian and Moroccan rivers and location of ODP Site 976 (Lima, 1971; Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Elmouden et al., 2005; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008). B) Main morpho-sedimentary features of the Gulf of Cadiz CDS (Hernández-Molina et al., 2006), locations of IODP sites and CADISAR cores used this study and pathways of the upper branch (MOW_U) and lower branch (MOW_L) of Mediterranean Outflow Water (MOW). FD: Faro Drift; HD: Huelva Drift; HC: Huelva Channel; GR: Guadalquivir Ridge; GB: Guadalquivir Bank.

The present study especially focuses on the Faro elongated and separated mounded Drift, the Huelva mounded Drift and the large sheeted drift located southeast of the Guadalquivir Bank (Fig. 3-10B). These drift drilled by the Integrated Ocean Drilling Program

(IODP) Expedition 339 (Hernández-Molina et al., 2013; Stow et al., 2013b). A further thirteen piston cores from the CADISAR cruise collected over the channel/ridge and overflow-sedimentary lobe sectors complemented this work.

3.4.2.2 Oceanographic circulation

The oceanographic circulation in the Gulf of Cadiz is driven by the inflow-outflow circulation across the Strait of Gibraltar, with Atlantic water entering in the Mediterranean Sea at the surface and Mediterranean intermediate and deep waters outflowing westward below 150 m water depth (Ambar and Howe, 1979a; Bryden and Stommel, 1984; Ochoa and Bray, 1991; Bryden et al., 1994; Baringer and Price, 1999; Millot, 1999; Pinardi et al., 2019). At the exit of the Strait of Gibraltar (Fig. 3-10A), MOW is principally composed of Levantine Intermediate Water (LIW) with a small contribution of Western Mediterranean Deep Water (WMDW) (Bryden and Stommel, 1984; Millot, 2014). In the Gulf of Cadiz, the dense cascading MOW splits into two main cores (Fig. 3-10B): (1) the Mediterranean upper water (MOWU) which flows along the base of the upper slope between 300 and 800 m, and mixes with the overlying warmer upper water of the Eastern North Atlantic Central Water (ENACW; Ambar et al., 2002; Bellanco and Sánchez-Leal, 2016; Sánchez-Leal et al., 2017); and (2) the Mediterranean lower water (MOWL) which flows at deeper depth (800–1200 m), overlies Labrador Sea Water (LSW) and northeast Atlantic deep water (NEADW), and is underlaid by northward flowing Antarctic Intermediate Water (AAIW) in the south area of the Gulf of Cadiz (Fig. 3-10A; Voelker et al., 2015a; Carracedo et al., 2016; Roque et al., 2019). MOW velocity gradually decreases northwestward from ca. 300 cm s⁻¹ in the Strait of Gibraltar to 15–20 cm s⁻¹ near Cape St. Vincent (Ambar and Howe, 1979b; Gasser et al., 2017; Sánchez-Leal et al., 2017).

The surficial circulation in the Gulf of Cadiz in the upper ~150 m is mainly driven by the eastern branch of the Azores Current (AC) and the Portugal Current (PC; Fig. 3-10A) advecting subtropical salty water and less salty, cooler water, respectively (Peliz et al., 2005; García-Lafuente et al., 2006). Closer to the shore, two shallow cyclonic cells border the open ocean: one located to the south of Cape St. Maria, namely the eddy of Cape St. Maria, the other forming between Cape St. Monica and the Guadalquivir River mouth in the eastern sector of the shelf (Fig. 3-10A). The latter occurs as the westward flowing Cadiz Coastal Counter Current meets the Gulf of Cadiz Current (GCC) flowing toward the Strait of Gibraltar (Relvas and Barton, 2002; García-Lafuente et al., 2006). The Atlantic inflow into the western Mediterranean Sea contains water from both AC and GCC (Peliz et al., 2009).

3.4.2.3 Clay mineral sources

Recent sedimentation in the Gulf of Cadiz is largely dominated by terrigenous material from the vicinity of the Iberian margin and North African continent (Milliman and Syvitski,

1992; Gutiérrez-Mas et al., 1997, 2003, 2006; Achab et al., 2008; Achab, 2011). In this context, fine-grained detrital particles are supplied to the ocean by either (1) rivers (Grousset et al., 1988; Morales, 1997; López-Galindo et al., 1999) or (2) eolian transport (Moreno et al., 2002; Bout-Roumazielles et al., 2007, 2013a; Stuut et al., 2009; Stumpf et al., 2011), before being further advected or redistributed as suspended particulate matter (SPM) by (3) ocean currents and sedimentary processes (Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988; Morales, 1997; Baringer and Price, 1999).

The Guadalquivir River ($5.9 \cdot 10^6$ t yr⁻¹), the Guadiana River ($2.9 \cdot 10^6$ t yr⁻¹) and the Tinto-Odiel Rivers system ($0.65 \cdot 10^6$ t yr⁻¹) are the main fluvial contributors (Fig. 3-10A) to clay sedimentation in the Gulf of Cadiz (van Geen et al., 1997; Elbaz-Poulichet et al., 2001; Lobo et al., 2001; Machado et al., 2007). However, additional contributions from the Guadalete and Sanctipetri rivers (unknown annual sediment discharge but low daily mean flow of 16.2 m³ s⁻¹; Solari et al., 2017), from the western Portuguese Tagus and Sado Rivers (up to $\sim 1 \cdot 10^6$ t yr⁻¹) or the Moroccan Sebou and Loukkos rivers (Vale and Sundby, 1987; Jouanneau et al., 1998; Freitas et al., 1999; Oliveira et al., 2002; Palma et al., 2012; Fernández-Nóvoa et al., 2017) cannot be ruled out (Fig. 3-10A).

Eolian supply is estimated to be as important to the Gulf of Cadiz as it is to the Western Mediterranean Sea ($3.9 \cdot 10^6$ t yr⁻¹). Wind transport of fine material take place essentially via the northern branch of the Saharan Air Layer (Guerzoni et al., 1997; Goudie and Middleton, 2001; Bout-Roumazielles et al., 2007), with some regional supply from the Iberian Peninsula (Moulin et al., 1997; Moreno et al., 2002).

Redistribution of terrigenous fine-grained particles is a dominant process in the Gulf of Cadiz with a main east-southeastward pathway via surface currents and along-slope transport by the Atlantic Inflow (Gutiérrez-Mas et al., 1997, 2006). In addition, a westward advection of SPM from the Alboran Sea occurs at deeper depth via the Mediterranean Outflow Water (Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988; Baringer and Price, 1999). Some across-slope transfers of detrital particles resulting from gravity processes likely contribute to sedimentation in the Gulf of Cadiz (Alonso et al., 2016; De Castro et al., 2021).

The nature and composition of the clay mineral assemblage largely reflect the main geological characteristics of rocks and soils outcropping in the deflation basin for eolian dust or in the drainage basin for river-borne particles modified by regional environmental conditions (erosion versus physical weathering, hydrolysis; *e.g.*, Chamley, 1989). From west to east, the Guadiana River and the Tinto-Odiel rivers mainly drain the Iberian massif (Sierra Morena), the Guadalquivir River drains both metamorphic and sedimentary rocks of the Betic Range and post-orogenic sedimentary rocks, while the Guadalete River and the Sanctipetri River run across the external domains of the Betic Cordilleras. The clay mineral assemblages in sediments from the Gulf of Cadiz have been extensively studied over the last decades

(Mélières, 1973; Auffret et al., 1974; Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988; Fernández-Caliani et al., 1997; Gutiérrez-Mas et al., 1997, 2003, 2006; Elbaz-Poulichet et al., 2001; Lobo et al., 2001; Machado, 2005; Achab et al., 2008). On average, recent sub-surface sediments are dominated by abundant illite (60%) associated with 20% smectite and expandable mixed layers. Chlorite and kaolinite represent together around 20% of the clay mineral assemblage while palygorskite occurs as trace amounts (<5%).

3.4.2.3.1 Illite and chlorite

As close analogues of mica, illite and chlorite are generally considered to be detrital, directly resulting from physical erosion of crustal and metamorphic rocks (Chamley, 1989). In the Gulf of Cadiz, abundant inherited illite reflects the regional geological settings and composition of the main river watershed areas (Fig. 3-10A; Gutiérrez-Mas et al., 1997; Machado et al., 2007). The Guadiana (64–72% illite and 9–12% chlorite) and Tinto-Odiel rivers (up to 80% illite), which drain Paleozoic and metamorphic cratonic block, are responsible for the dominant illite and chlorite supply to the Gulf of Cadiz (Fernández-Caliani et al., 1997; Gonzalez et al., 2004; Machado, 2005; Machado et al., 2007; Morales et al., 2006).

The Guadalquivir River is the second most important supplier of illite (40%) to deep-sea sedimentation. Local enrichment of illite versus smectite on the nearby continental shelf (up to 60%) is interpreted as the result of both additional supply by the Guadiana and Tinto-Odiel rivers and of differential settling processes (López-Galindo et al., 1999; Gutiérrez-Mas et al., 2003, 2006; Achab et al., 2008). Indeed, differential sedimentation may modify the distribution of some clay minerals (smectite and kaolinite versus illite; Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; Gutiérrez-Mas et al., 2006). The Guadalete River transports up to 40% of low-crystalline illite derived from the Betic Cordilleras contrasting with the high-crystalline illite transported by the Guadalquivir River—and ~10% of chlorite (López-Galindo et al., 1999; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Achab et al., 2008)

Though remote, the Tagus and Sado Rivers and the NW Spanish and West Portuguese margins must be considered as potential sources of illite to the Gulf of Cadiz via surface currents (Freitas et al., 1998; Oliveira et al., 2002). Similarly, the Sebou River off the Moroccan margin is a potential source of illite (40–70%) and chlorite (13–27%) to the Gulf of Cadiz (Snoussi, 1986; Grousset et al., 1988; Elmouden et al., 2005; Palma et al., 2012). Illite can also be supplied via eolian processes since illite is a major component of dust originating from the Moroccan Atlas (66%) and Central Sahara (52–60%) (Guerzoni et al., 1997; Avila et al., 1998).

3.4.2.3.2 Smectite

The Guadalquivir River is considered as a main source of smectite and associated expandable minerals (Mélières, 1973; Auffret et al., 1974; López-Galindo et al., 1999; Machado, 2005; Alonso et al., 2016). The Guadalquivir Quaternary alluvial plain and present-

day Bailen plain are enriched in smectite (up to 60 and 50%, respectively) resulting from the erosion of metamorphic and sedimentary rocks of the Betic range and of post-orogenic sedimentary formations (Mélières, 1973; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Alonso et al., 2016). This high smectite content contrasts with the lower values observed in the nearby prodelta (Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Gonzalez et al., 2004; Machado, 2005). Few studies evidence gravity-driven transfers of smectite perpendicularly to the isobaths. Smectite may locally be a significant component of sedimentation, representing up to 40% of the clay-fraction south of the Cadiz Bay, at the mouth of the Guadalete and Sanctipetri rivers which drain Miocene units of the Betic Cordilleras (López-Galindo et al., 1999; Machado, 2005; Achab et al., 2008). Some studies indicate that this smectite is deposited rapidly and is not further transported (Mélières, 1973; Palanques et al., 1995; Nelson and Maldonado, 1999).

By contrast, smectite is scarce in the Guadiana and the Tinto-Odiel rivers SPM (0–10%) and estuaries (Fernández-Caliani et al., 1997; Machado, 2005; Machado et al., 2007), reflecting the composition of pre-orogenic outcrops from the Iberian Massif (Gutiérrez-Mas et al., 2006; Alonso et al., 2016). Central Sahara dust, Western Mediterranean dust, and Moroccan dust are relatively depleted in smectite and are not considered as main sources of this clay mineral in the Gulf of Cadiz (Avila et al., 1997, 1998; Guerzoni et al., 1997). The Alboran Sea is mentioned as a potential source of smectite in the Gulf of Cadiz via the MOW (Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988; Alonso et al., 2016). Hence, as a result of enhanced buoyancy which favors its long-range transport as suspended particles, smectite is particularly abundant in SPM of the Gulf of Cadiz (64%) and the Alboran Sea (67%) compared with their underlying sediments (5–25%) (Pierce and Stanley, 1975; Auffret et al., 1974; Grousset et al., 1988; Gutiérrez-Mas et al., 2003, 2006). The excess of smectite (up to 79% of the clay mineral fraction) in the SPM is especially observed in a near-bottom turbid layer in the Alboran Sea and in the Gulf of Cadiz, and coincides with the path of the MOW (Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988).

3.4.2.3.3 Kaolinite

Kaolinite is a final product of hydrolysis processes and characterizes highly-weathered environments (Chamley, 1989; Caquineau et al., 2002; Bout-Roumazielles et al., 2013a). As a result, kaolinite is particularly abundant in the Ebro River (30%) which drains kaolinite-rich continental deposits (Alonso and Maldonado, 1990) and in the Loukkos River (80%) (Palma et al., 2012). The Tinto-Odiel rivers and Guadiana River transport kaolinite (5–35%) toward the Gulf of Cadiz together with illite (Fernández-Caliani et al., 1997; Machado, 2005). Moroccan soils (38%) and the Algerian shelf (25%) are also potential contributors of kaolinite in the Gulf of Cadiz and Alboran Sea (Mélières, 1973; Elmouden et al., 2005).

The Guadalquivir, Guadalete and Sanctipetri rivers are not considered as major contributors of Kaolinite to the Gulf of Cadiz (Mélières, 1973; Gutiérrez-Mas et al., 2003, 2006; Achab et al., 2008). Kaolinite is not a major component of Alboran Sea sediments (15%) (Auffret et al., 1974; Grousset et al., 1988; Bout-Roumazeilles et al., 2007) whereas SPM from both the Alboran Sea and the Gulf of Cadiz may contain abundant kaolinite (Pierce and Stanley, 1975).

3.4.2.3.4 Illite/kaolinite ratio

The long-range conservative illite/kaolinite (I/K) ratio has been widely used to highlight differential settling processes (Machado, 2005) and to discriminate Saharian versus Sahelian sources in North African dust (Avila et al., 1997; Caquineau et al., 2002; Bout-Roumazeilles et al., 2007, 2013a; Formenti et al., 2008; Kandler et al., 2009). This ratio efficiently distinguishes NW Saharan sources (I/K up to 11) from south and central Sahara (I/K = 0.4) and NE African and Sahelian sources (I/K = 0.1–0.2). Also, the I/K ratio which characterizes river-derived fine sediment displays an extensive range of values according to the river source: from 0–1 for Loukkos River (Palma et al., 2012), to 1–4 for the Guadalquivir River (Gutiérrez-Mas et al., 2003, 2006; Achab et al., 2008), 3–4 for the Tinto-Odiel and Guadiana rivers (Fernández-Caliani et al., 1997; Machado et al., 2007), and up to 6–8 in the Sanctipetri and Guadalete rivers (Gutiérrez-Mas et al., 2006; Achab et al., 2008).

3.4.3 Material and methods

3.4.3.1 Material

The study material was retrieved during Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Expedition 339 (Stow et al., 2013b) in November 2011 to January 2012 and during the CADISAR cruise on RV *Le Suroît* in August 2001. IODP sites U1386, U1389 and U1390 were drilled on the Faro Drift (560 mbsl), the Huelva Drift (644 mbsl) and a large sheeted drift located southeast of the Guadalquivir Bank (992 mbsl), respectively (Fig. 3-10; Table 3-6). The continuous sedimentary records of these IODP sites, ranging from 6 meters composite depth (mcd) to 22 mcd, allow to reconstruct clay mineral variations in three distinct drifts over the last 25 kyrs.

In addition, thirteen piston cores from the CADISAR cruise (Fig. 3-10; Table 3-6) were used to achieve a complete record of clay deposition. These cores, principally located under the influence of MOW_L, are sampled in a range of sedimentary bodies over channel/ridge and overflow sedimentary lobe sectors encompassing the Guadalquivir Channel (738–757 mbsl), Guadalquivir Bank (737–786 mbsl), a giant contouritic levee (814 mbsl) and the sector below the Guadalquivir Ridge (813–1001 mbsl). Two of the piston cores from the CADISAR cruise,

CADKS24 (1316 mbsl) and CADKS25, were collected in the lower slope, at the limit of MOW_L influence (Fig. 3-10A).

Cores/Sites/ Depth (m)	Latitude	Longitude	Depositional setting	Water masses on the seafloor (at the present time)
U1386 (560)	36.83	-7.76	Faro Drift	MOW _U
U1389 (644)	36.43	-7.28	Huelva Drift	MOW proximal
CADKS11 (757)	36.40	-7.48	Guadalquivir Channel	MOW _L
CADKS12 (746)	36.41	-7.48		
CADKS13 (750)	36.42	-7.49		
CADKS14 (738)	36.42	-7.52		
CADKS22 (786)	36.42	-7.95	Guadalquivir Bank	
CADKS23 (737)	36.44	-7.92		
CADKS04 (814)	35.88	-6.93	Giant contouritic levee	
CADKS16 (813)	36.33	-7.39	South Guadalquivir ridge	
CADKS17 (852)	36.33	-7.38		
CADKS18 (1001)	36.30	-7.41		
U1390 (992)	36.32	-7.72	Large sheeted drift southeast of the Guadalquivir Bank	
CADKS21 (1008)	36.21	-7.76	Guadalquivir Drift	
CADKS24 (1316)	36.08	-7.94	Lower slope	Limit of influence of MOW _L
CADKS25 (1256)	36.15	-8.00	Lolita mud volcano	

Table 3-6 : Details of IODP sites and piston cores used in this study.

3.4.3.2 Age models

3.4.3.2.1 IODP sites

The stratigraphy of IODP Site U1386 for the last 25 kyrs cal. BP is constrained by five AMS¹⁴C ages and by one correlation point to LR04 (Kaboth et al., 2016). Chronology of IODP Site U1389 is based on a combination of AMS¹⁴C dating and visual correlations of planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records with North Greenland Ice Core Project (NGRIP) and the Iberian margin core MD01-2444 (Bahr et al., 2015). The age model of IODP Site U1390 combines AMS¹⁴C dates and tie points based on visual correlation between planktonic $\delta^{18}\text{O}$ records and NGRIP (van Dijk et al., 2018). The sedimentation rates obtained in this study at IODP sites U1386, U1389 and U1390 range between 0.16 m kyrs⁻¹ (Site U1386) and 3.46 m kyrs⁻¹ (Site U1390) for the last 25 kyrs.

3.4.3.2.2 CADISAR cores

The chronostratigraphy of the thirteen CADISAR cores used in this study is constrained by a biostratigraphic framework based on planktonic foraminiferal abundances, as proposed by Ducassou et al. (2018). Faunal analyses of Hassan (2014) and Ducassou et al. (2018) allow

the identification of several bio-events, including Heinrich Stadial 2 (HS2), Heinrich Stadial 1 (HS1) and *Globorotalia truncatulinoides* sinistral events (TE2). In this study, the interval between HS2 (23,800–24,500 years cal. BP) and HS1 (15,350–17,950 years cal. BP) bio-events, which are both characterized by a peak in the relative contribution of *Neogloboquadrina pachyderma* (>10%) to the bulk planktonic foraminiferal assemblages (Ducassou et al., 2018), is used to constrain the Last Glacial Maximum. The second most recent peak abundance of *G. truncatulinoides* sinistral, named TE2 which occurs between 3,250 and 4,250 years cal. BP (Ducassou et al., 2018), allows us to pinpoint the Late Holocene deposition.

3.4.3.3 Methods

3.4.3.3.1 Clay mineralogy

Following a protocol adapted from Bout-Roumazielles et al. (1999) the carbonate-free fraction, obtained using 0.1N hydrochloric acid, is deflocculated by repeated washes with distilled water. The clay-size fraction (<2 μ m) is isolated by settling following the approximation of Stoke' Law, and concentrated by centrifugation (40 min at 3500 rpm), before orienting the aliquot on glass slides. Three X-ray diffraction (XRD) runs—air-dried sample, ethylene-glycol saturation for 24h in high vacuum, and heated sample (490°C for 2 hours)—are performed using a Bruker D4 Endeavour (Cu α , Ni filter) coupled with a Lynxeye rapid detector between 2.5°2 θ and 32.5°2 θ .

Semi-quantitative estimation of the main clay minerals is based on their reticular (basal + interlayer) distance on the XRD spectra, according to their main respective crystallographic structures (Brown, 1980). Smectite (S) is characterized by a main peak between 14 and 15Å on the air-dried test that expands at 17Å after ethylene-glycol saturation and retracts down at 10Å after heating. Illite (I) is represented by basal peaks at 10Å, 5Å and 3.33Å on the three tests. Chlorite (C) is identified by peaks at 14.2Å, 7.1Å, 4.75Å and 3.54Å on the three tests. Kaolinite (K) is determined by peaks at 7.2Å and 3.58Å that disappear or are strongly reduced after heating.

Semi-quantitative estimation of the clay mineral fraction is based on peak areas - 17Å for smectite, 10Å for illite and 7.1-7.2Å for chlorite+kaolinite- as measured on the ethylene glycol saturation spectra summed at 100% using the Macdiff 4.2.5 software (Petschick, 2000) Distinction between kaolinite and chlorite is based on a pseudo-voigt deconvolution for the K-C doublet (3.58Å–3.54Å) (Petschick, 2002).

In order to prevent any bias or misinterpretation due to the comparison of our dataset with previously published data—some of which are obtained using different analytical protocols or routines (using weighted correction factors) —we compare clay-mineral ratios (I/K, S/K and C/K) rather than percentages (Bout-Roumazielles et al., 2013b). Moreover, illite-

smectite mixed-layers reported in some previously published or unpublished dataset are included in the smectite percentages for further comparison with our own dataset.

3.4.3.3.2 Grain-size analyses

Grain-size analyses are performed on the bulk sediment of IODP sites U1386 and U1390 using a Malvern MASTERSIZER S (University of Bordeaux, UMR 5805 EPOC). Coarser intervals are sampled at a 4–5 cm resolution, while homogeneous muddy layers are analyzed every 24–32 cm. The mean size of sortable silt is used as index of bottom flow speed (McCave et al., 1995), and the percentage of particles <10 µm is used to represent clay particle amount in sediment. The difference between the percentage of bulk particles <10 µm and carbonate-free particles <10 µm generally does not exceed 10% except in the coarsest facies of contourite sequences where it reaches 18%. This weak discrepancy is also observed during the Holocene when coccolith abundance was especially high in sediments of the upper slope and the lower slope of the Gulf of Cadiz (Sierra et al., 1999; Colmenero-Hidalgo et al., 2004). We therefore infer that coccolith abundances have little influence on the percentage of particles <10 µm which can be thus used as indicator of clay particle amount.

3.4.4 Results

3.4.4.1 Sub-actual spatial distribution of clay minerals in the Gulf of Cadiz

The clay mineral fraction displays important variations depending of the location of the cores and their environmental settings (Table 3-7; Fig. 3-11). The percentages of smectite range between 19% and 54% showing large variations in sub-surface sediments of the middle slope of the Gulf of Cadiz (Table 3-7). The relative abundance of smectite is generally high in sediments of the Faro Drift (45%) and the south Guadalquivir Ridge (38–54%; Table 3-7; Fig. 3-11). Smectite is also a major component of clay mineral assemblages in the surface sediments of the Huelva (34%) and Guadalquivir Drifts (36%; Table 3-7; Fig. 3-11). In contrast, sediments in the large sheeted Drift southeast of the Guadalquivir Bank (19%) and the giant contouritic levee (26%) are characterized by smectite values two to three times lower than those in sediment bodies mentioned above (Table 3-7; Fig. 3-11). CADISAR cores located on the lower slope contain surface sediments with intermediate smectite values (29–34%; Table 3-7; Fig. 3-11). The Guadalquivir Channel, dominated by erosive features, shows an important variability of smectite abundances (30–51%; Table 3-7; Fig. 3-11).

Cores/Sites/ Depth (mbsl)	Sample depth (cm)	%S	%I	%C	%K	Depositional setting
U1386 (560)	8	45	34	16	5	Faro Drift
U1389 (644)	6	34	34	12	20	Huelva Drift
CADKS11 (757)	4	51	24	15	10	Guadalquivir Channel
CADKS12 (746)	4	32	33	19	16	
CADKS13 (750)	2	43	27	14	16	
CADKS14 (738)	4	30	35	16	18	
CADKS22 (786)	2	32	33	17	18	Guadalquivir Bank
CADKS23 (737)	3	31	33	13	23	
CADKS04 (814)	4	26	34	18	23	Giant contouritic levee
CADKS16 (813)	4	45	24	11	20	Below Guadalquivir Ridge
CADKS17 (852)	6	54	22	10	14	
CADKS18 (1,001)	3	38	27	15	20	
U1390 (992)	18	19	44	14	24	Southeast of the Guadalquivir Bank a large sheeted drift
CADKS21 (1,008)	2	36	29	13	22	Guadalquivir Drift
CADKS24 (1,316)	2	29	33	15	23	Lower slope
CADKS25 (1,256)	4	34	32	13	21	Lolita mud volcano

Table 3-7 : Clay mineral relative abundances in sub-surface samples from IODP sites ($\pm 5\%$) and CADISAR cores. S: smectite; I: illite; C: chlorite; K: kaolinite.

Illite varies between 22% and 44% but most sub-surface samples range between 32% and 35% (Table 3-7). Indeed, the illite content in surface sediments of the Faro Drift, Huelva Drift, Guadalquivir Bank and Giant contouritic levee ranges between 33 and 34% (Table 3-7; Fig. 3-11), which reflects a homogenous distribution of this clay mineral into the sediment bodies of the upper part of Cadiz CDS ($< \sim 800$ mbsl) except for the Guadalquivir Channel which displays a wide range of illite content (24–35%; Table 3-7; Fig. 3-11). The distribution of illite along the lower part of the CDS ($> \sim 800$ mbsl) is much more heterogeneous. Illite content predominates (44%) in the large sheeted drift drilled by IODP Expedition 339 (Site U1390) whereas this clay mineral is less abundant in the south Guadalquivir Ridge (22–27%; Table 3-7; Fig. 3-11) and Guadalquivir Drift (29%; Table 3-7). Surface samples collected from the lower slope, on the edge of the CDS, are characterized by intermediate percentages of illite (32–33%, Table 3-7; Fig. 3-11).

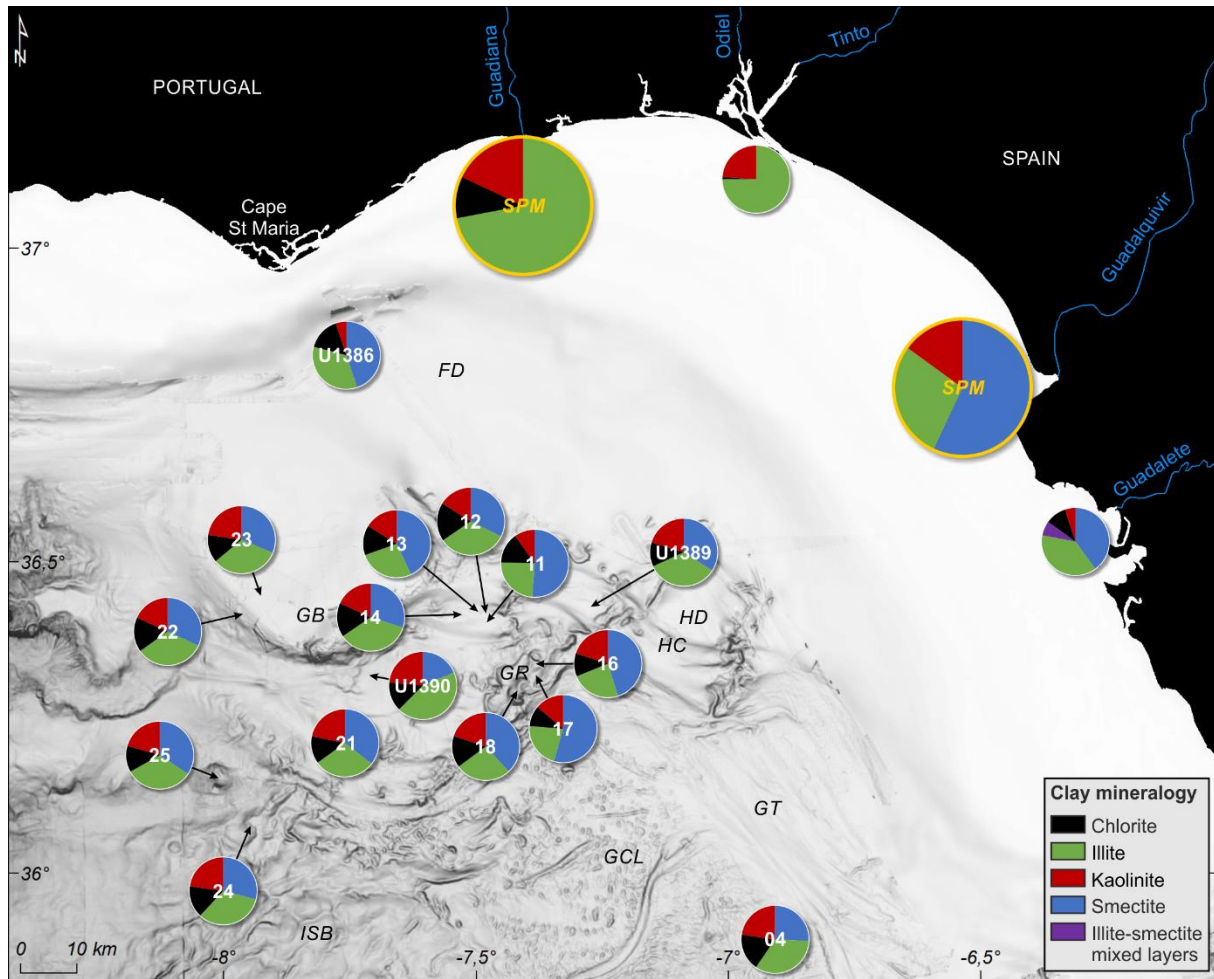


Fig. 3-11 : Clay mineral composition of SPM in the Guadiana and Guadalquivir estuaries and in sediments from the Tinto-Odiel and Guadalete rivers mouths (Mélières, 1973; Fernández-Caliani et al., 1997; López-Galindo et al., 1999; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Machado et al., 2007; Achab et al., 2008). Sub-surface clay mineral abundances in the middle slope of the Gulf of Cadiz (this study). SPM: Suspended Particulate Matter; FD: Faro Drift; HD: Huelva Drift; HC: Huelva Channel; GB: Guadalquivir Bank; GCL: Giant contouritic levee; GR: Guadalquivir Ridge; GT: Giant terrace; ISB: intraslope basin.

Kaolinite and chlorite are less abundant than illite and smectite in the surface sediments of the middle slope of the Gulf of Cadiz. Kaolinite represents 5–24% of the total clay mineral fraction (Table 3-7). Surface sediments in the large sheeted drift southeast of the Guadalquivir Bank (24%), the Guadalquivir Drift (22%), located on the deep part of the middle slope (< ~1000 mbsl), and the lower slope (21–23%) display high kaolinite contents (Table 3-7; Fig. 3-11). Kaolinite is also relatively abundant in surface samples from the Giant contouritic levee (23%), the Guadalquivir Bank (18–23%) and the Huelva Drift (20%), located in the upper part of the middle slope (>~800 m; Table 3-7; Fig. 3-11). Surface sediments from the Guadalquivir Channel and from below Guadalquivir Ridge have variable kaolinite content (10–20%; Table 3-7; Fig. 3-11). Kaolinite contents in surface sediments from the Faro Drift (5%) are two to five times lower than values from the other surface samples from the CDS (Table 3-7; Fig. 3-11). Chlorite shows the lowest variability (10–19%) of all the clay minerals in the

surface sediments of the middle slope of the Gulf of Cadiz (Table 3-7; Fig. 3-11). Surface sediments from the lower slope, Guadalquivir Drift and sheeted drift located southeast of the Guadalquivir Bank (the deepest part of the CDS) are characterized by chlorite contents centered around 14% (Table 3-7; Fig. 3-11). Surface sediments from the Guadalquivir Channel, the area below Guadalquivir Ridge and Bank, the Huelva Drift and the Faro Drift show a kaolinite contents ranging 10–19% (Table 3-7; Fig. 3-11).

3.4.4.2 Temporal variations of clay mineral over the last 25 kyrs in the Gulf of Cadiz

In order to reconstruct variations in clay mineral assemblages over the last 25 kyrs, we focused on the high resolution IODP records. In addition, the sedimentary records from the CADISAR cruise are used to get a more global view of clay mineral deposition in the Gulf of Cadiz during specific time intervals of the LGM (18–25 kyrs cal. BP) and Late Holocene (last 5 kyrs cal. BP). However, due to the low sampling resolution, varying sedimentation rates and accuracy of the biostratigraphic age models (Hassan, 2014; Ducassou et al., 2018), it was not possible to determine the clay mineral association for the above-mentioned time intervals in all CADISAR cores.

The high resolution measurements at IODP sites enables us to analyze the significant variations of clay assemblages in the Faro drift, the Huelva drift and the large sheeted drift southwest of the Guadalquivir bank during the last 25 kyrs. During this time interval, the clay mineral association of Site U1386 comprises on average, in decreasing abundances of smectite (46%), illite (32%), chlorite (17%) and kaolinite (5%; Fig. 3-12), showing few differences with Site U1389 which is composed of smectite (44%), illite (29%), kaolinite (14%) and chlorite (12%; Fig. 3-13). Clay mineral assemblages at Site U1390 for the last 25 kyrs consist of illite (37%), smectite (29%), kaolinite (17%) and chlorite (17%; Fig. 3-14).

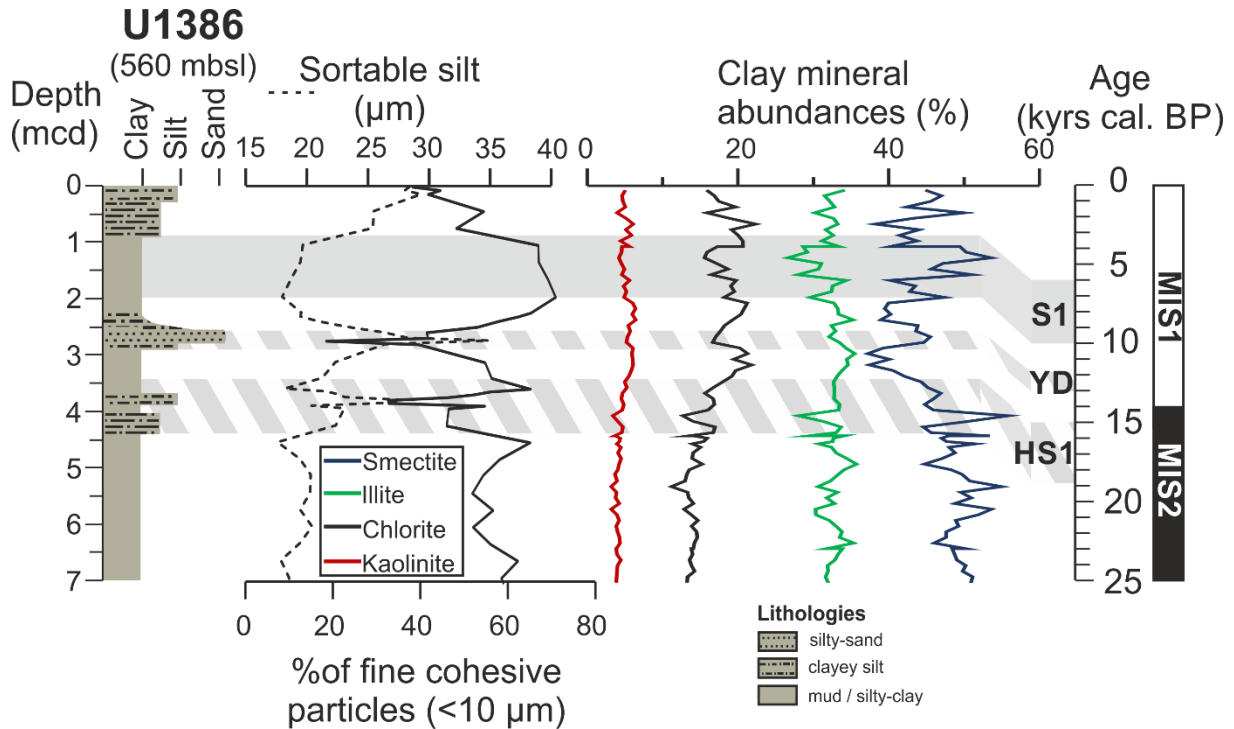


Fig. 3-12 : Lithology, fine cohesive particle abundance (<10 μm), sortable silt (dashed line) and clay mineral variations in sediments from the Faro Drift (IODP Site U1386) for the last 25 kyrs. MIS: Marine Isotope Stage; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas; S1: Sapropel 1.

The LGM is characterized by high average percentages of smectite at sites U1386 (50%), U1389 (47%) and U1390 (31%; Table 3-8). During this period, smectite contents at the IODP sites display a sequence of consecutive brief increases and decreases, with maximum smectite abundance during HS1 (Fig. 3-12 to Fig. 3-14). Smectite contents then drop significantly during the end of HS1 from 56% down to 37% for IODP Site U1386, from 59% down to 17% for IODP Site U1389, and from 38% down to 20% for IODP Site U1390 (Fig. 3-12 to Fig. 3-14). The Younger Dryas is characterized by a peak of smectite percentages at IODP sites U1389 (55%) and U1390 (36%; (Fig. 3-13 and Fig. 3-14). From the Younger Dryas to the Late Holocene, sediments from IODP Site U1390 shift gradually between high and low smectite contents (Fig. 3-14). IODP Site U1389 shows an increasing trend of smectite content despite relatively large oscillations, while IODP Site U1386 displays rapid changes in smectite content with high values during the period of Sapropel 1 deposition (54%; Fig. 3-12).

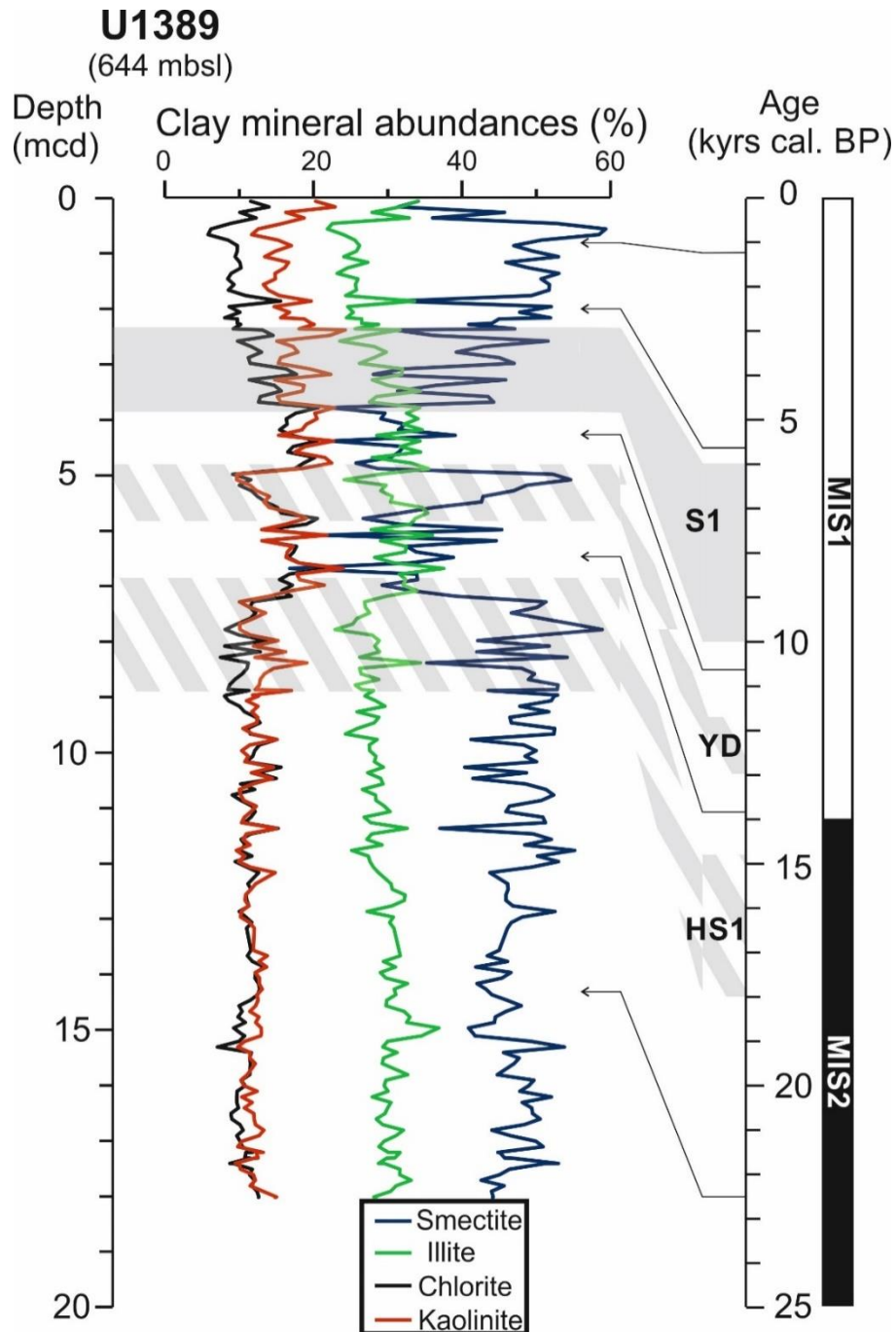


Fig. 3-13 : Clay mineral variations in the Huelva Drift (IODP Site U1389) for the last 25 kyr. The black arrows correspond to AMS¹⁴C ages from Bahr et al. (2015). MIS: Marine Isotope Stage; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas; S1: Sapropel 1.

Illite contents at IODP sites U1386 (27–36%) and U1389 (22–38%) vary over the last 25 kyr (Fig. 3-12 and Fig. 3-13). Sediments from the Faro drift do not display any specific trend in illite abundances during this period (Fig. 3-12), but illite content in the Huelva drift shows two significant increases towards the end of HS1 and during the Late Holocene (Fig. 3-13). The abundance of illite, the dominant clay mineral at IODP Site U1390 over the last 25 kyr (31–44%), shows many relatively quick changes with maximum values towards the end of the Late Holocene (Fig. 3-14).

Kaolinite and chlorite are less abundant at IODP sites U1386 (5–22%), U1389 (6–24%), and U1390 (11–27%; Fig. 3-12 to Fig. 3-14). The Faro drift is distinguished by its low smectite content ($\leq 5\%$) and by a gradual increase of approximately 8% in the chlorite content from HS1 to the beginning of YD (Fig. 3-12). Kaolinite and chlorite percentages at the Huelva drift and large sheeted drift southwest Guadalquivir bank are relatively similar until the period of Sapropel 1 deposition (Fig. 3-12 and Fig. 3-13). IODP Site 1389 is characterized by three increases of kaolinite and chlorite content during the end of (1) HS1 ($>12\%$), (2) during Younger Dryas ($>11\%$), and (3) during Late Holocene ($>8\%$; Fig. 3-13). IODP Site 1389 also shows a rise of more than 8% in kaolinite and chlorite abundances during the end of HS1 (Fig. 3-14). Kaolinite content increases from 16% to 27% during the period of Sapropel 1 deposition, whereas the illite content remains constant (Fig. 3-14).

CADISAR cores CADKS23 and CADKS04, as well as IODP sites U1386 and U1390, are characterized by a slightly higher average smectite content (4–5% greater) during the LGM than during the Late Holocene (Table 3-8). The smectite contents in cores CADKS24 and CADKS25, as well as at IODP Site U1389 remain relatively stable, or increase slightly during both these periods (Table 3-8). Illite contents in the CADISAR cores and at IODP sites does not vary significantly between the LGM and the Late Holocene, except at IODP Site U1390 where illite percentages decreases from 30 to 26% (Table 3-8). Almost all CADISAR cores and IODP sites mentioned above are characterized by lower average chlorite contents during the Late Holocene than during LGM with a more marked drop (5–6% greater) for the cores located on the lower slope (CADKS24 and CADKS25; Table 3-8). In contrast, sediments from the Giant contouritic levee, Guadalquivir bank, Faro drift, Huelva drift, large sheeted drift southeast of the Guadalquivir bank and the lower slope contain higher kaolinite values during Late Holocene than during the LGM (4–7% greater; Table 3-8).

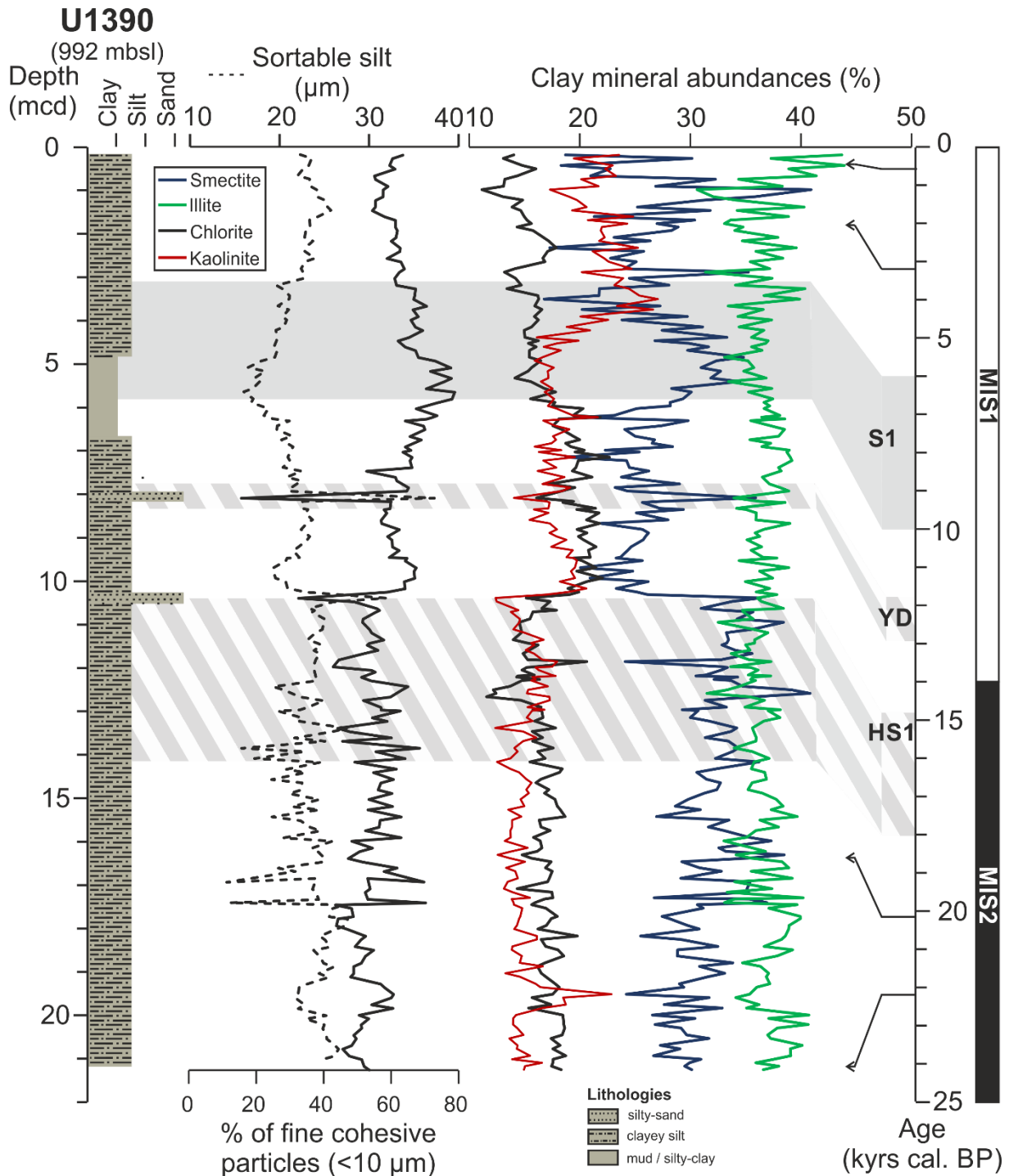


Fig. 3-14 : Lithology, fine cohesive particle abundance (<10 μm), sortable silt (dashed line and clay mineral variations in sediments from the large sheeted drift southeast of the Guadalquivir Bank (IODP Site U1390) for the last 22 kyrs. The black arrows correspond to AMS¹⁴C ages from Dijk et al. (2018). MIS: Marine Isotope Stage; HS1: Heinrich Stadial 1; YD: Younger Dryas; S1: Sapropel 1.

The percentage of fine cohesive particles (<10 μm) varies between 15% and 79% over the last 25 kyrs at sites U1386 and U1390 (Fig. 3-12 and Fig. 3-14). The proportion of clay particles is negatively correlated with sortable silt values which is commonly used as an indicator of MOW velocity in the Gulf of Cadiz (Toucanne et al., 2007). This clearly reveals the dominant role of the MOW on fine-grained particle deposition/winning in these drifts. This

is illustrated by the low contents in cohesive particles which are associated with coarse layers at IODP sites U1386 and U1390 during HS1 and YD (Fig. 3-12 and Fig. 3-14). These intervals are described as contourite peaks I and II (Faugères et al., 1986) and indicate strengthening of the speed of the MOW (*e.g.*, Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986). A similar decrease in fine cohesive particles is observed at Site U1386 during the contourite peak III, which characterizes the end of the Holocene (Faugères et al., 1986). Furthermore, the <10 µm fraction maximum during Sapropel 1 deposition confirms furthermore the major influence of MOW velocity on fine cohesive particle deposition (Fig. 3-12 and Fig. 3-14).

Cores (depth mbsl)	Core samples (cm)	%S	%I	%C	%K	Depositional setting
CADKS04 (814)	4–40	25	34	18	24	Giant contouritic levee
	160–240	29	35	20	16	
CADKS23 (737)	3	31	33	13	23	Guadalquivir Bank
	69–80	36	32	15	17	
CADKS24 (1316)	2	29	33	15	23	Lower slope
	535–795	30	33	20	17	
CADKS25 (1256)	4	34	32	13	21	Lolita mud volcano (lower slope)
	334–689	32	33	19	17	
IODP U1386 (560)	8--68	45	32	18	5	Faro drift
	408–574	50	32	14	4	
IODP U1389 (664)	9-176	48	26	10	16	Huelva drift
	896–1561	47	30	11	12	
IODP U1390 (992)	18–232	27	37	15	22	Sheeted drift
	1432– 2125	31	37	17	15	

Table 3-8 : Comparison of average clay mineral contents in cores CADKS04, CADKS23, CADKS24 and CADKS25 and IODP sites U1386, U1389 and U1390, during the Late Holocene (<5 kyrs cal. BP) and during the Last Glacial Maximum (18–25 kyrs cal. BP).

3.4.5 Discussion

3.4.5.1 Clay transport: from river discharge and eolian input to deposition in the middle slope of the Gulf of Cadiz

The potential sources of clay minerals in the middle slope of the Gulf of Cadiz can be clustered into the following three endmembers, the possibility of diagenetic clays having been discarded as samples are from very shallow sub-surface:

- (I) the northwest African endmember, mainly composed of western Mediterranean eolian dust (Guerzoni et al., 1997), Northwestern African dust and soils (Grousset et al., 1992; Elmouden et al., 2005) and Moroccan river assemblages (Snoussi, 1986), and characterized by high kaolinite + chlorite and low smectite contents (Fig. 3-15).
- (II) the eastern endmember of Gulf of Cadiz comprises assemblages from the Guadalquivir and Guadalete Rivers, both particularly enriched in smectite (Ménières, 1973; Gutiérrez-Mas et al., 2006)
- (III) the illite-rich north pole of Gulf of Cadiz endmember including assemblages from the Guadiana and Tinto-Odiel rivers as well as the more distant Tagus River (Lima, 1971; Fernández-Caliani et al., 1997; Machado et al., 2007).

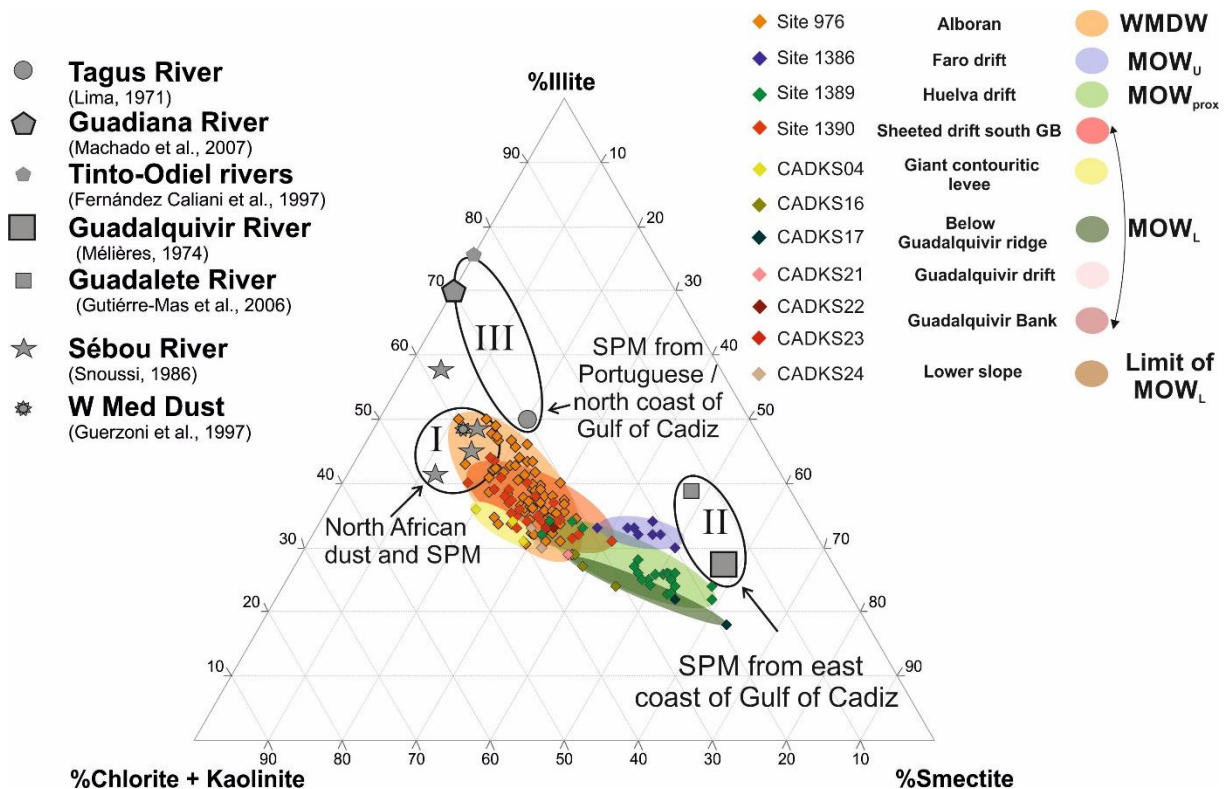


Fig. 3-15 : Smectite vs. illite vs. chlorite + kaolinite ternary plot for samples covering the last 5 kyrs from this study and the Alboran Sea (Bout-Roumazeilles et al., 2007). Endmembers are derived from previous published records

and divided into three groups: North African dust and Suspended Particle Matter (SPM; I), SPM from the eastern pole of the Gulf of Cadiz (II) and SPM from the northern pole of the Gulf of Cadiz (III). WMDW: Western Mediterranean Deep Water; MOW: Mediterranean Outflow Water; MOW_U: upper branch of the MOW; MOW_{PROX}: proximal MOW; MOW_L: lower branch of the MOW.

Most samples analyzed in this study plot between two African pole (I) and the Gulf of Cadiz east pole (II) (Fig. 3-15), evidencing that clay particles deposited in the CDS of the Gulf of Cadiz mostly result from a mix between these two clusters. The clay mineral composition of the “Gulf of Cadiz north pole” sources differs strongly from assemblages of IODP sites and CADISAR cores (Fig. 3-15), suggesting that this pole has a limited contribution to sedimentation in the CDS. For example, the nearby smectite-rich Faro Drift sediments contrast significantly with the illite-rich and smectite-depleted clay mineral composition of Guadiana Estuary (Fig. 3-15; Machado et al., 2007). The Guadiana River is nevertheless considered as one of the main sediment supplier to the adjacent margins with an estimated sediment supply of $2.9 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$ (Machado et al., 2007). The weak contribution of detrital discharge from northern rivers to clay particle sedimentation on the slope is primarily related to the preferential deposition of clay minerals from the Guadiana and Tinto-Odiel rivers on the shelf. These proximally deposited clays form the Guadiana Mud Patch (Gonzalez et al., 2004; Rosa et al., 2011). The surface and deep circulation patterns may also play an important role on both redistribution and settling of terrigenous particles. Cyclonic eddies located on the northern continental shelf of the Gulf of Cadiz probably act as a sediment trap, preventing export of fine particles to the middle slope (Fig. 3-10). Moreover, the MOW_U, which circulates along the continental slope, forms an effective barrier against offshore clay particle export between the Guadiana and Tinto-Odiel Estuaries and the Faro Drift. Alonso et al. (2016) demonstrated that the Faro Drift was occasionally supplied by illite-rich (>73%) gravity-flows carrying fine particles from Guadiana and Tinto-Odiel Rivers.

The significant proportion of smectite in fine sediments from the Gulf of Cadiz (Fig. 3-15) suggests that rivers located east of the Gulf of Cadiz and particularly the Guadalquivir River, with its important discharge ($5.9 \cdot 10^6 \text{ t yr}^{-1}$), are an important source of clay particles in the CDS as proposed by Grousset et al. (1988) and Alonso et al. (2016). Indeed, the Guadalquivir River mouth SPM is characterized by particularly high smectite content (~57%) (Fig. 3-11; Mélières, 1974). The southeastern continental margin of the Gulf of Cadiz is nevertheless depleted in smectite which is far less abundant than illite in surface sediments (López-Galindo et al., 1999; Machado, 2005; Gutiérrez-Mas et al., 2006; Achab et al., 2008). This observation suggests specific differential transport or winnowing of smectite-rich river-borne particles by surface currents. Indeed smectite-rich particles from the Guadalquivir River are thought to be transported through the Strait of Gibraltar by the Atlantic Inflow, thereby allowing a west-to-east enrichment in smectite in the Alboran Sea (Auffret et al., 1974; Pierce and Stanley, 1975; Grousset et al., 1988; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; López-Galindo et al., 1999). Thereafter,

suspended fine particles are partly redirected westward by the MOW at intermediate depths and feed the middle slope of the Gulf of Cadiz (Grousset et al., 1988; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; López-Galindo et al., 1999), explaining the unexpected smectite content in the CDS compared with the smectite-depleted sedimentation observed on the Gulf of Cadiz southeastern continental margin. Moreover, some authors used the smectite content as an efficient MOW tracer beyond the Gulf of Cadiz in the Western Portuguese margins (Grousset et al., 1988; Vergnaud-Grazzini et al., 1989; Schönfeld, 1997; Stumpf et al., 2011).

The high chlorite + kaolinite and low smectite content observed in some samples from IODP sites and CADISAR cores implies the contribution of another source of clay particles together with the previously identified Gulf of Cadiz smectite-rich eastern endmember (II; Fig. 3-15). The similarity between clay mineral assemblages in rivers, soils and dusts from northwestern Africa (Snoussi, 1986; Grousset et al., 1992; Guerzoni et al., 1997; Elmouden et al., 2005), sediments from the Alboran Sea (Bout-Roumzeilles et al., 2007) and some of our CDS sediments suggests that the northwest African pole as a significant source. Grousset et al. (1988) and Stumpf et al. (2011) have both underlined the existence of this “African” Endmember, based on isotope analyses. However, Grousset et al. (1988) also proposed that kaolinite might be supplied via the Guadalquivir River, since smectite and kaolinite display rather similar distributions. As we do not observe any similar pattern between smectite and kaolinite deposition in the studied samples (Fig. 3-12 to Fig. 3-14), we propose that kaolinite has a primary Northwestern African origin, in line with Stumpf et al. (2011).

The C/K ratio was used in order to pinpoint the influence of kaolinite-rich supply from the Northwest African pole into the Gulf of Cadiz and Alboran Sea (Fig. 3-16). Comparable C/K ratios at IODP sites U1389 and U1390 reflect similar terrigenous sources, despite the fact that these IODP sites are located under the respective influence of the proximal MOW (MOW_{PROX}) and the lower MOW (MOW_L). Moreover, the close correspondence between the C/K ratios of IODP sites 1389 and U1390 the ODP Site 976 in the Alboran Sea, strongly suggests that northwest African Material is initially deposited in the Alboran Sea before being redistributed by the MOW toward the CDS of the Gulf of Cadiz (Fig. 3-16). The strong discrepancy between C/K ratios at IODP Site U1386, and IODP sites U1389 and U1390 reflect different terrigenous fine-grained sourcing over the CDS of Gulf of Cadiz (Fig. 3-16).

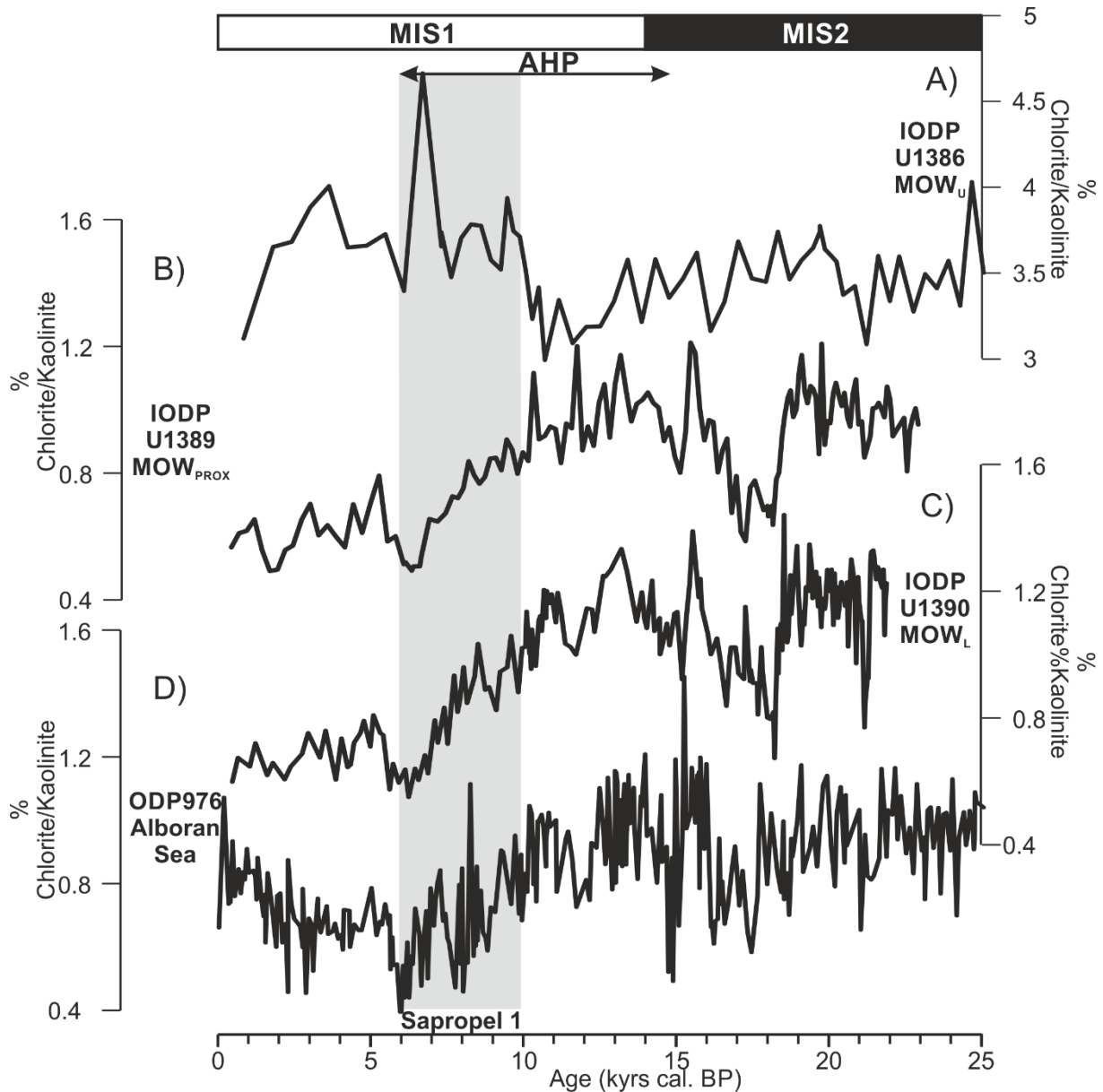


Fig. 3-16 : Chlorite / Kaolinite ratio over the last 25 kyrs at IODP sites influenced by (A) the upper core of the MOW (MOW_U), (B) the proximal MOW (MOW_{PROX}), (C) the lower core of the MOW (MOW_L) and (D) ODP Site in the Alboran Sea (Bout-Roumazeilles et al., 2007). MIS: Marine Isotope Stage; AHP: African Humid Period.

3.4.5.2 MOW pathway and fine particle deposition in drifts of the Gulf of Cadiz

In order to understand and to focus on the depositional pattern of clay particles transported by the MOW and thus to limit the influence of downslope processes, forthcoming interpretations are only based on data from sedimentary drifts. Sediment deposition on large drifts in the Gulf of Cadiz is widely dominated by along-slope processes (Faugères et al., 1984; Stow et al., 1986; Mulder et al., 2002; Habgood et al., 2003; Hernández-Molina et al., 2003, 2006; Hanquiez et al., 2007; Llave et al., 2007a; García et al., 2009; Roque et al., 2012; Bankole et al., 2020) allowing the accumulation of principally fine-grained sediments (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986; Lofi et al., 2016; De Castro et al., 2020, 2021).

Recent studies indicate that downslope processes have sporadically influenced the Huelva Drift during its formation (Bankole et al., 2020; De Castro et al., 2021, 2020). However, recent studies which investigated the sedimentary records of IODP sites U1386, U1389 and U1390 over the last 25 kyrs cal. BP, have not observed any evidences of turbidity current effects on sedimentation at these IODP sites (Bahr et al., 2015; Kaboth et al., 2017a; van Dijk et al., 2018).

Bottom waters, by combining advection and resuspension, are often characterized by nepheloid layers with a high SPM content (Biscaye and Eittrheim, 1977; McCave, 1986). Several studies have documented the high SPM concentrations of the MOW in the Gulf of Cadiz with values between 0.03–0.94 mg/l (Pierce and Stanley, 1975; Ambar et al., 2002; Freitas and Abrantes, 2002) without any significant difference between MOW_U and MOW_L in terms of concentration and composition of SPM (Freitas and Abrantes, 2002). The Faro Drift (U1386) and the large-sheeted drift south of the Guadalquivir Bank of the CDS (U1390) exhibit similar percentages of fine-grained sediments (<10 µm) that culminate during the Sapropel 1 deposition (72–78%) while reaching minimum values (15–18%) during the Younger Dryas (Fig. 3-17). However, IODP Site U1390 located under the path of the MOW_L, is characterized by sedimentation rates between two and ten times higher than MOW_U influenced IODP Site U1386 (Fig. 3-17; Dijk et al., 2018). Huelva Drift sedimentation rates (IODP Site U1389; MOW_{PROX}) are similar to those observed at Faro Drift during MIS 1 (0.23–0.69 m kyrs⁻¹) with a significant increase (>1 m kyrs⁻¹) during the MIS 2 (Bahr et al., 2015; Fig. 3-17). Various factors may explain strong discrepancies in sedimentation rates between these drifts despite a rather homogenous percentage of fine cohesive particles. Topographic irregularities control MOW pathways in the middle slope of the Gulf of Cadiz and therefore play a critical role in CDS sedimentation (*e.g.*, Madelain, 1970; Hernández-Molina et al., 2006). The distance of these different IODP sites from the main cores of MOW_U and MOW_L may also play a crucial role in sediment deposition on drifts, and may explain the difference in sedimentation rates between them. Sedimentation rate changes, such as the synchronous increase at IODP sites U1389 and U1390 during MIS 2 (Fig. 3-17), may reflect vertical shifts in the cores of the MOW, thus increasing the deposition of sediment. It has also been suggested that the current similar overall concentrations and compositions of SPM in MOW_U and MOW_L (Freitas and Abrantes, 2002) may not hold for the last 25 kyrs. In particular, varying SPM concentrations in MOW_U and MOW_L at the beginning of Holocene and during MIS 2, may explain contrasted sedimentation rates (respectively four and ten times higher) observed in the sheeted drift southeast of the Guadalquivir Bank (U1390) compared with the Faro Drift (U1386; Fig. 3-17).

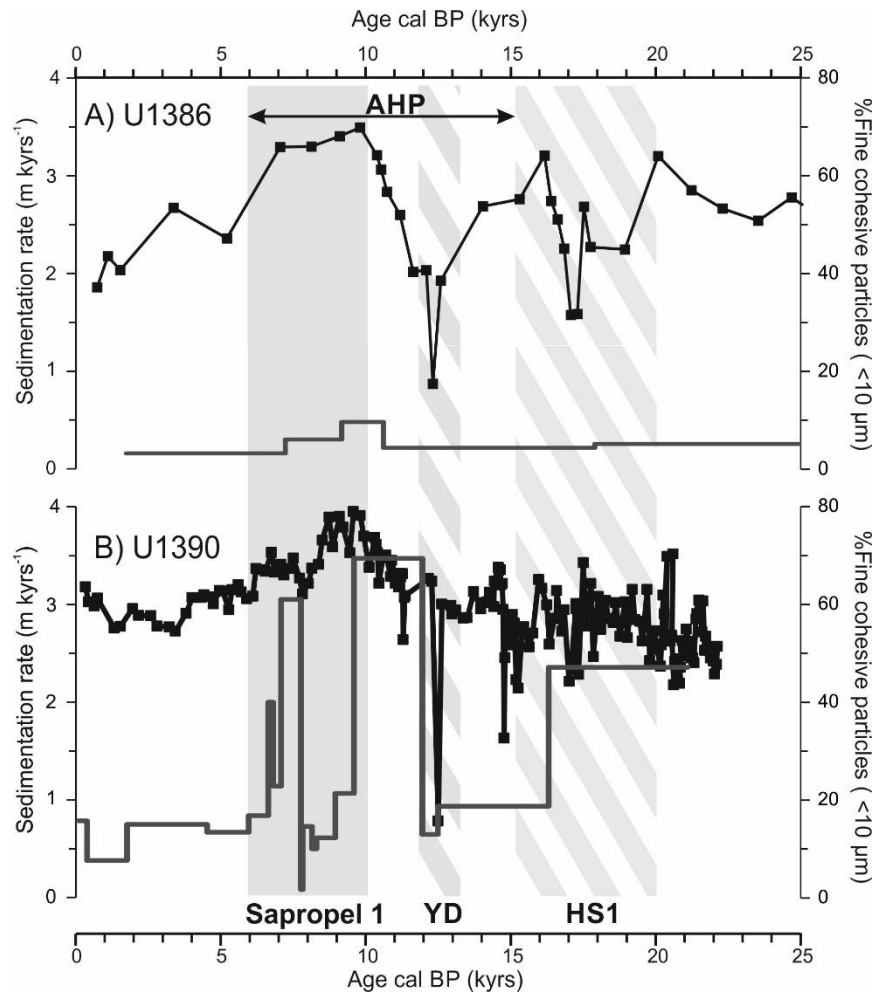


Fig. 3-17 : Sedimentation rates (dark gray line) and % of fine cohesive particles (<10 μ m; black squares and line) of IODP sites U1386 (A) and U1390 (B) for the last 25 kyrs cal. BP. AHP: African Humid Period; HS: Heinrich Stadial; YD: Younger Dryas.

3.4.5.3 Clay mineral deposition mechanisms along the path of the MOW

The clay mineral compositions of four drift deposits (U1386, U1389, U1390 and CADKS21), located at different depths along the middle slope of the Gulf of Cadiz, displays a general trend, in particular regarding kaolinite and smectite deposition. Kaolinite relative abundance appears to be two to five times higher in IODP sites U1389 and U1390 (Huelva Drift and southeast of the Guadalquivir Bank sheeted drift, respectively) and CADKS21 core (Guadalquivir Drift) located under the path of proximal and lower MOW (10–27%) than at IODP Site U1386 (Faro Drift) located under the path of MOW_U (3–6%) which appears largely depleted in kaolinite (Fig. 3-18). By contrast, smectite abundances range from 37–56% in the Faro Drift under the MOW_U, while ranging between 17% and 41% at the drifts (U1390 and CADKS21) influenced by MOW_L (Fig. 3-18). IODP Site U1389, which is influenced by both MOW_L and MOW_U, displays a wide range of smectite concentrations (17–63%; Fig. 3-18). Four main mechanisms can be invoked to explain lateral differential distribution of clay minerals:

differential settling, particle aggregation, authigenesis, and clay mineral sorting (e.g., Chamley, 1989).

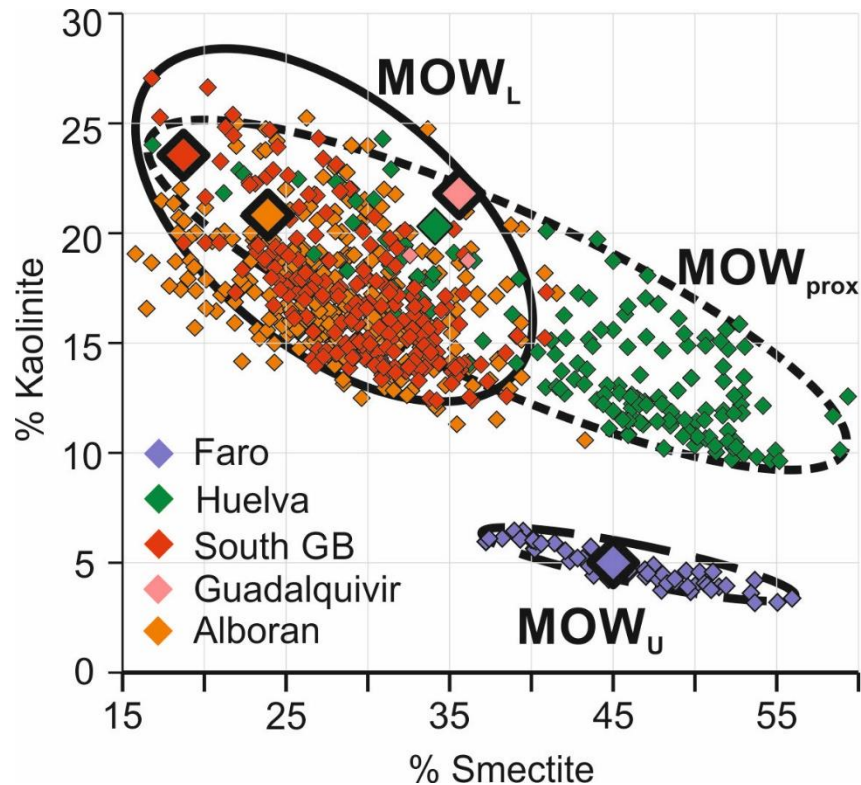


Fig. 3-18 : Binary kaolinite vs. smectite plot from the clay mineralogy in the Faro Drift (IODP Site U1386), Huelva Drift (IODP Site U1389), large sheeted drift south of the Guadalquivir Bank (IODP Site U1390), Guadalquivir Drift (core CADKS21) and Alboran Sea (ODP Site 976; Bout-Roumazielles et al., 2007) over the last 25 kyrs cal. BP. These drifts are influenced by MOW_U, MOW_L and both MOW_{PROX}. Large rhombs represent sub-surface samples.

The relationship between differential settling of clays and fine particle flocculation depends on various parameter changes such as water density, temperature, salinity, as evidenced in laboratory experiments (e.g., Whitehouse et al., 1960; Chamley, 1989) and as supported by studies on clays in natural estuaries (Shiozowa, 1970; Edzwald and O'Melia, 1975). However, the differential settling in estuarine environments does not rely solely on chemical changes of the water column, but also on the nature, size, density and buoyancy of clay particles (e.g., Mélières, 1973; Chamley, 1989). These phenomena have been studied in the Guadalquivir River where Mélières (1973) evidenced the preferential settling of illite compared with smectite in the estuary. However, the influence of differential settling of clays on the Cadiz CDS appears to be negligible. Indeed, selective flocculation processes occur mainly at the freshwater–/sea water transition where rapid changes affect the salinity gradient (e.g., Chamley, 1989) and are not observed in the open ocean where hydrological properties between water masses are reduced as is the case for the MOW_L and MOW_U (Sánchez-Leal et al., 2017).

Some authors highlighted that the enrichment of some clay minerals in continental slope or abyssal plain sediments is likely the result of rapid aggregation and vertical transfer of clay particles due to their interaction with amorphous organic matter (Honjo, 1982; Honjo et al., 1982). Such a phenomenon can hardly exert a main control on clay mineral sedimentation patterns over the Gulf of Cadiz CDS since planktonic productivity in the area is not particularly strong. Moreover, the contribution of this rapid vertical sinking to deep sea sedimentation is often less important quantitatively compared with advection through surface and bottom currents (Chamley, 1989).

The addition of smectite derived from volcanic rock and hydrothermal alteration is considered unlikely, given the distance between the slope of the Gulf of Cadiz and the closest source of hydrothermally-derived clay minerals, i.e., the North Atlantic ridge. Similarly, any contribution of nearby Gulf of Cadiz mud volcanoes is unlikely, since they are mostly enriched in illite and kaolinite (Martín-Puertas et al., 2007). In addition, even when hydrothermal sources are close, high terrigenous influxes from the coast have more influence on clay association than fine particles from hydrothermal origin (*e.g.*, Chamley, 1989).

The formation of authigenic smectite due to the oxidation of biogenic silica by Fe-oxides in the cold water column (Cole and Shaw, 1983; and references therein) is not considered a major source of smectite in the Gulf of Cadiz.

Several studies on the size distribution of the clay minerals carried to the ocean describe smectite as the smallest ($\sim 0.4 \mu\text{m}$) clay mineral while kaolinite is larger ($\sim 2 \mu\text{m}$; Gibbs, 1967; Johnson and Kelley, 1984). In addition, the shape, buoyancy and electrochemical characteristics of these clay minerals entail that even small-sized kaolinite settles more rapidly than smectite (Chamley, 1989). Indeed, smectite particles are characterized by a low density and high buoyancy resulting in particularly slow settling rates (10 times slower than kaolinite or illite) in the open ocean (Chamley, 1989). We propose that the difference of clay mineral composition observed between the drifts of the Gulf of Cadiz probably results from the differential deposition of clay minerals according to their size during their transport by currents, as initially proposed by Gibbs (1977) for sediments delivered by the Amazon River. The relatively rapid sinking of kaolinite minerals in the water column may lead to higher kaolinite concentrations in the lower branch of the MOW, ultimately leading to higher kaolinite content in drifts located in the path of MOW_L (Fig. 3-19). Inversely, small smectite particles sink more slowly and are therefore more abundant in the shallower sections of the MOW. This segregation may explain the high abundance of smectite on the Huelva Drift (644 mbsl), located under the shallowest section of the MOW_{prox} (Sánchez-Leal et al., 2017), and on the Faro Drift (560 mbsl), under the MOW_U (Fig. 3-18). Consequently, smectites are exported by the MOW considerably further than kaolinite, notably along Portuguese margins

where the alongslope sedimentation is seemingly controlled by clay minerals transported by the MOW (Grousset et al., 1988; Schönfeld, 1997; Stumpf et al., 2011; Fig. 3-19).

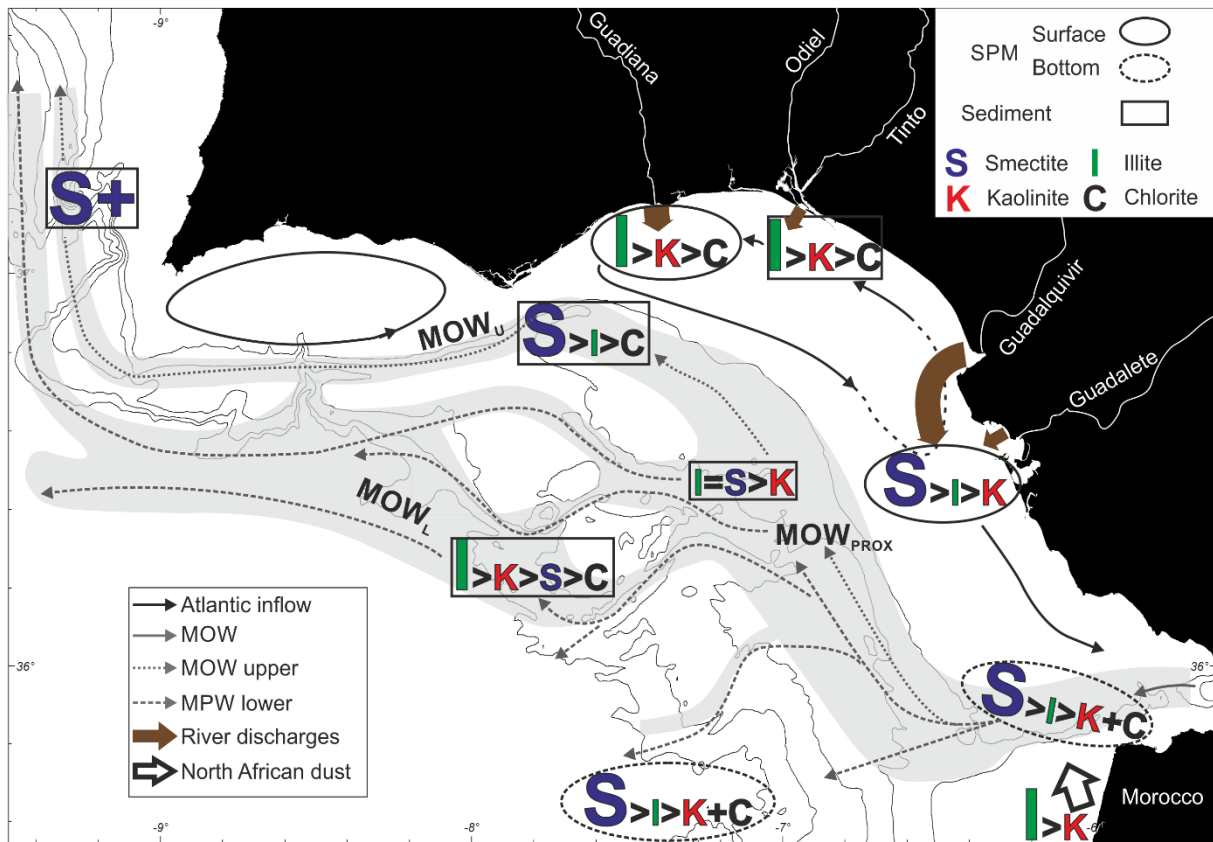


Fig. 3-19 : Schematic source-to-sink pathways of clay minerals in the Gulf of Cadiz from river discharge and eolian inputs to their deposition on drifts in the Gulf of Cadiz. The size of the brown arrows is proportional to the contribution of the rivers to clay sedimentation in the Gulf of Cadiz. The schematic map contains only clay mineral abundances >10 %. The size of the letters representing the clay minerals is proportional to their abundance. MOW: Mediterranean Outflow Water; SPM: Suspended Particulate Matter.

3.4.5.4 Evolution of clay mineral deposition over the last glacial-interglacial cycle in the CDS of the Gulf of Cadiz

In line with previous work on clay minerals in the Gulf of Cadiz (Grousset et al., 1988; López-Galindo et al., 1999; Stumpf et al., 2011), we find that clay mineral composition in the middle slope is a mixture between African and south Iberian sources, allowing us to identify a Northwest African and eastern Cadiz pole as specific endmembers (Fig. 3-15). Our records from IODP sites U1386, U1389 and U1390 display significant variations in clay mineral assemblages over the last 25 kyrs, which are likely related to the influence of respective sources and transport patterns. Considering the short time interval studied (25 kyrs), we do not consider the long-term, climate controlled formation of clays in soils as a significant contributing factor to changes in clay mineral assemblages at our study sites (Thiry, 2000).

Between 25 and 18 kyrs cal. BP, clay mineral assemblages in our records are almost constant (Fig. 3-12 to Fig. 3-14) and they plot between the two end-members previously identified (Fig. 3-15 and Fig. 3-20). Consequently, we suggest that the influence of both Northwest African and south Iberian sources were relatively stable during this cold period. Together with the homogenous clay mineral assemblages, strong similarities between the Alboran ODP Site 976, IODP Site U1390 and CADISAR cores located along the path of MOW_L (Fig. 3-20), as well as discrepancies between IODP sites located under the proximal and the upper MOW, reflect the dominant control of MOW on clay mineral sedimentation. This cold period is characterized by high and stable smectite-to-kaolinite ratio (S/K) for each IODP site (Fig. 3-21). The highest of S/K ratios are observed at IODP Site U1386 (S/K=11). IODP Site U1389 displays lower S/K ratios (S/K=6), while IODP Site U1390 is characterized by the lowest S/K ratio (S/K=2) throughout this cold period. This strongly supports our hypothesis of physical sorting of clay minerals by size between the distinct MOW branches. Indeed, the S/K range of values contrast with those of the Guadiana River (S/K= 0), Guadalquivir River (S/K=4) and even of the Northwest African pole (S/K= 1), which are considered as the main fine-grained particle suppliers in the Gulf of Cadiz.

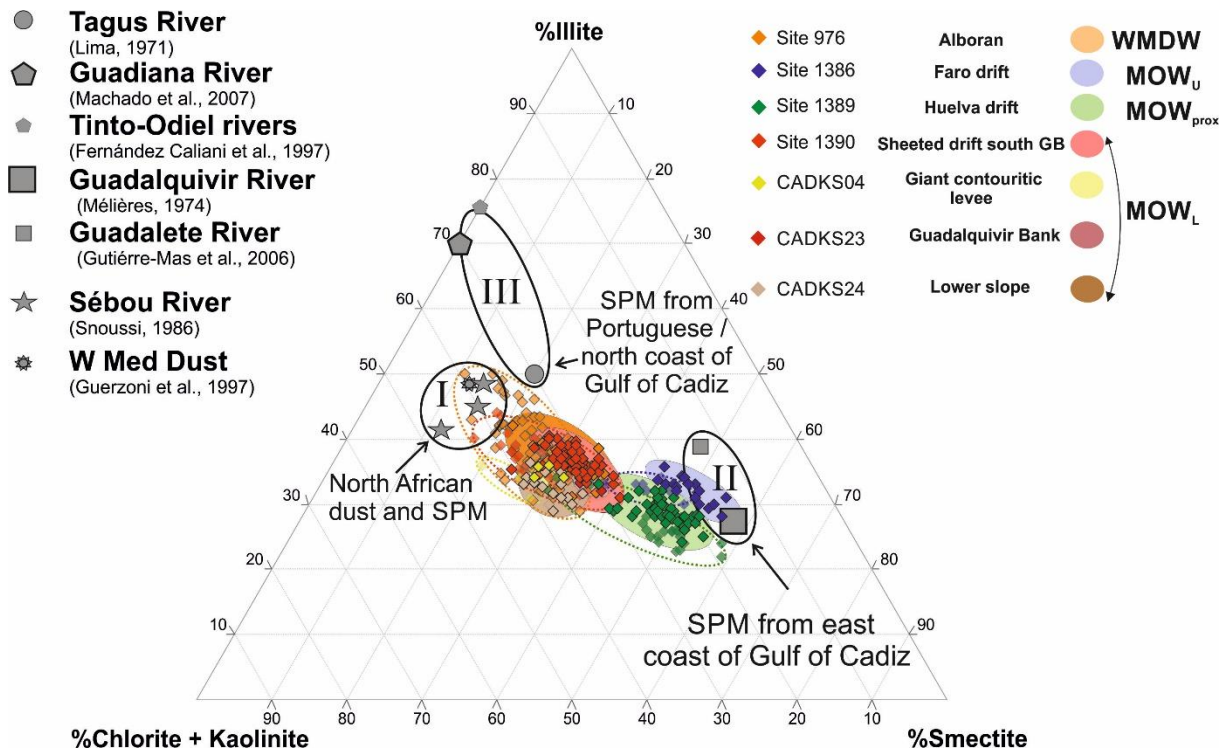


Fig. 3-20 : Smectite vs. illite vs. chlorite + kaolinite ternary plot for samples covering the Last Glacial Maximum (18–25 kyrs cal. BP) from the Gulf of Cadiz and Alboran Sea (Bout-Roumazeilles et al., 2007). Endemembers are derived from previous published records and are divided into three groups: North African dust and SPM (I), SPM from the eastern pole of the Gulf of Cadiz (II) and SPM from the northern pole of the Gulf of Cadiz (III). Lighter coloured rombs and dotted ellipses represent samples for the last 5 kyrs. SPM: Suspended Particle Matter; WMDW: Western Mediterranean Deep Water; MOW: Mediterranean Outflow Water; MOW_U: upper branch of the MOW; MOW_{PROX}: proximal MOW; MOW_L: lower branch of the MOW.

S/K and I/K ratios show an average decrease from MIS 2 to present day except at IODP Site U1389 (Fig. 3-21), due to a decrease of smectite content in IODP Site U1386 and an increase of kaolinite abundance at IODP Site U1390 as revealed by XRD patterns. Stumpf et al. (2011) found a similar behaviour for smectite, illite and kaolinite content over the last 22 kyrs near the study area. Together with these results, our records of enriched smectite during MIS 2 suggest a stronger (lower) influence of Guadalquivir River (the North African pole) discharge during the MIS 2 than during the Holocene. Several studies demonstrate that south Iberian temperatures and precipitations were unexpectedly close to present-day conditions during Dansgaard-Oeschger interstadials, including the 21–17.5 kyrs cal. BP period (Sánchez-Goñi et al., 2002; Turon et al., 2003; Nebout et al., 2009), ruling out any modification of river discharge due to modified hydrological conditions on their main drainage area. During the MIS 2, the mouths of south Iberian rivers were located further offshore closer to the Cadiz CDS due to the low relative sea-level (-105/-123 m below present day sea level; Waelbroeck et al., 2002). This may have modified the influence of the Guadalquivir River by reducing the distance travelled by clay minerals before their deposition. Furthermore, previous studies have evidenced a mean shallower depth of the MOW during the present interglacial than during the last glacial cold period (Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005, 2012; Llave et al., 2006). This observation, together with our clay mineral segregation findings (smectite-rich MOW_U vs. kaolinite-rich MOW_L), may explain the enhanced contribution of kaolinite (smectite) during MIS 1 (MIS 2) to the CDS via the general shallower distribution of both branches of the MOW (MOW_U and MOW_L) during interglacials than during glacial periods.

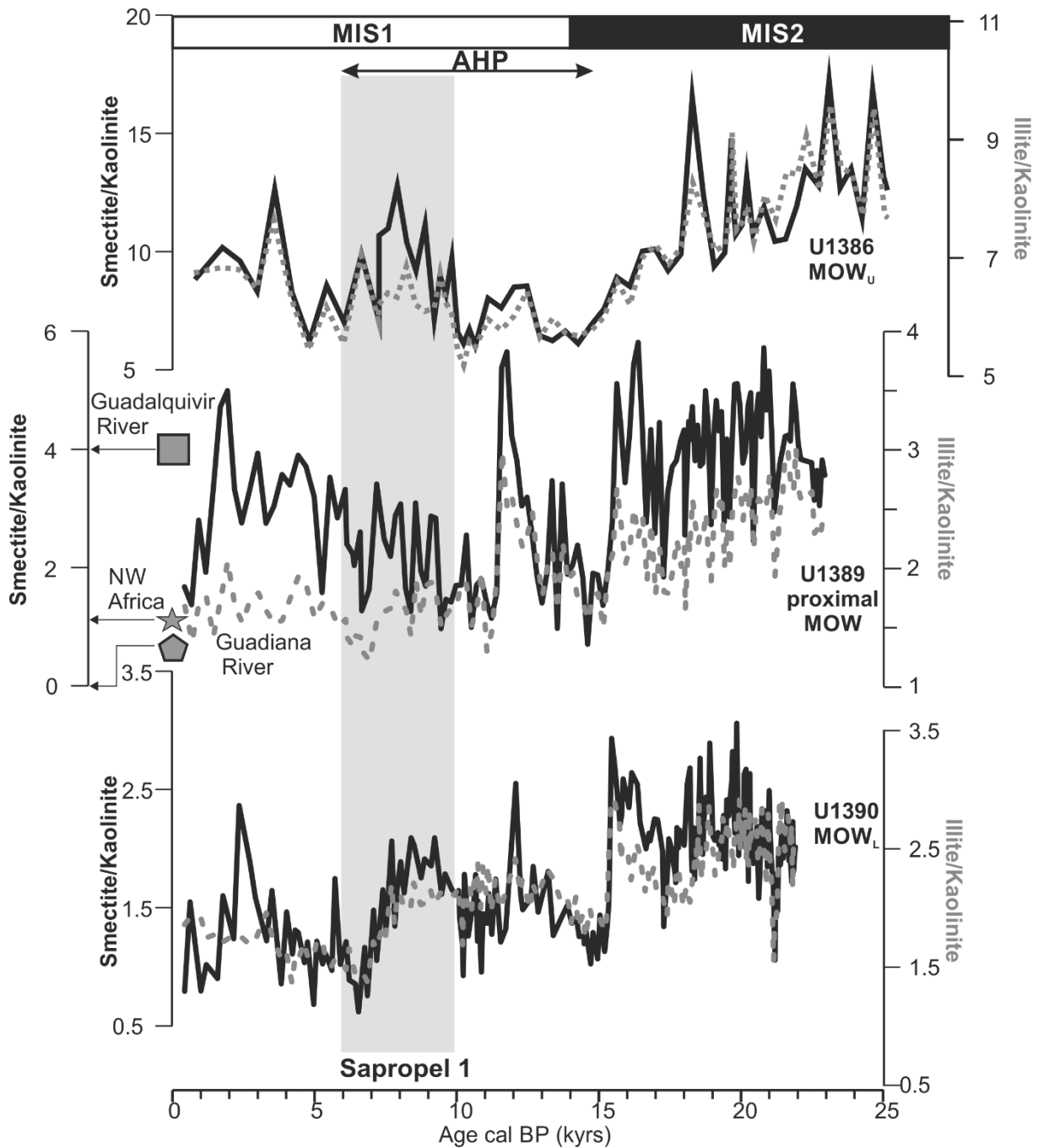


Fig. 3-21 : Smectite / Kaolinite (S/K) and Illite / Kaolinite (I/K) ratios on IODP sites influenced by the upper core of Mediterranean Outflow Water (MOW_U), lower core of the Mediterranean Outflow Water (MOW_L) and both (MOW_{PROX}), over the last 25 kyrs. The grey square and pentagon represent the S/K values of clay assemblages from Suspended Particulate Matter in the Guadalquivir River and Gadiana River, respectively (Mélières, 1973; Machado et al., 2007). The S/K value of the Northern African pole is marked by a grey star (Snoussi, 1986; Guerzoni et al., 1997; Elmouden et al., 2005). MIS: Marine Isotope Stage; AHP: African Humid Period.

The overall decrease of illite-to kaolinite ratio (I/K) over the last 25 kyrs in the Gulf of Cadiz (Fig. 3-21), can be interpreted in the context of the latitudinal migration of Saharan dust sources with the intertropical convergence zone (ITCZ) and insolation-driven continental climatic variations (Caquineau et al., 1998; Skonieczny et al., 2011, 2013; Stumpf et al., 2011).

Previous studies in the Mediterranean Sea evidenced an abrupt transition from Saharan-sourced dust during MIS 2 to Sahelian-sourced dust during MIS 1 (Bout-Roumazeilles et al., 2007, 2013a). The higher I/K ratios characterizing MIS 2 in the Gulf of Cadiz (Fig. 3-21) thus likely reflect the dominant influence of Saharan v. Sahelian sources in the Western Mediterranean during cold climatic periods, while the overall decrease in I/K ratios reflects the progressive southward migration of the ITCZ during the late Holocene (Stumpf et al., 2011; Bout-Roumazeilles et al., 2013a). I/K ratios remain relatively stable toward the end of the African Humid Period (Fig. 3-21), which is characterized by the deposition of Sapropel 1 in the Western Mediterranean (10–6 kyrs cal. BP), and is generally associated with a weak MOW (Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Rogerson et al., 2012; Kaboth et al., 2016). During this period of reduced MOW, the mineralogical composition from the Faro Drift, along with those from other drifts, remains distinctly different from that of the Guadiana river (Fig. 3-21), the nearest with a significant sediment discharge. Consequently, we suggest that both branches of the MOW, despite their lower activity, continue to redistribute fine-grained particles and influence clay mineral distribution in the middle slope of the Gulf of Cadiz.

3.4.6 Conclusion

This multisite study with high resolution records focuses for the first time on clay mineral distribution along the Contourite Depositional System (CDS) of the Gulf of Cadiz. The extensive review of literature on clay minerals presented in this study enables us to identify the different sources of clay particles across the middle slope. Our records show that fine-grained sediments of the CDS reflect mainly a mixture between clay particles from rivers located east of the Gulf of Cadiz, especially the Guadalquivir River, and clay mineral assemblages from dusts, soils and rivers from Northwestern Africa. However, the combined influence of cyclonic eddies on the northern continental shelf and Mediterranean Outflow Water (MOW), which flows along the middle slope, prevents the export of clay mineral particles from the Guadiana and Tinto-Odiel Rivers to the CDS of the Gulf of Cadiz.

In addition to forming an effective barrier against offshore clay export, the present day MOW carries similar Suspended Particulate Matter (SPM) concentrations in its upper and lower branches and plays a pivotal role in fine particles supply to the middle slope of the Gulf of Cadiz. The contrasted sedimentation rates observed on the Faro, Huelva and sheeted Drifts southeast of the Guadalquivir Bank are probably indicative of varying SPM concentrations for the upper and lower MOW over the last 25 kyrs.

The MOW plays a critical role in redistributing fine-grained particles sourced by rivers to the east of the Gulf of Cadiz and the Alboran Sea through the settling of clay minerals along the CDS. This study shows that the lateral variations in clay mineralogy in the middle slope are the result of size segregation deposition processes during the transport of clay minerals by the

MOW. Consequently, clay associations in marine sediments are pertinent proxies for the mapping of the pathways of the upper and lower MOW in the Gulf of Cadiz, while also tracing the Mediterranean water masses along the Portuguese margins.

The contribution of both northwest African dusts and south Iberian rivers to the composition of fine-grained particles in the middle slope of the Gulf of Cadiz has varied over the last 25 kyrs. The relatively low sea-level which characterized the Last Glacial Maximum brought the South Iberian river mouths closer to the CDS, enhancing the influence of Guadalquivir River particle-derived sedimentation across the middle slope during this cold period. Vertical variation of the MOW from MIS 2 to MIS 1, induced a shallowing of the upper and lower cores of the MOW, which may explain the difference in clay mineral association between these time intervals. Furthermore, the progressive southward migration of the intertropical convergence zone during the Holocene induced the latitudinal migration of Saharan dust sources and influenced sedimentation in the Gulf of Cadiz.

The present study offers a high-resolution record of source-to-sink pathways of clay minerals, from the Northwest African and South Iberian sources to their settling in the Gulf of Cadiz CDS via surface and bottom currents. This re-construction of clay mineral pathways aims to provide a strong basis for future investigations on fine particles settling over the CDS at larger time scales. Indeed, the study of clay minerals may lead to a better understanding of sedimentary drift evolution by identifying the influence of various sources, modes of transport and sedimentation processes of fine particles. Moreover, the contrasted clay mineral associations observed between the paths of the MOW_U and the MOW_L may serve as a tracer of vertical shifts in both branches of the MOW as far back as onset of contourite deposition in the Gulf of Cadiz during the lower Pliocene.

3.5 Synthèse de la dynamique de la MOW et comparaison aux modèles existants

La dynamique de la MOW lors du derniers cycle climatique a fait l'objet de nombreuses études aboutissant à différents modèles de circulation variant principalement selon les périodes glaciaires et interglaciaires (e.g., Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; De Castro et al., 2021). L'utilisation de nouveaux outils, dans des sites localisés à des profondeurs variables sur la pente continentale, nous a permis de proposer un schéma inédit de l'évolution de la circulation de la MOW lors des derniers 25 000 ans. Les assemblages ostracodiques, réalisés à haute résolution, qui permettent d'identifier la présence ou l'absence de la MOW sur le fond, et les cortèges argileux, qui autorisent l'identification des différentes branches de la MOW, ont conduit à valider et à affiner les modèles existants.

3.5.1 La MOW_U : une circulation constante marquée par des variations d'intensité et de profondeur

La carotte MD99-2337 et le Site IODP U1386, prélevés dans le drift de Faro actuellement influencé par l'écoulement de la MOW_U sur le fond, ont permis d'étudier la dynamique de cette dernière lors des derniers 30 000 ans. Les assemblages ostracodiques et les mesures du cortège argileux, respectivement réalisés en 2010 et en 2019, n'ont pas été réalisés sur le même enregistrement sédimentaire. Les analyses granulométriques, notamment les résultats de *sortable silt* et les pourcentages des particules fines cohésives (< 10 µm), associées à une stratigraphie robuste, suggèrent que ces deux sites ont enregistré des variations similaires de dynamique de la MOW_U. Trois événements majeurs d'intensification du courant sur le fond, qui se traduisent pas des niveaux plus grossiers, caractérisés par une augmentation du *sortable silt* et une diminution de la proportion de particules fines cohésives, sont observés durant les événements du H1, du Younger Dryas et à Holocène récent (Fig. 3-22). Ces niveaux correspondent aux Pics Contouritiques I, II et III identifiés par Stow et al. (1986) et par Faugères et al. (1986) dans une quinzaine de carottes Kullenberg prélevées sur le drift de Faro. Ces pics contouritiques ont été observés plus récemment au niveau du drift de Faro ainsi que dans des sites situés plus à l'est du système contouritique du Golfe de Cadix, confirmant que la MOW_U s'écoulait intensément durant le H1, le Younger Dryas et l'Holocène récent (Sierro et al., 1999; Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006; Rogerson et al., 2016; Bahr et al., 2015; Kaboth et al., 2016). La circulation active de la MOW_U lors de ces trois intervalles de temps avait déjà été proposée par Schönfeld et Zahn. (2000) à l'ouest de la marge portugaise sur la base de la distribution des assemblages de foraminifères benthiques et des profils de $\delta^{13}\text{C}$ benthique obtenus dans les sédiments de carottes localisées à des profondeurs comprises entre 600 et 1 100 m.

Les assemblages ostracodiques de la carotte MD99-2337, et notamment les variations d'abondance de l'espèce *K. keyi*, indiquent que la MOW_U n'a pratiquement jamais cessé de s'écouler sur le drift de Faro lors des derniers 30 000 ans (Fig. 3-22). Les successions de présence/absence de *R. miranda* suggèrent cependant des mouvements verticaux du cœur du courant et/ou des modifications des caractéristiques physico-chimiques de la MOW. Ces variations se traduisent par **l'écoulement réduit d'une MOW_U moins salée, au niveau du drift de Faro notamment, en phase avec de l'événement sapropélique en Méditerranée orientale**. Contemporainement, les cortèges argileux du Site IODP U1386, indiquent une proportion importante de smectite et une faible abondance de kaolinite, se traduisant par des valeurs du rapport % Smectite / %Kaolinite (S/K) élevées (S/K >5; Fig. 3-22). Ces valeurs du rapport S/K contrastent avec celles qui caractérisent le cortège argileux délivré par le fleuve le plus proche, le Guadiana (S/K=0; Machado et al., 2007), impliquant **une redistribution des minéraux argileux par la MOW_U et donc une influence quasi-permanente du courant sur la sédimentation du drift de Faro lors des derniers 25 000 ans** (Moal-Darrigade et al., 2022a).

Les deux enregistrements sédimentaires montrent trois intervalles durant les derniers stadiers d'Heinrich, durant lesquels la MOW_U a cessé d'influencer le drift de Faro. L'absence d'espèces méditerranéennes durant l'événement H1.1, confirme l'hypothèse d'un approfondissement général de la MOW durant cet intervalle (Sierro et al., 2020). Il est probable que de façon similaire, la MOW_U n'influait plus, même temporairement, le drift de Faro lors des stadiers H2 et H3 mais la résolution temporelle de nos analyses et la faible densité faunique des assemblages ostracodiques ne permettent pas de se prononcer avec certitude. Cependant, cette explication pourrait être à l'origine des importantes diminutions du rapport S/K observées au début du MIS 2, qui traduisent une baisse significative de la proportion de smectite (Fig. 3-22).

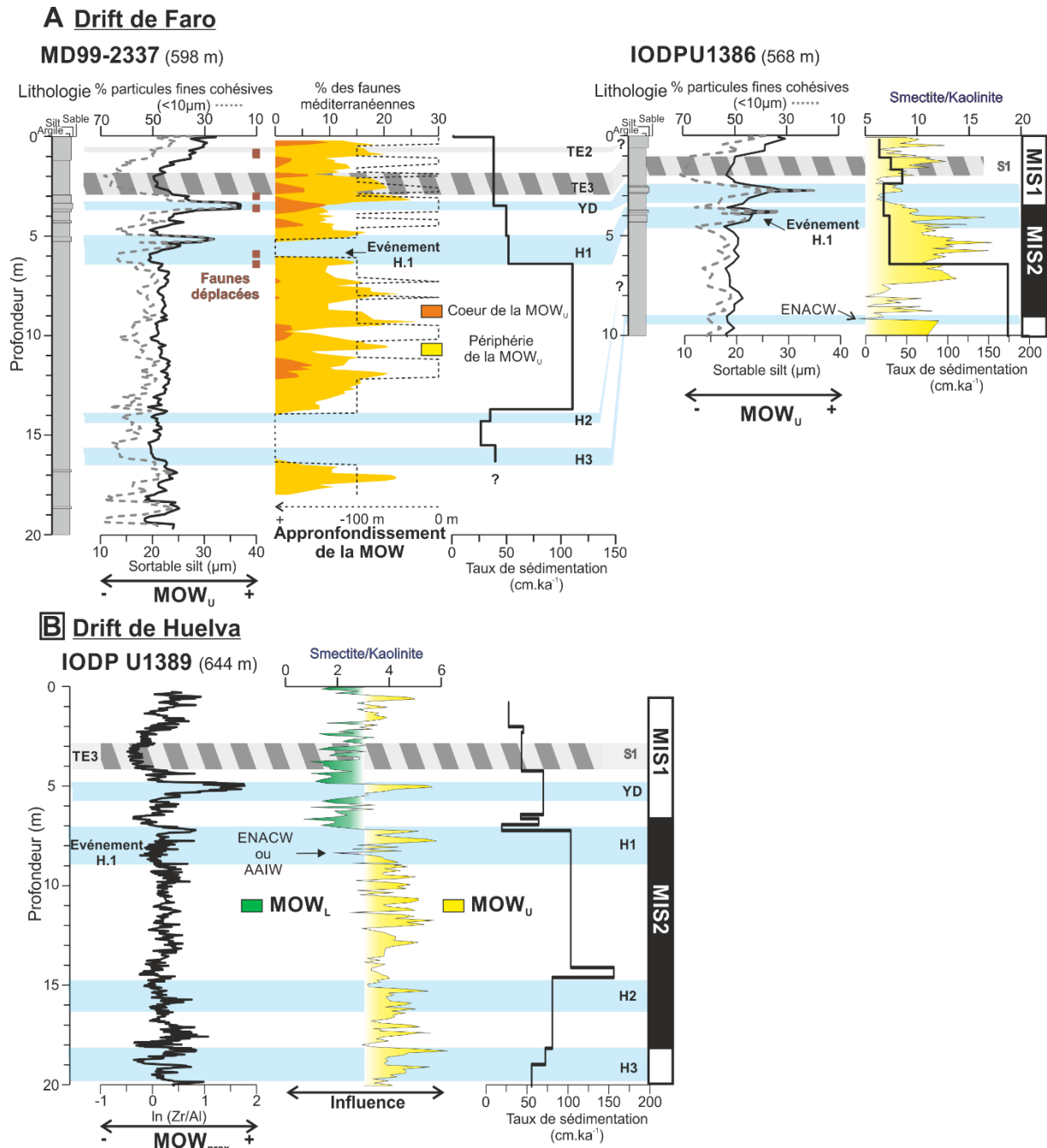


Fig. 3-22 : Dynamique de la MOW_U (A) et de la MOW_{prox} (B) lors des derniers 25 000 ans. L'estimation des variations de la profondeur de la MOW s'appuie sur l'approfondissement nécessaire pour que le cœur et/ou la périphérie de la MOW n'affectent plus les sites d'études. Il est ici considéré que les intervalles bathymétriques auxquels s'écoulent la MOW_U et la MOW_L ont peu variés lors des derniers 30 000 ans. MIS : Stade Isotopique Marin ; YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Événements d'Heinrich ; S1 : sapropèle 1 ; mcd : *meter composite depth* ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event.

Le Site IODP U1389 (644 m) est situé dans le *sheeted drift* de Huelva, bordé par les chenaux contouritiques de Huelva et de Guadalquivir. Etant situé plus près du détroit de Gibraltar que les sites IODP U1386 et MD99-2337, le Site IODP U1389 est influencé par une MOW proximale (Bahr et al., 2015). Le Site IODP U1389 se situe ainsi sous l'influence des deux branches de la MOW, la MOW_U et la MOW_L (Sánchez-Leal et al., 2017; De Castro et al., 2021).

Il constitue donc le site d'étude idéal pour reconstruire les variations d'intensité de la MOW en s'affranchissant des mouvements verticaux du courant (Bahr et al., 2015). Lors de nos travaux, au contraire, nous essayons de reconstruire les paléoprofondeurs de circulation des deux branches de la MOW. Comme nous l'avons montré dans la section 3.4.5.3, les sites situés sous l'influence de la MOW_U et de la MOW_L sont caractérisés par des cortèges argileux différents (Fig. 3-18), l'influence de la MOW_U se traduisant par des sédiments riches en smectite et pauvres en kaolinite alors que celle de la MOW_L présente des caractéristiques opposées vis-à-vis de ces deux minéraux (Moal-Darrigade et al., 2022a). Sur la base de cette observation, **nous proposons que les variations du rapport S/K au Site IODP U1389 reflètent les variations verticales des deux branches de la MOW**. Les valeurs de S/K élevées observées pendant une partie du MIS 2, du Younger Dryas et d'une partie de l'Holocène traduisent une influence accrue de la MOW_U sur la sédimentation des minéraux argileux du drift de Huelva, liée à un approfondissement et/ou une MOW_U plus étendue. Lors du Bölling-Alleröd et au début de l'Holocène, deux périodes caractérisées par une activité réduite de la MOW pendant une phase d'augmentation du niveau marin, les valeurs plus faibles du rapport S/K traduisent une influence grandissante de la MOW_L sur le drift de Huelva.

Les assemblages ostracodiques et les cortèges argileux des sites MD99-2337, IODP U1386 et U1389, suggèrent une dynamique de la MOW_U plus complexe que le mode de circulation glaciaire/interglaciaire proposé par certains auteurs. Lors du DMG, Rogerson et al. (2005) puis Kaboth et al. (2016) ont proposé que la MOW_U avait abandonné le drift de Faro. Nos résultats, montrent qu'à l'exception de courts intervalles au cours des événements d'Heinrich, et malgré une activité réduite, la MOW_U a continué d'influencer la sédimentation du drift de Faro lors de cette période. De Castro et al. (2021) ont mis en évidence une circulation ralentie de la MOW lors du DMG à partir de l'enregistrement sédimentaire du Site IODP U1389. Nos résultats vont dans le même sens, en précisant que le drift de Faro était influencé de façon non négligeable par la MOW_U lors de cet intervalle. Les trois événements majeurs d'intensification de la MOW_U lors des derniers 30 000 ans sont contemporains de conditions paléoclimatiques relativement différentes :

- (1) le début et la fin du stadiaire H1, qui marque la fin du DMG, période de refroidissement en Atlantique Nord, caractérisé par un bas niveau marin ;
- (2) le Younger Dryas, événement froid interrompant la dernière déglaciation, ayant lieu lors d'une phase de transgression ayant pour origine l'augmentation du niveau marin relatif ;
- (3) l'Holocène récent, intervalle climatique relativement chaud caractérisé par un haut niveau marin relatif.

L'influence presque continue de la MOW_U sur le drift de Faro lors des derniers 25 000 ans, associée aux intensifications du courant se produisant lors de la dernière période glaciaire, lors de la déglaciation, et lors de l'interglaciaire actuel complexifient quelque peu le schéma de circulation établi pour cette branche de la MOW. Un modèle de fonctionnement de MOW_U qui distingue uniquement les périodes glaciaires des interglaciaires (Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006) semble donc moins pertinent lors de cette période car nos résultats suggèrent que l'intensité, la position et l'extension de la MOW_U a varié aussi bien lors de la dernière période glaciaire que lors de l'interglaciaire actuel.

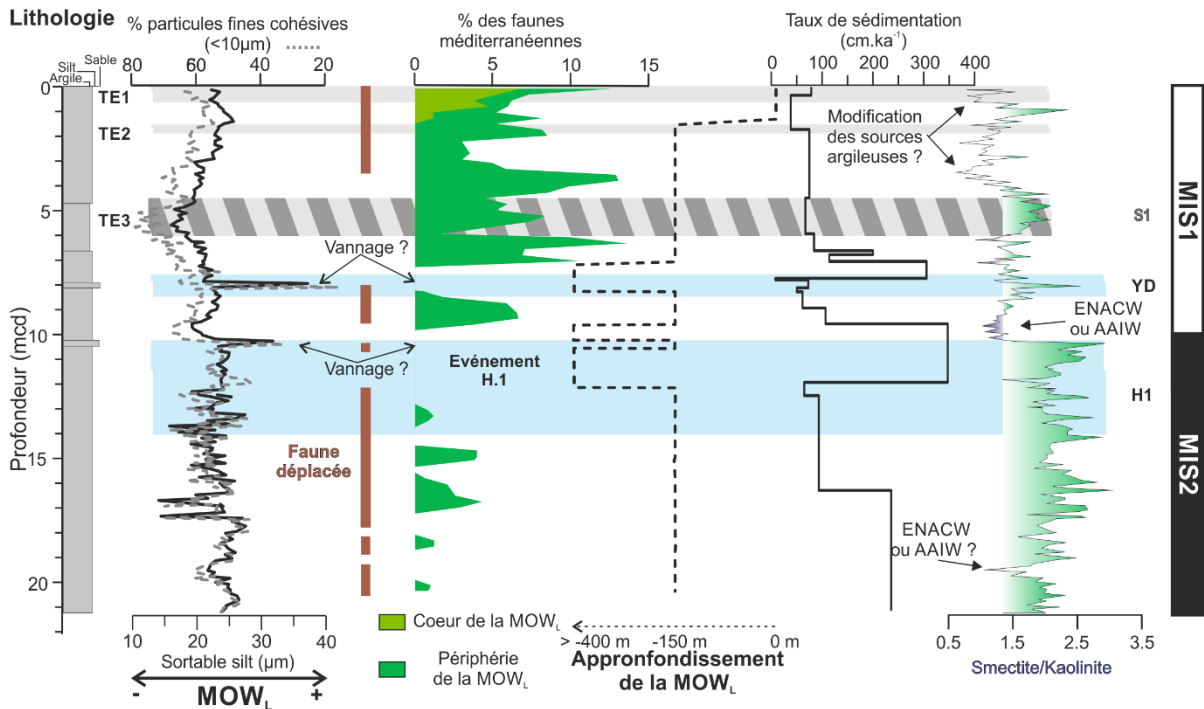
3.5.2 La MOW_L : une circulation intense et profonde lors du stadiaire H1 et du Younger Dryas

La dynamique de la MOW_L a pu être reconstituée grâce à l'étude de deux enregistrements sédimentaires : le Site IODP U1390 actuellement située sous l'influence de la MOW et la carotte CADKS24 localisée en limite d'influence de la MOW.

Les assemblages ostracodiques ainsi que les cortèges argileux des sédiments du Site IODP U1390 témoignent d'une influence presque constante de la MOW_L sur le vaste *sheeted drift* situé au sud du banc de Guadalquivir (Fig. 3-23). Deux courts intervalles lors du MIS 2, dont l'évènement H1.1, sont caractérisés par l'absence de *K. keyi* et une diminution du rapport S/K, impliquant une influence de la ENACW ou de l'AAIW (Fig. 3-23), et confirmant l'approfondissement de la MOW durant la courte période du stadiaire H1 (Sierro et al., 2020). Les fluctuations du rapport S/K lors de l'Holocène, intervalle durant lequel l'espèce *K. keyi* est abondante, sont difficiles à interpréter en termes de variations de paléop profondeurs de la MOW_L. Les augmentations du rapport S/K peuvent signifier un approfondissement de la MOW_L et les diminutions, une circulation moins profonde de cette branche inférieure de la MOW. Cependant, au cours de l'Holocène, les variations du rapport S/K ont également pu être affectées par un changement des apports de minéraux argileux. En effet, avec la migration méridionale de l'ITCZ, les sources des apports éoliens alimentant la sédimentation du Golfe de Cadix ont également migré vers le sud durant cet intervalle (Moal-Darrigade et al., 2022a). Néanmoins, la présence puis l'absence de l'espèce *R. miranda* à cette période pourraient suggérer, dans l'hypothèse où elle n'est pas déplacée, des variations verticales de la position du cœur de la MOW_L (Fig. 3-23).

A Vaste sheeted drift au sud du banc de Guadalquivir

IODP U1390 (992 m)



B Bassins intra-pente

CADKS24 (1316 m)

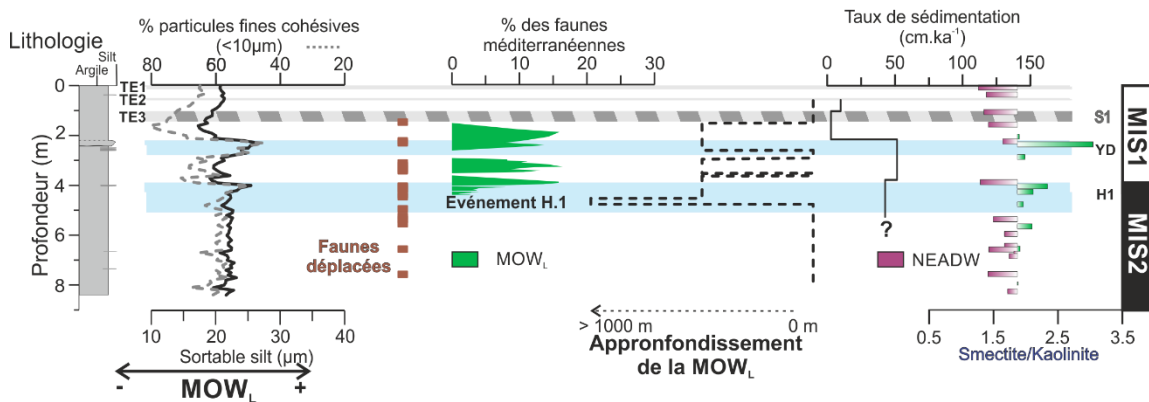


Fig. 3-23 : Dynamique de la MOW_L au niveau du vaste *sheeted drift* au sud du banc de Guadalquivir (A) et des bassins intra-pentes (B) lors des derniers 25 000 ans. L'estimation des variations de la profondeur de la MOW s'appuie sur l'approfondissement nécessaire pour que le cœur et/ou la périphérie de la MOW n'affectent plus les sites d'études en effectuant l'hypothèse que les intervalles bathymétriques auxquels s'écoulement la MOW_U et la MOW_L ont peu variés lors des derniers 25 000 ans. MIS : Stade Isotopique Marin ; YD : Younger Dryas ; H1 à H3 : Événements d'Heinrich ; S1 : sapropèle 1 ; mcd : *meter composite depth* ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event.

Le taxon *K. keyi* est abondant dans les sédiments de la carotte CADKS24 durant la dernière déglaciation, de la fin du stadiaire H1 au début de l'Holocène, traduisant un approfondissement de la MOW_L lors de cet intervalle. Les augmentations du rapport S/K lors de l'évènement H1 et du Younger Dryas appuient l'hypothèse d'une MOW influençant les bassins intra-pentes durant ces périodes (Fig. 3-23). Cependant, au début du *Bölling-Allerød*,

les sites influencés par la MOW_L (Site IODP U1389 et U1390, et CASKS24) enregistrent une diminution du rapport S/K et les faunes méditerranéennes sont absentes du Site IODP U1390 et de la carotte CADKS24 (Fig. 3-22 et Fig. 3-23). Ainsi, l'approfondissement général de la MOW_L lors de la déglaciation semblent être interrompu au *Bölling-Alleröd*, un court intervalle durant lequel la MOW_L circulait moins profondément. Lors de cet intervalle les assemblages ostracodiques et les cortèges argileux des sites IODP U1390 et CADKS24 suggèrent un écoulement de la MOW_L limité à la pente continentale supérieure entre ~300 et ~1300 m.

Deux niveaux plus grossiers, caractérisés par des pics de *sortable silt* contemporains de fortes diminutions de la proportion de particules fines cohésives, sont observés dans les sédiments du Site IODP U1390 et de la carotte CADKS24. Ces niveaux contouritiques grossiers indiquent deux événements d'intensification du courant sur le fond lors du stadiaire H1 et lors du Younger Dryas (Fig. 3-23). Ces résultats confirment l'hypothèse d'une circulation intense de la MOW lors du stadiaire H1 et du YD dans le Golfe de Cadix proposée par Rogerson et al. (2005) et Voelker et al. (2006) à partir de carottes sédimentaires localisées à des bathymétries comprises entre 1 100 et 1 300 m (D13989, D13900 et MD99-2341). Nos résultats sont également cohérents avec les observations de Schönfeld and Zahn (2000) dans des enregistrements sédimentaires localisés sur la pente continentale inférieure de la marge ouest portugaise (1 600-2 200 m). Une carotte sédimentaire située à l'ouest des côtes portugaises (SHAK06-5K, 2 646 m) a récemment permis à Magill et al. (2018) de proposer que l'interface MOW-NADW avait pu s'approfondir jusqu'à 2 700 m de profondeur lors de l'évènement H1 et du Younger Dryas. Il semblerait donc que **lors de ces deux événements froids la MOW_L se soit écoulee sur une portion de la pente continentale inférieure ouest-portugaise plus profonde (1 600-2 700 m) qu'actuellement (1 100- 1 500m).**

Nos résultats précisent le schéma de circulation stipulant une MOW_L intense en période glaciaire et un écoulement de la MOW_L ralenti lors de l'Holocène (Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006). Nos enregistrements suggèrent **une paléocirculation de la MOW_L similaire, en terme d'intensité et de profondeurs d'écoulement, lors de la dernière période glaciaire et lors de l'Holocène.** En revanche, lors de la phase de déglaciation qui sépare ces deux intervalles de temps, la dynamique de la MOW_L a varié. Le stadiaire H1 et le Younger Dryas étaient alors caractérisés par un approfondissement accompagné d'une intensification (fin de H1) de la MOW_L, appuyant les observations de Rogerson et al. (2005) et Voelker et al. (2006) . Ce schéma de circulation semble s'être interrompu au début du *Bölling-Alleröd*, un intervalle au cours duquel la MOW_L circulait moins profondément.

3.5.3 L'Holocène inférieur : dépôt de contourites argileuses ?

L'Holocène inférieur, également connu à l'échelle de notre domaine d'étude comme l'*Early Holocene contourite gap* (Rogerson et al., 2012), est caractérisé par les dépôts les plus fins des derniers 30 000 ans dans tous les enregistrements sédimentaires du Golfe de Cadix (Stow et al., 1986; Sierro et al., 1999; Rogerson et al., 2005, 2006; Llave et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Voelker et al., 2006; Sierro et al., 2020; De Castro et al., 2021). Sierro et al. (2020), sur la base d'une faible proportion de sables fins (fraction entre 62 et 150 μm) et d'une augmentation du rapport sable grossier/sable dans les sédiments d'âge Holocène inférieur du drift de Huelva, proposent que la MOW n'influçait pas la sédimentation de ce drift lors de cette période. Cette interprétation repose sur les processus de sédimentation responsables de cette signature granulométrique : les foraminifères planctoniques, qui constituent la majeure partie de la fraction sableuse grossière ($>150 \mu\text{m}$), se déposent principalement par sédimentation pélagique, alors que l'enrichissement de certains niveaux sédimentaires en sables fins (62-150 μm) est induit par des processus de vannage/traction sous l'influence d'un courant de fond (Sierro et al., 2020). De Castro et al. (2021), en s'appuyant sur des arguments géochimiques (XRF), interprètent également les sédiments du Site IODP U1389 déposés à l'Holocène inférieur comme des hémipélagites.

Une sédimentation argileuse, particulièrement fine, caractérise les sédiments des sites MD99-2337, IODP U1386 et U1390 durant l'Holocène inférieur. Les particules fines cohésives ($< 10 \mu\text{m}$) y atteignent des proportions maximales (66-78 % ; Fig. 3-23). Ces niveaux présentent une moyenne granulométrique comprise entre 4 et 10 μm , et une distribution granulométrique unimodale, avec un mode principal argileux (4-7 μm) et une faible asymétrie. Ces caractéristiques granulométriques permettent d'interpréter ces dépôts comme des hémipélagites ou des contourites très fines, influencées par un courant de fond de faible vitesse ($< 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; Brackenridge et al., 2018).

La distinction entre hémipélagites et contourites argileuses est difficile du fait de caractéristiques granulométriques similaires. Les hémipélagites sont constituées de sédiments peu triés, présentant des moyennes granulométriques typiques d'argiles ou de silts (5-35 μm) et des distributions modales variées (unimodale, bimodale, trimodale) (Stow and Smillie, 2020). Ces dépôts présentent des taux de sédimentation généralement compris entre 5 et 15 $\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$, nettement plus élevés que ceux caractérisant les dépôts pélagiques (1 $\text{cm}\cdot\text{ka}^{-1}$; e.g., Stow and Smillie, 2020). Les contourites argileuses sont généralement composés de sédiments argileux ($> 50 \%$), très peu triés, dont la moyenne granulométrique varie entre 32 (5) et moins de 1 (11) μm (ϕ) (e.g., Stow and Faugères, 2008; Rebesco et al., 2014).

Nos résultats micropaléontologiques, notamment ceux relatifs à l'abondance de *K. keyi* dans les sédiments des sites MD99-2397 et U1390 suggèrent que la MOW s'écoulait au niveau du drift de Faro et du vaste *sheeted drift* au sud du Guadalquivir lors de l'Holocène inférieur. La proportion importante de smectite (30 à 54 % du cortège argileux) dans les sédiments d'âge Holocène inférieur des sites IODP U1386, U1389, U1390, indique une influence considérable de la MOW sur le dépôt des minéraux argileux au niveau de ces drifts. Les contourites étant définies comme des «sédiments déposés ou substantiellement remaniés par l'action persistante d'un courant de fond » (e.g., Rebesco et al., 2014), nous proposons que les dépôts d'âge Holocène inférieur du drift de Faro, et du vaste *sheeted drift* localisé à l'ouest du banc du Guadalquivir, forment des **contourites argileuses**. Dans ce cas particulier, l'influence du courant de fond s'est traduit par le transport d'un cortège argileux riche en smectite jusqu'aux zones de dépôt en question. Cette sédimentation de type contouritique peut expliquer les taux de sédimentation élevés qui caractérisent les drift étudiés (30 et 75 cm.ka⁻¹) lors de l'Holocène inférieur en comparaison des taux de sédimentations qui caractérisent traditionnellement les dépôts hémipélagiques. Nos travaux suggèrent ainsi que **l'utilisation combinée de traceurs micropaléontologiques et minéralogiques, en l'occurrence ici les assemblages d'ostracodes et les minéraux argileux, peuvent constituer des outils de choix pour dissocier les contourites très fines des hémipélagites**.

3.5.4 Les variations des teneurs en particules en suspension de la MOW_U et de la MOW_L lors des derniers 30 000 ans

Les enregistrements sédimentaires prélevés dans les drifts contouritiques de la pente continentale du Golfe de Cadix présentent globalement des taux de sédimentation plus importants au DMG qu'à l'Holocène (Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; van Dijk et al., 2018; Ducassou et al., 2018; Sierro et al., 2020; Moal-Darrigade et al., 2022a). Dans le cas des sites IODP U1386 et U1389, l'intensification de la MOW_U à l'Holocène récent a pu empêcher le dépôt des particules en suspension ou même provoquer du vannage, et donc contribuer à la diminution du taux de sédimentation durant cet intervalle. Néanmoins, les taux de sédimentation de ces sites à l'Holocène inférieur et les taux de sédimentation du site IODP U1390, suggèrent que durant le DMG, une MOW plus chargée en particules en suspension s'écoulait sur la pente continentale du Golfe de Cadix. Durant l'Holocène, le niveau marin plus élevé a probablement induit un piégeage des particules issues des fleuves ibériques sur la plateforme (Sierro et al., 1999), l'embouchure du Guadalquivir durant le DMG était probablement située près de la rupture de pente continentale actuelle, permettant un apport en particules terrigènes considérable au niveau de cette pente (Sierro et al., 1999). Une asymétrie entre les épaisses séquences régressives associées au bas niveau marin des derniers cycles glaciaires, et les séquences transgressives d'épaisseurs réduites associées au haut niveau marin des derniers interglaciaires, a été remarquée sur le plateau continental du Golfe

de Cadix (e.g., Hernández-Molina et al., 2000; Mestdagh et al., 2019). Cette observation confirme un apport plus important de particules terrigènes sur le plateau continental lors du dernier maximum glaciaire, supposant un export également plus important vers la pente continentale. La sédimentation des sites IODP U1386, U1389 et U1390, durant la période comprise entre les stadiers H2 et H1 est caractérisée par des sédiments argilo-silteux déposés sous influence réduite de la MOW. Durant cet intervalle, le vaste *sheeted drift* situé au sud du banc de Guadalquivir présente des taux de sédimentation deux fois plus importants que les drifts de Huelva et de Faro. Ces résultats suggèrent une MOW_L plus chargée en particules en suspension que la MOW_U durant cette période.

Les travaux de Master 2 menée par R. Pierre à l'université de Bordeaux et visant à comprendre le modèle de fonctionnement régional de la MOW depuis l'évènement H3 appuient nos hypothèses. La corrélation litho-sismique des profils très haute résolution Chirp avec les caractéristiques lithologique d'une série de carottes sédimentaires bénéficiant d'une stratigraphie et issues des missions océanographiques FAEGAS IV, IMAGES-V GINNA, CADISAR, et CADISAR 2, dans les secteurs 3, 4 et 5 du CDS, a permis de cartographier l'épaisseur des dépôts contouritiques par périodes. Les résultats indiquent que :

- (1) l'épaisseur des dépôts contouritiques holocènes est plus importante dans les drifts situés sous l'influence de la MOW_L que dans ceux localisés sur le chemin de la MOW_U (Fig. 3-24 ; Pierre, 2015).
- (2) l'épaisseur des sédiments contouritiques déposés lors du DMG est deux à trois fois à celle des dépôts holocènes (Fig. 3-24 ; Pierre, 2015).

La cartographie par Pierre (2015) des dépôts contouritiques dans les secteurs 3,4 et 5 du CDS confirme les hypothèses proposées lors de la section 3.4.5.2 concernant les concentrations en particules en suspension de la MOW_U et de la MOW_L lors des dernier 30 000 ans dans le Golfe de Cadix :

- (1) **la MOW_L est généralement plus chargée en particules en suspension que la MOW_U ;**
- (2) **les branches de la MOW ont transporté une quantité plus importante de particules fines lors du DMG.**

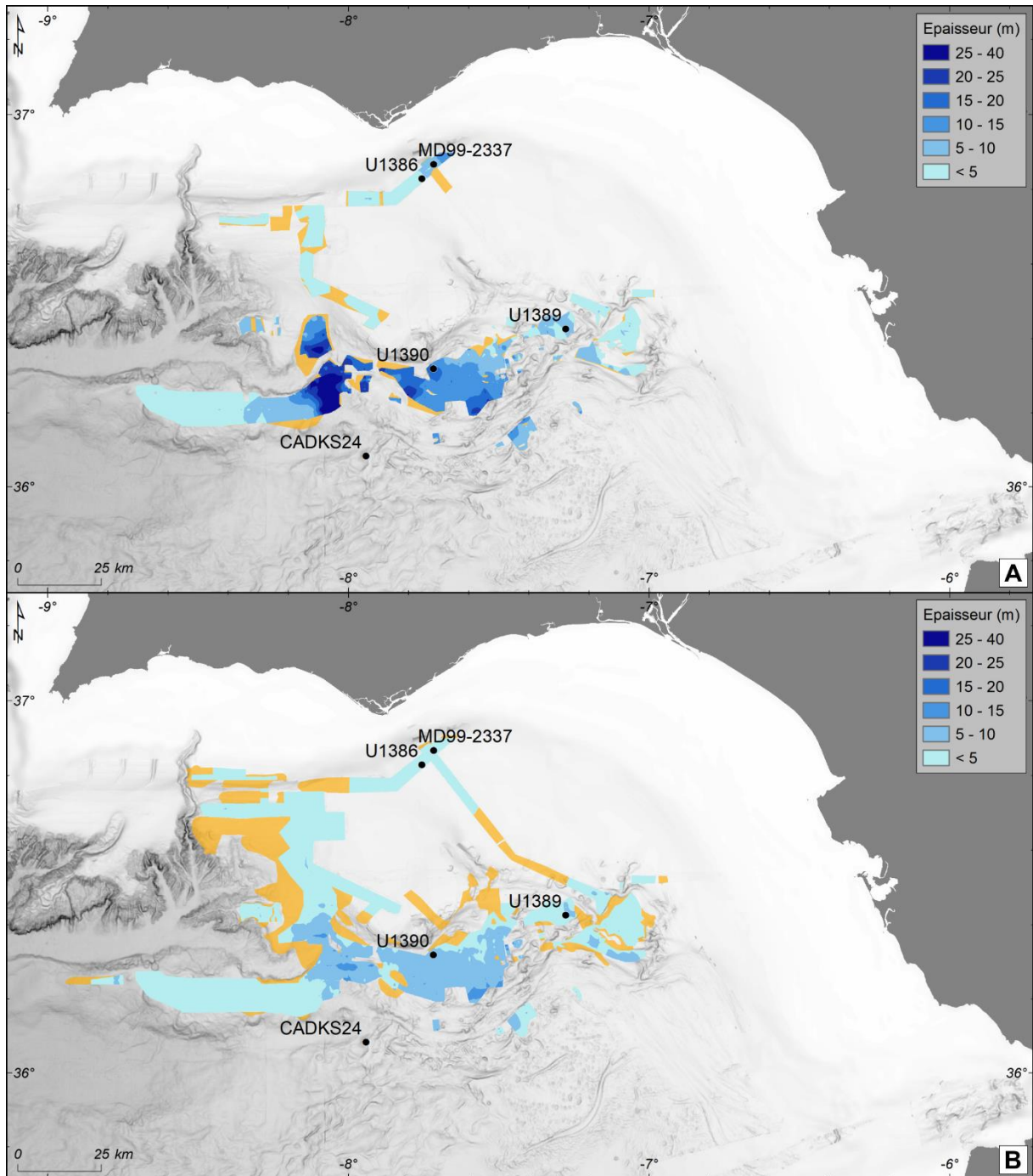


Fig. 3-24 : Epaisseurs des dépôts contouritiques datant du MIS 2 (A) et de l'Holocènes (B) dans le Golfe de Cadix (Pierre, 2015). Les surfaces jaunes orangées indiquent des surfaces d'érosion.

Les taux de sédimentation de la carotte CADKS24 sont beaucoup plus importants entre le stadiaire H1 et le Younger Dryas (43 à 52 cm.k^{-1}), intervalle durant lequel la MOW_L circulait dans cette zone des bassin intra-pentes, que lors de l'Holocène (3 à 10 cm.k^{-1}) période où la branche inférieure de la MOW n'affectait pas cette zone (Fig. 3-23). Nous proposons donc que durant cette période de la dernière déglaciation, la MOW_L était caractérisée par une concentration en particules en suspension supérieure à celle de la NEADW sous-jacente.

3.6 Résumé des principaux résultats

- *R. miranda* est présente dans les sédiments affectés par le cœur de la MOW (salinités élevées) ; *K. keyi* peut abonder dans des sédiments situés en périphérie du courant (salinités plus faibles).
- Les minéraux argileux déposés le long du système contouritique du Golfe de Cadix ont deux principales origines : le fleuve Guadalquivir et le continent nord-africain (poussières éoliennes).
- La ségrégation par la taille des minéraux argileux durant leur transport, d'abord par les courants de surface puis par la MOW, est le facteur dominant qui influence la répartition spatiale des minéraux argileux dans les sédiments du système contouritique du Golfe de Cadix.
- La MOW ne s'est stabilisée dans sa configuration actuelle que lors des derniers 3 000 ans.
- L'Holocène inférieur se caractérise par une MOW moins salée s'écoulant à plus faible vitesse sur la pente continentale du Golfe de Cadix, conduisant au dépôt de contourites argileuses.
- Le Younger Dryas et la fin du stadiaire Heinrich 1 se distinguent de l'Holocène par l'augmentation de l'intensité de la circulation et de l'extension bathymétrique de la MOW (profondeur comprise entre 300 et plus de 1400 m) sur la pente continentale du Golfe de Cadix.
- Lors de l'événement Heinrich 1.1, la MOW s'approfondit de plus de 1000 m dans le Golfe de Cadix.
- Le Dernier Maximum Glaciaire est caractérisé par une MOW moins profonde et moins intense que lors du Younger Dryas ou du stadiaire d'Heinrich 1.
- Durant la dernière période glaciaire, la MOW était plus chargée en matière en suspension que durant l'Holocène.
- La migration de la zone de convergence intertropicale lors de la transition MIS 2/1 est à l'origine du changement des sources des poussières éoliennes alimentant les sédiments du système contouritique du Golfe de Cadix du Sahara vers le Sahel.

**Chapitre 4 La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la
MOW_U lors de deux cycles climatiques (MIS 12-11 et MIS 2-1) :
test du modèle proposé lors d'un analogue climatique**

4.1 Reconstruction de la dynamique de la MOW_U et de son influence sur le climat de l'Atlantique Nord

Ce sous-chapitre s'appuie sur l'article sous presse : Paul Moal-Darrigade, Emmanuelle Ducassou, Jacques Giraudeau, André Bahr, Stefanie Kaboth-Bahr, Vincent Hanquiez, Marie-Claire Perello, **MOW strengthening and contourite development over two analog climate cycles (MIS 12–11 and MIS 2–1) in the Gulf of Cadíz: An impact on North Atlantic climate during MIS 12–11 deglaciation (TV) and MIS 11 ?**, *Global and Planetary Change*, volume 208, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103721>

Abstract

High-resolution records from International Ocean Discovery Program (IODP) sites U1386 and U1387 drilled during IODP Expedition 339 into the Faro Drift, made it possible to assess the impact of intensifications of the upper core (MOW_U) of the Mediterranean Outflow Water (MOW) and of changes in sediment supply on the sedimentation in the northern Gulf of Cadíz since the Middle Pleistocene. This work focuses on the comparison of records covering Marine Isotope Stage (MIS) 2–1 and MIS 12–11, in order to investigate the behaviour and circulation regime of the MOW_U over two climatic cycles of similar astronomical configurations and their associated deglaciation. The analysis of facies established on the basis of grain-size, XRF core-scanning, and carbonate content revealed contourite beds formed by the MOW_U during MIS 11 and MIS 1 and deglaciations (Termination V and I). Contourite sequences show that MOW_U velocity at the seabed was higher during MIS 2–1 than during MIS 12–11, and that sediment supply was different between these two climatic cycles. While overall low during MIS 12–11, MOW_U intensity increased during MIS 12–11 deglaciation (Termination V) and MIS 11 and preceded large ice rafted events and cooling in the North Atlantic Ocean. As a major element of the MOW, MOW_U strengthening during MIS 12–11 deglaciation likely contributed to higher heat and moisture transport towards the high latitudes inducing a slight increase of calving and size of boreal ice sheets. The MOW-derived injection of heat and salt in the North Atlantic Ocean during MIS 12–11 deglaciation might have contributed, through reactivation of the upper AMOC, to the switch of the Atlantic thermohaline circulation from a glacial to an interglacial mode.

4.1.1 Introduction

Contourite drifts are defined as sediment bodies characterized by a major accumulation of sediment deposited or reworked by a bottom current (Heezen et al., 1966; Stow et al., 2002b; Rebesco et al., 2008, 2014). The high sedimentation rates of these drifts make them precious archives for high resolution paleoceanographical studies (*e.g.*, Brunner, 1986; Robinson and McCave, 1994; Harris et al., 2001).

Located off the southwestern sector of the Iberian margin, the Gulf of Cadíz is one of the most studied Contourite Depositional System (CDS) in the world ocean (*e.g.*, Faugères et al., 1984; Hernández-Molina et al., 2006; Mulder et al., 2006; Hanquiez et al., 2007; Marchès et al., 2007; Brackenridge et al., 2013; Stow et al., 2013a; Alonso et al., 2016; Mestdagh et al., 2019). Its morphology is essentially shaped by the activity of the Mediterranean Outflow Water (MOW). Strongly influenced by the African monsoon system, MOW contributed to propagate (sub)tropical climate signals into the high latitudes during the Late Pleistocene (Bahr et al., 2015; Voelker et al., 2015b), impacting the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (Rogerson et al., 2006; Voelker et al., 2006; Bahr et al., 2015).

The Contourite Depositional System of the Gulf of Cadíz, has been extensively studied for high resolution reconstruction of MOW dynamics over the last 50 kyrs (Sierro et al., 1999; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007). Many studies support an enhancement of the lower branches of the MOW (MOW_L) during cold periods of the last glacial-interglacial cycle, synchronously with abrupt climate changes in the North Atlantic (*e.g.*, Sierro et al., 1999; Schönfeld and Zahn, 2000; Voelker et al., 2006). Some authors also observed a strong upper branch of the MOW (MOW_U) during cooling events in the Northern Hemisphere (Llave et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Bahr et al., 2015; Sierro et al., 2020). However, it has been shown that MOW_U only shows strengthening during warm intervals (Llave et al., 2006; Kaboth et al., 2016; Sierro et al., 2020). Sedimentological analyses, suggest that the composition of sediments in the Gulf of Cadíz is only partly related to changes in bottom current velocity, as changes in sediment supply by rivers can also play an important role in sediment distribution (Mulder et al., 2013). The recent recovery of long sediment sequences from the Faro Drift during IODP Expedition 339 (Hernández-Molina et al., 2014b) offers a unique opportunity to extend the chronological framework of MOW reconstruction to older climatic cycles of the Middle Pleistocene, and to test the reliability of sedimentological parameters as proxies of current strength in the Gulf of Cadiz.

The present high resolution sedimentological and micropaleontological study is based on two Faro Drift sediment records recovered at IODP sites U1386 and U1387, both covering the Marine Isotope Stages (MIS) 2–1 (~ last 29 kyrs) and MIS 12–11 (~478–374 kyrs BP) intervals. These two sites are located 4 km apart and thus provide insights into the potential

spatial variability of sedimentation in contourite drifts. MIS 2–1 and MIS 12–11 have been chosen for their similarities in Earth orbital configuration (Loutre and Berger, 2003). Despite differences in deglaciation trajectories and slight discrepancies in orbital configuration (i.e. in the phasing of precession and obliquity) between MIS 11 and MIS 1 (e.g. Loutre and Berger, 2000; Rohling et al., 2010), their common weak eccentricity forcing and resulting similar insolation signals led to consider these two interglacials as close analogues (Loutre and Berger, 2000, 2003). This analogy also refers to comparable MIS 11 vs. pre-industrial MIS 1 greenhouse gas concentrations (CO₂ and CH₄), global atmospheric and ocean temperatures, global mean sea-level, and local sea-surface conditions (e.g., Petit et al., 1999; Droxler and Farrell, 2000; McManus et al., 2003; de Abreu et al., 2005; Raynaud et al., 2005; Siegenthaler et al., 2005; Spahni et al., 2005; Jouzel et al., 2007; Bowen, 2010). Hence MIS 11 has often been considered as the best analogue to the Holocene among the recent interglacials (e.g., Droxler and Farrell, 2000; Loutre and Berger, 2003; de Abreu et al., 2005; Palumbo et al., 2019). Some studies based on sediments of the Portuguese margin, close to our study area, evidence similar local sea-surface conditions and dynamics during these interglacials (de Abreu et al., 2005; Rodrigues et al., 2011; Palumbo et al., 2019). MIS 12, which is considered as one of the most extreme glacial stage of the last 500 kyrs, shows very similar millennial time-scale variations than those characterizing the last glacial period -MIS 2- (McManus et al., 1999). Moreover, global atmospheric temperatures and Western Iberian sea-surface conditions were comparable during both glacials (e.g., Jouzel et al., 2007; Rodrigues et al., 2011; Palumbo et al., 2019).

The MIS 2–1 interval is the best studied glacial-interglacial cycle albeit MIS 1 does not represent an entire interglacial. Comparing the MIS 12–11 cycle to the MIS 2–1 interval serves as a test for previously established models of MOW dynamics (e.g. Llave et al., 2006). We make use of grain-size characteristics and the geochemical composition of sediments to define distinct facies with the objective of understanding the impact of bottom current velocity and sediment supply changes on sedimentation patterns during these two comparable periods. Then, using our record of MOW_U activity during MIS 11, we evaluate the possible connection between MOW and the North Atlantic Climate during an analogue of the current interglacial (Loutre and Berger, 2000, 2003).

4.1.2 Regional setting

The present-day circulation in the Gulf of Cadíz is driven by exchanges through the Strait of Gibraltar where relatively low density (less saline) North Atlantic Water penetrates into the Mediterranean Sea at surface, while denser Mediterranean Water flows into the Atlantic Ocean at depth (*e.g.*, Bryden and Stommel, 1984; Bryden et al., 1994; Baringer and Price, 1999; Naranjo et al., 2015). The MOW which circulates northward following the continental slope (Ambar and Howe, 1979b; Hernández-Molina et al., 2006, 2014a; Mulder et al., 2006) is the principal water mass at intermediate depths in the Gulf of Cadíz. This saline Mediterranean water is located above the North Atlantic Deep Water ((Baringer and Price, 1999; Hernández-Molina et al., 2014b) and is overlaid by the sub-polar variety of North Atlantic Central Water (Voelker et al., 2015a) (Fig. 4-1C).

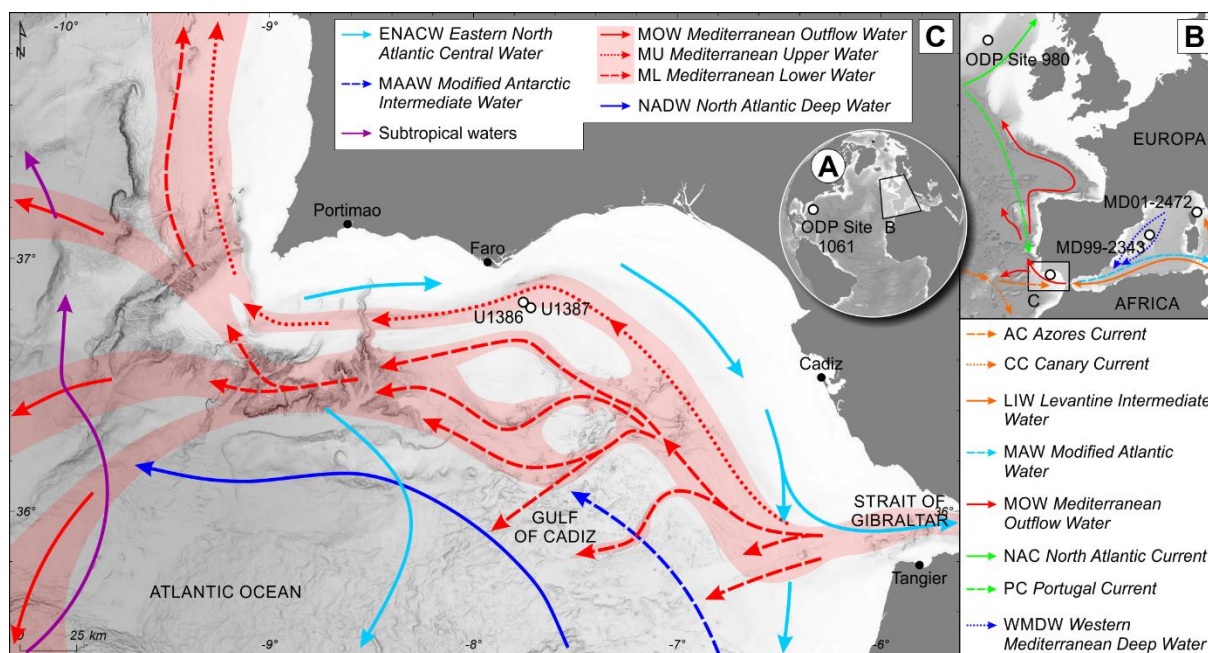


Fig. 4-1: A) Position of ODP Site 1061. B) General currents and water masses influencing the Gulf of Cadíz and location of deep-sea cores MD99-2343 and MD01-2472. C) IODP sites U1386 and U1387 locations and major water masses of the Gulf of Cadíz (Demirov and Pinardi, 2007; Carracedo et al., 2016; Hernández-Molina et al., 2016b; Schroeder et al., 2017).

The MOW, which flows at a rate of about 1.78 Sv through the Strait of Gibraltar (Bryden and Stommel, 1984; Bryden et al., 1994), is principally composed of Levantine Intermediate Water (LIW) produced in the Eastern Mediterranean Sea (Millot et al., 2006; Millot, 2009, 2014) and of variable proportions of Western Mediterranean Deep Water formed in the Gulf of Lion and in the Alboran and Tyrrhenian Seas (Millot, 2014) (Fig. 4-1B). LIW is the dominant water mass composing MOW, inferring that deep and intermediate water formation in the

Eastern Mediterranean Sea is a key driver of MOW production (Rogerson et al., 2012; Toucanne et al., 2012; Millot, 2014).

Upon leaving the Strait of Gibraltar and entering the Gulf of Cadíz, MOW splits into two main flows under the influence of the complex morphology of the continental slope: the Mediterranean Upper Water (MOW_U) and the Mediterranean Lower Water (MOW_L). MOW_L flows between 800 and 1,400 m depth alongside the middle slope, and is subdivided into three minor branches due to slope morphology (*e.g.*, Madelain, 1970; Ambar and Howe, 1979a; Borenäs et al., 2002) (Fig. 4-1C). Following the base of the upper slope at depths of 400–700 m (Ambar, 1983; Ambar et al., 2002; Hernández-Molina et al., 2011, 2014b), the MOW_U flows northward into the Gulf of Cadíz. MOW velocity gradually decreases northward from 300 cm.s⁻¹ in the Strait of Gibraltar to 10–30 cm.s⁻¹ at the latitude of Cape Sat. Vincent (Ambar and Howe, 1979b). Bottom current velocity is however highly variable locally due to seafloor irregularities (Hernández-Molina et al., 2006; García et al., 2009; Stow et al., 2009; Serra et al., 2010)

The Contourite Depositional System of the Gulf of Cadíz results from the complex interaction between bottom water currents of the MOW and the middle slope of the southwest Iberian margin (Madelain, 1970; Faugères et al., 1984; Nelson and Maldonado, 1999; Stow et al., 2002a; Hernández-Molina et al., 2006; Mulder et al., 2006; Hanquiez et al., 2007; Marchès et al., 2007). The generated drift deposits, such as the Faro Drift studied in this paper, are composed of different proportions of muddy, silty and sandy sediment of mixed terrigenous and biogenic composition (*e.g.*, Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986).

A series of papers based on the study of CDS sediments demonstrate the relation between the behaviour of the MOW and different climatic events during the late Quaternary (*e.g.* Nelson and Maldonado, 1999; Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Bahr et al., 2014, 2015 ; Kaboth et al., 2017a). It appears that during the Pleistocene, the African monsoon had a strong influence on MOW variability on orbital-scales (Bahr et al., 2015; Voelker et al., 2015b; Sierra et al., 2020). At glacial-interglacial time scales, the multiple branches of the MOW occupy a different spatial positions and fluctuate in their flow strength during warm vs. cold climatic periods due to varying densities of the outflowing water masses (Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Hernández-Molina et al., 2006; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Rogerson et al., 2012). Sediments in the Gulf of Cadíz have recorded further modifications of the character of the MOW linked to the influence of North Atlantic climate oscillations, with a strengthened MOW during Heinrich Stadials (HS) and Dansgaard-Oeschger (DO) stadials (Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007). These findings are supported by models which show increased convection in the North Atlantic when the MOW is the strongest (Bigg and

Wadley, 2001), even if the exact impact of the MOW on AMOC remains unclear (Swingedouw et al., 2019).

4.1.3 Material & Methods

4.1.3.1 IODP sites U1386 and U1387

This study is based on two sites drilled during IODP Expedition 339 (Stow et al., 2013b) from November to January 2011/2012. IODP sites U1386 and U1387 lie off the southern Iberian margin, at 36°49.685'N, 7°45.321'W and 561 m depth, and 36°48.321'N, 7°43.1321'W and 560 m water depth, respectively (Fig. 4-1C). Both IODP sites are presently bathed by the upper branch of the MOW but Site U1386 is positioned closer to the moat generated by the MOW_U (Hernández-Molina et al., 2013). Sediment samples were selected following the shipboard splice of IODP sites U1386 and U1387 which joins core sections from Holes A and B (Expedition 339 Scientists, 2013). The high-resolution XRF scanning and grain-size analyses of the sediment from the deepest interval of IODP Site U1386 suggests that the shipboard splice in this depth interval based on physical property correlations (Expedition 339 Scientists, 2013) required modifications. In more detail, we find that the previous core-to-core transition (A15-B14) divided a contourite layer in the middle, that we corrected according to XRF scanning records and grain-size measurements (Fig. 4-2).

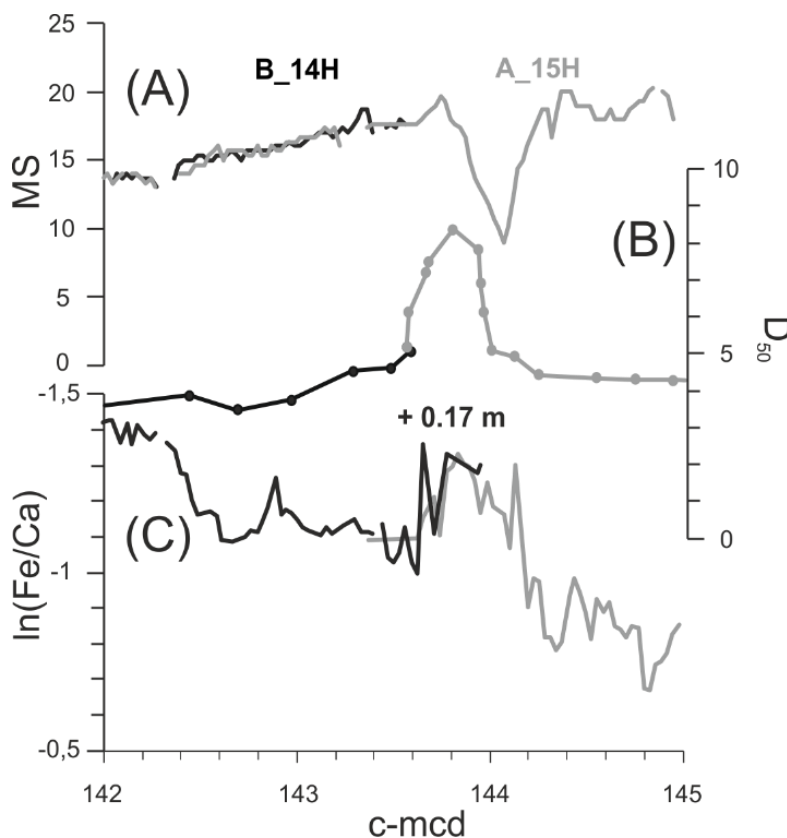


Fig. 4-2 : Correction of the shipboard meter composite depth (mcd) scale of core B_14H (black) and core A_15H (grey) using several parameters including A) Magnetic susceptibility (MS), B) Median (D₅₀), and C) XRF derived Fe/Ca ratio. + 0.17 m corresponds to the length of sediment column added to the splice.

4.1.3.2 Radiometric analyses of IODP Site U1386

Seven radiocarbon measurements were performed on mix, visually clean, handpicked planktic foraminiferal tests from the > 150 μm fraction, according to Ducassou et al. (2018). Ages were determined at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14 Saclay (Paris). The calibration of radiocarbon age to calendar years was performed using the Calib Rev. 7.0.2 program/ Marine20 data set (Reimer et al., 2009). Here, we chose to present the median probability of the ages (Telford et al., 2004).

4.1.3.3 Foraminiferal analyses

The biostratigraphy of IODP Site U1386 was performed at a resolution close to 25 cm for both intervals. The resolution of faunal analyses for IODP Site U1387 was higher (20 cm) in the upper interval than in the lower one (41 cm). The samples were washed and sieved in order to extract the > 63 μm fraction. The residues were dried and weighed and the > 150 μm fraction was separated for foraminiferal counts.

Planktic foraminiferal identification was performed in aliquots of the > 150 μm fraction with total numbers of specimens exceeding 250, and according to Spezzaferri et al. (2015) and Schiebel and Hemleben (2017). In this study, special attention was directed towards the species *Negloboquadrina pachyderma*, *Globorotalia truncatulinoides*, *Globigerinoides ruber rosea*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia crassaformis* and *Trilobatus sacculifer*. Species abundances were expressed in weight % according to total counts.

The abundance of the polar species *N. pachyderma* was used for tracing the presence of subpolar to polar surface waters in the southwestern Iberian margins during cold events of Heinrich Stadials (e.g., Eynaud et al., 2009; Voelker et al., 2009; Ducassou et al., 2018).

G. ruber rosea, *G. conglobatus*, *G. crassaformis* and *T. sacculifer* are tropical and subtropical species and their abundance in sediments of the Gulf of Cadiz increased during the recent warm periods of the Holocene and the Bølling-Allerød (e.g., Sierro et al., 1999; Ducassou et al., 2018).

G. truncatulinoides is a subtropical deep dwelling species and is a good indicator of the thermocline location (e.g., Be, 1960). Coiling directions of *G. truncatulinoides* are given as percentages of the sinistral coiling ratio, using the formula: $GTS = GTS * 100 / (GTS + GTD)$, where GTS is the number of specimens of *G. truncatulinoides* sinistral and GTD the number of specimens of *G. truncatulinoides* dextral (Ducassou et al., 2018). This coiling ratio was calculated only when the number of specimens represented at least 0.5 % of the total assemblage.

4.1.3.4 X-ray fluorescence analysis

High-resolution X-ray fluorescence (XRF) scanning was conducted along the split core of U1386, from 125 to 165 mcd, using an Avaatech XRF core scanner III at Center for Marine Environmental Sciences (MARUM, University of Bremen). The XRF III scanner is equipped with an Oxford Instrument 100W Neptune X-ray tube with Rhodium (Rh) target. Measurements were conducted every 3 cm over a 1.2 cm² area with a down-core slit size of 12 mm and a sampling time of 20 s. Two separate runs were performed using generator settings of 10 kV and 0.4 mA, and 30 kV and 1.0 mA. The split core surface was covered with a 4 micron-thin SPEXCerti Prep Ultralen foil to avoid sediment desiccation and contamination between XRF measurements. The data were acquired by a Canberra W-PIPS Silicon Drift Detector (SDD; Model SXD 15C-150–500) with 150 eV X-ray resolution and the Canberra Digital Spectrum Analyzer DAS 1000. Raw data were processed by the analysis of X-Ray spectra by the Iterative Least square software (WIN AXIL) package from Canberra Eurisys. The 0–10 mcd interval of IODP Site U1386 was investigated with an AVAATECH XRF Scanner of the Royal Netherlands Institute for the Sea Research (NIOZ) (details given in Kaboth et al. (2016)). XRF measurements of U1387 material were performed at the MARUM-University of Bremen using an Avaatech XRF core scanner II (detail given in Bahr et al. (2014)). XRF core-scanning is a time efficient method for semi-quantitative elemental analysis of sediment. Individual elemental intensities (expressed in counts) can be influenced by changing lithology and by the formation of a water film below the covering foil (Tjallingii et al., 2007). These biases can be corrected by using elemental ratios (Bahr et al., 2014).

In the current study, we are presenting the $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. The $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ ratio is a useful semi-quantitative indicator of bottom current velocity variations (Bahr et al., 2014). Furthermore, $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ reflects the contribution of biogenic carbonate-rich particles versus detrital components in sediment supply.

4.1.3.5 Sedimentological analyses

Grain-size analyses were performed on the bulk sediment, at 5 cm intervals in coarser sequences and at 100 cm (U1386) and 150 cm (U1387) resolutions in homogeneous muddy sequences, using a Malvern MASTERSIZER S (University of Bordeaux, UMR 5805 EPOC). In the topmost interval of IODP Site U1386 (0–10 mcd), grain-size analyses were also performed on decarbonated samples. Measurements of median (D_{50}), percentage of sand and sortable silt mean size (SS; McCave et al (1995)) were used here as indexes of bottom flow speed according to McCave and Hall (2006). To make up for the lack of decarbonated grain-size measurements on the deepest intervals carbonate content was measured using a Bernard calcimeter between 129 and 162 c-mcd of IODP Site U1386. We collected 12 samples of 50–130 mg on the deepest interval of IODP Site U1386, at different strategic locations chosen according to

the $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ ratio. In the $> 150 \mu\text{m}$ fraction, lithic grain, including quartz grains, were counted and expressed as number per gram of dry weight of bulk sediment.

4.1.4 Chronostratigraphy of IODP sites U1386 and U1387

4.1.4.1 Stratigraphy of IODP Site U1386

The initial chronology for both MIS 12–11 and MIS 2–1 intervals at IODP Site U1386 is based on the visual alignment of the benthic stable oxygen isotope record from IODP Site U1386 to the global benthic $\delta^{18}\text{O}$ record of LR04 (Kaboth et al., 2017a). For the interval MIS 2–1 the initial chronology was refined by six new AMS ^{14}C dates (Table 4-1), validating previous age models proposed by Bahr et al. (2015) and Kaboth et al. (2017a) for the last 20 kyrs BP and slightly improving the chronology between 30 and 20 kyrs BP (Fig. 4-3). Based on the biostratigraphic framework and benthic $\delta^{18}\text{O}$ record, one of the seven AMS ^{14}C dates was not considered in the construction of the age model (Table 4-1 and Fig. 4-3).

CHAPITRE 4. La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW_U lors de deux cycles climatiques (MIS 12-11 et MIS 2-1) : test du modèle proposé lors d'un analogue climatique

Site	Depth (mcd)	Lab code	Species	Conventional AMS ^{14}C age (^{14}C yr BP)	Standard error	95.4% (2σ) cal yr BP age ranges	Cal yr BP age median probability	Remarks
U1386	0.18	SacA 35774	Bulk	2155	± 30	1,410–1,707	1,568	
	1.08	SacA 35775	Bulk	6735	± 40	6,870–7,223	7,044	
	1.68	SacA 35778	Bulk	8570	± 40	8,809–9,217	9,015	
	2.38	SacA 35779	Bulk	9805	± 50	10,350–10,801	10,587	
	4.438	SacA 35776	Bulk	20170	± 100	23,012–23,674	23,325	Assumed to be too old based on benthic $\delta^{18}O$ and biostratigraphic framework
	6.438	SacA 35777	Bulk	23060	± 140	26,027–26,864	26,433	
	13.61	SacA 35780	Bulk	27230	± 180	30,156–30,943	30,569	

Table 4-1 : New radiocarbon ages of IODP Site U1386 (this study). Bulk: mix of planktic foraminifera.

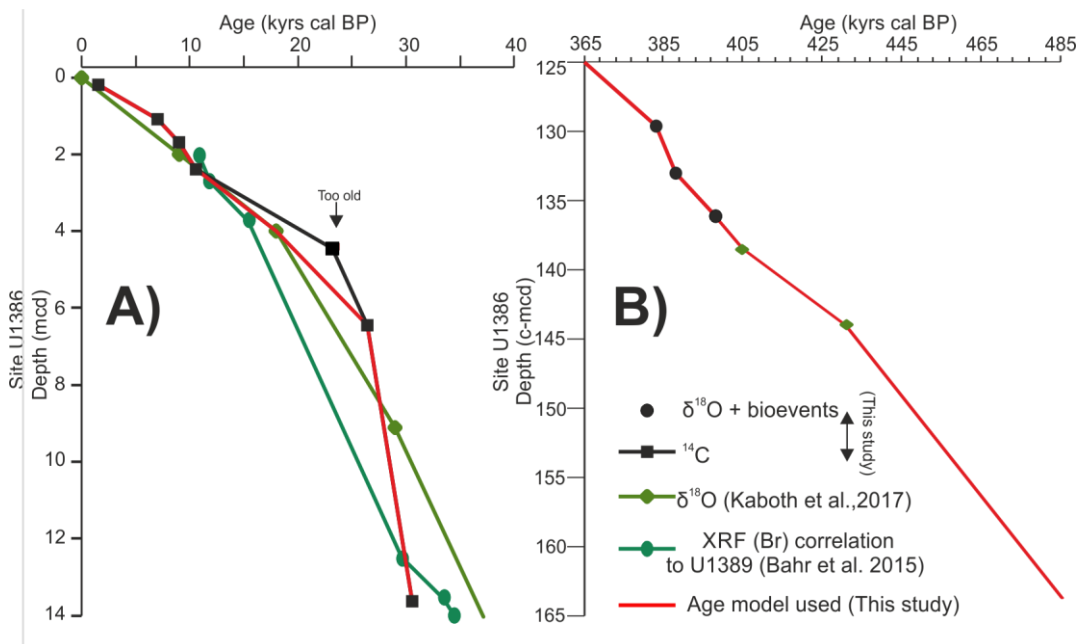


Fig. 4-3 : A) Age model of IODP Site U1386 over the past 40 kyrs cal. BP) Age model of IODP Site U1386 between 485 kyrs BP and 365 kyrs BP. Black circles indicate correlation points to northern Atlantic records (see Supplementary Data Fig. 1), black squares represent ^{14}C -based control points, correlation points to LR04 are marked by light green diamond (Kaboth et al., 2017a); dark green circles show correlation points (XRF-Br) to U1389. Tie points of IODP Site U1386 used for this study are indicated in Table 4-2.

The resulting sedimentation rates at the beginning of MIS 2 are very high at IODP Site U1386 (173 cm kyr⁻¹). The remaining interval of MIS 2 as well as the following deglaciation is characterized by a drop of sedimentation rate to 24.5 cm kyr⁻¹ (Table 4-2). During the lower Holocene, rates briefly increase (up to 45 cm kyr⁻¹) before declining progressively to reach 16 cm kyr⁻¹ during the upper Holocene (Table 4-2). This comparatively low sedimentation rate possibly reflects a low supply of sediment during the end of Holocene. According to sampling intervals, these various sedimentation rates result in a mean resolution of 0.46 kyr between each planktic foraminiferal sample used to infer bioevents of IODP Site U1386.

We also slightly adapted the chronology for the MIS 12—11 time interval by modifying the applied mcd depth scale. During the MIS 12–11 cycle, mean sedimentation rates averaged 34 cm kyr⁻¹ (Table 4-2) and the sampling interval allows for a mean time resolution of ~0.9 kyr between each planktic foraminiferal sample.

IODP Site U1386 depth (mcd and c-mcd)	Tie point age (kyrs)	Sed. Rate (cm kyrs ⁻¹)
0.18	1.568	
1.08	7.044	16
1.68	9.015	30
2.38	10.587	45
4 ^a	18	22
6.438	26.433	29
13.613	30.569	173
117.4 ^a	341	
129.6	383	29
133	388	68
136.1	398	31
136 ^a	401	
138.5 ^a	405	34
144.17 ^a	431	27
172.17 ^a	508	33

Table 4-2 : Tie points of IODP Site U1386 are based on ¹⁴C dates, alignment of isotopic events of $\delta^{18}O$ benthic record at IODP Site U1386 (during MIS 11b) with $\delta^{18}O$ benthic record from North Atlantic (see Supplementary data Fig. 1) and on a correlation between the $\delta^{18}O$ benthic record (Kabothe et al., 2017a) of IODP Site U1386 and the LR04 benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005). ^a Tie point used to correlate IODP Site U1386 record to LR04 benthic stack of Lisiecki and Raymo (2005) (Kabothe et al., 2017a). In black: correlation points of this study. In grey: tie point ruled out for this study.

Site-to-site correlation (U1386-U1387)

4.1.4.1.1 Planktic foraminifer distribution: a correlation tool

A sediment transport and sorting independent proxy based on planktic foraminifer distribution was used as a tuning target for the site-to-site correlation. Hence differences in MOW flow at both sites can be more independently assessed than by using other tuning such as Zr/Al signals. Transferring the age model from our reference IODP Site U1386 into U1387 (Table 4-3 and Fig. 4-4), is based on the following arguments. First, a recent study of Ducassou et al. (2018) showed that during the Late Pleistocene, bioevents based on planktic foraminifera from Gulf of Cadíz present similar ages regardless of sedimentary environments

(contourite vs. hemipelagite). Second, some of the species are clearly related to rapid changes in surface water conditions in the Gulf of Cadíz which provide additional information on the sedimentation conditions.

IODP Site U1387 depth (mcd)	Tie point ages (kyrs)	Sedimentation rate (cm.kyrs ⁻¹)
0	1.568	
1.01	7.442	17
1.9	10.656	28
2.19	12	22
2.5	16.49	7
3.55	19.4	36
7.25	27.9	44
9.91 ^b	30.09	121
95.7	374	
97.8	383	23
102.3	400	26
104.6	405.5	42
105.8	415	13
107.7	428.5	14
109	430.5	65
113.2	445	29
120	468.5	29
121.2	472	34

Table 4-3 : Stratigraphic tie points in IODP Site U1387 based on correlations of planktic foraminiferal abundances (*N. pachyderma*, *G. truncatulinoides* and *G. crassaformis* (s)) with bioevents identified in IODP Site U1386, and XRF-Br correlations to U1389 (Bahr et al., 2015). ^b Tie point used to correlate the XRF-Br of IODP Site U1386 to IODP Site U1389 (Bahr et al., 2015). Sedimentation rate in italic has to be considered carefully because of uncertainty about the age model.

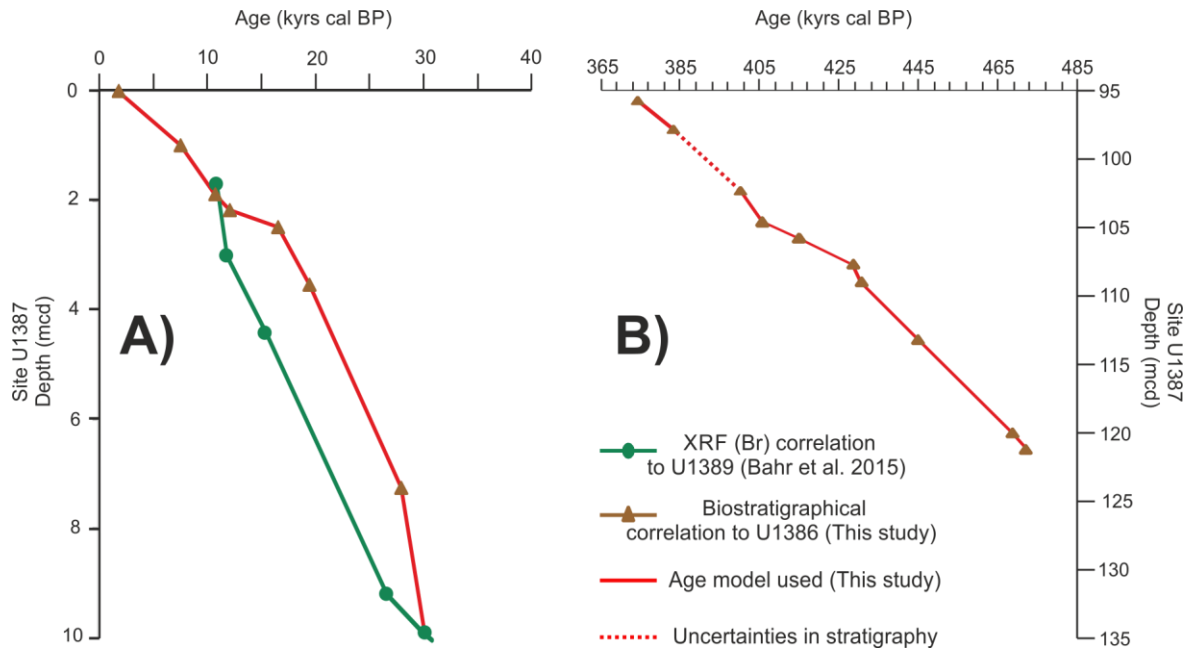


Fig. 4-4 : A) Age model of IODP Site U1387 over the past 40 kyrs cal. B) Age model of IODP Site U1387 between 485 kyrs BP and 365 kyrs BP; Dark green circles show correlation points (XRF-Br) to U1389 (Bahr et al., 2015); brown triangles represent planktic foraminiferal correlation points between U1387 and U1386 and red line represents age models used in this study. Tie points in IODP Site U1387 are given in Table 4-3.

4.1.4.1.2 From planktic foraminifer assemblages to bioevent identification

By combining this chronology with the planktic foraminiferal assemblages, we identified 4 and 6 bioevents during the MIS 2–1 and MIS 12–11 periods, respectively. In order to facilitate the description of bioevents and the following discussion, and based on the recent nomenclature recommendation (Railsback et al., 2015), we divide MIS 12 and MIS 11 into three substages (12c, 12b 12a and 11c, 11b and 11a). The MIS 11c interval, which extends from 425 kyrs cal. BP to 398 kyrs cal. BP, corresponds to the interglacial period of the MIS 11 (Tzedakis et al., 2012a).

4.1.4.1.2.1 Holocene and MIS 11 foraminiferal assemblages

G. ruber rosea, *G. conglobatus*, *G. crassaformis* sinistral (s) and *T. sacculifer* were typically present during interglacial periods with abundance ranges of 0–5%, 0–3%, 0–2% and 1–10%, respectively. Our results show an increase of these warm species during the Holocene (Fig. 4-5) as previously described in the study area (Ducassou et al., 2018).

MIS 11 was overall characterized by high contributions (4–16%) of *T. sacculifer* with peak values reached during substage MIS 11c. The relative abundances of the accessory warm water species *G. ruber rosea* and *G. conglobatus* show maximum values (1–2%) during this substage. Rare occurrences (0.3–1.5%) of *G. crassaformis* (s) during MIS 11c and MIS 11a at both IODP sites U1386 and U1387 (Fig. 4-6) are used to improve the correlation between both sites when tuning based on the abundance of *G. truncatulinoides* (see below, section « 4.2.2.3. Coiling direction of *Globorotalia truncatulinoides* ») is questionable.

4.1.4.1.2.2 *Glacial and cold assemblages: YD, MIS 2 and MIS 12*

Over the last 30,000 yrs, at least three intervals of increased occurrences of the polar species *N. pachyderma* were observed, and were used to correlate IODP Site U1387 to IODP Site U1386. The youngest interval, with mean values of 3%, encompasses the Younger Dryas (e.g., Rogerson et al., 2005; Voelker et al., 2006; Ducassou et al., 2018). In the Gulf of Cadiz, this bioevent was dated between 11,070 and 13,800 cal yr BP (Ducassou et al., 2018). The previous interval of peak occurrence of *N. pachyderma* (11–12%; (Fig. 4-5) is linked to Heinrich Stadial 1 (18 to 15.6 cal kyr BP; Sanchez Goñi and Harrison (2010)) as identified by several authors (e.g., Turon et al., 2003; Ducassou et al., 2018). In the study area, this bioevent extends from 17,950 to 15,400 cal yr BP (Ducassou et al., 2018). The third period of high occurrence of *N. pachyderma* (ca. 3%) is older than 28,400 yr BP. Because of the different characteristics of this third bioevent compared to the two more recent ones, we propose that this final bioevent is related to Heinrich Stadial 3, as previously observed in other studies (e.g., Llave et al., 2006; Ducassou et al., 2018). Alike Voelker et al. (2009) who used *N. pachyderma* abundances in a core of the Gulf of Cadiz (MD99-2399) to reconstruct the hydrography of Iberian margins, we did not find any evidence of Heinrich Stadial 2 in planktic foraminiferal records of IODP sites U1386 and U1387. Abundance of *N. pachyderma* at sites U1386 and U1387 varied between 0 and 16% during MIS 12–11. Peak values of 8 and 16%, respectively, occurred during deglaciation V (Fig. 4-6) and were used to correlate IODP sites U1387 and U1386. Another correlating bioevent was identified during MIS 12c in the form of a short interval of high contribution of *G. crassaformis* sinistral, with peak values reaching 3% of the total foraminiferal assemblages at both sites.

4.1.4.1.2.3 *Coiling direction of Globorotalia truncatulinoides*

Changes in coiling direction of *G. truncatulinoides* are standard bioevents of the Pleistocene. They were initially used to correlate Late Pleistocene cores in the equatorial Atlantic ocean (Ericson and Wollin, 1968). More recently, the coiling direction of *G. truncatulinoides* has been used to reconstruct paleoceanographic changes in the North Atlantic Ocean since the Early Pleistocene (Billups et al., 2016, 2020; Kaiser et al., 2019). Abundance peaks of sinistral forms of *G. truncatulinoides*, or TE events, have been identified by Ducassou et al. (2018) in sediment cores of the Gulf of Cadiz as remarkable biostratigraphic markers over the last 50 kyrs.

At IODP Site U1386, MIS 1 is characterized by a single peak value of *G. truncatulinoides* sinistral ratio. This peak exceeds 87% at 9.1 kyrs cal BP (Fig. 4-5) and corresponds to TE3 as described by (Ducassou et al., 2018). TE2 and TE1 were not observed in our records, likely due to low sampling resolution and a sedimentary hiatus corresponding to the last ~1.7 kyrs BP.

During the MIS 12–11 interval, five peaks of *G. truncatulinoides* sinistral ratio exceeding 73% were identified and used to correlate IODP sites U1387 and U1386 (Fig. 4-6).

The top two peaks occur during the transitions between MIS 11b and MIS 11c and MIS 11a and MIS 10. Two peak values exceeding 76% were also observed during MIS 11c. The bottommost “*G. truncatulinoides* event” (TE) with values ranging between 90 and 100 % occurs during MIS 12b. During the MIS 11b, a TE event associated with a contourite level is observed at IODP Site U1386 but the corresponding bioevent and contourite bed are missing at IODP U1387 (Fig. 4-6). The most likely hypothesis to explain the lack of TE event and of contourite bed in sediment record from IODP U1387 during this period is a short coring gap between cores 339-U1387B-10 and 339-U1387B-11. Alternatively, both TE events and associated contourite beds, observed during the MIS 11c- MIS 11b interval at IODP Site U1386, could be condensated to a single TE event/contourite bed in the sedimentary record from IODP U1387 (Fig. 4-6). In all cases, this observation highlights an uncertainty about the age model of IODP Site U1387 during MIS 11b, which has been taken into account when interpreting the data.

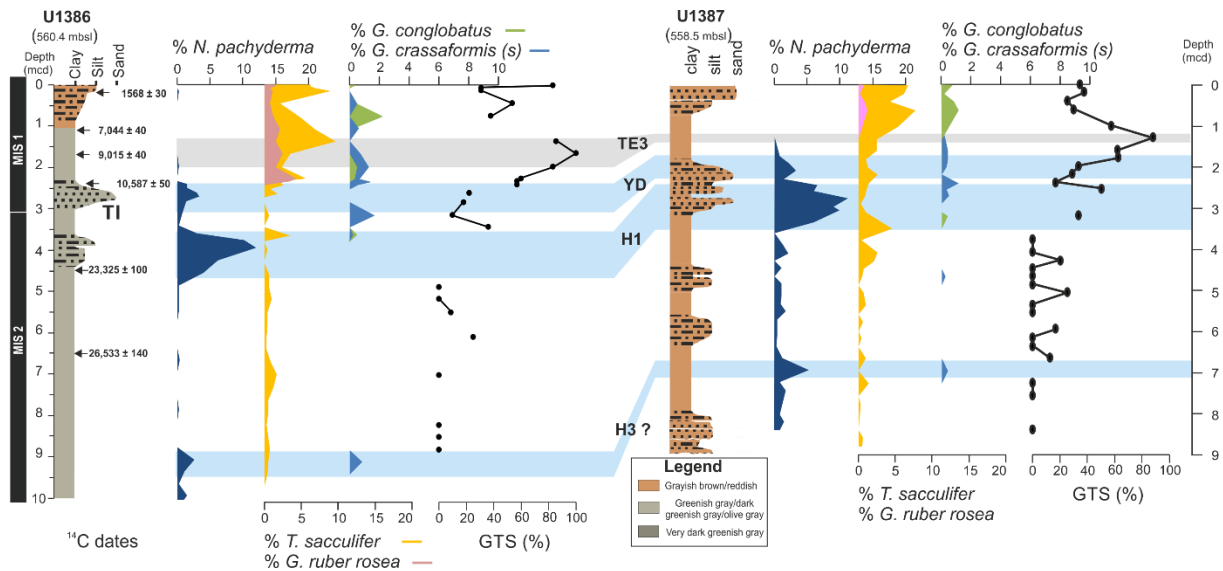


Fig. 4-5 : Biochronology of IODP sites U1386 and U1387 during the MIS 2–1 interval. IODP Site U1386, from left to right: lithological log; radiocarbon dates and relative abundances of selected planktic foraminifera. IODP Site U1387, from left to right: lithological log; relative abundances of selected planktic foraminifera. MIS: Marine Isotope Stage; GTS: % *G. truncatulinoides* (s) ratio; YD: Younger Dryas; HS1 to HS3: Heinrich Stadials; mbsl: meter below sea level; mcd: meter composite depth. TE: *G. truncatulinoides* sinistral event; TI: Termination I.

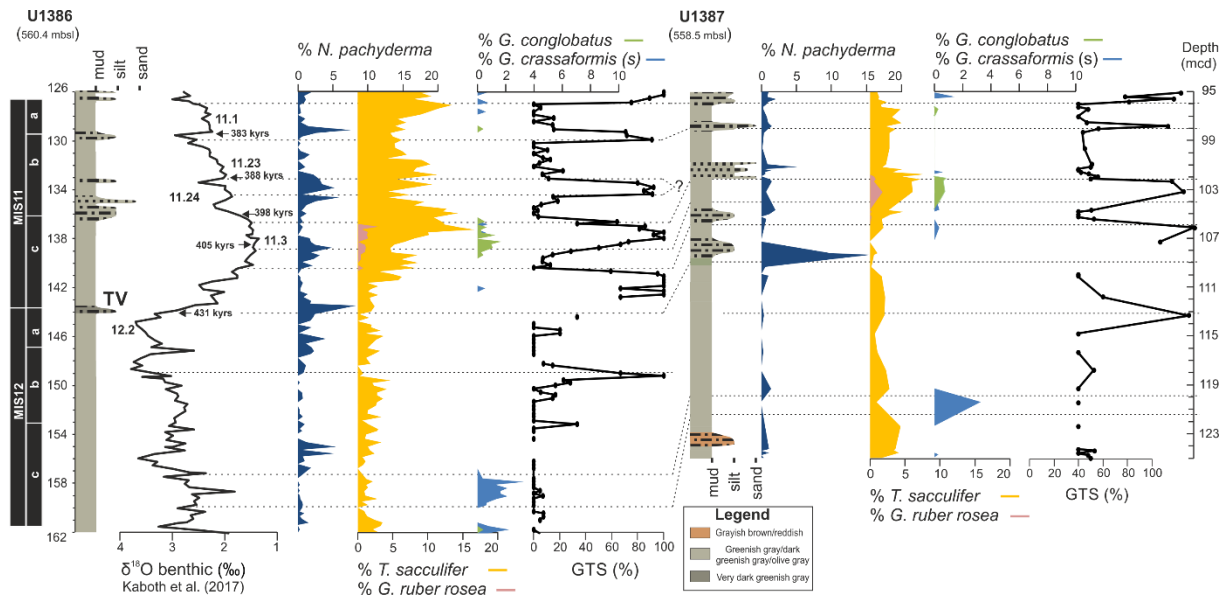


Fig. 4-6 : Biochronology of IODP sites U1386 and U1387 during the MIS 12–11 interval. For IODP Site U1386, from left to right: stratigraphy from Kaboth et al. (2017a) with marine isotope events according to Railsback et al. (2015); lithological log; relative abundances of selected planktic foraminifera. For IODP Site U1387, from left to right: lithological log; relative abundances of selected planktic foraminifera. MIS: Marine Isotope Stage; GTS: % *G. truncatulinoides* (s) ratio; mcd: meter composite depth. TV: Termination V.

4.1.5 Results

4.1.5.1 General sedimentological characteristics

The MIS 2–1 and MIS 12–11 intervals comprise several contourite beds characterized by high values of median, sortable silt and percentage of sand (Fig. 4-7 and Fig. 4-8). The majority of contourite beds observed at IODP Site U1386 during the studied periods, are also present at IODP Site U1387, located 4 km further south-east, reflecting a remarkable spatial continuity. The silty to fine sand contouritic beds occurring during Heinrich Stadial 1 (HS1), the Younger Dryas and the Late Holocene correspond, respectively, to peaks I, II and III described by Faugères et al. (1986) in the Faro drift (Fig. 4-7). During the beginning of MIS 12–11 deglaciation (Terminal Stadial Event 12.2; Hodell et al., 2015), the MIS 11c, the transition from substage MIS 11c to MIS 11b, MIS 11b, the transition from the substage MIS 11b to MIS 11a, and at the end of MIS 11a, contourite layers are fine-grained (muddy to silty contourites). However, the analysis of grain-size characteristics indicates that sediments in IODP Site U1387 are coarser than in IODP Site U1386, especially during MIS 11 and MIS 1. During MIS 12.2 and HS1, coarse quartz are present in sediments of IODP Site U1386 but not in sediments of IODP Site U1387 (Fig. 4-7 and Fig. 4-8).

Changes in carbonate content during the MIS 12–11 interval echo the Fe/Ca record (Fig. 4-8). Binocular and microscope observations indicate that carbonates particles are almost exclusively biogenic. The observed similarity between carbonate content and Fe/Ca ratio was

used to estimate carbonate content from XRF-derived elemental ratios in other studied intervals. We therefore propose that the Fe/Ca ratio reflects changes in the relative contribution of biogenic vs. terrigenous components. Focusing on glacials, MIS 2 ($CaCO_3 \sim 25\text{--}30\%$) is more carbonate-rich than MIS 12 ($CaCO_3 \sim 15\text{--}25\%$). Carbonate contents during MIS 11 and MIS 1 are higher (25–45%) than during glacials except during the Early Holocene (20–25%). Located farther from the coast, IODP Site U1387 shows overall higher carbonate contents than IODP Site U1386 during both, MIS 12–11 and MIS 2–1 (Fig. 4-7 and Fig. 4-8).

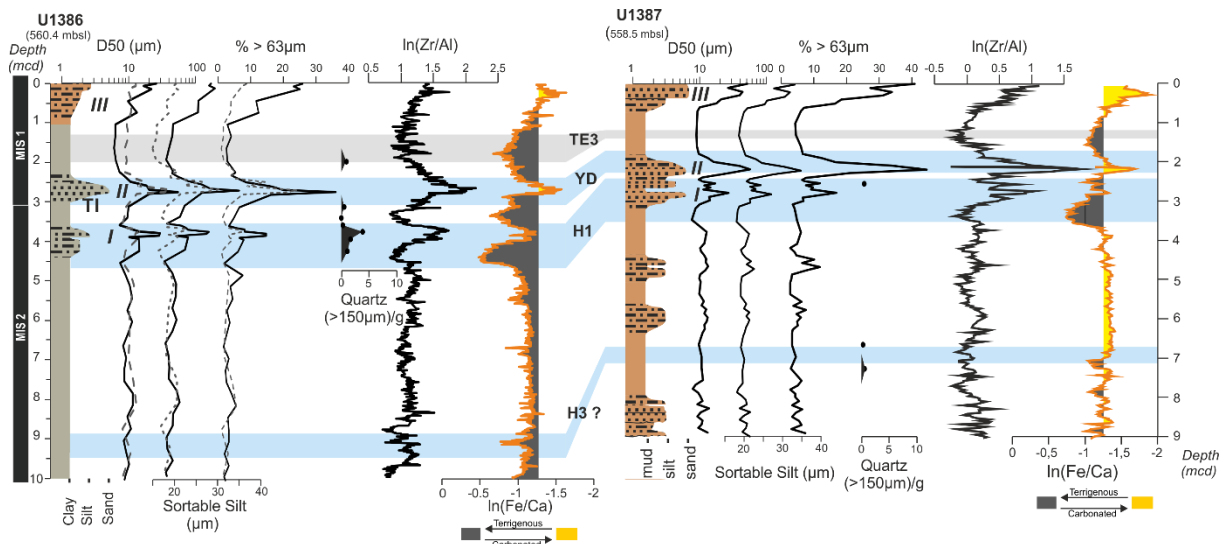


Fig. 4-7 : Sedimentological features of IODP sites U1386 and U1387 during MIS 2–1. IODP Site U1386, from left to right: lithological log resulting from visual description with contourite peaks (III, II and I) described by Faugères et al. (1986); characteristics of bulk (black line) and decarbonated (dotted line) sediment: median (D_{50}); sortable silt; percentage of sand; quartz $>150 \mu\text{m}$; $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. IODP Site U1387, from left to right: lithological log; median (D_{50}); sortable silt; percentage of sand; number of quartz grains ($> 150 \mu\text{m}$)/g dry sediment ; $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. HS: Heinrich Stadials; YD: Younger Dryas; MIS: Marine Isotope Stage; TI: Termination I; TE: *G. truncatulinoides* (s) event. III, II and I correspond to contourite peaks described by Faugères et al. (1986);

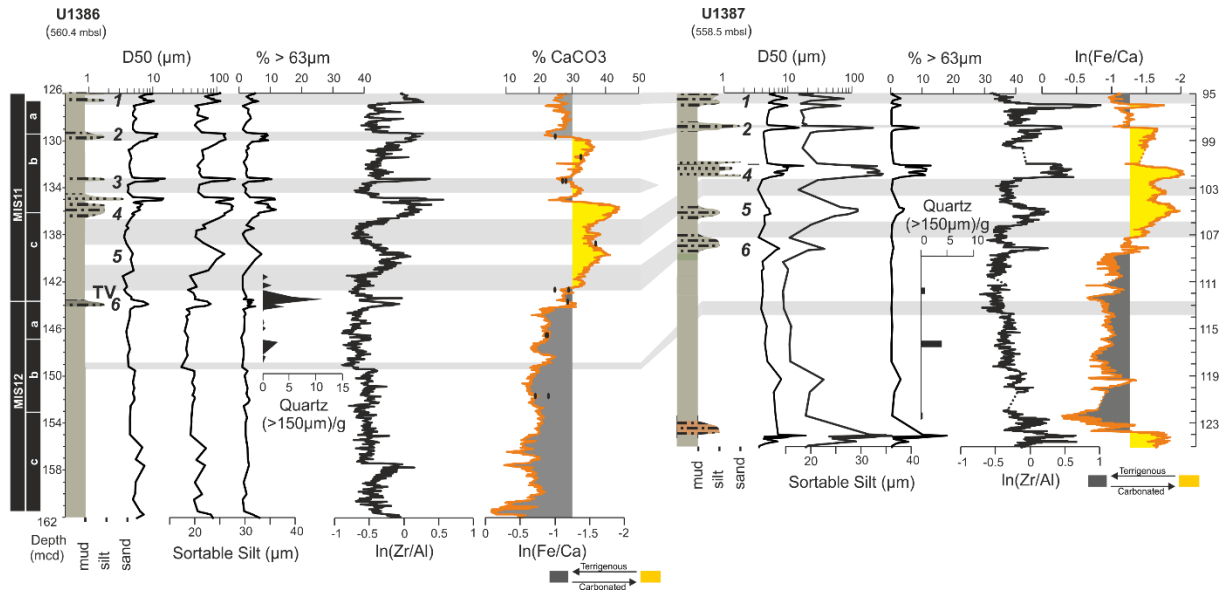


Fig. 4-8 : Sedimentological features of IODP sites U1386 and U1387 during MIS 12–11. For both sites from left to right: lithological log resulting from visual description with the identified contourite peaks 1–6; median (D_{50}); sortable silt; percentage of sand; quartz > 150 μm ; $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ and $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ records. Black dots: % CaCO_3 . 1–6 contourite peaks of MIS 12–11. MIS: Marine Isotope Stage. TV: Termination V. Grey rectangles: *G. truncatulinoides* events (TE).

4.1.5.2 Sedimentary facies

Our detailed analysis of sedimentological features in IODP sites U1386 and U1387 complements the lithologies established during IODP Expedition 339 from smear slides (Stow et al., 2013b), by revealing the occurrence of four main facies and ten subfacies (Fig. 4-9).

Facies A is represented by metric intervals of homogenous muddy sediment, and displays the finest grain-size measured in our records with proportions of clays, silts and sands ranging from 75 to 90%, 9 to 24%, and less than 2%, respectively (Fig. 4-9). The D_{50} is less than 5 μm with a unimodal distribution centered around 3–4 μm .

Facies B forms decimetric to multimetric intervals of silty-clay sediment and is the most abundant facies encountered in our records. The proportion of clays, silts and sands ranges from 44 to 80%, 18 to 51%, and 0 to 12%, respectively (Fig. 4-9), while the D_{50} spans from 5 to 10 μm . Four subfacies within Facies B were identified according to grain-size distribution and sediment composition. Subfacies B1 shows a bimodal grain-size distribution with a principal mode ranging from 3 to 8 μm and a second mode ranging from 26 to 38 μm . Two compositional subgroups B1a (carbonate-rich) and B1b (terrigenous-rich) can be differentiated within Subfacies B1 (Fig. 4-9). Subfacies B2 displays a unimodal distribution and can be divided in two subgroups due to differences in modal curves and composition of sediment. B2a presents a unimodal modal curve centered around 8–12 μm with a variable proportion of carbonates (20–35%; Fig. 4-9). With coarser and carbonate-rich sediment (30–

35%), B2b is characterized by a unimodal curve centered around 15–22 μm and slightly fine skewness (Fig. 4-9).

CHAPITRE 4. La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW_U lors de deux cycles climatiques (MIS 12-11 et MIS 2-1) : test du modèle proposé lors d'un analogue climatique

Facies	Grain size	Modal Curves	Sand (%)	Silt (%)	Clays (%)	Mode (µm)	Skewness	Kurtosis	General composition (%CaCO ₃)	Complete lithologic name (Stow et al , 2013)
Facies A	Muddy		0-2	10-24	75-90	Unimodal :4	Low skeweness	Platycurtic/ Mesocurtic	Terrigenous (15-30%)	Calcareous mud
Facies B1a	Silty-clay		2-5	24-39	57-75	Principal mode :3-6 Secondary mode :38-45	Coarse tail skewed	Platycurtic	Terrigenous (15-25%)	Nannofossils ooze with mud
Facies B1b			0-4	18-30	67-80	Principal mode :3 Secondary mode :26-35	Coarse tail skewed	Platycurtic/ Mesocurtic	Carbonate rich (30-40%)	Nannofossils/calcareous silty mud
Facies B2a			1-5	33-44	52-62	Unimodal :7-12	Symmetrical	Platycurtic	Terrigenous (20-30%) *	
Facies B2b			2-12	37-51	44-55	Unimodal :15-22	Slightly fine skewed	Platycurtic	Carbonate rich (30-35 %)	
Facies B3			2-12	23-43	50-75	Bimodal : 3-6 / 26-45	Symmetrical	Platycurtic	Terrigenous (20-30%)	Silty-mud with biogenic carbonates
Facies B4		9-12	32-43	45-59	Bimodal : 3-6 / 48-65	Symmetrical	Platycurtic	Carbonate rich (> 30%)		
Facies Ca	Clayey coarse-silt		11-27	29-56	26-46	Principal mode :45-78 Secondary mode :3-7	Fine skewed	Mesocurtic	Terrigenous (20-30%)	Sandy-mud with biogenic carbonates
Facies Cb									Carbonate rich (30-35%)	Silty-muddy calcareous ooze
Facies D	Silty-sand		31-45	38-44	16-25	Principal mode :65-78	Very fine skewed	Leptocurtic	Carbonate rich (>35%)	Sandy-silt with biogenic carbonates

Fig. 4-9 : Summary of sedimentary facies identified in IODP sites U1386 and U1387. Yellow: CaCO₃ content > 30%; Grey: CaCO₃ content < 30%. *: carbonate content of Facies B2b can be slightly more carbonate rich (35%).

Subfacies B3 presents a bimodal distribution with two modes of ranging from 4 to 8 μm and from 26 to 46 μm , and is principally composed of terrigenous sediment (Fig. 4-9). Subfacies B4 is characterized by a bimodal distribution with two well separated equal modes ranging from 3 to 6 μm and from 48 to 65 μm , and is more carbonate-rich (Fig. 4-9). This subfacies is the coarsest B facies with a significant proportion of sand (9–12%) and silt (32–43%). This facies can appear as the “mottled” facies described by Gonthier et al. (1984) in the Gulf of Cadíz. Facies C consists of decimetric intervals of clayey-coarse silt sediment, and is composed of 29 to 46% of clays, 27 to 56% of silts and 11 to 27% of sands. Its D_{50} varies between 15 and 21 μm . It presents a bimodal distribution with a dominant coarse mode ranging from 46 to 78 μm and a secondary fine mode ranging from 3 to 9 μm . This facies is also characterized by a mesokurtic grain-size distribution and a fine-tail skewness (Fig. 4-9). The composition of sediment allows to differentiate two subgroups: a terrigenous subfacies (Ca) and a carbonate-rich subfacies (Cb) (Fig. 9)

Facies D is composed of very thin (centimetric) carbonate-rich silty-sand beds representing the coarsest sediments observed in our archives. The proportion of clays, silts and sands ranges from 16 to 25%, 38 to 44% and 31 to 45%, respectively. D_{50} ranges from 49 to 57 μm and the grain-size distribution shows a principal mode between 66 and 78 μm . This facies is also characterized by leptokurtic grain-size distribution and a very fine-tail skewness (Fig. 4-9).

4.1.5.3 Sedimentary sequences of contourite beds

The gradual facies succession during the periods studied at IODP sites U1386 and U1387 allowed the definition of three sequences (Fig. 4-10 and Tableau 4-4). They are composed of coarsening-up and a fining-up sub-sequences except Holocene sequences which present only a coarsening-up sequence (Sequence 2b ; Fig. 4-10). The thicknesses of coarsening-up and fining-up sub-sequences varies between 63 and 299 cm, and 15 and 203 cm, respectively. We interpret these vertical sequences and their associated grain-size variations as an increase and then a decrease of bottom-current velocity. At this location in the Gulf of Cadiz, beds with such sequences are considered to be contourite layers formed by the MOW_U (Faugères et al., 1984; Gonthier et al., 1984).

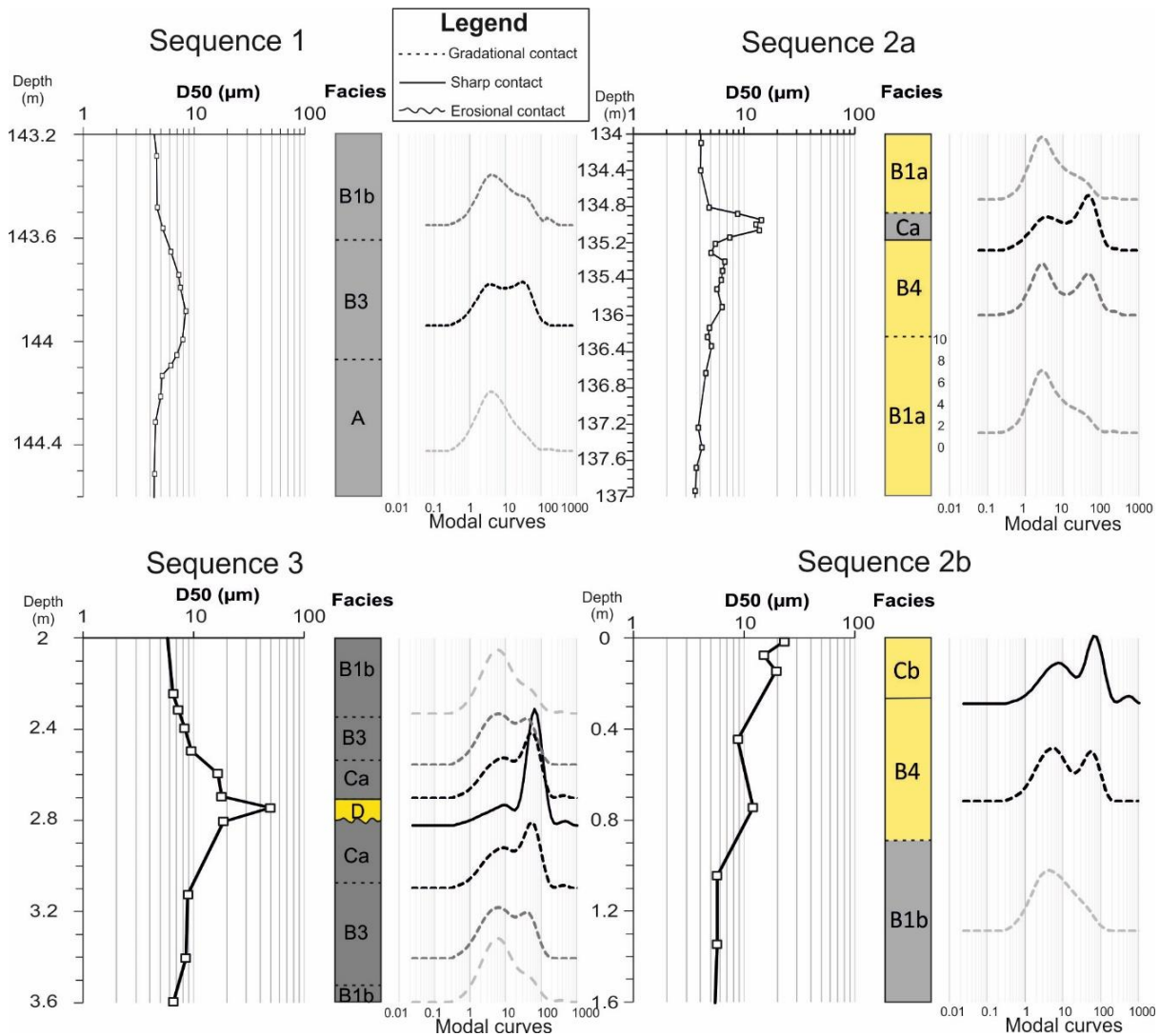


Fig. 4-10 : Detailed sedimentological description of sedimentary sequences 1, 2 (a and b) and 3. A, B (1,2,3 and 4), C, D represent sedimentary facies described in the main text. Yellow: $CaCO_3 > 30\%$; Grey: $CaCO_3 < 30\%$.

Sequence 1 is the finest sequence encountered in our records and is characteristic of muddy contouritic beds. The increase within this sequence of percentage of silts, its zero or low skewness, its symmetrical distribution of the coarsest facies (B) and the progressive contact between facies are compatible with very limited bottom current increase ($< 10 \text{ cm s}^{-1}$) (Pepple, 2020). We discriminate two types of muddy contourite beds composing Sequence 1 according to their composition and grain-size characteristics: a terrigenous one (A-B3-B1b) during TV and a carbonate-rich one (B1a-B4-B1a) during MIS 11 (Fig. 4-10 and Tableau 4-4).

Sequence	Facies succession	U1386 - U1387					Interpretation	
		Holocene	MIS 11	YD	HS 1	TV	Current speed maximum	Sediment supply trend
1	A-B3-B1b					X - <u>X</u>	Weak ($< 10 \text{ cm.s}^{-1}$)	Terrigenous
	B1a-B4-B1a		X - <u>X</u>					Carbonate-rich
2	B2a/B2b-B3-Ca-B3-B1b				X - <u>X</u>		Medium ($10\text{--}15\text{cm.s}^{-1}$)	Terrigenous
	B1a-B4-Ca-B1a		X - <u>X</u>					Change from carbonate-rich to terrigenous
	B1b-B4-Cb	X						Carbonate-rich
3	B2a-Cb-D	<u>X</u>					Strong ($15\text{--}25\text{cm.s}^{-1}$)	Carbonate-rich
	B1b-B3-Ca-D-B3-B1b			X - <u>X</u>				Terrigenous

Tableau 4-4 : Summary table of the sequences observed in our records. Normal cruces: at IODP Site U1386. Underlined cruces: at IODP Site U1387. MIS: Marine Isotope Stage; YD: Younger Dryas; HS: Heinrich Stadial; TV: Termination V.

Sequence 2 is a medium sequence typical of silty contouritic beds, and corresponds to the “Sequence 1” described by Toucanne et al. (2007) during Dansgaard-Oeschger events in sediments cores of the Gulf of Cadiz beneath the path of the MOW_U . The dominance of silts, a fine skewness, and a mesocurtic distribution of the coarsest facies (C) within this sequence suggest, according to Brackenridge et al. (2018) deposit induced principally by a weak current ($10\text{--}15 \text{ cm s}^{-1}$). In addition, the sharp contact between Facies B and C indicates that Sequence 2 recorded a higher current speed than Sequence 1. Three types of silty contourite beds composing Sequence 2 were recognized based on their composition and grain-size characteristics: (1) terrigenous beds (B2-B3-Ca-B3-B1b) observed during HS1, and (2) Holocene carbonate-rich beds (B1b-B4-Cb) (Fig. 4-10 and Tableau 4-4), both sequences showing synchronous increases in granularity and carbonate content (Fig. 10); the third type of silty contouritic beds, more atypical, presents (3) a sequence of carbonate-rich coarsening-up trend, followed by a more terrigenous maximum of grain-size, and ending with carbonate-rich fining-up sediments (B1a-B4-Ca-B1a; Fig. 4-10 and Tableau 4-4). This last special sequence is observed during MIS 11 at both sites U1386 and U1387 (Tableau 4-4).

Sequence 3 is the coarsest sequence encountered in our records and is characteristic of fine sand contouritic beds. It presents strong similarities with “Sequence 2” proposed by Toucanne et al. (2007) during the Younger Dryas within a sediment core under the influence of the MOW_U. A similar proportion of sand and silt, a very fine skewness and a leptokurtic distribution of the coarsest facies (D) within this sequence indicate, as proposed by (Brackenridge et al., 2018), a deposit affected by progressive winnowing at higher current speeds (15–25 cm.s⁻¹). We observe two types of fine sand contouritic beds based on their composition and the contact between individual facies: (1) terrigenous beds (B1b-B3-Ca-D-B3-B1b), characterized by an erosional contact between Facies Ca and D, and observed during the YD (Fig. 4-10); (2) Holocene carbonate-rich beds (B2a-Cb-D) observed only at IODP Site U1387 (Tableau 4-4) and which present a sharp contact between Facies Cb and D. Both types of contourite beds present simultaneous increases and decreases of granularity and carbonate content.

4.1.6 Discussion

4.1.6.1 Understanding information: current velocity and sediment supply over the Faro drift

4.1.6.1.1 Bottom current indicators and MOW velocity in the Gulf of Cadiz

A majority of paleoceanographical studies in the Gulf of Cadiz used the weight percentage of sands (>63 μm) as an indicator of the intensity of the MOW flow strength (e.g. Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Kaboth et al., 2017a). MOW velocity has also been estimated using the mean of the fine fraction (< 63 μm; Voelker et al., 2006, 2015), the 90th centile (D₉₀; Hanquiez et al., 2007), the sortable silt (Toucanne et al., 2007), or by using the median grain-size (Toucanne et al., 2007; Ducassou et al., 2018). Based on a geochemical approach Bahr et al. (2014) showed that the ln(Zr/Al) ratio reflects bottom current velocity in the Gulf of Cadiz, establishing this ratio as an indicator of MOW flow strength (Bahr et al., 2015; Voelker et al., 2015b). More recently, Brackenridge et al. (2018) and Pepple (2020) used different grain-size parameters as the median, the sorting, and the skewness and kurtosis to reconstruct bottom current speed in the Gulf of Cadiz.

In addition to current velocity, other factors such as changes in sediment supply or depositional processes such as turbidity currents can influence sediment texture (Stow et al., 1986). Among these factors, the biasing effect of sediment supply changes upon proxy records of bottom current velocity is barely considered. The sources of sediments to the Faro Drift are mainly carbonate skeletons of primary and secondary producers, and terrigenous material delivered by South-West Iberian rivers (Alonso et al., 2016). In the following discussion we compare the facies succession established in this study with different bottom current indicator signals in order to have a better understanding of their meanings in the Faro Drift.

We find that the sortable silt is sensitive to slight variations of bottom current velocity of less of 10 cm s^{-1} (Facies B3 and B4; Brackenridge et al., 2018). However, this grain-size parameter can present identical values for Facies B and C or/and C and D (Fig. 4-11), thus demonstrating that the sortable silt can be limited in the accurate reconstruction of bottom current exceeding $10\text{--}15 \text{ cm s}^{-1}$. In contrast, the D_{50} does not always clearly react with minor increases of MOW_U velocity (Facies B3 and B4) but instead reliable records medium current speeds ($> 10\text{--}15 \text{ cm s}^{-1}$).

To reduce the bias caused by changes in sediment supply (foraminiferal or IRD abundances and downslope supply) on the velocity information inferred by the weight percentage of sands, some authors generally take into account the $63\text{--}150 \mu\text{m}$ fraction only (Rogerson et al., 2005; Kaboth et al., 2016, 2017a, Sierro et al., 2020). Our results show that sand contributions derived from wet sieving (weight % sand) display significant discrepancies from laser granulometry-derived values (Fig. 4-11): weight % sand underestimates the amount of sand in the sediment, especially when the sand is terrigenous and mica-rich. Moreover, the weight % sand ($> 63 \mu\text{m}$ and $63\text{--}150 \mu\text{m}$) present more similarities with downcore profiles of planktic foraminiferal abundance than with gradual facies succession (Fig. 4-11). These observations suggest that the weight of the coarse fraction reflects both changes in bottom current velocity and changes in the flux of calcareous shells to bottom sediments (Fig. 4-11).

Representing the relative enrichment of heavy minerals over less dense aluminosilicates under the influence of bottom current flow, the Zr/Al ratio (Bahr et al., 2014) provides a high resolution record of bottom current velocity. This elemental ratio presents similar values between silty-clay facies (B3) of HS1 and YD and clayey coarse-silt facies (Cb) at IODP Site U1386 (Fig. 4-11). Both facies are principally controlled by the maximum carrying capacity of the current but Facies B3 is normally influenced by a weaker current velocity than facies Cb (Brackenridge et al., 2018). Similarly, at IODP Site U1387 the coarse-silt facies (Ca) of HS1 and YD has $\ln(\text{Zr}/\text{Al})$ values comparable to those of the silty-sand facies (D) of the Holocene. However, the Facies D deposit is affected by non-deposition or progressive winnowing at higher current speeds ($15\text{--}25 \text{ cm s}^{-1}$; Pepple, 2020), whereas the Facies Ca is not impacted by such high current velocities ($10\text{--}15 \text{ cm s}^{-1}$; Brackenridge et al., 2018). The “coarse” material available being generally more carbonate-rich during the Holocene, the Zr/Al ratio probably slightly underestimate the MOW_U speed during this period.

In the absence of evidence of turbidite events in the Faro Drift area during the studied period (e.g. Gonthier et al., 1984; Hernández-Molina et al., 2003), we relate the vertical distributions of contourite facies at IODP sites U1386 and U1387 during the MIS 12–11 and MIS 2–1 intervals to variations in bottom current velocity.

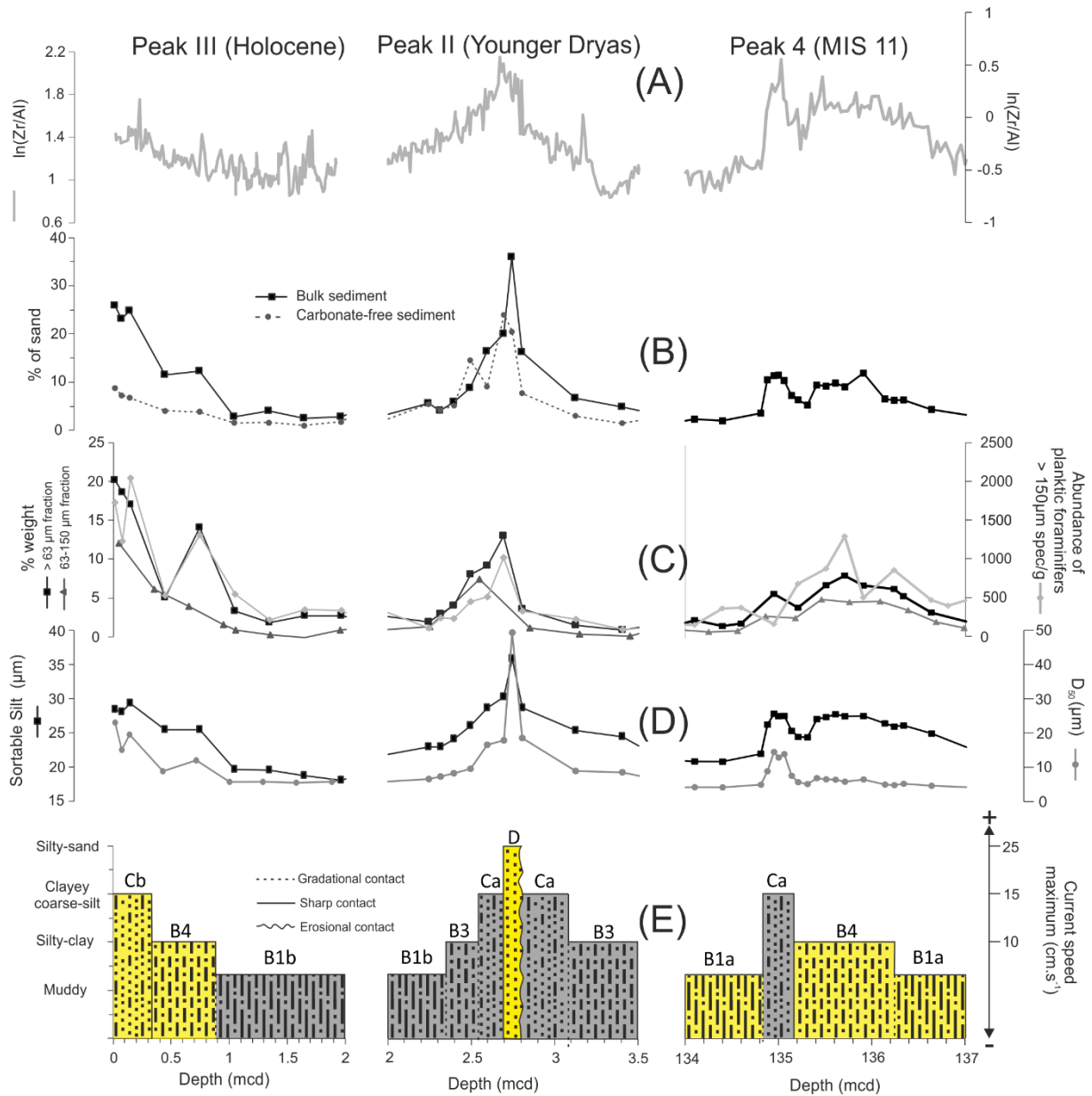


Fig. 4-11 : Close-up of the most recent contourite beds of the Faro Drift. From left to right: contourite beds (peaks) III, II and 4. From top to bottom: (A) $\ln(Zr/Al)$ ratio; (B) % of sand fraction (particles > 63 μm) in bulk (black symbols) and carbonate free sediment (dark grey symbols); (C) Weight % of the > 63 μm (black symbols) and 63–150 μm fractions (dark grey symbols ; Kaboth et al., 2017a) and abundance of > 150 μm planktic foraminiferal tests (light grey); (D) Sortable silt (dark grey symbols) and D_{50} (black symbols); (E) Facies succession and associated current speed. MIS: Marine Isotope Stage.

4.1.6.1.2 Impact of changes in sediment supply: example of a contouritic sequence of the MIS

11

Unlike most of contourites described in the Faro Drift during the MIS 1 (*e.g.*, Gonthier et al., 1984; Stow et al., 1986) the coarsest part of the MIS 11 contourite sequences does not correspond to maxima in carbonate content (Fig. 4-11). While the increase of current allows the deposition of carbonate silty particles (Facies B4) which is mainly controlled by the carrying capacity of the current, the considerable increase of terrigenous particles in the study area suggests a change in sediment supply. This assumed change in terrigenous sediment delivery to Faro Drift during MIS 11 is concomitant with an increase of % *N. pachyderma* reflecting the decrease of sea-surface temperatures (SST) which corresponds to Heinrich-type ice-rafting events (Ht) 2 and 3 detected in Iberian margin records during MIS 11 (Rodrigues et al., 2011; Oliveira et al., 2016). This drop of SST along the Iberian margin has strongly negatively impacted the primary productivity (coccolithophore productivity) and thus the production of secondary producers like planktic foraminifera during Ht2 and Ht3 (Cavaleiro et al., 2020). The terrigenous biomarkers from southwest Iberian margin indicate, in turn, a very slight decline (Rodrigues et al., 2011), during the corresponding relatively dry hinterland conditions (Oliveira et al., 2016). These changes in terrigenous and biogenic sediment input in the Faro Drift coincide with the strongest current velocity recorded in these sequences which probably triggered both the winnowing and the non-deposition of terrigenous fine particles and sand sediment supply by saltation. The decrease of carbonate content during the current velocity maxima indicates however, that the increase in terrigenous sediment supply compared to the carbonate supply, such as medium MOW_U velocities, has an influence on sedimentation. Consequently, changes in sediment supply, particularly those induced by changes in productivity vs. export of terrigenous particles can play an important role on the facies succession and contourite sequences in the Gulf of Cadíz (Fig. 4-11).

4.1.6.2 Behaviour of the branches of the MOW during MIS 12–11 and MIS 2–1

4.1.6.2.1 Glacials

The finest facies (A, B1a and B2) identified at IODP sites U1386 and U1387 characterize sediments of MIS 12 and MIS 2 ages. This clay and silty-clay dominated sedimentation as well as the absence of contourite sequences in the studied cores confirm previous studies (Hanquiez, 2006; Llave et al., 2006) which suggest a reduced MOW_U activity during glacials. This reduced activity coincides, during MIS 2, with a deeper circulation of the MOW (*e.g.*, Schönfeld and Zahn, 2000) as well as a strengthening of the lower branch (MOW_L). This strengthening is particularly active during HE 2 and HE 3 as shown by the generation of coarse contouritic beds (Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007). This general pattern (deeper circulation of the MOW) was probably enhanced during MIS 12 which was

characterized by an exceptionally low sea level as well as some of the coldest and driest climate conditions of the Late Pleistocene in the Western Mediterranean region (Sánchez Goñi et al., 2016).

While being both dominated by muddy or silty-clay, U1386 and U1387 sediments of MIS 12 and MIS 2 ages show conspicuous facies discrepancies in-between the two glacials or in-between sites. The MIS 2 Facies B2 shows a different modal distribution and a generally higher carbonate concentration than the MIS 12 Facies A and B1a. We interpret these differences as an indication of changes in sediment supply between these periods. The extremely low sea-level (-30 m relative to MIS 2) during MIS 12 (Waelbroeck et al., 2002; Rabineau et al., 2006) has contributed to the high export of detrital particles to the middle slope (Mestdagh et al., 2019), and their accumulation in the Faro Drift via their redistribution by the MOW. During MIS 12, the apparent mismatch between records of $\ln(\text{Fe}/\text{Ca})$ in IODP Site U1386 and biomarkers in a marine core of the southwestern Portuguese margin (MD03-2699), suggests a minor role of coccolithophore productivity and continental inputs (Rodrigues et al., 2011) on the sedimentation in the Faro Drift during this glacial stage.

MIS 12 sediments at IODP sites U1386 and U1387 are characterized by two successive facies, from silty-clay sediment (B1a) at the base of this interval to muddy (A) sediment for the youngest part. This vertical transition to a less coarse facies may reflect a MOW_U deepening during MIS 12, and thus a weaker influence of the bottom current on the sedimentation in the Faro Drift.

Interestingly, the carbonate content in sediments of IODP Site U1387 is generally higher than in IODP Site U1386 records. Fine detrital particles, which have mainly a southwestern Iberian origin (Guadalquivir River; Alonso et al., 2016), are redistributed in the Faro Drift by the MOW. Consequently, IODP Site U1387, the furthest site from the core of MOW_U, is likely to be less supplied in terrigenous fine particles than IODP Site U1386, explaining the discrepancy in carbonate content between both sites.

4.1.6.2.2 Deglaciations

Based on the presence of a coarse contouritic bed in the Faro Drift, ("peak 1" after Faugères et al. (1986)), many authors argued for an active circulation of the MOW during HS1 (e.g. Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Ducassou et al., 2018). This strengthened flow through the Strait of Gibraltar has been related to the more active formation of WMDW in the Gulf of Lion during Heinrich and stadial events (Rohling et al., 1998; Cacho et al., 2000, 2006; Sierro et al., 2005; Frigola et al., 2008; Bassetti et al., 2010). Our results, in agreement with previous works (Hanquiez, 2006; Llave et al., 2006; Ducassou et al., 2018), show a considerable increase in MOW_U activity (Seq2a) which coincides with an enhanced MOW_L flow (Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006;

Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Ducassou et al., 2018). Following Hanquiez (2006), we propose that MOW circulation increased in the Gulf of Cadiz during HS1, and that the lower branch was more active than the upper one. Change in sediment supply plays an important role on the vertical succession of facies during HS1. The youngest part of MIS 2 is characterized by a high contribution of terrigenous particles to sediments of the Faro Drift system. Such an accumulation is due to the high export of detrital particles to the slope during this low sea-level interval, as supported by a stratigraphical study on the continental margin of the northern Gulf of Cadiz (Mestdagh et al., 2019). The proximity of river mouths, as well as the downslope transport in the nepheloid layer and the redistribution by the MOW, may have favored the high contribution of terrigenous particles to the sedimentation of the Faro Drift (Stumpf et al., 2011).

Early on, MOW_U strengthening allowed the deposition of terrigenous silty particles (Facies B3) controlled principally by the maximum carrying capacity of the current. Then, with a progressive increase in MOW_U velocity, sediment accumulation was affected by winnowing. Saltation might also have contributed to the coarse sedimentation recorded at the end of MIS 2, bringing quartz from upstream turbidites deposits during a period of low sea-level (-130/-110 m compared to modern sea-level; Waelbroeck et al., 2002; Elderfield et al., 2012). The rise of carbonate content during this coarsening indicates that winnowing of fine terrigenous particles dominated over the supply of detrital sand by saltation.

The YD presents the coarsest contourite sequence (Seq 3) identified over the studied periods at IODP sites U1386 and U1387. This sequence contains an erosional contact between Facies Ca and D (Fig. 4-11). Seq3 might be seen as an analogue to coarse contourite beds of YD age recorded in cores under the influence of MOW_L (Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007) and known as "Peak II" (Faugères et al., 1986). We interpret the more carbonate-rich composition of the YD contouritic beds compared to the HS1 beds as induced by a stronger winnowing of the fine terrigenous particles due to high bottom current velocities. A change in terrigenous input has also to be considered since, unlike the HS1 deposits, the YD contourite beds do not contain any coarse quartz (>150 µm). Differences in sea level between these periods (Fig. 4-12) likely explain the reduced coarse and fine terrigenous particles input in the more distal Faro Drift during the YD. Despite a reduction in detrital sediment supply, the coarseness of Facies D as well the presence of an erosional contact within Seq3 point to the highest velocities of the MOW_U during the YD (Fig. 4-11). The YD is thus characterized by an enhanced circulation of the lower and upper branches of the MOW as proposed by Hanquiez (2006). The rise in sea level associated with the particularly active circulation of the LIW in the Mediterranean Sea (Toucanne et al., 2012) probably favored enhanced circulation of the two branches of the MOW during this cold inception (Fig. 4-12).

The contourite beds (Seq1) observed during the transition from MIS 12 to MIS 11 reflects high activity of the MOW_U. Its limited amount of coarse material compared to HS1 (Seq2), a period when sea level was similar to the MIS 12/MIS 11 transition (Waelbroeck et al., 2002; Elderfield et al., 2012), suggests though that MOW_U activity and/or terrigenous supply were lower during MIS 12-11 deglaciation than during the final part of MIS 2 (Fig. 4-12).

4.1.6.2.3 MIS 11 and MIS 1

The presence in our sedimentary records of contourite beds of varying coarseness underscores the enhanced activity of the MOW_U during MIS 11 and MIS 1 (Fig. 4-12) as suggested by Rogerson et al. (2005), Llave et al. (2006), Bahr et al. (2014), and Kaboth et al. (2016).

During the MIS 11 and Holocene high-sea level periods, contourite beds are coarser and more carbonate-rich at IODP Site U1387 which is located at a greater distance from the moat, than at IODP Site U1386. Two factors can be put forward to explain these spatial compositional and grain-size discrepancies: differences in bottom current speed due to intensification and/or spatial variability of the MOW_U, and/or differences in sediment supply. When located higher in the water column, the core of the MOW_U has a greater influence at IODP Site U1387 during MIS 11 and MIS 1 because of its slightly shallower position than at IODP Site U1386. When sea level is lower, especially at the beginning of deglaciations (TV, TI), the core of the current migrates downwards, affecting both U1386 and U1387. During MIS 11 and MIS 1, deposition of fine terrigenous particles in the studied area has been limited by (1) the high sea-level (Waelbroeck et al., 2002) which favored the deposition of a portion of detrital clays in the continental shelf and prevented the export of terrigenous particles to the middle slope and (2) the active MOW_U which limited the deposition of fine particles, in particular during its strengthening. These findings are supported by the overall higher sedimentation rates during glacial intervals than during interglacials in the Faro Drift (Kaboth et al., 2017a).

The “Peak III” coarse contourite bed described by Faugères et al. (1986) and many authors in the Faro Drift (Mulder et al., 2002; Llave et al., 2006; Ducassou et al., 2018) and observed at IODP sites U1386 and U1387, is also recorded in our archives during the Holocene. It reflects a slight intensification of the MOW_U around 6 kyrs cal BP and then a considerable strengthening of the flow over the last 3 kyrs (Fig. 4-12). These accelerations of the MOW_U are probably due to the renewed ventilation of the LIW 6 kyrs ago (Toucanne et al., 2012) and a strengthened deep-water formation (WMDW) 4 kyrs ago in the Gulf of Lion (Frigola et al., 2008).

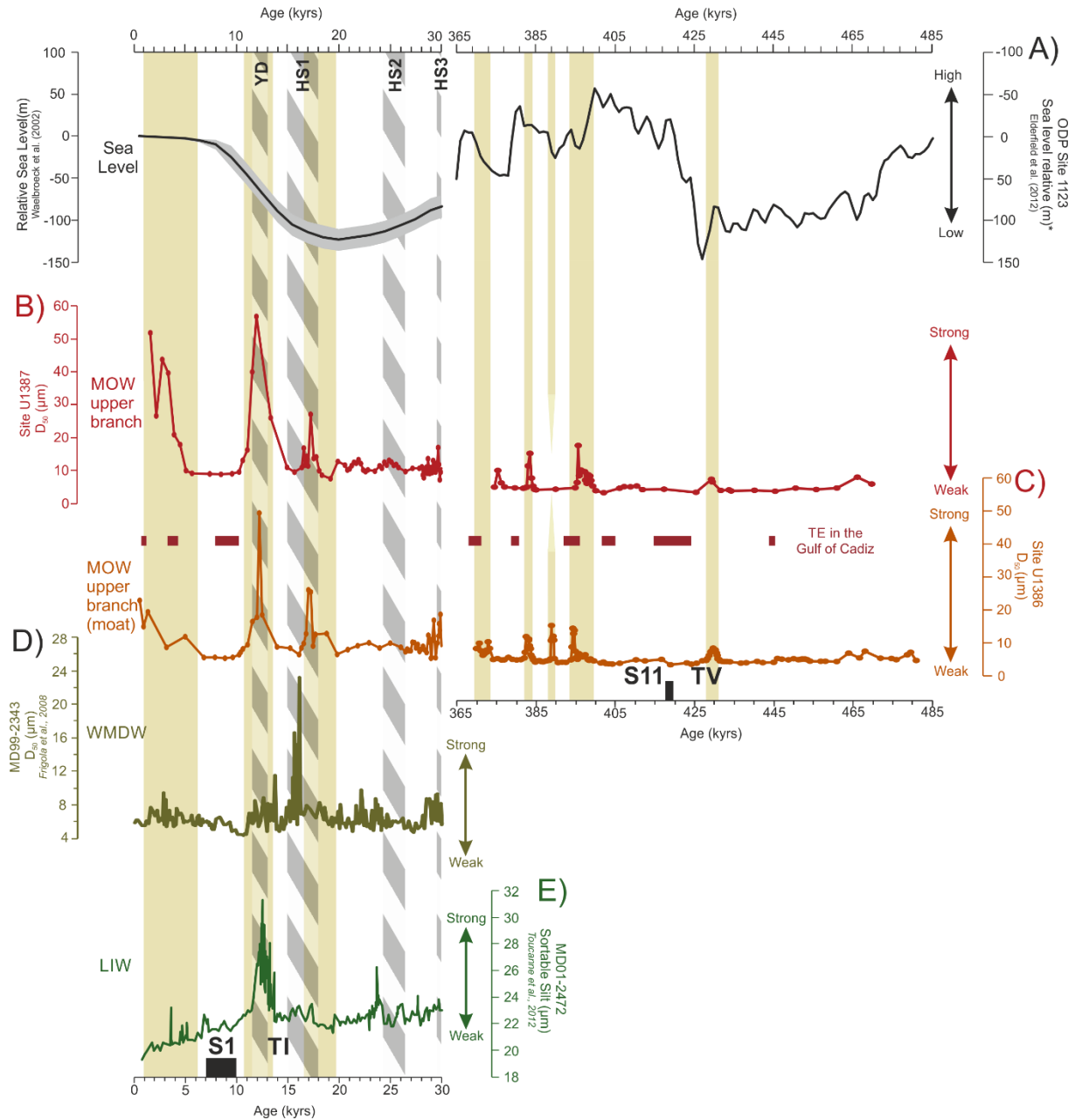


Fig. 4-12 : Upper Mediterranean Outflow Water (MOW_U) flow strength and paleoclimatic context. A) Eustatic level after Waelbroeck et al. (2002) (left) and Elderfield et al. (2012) (right). B-C) Mean grain-size (D_{50}) reflecting MOW_U velocity at the sea floor at IODP sites U1386 and U1387. D) Mean grain-size (D_{50}) of core MD99-2343 collected on the drift of Minorca Islands, approximating Wester Mediterranean Deep Water (WMDW) flow speed (Frigola et al., 2008). E) Sortable Silt (SS) of core MD01-2472 indicating the Levantine Intermediate Water current intensity along the eastern margin of Corsica (Toucanne et al., 2012). MIS: Marine Isotope Stage; YD: Younger Dryas; HS: Heinrich Stadials; TV(I): termination V(I) / transition between MIS 12(2) and MIS 11(1); TE: *G. truncatulinoides* (s) Events; S: sapropel; Yellow rectangles: contourite beds

Our results show that Peak III dating from the end of Holocene is much coarser than the contouritic beds encountered in MIS 11. The increases of MOW_U flow strength during the transition from the interglacial (MIS 11c) to the following glacial (MIS 10), took place while sea

level was more or less similar to the Holocene sea level (Waelbroeck et al., 2002; Elderfield et al., 2012). Moreover, during both periods relatively higher primary productivity and associated secondary production of foraminifera has been observed south-west off the Iberian peninsula (Rodrigues et al., 2009; 2011). Consequently, despite similarities in the sedimentary processes, the difference of coarseness of contourite beds between both MIS 11, and MIS 1 suggests that MOW_U velocity was higher during the end of Holocene than during MIS 11 despite no evidence of sequence finning-up.

The MIS 11 sedimentary hiatus observed in the MOW_L-influenced IODP Site U1390 corresponds to the Late Quaternary Discontinuity in the south Portuguese CDS, which is related to tectonic activity and uplift-induced erosion (Hernández-Molina et al., 2016a; Lofi et al., 2016). However, the possibility that this hiatus was also induced by a contemporary strengthening of MOW_L cannot be ruled out. Indeed, the benthic foraminiferal assemblages described in sediments of IODP Site U1391 off south-west Portugal indicate that MOW_L reached its highest intensity of the last 900 ka during MIS 11 (Guo et al., 2017). These results highlight a slightly different flow pattern of the MOW between MIS 11 and MIS 1. While the most recent interglacial is characterized by an intense MOW_U flow (Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Bahr et al., 2014; Kaboth et al., 2016) and a less active MOW_L circulation (Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al. 2006; Voelker et al. 2006; Toucanne et al. 2007), our results indicate that MOW_U circulation during MIS 11 was lower while the MOW_L circulation was particularly intense.

A relationship between sapropel formation in the Eastern Mediterranean Basin and low MOW activity was first demonstrated for Sapropel 1 (S1) during the Holocene (Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Rogerson et al., 2012; Kaboth et al., 2016). It was then extended for all sapropels down to MIS 7 (Sierra et al., 2020). Our results confirm the low activity of the MOW_U during S1 and highlight a reduced MOW_U flow during S11 (418.9 kyrs cal. BP; Konijnendijk et al., 2014; Fig. 4-12).

4.1.6.3 MOW strengthening during MIS 12–11 deglaciation (TV) and MIS 11: a strong influence on North Atlantic climate?

Model simulations suggest that the AMOC is significantly influenced by the contribution of the MOW (Reid, 1979; Rahmstorf, 1998; Wu et al., 2007) but the effects of Mediterranean water masses on AMOC remain unclear (Swingedouw et al., 2018). Indeed, while a strengthening of MOW does not influence North Atlantic Deep Water production (NADW; Khélifi et al., 2014), it stimulates the shallow branch of AMOC (Bahr et al., 2015; Sarnthein et al., 2018). Sediment records have shown a negative feedback between exchanges at the Strait of Gibraltar and AMOC during the Late Pliocene and the Late Quaternary (Rogerson et al., 2012; García-Gallardo et al., 2018). As previously inferred from other marine

records in the Gulf of Cadiz, the intensification of the MOW could have played a role in the intensification or reinvigoration of AMOC, during the last deglaciation (Rogerson et al., 2006), at the end of Heinrich Stadials (Voelker et al., 2006) or during MIS5e (Bahr et al., 2015).

The activation of the MOW_U (1) is observed just before the massive terminal ice rafting event in the North Atlantic occurring during MIS 12–11 deglaciation (Oppo et al., 1998) and (2) is contemporaneous with a decrease of benthic $\delta^{13}\text{C}$ values at North Atlantic sites (ODP Site 980 and IODP Site U1313), which is interpreted as a diminution of North Atlantic Deep Water production (Fig. 4-13). Despite variations of intensity, the general behaviour of the MOW was probably similar during MIS 12–11 deglaciation and the last deglaciation. Consequently, as proposed by many authors for the MIS 2–1 deglaciation (*e.g.*, Rogerson et al., 2006; Voelker et al., 2006), MOW may have played an important role in maintaining the AMOC, and particularly its upper branch (Sarnthein et al., 2018), during the period of weak NADW formation which characterized the Termination V. However, the stimulation of the upper AMOC during the Heinrich Stadials by increasing salinity at intermediate depth and the subsequent transport of moisture to the high latitudes (Bahr et al., 2015), had the potential to strongly impact global climate. This supply of moisture may have contributed to the growth of especially large northern hemisphere ice sheets which may have, in turn, contributed to their destabilization. Thus participating to the “excess” of ice on ice sheets at the end of MIS 12, which was the major factor of Heinrich Stadial of MIS 12–11 deglaciation (Vázquez Riveiros et al., 2013; Bahr et al., 2018; Catunda et al., 2021).

MIS 11c is, in our study area, characterized by a weak MOW_U activity. The slight coarsening of sortable silt associated with the D_{50} which remains stable, only reflects a very low increase of the bottom current velocity (Fig. 4-13). Simultaneously, the increase of benthic $\delta^{13}\text{C}$ values at North Atlantic records, indicates a strong NADW production during the MIS 11c (McManus et al., 1999; Voelker et al., 2010). By contrast, at the transition between MIS 11c and MIS 11b, there is a significant strengthening of MOW_U reflected by the simultaneous increase of sortable silt and D_{50} and a progressive reduction of NADW formation (Fig. 4-13). These results support previous suggestions of a negative feedback between deep AMOC and MOW during MIS 11. This increase of MOW_U activity at the boundary between MIS 11c and MIS 11b (Fig. 4-13) may have also strengthened the upper AMOC but the diminished size and stability of the ice sheet during MIS 11c (McManus et al., 1999) may explain the lack of related IRD in the North Atlantic (Oppo et al., 1998). However, we observe a concomitant increase in both, the abundance of *N. pachyderma* at ODP Site 980, indicative of a drop of SST in North Atlantic, and the flow of the MOW_U (Fig. 4-13). The moisture supplied by the MOW to high latitude at the end of interglacial MIS 11c may have favour the growth of ice-sheet, and thus played a role in the transition to the substage MIS 11b.

The behaviour of the MOW_U is similar between the beginning of MIS 11c and the Holocene. During the early part of each interglacial, reduced MOW_U is observed, associated with a sapropel formation in the Eastern Mediterranean Sea. Conversely, the end of each period is characterized by pulses of the MOW_U , but with a considerable difference of bottom current velocity between both interglacials. Consequently, although our results support that North Atlantic overall circulation is similar during MIS 11c and the Holocene (McManus et al., 1999; Rodrigues et al., 2011), it should not be neglected that MOW_U , current intensities might have differed. Interestingly, assuming that the end of the current interglacial would occur in the near future (1.5 kyrs) with CO_2 concentrations lower than 240 ppmv (Tzedakis et al., 2012b), MOW pulses of MIS 11 and Holocene would occur few thousand years (3–6 kyrs) before the onset of the glaciation.

During MIS 11b and at the end of MIS 11a, MOW_U strengthening preceded cold events (stadials) in the North Atlantic Ocean as reflected by IRD discharges at ODP Site 980 (Oppo et al., 1998) (Fig. 4-13). As proposed by Bahr et al. (2015) for MIS 5e, pulses of MOW can invigorate the upper AMOC by increasing the salinity of North Atlantic Ocean water masses at intermediate depth. Such a stimulated upper branch of the overturning circulation contributed to heat and moisture transport towards the high latitudes during this time, thus sustaining initial ice-sheet growth (McManus et al., 1999). The recorded high abundances of *N. pachyderma* at ODP Site 980, which correspond to slight increases of the percentages of the polar planktic species at IODP sites U1386 and U1387 during MIS 11a, indicate that the slight increases of calving or/and size of ice sheets caused a general cooling in the North Atlantic (Fig. 4-13). SST drops during the MIS 11 were also recorded in the mid-latitudes of the North Atlantic Ocean (U1313) and to the southwest of the Iberian margin (Voelker et al., 2010; Rodrigues et al., 2011). The significant increases of MOW_U activity during MIS 11b and at the end of MIS 11a correspond to slight decreases of benthic $\delta^{13}C$ values in North Atlantic, which indicate short episodes of decreased NADW production (Fig. 4-13). These observations further confirm the negative feedback between the deep branch of the AMOC and exchanges of water masses at the Strait of Gibraltar during the MIS 11. These results, as those of García-Gallardo et al. (2018) for the late Pliocene, support the existence of a “negative feedback” between Mediterranean and North Atlantic deep circulation (Rogerson et al., 2010).

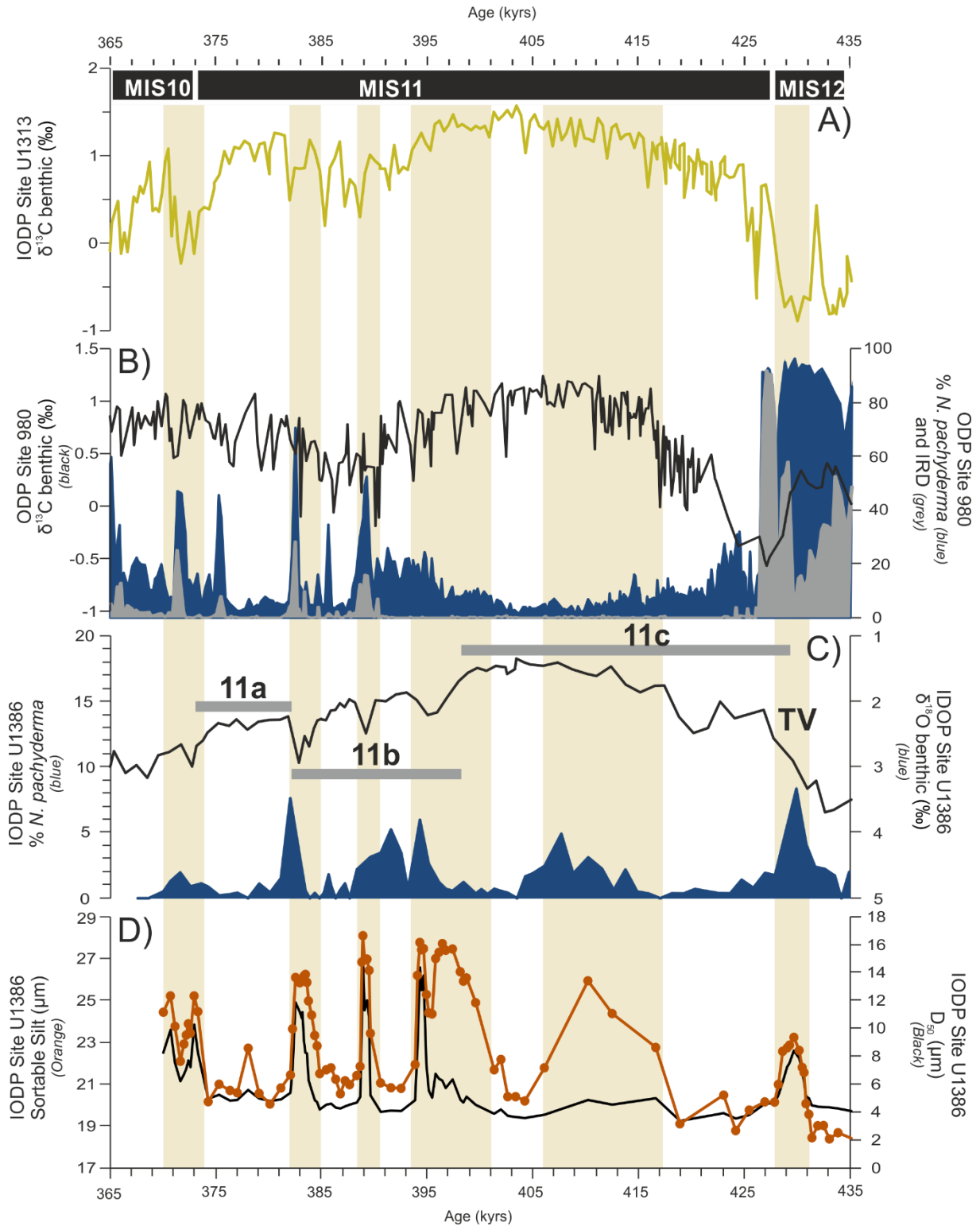


Fig. 4-13 : Mediterranean Upper Water variability and North Atlantic paleoceanography. A) Epibenthic $\delta^{13}\text{C}$ record from IODP Site U1313, North Atlantic. B) Weight % of IRD (grey), relative abundances of subpolar planktic foraminiferal species (blue Oppo et al., 1998) and benthic $\delta^{13}\text{C}$ record at ODP Site 980, North Atlantic (McManus et al., 1999). C) Benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ values (Kaboth et al., 2017a) and relative abundances of subpolar planktic foraminifera at IODP Site U1386, Gulf of Cadiz. D) Sortable silt (orange symbols) and mean grain-size (black) at IODP Site U1386, Gulf of Cadiz. MIS: Marine Isotope Stage; TV: termination V. Yellow rectangles: contourite beds.

4.1.7 Conclusion

Our records from IODP sites U1386 and U1387 show that the composition of contourite sequences in the Faro Drift, Gulf of Cadíz, is constrained by a balance between MOW_U velocity and sediment supplies. Using sedimentary facies as an indicator of MOW strength, our data extend the model of MOW_U circulation, previously established for the last 140 kyrs, to the MIS 12–11 periods, showing an active MOW_U during warm intervals and deglaciations.

Our grain-size and compositional data obtained at IODP sites U1386 and U1387 show clear evidence that, being more influenced by river plumes during periods of lower sea level, contourite sequences have a more terrigenous composition during deglaciations than during interglacials. During deglaciations, in addition to the increase of the bottom current velocity, this input of terrigenous particles may have played an important role on contourite sequences. Our detailed study of MIS 11 contourite sequences revealed compositional and grain size peculiarities, which are unique to Faro Drift contourite beds in the Gulf of Cadíz. Contrary to the general pattern displayed by contourite beds in this area, grain-size maxima are not associated with peaks in carbonate content but with higher contributions of terrigenous particles. Rapid changes of environmental conditions in the Gulf of Cadíz leading to sudden increases of river discharges and drastic reductions of foraminiferal populations in the surface waters are thought to explain these intra MIS 11 variabilities in contourite sequences.

Our unprecedented, high resolution record of MOW_U intensity during MIS 12–11 indicates that strengthened circulation of this water mass during MIS 12–11 deglaciation (TV) and MIS 11 may have had a significant impact on upper AMOC revigorations and associated heat and moisture transport toward the high latitudes.

4.2 Transfert sédimentaire : de la source au dépôt des sédiments

4.2.1 Reconstruction de l'influence de la MOW : l'apport des assemblages d'ostracodes lors de l'intervalle MIS 12-11

Le nombre d'ostracodes présents dans les assemblages ostracodiques du Site IODP U1386 durant l'intervalle MIS 12-11 indiquent une importante variabilité. Certains échantillons sont caractérisés par l'absence de ces microfossiles, tandis que plus de 50 individus ont été comptabilisés dans d'autres (Fig. 4-14). Les ostracodes observés se répartissent en 17 taxons mais la diversité spécifique varie entre 1 et 10 taxons en fonction des niveaux (Fig. 4-14). La faible abondance de valves d'ostracodes au début du MIS 12 et durant la plus grande partie du MIS 11 (<10 individus / échantillon) complique l'utilisation des assemblages pour tracer la position de la MOW ou l'influence d'apports gravitaires lors de ces intervalles de temps. Ainsi, dans le cadre de cette étude, nous ne nous appuyons pas, compte-tenu de leur faible poids statistique et de leur représentativité limitée des populations d'ostracodes, sur les échantillons comportant moins de 10 individus par échantillon.

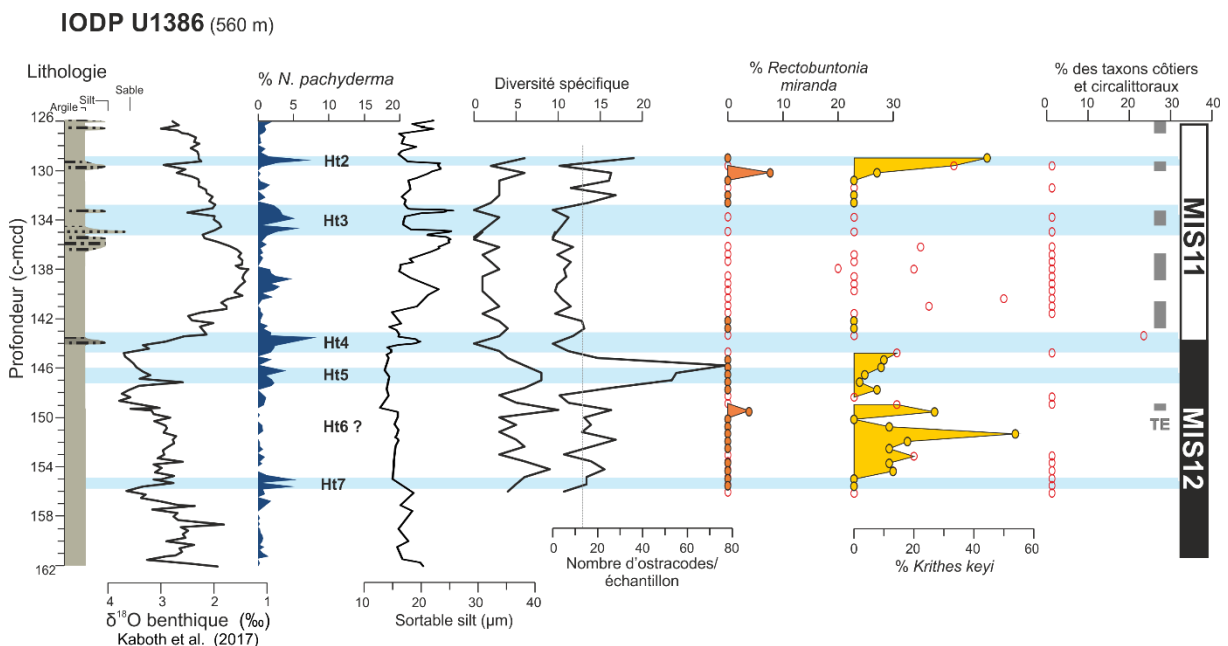


Fig. 4-14 : Variations de l'abondance de certains taxons d'ostracodes au Site IODP U1386 (drift de Faro) lors de l'intervalle MIS 12-11 ; Les cercles rouges indiquent les % correspondant à un assemblage constitué de moins de 10 individus. mcd : meter composite depth ; Rectangle gris : *G. truncatulinoides* (s) event ; Ht : événement de type Heinrich définis par Rodrigues et al. (2011) et identifiés à l'aide l'abondance de *N. pachyderma* et de la stratigraphie isotopique de Kaboth et al., (2017a) ; TE : *G. truncatulinoides* (s) event ; MIS : Stade Isotopique Marin.

La majeure partie du MIS 12 est caractérisé par la présence de *K. keyi* dont l'abondance fluctue entre 0 et 54 % (Fig. 4-14). Un seul léger pic d'abondance de *R. miranda* (4 %) est observable lors de cet intervalle (Fig. 4-14). Lors des événements de type Heinrich (Ht) 7 et 5 du MIS 12, nous notons l'absence ou la forte diminution des espèces méditerranéennes (<4

%). La faible abondance absolue d'ostracodes durant le Ht4 ne permet pas de proposer un schéma de circulation de la MOW sur la base de cette microfaune lors de cet évènement. Nos résultats suggèrent l'influence de la MOW_U sur le drift de Faro lors de la majeure partie du MIS 12, avec des exceptions lors des événements de type Heinrich. Nous proposons ainsi qu'une phase d'approfondissement de la MOW_U a accompagné ces événements brefs de refroidissement des eaux de surface. Entre les événements de type Heinrich, la présence de *K. keyi* et l'absence de *R. miranda* (à l'exception d'un point) indiquent un écoulement de la périphérie du courant au niveau du Site IODP U1386.

Les assemblages ostracodiques des niveaux représentatifs du MIS 11 nous renseignent sur l'absence de la MOW_U sur le drift de Faro lors de l'initiation de ce stade isotopique interglaciaire et sa présence à la fin de ce même intervalle (Fig. 4-14). La faible quantité d'ostracodes présents dans les sédiments d'âges compris entre Ht4 et Ht3 ne permet pas de statuer sur l'influence de la branche supérieure de la MOW au site U1386 entre des deux périodes. La présence de rares *K. keyi* et *R. miranda* pourrait suggérer une circulation de la MOW_U durant le MIS 11 mais cette hypothèse nécessite d'être confirmée à l'aide d'autres outils. De la même manière, la présence d'une espèce remaniée durant le Ht4, contemporain de la déglaciation entre les MIS 12 et MIS 11, ne permet pas de se prononcer sur une possible augmentation de l'activité gravitaire en amont du système.

Les abondances des faunes méditerranéennes d'ostracodes suggèrent un schéma de circulation similaire de la MOW_U durant le MIS 12 et le MIS 2. Cependant, les assemblages fossiles ne permettent pas de reconstruire avec certitudes le schéma de circulation de la branche supérieure lors du MIS 11. En effet, les ostracodes présentent l'inconvénient d'abonder de façon relativement variable dans le sédiment, ce qui rend les assemblages inutilisables en cas d'absence ou de faible abondance. Les données micropaléontologiques relatives à l'intervalle MIS 12-11 ont permis **(1) d'affiner le schéma de circulation de la MOW_U durant la période glaciaire et (2) de mettre en évidence qu'une quantité importante de sédiment est nécessaire afin d'obtenir un nombre de valve suffisant pour permettre à l'outil « ostracodes » d'avoir un poids statistique et une représentative, et donc d'être utilisable dans la reconstruction de la circulation des masses d'eau sur le fond durant ce cycle climatique.** La faible quantité d'ostracode ne semble pas être dû à une forte dilution de la fraction biogène par un excès des apports terrigènes, car les taux de sédimentations relativement constant lors de l'intervalle MIS 12-11 (Table 4-2; Fig. 4-3), et que l'intervalle indiquant une faible quantité d'ostracode est enrichie en carbonate (Fig. 4-8).

4.2.2 Le cortège argileux : indicateur de la présence de la MOW_U sur le drift de Faro, et des changements de source des minéraux argileux

4.2.2.1 Abondances des minéraux argileux et sources potentielles lors de l'intervalle MIS 12-11

Cette étude, qui s'appuie sur l'identification et l'abondance des cortèges argileux dans 114 échantillons du Site IODP U1386, a pour objectif de tester le modèle établissant les sources et les modes de transport des minéraux argileux jusqu'au drift de Faro lors des MIS 2-1 (Section 3.4), sur un cycle climatique analogue : le cycle MIS 12-11 (Fig. 4-15).

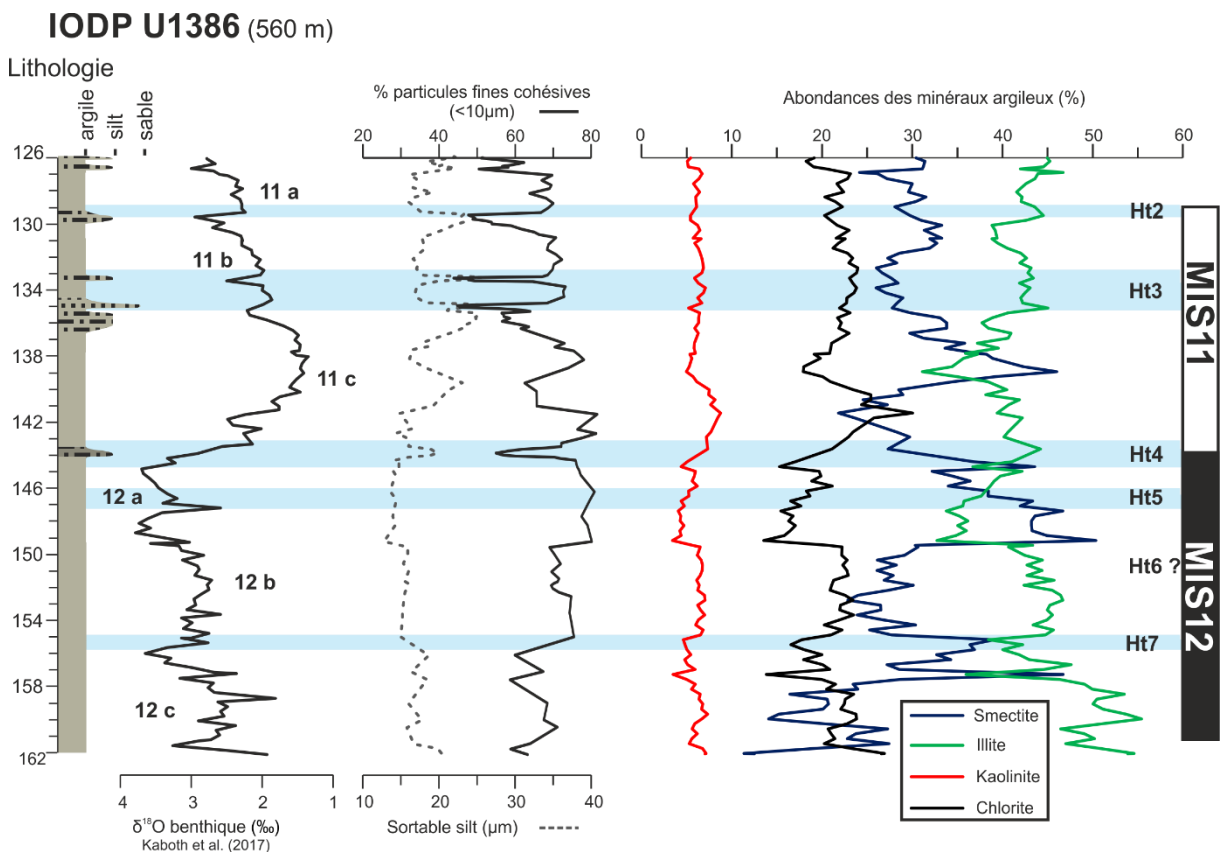


Fig. 4-15 : Cortège argileux du drift de Faro lors de l'intervalle MIS 12-11. Ht: événements de type Heinrich définis par Rodrigues et al. (2011) et identifiés à l'aide de l'abondance de *N. pachyderma* et de la stratigraphie isotopique de Kaboth et al. (2017a) (Fig. 4-1) ; MIS : Stade Isotopique Marin.

Les particules fines montrent une tendance à l'augmentation, de 65 % du début du MIS 12 à 81 % au début du MIS 11 avant d'indiquer une tendance inverse lors de la fin du MIS 11. Ces changements progressifs d'abondances de particules fines sont interrompus par des diminutions rapides correspondant à des niveaux contouritiques silto-argileux lors du MIS 12a et du MIS 11 (Fig. 4-15).

L'illite constitue en moyenne le minéral argileux le plus abondant (~42 %), lors de ce cycle climatique. La proportion importante de ce minéral au début du MIS 12 (46-55 %) décroît significativement lors de ce stade glaciaire pour atteindre 33 % lors du MIS 12a. Cette

diminution s'effectue par étape, avec une première baisse du pourcentage de l'illite au cours du MIS 12c (jusqu'à 36 %), une phase de stabilisation de ce pourcentage entre 41 et 46 % puis une diminution finale lors du MIS 12a (Fig. 4-15). L'abondance de l'illite se stabilise autour de ~40 % lors de la déglaciation. Le début du MIS 11 est marqué par un minimum du pourcentage d'illite lors du MIS 11c (31 %), puis une augmentation progressive jusqu'à la fin du MIS 11 (Fig. 4-15).

Après l'illite, la smectite est le deuxième minéral argileux le plus abondant en moyenne dans les sédiments de cet intervalle (~ 30 %). La majorité des niveaux analysés indiquent un proportion en smectite comprise entre 25 et 30 % (Fig. 4-15). Cependant, des pics d'abondances (>40 %) caractérisent la fin du MIS 12c, la transition MIS 12b/MIS 12a et le MIS 11c. Le MIS 12c enregistrent quant à lui les teneurs en smectite les plus basses (< 20 %).

La chlorite (21 % en moyenne) et la kaolinite (6 % en moyenne) sont les argiles les moins abondantes dans le cortège argileux (Fig. 4-15). La proportion la plus faible de chlorite est atteinte lors de la transition MIS 12b/MIS 12a (14 %) alors que le pic d'abondance de ce minéral intervient lors du début du MIS 11c. La kaolinite, largement minoritaire dans les sédiments du drift de Faro pendant cet intervalle, présente une abondance variant entre 3 et 9 %.

Dans la configuration actuelle, la marge sud-ouest ibérique et le continent nord-africain constituent les deux sources majeures de minéraux argileux dans le Golfe de Cadix (Grousset et al., 1988; Stumpf et al., 2011; Alonso et al., 2016). Dans le cadre de cette étude, l'ensemble de ces contributeurs potentiels a été divisé en trois pôles de sources qui se distinguent par un cortège argileux caractéristique (section 3.4.5.1) :

- (I) les apports provenant du continent nord-africain, comprenant les poussières éoliennes ouest-méditerranéennes (Guerzoni et al., 1997) et nord-africaines (Grousset et al., 1988; Elmouden et al., 2005) ainsi que les apports des fleuves marocains (Snoussi, 1986), caractérisés par des assemblages pauvres en smectite et riche en illite, kaolinite et chlorite ;
- (II) les fleuves de la côte est du Golfe de Cadix (le Guadalquivir et le Guadalete) dont les cortèges argileux sont dominés par la smectite (Mélières, 1973; Gutiérrez-Mas et al., 2006) ;
- (III) les fleuves de la côte nord-ouest du Golfe de Cadix et la marge ouest-portugaise (le Guadiana, Tinto, l'Odiel et le Tage, plus distant) , principaux contributeurs d'illites à la sédimentation de la plateforme continentale (Lima, 1971; Fernández-Caliani et al., 1997; Machado et al., 2007).

Sur la base d'un diagramme ternaire (Fig. 4-16) , les cortèges argileux de l'intervalle MIS 12-11, sont situés entre les trois pôles de sources potentielles (Fig. 4-16). La

sédimentation argileuse du drift de Faro apparait donc influencée à la fois par l'ensemble des fleuves de la marge sud-ouest ibérique et par les apports du continent nord-africain. La contribution des différents pôles durant cet intervalle semble être relativement équilibrée. Certains échantillons indiquent tout de même une influence renforcée des sources de la côte est du Golfe de Cadix, et d'autres un impact plus important des sources du nord du Golfe de Cadix et/ou des sources nord-africaines. En première approche, ces résultats diffèrent de ceux relatifs à l'intervalle MIS 2-1 tels que décrits dans le chapitre 3 (sections 3.4.4 et 3.4.5). En effet, les cortèges argileux des derniers 30 ka sont généralement riches en smectite et ne sont que très faiblement influencés par les apports des fleuves de la côte nord du Golfe de Cadix et de l'ouest de la marge portugaise dont le contributeur le plus proche et le plus important est le Guadiana. Au contraire, les minéraux argileux de l'intervalle MIS 12-11 sont parfois relativement pauvres en smectite et plutôt riches en illite, suggérant une influence importante du Guadiana, et/ou des apports éoliens d'origine nord-africaine (Fig. 4-16).

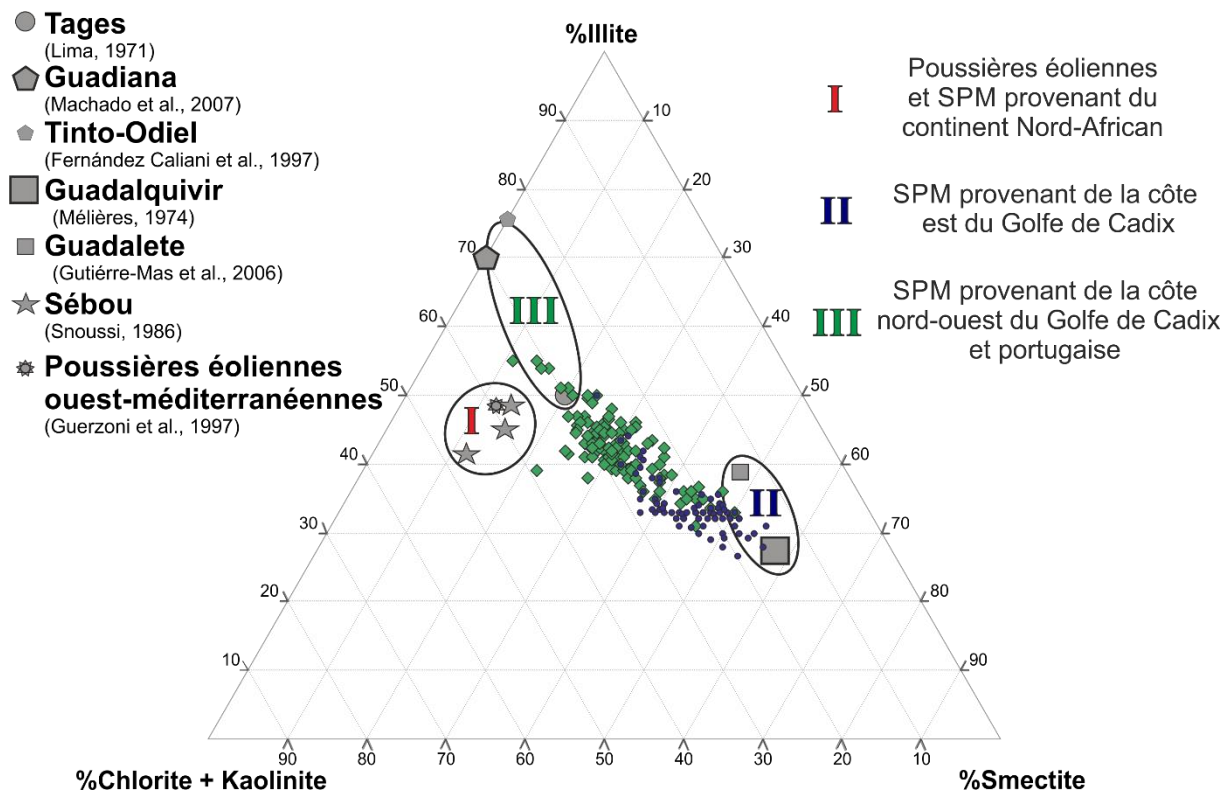


Fig. 4-16 : Diagramme ternaire smectite vs. illite vs. chlorite + kaolinite des sédiments du drift de Faro lors des cycles climatiques MIS 12-11 (losanges verts) et MIS 2-1 (ronds bleus). MIS : Stade Isotopique Marin.

4.2.2.2 Test du modèle *source-to-sink* des minéraux argileux du MIS 2-1 sur un analogue (MIS 12-11)

Les abondances de minéraux argileux présentent des différences non négligeables entre les cycles MIS 12-11 et MIS 2-1. Un tel écart, sous-entend des sources et/ou des processus de transport différents lors de ces deux périodes, et pourrait remettre en cause le modèle établi dans le présent travail pour le dernier cycle climatique. Il est cependant important de considérer que le cycle MIS 2-1 représente les derniers 29 ka alors que le cycle MIS 12-11 s'étend entre 478 et 374 ka cal. BP, soit une période de temps plus de trois fois plus importante (104 ka). De plus, contrairement au MIS 2, le MIS 12 comprend trois sous-stades, dont le plus clément est le MIS 12b. Le MIS 11 est constitué de sous-stade chaud MIS 11c (interglaciaire *sensu stricto*) et d'une période de transition vers la période glaciaire du MIS10 : les sous-stades MIS 11b et MIS 11a. Enfin, l'interglaciaire actuel (Holocène) représente bien sûr un stade isotopique marin incomplet, notion qui doit être considérée dans le cadre de la comparaison des données et interprétations avec celles caractérisant le MIS 11. Il est donc proposé dans le présent travail, et pour plus de pertinence, une comparaison de l'intervalle MIS 12a-11c, comprenant la terminaison V entre le MIS 12 et le MIS 11, avec l'intervalle MIS 2-1.

Les rapports Smectite / Kaolinite (S/K) et Illite / Kaolinite (I/K) indiquent des tendances similaires lors des terminaisons V et I (Fig. 4-17) : ces deux rapports présentent des valeurs globalement élevées lors du MIS 12a et du MIS 2, qui diminuent lors des déglaciations. Les valeurs de S/K et I/K lors des interglaciaires sont globalement plus faibles, malgré la présence d'un pic de ces deux rapports dans le MIS 11c. Ces résultats traduisent une proportion plus importante de minéraux argileux provenant du Guadalquivir lors des périodes froides du MIS 12a et MIS 2 et donc une circulation de la MOW_U permettant l'apport de ces particules fines jusqu'au drift de Faro. Le MIS 11c et le MIS 1 sont caractérisés par des valeurs de rapports S/K et I/K plus faibles, illustrant une influence moins importante du Guadalquivir au profit des apports du Guadiana et/ou des sources nord-africaines, transportées par les vents ou par la MOW . **Ces résultats permettent d'attribuer à la période inscrite dans l'intervalle MIS 12a-11c, le schéma général *source-to-sink* établi pour le dernier cycle climatique** (section 3.4.5.4).

L'évolution des rapports Chlorite / Kaolinite (C/K) et Illite / Smectite (I/S) présente en revanche des différences notables entre les deux intervalles considérés (Fig. 4-17). Le rapport C/K présente une diminution régulière au cours du MIS 12a avant d'augmenter progressivement au cours du MIS 11c ; ce même rapport est caractérisé par des fluctuations beaucoup plus irrégulières lors des MIS 2 et MIS 1. Inversement, le rapport I/S augmente entre le début du MIS 12a et le début du MIS 11c avant de diminuer jusqu'à la fin de ce même sous-stade isotopique. Ces résultats contrastent avec un rapport I/S constant (relativement faible) observé lors des MIS 2-1, hors un court intervalle de valeurs élevées centré autour de 28 ka

cal.BP, durant lequel la MOW_U est potentiellement absente ou influence peu le drift de Faro (section 3.5.1). Un rapport I/S constant lors des derniers 25 ka indique une source identique ou une influence similaire des sources potentielles de l'illite et de la smectite. Les variations progressives du rapport I/S durant l'intervalle MIS 12a-11c, associées à des variations globalement anticorrélées du rapport C/K suggèrent un changement dans l'influence des sources des minéraux argileux contribuant à la sédimentation du drift de Faro pendant cette période. En première approche, **nos résultats suggèrent, lors du MIS 11c, une influence renforcée du Guadiana dont le cortège argileux ne comporte pas de smectite**, est riche en illite et contient plus de kaolinite que de chlorite (Machado et al., 2007).

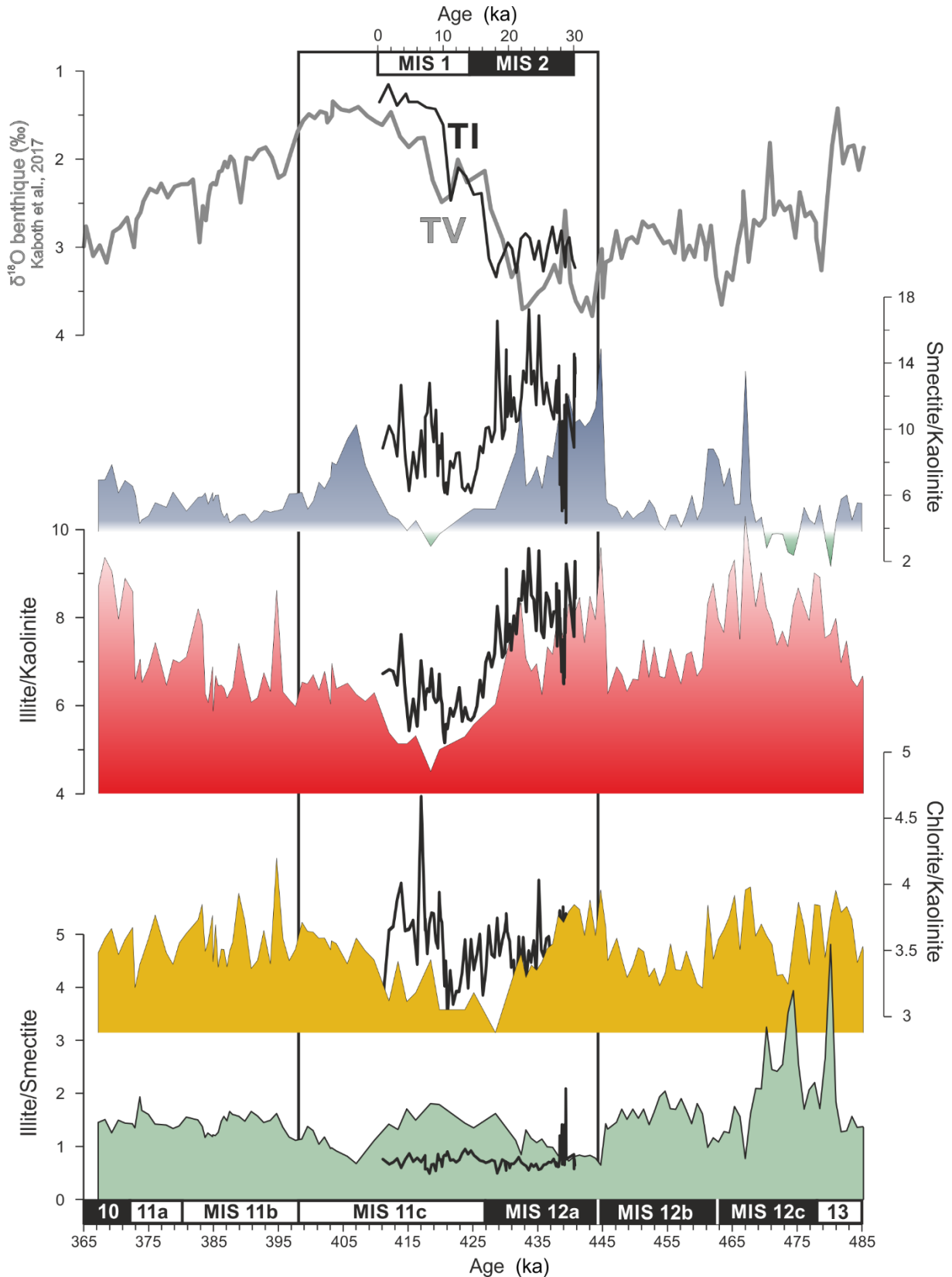


Fig. 4-17 : Comparaison des rapports entre les différents minéraux argileux caractérisant l'intervalle MIS 12-11 (en couleur) et l'intervalle MIS 2-1 (en noir) du Site IODP U1386 (drift de Faro). MIS : Stade Isotopique Marin ; T : terminaison.

4.2.2.3 Vers une compréhension de la sédimentation argileuse lors de l'intervalle MIS 12-11

Les sédiments du Site IODP U1386 d'âge MIS 12-11 sont largement dominés par les particules fines cohésives ($> 10 \mu\text{m}$), comprenant les silts fins et les argiles. La proportion de ces particules fines varie entre 43 % dans les niveaux les plus grossiers, et 81 % dans les niveaux les plus fins (Fig. 4-18). Le rapport Fe/Ca, dont les variations sont similaires aux rapports Si/Ca, Ti/Ca, K/Ca et Mn/Ca, permet de discriminer la contribution à la sédimentation des particules d'origine détritiques à celle des particules issues de la production carbonatée biogénique. Le sous-stade MIS 11c ainsi que de courts intervalles lors du sous-stade MIS 11b se distinguent par des dépôts plus carbonatés ($\sim 30\text{-}40\%$ CaCO_3) que la période glaciaire du MIS 12 et que sous-stade MIS 11a ($\sim 15\text{-}30\%$ CaCO_3) (section 3.4.5.1). Deux mécanismes sont potentiellement à l'origine de cette différence de composition entre les dépôts des stades glaciaires et interglaciaires : les variations de la productivité primaire et de la productivité secondaire ainsi que les variations des apports fluviaux et/ou éoliens. L'étude des nanofossiles dans des sites localisés au sud-ouest des marges portugaises (MD03-2669 et Site IODP U1385) a révélé une production primaire et une accumulation des coccolithophores dans les sédiments nettement plus importante durant le sous-stade MIS 11c que durant le MIS 12 (Amore et al., 2012; Maiorano et al., 2015; Cavaleiro et al., 2020; González-Lanchas et al., 2021). Le piégeage des particules détritiques provenant des fleuves ibériques sur la plateforme lors des périodes de haut niveau marin (MIS 11c), et, inversement, la facilitation de l'export de ces mêmes particules terrigènes lorsque les embouchures des fleuves ibériques se situent plus près de la pente continentale en période de bas niveau marin, jouent également un rôle sur la composition des sédiments du drift de Faro lors de l'intervalle MIS 12-11. Les abondances des minéraux argileux caractérisant cet intervalle indiquent cependant des variations au sein de la période glaciaire du MIS 12, du stade isotopique interglaciaire du MIS 11, sous-stade MIS 11c compris (Fig. 4-18). Il semble donc que l'influence des différentes sources des particules fines terrigènes, qui constituent une fraction non négligeable des sédiments, ait variée au cours de cet intervalle.

Au début du MIS 12c, contemporanément de l'événement Ht7, les minéraux argileux indiquent un rapport I/K élevé (> 7), un rapport S/K relativement faible (< 4) et un pic du rapport I/S (> 2) (Fig. 4-18). La diminution de la proportion de smectite au profit de l'illite suggère une influence considérable des fleuves de la côte nord du Golfe de Cadix lors de cet événement. Des variations minéralogiques similaires, se traduisant par la diminution de rapport S/K et une augmentation du rapport I/S ont pu être observées durant le MIS 2 dans la période comprise entre le H3 et le H2 (section 3.5.1). Nous proposons que **l'approfondissement de la MOW_U au fond du *moat* Alvarez-Cabral, qui abandonnerait le drift de Faro au profit de la ENACW, pourrait expliquer les variations minéralogiques**

observées au Site U1386 lors du MIS 12c et de l'intervalle compris entre les évènements H3 et H2.

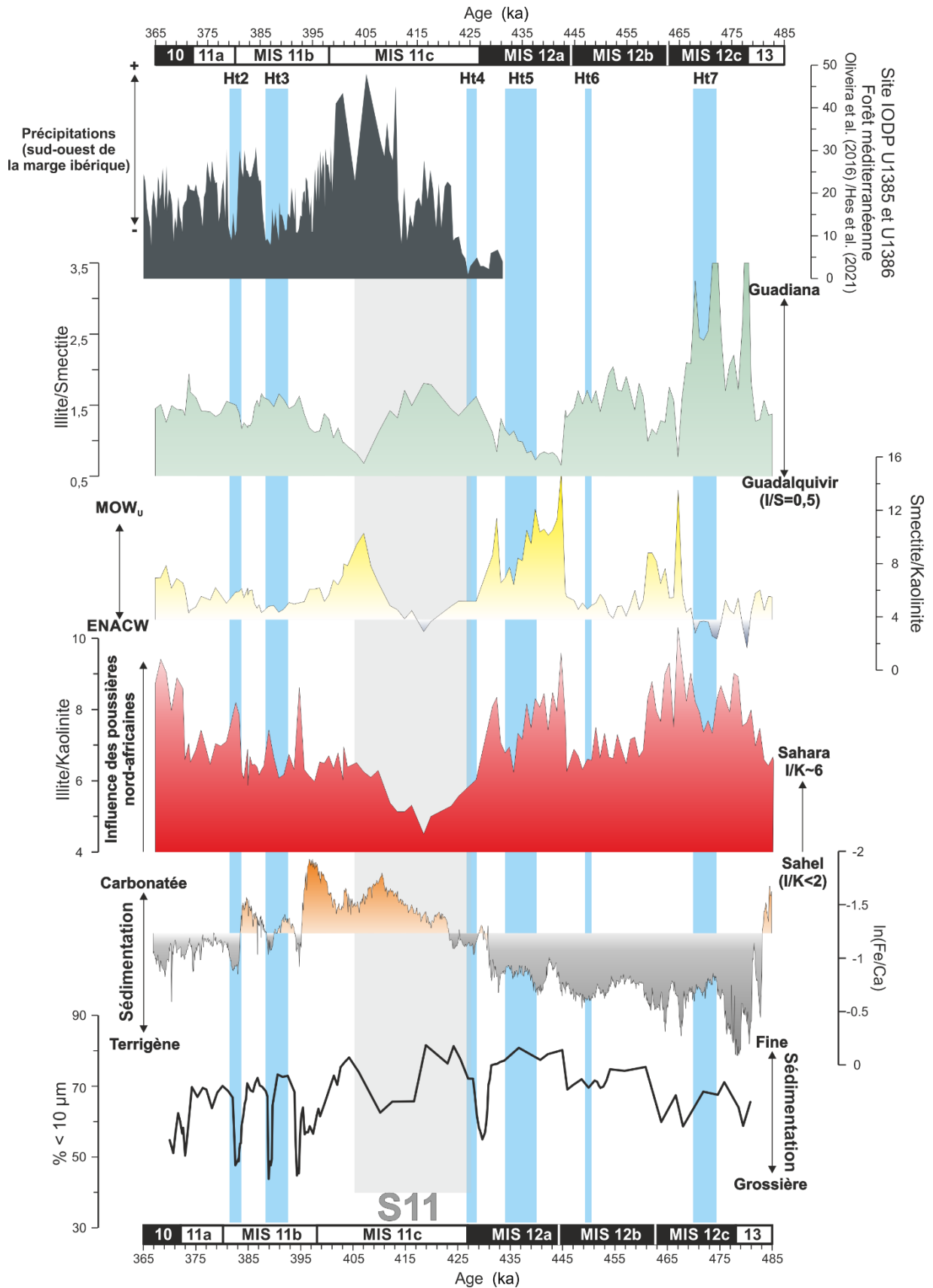


Fig. 4-18 : Sédimentation des particules fines et des minéraux argileux au Site U1386 lors de l'intervalle MIS12-11. De bas en haut : % des particules fines cohésives (<10 µm) ; rapport ln (Fe/Ca) représenté avec une échelle inverse ; rapports des minéraux argileux Illite / Kaolinite, Smectite / Kaolinite et Illite/ Smectite ; et proportion de la forêt méditerranéenne dans les assemblages polliniques des sites IODP U1385 et U1386 (Oliveira et al., 2016; Hes et al., 2021). MIS : Stade Isotopique Marin.

Les transitions entre les sous-stades du MIS 12, MIS 12c/12b et MIS 12b/12a, constituent des intervalles présentant un rapport S/K élevé, traduisant un écoulement de la MOWU sur le drift de Faro (Fig. 4-18). L'écoulement de la MOWU au niveau du Site IODP U1386 permet l'apport des smectites provenant du Guadalquivir. Les valeurs S/K plus faibles (S/K = 4-7) caractérisant le MIS 12b traduisent probablement une diminution de la contribution du Guadalquivir au profit des apports du Guadiana, comme l'attestent les valeurs de rapport I/S relativement élevées (>1,25) lors de cet intervalle (Fig. 4-18). Le MIS 12 présente des valeurs du rapport I/K globalement élevées (I/K>6), hors certaines variations entre les MIS 12c et MIS 12a, qui sont caractérisées par des pics du rapport I/K (>9), et le MIS 12b qui se caractérise par des valeurs plus faibles (I/K~7) (Fig. 4-18). Les poussières d'origine nord-africaine constituant une des sources importantes de illite et de kaolinite dans le Golfe de Cadix (e.g., Stumpf et al., 2011; section 3.4.5.2 du présent travail), les variations du rapport I/K peuvent être indicatives de changements dans la source des apports éoliens lors du MIS 12, d'une source saharienne à une source sahélienne. Les cortèges argileux provenant de l'ouest du Sahara, de l'Atlas marocain ou de l'Algérie centrale présentent en effet classiquement des rapport I/K élevés (e.g., Avila et al., 1998; Caquineau et al., 1998; Bout-Roumazielles et al., 2007; Scheuven et al., 2013). Les assemblages de minéraux argileux de la carotte MD04-2797, située au niveau du détroit siculo-tunisien, suggèrent l'export de poussières argileuses d'origine identique lors du MIS 2 (Bout-Roumazielles et al., 2013a). Nos résultats relatifs aux cortèges argileux dans **les sédiments du Site IODP U1386 d'âges MIS 12c et MIS 12a suggèrent donc que la branche nord de la couche d'air saharienne transporterait plutôt des poussières d'origine saharienne en Méditerranée occidentale et dans le Golfe de Cadix lors de ces périodes**. Les poussières éoliennes d'origine sahélienne sont par ailleurs plus riches en kaolinite et présentent donc des valeurs du rapport I/K plus faibles (e.g., Paquet et al., 1984; Bout-Roumazielles et al., 2007; Scheuven et al., 2013). **Les faibles valeurs du rapport I/K mesurées dans les sédiments du Site U1386 durant le MIS 12b pourraient ainsi indiquer une influence plus importante des sources sahéliennes lors de cet intervalle.**

Les cortèges argileux du MIS 11c au Site IODP U1386 permettent de mettre en évidence deux phases qui se distinguent par un changement de sources des particules fines terrigènes :

(1) Au début du MIS 11c, les rapports S/K et I/K diminuent fortement jusqu'à atteindre les valeurs les plus faibles du MIS 11 vers 418 ka cal.BP (Fig. 4-18). **Ces diminutions, contemporaines de l'unique événement sapropélique du MIS 11** (Konijnendijk et al., 2014; Grant et al., 2022), **pourraient traduire l'abandon du drift de Faro par la MOW_U , où à minima l'influence réduite de la MOW_U au profit de l'ENACW lors de cet intervalle.** Cette hypothèse peut expliquer l'augmentation simultanée du rapport I/S (Fig. 4-18) indiquant une augmentation de la contribution du Guadiana à la sédimentation des minéraux argileux sur la pente continentale médiane. Alternativement, la diminution du rapport I/K pourrait être également la conséquence d'une migration vers le sud, du Sahara au Sahel, de l'origine des particules éoliennes transportées jusqu'en Méditerranée occidentale et dans le Golfe de Cadix

(2) La deuxième phase du MIS 11c voit les rapports S/K et I/K augmenter alors qu'inversement, le rapport I/S diminue (Fig. 4-18). Ces résultats suggèrent le retour de la MOW_U au Site IODP U1386, retour alimentant le drift Faro en minéraux argileux issus du Guadalquivir durant ce sous-stade isotopique, après l'évènement sapropélique. L'augmentation du rapport I/K pourrait provenir d'un retour à une origine saharienne des particules éoliennes exportées jusqu'au drift du Faro. L'étude des cortèges argileux dans des enregistrements localisés en Méditerranée et dans le Golfe de Cadix a permis de proposer un changement de source similaire concernant les poussières éoliennes entre l'Holocène et la dernière période glaciaire (Stumpf et al., 2011; Bout-Roumazielles et al., 2013a).

Lors de l'intervalle MIS 11b-11a, le rapport S/K mesuré dans les sédiments du Site IODP U1386 reste relativement constant indiquant une position stable de la MOW_U dans la région du drift de Faro (Fig. 4-18). En revanche, les rapports I/K et I/S montrent une tendance à l'augmentation (Fig. 4-18). Les sédiments du Site IODP U1385 enregistrent pour cette même période le déclin progressif de la forêt méditerranéenne dans le sud-ouest de la péninsule ibérique traduisant une diminution des précipitations hivernales (Oliveira et al., 2016). Cette diminution des précipitations ne soutient pas l'hypothèse d'un débit fluvial important du Guadiana pouvant expliquer les augmentations des rapports I/K et I/S telles que mesurés au Site U1386. Cependant, il ne faut pas négliger le rôle de la dénudation des sols dans l'export des particules fines du bassin versant vers l'aval. Le Site ODP 958, situé au nord-ouest du continent africain, enregistre une aridification progressive du continent nord-africain lors du MIS 11, qui se traduit notamment par un pic de poussière éolienne dans les sédiments de ce site au MIS 11a (Helmke et al., 2008). L'hypothèse selon laquelle lors des MIS 11b-11a, l'aridité du continent nord-africain a facilité l'export de poussières éoliennes en Méditerranée occidentale ainsi que dans le Golfe de Cadix est donc privilégiée. De plus, contemporanément, la source des poussières éoliennes a probablement migré vers le nord, permettant l'export de minéraux argileux d'origine saharienne riches en illite. La redistribution de ces poussières

éoliennes par la MOW pourrait expliquer les variations des rapports I/S et I/K mesurées au Site IODP U1386.

L'augmentation progressive du rapport I/K depuis le MIS 11c jusqu'au MIS 10, s'accompagne de pics significatifs de ce même rapport lors des événements Ht3 et Ht2 (Fig. 4-18). González-Lanchas et al. (2021) enregistrent lors de ces événements une augmentation de la concentration de phytolithes en mer d'Alboran (Site ODP 977), augmentation interprétée comme une intensification de l'apport de particules nord africaines par voie éolienne. Une aridification du sud-ouest de la péninsule ibérique attestée par les reculs de la forêt méditerranéenne (Oliveira et al., 2016) caractérise le climat régional des périodes couvertes par les événements Ht3 et Ht2 . **Les pics de I/K enregistrés au Site U1386 lors de ces périodes de refroidissement pourraient donc avoir pour origine une augmentation de la contribution éolienne, d'origine saharienne, à la sédimentation du drift de Faro suite à une redistribution par la MOW.**

4.3 Dynamique de la MOW_U et de la sédimentation du drift de Faro lors de l'intervalle MIS 12-11 : similitudes et différences avec le dernier cycle climatique

4.3.1 Les stades interglaciaires

4.3.1.1 La fin de l'Holocène et du MIS 11c

La périodes d'optimum climatique du MIS 11 (MIS 11c) et MIS 1 (Holocène) sont marquées par des niveaux contouritiques plus grossiers (Fig. 4-19). L'abondance des faunes méditerranéennes dans les assemblages ostracodiques de la fin de l'Holocène indiquent que le drift de Faro est actuellement influencé par le cœur de la MOW_U (Fig. 4-20). La faible quantité d'ostracodes observée dans les assemblages des sédiments du Site IODP U1386 à la fin du MIS 11c ne permet pas d'atteindre ce niveau de détail. Cependant, la mise en évidence d'un rapport S/K élevé (>4) dans le cortège argileux de ces sédiments anciens, proche de celui des sédiments sub-actuels suggère une MOW_U s'écoulant sur le drift de Faro lors de de la fin de l'optimum climatique du MIS 11. Ainsi, **la fin du MIS 11c et de l'Holocène se distingue par une accélération de la MOW_U , générant un dépôt contouritique grossier**. Cependant, tandis que les dépôts les plus grossiers de la fin du MIS 11c sont silto-argileux (Facies B4 ; section 4.1.5.2), le faciès le plus grossier observé à l'Holocène dans les sédiments du Site U1387 est silto-sableux (Facies D; section 4.1.5.2). **Au niveau des sites U1386 et U1387, la MOW s'écoulait donc à des vitesses plus importantes à l'Holocène récent ($> 25 \text{ cm.s}^{-1}$) qu'à la fin du MIS 11c ($< 10 \text{ cm.s}^{-1}$)** (Fig. 4-20). Dans le cadre du travail de Girard (2021), l'équation de McCave et al. (2017) a été appliquée sur la fraction silteuse des séquences contouritiques de certains stades isotopiques interglaciaires du Site IODP U1386 afin de proposer des vitesses de courant à l'aide d'un outil complémentaire (Girard, 2021). Les résultats confortent les vitesses obtenues sur la base des faciès, en indiquant des vitesses maximales plus importantes lors de l'Holocène récent ($\sim 20 \pm 4 \text{ cm.s}^{-1}$) que lors de la fin du MIS 11c ($5-10 \pm 2 \text{ cm.s}^{-1}$).

La fin du MIS 11c et l'Holocène terminal correspondent aux intervalles les plus carbonatés des cycles climatiques MIS 12-11 et MIS 2-1. La productivité primaire importante reconstruite lors de ces deux périodes à partir d'enregistrements sédimentaires localisés au sud-ouest de la péninsule ibérique (Rodrigues et al., 2009, 2011; González-Lanchas et al., 2021) explique probablement ces observations. Les cortèges argileux représentatifs de ces époques indiquent un mélange entre les apports du Guadalquivir riches en smectite, les apports du Guadiana riches en illite, et les poussières nord-africaines également riches en illites (Fig. 4-20). L'augmentation du rapport I/S à la fin du MIS 11c suggère une contribution plus importante du Guadiana lors de cet intervalle (section 4.2.2.2). **L'augmentation du rapport I/K, quant à lui, implique un apport accru des poussières éoliennes sahariennes au détriment des celles provenant du Sahel** (section 4.2.2.2).

4.3.1.2 Les sapropèles S11 et S1

Le début du MIS 11c et le début de l'Holocène sont marqués par des dépôts silto-argileux contemporains des événements sapropéliques S11 et S1 en Méditerranée orientale (Fig. 4-19). Les assemblages ostracodiques, plus particulièrement la présence de faunes méditerranéennes, suggèrent une circulation de la MOW_U au niveau du drift de Faro au début de l'Holocène (Fig. 4-19). Les valeurs importantes du rapport S/K (>7) durant cette période confirment cette hypothèse. L'absence de faunes méditerranéennes dans les assemblages ostracodiques des sédiments du Site U1386 représentatifs du début du MIS 11c permet de proposer l'absence de l'influence de la MOW_U lors de cette période. Le nombre d'ostracodes comptés devient sur le reste du MIS 11 trop faible pour proposer la présence ou l'absence de la masse d'eau (section 4.2.1). Les faibles valeurs du rapport S/K observées lors de l'intégralité de cet intervalle suggèrent également une diminution de l'influence de la MOW_U, riche en smectite provenant du Guadalquivir, au profit de l'ENACW (Fig. 4-19). La diminution de la formation d'eaux profondes et intermédiaires en Méditerranée, contemporaine des événements sapropéliques des derniers 250 ka, induit une MOW moins dense, circulant moins intensément et profondément (*e.g.*, Bahr et al., 2015; Sierro et al., 2020). Nos données indiquent que, **lors du MIS 11c, la densité de la MOW était tellement réduite qu'elle écoulait à des profondeurs trop faibles pour influencer le drift de Faro** (Fig. 4-20). L'augmentation synchrone du rapport I/S suggère une augmentation de l'influence des fleuves situés au nord du Golfe de Cadix dont le Guadiana représente le débit le plus important (section 4.2.2.2). L'absence de la MOW au niveau du drift de Faro aurait donc pu favoriser le dépôt des minéraux argileux provenant du Guadiana durant le MIS 11c. De plus, les mesures XRF réalisées dans les sédiments du Site U1386 indiquent une sédimentation légèrement plus carbonatée au début du MIS 11c qu'à l'Holocène inférieur (section 4.1.5.1). Cavaleiro et al. (2020) et González-Lanchas et al. (2021) proposent une productivité primaire réduite au début du MIS 11c sur la base de l'abondance des squelettes de coccolithophores (coccolithes) dans la carotte MD03-2699 et le Site IODP U1385 (sud-ouest des marges portugaises). Les résultats de *n*-alkanes, un composé organique traceur des apports fluviaux, suggèrent, quant à eux une productivité primaire importante au niveau de la carotte MD03-2699 (sud-ouest de la marge portugaise) (Rodrigues et al., 2011). Au début de l'Holocène en revanche, les assemblages de coccolithes et les données de *n*-alkanes indiquent une productivité primaire réduite à l'ouest des marges portugaises (Rodrigues et al., 2009). En supposant que les deux intervalles aient été caractérisés par une productivité relativement faible, les dépôts terrigènes de l'Holocène inférieur pourraient être la conséquence de l'écoulement de la MOW_U et de l'apport par le courant de particules terrigènes. L'absence de circulation de la MOW_U sur le drift de Faro au début du MIS 11c générerait au contraire des dépôts plus carbonatés. Enfin, les deux intervalles sont caractérisés par une diminution du rapport I/K traduisant probablement une

origine sahélienne des particules éoliennes transportées jusqu'au drift de Faro (section 4.2.2.2).

Les débuts du MIS 11c et de l'Holocène ont vu respectivement l'ENACW et la MOW_U s'écouler sur le drift de Faro. Malgré la présence d'une masse d'eau différente sur le fond, les faciès observés lors de ces intervalles (B1 ; section 4.1.5.2) suggèrent des vitesses de courant inférieures à 10 cm.s^{-1} . Les travaux de Girard (2021) confirment des vitesses de courant inférieures à $10 \pm 2 \text{ cm.s}^{-1}$ et suggèrent un écoulement légèrement plus rapide au début du MIS 11c que lors de l'Holocène inférieur.

4.3.2 Les déglaciations

Les enregistrements sédimentaires des transitions entre le MIS 12(2) et les MIS 11(1) ont la particularité de présenter un niveau plus grossier. L'abondance des espèces d'ostracodes méditerranéens *R. miranda* et de *K. keyi* lors de la période de transition entre le MIS 2 et le MIS 1 traduit l'écoulement du cœur de la MOW_U au niveau du drift de Faro durant la dernière déglaciation. Les valeurs synchrones élevées du rapport S/K ($SK = 5-10$) corroborent cette hypothèse. Lors de la transition entre le MIS 12 et le MIS 11, les assemblages ostracodiques et notamment la présence de *K. keyi* dans les sédiments du Site U1386 indiquent une influence de la MOW_U sur le drift de Faro jusqu'au Ht5 et une MOW_U absente de ce même drift au tout début du MIS 11c. La faible quantité d'ostracodes présents dans les échantillons d'âge Ht4 ne permet de pas de trancher sur la présence ou l'absence de la MOW_U dans notre zone d'étude. La diminution du rapport S/K suggère une diminution progressive de l'influence de la MOW_U au profit de la ENACW lors de la déglaciation à la fin du MIS 12. Ceci est probablement la conséquence d'une transition vers une circulation plus superficielle de la MOW_U durant cette période, et qui pourrait expliquer la différence de granularité entre le niveau contouritique contemporain de la terminaison V et celui du Younger Dryas (Terminaison I) En effet, la séquence contouritique du Younger Dryas (TI) présente des faciès beaucoup plus grossiers (Faciès D; section 4.1.5.2) que ceux de la séquence contouritique de transition entre le MIS 12 et le MIS 11 (Faciès B ; section 4.1.5.2). Ces résultats traduisent **une MOW_U s'écoulant nettement plus lentement sur le drift de Faro de la déglaciation entre le MIS 12 et le MIS 11 ($< 10 \text{ cm.s}^{-1}$) que lors de la dernière déglaciation ($> 25 \text{ cm.s}^{-1}$)** (Fig. 4-20) . Les vitesses de courant de fond estimées lors du Younger Dryas sur la base des faciès (Brackenridge et al., 2018) sont cohérentes avec celles calculées à partir de la fraction silteuse (maximum $\sim 30 \pm 5 \text{ cm.s}^{-1}$; Girard, 2021). Ces résultats nous ont amené à proposer une circulation de la MOW_U plus intense lors de la dernière déglaciation qu'à la fin du MIS 12 (section 4.1.6.2.2). Néanmoins, l'apport des analyses minéralogiques suggèrent qu'une migration du cœur de la MOW_U pourrait également jouer un rôle dans les écarts de vitesses d'écoulement sur le fond entre ces deux périodes de transition climatique.

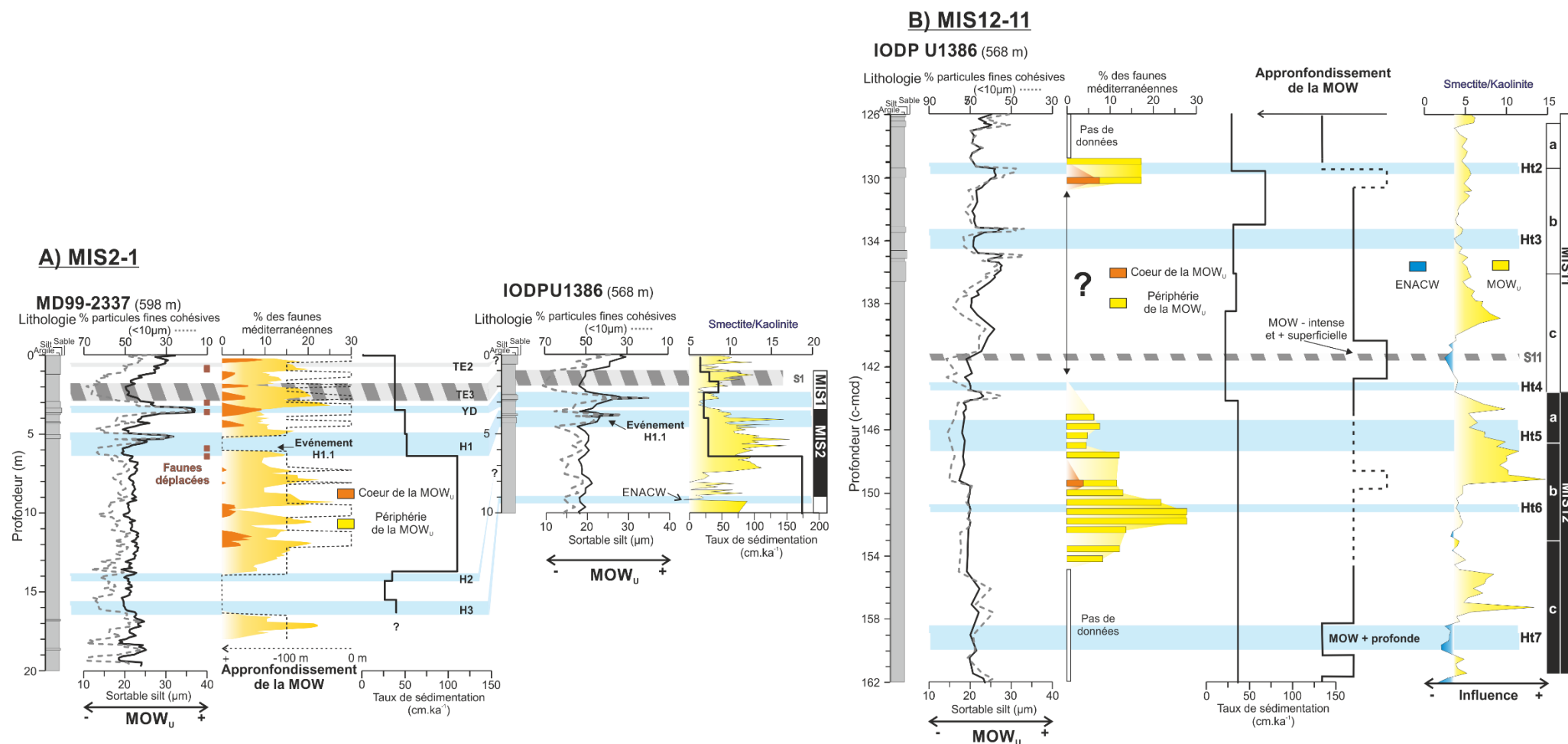


Fig. 4-19 : Comparaison de la dynamique de la MOW_U au niveau du drift de Faro lors des intervalles MIS 12-11 et MIS 2-1. L'approfondissement de la MOW_U a été estimé à partir des profondeurs d'écoulement actuelles du cœur et de la périphérie de la masse d'eau. Les lignes pointillées représentent les estimations de la paléopropondeur de la MOW reconstruites à l'aide des assemblages ostracodiques et les lignes continues représentent les paléopropondeurs de la MOW proposées par le biais des argiles. MIS : Stade Isotopique Marin ; S : Sapropèle.

Les transitions des stades isotopiques glaciaires du MIS 12 et du MIS 2 vers les stades isotopiques interglaciaires MIS 11 et MIS 1 sont marquées par une diminution de l'influence du Guadalquivir, comme suggérée par la diminution du rapport S/K (Fig. 4-19). La remontée du niveau marin relatif lors des déglaciations augmente la distance et le temps de transport par les courants de surfaces puis par la MOW, conduisant ainsi à une influence plus importante des autres sources potentielles de minéraux argileux sur la sédimentation dans le Golfe de Cadix. La diminution du rapport I/K lors des deux déglaciations indiquent que ces intervalles enregistrent également un changement de source des apports éoliens redistribués par la MOW (section 4.2.2.2). **Les poussières éoliennes d'origine saharienne, riches en illite, sont progressivement remplacées par des apports éoliens provenant du Sahel, plus pauvres en illite, lors des transitions entre les périodes glaciaires et les stades isotopiques interglaciaires.** Curieusement, l'augmentation du rapport I/S lors de la transition entre le MIS 12 et le MIS 11 suggère une augmentation de l'influence des fleuves débouchant sur la côte nord du Golfe de Cadix (section 4.2.2.2). La contribution grandissante de ces fleuves lors de cette déglaciation alors que l'embouchure des fleuves, tel le Guadiana, s'éloigne du drift de Faro au fur et à mesure de la remontée du niveau marin, est probablement la conséquence de la diminution d'influence de la MOW_U proposée précédemment.

4.3.3 Les périodes glaciaires

Le MIS 12 et le MIS 2 sont caractérisés par des dépôts majoritairement silto-argileux et relativement homogènes (Faciès A et Faciès B1 ; section 4.1.5.2). **La présence de l'espèce d'ostracode méditerranéenne *K. keyi* dans les sédiments de ces deux périodes glaciaires suggère que la MOW_U a influencé le drift de Faro lors de la plus grande partie de ces deux intervalles glaciaires** (Fig. 4-19 et Fig. 4-20). L'association occasionnelle du taxon *R. miranda* suggère que le cœur de cette masse d'eau a pu être localisé au niveau du drift lors de courtes périodes, traduisant ainsi des migrations verticales de la MOW_U aux cours de ces deux glaciaires (Fig. 4-19). L'absence de valves d'ostracodes dans les sédiments d'âge MIS 12c ainsi que la faible quantité d'individus présents dans les sédiments déposés lors du MIS 12a ne permettent cependant pas de se prononcer sur l'influence de la MOW_U sur le drift de Faro lors de ces intervalles (section 4.2.1). En revanche, l'absence de taxons méditerranéens dans les assemblages ostracodiques lors des événements H3, H2 et H1 du dernier glaciaire suggère l'abandon du drift de Faro par la MOW_U durant ces périodes (Fig. 4-19). L'absence de la MOW_U au niveau du drift de Faro lors de ces événements froids a été interprétée comme un approfondissement du courant (section 3.5.1). **Les valeurs élevées du rapport S/K lors de la plus grande partie du MIS 2, de la fin de MIS 12 et d'un court intervalle durant le MIS 12c suggèrent un transport des minéraux argileux**, notamment issus du Guadalquivir (riche en smectite), par la MOW_U lors de ces deux intervalles (Fig. 4-19 et Fig. 4-20). Les sédiments déposés à fin du MIS 12c et au début du MIS 12b présentent des valeurs du rapport S/K

centrées autour de 5, suggérant une influence plus importante de la ENACW (Fig. 4-19). **Les faibles valeurs du rapport S/K (<4) lors de l'événement Ht7, au début du MIS 12c, rappellent la diminution de ce même rapport observée lors des événements H3 et H2, suggérant, lors de tous ces événements froids, un approfondissement de la MOW_U et une influence de l'ENACW sur le drift de Faro** (Fig. 4-19). Les faciès sédimentaires décrits lors du MIS 12 et du MIS 2 (Faciès A et B1 ; section 4.1.5.2) sont ainsi indicatifs d'un écoulement réduit (< 10 cm.s⁻¹) de la MOW lors de la plus grande partie de ces deux stades glaciaires, et de l'influence de l'ENACW lors des événements (H ou Ht) de refroidissement extrême.

Les valeurs globalement élevées du rapport I/K lors des deux périodes glaciaires suggèrent que les poussières éoliennes se déposant sur le drift de Faro avaient une origine saharienne lors de ces périodes (section 4.2.2.2). La légère diminution de ce rapport lors du MIS 12b pourrait indiquer une influence de source plus lointaine, en l'occurrence le Sahel. Les augmentations du rapport I/S au début du MIS 12c et lors des événements H3 et H2 suggèrent une influence accrue du Guadiana lors de ces extrêmes climatiques (section 4.2.2.2). Le remplacement de la MOW_U par la ENACW durant les événements d'Heinrich a probablement permis aux minéraux argileux provenant de la côte nord du Golfe de Cadix et des marges portugaises de se déposer en plus grande quantité sur le drift de Faro. **Il semble donc que le schéma des sources et des processus de transport des minéraux argileux ait été relativement similaire lors du MIS 12 et du MIS 2.**

Les taux de sédimentation de ces deux stades glaciaires sont cependant divergents : relativement faibles (35 cm.ka⁻¹ ; Fig. 4-19) durant le MIS 12, ils peuvent dépasser les 100 cm.ka⁻¹ durant le dernier glaciaire (Fig. 4-19). Cette différence peut être expliquée par une diminution, durant le MIS 12, comparativement au MIS 2, de la quantité de particules fines exportées par les fleuves ou par les vents avant d'être redistribuées par la MOW_U. Une circulation plus profonde de la MOW_U, restreinte au fond du *moat*, n'influençant que très peu le drift de Faro, avec sa partie périphérique, et donc ne transportant qu'une quantité réduite de particules fines, pourrait participer à expliquer une telle différence. Le tassement des sédiments du MIS 12 (161-143 c-mcd), situés à une profondeur nettement plus importante que ceux du MIS 2 (15-5 m et mcd) doit également accentuer la différence de taux de sédimentation entre les stades glaciaires.

CHAPITRE 4. La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW_U lors de deux cycles du modèle proposé lors d'un analogue climatique

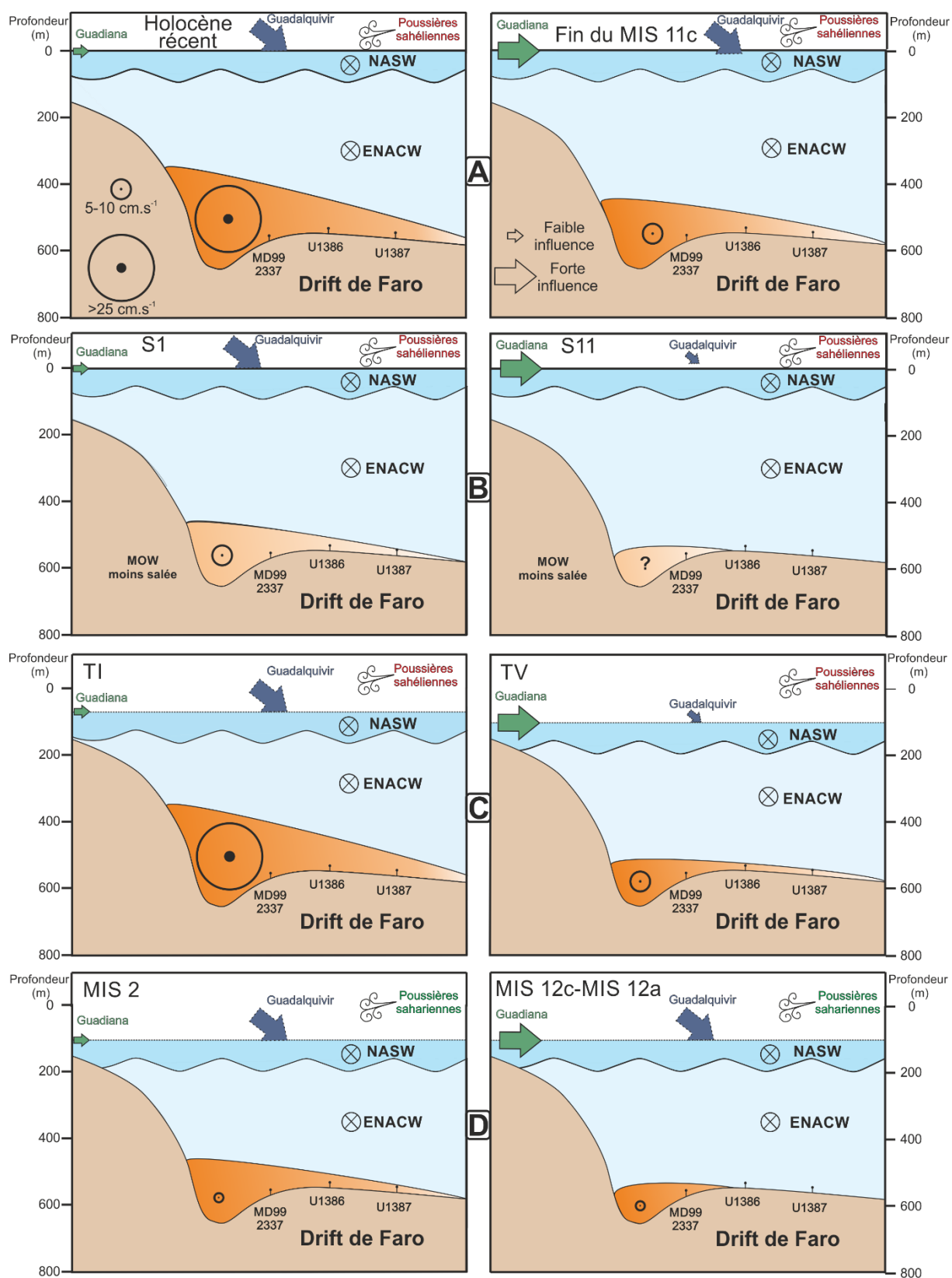


Fig. 4-20 : Coupes schématiques représentant les paléo-profondeurs et les paléo-intensités de la MOW_U lors de l'Holocène récent et du MIS 11c (A), lors des périodes de dépôt du sapropèle 1 (S1) et du sapropèle 11 (S11) en Méditerranée orientale (B), lors des Terminaisons I et V (C) et lors du MIS 2 et des sous-stades MIS 12c et MIS 12a. NASW : North Atlantic Surface Water ; ENACW : Eastern North Atlantic Central Water ; MOW_U : Upper Branch of the MOW.

4.4 Résumé des principaux résultats

- Les sédiments du drift de Faro traduisent une dynamique générale de la MOW_U similaire durant les cycles climatiques analogues du MIS 12-11 et MIS 2-1 :
 - (1) intensification de l'écoulement lors des stades isotopiques interglaciaires;
 - (2) écoulement réduit contemporain des événements sapropéliques;
 - (3) approfondissement du cœur du courant lors des refroidissements importants en Atlantique Nord (événements d'Heinrich ou de type Heinrich).
- Les variations eustatiques et climatiques (position de l'ITCZ) ont influencé de manière similaire le transport et les sources des minéraux argileux alimentant la sédimentation du drift de Faro lors de ces deux analogues climatiques.
- Les vitesses d'écoulement de la MOW_U sont nettement plus importantes lors du dernier cycle climatique que durant l'intervalle MIS 12-11.
- Lors de la déglaciation entre le MIS 12 et le MIS 11, l'intensification de l'écoulement de la MOW_U a conduit à l'intrusion d'eaux chaudes et salées en Atlantique Nord, permettant de favoriser la ré-initiation de l'AMOC lors de cette période de transition.
- Les intensifications ponctuelles de l'écoulement de la MOW_U lors du MIS 11, en exportant de la chaleur vers les hautes latitudes, ont favorisé le développement des calottes glaciaires, influençant le climat en Atlantique Nord.

**Chapitre 5 La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la
MOW_U depuis le Pléistocène inférieur**

5.1 Modèle d'âge du Site U1386

5.1.1 Les chronologies existantes (0-315 c-mcd)

Un modèle d'âge robuste, s'appuyant sur la corrélation d'une courbe de $\delta^{18}O$ benthique à la courbe de référence LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005), a été proposé par Kaboth et al. (2017a) pour la partie supérieure du Site IODP U1386 (0-187 c-mcd ; Fig. 5-1). Cette chronologie, couvrant les derniers 570 ka est constituée de 23 points de corrélation principalement localisés lors des terminaisons (TV–TI). L'étude à haute résolution de l'intervalle du MIS 11 effectuée dans le présent travail a conduit à réinterpréter les données isotopiques, en s'appuyant notamment sur des données biostratigraphiques (section 4.1.4.1). Ainsi, trois nouveaux points de corrélation sont venus légèrement modifier la stratigraphie isotopique (Tableau 5-1). Le taux de sédimentation déduit de la chronologie isotopique s'établit en moyenne à 40 cm.ka^{-1} pour les derniers 570 ka. Il varie entre ~ 10 et $\sim 80 \text{ cm.ka}^{-1}$ (Kaboth et al., 2017a) sur cet intervalle. Les datations ^{14}C effectuées dans le cadre de cette étude ont cependant mis en évidence des taux de sédimentation pouvant atteindre 170 cm.ka^{-1} lors de la dernière période glaciaire (section 3.2.2).

Des mesures additionnelles de $\delta^{18}O$ benthique réalisées dans le cadre d'un stage de Master 2, ont permis de proposer un modèle d'âge pour l'intervalle compris entre 187 et 315 c-mcd (Fig. 5-1 ; Steur, 2017). La courbe isotopique obtenue est nettement plus bruitée que celle publiée par Kaboth et al. (2017a) au sommet du Site IODP U1386. Cette différence s'explique probablement par l'utilisation de spectromètres de masses différents entre ces deux séries de mesures : les échantillons représentatifs des 187 premiers mètres ont été mesurés à Utrecht par le biais d'un spectromètre de masse Finnigan MAT253 couplé à un préparateur Gasbench 2 ; les échantillons prélevés entre 187 et 315 c-mcd ont quant à eux été analysés à Amsterdam à l'aide d'un spectromètre de masse Delta V Plus Advantage couplé à un préparateur CARBO-KIEL. Ces dernières permettent néanmoins d'identifier les stades isotopiques marins MIS 15 à MIS 21 (Fig. 5-1). Lors de cette étude, trois nouveaux points de corrélation ont été ajoutés aux huit points constituant le modèle d'âge afin d'établir une chronologie plus précise pour l'intervalle MIS 16-15 (Tableau 5-1). L'archive sédimentaire du Site IODP U1386 comprise entre 0 et 315 c-mcd couvre donc les dernier 870 ka avec un taux de sédimentation moyen d'environ 40 cm.ka^{-1} .

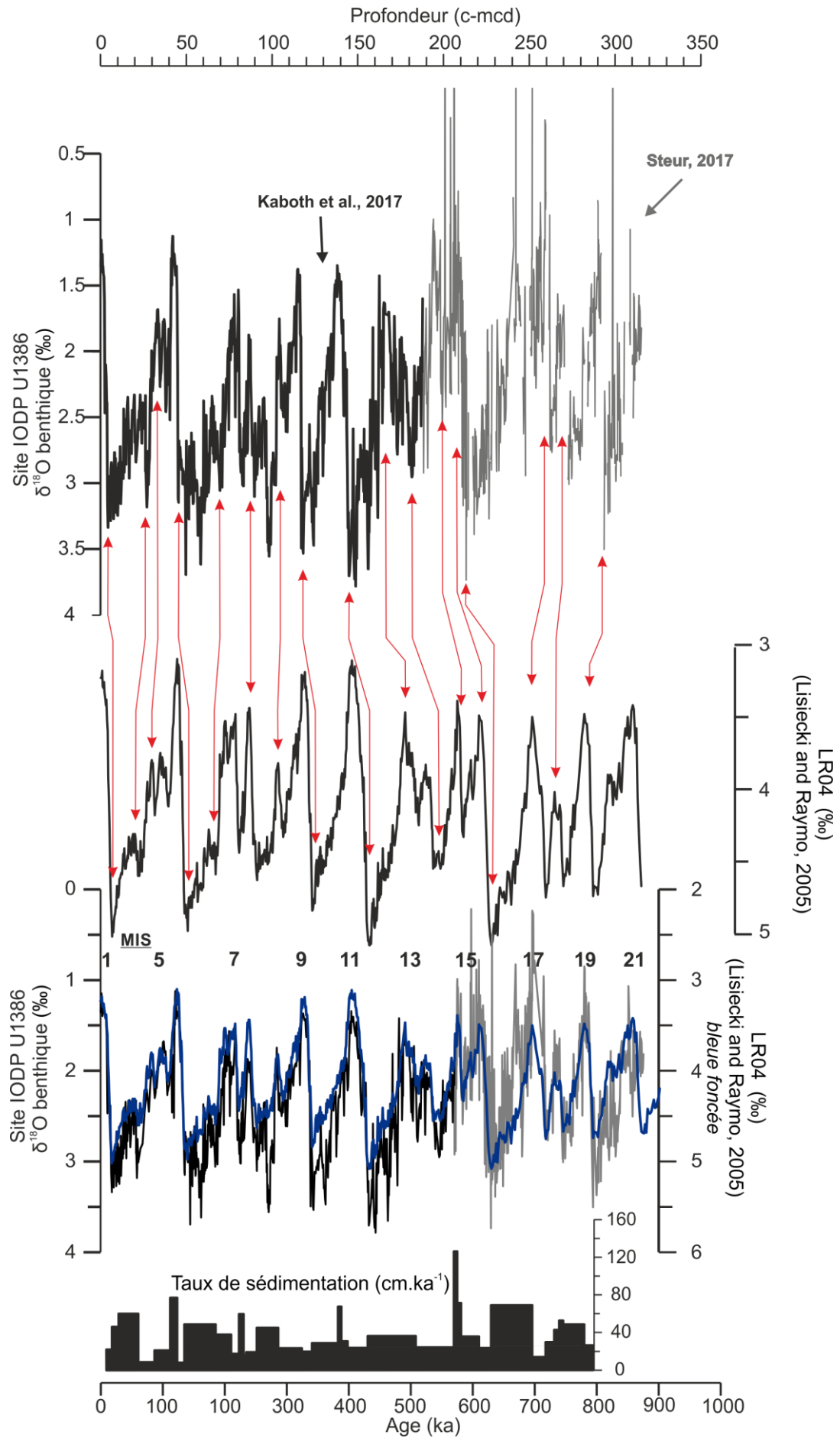


Fig. 5-1 : Stratigraphie du Site IODP U1386 s'appuyant sur des mesures existantes de $\delta^{18}O$ benthique de Kaboth et al. (2017a) et Steur (2017). Les flèches rouges indiquent les principaux points de corrélation (indiqués dans le Tableau 5-1) avec le Stack LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005) qui ont permis d'établir le modèle d'âge de ce site pour les derniers 850 ka. MIS : Marine Isotope Stage.

Profondeur (c-mcd)	Age LR04 (ka)	Taux de sédimentation (cm.ka ⁻¹)	Références
0	0		
2	9	22	
4	18	46	
9.1	29	60	
27.8	60	9	
30.2	87	21	
35.5	112	77	
44	123	8	
45	135	49	
69.5	185	38	
79	210	18	
81.3	223	60	
85.5	230	16	Kaboth et al., 2017a
86.3	235	19	
89.6	252	45	
105	286	24	
114	324	20	
117.4	341	29	
<u>129.6</u>	<u>383</u>	68	
<u>133</u>	<u>388</u>	31	
<u>136.1</u>	<u>398</u>	24	
144	431	37	
172.17	508	25	
187.37	570	27	
193.7	575	72	
198	581	36	
208.45	610	24	
213.2	630	69	
259	696	14	
262.14	718	30	Steur, 2017
266.36	732	43	
269.81	740	53	
273	746	49	
289.66	780	27	
293.4	794	27	

Tableau 5-1 : Points de corrélation utilisés afin d'établir le modèle d'âge du Site IODP U1386 pour les derniers 850 ka. Les points de corrélation soulignés se réfèrent à une légère modification de la stratigraphie isotopique initiale au cours du MIS 11 (Supplementary Data; Moal-Darrigade et al., 2022). Les profondeurs et âges en grisé indiquent les points de corrélation utilisés dans le présent travail afin de préciser le modèle d'âge de Steur (2017).

5.1.2 Révision de la stratigraphie du Pléistocène inférieur (315-465 c-mcd)

5.1.2.1 Les nannofossiles calcaires

Afin de mieux contraindre la stratigraphie isotopique du Site IODP U1386 pour le Pléistocène Inférieur (section 5.1.1), l'étude biostratigraphique effectuée à bord (Expedition 339 Scientists, 2013) a été précisée par l'analyse des nannofossiles calcaires dans quatorze échantillons répartis tous les 4-5 m entre 410 et 466 c-mcd. Deux marqueurs (datums) biostratigraphiques ont été pris en compte :

- la disparition temporaire (tIG) des grandes formes de *Gephyrocapsa* datée à $\sim 1\ 240$ ka (Raffi et al., 1993). Ce marqueur a été entre l'échantillon B46X1-1 cm et l'échantillon B44X5-123 cm. La base de l'intervalle étudié atteint donc le MIS 37 (Tableau 5-2).

- l'extinction (HO) de l'espèce *Helicosphaera sellii* datée entre 1 256 et 1 340 ka (Raffi et al. 2002). Un individu de l'espèce *H. sellii* a été observé dans un seul échantillon (B46X2-123 cm) indiquant que l'intervalle MIS 42-38 est probablement situé à des profondeurs plus importantes que 466 c-mcd dans ce site (Tableau 5-2).

Bio-horizons	Profondeur (c-mcd)	Age (ka)	MIS	Références
tIG grande formes <i>Gephyrocapsa</i> >5,5 μm	449,13-463,282	$\sim 1\ 240$	37	(Raffi et al., 1993, 2006)
HO <i>H. sellii</i>	> 466	1 256-1 340	38-42	(Raffi, 2002; Maiorano and Marino, 2004; Raffi et al., 2006)

Tableau 5-2 : Biohorizons (nannofossiles calcaires) utilisés pour établir la chronologie. tIG : disparition temporaire grande formes de *Gephyrocapsa* (top large *Gephyrocapsa*) ; HO : extinction (*Highest Occurrence*) ; MIS : Stade Isotopique Marin.

5.1.2.2 Les données $\delta^{18}\text{O}$

Dans la continuité des analyses $\delta^{18}\text{O}$ effectuées dans la partie sommitale du Site IODP U1386 (Kaboth et al., 2017a; Steur, 2017) et de manière similaire aux mesures effectuées dans le Site IODP U1387 durant la transition du Pléistocène moyen (Voelker et al., 2015b), des analyses isotopiques additionnelles ont été réalisées dans le cadre du présent travail sur deux espèces de foraminifères benthiques : *P. ariminensis* et *C. pachyderma*. Kaboth et al. (2017a) ont établi une relation linéaire ($R^2 : 0.97$) entre les mesures isotopiques issues de ces deux espèces leur permettant de corriger la variabilité interspécifique.

Dans le cadre de cette étude, le $\delta^{18}\text{O}$ de *P. ariminensis* et *C. pachyderma* a été mesuré séparément sur douze niveaux (Tableau 5-3). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de *P. ariminensis* sont en moyenne plus élevées (+ 0.16 ‰) que celle de *C. pachyderma*. Des différences plus conséquentes (- 0,3 ‰ ou + 0,56 ‰) sont néanmoins localement observées. Contrairement

aux observations de Kaboth et al. (2017a), les résultats n'indiquent pas une relation linéaire entre les valeurs de $\delta^{18}O$ des deux espèces analysées ($R^2 : 0,27$; Fig. 5-2). Les valeurs isotopiques correspondant aux deux espèces étant généralement proches (Tableau 5-3), nous avons fait le choix, en accord avec Voelker et al. (2015b), de nous référer aux valeurs isotopiques brutes. La variabilité spécifique, parfois conséquente, observée dans nos résultats de $\delta^{18}O$ induit cependant une certaine prudence dans l'interprétation des résultats.

Echantillon	Données brutes $\delta^{18}O$ (‰)		Différence (‰)
	<i>P. ariminensis</i>	<i>C. pachyderma</i>	
1386A-33X-5W-90-92	2,74	2,38	0,35
1386B-34X-4W-92-94	2,45	2,52	-0,08
1386B-34X-4W-122-124	2,10	2,40	-0,30
1386B-34X-6W-2-4	1,80	1,74	0,06
1386B-34X-6W-62-64	1,80	1,66	0,13
1386A-36X-3W-92-94	1,92	1,36	0,56
1386B-35X-3W-124-126	1,89	1,72	0,17
1386B-35X-6W-32-34	2,09	1,88	0,21
1386B-35X-6W-88-90	2,38	2,01	0,36
1386A-37X-1W-120-122	2,15	2,02	0,13
1386B-36X-2W-122-124	1,96	1,77	0,20
1386B-36X-4W-62-64	2,15	2,03	0,12

Tableau 5-3 : Valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées dans le présent travail sur les tests de *P. ariminensis* et *C. pachyderma*

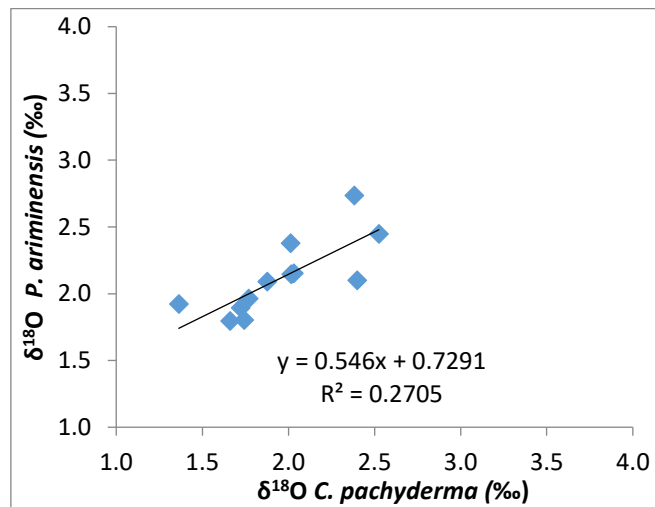


Fig. 5-2 : Corrélation interspécifique entre les valeurs de $\delta^{18}O$ mesurées sur tests de *P. ariminensis* et de *C. pachyderma*.

Les données de $\delta^{18}O$ obtenues entre les profondeurs 315 et 467 c-mcd (carottes BX31 et 8R) varient entre 1,12 et 3‰. La courbe isotopique issue de ces mesures présente un signal relativement bruité, indiquant néanmoins des variations d'amplitude relativement importantes (Fig. 5-3). Ces oscillations de la courbe de $\delta^{18}O$, associées aux autres marqueurs stratigraphiques ont permis l'identification des stades isotopiques marins. L'absence de

mesures entre 460 et 450 c-mcd est la conséquence de la non récupération d'une partie de séquence sédimentaire entre les carottes B44X et C7R (Expedition 339 Scientists, 2013).

5.1.2.3 Le modèle d'âge de la base du Site IODP U1386

Dans la continuité de la courbe isotopique établie par Steur (2017) dont la partie basale atteint le MIS 21, les mesures de $\delta^{18}O$ benthique réalisées dans le présent travail au Site IODP U1386 (315 à 467 c-mcd) permettent l'identification des stades isotopiques marins MIS 21 à MIS 36 (Fig. 5-3). La courbe de $\delta^{18}O$ obtenue présente généralement des variations d'amplitude entre les stades isotopiques pairs (glaciaires) et les stades isotopiques impairs (interglaciaires) conformes aux amplitudes observées sur la courbe de référence LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005), à l'exception du MIS 23. Lors de ce stade isotopique le signal $\delta^{18}O$ au Site IODP U1386 présente une amplitude plus importante ($\sim 1,4$ ‰) que celle représentée dans la courbe de référence LR04 ($\sim 0,7$ ‰) (Fig. 5-3). Lors du MIS 26, le signal isotopique du Site IODP U1386 apparaît bruité. Cet intervalle étant caractérisé par l'alternance de niveaux grossiers, les oscillations rapides de $\delta^{18}O$ observées pourraient être la conséquence d'un remaniement. Le MIS 28, contemporain d'un niveau contouritique particulièrement grossier dans les sédiments du Site IODP U1386, et caractérisée par une fraction de sables fins supérieure à 50 %, apparaît comme un niveau particulièrement condensé. Une intensification importante du courant sur le fond empêchant les particules fines de se déposer, voire générant un hiatus pendant la phase d'intensité maximale du courant, pourrait être à l'origine de ce niveau condensé.

Les mesures de magnétostratigraphie réalisées à bord (Expedition 339 Scientists, 2013) avaient placé la transition entre les périodes de polarité magnétique Jaramillo et Matuyama (988 ka) au Site U1386 vers ~ 387 c-mcd. La faible qualité des données d'inclinaison magnétique associée à la faible résolution des mesures réalisées sur échantillons discrets et visant à confirmer les mesures initiales d'inclinaison magnétique (367 et 391 c-mcd), suggèrent cependant que la position proposée de cette transition de polarité magnétique est à considérer avec prudence (Fig. 5-3). En effet, une interprétation alternative de la courbe d'inclinaison magnétique au Site IODP U1386 permet de situer la limite supérieure de la période de polarité magnétique Jaramillo à 370 c-cmd en cohérence avec la stratigraphie isotopique. La réalisation de nouvelles mesures d'inclinaison magnétique sur des échantillons discrets à plus haute résolution, de part et d'autre de la limite supérieure présumée du Jaramillo, sont nécessaires afin d'utiliser de manière plus fiable ce marqueur magnétostratigraphique.

La courbe $\delta^{18}O$ du Site IODP U1386 est relativement bruitée entre le MIS 29 et le MIS 30, limitant le positionnement précis de la limite entre ces deux stades isotopiques (Fig. 5-3). De plus, la fin du MIS 30 se caractérise par des valeurs de $\delta^{18}O$ plus élevées que celles

mesurées pour les autres périodes glaciaires. Si les données de $\delta^{18}O$ obtenues au Site U1386 permettent d'identifier aisément les stades isotopiques 31 à 35, le MIS 35, caractérisé par la présence de plusieurs niveaux très grossiers (% de sables fins > 40 %), apparaît comme étant largement condensé. Cet intervalle condensé est probablement à mettre en relation avec des processus de non-dépôts voire d'érosion, conformément à l'hypothèse avancée pour le MIS 28.

Les données isotopiques étant difficiles à interpréter à partir de 449 c-mcd, la stratigraphie de la base de l'intervalle étudié s'appuie sur des marqueurs biostratigraphiques relevant des nannofossiles calcaires. La disparition temporaire des grandes formes de *Gephyrocapsa* entre les profondeurs 449 et 463 c-mcd, associée à l'absence du MIS 37 dans l'enregistrement isotopique suggèrent que les sédiments correspondant à ce stade isotopique n'ont pas été récupérés lors du forage (Fig. 5-3). En effet, cet intervalle correspond à la transition entre la carotte B44X et C7R. Le fait de ne pas avoir pu identifier la disparition de *H. sellii* jusqu'à 467 c-mcd (Fig. 5-3) indique que la base de l'intervalle étudié est d'âge proche voire inférieur à 1 250 ka correspondant au MIS 38 (Raffi et al., 2006). Notre modèle d'âge est cohérent avec la stratigraphie proposée par Lebreiro et al. (2015) à partir de ~472 mcd.

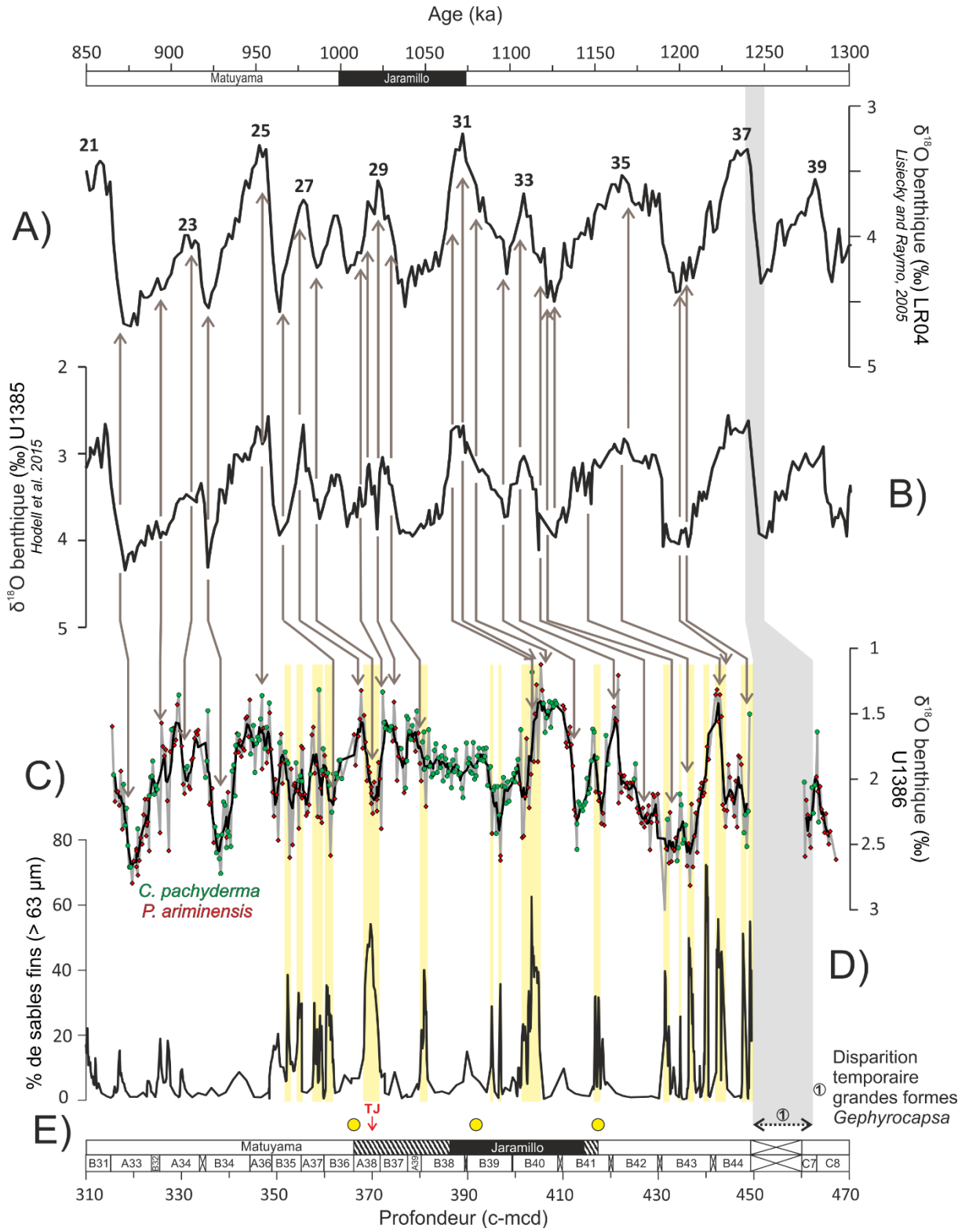


Fig. 5-3 : Bilan des données isotopiques, biostratigraphiques et magnétostratigraphiques utilisées pour établir la chronologie du Site IODP U1386 entre 850 et 1300 ka. A) Courbe isotopique standard LR04 représentée en fonction de l'âge (Lisiecki and Raymo, 2005) ; B) Variations du $\delta^{18}O$ benthique au Site IODP U1385 représenté en fonction de l'âge (marge portugaise ; Hodell et al., 2015) ; C) Variations du $\delta^{18}O$ benthique au Site IODP U1386 représentés en valeurs brutes (courbe grise) et en moyenne lissée (5 valeurs ; courbe noire) en fonction de la profondeur (Golfe de Cadix ; cette étude). Les flèches marrons indiquent les points de corrélation utilisés pour constituer le modèle d'âge ; D) Distribution verticale de la teneur en sable fin au Site IODP U1386 indiquant les niveaux grossiers et suggérant un remaniement (>30 % de sables marqués par un rectangle jaune) ; E) Données magnétostratigraphiques obtenues lors de l'Expédition 339 (Expedition 339 Scientists, 2013) et biostratigraphie effectuée dans le cadre de ce travail (flèche pointillée). Les limites des magnétozones proposées à bord ont été reportées et les cercles jaunes indiquent la position des échantillons discrets utilisés.

La corrélation de la courbe de $\delta^{18}O$ benthique du Site U1386 avec la courbe standard LR04 a permis d'établir la chronologie de dépôts de l'enregistrement sédimentaire entre les carottes B31X (315 c-mcd) et C8R (467 c-mcd) du Site IODP U1386. Le modèle d'âge établi s'appuie sur 23 points de corrélation, principalement localisés lors des déglaciations (Tableau 5-4 ; Fig. 5-3). Les points de corrélation ont été sélectionnés, dans la mesure du possible, en dehors des niveaux grossiers afin d'éviter les remaniements potentiels. Entre 1 200 et 850 ka cal. BP, le taux de sédimentation moyen est de 50 cm.ka^{-1} , soit légèrement plus élevé que les taux de sédimentation proposés à l'échelle du Site IODP U1386 à partir de la stratigraphie établie à bord pour le Quaternaire ($\sim 3 \text{ cm.ka}^{-1}$; Expedition 339 Scientists, 2013). Durant cet intervalle, les taux de sédimentation montrent d'importantes variations comprises entre 4 et 125 cm.ka^{-1} (Tableau 5-4 ; Fig. 5-4). Généralement, les taux de sédimentation les plus faibles sont associés à des niveaux grossiers et les périodes glaciaires présentent les taux de sédimentation les plus importants (Fig. 5-4).

Profondeur (c-mcd)	Age (ka)	Taux de sédimentation (cm.ka^{-1})	Profondeur (c-mcd)	Age (ka)	Taux de sédimentation (cm.ka^{-1})
293,4	794		380,0	1 030	67
318,8	870	33	403,5	1 066	66
325,5	894	28	405,5	1 072	33
330,7	912	28	406,3	1 080	10
338,2	922	75	412,3	1 096	38
346,9	954	27	420,7	1 106	83
361,9	966	125	427,0	1 118	53
367,0	976	51	432,7	1 122	142
370,0	986	30	436,0	1 126	82
371,9	1 012	7	442,9	1 170	16
372,2	1 016	8	444,0	1 200	4
374,6	1 022	40	448,5	1 204	112

Tableau 5-4 : Points de corrélation utilisés afin d'établir la chronologie de la base du Site IODP U1386 (315- 467 c-mcd ; cette étude). Le niveau surligné en gris est issu du travail de Steur (2017).

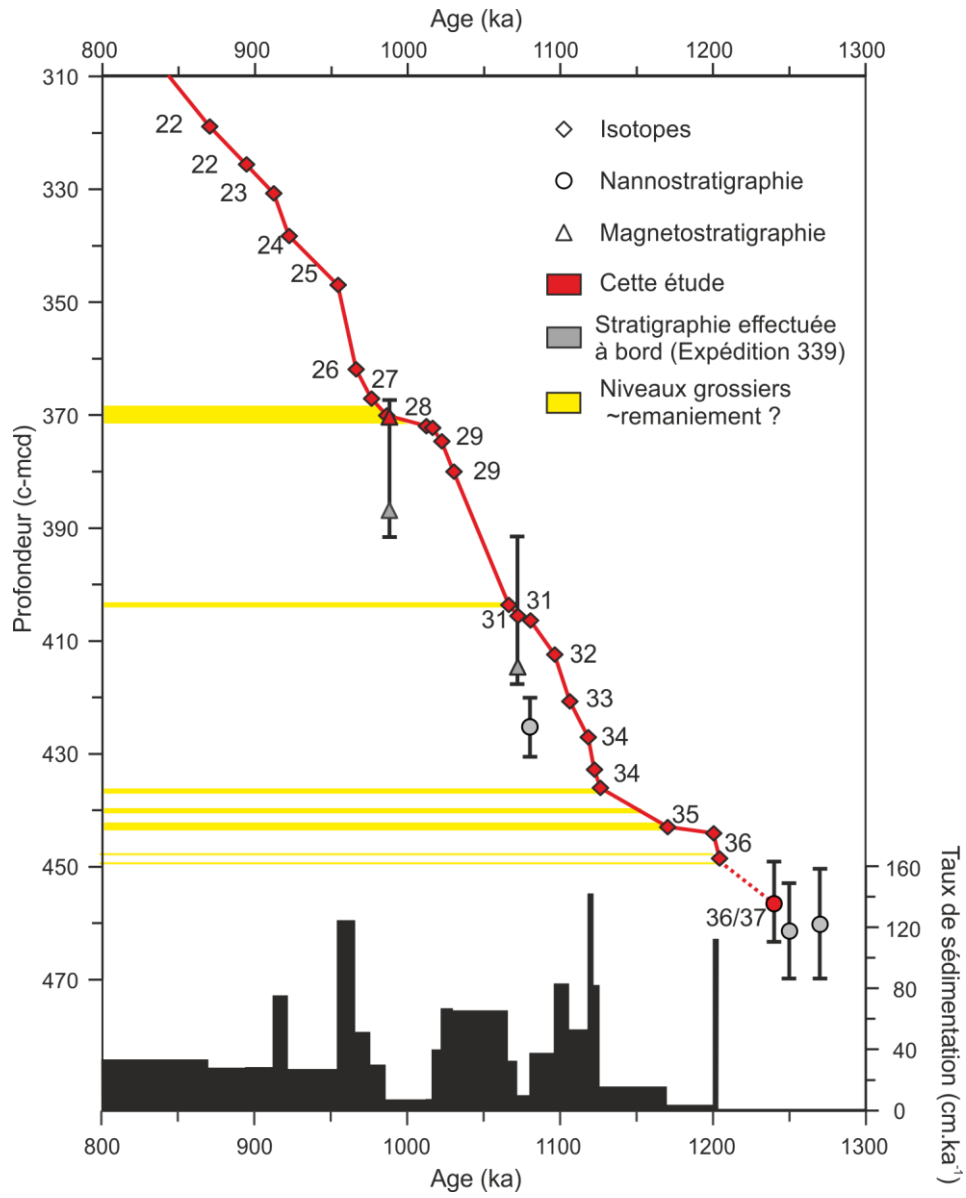


Fig. 5-4 : Modèle d'âge établi entre les profondeurs 315 et 467 c-mcd du Site IODP U1386. Les chiffres indiqués correspondent aux stades isotopiques marins (MIS).

5.2 Le Site U1386 : témoin des variations de la sédimentation du drift de Faro depuis le Pléistocène inférieur (~1,24 Ma)

Lors de l'Expédition IODP 339, les sites IODP U1386 et U1387 ont été réalisés dans le drift de Faro dans le but de comprendre l'influence du climat et des variations du niveau marin sur l'architecture d'un drift contouritique depuis sa mise en place (Expedition 339 Scientists, 2013). Ce travail se concentre sur l'enregistrement sédimentaire du Site IODP U1386 car celui-ci présente une meilleure résolution temporelle lors du Pléistocène (Fig. 1-18). Lors du forage du Site IODP U1386, le puits U1386C a atteint la profondeur de 526 mbsf (*meter below seafloor*) sous le plancher océanique, correspondant à un enregistrement sédimentaire composite de 584 c-mcd. La présente étude se concentre sur l'intervalle compris entre 470 c-mcd (423 mbsf) et le fond marin. L'enregistrement étudié comprend différentes phase d'évolution du drift : du paléo-*moat*, à une phase d'aggradation du *mounded drift* en passant par une phase d'importante progradation (Fig. 5-5; Hernandez-Molina et al., 2016a). Les données sismiques indiquent que le Site IODP U1386 est susceptible d'avoir enregistré des discontinuités majeures traduisant des niveaux condensés ou même des hiatus (Fig. 5-5).

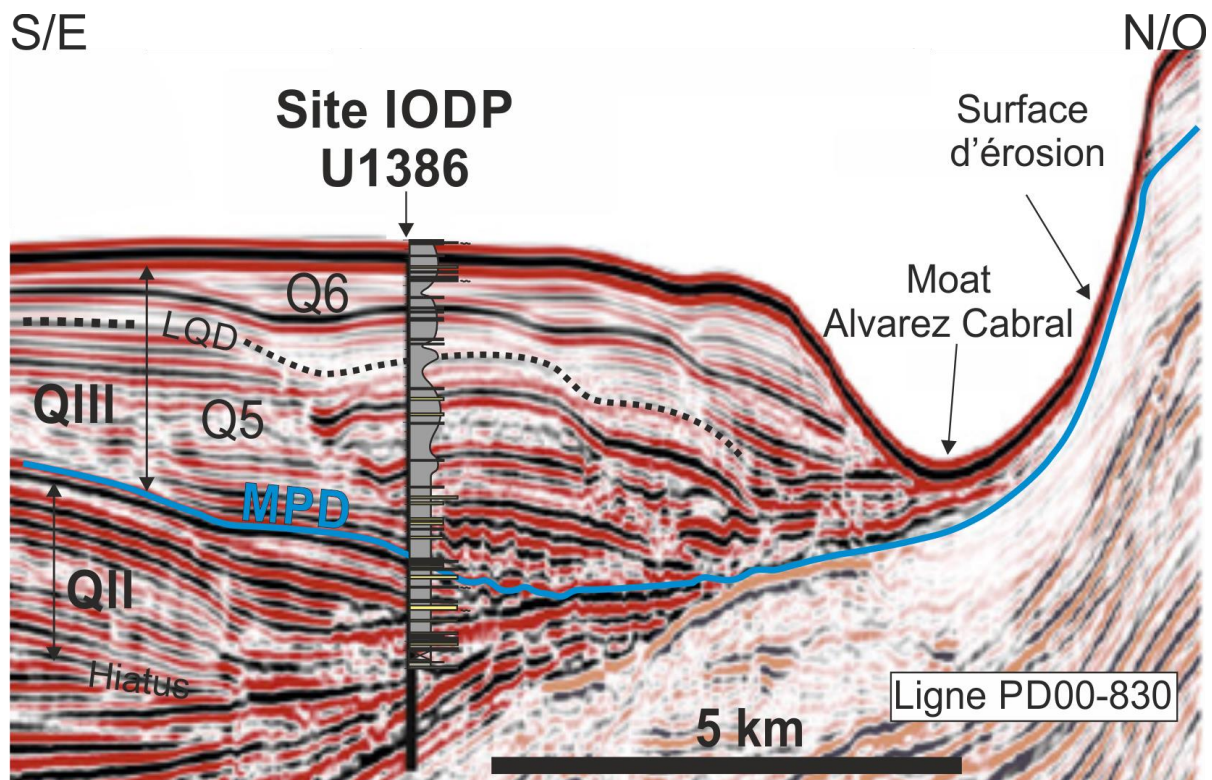


Fig. 5-5 : Projection latérale de l'intervalle étudié du Site IODP U1386 sur le drift de Faro. Le log effectué dans le cadre de ce travail est placé sur la ligne sismique PD00-830 interprétée en respectant le positionnement (localisation et profondeur) du Site IODP U1386 proposé par Hernández-Molina et al. (2016a). QIII, QII, Q6 et Q5 indiquent respectivement les unités sismiques et les sous-unités sismiques définies par Hernández-Molina et al. (2016a) à partir des discontinuités sismiques observées à l'échelle du CDS du Golfe de Cadix. MPD : discontinuité du milieu du Pléistocène ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal.

5.2.1 Les taux de sédimentation et hiatus

La chronologie inédite apportée par cette étude a permis de déceler six niveaux caractérisés par des taux de sédimentation particulièrement faibles ($< 15 \text{ cm.ka}^{-1}$), dont la majorité sont contemporains de niveaux contouritiques grossiers (Fig. 5-6). La déglaciation entre le MIS 6 et le MIS 5 ($\sim 71 \text{ ka cal. BP}$) et la période d'entrée en glaciation entre le MIS 5 et le MIS 4 ($\sim 130 \text{ ka cal. BP}$) correspondent toutes les deux à des niveaux contouritiques grossiers condensés, caractérisés par des taux de sédimentation inférieurs à 15 cm.ka^{-1} . La déglaciation entre le MIS 18 et le MIS 17 ($\sim 712 \text{ ka cal. BP}$) est également caractérisée par une diminution importante du taux de sédimentation (14 cm.ka^{-1}), bien que le niveau contouritique enregistré lors de cet intervalle ne soit pas particulièrement grossier (Fig. 5-6). La période glaciaire du MIS 28 (986-1 012 ka cal. BP), marquée par un niveau contouritique d'épaisseur plurimétrique particulièrement grossier, représente un intervalle très condensé (7 cm.ka^{-1}). Deux derniers intervalles montrent des taux de sédimentation particulièrement faibles : le MIS 31 (1 072-1 080 ka cal. BP) et la déglaciation entre le MIS 36 et le MIS 35 (1 170-1 200 ka cal. BP). Ces deux périodes caractérisées par une sédimentation réduite sont également associées à des niveaux particulièrement grossiers (Fig. 5-6).

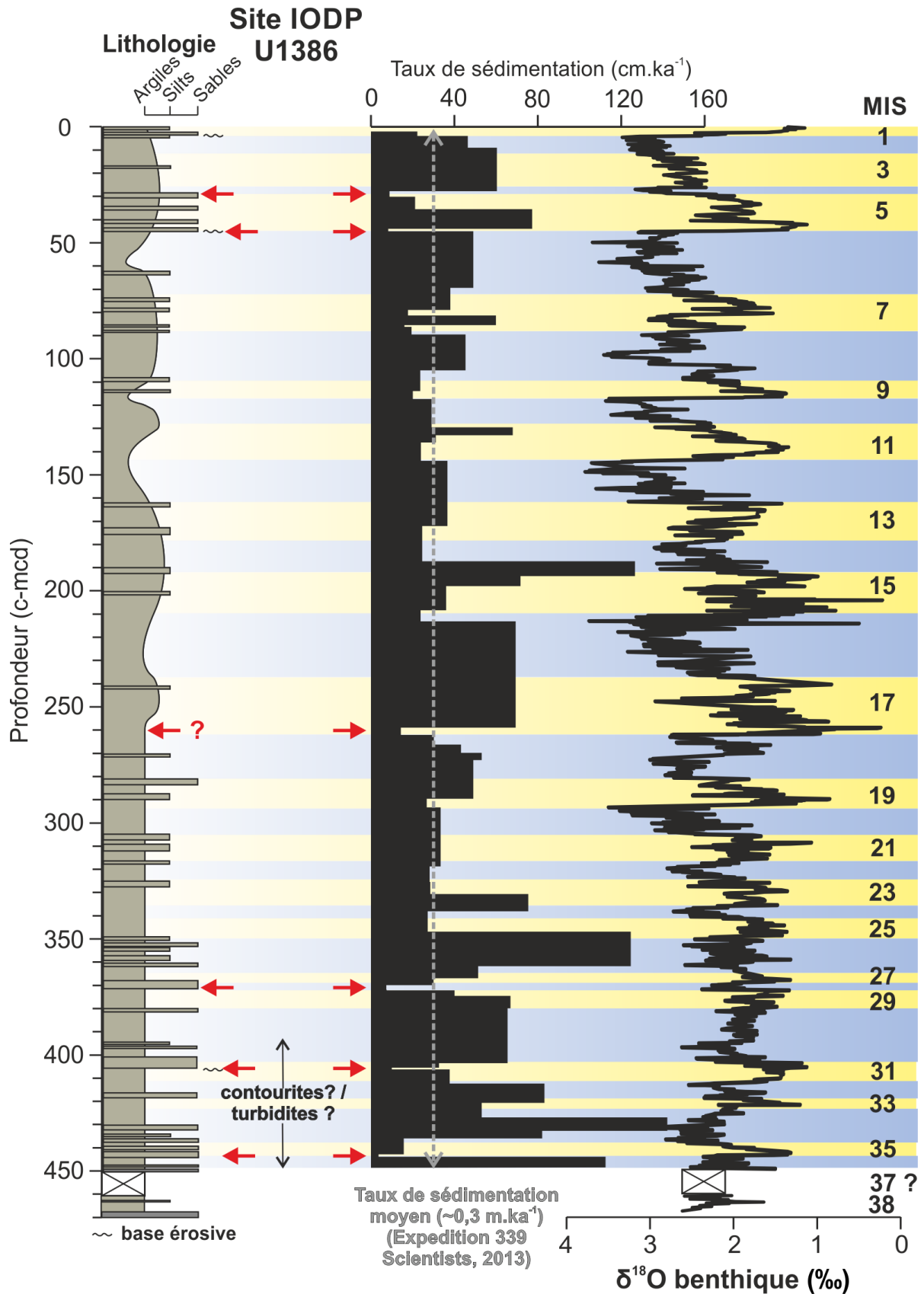


Fig. 5-6 : Lithologie et stratigraphie du Site IODP U1386. Les niveaux les plus grossiers (> 20 % et > 40 % de sables) sont indiqués sur le log. MIS : Marine Isotope Stage. Les bandes jaunes (bleues) indiquent les stades isotopiques interglaciaires (glaciaires). Les flèches rouges indiquent les périodes de faibles taux de sédimentation généralement associées à des niveaux contouritiques grossiers (condensés).

5.2.2 Évolution de la sédimentation du drift de Faro lors des derniers 1,24 Ma

5.2.2.1 L'apport des analyses granulométriques

L'archive sédimentaire du site IODP U1386 a été divisée par l'équipe scientifique embarquée en deux unités principales : l'unité I (0-465 c-mcd) et l'unité II (465 c-mcd-base du site) (Expedition 339 Scientists, 2013). Ces deux unités sédimentaires sont principalement constituées de boue à nannofossiles, de boue silteuses calcaire et de silts sableux à carbonates biogéniques. La distinction entre les unités I et II, outre la faible proportion de boue à nannofossiles observée dans l'unité II en comparaison de l'unité I, se base sur la supposition que des processus différents sont à l'origine du dépôt de chacune de ces unités. La présente étude se focalise sur l'intervalle entre le sommet du puit et 450 c-mcd et donc sur les sédiments représentatifs de l'unité I. Cette unité sédimentaire a été divisée à bord en trois sous-unités qui se différencient par la quantité de niveaux silto-sableux à carbonates biogéniques observée dans les sédiments : ils sont relativement abondant dans les sous-unités 1A (0-120 c-mcd) et 1C (240-465c-mcd) et plus rares dans la sous-unité 1B (120-240 c-mcd) (Expedition 339 Scientists, 2013).

Replacés dans un cadre chronologique, les résultats des mesures granulométriques le long du Site U1386 indiquent l'existence de deux intervalles qui se distinguent par une différence de cyclicité dans le dépôt des niveaux plus grossiers du drift de Faro. L'intervalle G1, daté entre 1 200 ka et 710 ka (limite MIS 18/17), correspond à la période de la *Mid-Pleistocene Transition* (MPT). Lors de cet intervalle, de nombreux niveaux grossiers de granularité variable (silts grossiers à sables fins) ont été identifiés durant les périodes glaciaires des MIS 18, 26, 28, 30 et 32 (Fig. 5-7). La présence de niveaux grossiers durant cette période ne se limite donc plus aux stades isotopiques interglaciaires et aux déglaciations comme cela a été observé lors du dernier cycle climatique (section 3.5) et lors de l'intervalle MIS 12-11 (section 4.3). Les augmentations du D_{50} , du pourcentage de sable et du sortable silt s'observent ainsi, durant l'intervalle G1, aussi bien en périodes glaciaires que durant les stades isotopiques interglaciaires et les déglaciations (). De plus, certains intervalles entre les MIS 36 et MIS 18 enregistrent des niveaux particulièrement grossiers, de nombreux dépôts y indiquant une proportion de sable supérieure à 30 %, pouvant atteindre plus de 50 %, et une valeur de D_{50} supérieure à 40 μm , atteignant des valeurs maximales de 243 μm (Fig. 5-7). Plusieurs de ces niveaux silto-sableux à sableux sont constitués uniquement d'une phase granodécroissante comportant un contact net ou érosif à la base (Fig. 5-7). Ces caractéristiques peuvent conduire à deux interprétations traduisant des processus très différents : (1) des séquences contouritiques tronquées à la base à cause d'une intensification du courant suffisante pour permettre l'érosion (Stow and Faugères, 2008) ou (2) des séquences turbiditiques classique enregistrant un dépôt gravitaire (Bouma, 1962). A des profondeurs plus importantes dans le Site U1386 (475-486 c-mcd), Alonso et al. (2016) ont

clairement identifié les niveaux Tc, Td et Te dans certaines séquences turbiditiques. Ainsi, le fonctionnement de la MOW_U durant l'intervalle 1 200-700 ka cal. BP semble avoir été différent de celui caractérisant les périodes du Pléistocène supérieur et de l'Holocène. Il est de plus suggéré que les variations de la position et de l'intensité de la MOW_U n'aient pas constitué le facteur de contrôle principal agissant sur la sédimentation du drift de Faro durant la période comprise entre le MIS 36 et le MIS 29. La sédimentation de cet intervalle résulterait de la combinaison des processus liés à la circulation de la MOW (*alongslope*) et des processus gravitaires (*downslope*).

Le second intervalle (G2) identifié sur la base des données granulométriques s'étend du MIS 17 à l'actuel, soit les derniers 710 ka. Lors de cet intervalle, les périodes glaciaires se caractérisent par des valeurs relativement faibles de teneurs en sable, de D₅₀ et de *sortable silt*, et par des teneurs élevées en argile (Fig. 5-7). Une exception est toutefois remarquable : le MIS 6d, sous-stade plus clément du MIS 6, se distingue par la présence d'une séquence contouritique à silts grossiers (Faciès C ; section 4.2.5.2). Des niveaux contouritiques à silts grossiers similaires (Faciès C; section 4.2.5.2), caractérisés par un pourcentage de sable compris entre 11 et 14 %, sont observables au début du MIS 8 (Fig. 5-7). Néanmoins, la limite établie entre le MIS 9 et le MIS 8 dans la chronologie de Kaboth et al. (2017a) étant questionnable, il est envisageable que ces niveaux se soient déposés à la fin du MIS 9.

Les pics du pourcentage de sable, de D₅₀ et de *sortable silt* caractéristiques des stades isotopiques interglaciaires et des déglaciations durant l'intervalle G1, sont représentatifs de niveaux contouritiques silto-argileux à silto-sableux (Fig. 5-7). Ces résultats suggèrent que **le modèle général de circulation de la MOW_U selon lequel l'écoulement de la veine d'eau s'intensifie lors des déglaciations et des stades isotopiques interglaciaires, modèle établi pour les derniers 30 ka (section 3.5) et l'intervalle MIS 12-11 (section 4.3), peut être étendu pour les derniers 710 ka.** Il est remarquable que les derniers stades isotopiques interglaciaires, l'actuel (MIS 1) et le MIS 5, ainsi que les déglaciations qui les précèdent, soient caractérisés par les niveaux contouritiques les plus grossiers (Fig. 5-7). L'analyse détaillée des données granulométriques caractérisant ces niveaux silto-sableux indique qu'il s'agit de séquences contouritiques comprenant la superposition d'une phase granocroissante et d'une phase granodécroissante. Le faciès le plus grossier de ces séquences est le Faciès D (section 4.2.5.2), caractérisé par une proportion de sable supérieure à 30 % et une valeur de D₅₀ supérieure à 37 µm (Fig. 5-7). Cette observation traduit une intensification de la MOW_U du Pléistocène supérieur à l'Holocène.

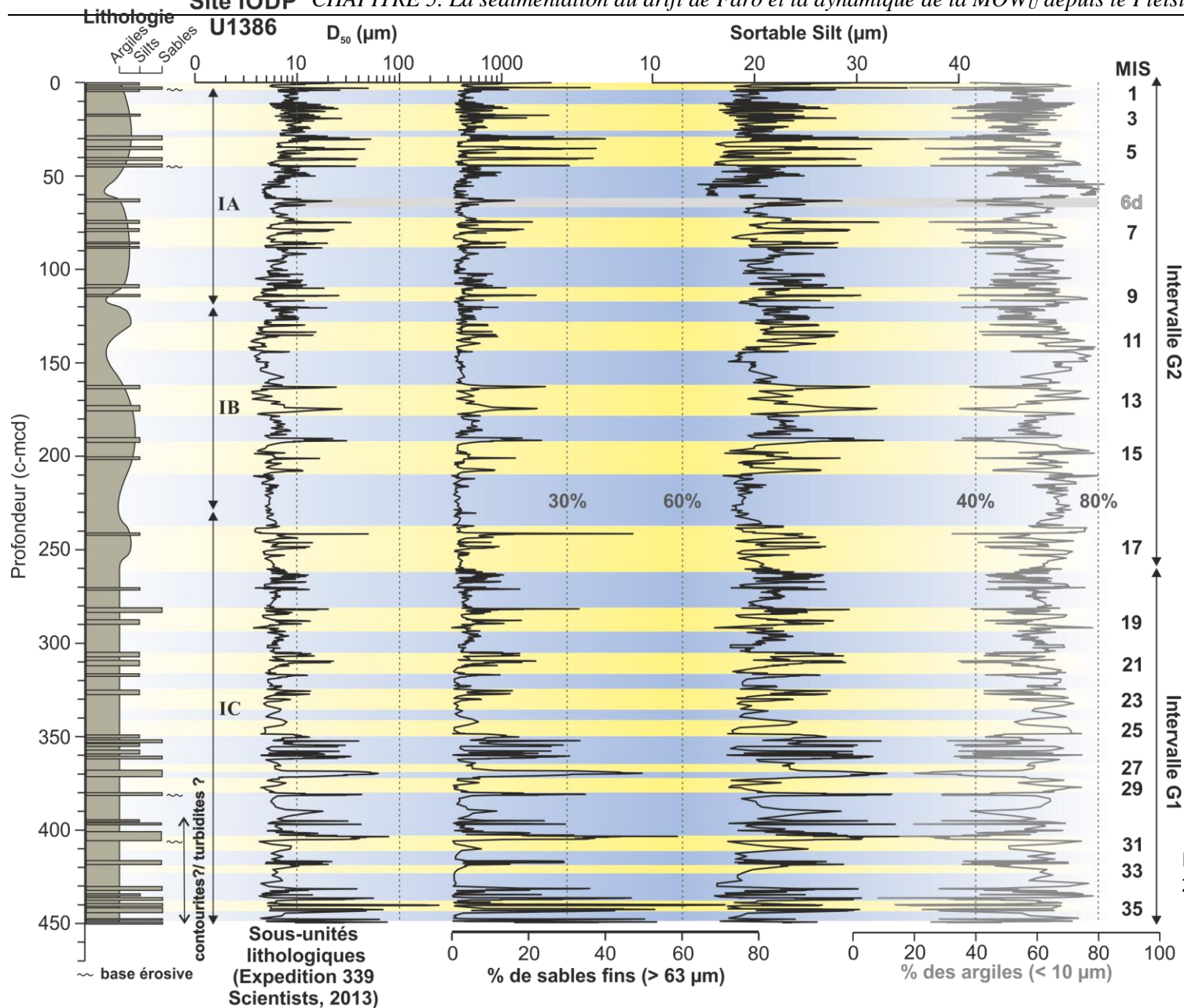


Fig. 5-7 : Caractéristiques granulométriques des sédiments du drift de Faro déposés lors des derniers 1,24 Ma. IA, IB et IC indiquent la position des sous-unités lithologiques définies lors de l'Expedition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). MIS : Stade Isotopique. Les bandes jaunes (bleues) indiquent les stades isotopiques interglaciaires (glaciaires).

5.2.2.2 L'apport des mesures du cortège argileux

Le cortège argileux des sous-unités IA, IB et IC des sites IODP U1386 et U1387 a été étudié par Alonso et al. (2016) par le biais d'analyses ponctuelles (10 sections étudiés sur l'ensemble des deux sites IODP) dans le but de différencier les dépôts contouritiques des dépôts turbiditiques. Le présent travail repose sur une collection importante (1888) de mesures du cortège argileux réalisées selon un pas d'échantillonnage régulier, à très haute résolution temporelle, et sur la totalité des sections comprises entre 450 c-mcd et l'interface eau-sédiment. Lors de l'étude de séries sédimentaires aussi longues, l'abondance relative des minéraux argileux est susceptible d'être influencée par la diagénèse causée par l'enfouissement (*e.g.*, Chamley, 1989). Deux indices, les indices de Kübler et d'Esquevin, permettent d'apprécier l'impact éventuel de la diagénèse sur la signature minéralogique des argiles. Appliqué aux données du Site U1386, l'indice de Kübler indique que les minéraux argileux contenus dans ces sédiments n'ont pas été transformés par l'enfouissement, comme l'atteste l'absence de variation des propriétés cristallographiques de l'illite (Fig. 5-8). L'indice d'Esquevin, quant à lui, nous renseigne sur le fait que les minéraux argileux du Site IODP U1386 ont été soumis à des processus d'érosion mécanique et qu'ils n'ont pas été sujets à l'hydrolyse (Fig. 5-8).

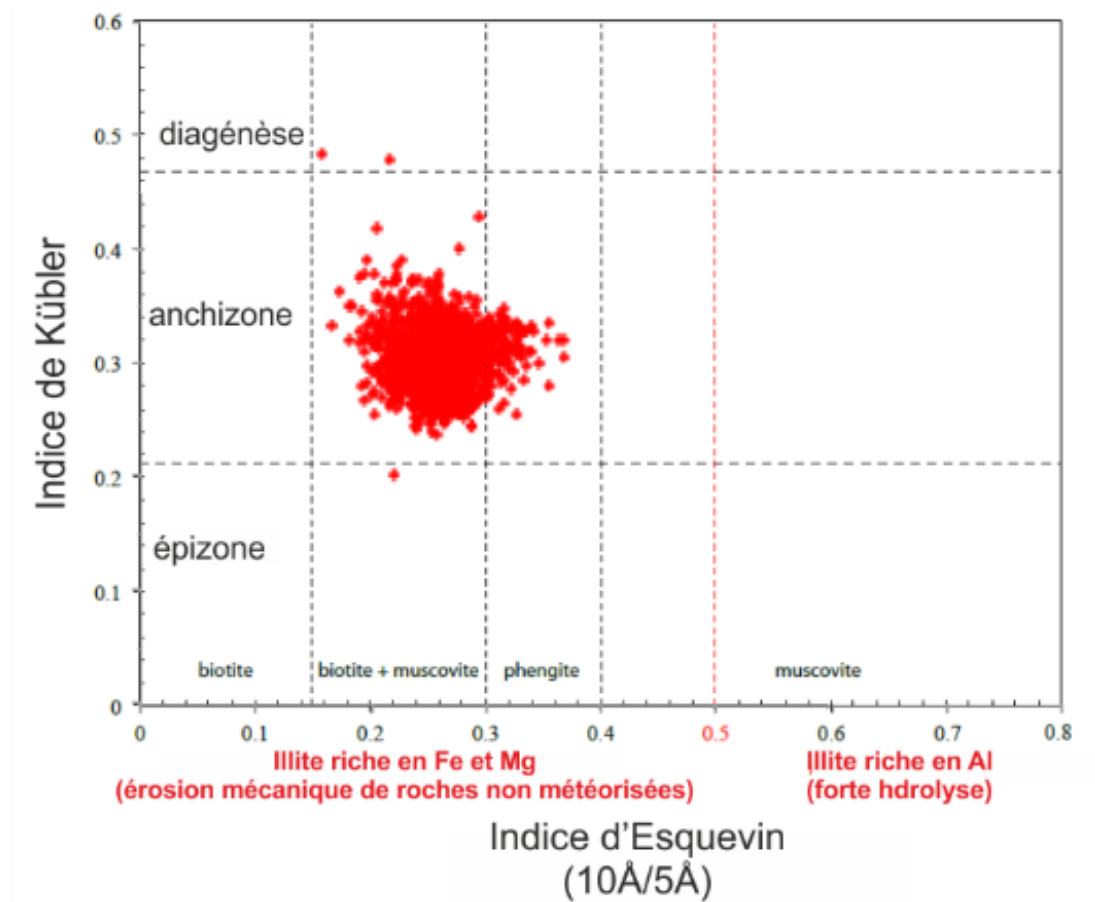


Fig. 5-8 : Diagramme des indices de Kübler et d'Esquevin des cortèges argileux du Site IODP U1386.

Constituant respectivement 9 à 63 % et 23 à 59 % des assemblages, la smectite et l'illite sont les minéraux dominant du cortège argileux dans les sédiments du drift de Faro. La chlorite (6-30 %) et la kaolinite (3-20%) complètent cette distribution des minéraux argileux. Les variations d'abondance de ces minéraux dans les cortèges argileux du Site IODP U1386 permettent l'identification de trois unités minéralogiques lors des derniers 1,24 Ma.

La première unité minéralogique (A1), couvrent les derniers 480 ka, soit de la limite MIS 13/12 à l'actuel. Cette intervalle de temps est caractérisé par l'augmentation générale de l'abondance de la smectite lors des périodes glaciaires. Ce minéral peut constituer jusqu'à 50 % du cortège argileux lors des MIS 8, MIS 6, MIS 4 et MIS 2 (Fig. 5-9). A l'inverse, les stades isotopiques interglaciaires se distinguent généralement par une diminution de la proportion de smectite, qui constitue généralement moins de 40 % de l'assemblage et qui atteint des proportions inférieures à 30 % durant l'ensemble des stades interglaciaires de cet intervalle à l'exception du MIS 1 (Fig. 5-9). Au sein de cette unité minéralogique, les intervalles durant lesquels la smectite est abondante sont souvent contemporains des augmentations de la proportion de particules fines cohésives, traduisant une sédimentation particulièrement fine. De plus, en complément d'une alternance d'abondance entre stades isotopiques glaciaires et interglaciaires, les teneurs en smectite présentent une tendance à augmentation progressive lors des derniers 480 ka, d'un minimum de 22 % lors du MIS 11 à un minimum de 37 % à l'Holocène (Fig. 5-9).

La deuxième unité minéralogique (A2) s'étend de la transition entre le MIS 21 et le MIS 20 (814 ka cal. BP) à la transition entre le MIS 13 et le MIS 12 (~480 ka cal. BP). Les variations de cortèges argileux durant cette période temporelle ne suivent pas une cyclicité glaciaires/interglaciaires (Fig. 5-9). Bien qu'abondante (> 40 %) lors de courts intervalles (MIS 13, transition entre MIS 16 et MIS 15, MIS 17, transition entre MIS 20 et MIS 19), la contribution de la smectite aux cortèges argileux de l'unité minéralogique A2 est généralement relativement faible (<20 %) (Fig. 5-9). L'illite et la chlorite sont en effet généralement les minéraux dominant dans ces cortèges (Fig. 5-9).

La troisième unité minéralogique (A3) couvre l'intervalle compris entre 1 200 et 814 ka cal. BP, soit du MIS 36 à la transition MIS 21/20. Elle se distingue par une abondance significative des teneurs en kaolinite comprises entre 5 et 20% du cortège argileux (Fig. 5-9), en comparaison de celles caractéristiques des derniers 814 ka (3 à 9 %).

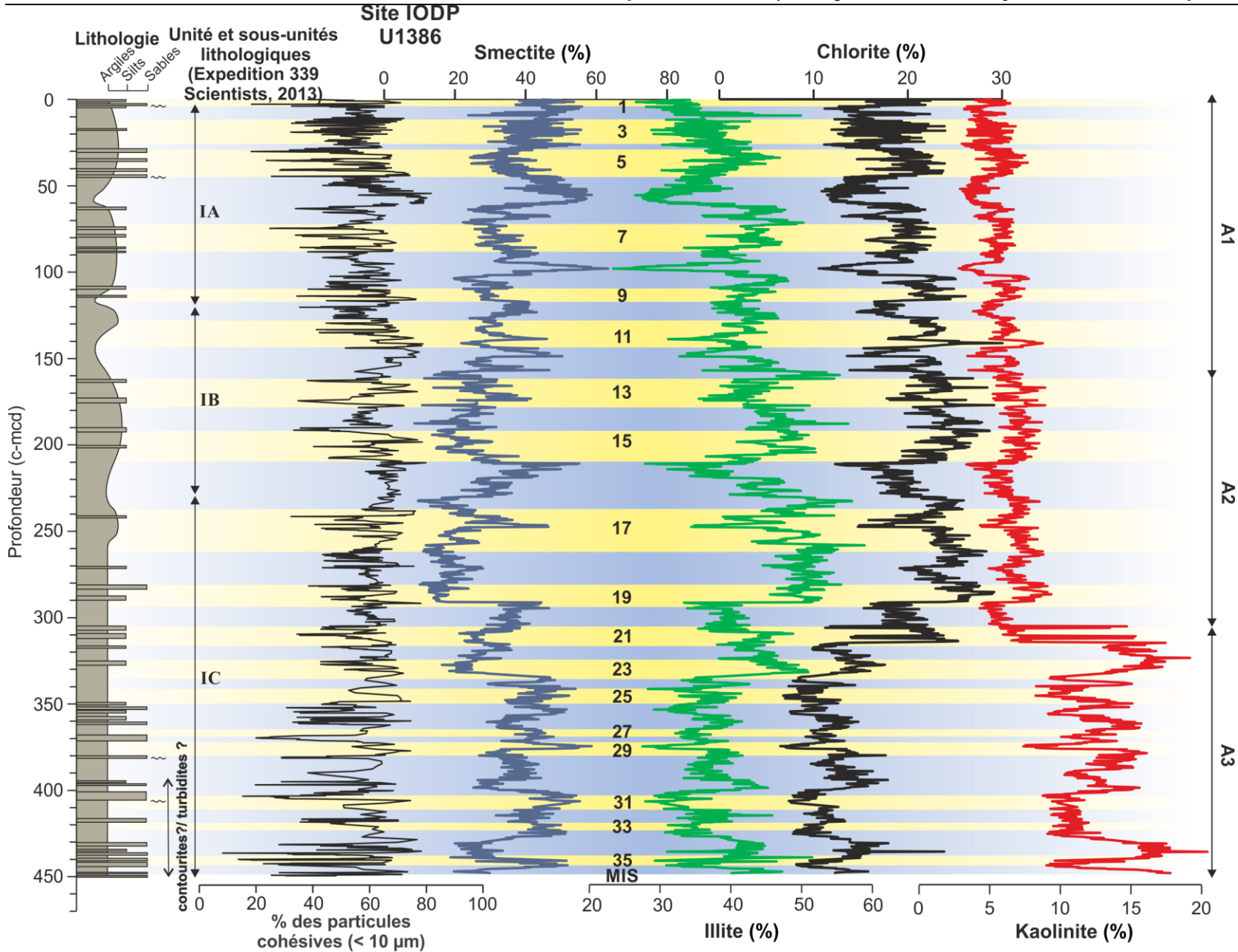


Fig. 5-9 : Variations de l'abondance des minéraux argileux rapportée au cortège argileux total dans les sédiments du Site IODP U1386 lors des derniers 1,24 Ma. IA, IB et IC indiquent la position des sous-unités lithologique définies lors de l'Expédition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). A1, A2 et A3 indiquent les unités minéralogiques proposées dans cette étude. MIS : Stade Isotopique Marin.

Les unités minéralogiques A1, A2 et A3, définies à partir des variations temporelles de teneurs en minéraux argileux rapportées à l'ensemble du cortège argileux, sont également reconnaissables en analysant les variations des rapports utilisés précédemment pour étudier la sédimentation argileuse du drift de Faro lors des intervalles MIS 2-1 et MIS 12-11 (sections 3.4 et 4.2.2).

Les derniers 480 ka (unité minéralogique A1) sont caractérisés par l'augmentation des rapports Smectite / Kaolinite (S/K) et Illite / Kaolinite (I/K) lors des périodes glaciaires et une diminution de ces mêmes rapports lors des stades isotopiques interglaciaires (Fig. 5-10). Les rapports Chlorite / Kaolinite (C/K) et Illite / Smectite (I/S) sont, quant à eux, relativement constants et ne présentent que peu de variations durant cette période (Fig. 5-10). Ces résultats permettent d'étendre le modèle *source-to-sink* des minéraux argileux proposé pour les intervalles du MIS 2-1 (section 3.4) et du MIS 12-11 (section 4.2.2) à l'ensemble des derniers 480 ka. Les courants de surface et la MOW_U jouent donc un rôle déterminant sur l'export et la redistribution des minéraux argileux provenant des différentes sources, fluviales (Guadalquivir et Guadiana) et éoliennes (poussières nord-africaines) (sections 3.4), lors de cette période. Nos résultats suggèrent qu'à l'exception de certains courts intervalles, tels les périodes contemporaines des événements d'Heinrich ou le Sapropèle 11 (voir Chapitre 3 et 4), la MOW_U influence continuellement la sédimentation du drift de Faro. En effet, même lors des périodes durant lesquelles son écoulement s'avère moins intense (période glaciaire), elle permet l'accumulation de smectite dans les sédiments du drift de Faro.

L'intervalle compris entre 814 et 480 ka (unité minéralogique A2) se distingue par des valeurs du rapport S/K généralement faibles à l'exception de deux pics lors du MIS 17 et de la transition MIS 16/15 (Fig. 5-10). Durant ce même intervalle, le rapport I/S présente de fortes augmentations et le rapport C/K reste relativement constant (Fig. 5-10). Ces résultats suggèrent une diminution de l'influence de la MOW_U sur la sédimentation du drift de Faro probablement au profit de l'ENACW durant la majeure partie de cette période. Un tel changement de configuration de la circulation océanique dans le Golfe de Cadix permettrait aux minéraux argileux provenant du Guadiana de dominer la sédimentation argileuse du drift de Faro. Néanmoins, une différence importante est observée entre les rapports des minéraux argileux observés dans les sédiments au cours de cette période et les rapports des minéraux argileux observés dans les sédiments et les particules en suspension des embouchures des fleuves principaux (*e.g.*, Mélières, 1973; Machado et al., 2007) et sur la plateforme continentale (López-Galindo et al., 1999). Cette différence indique un temps de transport en suspension, permettant une ségrégation minéralogique par la taille (Gibbs, 1977) entre les embouchures des fleuves et le dépôt de ces minéraux argileux dans le drift de Faro.

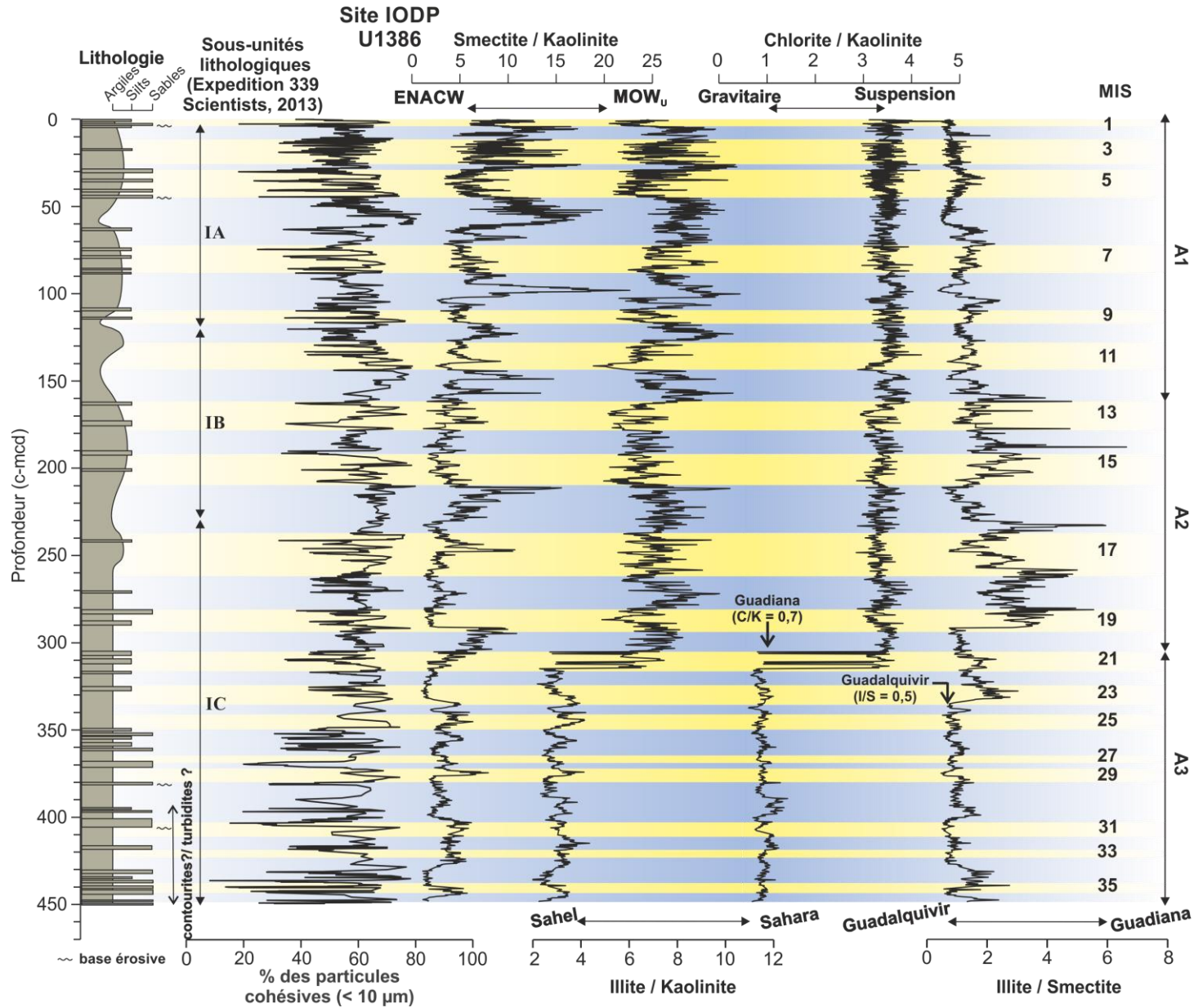


Fig. 5-10 : Variations des rapports de minéraux argileux dans les sédiments du Site IODP U1386 lors des derniers 1,24 Ma. IA, IB et IC indiquent la position des sous-unités lithologique définies lors de l'Expédition IODP 339 (Expedition 339 Scientists, 2013). A1, A2 et A3 indiquent les unités minéralogiques proposées dans cette étude. MIS : Stade Isotopique Marin. Les valeurs des rapports des fleuves Guadiana (Machado et al., 2007) et Guadalquivir (Mélières, 1973) sont indiquées par des flèches.

Les sédiments de la fin du Pléistocène inférieur (1 200-814 ka ; unité minéralogique A3) sont caractérisés par des changements très significatifs des valeurs des rapports de minéraux argileux (Fig. 5-10). Comparées aux valeurs observées lors des derniers 814 ka, les rapports I/K et C/K représentatifs de l'unité A3 présentent des valeurs environ trois fois plus faibles (Fig. 5-10). Les variations des rapports S/K ($SK= 1-8$) et I/S ($I/S= 0,5-3$) sont visuellement anti-corrélées, et d'amplitudes relativement faibles en comparaison de celles observées dans les unités minéralogiques plus récentes du Site IODP U1386 (Fig. 5-10). Lors de cet intervalle, les différents rapports de minéraux argileux caractérisant les sédiments du drift de Faro se rapprochent fortement de ceux décrits dans les embouchures du Guadiana ($I/K=4,1$ et $C/K=0,7$; Machado et al., 2007) et du Guadalquivir ($S/K=4,8$ et $I/S=0,5$; Mélières, 1973) et dans les sédiments de la plateforme continentale en face de la Baie de Cadix (López-Galindo et al., 1999). Ainsi, **il est proposé que lors de la période comprise entre 1 200 et 814 ka cal. BP, l'alimentation du drift de Faro en minéraux argileux se déroulait de manière essentiellement directe depuis les sources continentales proches par le biais de processus gravitaires.** Le transport des minéraux argileux par les courants marins et leur redistribution par la MOW semblaient constituer un mode d'apport secondaire lors de cette période.

5.2.2.3 Le système mixte de dépôt (turbiditique-contouritique) caractérisant le drift de Faro (Site U1386) au Pléistocène inférieur

Séparément, les analyses granulométriques et les mesures du cortège argileux suggèrent une influence importante des écoulements gravitaires sur la sédimentation du drift de Faro au Pléistocène inférieur (sections 5.2.3 et 5.2.4). Dans cette partie, nous essaierons, à l'aide d'outils complémentaires, de mieux caractériser la nature et la chronologie des dépôts grossiers lors de cet intervalle.

L'intervalle compris entre le MIS 36 et le MIS 23 a vu s'enregistrer dix-huit niveaux grossiers présentant des caractéristiques sédimentologiques différentes. Nos résultats permettent de distinguer deux grandes catégories :

- (1) Les dépôts présentant régulièrement une séquence granocroissante à la base parfois surmontée par une séquence granodécroissante (Fig. 5-11). Les faciès les plus grossiers de ces séquences sont caractérisés par des médianes granulométriques comprises entre 12 et 62 μm , un mode de distribution granulométrique principal variant entre 65 et 104 μm , et des pourcentages de sable fin allant de 17 à 50 % (Fig. 5-11). La proportion de sable grossier, souvent caractérisées par la présence de micas, est en revanche relativement faible (<7 % ; Fig. 5-11). Ces niveaux présentent de faibles valeurs du rapport I/S et sont parfois caractérisés par une augmentation du rapport S/K (Fig. 5-11). En accord avec les caractéristiques granulométriques (médiane et mode de distribution) définies par

De Castro et al. (2021) et les caractéristiques minéralogiques (rapport I/S) identifiées par Alonso et al. (2016), nous interprétons ces dépôts comme **des contourites à sable fin**.

- (2) Les dépôts indiquant un contact net à la base suivi d'une très légère séquence granodécroissante (Fig. 5-11). Les faciès les plus grossiers de ces séquences indiquent des médianes granulométriques comprises entre 31 et 243 μm , un mode de distribution granulométrique principal s'étendant entre 65 et 410 μm et des pourcentages de sable fin allant de 23 à 70 % (Fig. 5-11). Les sables grossiers (0-52 %), souvent majoritairement contribués par les quartz et/ou les micas, dominent dans les sédiments des faciès les plus grossiers (Fig. 5-11). Des valeurs importantes du rapport I/S, contemporaines de diminutions du rapport S/K, caractérisent ces dépôts (Fig. 5-11). En s'appuyant sur les critères (voir plus haut) proposés par De Castro et al. (2021), ces dépôts sont interprétés comme des **sables remaniés par un courant de fond** (*bottom-current reworked sands*, BCRS). Ces dépôts présentent des caractéristiques minéralogiques (riche en illite avec de faibles valeurs du rapport S/I) similaires à celles des turbidites observées plus profondément dans le Site IODP U1386 (468-477 c-mcd ; Alonso et al., 2016).

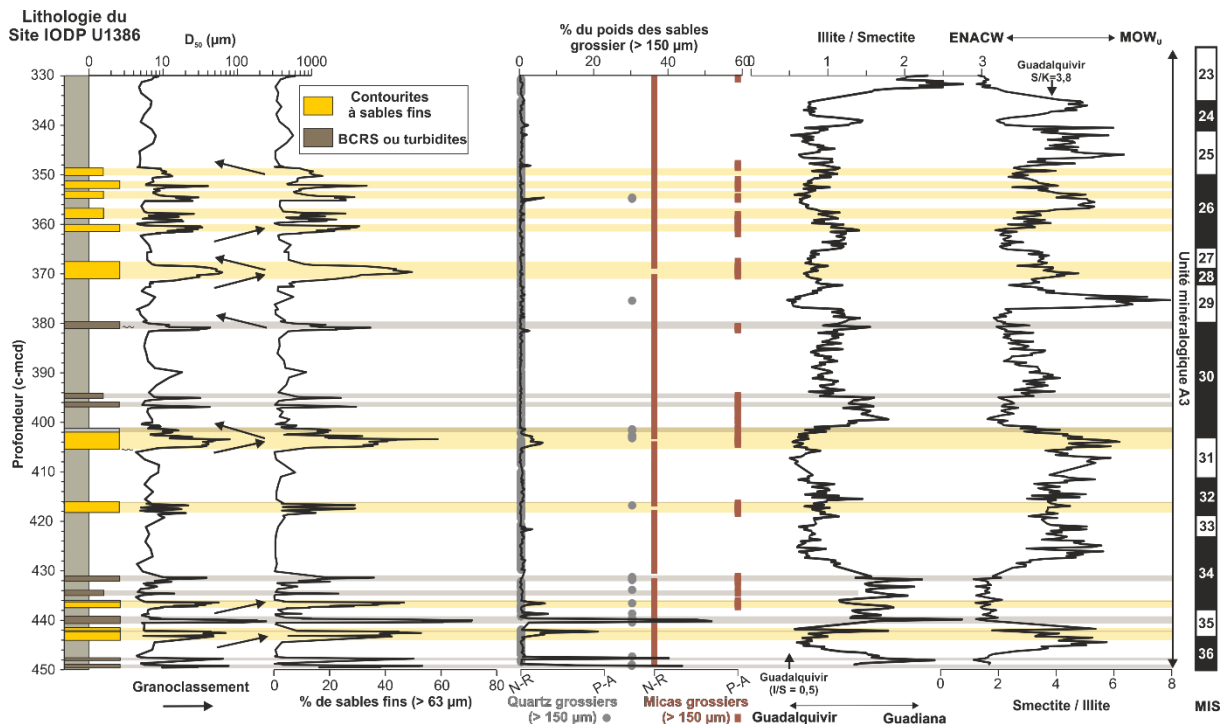


Fig. 5-11 : Caractéristiques de la sédimentation sableuse et argileuse lors du Pléistocène inférieur au Site IODP U1386. De gauche à droite : lithologie schématisique ; médiane granulométrique ; pourcentage de sable fin (>63 μm), pourcentage du poids des sables grossiers (>150 μm) ; indication semi-quantitative de la proportion de quartz grossiers (>150 μm) ; indication semi-quantitative de la proportion de micas grossiers (>150 μm) ; rapport Illite / Smectite (I/S) ; rapport Smectite / Kaolinite (S/K). Les valeurs des rapports des minéraux argileux à l'embouchure du Guadalquivir ont été reportées (Mélières, 1973). N-R : absent à rares ; P-A : présents à abondants ; MIS : Stade Isotopique Marin ; BCRS : *bottom-current reworked sands*.

Nos résultats indiquent que les écoulements gravitaires de type turbiditique ont contribué à alimenter le drift de Faro (au niveau du Site U1386) en particules grossières et en particules fines. **Les sables remaniés par la MOW (BCRS), déposés par l'interaction des processus *downslope* et *alongslope*, sont observés entre les MIS 36 et les MIS 29 indiquant, qu'au niveau du Site IODP U1386, le drift de Faro a fonctionné comme un système mixte de dépôt (turbiditique-contouritique) au moins jusqu'à il y a environ un million d'années. L'abondance de micas grossiers coïncide avec les augmentations du rapport I/S suggérant que l'illite et les micas ont la même origine : le Guadiana (Fig. 5-11).** Ces résultats sont en accord avec l'origine *Guadianienne* proposée par Alonso et al. (2016) pour les turbidites plus anciennes sur la base des arguments suivant : (1) la morphologie anguleuse caractérisant les quartz de ces dépôts et (2) la quantité importante de micas les constituant.

5.2.3 Une vue synthétique de l'évolution du drift de Faro lors des derniers 1,24 Ma

Les mesures granulométriques et les analyses du cortège argileux effectuées le long des 450 m d'archive sédimentaire du Site IODP U1386 enregistrent trois phases dans l'évolution du drift de Faro lors des derniers 1,24 Ma.

5.2.3.1 Phase 1 : alimentation mixte (turbiditique-contouritique) du drift de Faro au Pléistocène inférieur (1,24 Ma – 0,814 Ma)

Entre 1 240 et 814 ka cal.BP, le drift de Faro faisait partie d'un système mixte (turbiditique-contouritique). Lors de cette période, le *moat* du drift de Faro était situé plus au sud, au niveau de la position actuelle du Site U1386 (Fig. 5-12 et 13 ; Hernández-Molina et al. (2016a)). De nombreuses contourites à sable fin observées lors de l'intervalle 1 240-1 030 ka cal. BP, dont certaines particulièrement grossières, indiquant une MOW_U très intense, comme elle est telle qu'enregistrée actuellement à proximité du *moat* (Sánchez-Leal et al., 2017). Le dépôt des niveaux contouritiques grossiers (contourites à sables et BCRS) et contourites silteuses plus fines, traduisant des augmentations de la circulation de la MOW_U sur le fond, ne suivait pas un cycle glaciaire/interglaciaire (G2 ; Fig. 5-7). Cela traduit probablement, durant cette période, un modèle de fonctionnement général de la MOW différent de celui établi lors des cycles climatiques récents (voir sections 3.5 et 4.2).

Les BCRS identifiés durant ce même intervalle, entre 1 240 et 1 030 ka cal. BP (Fig. 5-11 et 13) traduisent une sédimentation dominée par l'interaction entre les processus gravitaires de type turbiditique et l'influence de la MOW (vannage, transport) sur le fond. La présence, voire l'abondance de micas et de quartz grossiers dans ces BCRS indiquent que les processus gravitaires ont permis d'alimenter le drift en matériel grossier provenant du plateau continental adjacent (Fig. 5-13). Les augmentations du rapport I/S, contemporaines de la présence de micas grossiers, permettent d'identifier les BCRS (Fig. 5-11) indiquant un

transport préférentiel des sables et argiles par des processus gravitaires entre 1 200 et 1 030 ka cal. BP.

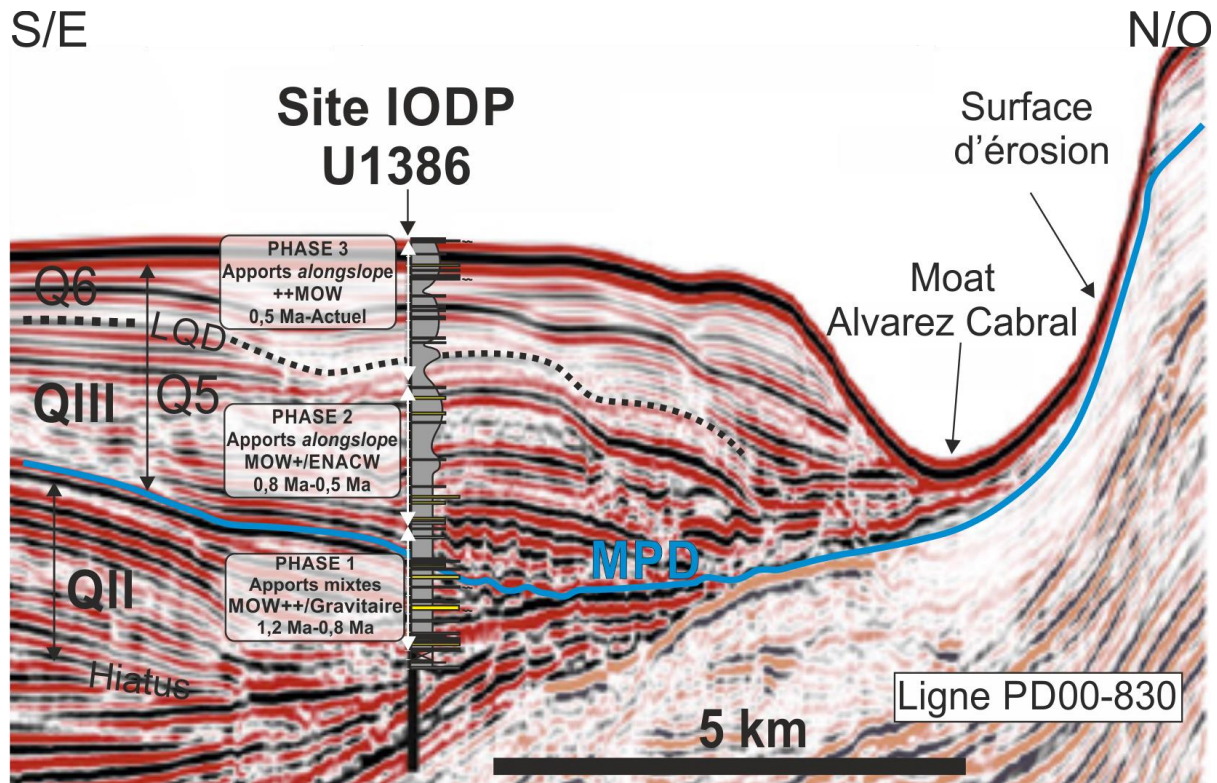


Fig. 5-12 : Spatialisation des trois grandes phases de sédimentation identifiées dans les sédiments du Site IODP U1386 sur le drift de Faro, modifié d'après Hernández-Molina et al. (2016a). QIII et QII, et Q6 et Q5 indiquent respectivement les unités sismiques et les sous-unités sismiques définies par Hernández-Molina et al. (2016a) à partir des discontinuités sismiques observées à l'échelle du CDS du Golfe de Cadix. MPD : discontinuité mid-Pléistocène ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal. Le léger décalage entre la limite des phases de la sédimentation (1, 2 et 3) et les discontinuités sismiques (MPD et LQD) est probablement dû au fait que (1) le profil sismique ne passe pas exactement au niveau du Site IODP U1386 (projection) et que (2) les échelles verticales du log (c-mcd) et du profil sismique (seconde temps double) sont différentes.

De plus, durant cette période (1 240 et 1 030 ka cal. BP) et jusqu'à 814 ka cal. BP, les cortèges argileux des sédiments du Site U1386 ont la particularité de présenter des assemblages similaires à ceux observés à l'embouchure des grands fleuves alimentant le drift de Faro : le Guadiana et le Guadalquivir (Fig. 5-13). Nous proposons que durant l'intervalle entre 1 240 et 814 ka cal. BP, la majeure partie des minéraux argileux provenait des écoulements gravitaires issus de la plateforme. Ce transport en deux temps, avec d'abord la sédimentation des minéraux argileux sur la plateforme, puis, dans un deuxième temps, l'export rapide de ces particules vers la pente moyenne aurait conduit à la mise en place d'assemblages argileux similaires depuis l'embouchure des fleuves, jusqu'au drift de Faro. Ce type de transport limite en effet les différents processus de dépôt préférentiel des minéraux

argileux qu'il est classiquement possible d'observer entre l'embouchure d'un fleuve et l'océan ouvert (floculation, ségrégation par la taille ; voir section 3.4.5.3).

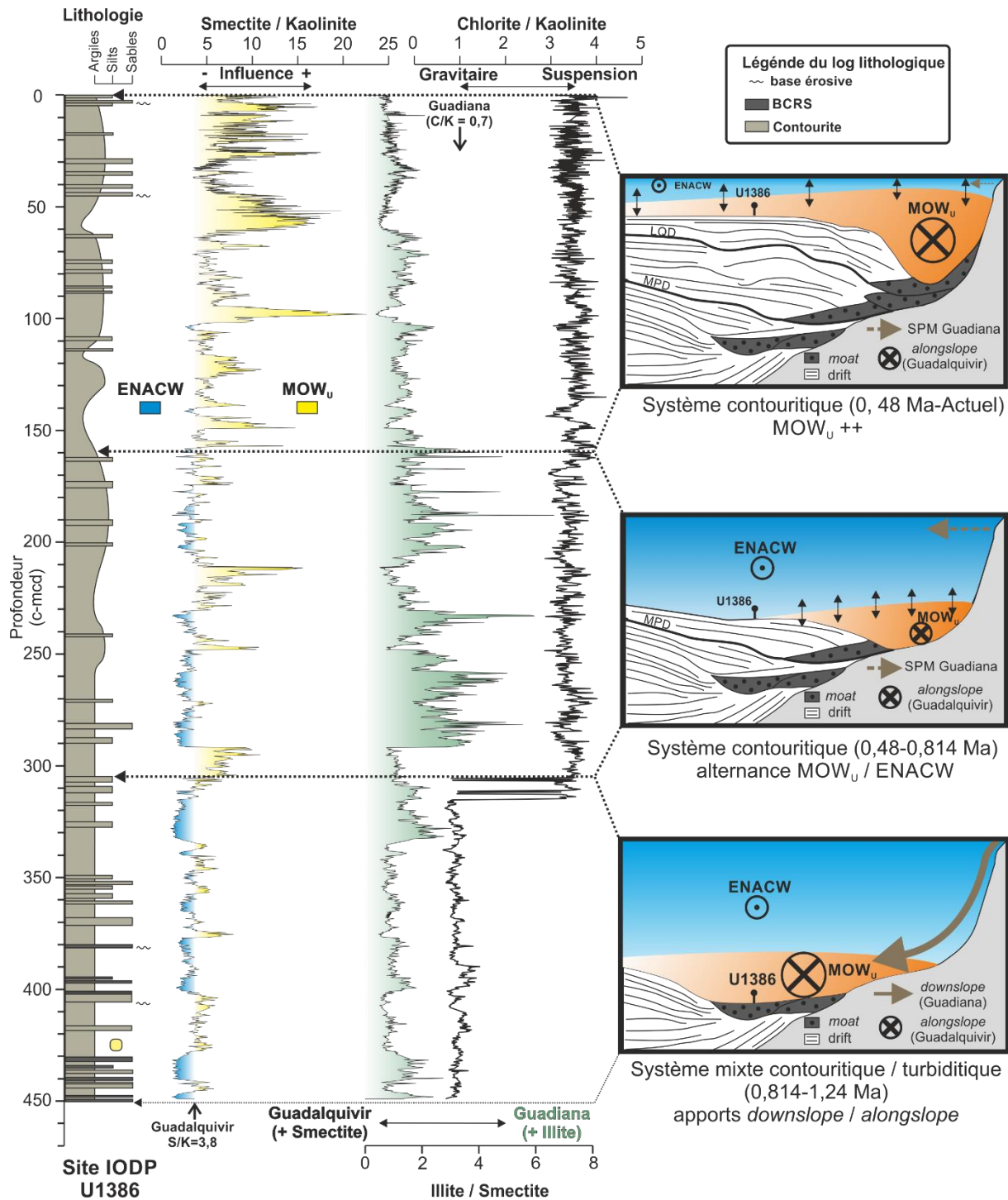


Fig. 5-13 : Évolution de la sédimentation du drift de Faro (Site IODP U1386) au cours des derniers 1,24 Ma. ENACW : Eastern North Atlantic Central Water ; BCRS : bottom-current reworked sands ; MPD : discontinuité mid-Pleistocene ; LQD : discontinuité du Quaternaire terminal. Les valeurs des rapports argileux des fleuves Guadiana (Machado et al., 2007) et Guadalquivir (Mélières, 1973) sont indiquées par des flèches.

5.2.3.2 Phase 2 : phase de transition du Pléistocène moyen (0,814 Ma-0.48 Ma)

L'intervalle compris entre 814 et 480 ka cal. BP est contemporain d'une migration du *moat* vers le nord, correspondant à une phase de progradation du drift (Fig. 5-12 et 13 ; Hernández-Molina et al. (2016a)). Au cours de cette période, de rares niveaux plus grossiers, interprétés comme des contourites à silts grossiers, sont observés dans les sédiments du Site IODP U1386 (Fig. 5-7). Les processus *alongslope* sont donc devenus les processus dominants dans la sédimentation du drift. Les rapports C/K et I/K augmentent de façon abrupte, indiquant des valeurs très différentes de celles observées à l'embouchure du Guadiana (Machado et al., 2007) et du Guadalquivir (Mélières, 1973) (Fig. 5-10 et 13). L'aridification du continent africain lors de la MPT (e.g., Clark et al., 2006), en favorisant l'export de poussières éoliennes (saharienne et/ou sahéliennes), a pu avoir une influence sur la sédimentation argileuse du drift de Faro. Cet intervalle est caractérisé par des fortes augmentations du rapport I/S, visuellement anti-corrélées avec les augmentations du rapport S/K (Fig. 5-13). Les variations de ces rapports traduisent des oscillations de l'influence du Guadiana (augmentation du rapport I/S) et du Guadalquivir (augmentation du rapport S/K) sur la sédimentation des minéraux argileux du drift. Nous proposons que lors des augmentations du rapport S/K, la MOW_U s'écoulait au niveau du Site IODP U1386, permettant le dépôt des smectites provenant du Guadalquivir. Les fortes augmentations du rapport I/S, contemporaines des faibles valeurs des rapports S/K, pourraient traduire un drift influencé majoritairement par l'ENACW suite à une migration verticale ou latérale de la MOW_U .

Lors de cet intervalle, le dépôt des contourites à silts grossiers se déroulait durant les stades isotopiques interglaciaires tandis que les périodes glaciaires enregistraient une sédimentation argileuse (G2 ; Fig. 5-7). En revanche, les variations d'abondance des minéraux dans les cortèges argileux, traduisant probablement des variations de nature de la masse d'eau s'écoulant sur le drift, ne suivent pas un cycle glaciaire-interglaciaire (Fig. 5-9).

La transition relativement abrupte entre un système mixte (1 200–816 ka cal. BP) et un système exclusivement contouritique (816–480 ka cal. BP) pourrait être liée à un événement tectonique à l'échelle régionale. Cette transition est en effet contemporaine de la discontinuité du Mid-Pleistocène (MPD) observée à l'échelle du Golfe de Cadix (e.g., Llave et al., 2001, 2007a; Roque et al., 2012; Hernandez-Molina et al., 2016a) et datée entre 1 115 et 700 ka cal. BP (Hernández-Molina et al., 2016a; Lofi et al., 2016), dont l'origine est supposée être sismique. La MPD a ainsi été interprétée comme la conséquence d'un soulèvement tectonique (*uplift*) des marges du bassin, ayant conduit à une forte érosion du CDS du Golfe de Cadix (Llave et al., 2007a; Hernández-Molina et al., 2016a). La réactivation de certaines failles / chevauchements imbriqués dans les unités allochtones du Golfe de Cadix (AUGC), suivant des cycles de contraintes de compression-flexion, est probablement à l'origine de ce soulèvement à l'échelle régionale (Hernández-Molina et al., 2016a). **Le début, post MPD, de**

la phase de progradation du drift de Faro vers le nord (e.g., Llave et al., 2001, 2007a; Roque et al., 2012; Hernández-Molina et al., 2016a) **daterait, d'après le présent travail, de 814 ka cal. BP** (MIS 21; Fig. 5-10 et 12). L'augmentation de la distance entre le Site IODP U1386 et le *moat* durant cette phase de progradation est cohérent avec l'enregistrement sédimentaire de ce même site lors de l'intervalle 816-480 ka cal. BP.

5.2.3.3 Phase 3 : une sédimentation contrôlée par l'écoulement de la MOW_U (0,48 Ma-Actuel)

La sédimentation des derniers 480 ka est principalement influencée par les oscillations entre cycles glaciaires et interglaciaires. Les niveaux grossiers, interprétés comme des contourites (silteuses-sables fins) et indiquant une intensification de l'écoulement de la MOW_U sur le fond, sont observés lors des stades isotopiques interglaciaires (G2 ; Fig. 5-7). Les sédiments d'âges plus récents (MIS 5 et MIS 1) contiennent des séquences contouritiques (contourites à sable fin) suggérant une tendance à l'intensification de l'écoulement de la MOW_U lors des derniers 480 ka (Fig. 5-7). La sédimentation lors des périodes glaciaires est, quant à elle, majoritairement argileuse (G2 ; ; Fig. 5-7). Les cortèges argileux suggèrent néanmoins une influence quasi permanente de la MOW_U sur la sédimentation du drift, notamment en alimentant celui-ci en minéraux argileux riches en smectite (section 3.4.5.3). Lors de cette période, les variations observées dans les assemblages de minéraux argileux suivent une alternance glaciaire/interglaciaire (unité minéralogique A1 ; Fig. 5-9 et 10). Lors des périodes glaciaires, les augmentations du rapport S/K (Fig. 5-10) ont été interprétées comme des approfondissements de la MOW , et les augmentations du rapport I/K (Fig. 5-10) comme une diminution de la contribution des poussières éoliennes sahéliennes, au profit des poussières sahariennes (section 3.5). A l'inverse, les diminutions des rapports S/K et I/K (Fig. 5-10) lors des stades isotopiques interglaciaires suggèrent un écoulement moins profond de la MOW_U et une augmentation de l'influence des poussières sahéliennes au dépend des poussières sahariennes (section 3.5).

Cet intervalle dans l'enregistrement sédimentaire du Site U1386 correspond probablement à la période durant laquelle le drift de Faro s'est établi dans sa configuration *mounded drift* et l'aggradation est devenue dominante (Fig. 5-12 et 13) ; Hernández-Molina et al. (2016a)). La transition entre la phase 2 (814-480 ka BP) et la phase 3 (derniers 480 ka) de la sédimentation du drift de Faro est contemporaine de la discontinuité de la fin du Quaternaire (LQD), identifiée à l'échelle du CDS du Golfe de Cadix (Fig. 5-12 ; Hernandez-Molina et al., 2016a). Comme pour la MPD, l'origine de cette discontinuité a été attribuée à une forte érosion suite à un soulèvement tectonique régional (Llave et al., 2007a; Hernández-Molina et al., 2016a). Cette discontinuité a été datée au Pléistocène moyen par Hernández-Molina et al. (2016a) et Lofi et al. (2016) (~300-600 ka cal. BP). **Le présent travail propose un**

âge de 480 ka cal. BP pour la LQD, évènement qui marque la fin de la phase de progradation du drift de Faro et le début de sa phase d'aggradation (Fig. 5-12 et 13).

5.3 Relation entre la dynamique de la MOW_U et les conditions climatiques méditerranéennes lors des derniers 1,2 Ma : l'influence des forçages orbitaux

5.3.1 Les évènements sapropéliques : intervalles d'écoulement réduit de la MOW_U

Les premiers prélèvements sédimentaires collectés dans le drift de Faro (*e.g.*, Stow et al., 1986), ainsi que les carottes sédimentaires prélevées dans d'autres secteurs du Golfe de Cadix ont toutes enregistré un intervalle argileux pendant l'Holocène inférieur (*e.g.*, Sierro et al., 1999; Mulder et al., 2002; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007). L'origine de cette sédimentation fine, datée entre 10 et 6 ka cal. BP dans les enregistrements du CDS, a été attribuée à un écoulement réduit de la MOW, réduction contemporaine de l'évènement sapropélique S1 en Méditerranée orientale (Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007; Rogerson et al., 2012). En montrant la corrélation entre le signal Zr/Al (indicateur de la vitesse de la MOW ; Bahr et al., 2014) dans le Golfe de Cadix (Site IODP U1389) et les variations d'insolation aux basses latitudes, Bahr et al. (2015) ont mis en évidence l'influence de la précession orbitale sur la variabilité de la MOW à l'échelle des derniers 150 ka. Ainsi, les forts débits du Nil, liées au phénomène de mousson africaine, accentué lors des périodes de maxima d'insolation aux basses latitudes (minimum de précession), contribuent à réduire la formation de masses d'eau intermédiaires (LIW) en Méditerranée orientale (Rogerson et al., 2012; Rohling et al., 2015). Ce mécanisme est à l'origine des évènements sapropéliques dans cette région de la Méditerranée (*e.g.*, Rossignol-Strick et al., 1982). Le lien entre la précession orbitale et la circulation de la MOW a depuis été étendu aux derniers 250 ka (Kabothe-Bahr et al., 2018; Sierro et al., 2020). Sierro et al (2020) ont également mis évidence un lien entre la dynamique de la MOW et les variations de l'insolation dans l'hémisphère nord. Selon ces auteurs, les périodes de minima d'insolation dans l'hémisphère nord sont contemporaines de conditions arides en Méditerranée, qui, associées à un minima de précession (faible mousson), contribuent à une circulation Méditerranéenne intense. Ce mécanisme explique les accélérations passées de la MOW ayant contribué à former des niveaux grossiers dans le Golfe de Cadix durant les évènements stadières dits de Dansgaard/Oeschger (*e.g.*, Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; Toucanne et al., 2007).

Les variations granulométriques des sédiments composant le drift de Faro lors des derniers 1,2 Ma sont largement influencées par la dynamique de l'écoulement de la MOW_U (section 5.2.2). Nos résultats ont montré que ce schéma ne s'applique pas totalement à la période comprise entre 1,2 et 1,03 Ma, période au cours de laquelle les processus gravitaires

ont largement alimenté le drift de Faro (Site IODP U1386) en matériel grossier (changement de la source des apports sédimentaires ; section 5.2.2). A une échelle de temps plus récente, Mulder et al. (2013) ont démontrés que les changements de sources sédimentaires compliquent l'interprétation des dépôts contouritiques en terme de variations de vitesse du courant sur le fond.

Certains paramètres granulométriques, mesurés dans le cadre de la présente étude dans les sédiments du Site IODP U1386, ont été comparés aux variations du rapport Ba/Al du Site ODP 967 (Grant et al., 2022) marqueur des évènements sapropéliques en Méditerranée orientale, afin d'étayer la relation entre le forçage orbital aux basses latitudes et la dynamique de la MOW lors des derniers 1,2 Ma. Les évènements sapropéliques des derniers 1,2 Ma (sapropèles (S) S1 à S30 (Konijnendijk et al., 2014)) sont synchrones d'une diminution du *sortable silt* et d'une augmentation de la proportion de la fraction argileuse dans les sédiments du Site IODP U1386 sur le drift de Faro (Fig. 5-14). Ce résultat permet d'affirmer que **la relation établie pour le Pléistocène supérieur entre un minimum de précession et un écoulement réduit de la MOW existe depuis le Pléistocène inférieur (1,2 Ma)**. Une légère différence est cependant observée entre l'occurrence de certains niveaux argileux et certains évènements sapropéliques chronologiquement proches (Fig. 5-14). Ce léger diachronisme peut résulter des méthodes différentes utilisées pour établir la chronologie des sites IODP U1386 et ODP 967. Ainsi, le modèle d'âge du Site ODP 967 a été obtenu en corrélant les niveaux sapropéliques avec les minima de précession (Grant et al., 2022). De plus, le Pléistocène inférieur dans la région du drift de Faro (Site IODP U1386) est caractérisé par une sédimentation mixte (courant de fond/gravitaire) (section 5.2.2), conduisant à des dépôts dont la granularité ne dépend pas uniquement de l'écoulement de la MOW_U . Le niveau grossier synchrone du sapropèle S23, déposé dans les sédiments déposés lors du MIS 30 sur le drift de Faro (Site IODP U1386), a notamment été associé à un écoulement gravitaire (section 5.2.2). Lors de la période glaciaire du MIS 26 plusieurs niveaux grossiers observés dans les sédiments du Site IODP U1386 sont synchrones des évènements S19 et S20 (Fig. 5-14). Le fait d'observer ces niveaux grossiers en période glaciaire, tandis que la majorité des niveaux contouritiques du drift de Faro se sont déposés lors des stades isotopiques interglaciaires ou de périodes de transition, suggère une origine gravitaire pour ces dépôts grossiers (Fig. 5-14).

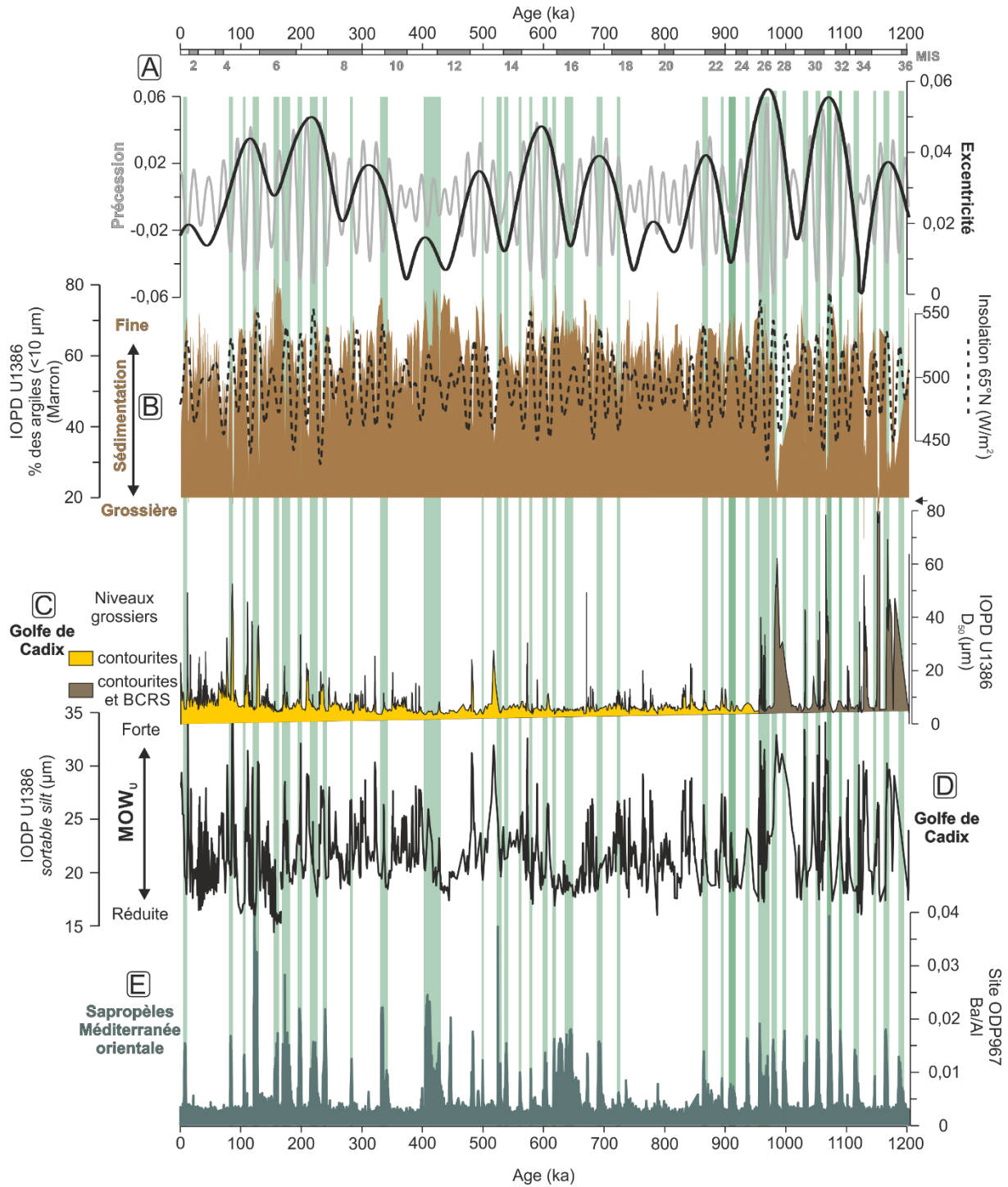


Fig. 5-14 : Variation de l'écoulement de la MOW_U en relation avec le climat méditerranéen et les forçages orbitaux au cours des derniers 1,2 Ma. A) Variations des paramètres précession (gris) et excentricité (noir) d'après Laskar et al. (2004) ; B) Variations des teneurs en particules argileuses (<10 µm) dans les sédiments du drift de Faro (Site IODP U1386; marron) comparées aux variations d'insolation estivale en hémisphère nord (65°N ; pointillés noirs) (Laskar et al., 2004) ; C) Médiane granulométrique (D_{50}) dans les sédiments du Site IODP U1386, traceur des niveaux grossiers contouritiques et gravitaires ; D) profil de *sortable silt* au Site IODP U1386 index des variations d'intensité de l'écoulement de la MOW_U ; E) Rapports Barium / Aluminium (Ba/Al) obtenus au Site ODP 967, représenté dans sa chronologie d'origine, et traceurs des événements sapropéliques en Méditerranée orientale ; Grant et al., 2022). Les sapropèles correspondant à un minimum de précession sont indiqués par les bandes grises (Konijnendijk et al., 2014; Grant et al., 2022).

5.3.2 Dynamique de la MOW_U lors des stades isotopiques interglaciaires : l'influence des paramètres orbitaux

La majorité des niveaux contouritiques silteux à sableux observés sur le drift de Faro se sont déposés lors des stades isotopiques interglaciaires ou des périodes de transition (Fig. 5-14 ; détail dans la section 5.2.2), traduisant une circulation active de la MOW_U lors de ces intervalles. De nombreux auteurs ont expliqué la sédimentation argileuse sur ce même drift lors des périodes glaciaires par un approfondissement de la MOW lié à une augmentation de sa densité (*e.g.*, Schönfeld and Zahn, 2000; Rogerson et al., 2005; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006; van Dijk et al., 2018). L'étude à haute résolution des intervalles MIS 2-1 et MIS 12-11 effectuée dans le présent travail (Chapitre 3 et 4) suggère que la MOW_U a continué à s'écouler sur le drift de Faro lors de la plus grande partie du MIS 2 et du MIS 12. Des approfondissements accentués et de courte durée de la MOW ont pu être observés lors d'intervalles particulièrement froids en Atlantique Nord (événement H1.1), mais ces approfondissements semblent avoir plutôt été consécutifs à des changements dans la position des masses d'eau de l'Atlantique Nord dans la colonne d'eau (Sierro et al., 2020). Nos résultats suggèrent un écoulement continu de la MOW_U sur le drift de Faro lors des derniers 480 ka (section 5.2). Entre 816 et 480 ka cal. BP, la distribution des cortèges argileux dans les sédiments du Site IODP U1386 indique que la MOW_U n'a influencé le drift de Faro que de manière intermittente (section 5.2).

Les mesures granulométriques effectuées le long de l'enregistrement sédimentaire du Site IODP U1386 indiquent une différence de granularité entre les niveaux contouritiques selon les stades isotopiques interglaciaires (Fig. 5-15). Cette différence traduit le plus souvent des intensifications variables de l'écoulement de la MOW_U. L'intervalle du Pléistocène inférieur, durant lequel le Site IODP U1386 est également alimenté par des apports gravitaires fait exception. Parmi les niveaux contouritiques plus grossiers (silts grossiers à sables fins) observés lors des stades isotopiques interglaciaires, onze d'entre eux se sont déposés pendant une période de minima d'insolation estivale dans l'hémisphère nord (65°N) et de maxima de précession (Fig. 5-15 ; MIS 31, MIS 27, MIS 15, MIS 13, MIS 9, MIS 7, MIS 5 et MIS 3). Ces niveaux contouritiques traduisent une intensification de la MOW_U lors de ces stades isotopiques. Un écoulement intense de la MOW a également été enregistré durant les intervalles des MIS 5 et MIS 7 dans les sédiments des sites IODP U1387 (Singh et al., 2015a) et IODP U1389 (Bahr et al., 2015; Sierro et al., 2020; De Castro et al., 2021). En effet, les intervalles de minima d'insolation estivale à 65°N et de maxima de précession induisent une évaporation importante (périodes froides et arides) non compensée par les apports d'eau douce (diminution du débit du Nil) dans le bassin méditerranéen. La circulation intense des eaux profondes et intermédiaires méditerranéennes qui découle du bilan hydrique négatif de la Méditerranée dans ces conditions climatiques est à l'origine de l'intensification de la MOW

dans le Golfe de Cadix durant ces périodes (Sierro et al., 2020; De Castro et al., 2021). Nos résultats permettent d'étendre la relation entre les conditions climatiques méditerranéennes induites par les forçages des basses et des hautes latitudes, et la circulation de la MOW_U jusqu'au MIS 31 (Fig. 5-15).

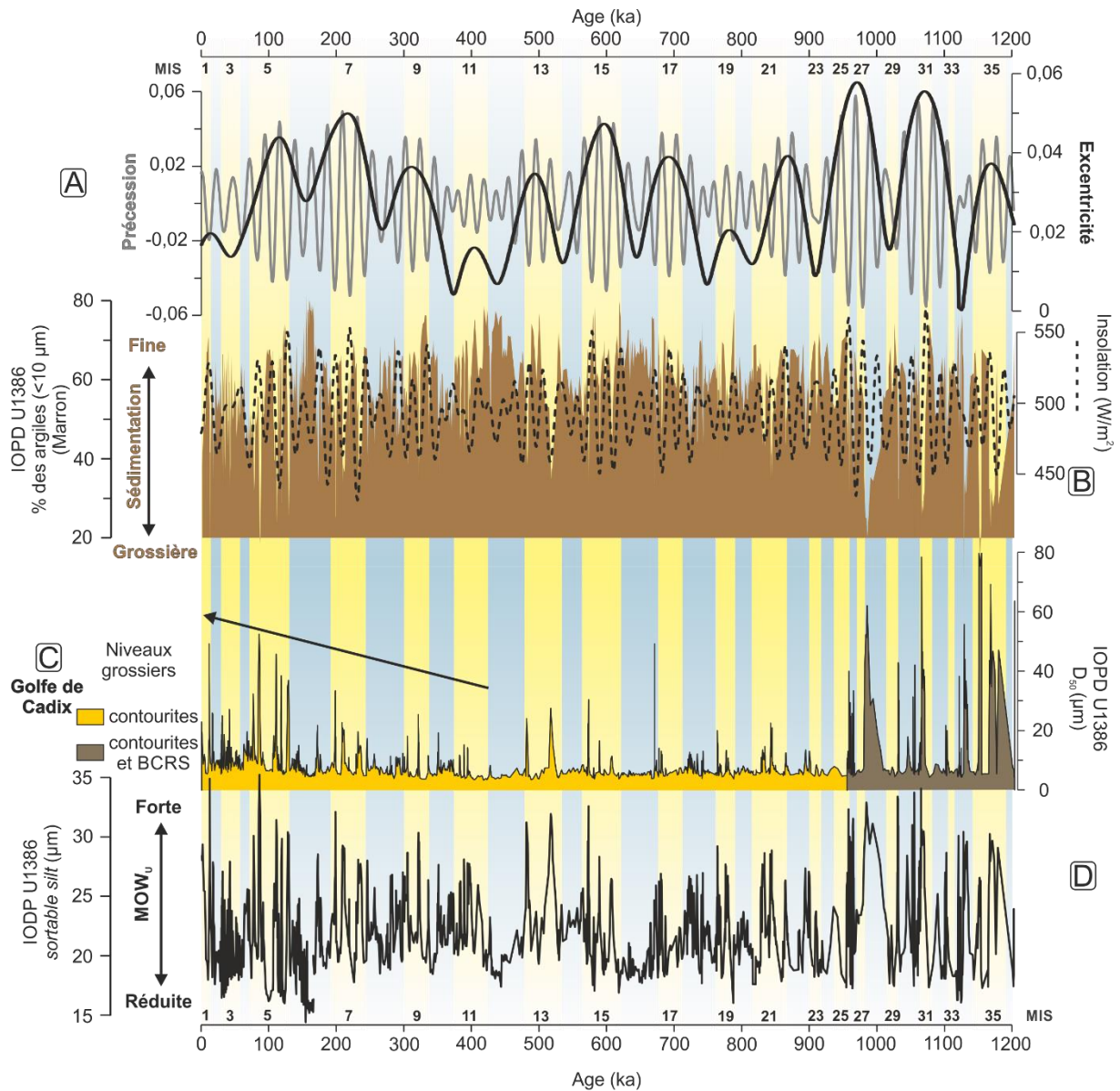


Fig. 5-15 : Variations de l'écoulement de la MOW_U sur le drift de Faro et relations avec les forçages orbitaux au cours des derniers 1.2 Ma. A) Variations des paramètres précession (gris) et excentricité (noir) d'après Laskar et al. (2004) ; B) Variations des teneurs en particules argileuses (<10 μm) dans les sédiments du drift de Faro (Site IODP U1386 ; marron) comparées aux variations d'insolation estivale en l'hémisphère nord (65°N ; pointillés noirs) (Laskar et al., 2004) ; C) Médiane granulométrique (D_{50}) indiquant les niveaux grossiers, et D) profil du sortable silt dans les sédiments du Site IODP U1386, traceurs des variations d'intensité de l'écoulement de la MOW_U sur le drift de Faro.

Nos résultats indiquent cependant que tous les niveaux contouritiques plus grossiers observés lors des stades isotopiques interglaciaires et des périodes de transition ne se sont pas déposés lors de périodes de minima d'insolation estivale en hémisphère nord (65°N) et de maxima de précession. Les contourites plus grossières déposées vers la fin des stades isotopiques interglaciaires MIS 21, MIS 15, MIS 9, MIS 7 et MIS 5 sont contemporaines d'une forte insolation estivale à 65°N et d'un minimum de précession (Fig. 5-15). Un constat similaire s'applique pour les niveaux contouritiques plus grossiers de la transition MIS 17/16 et des déglaciations MIS 8/7 et MIS 6/5 (Fig. 5-15). Il est important de remarquer que l'ensemble de ces niveaux contouritiques, interprétés comme des intensifications de la MOW_U , se déposent en période de forte excentricité (Fig. 5-15). Les périodes de forte excentricité sont caractérisés par des variations importantes de l'amplitude de l'insolation dans les hautes latitudes (PAGES, 2016). Ces fortes variations de l'amplitude de l'insolation (excentricité élevée) ont pu conduire à des conditions hivernales suffisamment arides en Méditerranée orientale pour permettre une intensification de la circulation des masses d'eau méditerranéennes intermédiaires (LIW), dont la formation s'effectue préférentiellement en hiver (*e.g.*, Malanotte-Rizzoli and Bergamasco, 1989; Roether et al., 1996). **Les périodes de forte excentricité pourraient être à l'origine d'une intensification de la circulation méditerranéenne (formation de LIW) lors des stades isotopiques interglaciaires caractérisés par un minimum de précession et un maximum d'insolation estival en hémisphère nord. Cette circulation méditerranéenne active se traduit par une MOW_U s'écoulant intensément, générant des niveaux contouritiques grossiers** (Fig. 5-15).

Deux autres observations soutiennent l'hypothèse du rôle important de l'excentricité sur l'écoulement de la MOW_U et la sédimentation du drift de Faro : (1) les sédiments du Site IODP U1386 déposés durant les stades isotopiques interglaciaires caractérisés par une faible excentricité (MIS 29, MIS 23, MIS 17, MIS 11) présentent les niveaux contouritiques les moins grossiers, indicatifs d'un écoulement de la MOW_U plus réduit (Fig. 5-15) ; et (2) les niveaux les plus fins (argileux) se sont déposés sur le drift de Faro (Site IODP U1386) lors des périodes glaciaires synchrones d'un minimum d'excentricité (MIS 20, MIS 16, MIS 12 et MIS 6 ; Fig. 5-15). Ces résultats sont cohérents avec les observations de Hernández-Molina et al. (2016a) qui a observé une cyclicité de 400-500 ka dans les unités sismiques quaternaires du Golfe de Cadix, notamment au niveau du drift de Faro.

5.4 Influence de la circulation méditerranéenne sur le climat en Atlantique Nord : le message de la MOW_U

La relation entre les échanges de masses d'eau au niveau du détroit de Gibraltar et le climat en Atlantique Nord est un sujet controversé qui a fait l'objet de nombreuses études (Reid, 1979; Rogerson et al., 2005, 2012; Voelker et al., 2006; Wu et al., 2007; Khélifi et al., 2014; Bahr et al., 2015, 2018; García-Gallardo et al., 2018; Kaboth-Bahr et al., 2018, 2021; Sarnthein et al., 2018; Swingedouw et al., 2019; Catunda et al., 2021). Un consensus stipulant qu'une circulation intense (faible) de la MOW, traduisant des échanges importants (réduits) au niveau du détroit de Gibraltar, est contemporaine d'une circulation méridionale atlantique (AMOC) réduite (renforcée) semble tout de même se dégager (*e.g.*, Rogerson et al., 2012; García-Gallardo et al., 2018). L'étude à haute résolution de la dynamique de la MOW_U réalisée dans le cadre du présent travail (section 4.1) a permis d'illustrer les dynamiques opposées de cette veine d'eau méditerranéenne et de la production de masses d'eau profonde en Atlantique Nord lors de deux cycles climatiques analogues du Pléistocène supérieur. Certains auteurs suggèrent que les brèves accélérations de l'écoulement de la MOW lors du H1 (Rogerson et al., 2006; Voelker et al., 2006) et du H11 (Sierro et al., 2020), permettant l'injection d'eaux salées à des profondeurs intermédiaires dans les hautes latitudes (modification du gradient de densité septentrional des masses d'eau), ont favorisé la ré-initiation de l'AMOC lors de ces intervalles. Dans le présent travail, l'existence d'une influence similaire de la MOW sur la reprise de la formation d'eaux profondes en Atlantique Nord a été proposée lors de la transition entre le MIS 12 et le MIS 11 (TV ; section 4.1). A l'échelle du dernier million d'années, l'enregistrement sédimentaire du drift de Faro indique qu'une intensification de la MOW_U précède toutes les transitions entre les stades isotopiques glaciaires et interglaciaires (contemporaines des TV à TI) depuis le MIS 12 (~480 ka cal. BP ; Fig. 5-16). Nos résultats permettent donc de proposer qu'**en injectant des eaux salées et chaudes dans les hautes latitudes, la MOW a pu préconfigurer la colonne d'eau de l'Atlantique Nord, favorisant la ré-initiation de l'AMOC, lors des déglaciations des derniers 480 ka**. Il est notable que les niveaux contouritiques lors des périodes de transition entre stades isotopiques glaciaires et interglaciaires ne sont observés qu'à partir de 0,8 Ma lorsque la sédimentation du drift de Faro rentre dans sa configuration actuelle (Fig. 5-16 ; section 5.2.3).

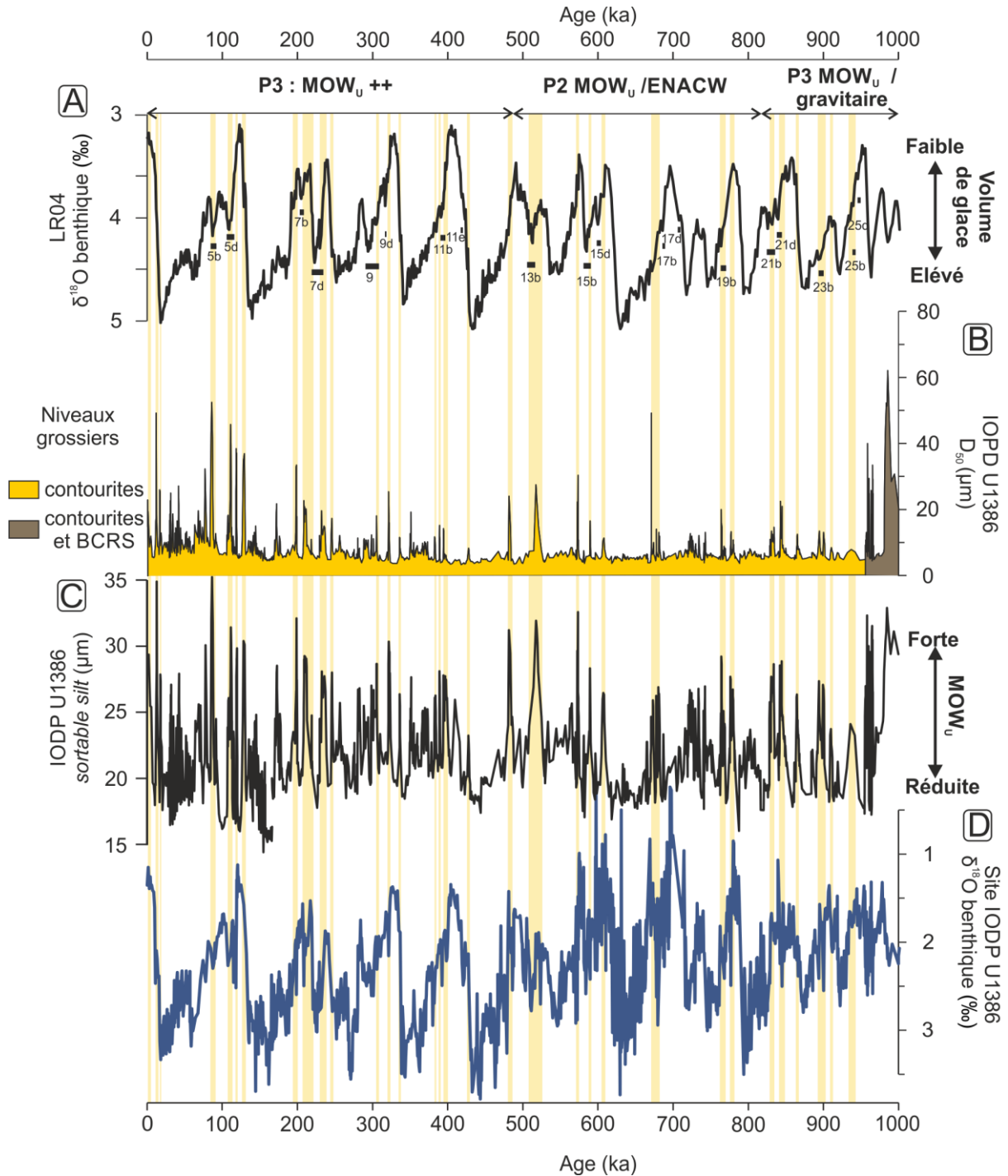


Fig. 5-16 : Dynamique de la MOW_U dans le contexte climatique global lors du dernier million d'années. A) Courbe isotopique standard LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005) incrémentée des sous-stades isotopiques froids (traits noirs) durant les stades isotopiques interglaciaires tels que compilés par Railsback et al. (2015) ; profils de (B) la médiane granulométrique (D_{50}), (C) du *sortable silt* et (D) du $\delta^{18}O$ benthique (Kaboth et al., 2017a; Steur, 2017 ; le présent travail) mesurés dans les sédiments du Site IODP U1386. Les phases P1, P2 et P3 correspondent aux grandes phases de la sédimentation du Site IODP U1386, telles que définies dans la section 5.2.3. Les bandes verticales oranges indiquent les niveaux contouritiques grossiers synchrones des sous-stades isotopiques froids durant les stades isotopiques interglaciaires.

De récentes études ont démontré qu'il existait une relation, jusqu'alors négligée, entre l'écoulement de la MOW en Atlantique et la croissance des calottes glaciaires européennes, notamment lors des sous-stades MIS 7d, MIS 7b, MIS 5d et MIS 5b (Bahr et al., 2015, 2018; Kaboth-Bahr et al., 2018, 2021; Catunda et al., 2021). Deux mécanismes permettent d'expliquer le synchronisme observé entre l'augmentation de la circulation de la MOW et la croissance des calottes boréales :

- (1) Les modèles océanographiques indiquent que l'écoulement de la MOW en Atlantique exerce un contrôle sur la dynamique du courant des Açores qui permet l'apport d'eaux chaudes vers le sud-ouest de l'Europe (Jia, 2000; Volkov and Fu, 2010). L'apport de chaleur et d'humidité par le courant des Açores vers le continent européen favorise l'expansion des calottes glaciaires présentes sur le continent (Bahr et al., 2015, 2018; Kaboth-Bahr et al., 2018). En effet, un contraste important entre les températures des eaux de surfaces et les températures atmosphériques permet la croissance des glaciers continentaux européens (*e.g.*, Sánchez Goñi et al., 2013) ;
- (2) De récentes études s'appuyant sur des résultats du modèle *Earth System Model* indiquent que l'intensification de l'écoulement de la MOW pourrait conduire à l'augmentation des températures de surface dans les hautes latitudes par le biais d'un transport de chaleur en sub-surface (*sub-surface heat channel* ; Catunda et al., 2021; Kaboth-Bahr et al., 2021). Cet export de chaleur des moyennes vers les hautes latitudes et le contraste de températures marines-terrestres induites permettrait également de favoriser la croissance des calottes glaciaires boréales (*e.g.*, Sánchez Goñi et al., 2013).

Dans le présent travail, nous avons montré que les intensifications de la MOW_U au cours du MIS 11 précédaient les événements de débâcles en Atlantique Nord (section 5.2.3). Un lien de cause à effet peut être proposé pour ce stade isotopique interglaciaire : l'augmentation de l'écoulement de la MOW_U au cours du MIS 11 a induit une augmentation de l'export de chaleur vers les hautes latitudes, favorisant le développement des calottes glaciaires jusqu'au point de rupture de leur zones bordières (phénomène de vêlage) (section 5.2.3). Cette déstabilisation des calottes glaciaires s'est traduite par la production massive d'icebergs provoquant un refroidissement important des températures de surface en Atlantique Nord durant le sous-stade isotopique MIS 11b (section 5.2.3).

Lors du dernier million d'années, les sédiments du drift de Faro ont enregistré des intensifications de la MOW_U lors de l'ensemble des sous-stades caractérisés par une augmentation des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ benthique (augmentation du volume de glace), soit lors des sous-stades MIS 25d, MIS 25b, MIS 23b, MIS 21d, MIS 21b, MIS 19b, MIS 15d, MIS 15b, MIS 13b, MIS 11b, MIS 9d, MIS 9b, MIS 7d, MIS 7d, MIS 5d et MIS 5b (Fig. 5-16). Ces résultats

suggèrent que **la MOW a contribué à alimenter les calottes glaciaires boréales lors de la plupart des stades isotopiques interglaciaires du dernier million d'années.** Les phases de croissances des calottes glaciaires lors des stades isotopiques interglaciaires sont contemporaines d'importants refroidissements à l'échelle de l'Atlantique Nord et de réduction de l'AMOC (*e.g.*, Voelker et al., 2010; Böhm et al., 2015). **Nos données obtenues dans les sédiments du Site IODP U1386 suggèrent donc une contribution de l'intensification de la circulation méditerranéenne à la croissance des calottes glaciaires et aux refroidissements consécutifs de l'Atlantique Nord lors des sous-stades froids des stades isotopiques interglaciaires.**

5.5 Résumé des principaux résultats

- La nature des successions sédimentaires accumulées au Site IODP U1386 illustre trois grandes phases de fonctionnement du drift de Faro au cours des derniers 1,24 Ma ;
- Une phase de sédimentation mixte contouritique-turbiditique (1,24- 0,814 Ma) durant laquelle les sables (jusqu'à 0,95 Ma) et les argiles, exportés de la plateforme continentale (Guadiana) par des processus gravitaires, ont alimenté le secteur d'étude ;
- Une phase de transition (0,814-0,48 Ma) au cours de laquelle la sédimentation du drift de Faro a été soumise à une alternance plurimillénaire d'influence de la MOW_U et de l'ENACW ;
- Une dernière phase (0,48 Ma-Actuel) correspondant à une sédimentation contouritique largement et (quasi) constamment influencée par l'écoulement de la MOW_U ;
- Le couplage entre les forçages des basses latitudes (précession orbitale) et des hautes latitudes (insolation estivale de l'hémisphère nord), et l'écoulement de la MOW existe depuis le Pléistocène inférieur (1,2 Ma) ;
- Lors des stades isotopiques interglaciaires, la saisonnalité importante caractérisant les périodes de forte excentricité permet une circulation intense de la MOW_U lors d'intervalles caractérisés par un minimum de précession orbitale et un maximum d'insolation estivale en hémisphère Nord ;
- Lors des déglaciations des derniers 480 ka, les intrusions d'eaux salées et chaudes dans les hautes latitudes lors des phases d'intensification de la MOW_U ont participé à la ré-initiation de l'AMOC ;
- Lors des stades isotopiques interglaciaires du dernier million d'années, les intensifications de la MOW_U ont pu contribuer au développement des calottes glaciaires boréales et ainsi influencer la circulation océanique et le climat de l'Atlantique Nord.

Conclusions générales et perspectives

1. Rappel des objectifs

Ce travail visant à améliorer le modèle de fonctionnement de la MOW établi pour le dernier cycle climatique et à tester sa validité sur des séries sédimentaires plus anciennes, s'appuie essentiellement sur des données sédimentologiques (sites IODP).

Les objectifs principaux étaient les suivants :

- (4) enrichir le modèle de sédimentation du système contouritique du Golfe de Cadix lors du dernier cycle climatique en : (i) identifiant les masses d'eau s'écoulant sur le fond du système contouritique et en déterminant les variations de leur écoulement (positions dans la colonne d'eau, migrations latérales et accélérations); (ii) documentant la composition minéralogique des contourites fines (silteuses à argileuses) et en (iii) identifiant les sources ainsi que les processus de transport à l'origine de la sédimentation de cette fraction dans le système contouritique ;
- (5) caractériser la circulation de la MOW et les processus de sédimentation sur le drift de Faro lors du cycle climatique MIS 12-11, et évaluer leur similitude avec le schéma de circulation et le modèle de sédimentation décrit pour le dernier cycle glaciaire-interglaciaire, analogue climatique du MIS 12-11 ;
- (6) reconstruire l'évolution de la sédimentation sur le drift de Faro ainsi que la dynamique de la MOW depuis le Pléistocène inférieur.

2. Le fonctionnement des différentes branches de la MOW dans le Golfe de Cadix lors des derniers 25 000 ans

Le premier enjeu de ce travail de thèse était de pouvoir identifier la nature de la masse d'eau de fond s'écoulant dans le Golfe de Cadix et son évolution lors des derniers 25 000 ans. Les variations d'abondances des faunes méditerranéennes d'ostracodes (*R. miranda* et *K. keyi*) ont permis de reconstruire les paléo-profondeurs d'écoulement de la MOW sur la pente continentale moyenne du Golfe de Cadix. Une fois identifiées les sources (Guadalquivir et poussières éoliennes d'origine nord-africaines) des particules fines terrigènes composant les sédiments des drifts du système contouritique, les mesures des cortèges argileux ont mis en évidence une importante ségrégation minéralogique durant leur transport par les courants. Ainsi, la spécificité des cortèges argileux de la branche supérieure et inférieure de la MOW a permis d'utiliser les assemblages minéralogiques comme traceurs des masses d'eau s'écoulant sur le fond.

La combinaison des données micropaléontologiques, minéralogiques et granulométriques obtenues dans le cadre du présent travail, et leur comparaison avec les données de la littérature, ont conduit au modèle suivant pour les derniers 25 000 ans. La

période glaciaire (MIS 2) se caractérisait par l'écoulement réduit d'une MOW chargée en particules en suspension, à des profondeurs similaires à celles auxquelles elle s'écoule actuellement. Lors des périodes de refroidissements en Atlantique Nord (Heinrich 1 et Younger Dryas), l'écoulement de la MOW s'est intensifié et approfondi, influençant la pente continentale moyenne du Golfe de Cadix entre 300 et plus de 1 400 m. L'événement H1.1 est le seul intervalle durant lequel la MOW a abandonné le système contouritique du Golfe de Cadix en s'approfondissant de plus 1 000 m. Au début de l'Holocène, malgré une circulation réduite, la MOW a continué à influencer la sédimentation des drifts du système contouritique de Cadix, générant des contourites argileuses. L'écoulement de la MOW s'est ensuite intensifié puis stabilisé dans sa configuration actuelle à la fin de l'Holocène (3 000 ka cal. BP). Des changements climatiques à grande échelle telle la migration de la zone de convergence intertropicale lors de la transition MIS 2-1, ont également joué un rôle en modifiant les sources (du Sahara vers le Sahel) des poussières éoliennes alimentant les sédiments du système contouritique du Golfe de Cadix.

3. Test du modèle de sédimentation proposé sur le drift de Faro lors d'un analogue climatique (MIS 12-11)

Le deuxième enjeu était de vérifier si le modèle de fonctionnement proposé pour les dernier 25 000 ans (MIS 2-1) était valable sur des cycles climatiques plus anciens et notamment pour l'analogue climatique le plus récent. Ce travail s'est appuyé sur les séries sédimentaires du drift de Faro qui, en première approche (profils sismiques) semblaient autoriser l'étude à haute résolution de l'intervalle MIS 12-11. Les résultats principaux déduits des données sédimentologiques et micropaléontologiques acquises dans ce travail illustrent (1) une intensification de l'écoulement de la MOW lors des stades interglaciaires, (2) une réduction de la circulation de la MOW concomitante aux événements sapropéliques en Méditerranée orientale, et (3) un approfondissement de cette circulation lors des refroidissements importants (événement (type) Heinrich) en Atlantique Nord. Des différences de granulométrie entre les séquences contouritiques grossières présentent dans les deux cycles climatiques suggèrent des vitesses d'écoulement différentes de la MOW, plus importantes lors du dernier cycle climatique que lors de l'intervalle MIS 12-11. La sédimentation des minéraux argileux a été influencée par les variations eustatiques et climatiques (position de l'ITCZ), qui ont modifiées le transport et les sources de ces minéraux alimentant le drift lors de ces deux analogues climatiques.

Il est proposé que les phases d'intensification de l'écoulement de la MOW ont pu avoir des répercussions sur le climat en Atlantique Nord lors de l'intervalle MIS 12-11 : (1) en permettant l'intrusion d'eaux chaudes et salées en Atlantique Nord en favorisant ainsi la ré-initiation de l'AMOC lors de la déglaciation, et (2) en exportant de la chaleur vers les hautes

latitudes, export favorisant le développement des calottes glaciaires lors du sous-stade du MIS 11b.

4. La sédimentation du drift de Faro et la dynamique de la MOW_U depuis le Pléistocène inférieur

Les résultats stratigraphiques et sédimentologiques ont permis de distinguer trois grandes phases dans la sédimentation du drift de Faro lors des derniers 1,24 Ma. Une première phase entre 1,24 Ma et 0,814 Ma durant laquelle le drift de Faro, au niveau du Site IODP U1386, a fonctionné comme un système mixte tubitique-contouritique. La sédimentation du drift était alors largement influencée par des apports grossiers et fins provenant de la plateforme du Guadiana. A partir de 0,814 Ma cal. BP, et ce jusqu'à 0,48 Ma cal. BP, le drift de Faro a évolué vers un système purement contouritique, l'alternance entre l'écoulement de la MOW et de l'ENACW sur le fond, oscillation qui affecte considérablement la composition minéralogique des sédiments du drift, devenant le principal facteur de contrôle de la sédimentation. La circulation de la MOW s'est établie à partir de 0,48 Ma cal. BP comme le principal facteur influençant la sédimentation du Site IODP U1386, suggérant qu'à compter de cette date la MOW s'est écoulée conformément au modèle de fonctionnement établi pour le dernier cycle climatique.

La comparaison entre les résultats granulométriques enregistrant la dynamique de la MOW sur le drift de Faro depuis le Pléistocène inférieur, les séries sédimentaires méditerranéennes et l'évolution des paramètres orbitaux, a permis d'observer l'étroite connexion entre les forçages astronomiques, la circulation méditerranéenne et l'écoulement de la MOW au cours de cette période. Le couplage entre la circulation de la MOW, la précession orbitale (forçage des basses latitudes), l'insolation estivale à 65°N (forçage des hautes latitudes), a persisté depuis le Pléistocène inférieur (1,2 Ma). La sédimentation du drift de Faro a également été affectée par les variations de l'excentricité. Il est proposé que la saisonnalité importante caractérisant les périodes de forte excentricité permette une intensification de la formation d'eau profonde et intermédiaire en Méditerranée, et ce malgré les forçages relatifs des basses et des hautes latitudes. Le renforcement de cette circulation méditerranéenne est illustré dans les sédiments du Golfe de Cadix par les preuves d'un écoulement intense de la MOW.

Lors des déglaciations des derniers 480 ka, les sédiments du drift de Faro ont enregistré une intensification de la MOW_U qui, en augmentant l'export d'eaux salées et chaudes dans les hautes latitudes a pu favoriser la réactivation de l'AMOC. Enfin, lors des sous-stades plus froids des interglaciaires, les intensifications de la MOW enregistrées par les niveaux contouritiques plus grossiers du drift de Faro coïncident avec le développement des calottes glaciaires

européennes, suggérant qu'un écoulement renforcé de la MOW pourrait contribuer à la croissance de ces calottes glaciaires lors de ces intervalles.

5. Perspectives de l'étude

i. Les minéraux argileux : traceurs de l'écoulement des masses d'eau

Ce travail a permis de mettre en évidence que les minéraux argileux, une fois leurs sources caractérisées, peuvent être utilisés comme traceurs des masses d'eau. Des analyses sur certains isotopes radiogéniques, tel le Plomb, le Néodyme ou le Strontium, isotopes utilisés avec succès pour tracer les sources des particules fluviales et éoliennes, pourraient être réalisées ponctuellement le long de l'enregistrement sédimentaire du Site IODP U1386 afin de compléter l'information apportée par les minéraux argileux. Il serait également intéressant de tester l'utilisation des cortèges argileux en tant que traceurs des paléocirculations dans d'autres systèmes contouritiques de l'océan mondial.

ii. Utilisation des assemblages ostracodiques pour reconstruire l'écoulement de la MOW

Les assemblages ostracodiques, particulièrement à travers les variations d'abondances des espèces *R. miranda* et *K. keyi*, se sont révélés d'excellents proxies de l'écoulement de la MOW lorsque celle-ci s'écoule à des vitesses réduites. Des analyses complémentaires, sur des carottes réparties à différentes bathymétries et dans des environnements de dépôt variés, permettraient de mieux contraindre les niches écologiques de ces deux espèces. Il s'agirait ici de valider ou écarter les hypothèses selon lesquelles *R. miranda* se développe dans une niche écologique correspondant au cœur de la MOW et *K. keyi* se développe dans les conditions environnementales moins optimales à la périphérie du courant. La prise en compte de la totalité des espèces composant les assemblages d'ostracodes et certains de leurs critères morphologiques (eg. taille des vestibules des *Krythes*) pourrait permettre de reconstruire les conditions d'oxygénation sur le fond, et donc de construire la relation entre oxygénation et vitesse d'écoulement du courant.

iii. Les séquences contouritiques argileuses et silteuses

La différenciation entre les dépôts contouritiques argileux et les hémipélagites est un défi auquel les sédimentologues s'intéressant à ce type de dépôt sont confrontés (e.g., Nishida, 2016; Bankole et al., 2020). Le présent travail, en utilisant les cortèges argileux et les assemblages ostracodiques comme outils pour tracer l'influence des masses d'eau présentant un écoulement ralenti, propose des pistes de différenciation entre les hémipélagites et les contourites fines. La minéralogie des argiles ainsi que la micropaléontologie sont donc des

approches analytiques à considérer dans le cadre de futurs travaux visant à différencier les contourites argileuses.

iv. Evolution du drift de Faro depuis sa mise en place lors de la transition Miocène-Pliocène

Il serait intéressant de poursuivre les mesures de cortèges argileux dans des séries sédimentaires plus anciennes (Site IODP U1387) du Golfe de Cadix avec un double objectif : déterminer le début de l'influence *alongslope* sur la sédimentation des particules fines du drift de Faro et observer l'effet des grands changements tectoniques ayant modifié le lit des fleuves alimentant le Golfe de Cadix (Guadalquivir) au Pléistocène inférieur, sur la sédimentation du drift. La nouvelle stratigraphie établie dans le cadre de cette étude permet d'envisager la réalisation de corrélations litho-sismiques précises afin d'observer l'évolution du drift de Faro en trois dimensions selon une chronologie bien contrainte.

v. Dynamique de la MOW depuis l'ouverture du détroit de Gibraltar

Cette étude a permis d'améliorer le modèle de fonctionnement de la MOW lors des derniers 1,2 Ma, mais certains points méritent d'être approfondis :

- Jusqu'à quelle bathymétrie s'approfondit la MOW lors des refroidissements abrupts en Atlantique Nord ? La réalisation de carottages le long d'un transect SE-NO sur la pente continentale moyenne du Golfe de Cadix pourrait répondre à cette interrogation.
- Quelle est l'influence de la configuration verticale des masses d'eau en Atlantique Nord sur l'écoulement de la MOW dans ce même océan ? Le rôle des intrusions plus ou moins importantes de l'*Antarctic Bottom Water* en Atlantique Nord, n'a été que peu considéré jusqu'à présent pour expliquer les variations de la position de la MOW dans la colonne d'eau.
- Une analyse spectrale pourrait permettre d'appuyer le rôle du forçage orbital sur la circulation de la MOW via un traitement statistique des données granulométriques.

Références bibliographiques

- Abate, S., Barra, D., Aiello, G., Bonaduce, G., 1993. The genus *Krithe* Brady, Crosskey and Robertson, 1874 (Crustacea: Ostracoda) in the Pliocene–Early Pleistocene of the M. San Nicola Section (Gela, Sicily). *Bollettino della Società paleontologica italiana* 32, 349–366.
- Achab, M., 2011. Dynamics of Sediments Exchange and Transport in the Bay of Cadiz and the Adjacent Continental Shelf (SW - Spain), in: Manning, A. (Ed.), *Sediment Transport in Aquatic Environments*. InTech. <https://doi.org/10.5772/20652>
- Achab, M., Gutierrez-Mas, J.M., Aguayo, F.L., 2008. Utility of clay Minerals in the Determination of Sedimentary Transport Patterns in the Bay of Cadiz. *Geodinamica Acta* 21, 259–272. <https://doi.org/10.3166/ga.21.259-272>
- Aiello, G., Barra, D., Bonaduce, G., 2000. Systematics and biostratigraphy of the ostracoda of the Plio-Pleistocene Monte S. Nicola section (Gela, Sicily). *Bollettino della Società paleontologica italiana* 39, 83–112.
- Alonso, B., Ercilla, G., Casas, D., Stow, D.A.V., Rodríguez-Tovar, F.J., Dorador, J., Hernández-Molina, F.-J., 2016. Contourite vs gravity-flow deposits of the Pleistocene Faro Drift (Gulf of Cadiz): Sedimentological and mineralogical approaches. *Marine Geology* 377, 77–94. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.016>
- Alonso, B., Maldonado, A., 1990. Late Quaternary sedimentation patterns of the Ebro turbidite systems (northwestern Mediterranean): Two styles of deep-sea deposition. *Marine Geology* 95, 353–377. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90124-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90124-3)
- Alves, T.M., Manuppella, G., Gawthorpe, R.L., Hunt, D.W., Monteiro, J.H., 2003. The depositional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 273–303. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00155-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00155-6)
- Ambar, I., Serra, N., Brogueira, M.J., Cabeçadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., Gonçalves, C., Gonzalez, N., 2002. Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 4163–4177. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00148-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00148-0)
- Ambar, I., Armi, L., Bower, A., Ferreira, T., 1999. Some aspects of time variability of the Mediterranean Water off south Portugal. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 46, 1109–1136. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00006-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00006-0)
- Ambar, I., 1983. A shallow core of Mediterranean water off western Portugal. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 30, 677–680. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(83\)90045-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(83)90045-6)
- Ambar, I., Howe, M.R., 1979b. Observations of the Mediterranean outflow--II The deep circulation in the vicinity of the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26, 535–554. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90095-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90095-5)
- Ambar, I., Howe, M., 1979a. Observations of the Mediterranean outflow—I mixing in the Mediterranean outflow. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26, 535–554.

- Amore, F.O., Flores, J.A., Voelker, A.H.L., Lebreiro, S.M., Palumbo, E., Sierro, F.J., 2012. A Middle Pleistocene Northeast Atlantic coccolithophore record: Paleoclimatology and paleoproductivity aspects. *Marine Micropaleontology* 90–91, 44–59. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2012.03.006>
- Angue Minto'o, C.M., Bassetti, M.A., Morigi, C., Ducassou, E., Toucanne, S., Jouet, G., Mulder, T., 2015. Levantine intermediate water hydrodynamic and bottom water ventilation in the northern Tyrrhenian Sea over the past 56,000 years: New insights from benthic foraminifera and ostracods. *Quaternary International* 357, 295–313. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.11.038>
- Appleby, P., Oldfield, F., 1992. Applications of lead-210 to sedimentation studies, in: *Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences*. 2. Ed.
- Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C., Stein, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 94, 5585–5602. <https://doi.org/10.1029/JB094iB05p05585>
- Auffret, G.-A., Pastouret, L., Chamley, H., Lanoix, F., 1974. Influence of the prevailing current regime on sedimentation in the Alboran Sea. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* 21, 839–849. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(74\)90003-5](https://doi.org/10.1016/0011-7471(74)90003-5)
- Avila, A., Alarcón, M., Queralt, I., 1998. The chemical composition of dust transported in red rains—its contribution to the biogeochemical cycle of a holm oak forest in Catalonia (Spain). *Atmospheric Environment* 32, 179–191. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(97\)00286-0](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(97)00286-0)
- Avila, A., Queralt-Mitjans, I., Alarcón, M., 1997. Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 102, 21977–21996. <https://doi.org/10.1029/97JD00485>
- Babinot, J.-F., El Khanchoufi, A., 2000. Les ostracodes du quaternaire terminal de la marge marocaine de la mer d'Alboran : Environnements, implications paléoclimatiques et chronologie. *Revue de Micropaléontologie* 43, 343–352. [https://doi.org/10.1016/S0035-1598\(00\)90176-4](https://doi.org/10.1016/S0035-1598(00)90176-4)
- Bahr, A., Kaboth, S., Hodell, D., Zeeden, C., Fiebig, J., Friedrich, O., 2018. Oceanic heat pulses fueling moisture transport towards continental Europe across the mid-Pleistocene transition. *Quaternary Science Reviews* 179, 48–58. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.009>
- Bahr, A., Kaboth, S., Jiménez-Espejo, F.J., Sierro, F.J., Voelker, A.H.L., Lourens, L., Röhl, U., Reichart, G.J., Escutia, C., Hernández-Molina, F.J., Pross, J., Friedrich, O., 2015. Persistent monsoonal forcing of Mediterranean Outflow Water dynamics during the late Pleistocene. *Geology* 43, 951–954. <https://doi.org/10.1130/G37013.1>
- Bahr, A., Jiménez-Espejo, F.J., Kolasinac, N., Grunert, P., Hernández-Molina, F.J., Röhl, U., Voelker, A.H.L., Escutia, C., Stow, D.A.V., Hodell, D., Alvarez-Zarikian, C.A., 2014. Deciphering bottom current velocity and paleoclimate signals from contourite deposits

- in the Gulf of Cádiz during the last 140 kyr: An inorganic geochemical approach. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15, 3145–3160. <https://doi.org/10.1002/2014GC005356>
- Baldy, P., Boillot, G., Dupeuble, P., Malod, J., Moita, I., Mougenot, D., 1977. Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bulletin de la Societe geologique de France* 7, 703–724. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XIX.4.703>
- Bankole, S., Buckman, J., Stow, D., 2020. Unusual Components Within a Fine-Grained Contourite Deposit: Significance for Interpretation of Provenance and the Contourite Budget. *Minerals* 10, 488. <https://doi.org/10.3390/min10060488>
- Baraza, J., Ercilla, G., H. Nelson, C., 1999. Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain). *Marine Geology* 155, 191–215. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00147-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00147-9)
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.-L., Gendreau, S., 2000. Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289, 1321–1324. <https://doi.org/10.1126/science.289.5483.1321>
- Baringer, M.O., Price, J.F., 1999. A review of the physical oceanography of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 155, 63–82. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00141-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00141-8)
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A., 2000. Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. *Chemical Geology* 169, 145–156. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00232-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00232-6)
- Baschek, B., Send, U., Lafuente, J.G., Candela, J., 2001. Transport estimates in the Strait of Gibraltar with a tidal inverse model. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 106, 31033–31044. <https://doi.org/10.1029/2000JC000458>
- Bashmachnikov, I., Neves, F., Calheiros, T., Carton, X., 2015b. Properties and pathways of Mediterranean water eddies in the Atlantic. *Progress in Oceanography* 137, 149–172.
- Bashmachnikov, I., Nascimento, Â., Neves, F., Menezes, T., Koldunov, N., 2015a. Distribution of intermediate water masses in the subtropical northeast Atlantic. *Ocean Science* 11, 803–827.
- Bassetti, M.-A., Carbonel, P., Sierro, F.J., Perez-Folgado, M., Jouët, G., Berné, S., 2010. Response of ostracods to abrupt climate changes in the Western Mediterranean (Gulf of Lions) during the last 30kyr. *Marine Micropaleontology* 77, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2010.06.004>
- Be, A.W.H., 1960. Ecology of Recent planktonic foraminifera--Part 2, Bathymetric and seasonal distributions in the Sargasso Sea off Nermuda. *Micropaleontology* 6, 373–392.
- Bellanco, M.J., Sánchez-Leal, R.F., 2016. Spatial distribution and intra-annual variability of water masses on the Eastern Gulf of Cadiz seabed. *Continental Shelf Research* 128, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2016.09.001>

- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: The end of Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6, 165–192. <https://doi.org/10.1029/90PA00756>
- Béthoux, J., 1984. Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20 000 ans. *Oceanologica acta* 7, 43–48. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00113/22441/>
- Bethoux, J., 1979. Budgets of the Mediterranean Sea-Their dependance on the local climate and on the characteristics of the Atlantic waters. *Oceanologica acta* 2, 157–163.
- Bethoux, J.P., Gentili, B., 1999. Functioning of the Mediterranean Sea: past and present changes related to freshwater input and climate changes. *Journal of Marine Systems* 20, 33–47. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00069-4](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00069-4)
- Bidet, J.C., Peypouquet, J.P., 1976. Evolution des microfaunes d'ostracodes de l'étage épivathyal du canyon du Cap-Ferret au Quarternaire Terminal: intérêt paléohydrologique. *Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*.
- Bigg, G.R., Wadley, M.R., 2001. Millennial-scale variability in the oceans: an ocean modelling view. *Journal of Quaternary Science* 16, 309–319. <https://doi.org/10.1002/jqs.599>
- Billups, K., Vizcaíno, M., Chiarello, J., Kaiser, E.A., 2020. Reconstructing Western Boundary Current Stability in the North Atlantic Ocean for the Past 700 Kyr From Globorotalia truncatulinoides Coiling Ratios. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 35, e2020PA003958. <https://doi.org/10.1029/2020PA003958>
- Billups, K., Hudson, C., Kunz, H., Rew, I., 2016. Exploring Globorotalia truncatulinoides coiling ratios as a proxy for subtropical gyre dynamics in the northwestern Atlantic Ocean during late Pleistocene Ice Ages. *Paleoceanography* 31, 553–563. <https://doi.org/10.1002/2016PA002927>
- Biscaye, P.E., Eittrheim, S.L., 1977. Suspended particulate loads and transports in the nepheloid layers of the abyssal Atlantic ocean. *Marine Geology* 23, 155–172. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(77\)90087-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90087-1)
- Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M.B., Deininger, M., 2015. Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle. *Nature* 517, 73–76. <https://doi.org/10.1038/nature14059>
- Bonaduce, G., Barra, D., 2002. The ostracods in the palaeoenvironmental interpretation of the Late Langhian - Early serravallian section of Ras Il-Pellegrin (Malta). *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia* 108. <https://doi.org/10.13130/2039-4942/5471>
- Bonaduce, G., Masoli, M., Pugliese, N., 1988. Remarks on the Benthic Ostracoda on the Tunisian Shelf, in: Hanai, T., Ikeya, N., Ishizaki, K. (Eds.), *Developments in Palaeontology and Stratigraphy, Evolutionary Biology of Ostracoda: Its Fundamentals and Applications*. Elsevier, pp. 449–466. [https://doi.org/10.1016/S0920-5446\(08\)70201-2](https://doi.org/10.1016/S0920-5446(08)70201-2)
- Bonaduce, G., Pugliese, N., 1979. Benthic ostracods as depth indicators. *Rapp Comm Int Mer Médit* 25, 167–169.

- Boomer, I., Horne, D.J., Slipper, I.J., 2003. The Use of Ostracods in Palaeoenvironmental Studies, or What can you do with an Ostracod Shell? *The Paleontological Society Papers* 9, 153–180. <https://doi.org/10.1017/S1089332600002199>
- Borenäs, K., Wåhlin, A., Ambar, I., Serra, N., 2002. The Mediterranean outflow splitting—a comparison between theoretical models and CANIGO data. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 4195–4205. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00150-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00150-9)
- Bormans, M., Garrett, C., Thompson, K., 1986. Seasonal variability of the surface inflow through the strait-of-gibraltar. *Oceanologica Acta* 9, 403–414. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00110/22092/>
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. *Agraphic approach to facies interpretation* 168.
- Bourillet, J.-F., Damy, G., Dussud, L., Sultan, N., Woerther, P., Migeon, S., 2007. Behaviour Of A Piston Corer From Accelerometers And New Insights On Quality Of The Recovery. Presented at the Proceedings of the 6th International Off shore Site Investigation and Geotechnics Conference: Confronting New Challenges and Sharing Knowledge, 11–13 September 2007, London, UK.
- Bout-Roumazeilles, V., Riboulleau, A., du Châtelet, E.A., Lorenzoni, L., Tribovillard, N., Murray, R.W., Müller-Karger, F., Astor, Y.M., 2013b. Clay mineralogy of surface sediments as a tool for deciphering river contributions to the Cariaco Basin (Venezuela). *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 750–761. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20079>
- Bout-Roumazeilles, V., Combourieu-Nebout, N., Desprat, S., Siani, G., Turon, J.-L., Essallami, L., 2013a. Tracking atmospheric and riverine terrigenous supplies variability during the last glacial and the Holocene in central Mediterranean. *Climate of the Past* 9, 1065–1087. <https://doi.org/10.5194/cp-9-1065-2013>
- Bout-Roumazeilles, V., Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A., Masson-Delmotte, V., 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000yrBP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews* 26, 3197–3215. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.015>
- Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999. Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 146, 211–228. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00137-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00137-0)
- Bout-Roumazeilles, V., Riboulleau, A., du Châtelet, E.A., Lorenzoni, L., Tribovillard, N., Murray, R.W., Müller-Karger, F., Astor, Y.M., 2013b. Clay mineralogy of surface sediments as a tool for deciphering river contributions to the Cariaco Basin (Venezuela). *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 750–761. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20079>
- Bowen, D.Q., 2010. Sea level ~400 000 years ago (MIS 11): analogue for present and future sea-level? *Climate of the Past* 6, 19–29. <https://doi.org/10.5194/cp-6-19-2010>

- Bower, A.S., Armi, L., Ambar, I., 1997. Lagrangian observations of meddy formation during a Mediterranean undercurrent seeding experiment. *Journal of Physical Oceanography* 27, 2545–2575. [https://doi.org/DOI:https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1997\)027<2545:LOOMFD>2.0.CO;2](https://doi.org/DOI:https://doi.org/10.1175/1520-0485(1997)027<2545:LOOMFD>2.0.CO;2)
- Brackenridge, R.E., Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Jones, C., Mena, A., Alejo, I., Ducassou, E., Llave, E., Ercilla, G., Nombela, M.A., Perez-Arlucea, M., Frances, G., 2018. Textural characteristics and facies of sand-rich contourite depositional systems. *Sedimentology* 65, 2223–2252. <https://doi.org/10.1111/sed.12463>
- Brackenridge, R.E., Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Llave, E., 2013. A Pliocene mixed contourite–turbidite system offshore the Algarve Margin, Gulf of Cadiz: Seismic response, margin evolution and reservoir implications. *Marine and Petroleum Geology* 46, 36–50. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.05.015>
- Broecker, W., Putnam, A.E., 2012. How did the hydrologic cycle respond to the two-phase mystery interval? *Quaternary Science Reviews* 57, 17–25. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.09.024>
- Broecker, W.S., 2003. Does the Trigger for Abrupt Climate Change Reside in the Ocean or in the Atmosphere? *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.1083797>
- Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., McManus, J., 1992. Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics* 6, 265–273. <https://doi.org/10.1007/BF00193540>
- Brown, G., 1980. X-ray diffraction procedures for clay mineral identification. *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification* 305–359.
- Brunner, C.A., 1986. Deposition of a muddy sediment drift in the southern Straits of Florida during the late Quaternary. *Marine Geology* 69, 235–249. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90041-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90041-1)
- Bryden, H.L., Candela, J., Kinder, T.H., 1994. Exchange through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography* 33, 201–248. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(94\)90028-0](https://doi.org/10.1016/0079-6611(94)90028-0)
- Bryden, H.L., Kinder, T.H., 1991. Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 38, S445–S463. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80020-3](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80020-3)
- Bryden, H.L., Stommel, H.M., 1984. Limiting processes. *Oceanol. Acta* 7, 289–296.
- Cabeçadas, G., Brogueira, M.J., Gonçalves, C., 2002. The chemistry of Mediterranean outflow and its interactions with surrounding waters. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 4263–4270. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00154-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00154-6)
- Cabral, M.C., Loureiro, I.M., 2013. Overview of Recent and Holocene ostracods (Crustacea) from brackish and marine environments of Portugal. *Journal of Micropalaeontology* 32, 135–159. <https://doi.org/10.1144/jmpaleo2012-019>
- Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F.J., Grimalt, J.O., 2006. Glacial rapid variability in deep-water temperature and $\delta^{18}\text{O}$ from the Western Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 25, 3294–3311. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.10.004>

- Cacho, I., Grimalt, J.O., Sierro, F.J., Shackleton, N., Canals, M., 2000. Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 417–429. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00296-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00296-X)
- Capella, W., Hernández-Molina, F.J., Flecker, R., Hilgen, F.J., Hssain, M., Kouwenhoven, T.J., van Oorschot, M., Sierro, F.J., Stow, D.A.V., Trabucho-Alexandre, J., Tulbure, M.A., de Weger, W., Yousfi, M.Z., Krijgsman, W., 2017. Sandy contourite drift in the late Miocene Rifian Corridor (Morocco): Reconstruction of depositional environments in a foreland-basin seaway. *Sedimentary Geology* 355, 31–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.004>
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Legrand, M., 2002. Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions. *J. Geophys. Res.* 107, AAC 4-1-AAC 4-12. <https://doi.org/10.1029/2000JD000247>
- Caquineau, S., Gaudichet, A., Gomes, L., Magonthier, M.-C., Chatenet, B., 1998. Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols. *Geophysical Research Letters* 25, 983–986. <https://doi.org/10.1029/98GL00569>
- Caralp, M.-H., 1988. Late glacial to recent deep-sea benthic foraminifera from the Northeastern Atlantic (Cadiz Gulf) and Western Mediterranean (Alboran Sea): paleoceanographic results. *Marine Micropaleontology* 13, 265–289. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(88\)90006-0](https://doi.org/10.1016/0377-8398(88)90006-0)
- Carracedo, L.I., Pardo, P.C., Flecha, S., Pérez, F.F., 2016. On the Mediterranean Water Composition. *Journal of Physical Oceanography* 46, 1339–1358. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-15-0095.1>
- Carracedo, L.I., Gilcoto, M., Mercier, H., Pérez, F.F., 2014. Seasonal dynamics in the Azores–Gibraltar Strait region: A climatologically-based study. *Progress in Oceanography* 122, 116–130. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.12.005>
- Carter, D.B., 1956. The water balance of the Mediterranean and Black Seas. Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology.
- Casas, D., Ercilla, G., Baraza, J., 2003. Acoustic evidences of gas in the continental slope sediments of the Gulf of Cadiz (E Atlantic). *Geo-Mar Lett* 23, 300–310. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0160-z>
- Castañeda, I.S., Schouten, S., Pätzold, J., Lucassen, F., Kasemann, S., Kuhlmann, H., Schefuß, E., 2016. Hydroclimate variability in the Nile River Basin during the past 28,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 438, 47–56. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.12.014>
- Catunda, M.C.A., Bahr, A., Kaboth-Bahr, S., Zhang, X., Foukal, N.P., Friedrich, O., 2021. Subsurface Heat Channel Drove Sea Surface Warming in the High-Latitude North Atlantic During the Mid-Pleistocene Transition. *Geophysical Research Letters* 48, e2020GL091899. <https://doi.org/10.1029/2020GL091899>

- Cavaleiro, C., Voelker, A.H.L., Stoll, H., Baumann, K.-H., Kucera, M., 2020. Coccolithophore productivity at the western Iberian Margin during the Middle Pleistocene (310–455 ka) – evidence from coccolith Sr/Ca data. *Climate of the Past* 16, 2017–2037. <https://doi.org/10.5194/cp-16-2017-2020>
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer.
- Cherubin, L., Carton, X., Paillet, J., Morel, Y., Serpette, A., 2000. Instability of the Mediterranean Water undercurrents southwest of Portugal: effects of baroclinicity and of topography. *Oceanologica Acta* 23, 551–573. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)01105-1](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)01105-1)
- Clark, P.U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J.D., Rial, J.A., Brovkin, V., Mix, A.C., Pisias, N.G., Roy, M., 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quaternary Science Reviews, Critical Quaternary Stratigraphy* 25, 3150–3184. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.008>
- Clark, P.U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M., Teller, J.T., 2001. Freshwater Forcing of Abrupt Climate Change During the Last Glaciation. *Science* 293, 283–287. <https://doi.org/10.1126/science.1062517>
- Cole, T., Shaw, H., 1983. The nature and origin of authigenic smectites in some recent marine sediments. *Clay Minerals* 18, 239–252. <https://doi.org/10.1180/claymin.1983.018.3.02>
- Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F.J., Bárcena, M.Á., 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. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2003.12.014>
- Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Vargas, J.M., Del Río, J., Vázquez, A., Reul, A., Sánchez, A., 2006. Distribution and circulation of water masses in the Gulf of Cadiz from in situ observations. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, The Gulf of Cadiz Oceanography: A Multidisciplinary View* 53, 1144–1160. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.012>
- Curry, W.B., Oppo, D.W., 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001021>
- de Abreu, L., Abrantes, F.F., Shackleton, N.J., Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Oppo, D.W., Hall, M.A., 2005. Ocean climate variability in the eastern North Atlantic during interglacial marine isotope stage 11: A partial analogue to the Holocene? *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001091>
- de Abreu, L., Shackleton, N.J., Schönfeld, J., Hall, M., Chapman, M., 2003. Millennial-scale oceanic climate variability off the Western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196, 1–20. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(03\)00046-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(03)00046-X)

- De Castro, S., Hernandez-Molina, F.J., De Weger, W., Jimenez-Espejo, F.J., Rodriguez-Tovar, F.J., Mena, A., Llave, E., Sierro, F.J., 2021. Contourite characterization and its discrimination from other deep-water deposits in the Gulf of Cadiz contourite depositional system. *Sedimentology* 68, 987–1027.
- De Castro, S., Hernandez-Molina, F.J., Rodriguez-Tovar, F.J., Llave, E., Ng, Z.L., Nishida, N., Mena, A., 2020. Contourites and bottom current reworked sands_ Bed facies model and implications. *Marine Geology* 428, 106267. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106267>
- de Weger, W., Hernández-Molina, F.J., Flecker, R., Sierro, F.J., Chiarella, D., Krijgsman, W., Manar, M.A., 2020. Late Miocene contourite channel system reveals intermittent overflow behavior. *Geology* 48, 1194–1199. <https://doi.org/10.1130/G47944.1>
- Demirov, E.K., Pinardi, N., 2007. On the relationship between the water mass pathways and eddy variability in the Western Mediterranean Sea. *J. Geophys. Res.* 112. <https://doi.org/10.1029/2005JC003174>
- Diester-Haass, L., 1973. No current reversal at 10,000 BP in the Strait of Gibraltar. *Marine Geology* 15, M1–M9. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(73\)90016-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(73)90016-9)
- Díaz-del-Río, V., Somoza, L., Martínez-Frias, J., Mata, M.P., Delgado, A., Hernandez-Molina, F.J., Lunar, R., Martín-Rubí, J.A., Maestro, A., Fernández-Puga, M.C., León, R., Llave, E., Medialdea, T., Vázquez, J.T., 2003. Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology, Sedimentary Processes and Seafloor Hydrocarbon Emission on Deep European Continental Margins* 195, 177–200. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00687-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00687-4)
- Droghei, R., Falcini, F., Casalbore, D., Martorelli, E., Mosetti, R., Sannino, G., Santoleri, R., Chiocci, F.L., 2016. The role of Internal Solitary Waves on deep-water sedimentary processes: the case of up-slope migrating sediment waves off the Messina Strait. *Sci Rep* 6, 36376. <https://doi.org/10.1038/srep36376>
- Droxler, A.W., Farrell, J.W., 2000. Marine Isotope Stage 11 (MIS 11): new insights for a warm future. *Global and Planetary Change* 24, 1–5. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(99\)00065-X](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(99)00065-X)
- Duarte, J.C., Rosas, F.M., Terrinha, P., Schellart, W.P., Boutelier, D., Gutscher, M.-A., Ribeiro, A., 2013. Are subduction zones invading the Atlantic? Evidence from the southwest Iberia margin. *Geology* 41, 839–842. <https://doi.org/10.1130/G34100.1>
- Duarte, J.C., Rosas, F.M., Terrinha, P., Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Silva, S., Matias, L., 2011. Thrust–wrench interference tectonics in the Gulf of Cadiz (Africa–Iberia plate boundary in the North-East Atlantic): Insights from analog models. *Marine Geology* 289, 135–149. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.09.014>
- Ducassou, E., Hassan, R., Gonthier, E., Duprat, J., Hanquiez, V., Mulder, T., 2018. Biostratigraphy of the last 50 kyr in the contourite depositional system of the Gulf of Cádiz. *Marine Geology* 395, 285–300. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.09.014>

- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D., Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography* 3, 343–360. <https://doi.org/10.1029/PA003i003p00343>
- Ducassou, E., Fournier, L., Sierro, F.J., Alvarez-Zarikian, C.A., Lofi, J., Flores, J.A., Roque, C., 2016. Origin of the large Pliocene and Pleistocene debris flows on the Algarve margin. *Marine Geology* 377, 58. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.018>
- Edzward, J.K., O'Melia, C.R., 1975. Clay Distributions in Recent Estuarine Sediments. *Clays and Clay Minerals* 23, 39–44. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1975.0230106>
- Elbaz-Poulichet, F., Morley, N.H., Beckers, J.-M., Nomerange, P., 2001. Metal fluxes through the Strait of Gibraltar: the influence of the Tinto and Odiel rivers (SW Spain). *Marine Chemistry* 73, 193–213. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(00\)00106-7](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(00)00106-7)
- Elderfield, H., Ferretti, P., Greaves, M., Crowhurst, S., McCave, I.N., Hodell, D., Piotrowski, A.M., 2012. Evolution of Ocean Temperature and Ice Volume Through the Mid-Pleistocene Climate Transition. *Science* 337, 704–709. <https://doi.org/10.1126/science.1221294>
- Elmouden, A., Bouchaou, L., Snoussi, M., 2005. Constraints on alluvial clay mineral assemblages in semiarid regions. The Souss Wadi Basin (Morocco, Northwestern Africa). *Geologica Acta* 3, 3–14. <https://doi.org/10.1344/105.000001410>
- England, M.H., Godfrey, J.S., Hirst, A.C., Tomczak, M., 1993. The mechanism for Antarctic Intermediate Water renewal in a world ocean model. *Journal of Physical Oceanography* 23, 1553–1560. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1553:TMFAIW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1553:TMFAIW>2.0.CO;2)
- Ercilla, G., Juan, C., Hernández-Molina, F.J., Bruno, M., Estrada, F., Alonso, B., Casas, D., Farran, Marcel. Í, Llave, E., García, M., Vázquez, J.T., D'Acremont, E., Gorini, C., Palomino, D., Valencia, J., El Moumni, B., Ammar, A., 2016. Significance of bottom currents in deep-sea morphodynamics: An example from the Alboran Sea. *Marine Geology* 378, 157–170. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.007>
- Ericson, D.B., Wollin, G., 1968. Pleistocene Climates and Chronology in Deep-Sea Sediments. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.162.3859.1227>
- Esquevin, J., 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA* 3, 147–153.
- Expedition 339 Scientists, 2013. Site U1386. In: Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Alvarez Zarikian, C.A., the. Expedition.339.Scientists (Eds.), *Proceedings IODP, 339. Integrated Ocean Drilling Program Management International*, Tokyo.
- Eynaud, F., de Abreu, L., Voelker, A., Schönfeld, J., Salueiro, E., Turon, J.-L., Penaud, A., Toucanne, S., Naughton, F., Sánchez Goñi, M.F., Malaizé, B., Cacho, I., 2009. Position of the Polar Front along the western Iberian margin during key cold episodes of the last 45 ka. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10. <https://doi.org/10.1029/2009GC002398>

- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 14 Contourite Drifts: Nature, Evolution and Controls, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 257–288. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10014-0](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10014-0)
- Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., Imbert, P., Viana, A., 1999. Seismic features diagnostic of contourite drifts. *Marine Geology* 162, 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00068-7)
- Faugères, J.C., Mézerais, M.L., Stow, D.A.V., 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. *Sedimentary Geology* 82, 189–203. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90121-K](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90121-K)
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Peypouquet, J.-P., Pujol, C., Vergnaud-Grazzini, C., 1986. Distribution et variations des courants de fond sur la ride de Faro (Golfe de Cadix), témoins des modifications des échanges Méditerranée-Atlantique au Quaternaire récent. *Bulletin de la Société Géologique de France* 2, 423–432. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.II.3.423>
- Faugères, J.-C., Gonthier, E., Stow, D.A.V., 1984. Contourite drift molded by deep Mediterranean outflow. *Geology* 12, 296–300. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<296:CDMBDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<296:CDMBDM>2.0.CO;2)
- Fernández-Caliani, J.C., Ruiz-Muñoz, F., Galán, E., 1997. Clay mineral and heavy metal distributions in the lower estuary of Huelva and adjacent Atlantic shelf, SW Spain. *Science of The Total Environment* 198, 181–200. [https://doi.org/10.1016/S0048-9697\(97\)05450-8](https://doi.org/10.1016/S0048-9697(97)05450-8)
- Fernández-Ibáñez, F., Soto, J.I., Zoback, M.D., Morales, J., 2007. Present-day stress field in the Gibraltar Arc (western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 112. <https://doi.org/10.1029/2006JB004683>
- Fernández-Nóvoa, D., deCastro, M., Des, M., Costoya, X., Mendes, R., Gómez-Gesteira, M., 2017. Characterization of Iberian turbid plumes by means of synoptic patterns obtained through MODIS imagery. *Journal of Sea Research* 126, 12–25. <https://doi.org/10.1016/j.seares.2017.06.013>
- Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., Díaz del Río, V., Medialdea, T., Mata, M.P., León, R., 2007. Gas-related morphologies and diapirism in the Gulf of Cádiz. *Geo-Mar Lett* 27, 213–221. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0076-0>
- Fernández-Salas, L., Rey, J., Pérez-Vázquez, E., Ramírez, J., Hernández-Molina, F., Somoza, L., De Andrés, J., Lobo, F., 1999. Morphology and characterisation of the relict facies on the internal continental shelf in the Gulf of Cadiz, between Ayamonte and Huelva (southern Iberian Peninsula). *Boletín-instituto español de oceanografía* 15, 123–132.
- Fiúza, A.F.G., Hamann, M., Ambar, I., Díaz del Río, G., González, N., Cabanas, J.M., 1998. Water masses and their circulation off western Iberia during May 1993. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 45, 1127–1160. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00008-9](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00008-9)

- Flinch, J.F., Vail, P.R., 1998. Plio-Pleistocene Sequence Stratigraphy and Tectonics of the Gibraltar Arc.
- Fonnesu, M., Palermo, D., Galbiati, M., Marchesini, M., Bonamini, E., Bendias, D., 2020. A new world-class deep-water play-type, deposited by the syndepositional interaction of turbidity flows and bottom currents: The giant Eocene Coral Field in northern Mozambique. *Marine and Petroleum Geology* 111, 179–201. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.07.047>
- Formenti, P., Rajot, J.L., Desboeufs, K., Caquineau, S., Chevaillier, S., Nava, S., Gaudichet, A., Journet, E., Triquet, S., Alfaro, S., Chiari, M., Haywood, J., Coe, H., Highwood, E., 2008. Regional variability of the composition of mineral dust from western Africa: Results from the AMMA SOP0/DABEX and DODO field campaigns. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 113. <https://doi.org/10.1029/2008JD009903>
- Freitas, P.S., Abrantes, F., 2002. Suspended particulate matter in the Mediterranean water at the Gulf of Cadiz and off the southwest coast of the Iberian Peninsula. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 4245–4261. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00153-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00153-4)
- Freitas, M.C., Andrade, C., Moreno, J.C., Munha, J.M., Cachao, M., 1999. The sedimentary record of recent (last 500 years) environmental changes in the Seixal Bay marsh, Tagus estuary, Portugal. *Geologie in Mijnbouw* 77, 283–293.
- Freitas, M.C., Andrade, C., Moreno, J.C., Munhá, J.M., Cachão, M., 1998. The sedimentary record of recent (last 500 years) environmental changes in the Seixal Bay marsh, Tagus estuary, Portugal. *Geologie en Mijnbouw* 77, 283–293. <https://doi.org/10.1023/A:1003695022853>
- Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Grimalt, J.O., 2008. Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International* 181, 88–104. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.06.016>
- García, M., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Lobo, F.J., Ercilla, G., Alonso, B., Casas, D., Mena, A., Fernández-Salas, L.M., 2020. The role of late Quaternary tectonic activity and sea-level changes on sedimentary processes interaction in the Gulf of Cadiz upper and middle continental slope (SW Iberia). *Marine and Petroleum Geology* 121, 104595. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104595>
- García, M., Hernández-Molina, F.J., Alonso, B., Vázquez, J.T., Ercilla, G., Llave, E., Casas, D., 2016. Erosive sub-circular depressions on the Guadalquivir Bank (Gulf of Cadiz): Interaction between bottom current, mass-wasting and tectonic processes. *Marine Geology* 378, 5–19. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.004>
- García, M., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., León, R., Fernández-Puga, M.C., Díaz del Río, V., Somoza, L., 2009. Contourite erosive features caused by the Mediterranean Outflow Water in the Gulf of Cadiz: Quaternary tectonic and

- oceanographic implications. *Marine Geology* 257, 24–40.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.009>
- García, M., 2002. Caracterización morfológica del sistema de canales y de valles submarinos del talud medio del Golfo de Cádiz (SO de la Península Ibérica): Implicaciones oceanográficas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad de Cádiz.
- García-Gallardo, Á., Grunert, P., Piller, W.E., 2018. Variations in Mediterranean–Atlantic exchange across the late Pliocene climate transition. *Clim. Past* 14, 339–350.
<https://doi.org/10.5194/cp-14-339-2018>
- García-Lafuente, J., Delgado, J., Criado-Aldeanueva, F., Bruno, M., del Río, J., Miguel Vargas, J., 2006. Water mass circulation on the continental shelf of the Gulf of Cádiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53, 1182–1197.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.011>
- García-Lafuente, J., Fanjul, E.Á., Vargas, J.M., Ratsimandresy, A.W., 2002. Subinertial variability in the flow through the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 107, 32-1-31–9. <https://doi.org/10.1029/2001JC001104>
- García-Lafuente, J., Vargas, J.M., Plaza, F., Sarhan, T., Candela, J., Bascheck, B., 2000. Tide at the eastern section of the Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 105, 14197–14213. <https://doi.org/10.1029/2000JC900007>
- Gasser, M., Pelegrí, J.L., Emelianov, M., Bruno, M., Gràcia, E., Pastor, M., Peters, H., Rodríguez-Santana, Á., Salvador, J., Sánchez-Leal, R.F., 2017. Tracking the Mediterranean outflow in the Gulf of Cadiz. *Progress in Oceanography* 157, 47–71.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2017.05.015>
- Gibbs, R.J., 1977. Clay Mineral Segregation in the Marine Environment. *SEPM JSR Vol. 47*, 237–243. <https://doi.org/10.1306/212F713A-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Gibbs, R.J., 1967. The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin* 78, 1203–1232. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1967\)78\[1203:TGOTAR\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1967)78[1203:TGOTAR]2.0.CO;2)
- Girard, J., 2021. Caractérisation de la composition des sables de dépôts contouritiques dans le Golfe de Cadix durant les périodes interglaciaires des derniers 430 ka sous l'influence de la Mediterranean Outflow Water (Stage de Master 2). Université du Bordeaux, Pessac.
- Gonthier, E., Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1984. Contourite facies of the Faro drift, Gulf of Cadiz. *Geological Society, London, Special Publications* 15, 275–292.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.18>
- Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., Mendes, I., 2004. Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). *Quaternary International* 120, 133–144.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2004.01.012>

- González-Lanchas, A., Flores, J.-A., Sierro, F.J., Sánchez Goñi, M.F., Rodrigues, T., Ausín, B., Oliveira, D., Naughton, F., Marino, M., Maiorano, P., Balestra, B., 2021. Control Mechanisms of Primary Productivity Revealed by Calcareous Nannoplankton From Marine Isotope Stages 12 to 9 at the Shackleton Site (IODP Site U1385). *Paleoceanography and Paleoclimatology* 36, e2021PA004246. <https://doi.org/10.1029/2021PA004246>
- Goudie, A.S., Middleton, N.J., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews* 56, 179–204. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00067-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00067-8)
- Grant, K.M., Amarathunga, U., Amies, J.D., Hu, P., Qian, Y., Penny, T., Rodriguez-Sanz, L., Zhao, X., Heslop, D., Liebrand, D., Hennekam, R., Westerhold, T., Gilmore, S., Lourens, L.J., Roberts, A.P., Rohling, E.J., 2022. Organic carbon burial in Mediterranean sapropels intensified during Green Sahara Periods since 3.2 Myr ago. *Commun Earth Environ* 3, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00339-9>
- Grousset, F.E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A., 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology* 28, 123–126. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<123:WTNAHE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<123:WTNAHE>2.0.CO;2)
- Grousset, F.E., Rognon, P., Coudé-Gaussen, G., Pédemay, P., 1992. Origins of peri-Saharan dust deposits traced by their Nd and Sr isotopic composition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 93, 203–212. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(92\)90097-0](https://doi.org/10.1016/0031-0182(92)90097-0)
- Grousset, F.E., Joron, J.L., Biscaye, P.E., Latouche, C., Treuil, M., Maillet, N., Faugères, J.-C., Gonthier, E., 1988. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18,000 Years B.P.: Mineralogical and geochemical arguments. *Geo-Marine Letters* 8, 25–34. <https://doi.org/10.1007/BF02238003>
- Guerzoni, S., Molinaroli, E., Chester, R., 1997. Saharan dust inputs to the W. Mediterranean Sea : depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 44, 631–654. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(96\)00096-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(96)00096-3)
- Guo, Q., Li, B., Kim, J.-K., 2017. Benthic foraminiferal assemblages and bottom water evolution off the Portuguese margin since the Middle Pleistocene. *Global and Planetary Change* 150, 94–108. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.11.004>
- Guo, Q., Li, B., Voelker, A.H., Kim, J.-K., 2020. Mediterranean Outflow Water dynamics across the middle Pleistocene transition based on a 1.3 million-year benthic foraminiferal record off the Portuguese margin. *Quaternary Science Reviews* 247, 106567. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106567>
- Gutiérrez-Mas, J.M., López-Aguayo, F., Achab, M., 2006. Clay minerals as dynamic tracers of suspended matter dispersal in the Gulf of Cadiz (SW Spain). *Clay Miner.* 41, 727–738. <https://doi.org/10.1180/0009855064130215>

- Gutiérrez-Mas, J.M., Moral, J.P., Sánchez, A., Dominguez, S., Muñoz-Perez, J.J., 2003. Multicycle sediments on the continental shelf of Cadiz (SW Spain). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 57, 667–677. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00407-9](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00407-9)
- Gutiérrez-Mas, J.M., López-Galindo, A., López-Aguayo, F., 1997. Clay minerals in recent sediments of the continental shelf and the Bay of Cadiz (SW Spain). *Clay Minerals* 32, 507–515.
- Gutiérrez-Mas, J.M., Hernández-Molina, F.J., López-Aguayo, F., 1996. Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cádiz (SW Spain). *Continental Shelf Research* 16, 1635–1653. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(96\)00010-6](https://doi.org/10.1016/0278-4343(96)00010-6)
- Gutiérrez-Mas, J.M., Domínguez-Bella, S., López-Aguayo, F., 1994. Present-day sedimentation patterns of the Gulf of Cadiz northern shelf from heavy mineral analysis. *Geo-Marine Letters* 14, 52–58. <https://doi.org/10.1007/BF01204471>
- Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Westbrook, G.K., Le Roy, P., Rosas, F., Duarte, J.C., Terrinha, P., Miranda, J.M., Graindorge, D., Gailler, A., Sallares, V., Bartolome, R., 2012. The Gibraltar subduction: A decade of new geophysical data. *Tectonophysics* 574–575, 72–91. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.038>
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W., 2002. Evidence for active subduction beneath Gibraltar. *Geology* 30, 1071–1074. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1071:EFASBG>2.0.CO;2)
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J., Mulder, T., 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic: Sediment deposition in the Gulf of Cadiz. *Sedimentology* 50, 483–510. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00561.x>
- Hanebuth, T.J.J., Zhang, W., Hofmann, A.L., Löwemark, L.A., Schwenk, T., 2015. Oceanic density fronts steering bottom-current induced sedimentation deduced from a 50 ka contourite-drift record and numerical modeling (off NW Spain). *Quaternary Science Reviews* 112, 207–225. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.027>
- Hanquiez, V., Mulder, T., Toucanne, S., Lecroart, P., Bonnel, C., Marchès, E., Gonthier, E., 2010. The sandy channel-lobe depositional systems in the Gulf of Cadiz: Gravity processes forced by contour current processes. *Sedimentary Geology* 229, 110–123. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.05.008>
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E., Voisset, M., 2007. High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Marine Geology* 246, 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.002>
- Hanquiez, V., 2006. Processus sédimentaires et activité de la Veine d’Eau Méditerranéenne au cours du Quaternaire terminal dans le Golfe de Cadix (PhD Thesis). Université de Bordeaux.
- Harris, P.T., Brancolini, G., Armand, L., Buseti, M., Beaman, R.J., Giorgetti, G., Presti, M., Trincardi, F., 2001. Continental shelf drift deposit indicates non-steady state Antarctic

- bottom water production in the Holocene. *Marine Geology* 179, 1–8. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00183-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00183-9)
- Harvey, J., 1982. $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ relationships and water masses in the eastern North Atlantic. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29, 1021–1033. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90025-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90025-5)
- Hassan, R., 2014. La sédimentation dans le Golfe de Cadix au cours des derniers 50 000 ans (analyses multi-paramètres et multi-échelles). (PhD Thesis). Université de Bordeaux.
- Heezen, B.C., Johnson, G.L., 1969. Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar. Institut océanographique, Monaco.
- Heezen, B.C., Hollister, C.D., Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the Continental Rise by Deep Geostrophic Contour Currents. *Science* 152, 502–508. <https://doi.org/10.1126/science.152.3721.502>
- Heezen, B.C., Hollister, C., 1964. Deep-sea current evidence from abyssal sediments. *Marine Geology* 1, 141–174. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(64\)90012-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(64)90012-X)
- Helmke, J.P., Bauch, H.A., Röhl, U., Kandiano, E.S., 2008. Uniform climate development between the subtropical and subpolar Northeast Atlantic across marine isotope stage 11. *Climate of the Past* 4, 181–190. <https://doi.org/10.5194/cp-4-181-2008>
- Hernández-Molina, F.J., Wåhlin, A., Bruno, M., Ercilla, G., Llave, E., Serra, N., Rosón, G., Puig, P., Rebesco, M., Van Rooij, D., Roque, D., González-Pola, C., Sánchez, F., Gómez, M., Preu, B., Schwenk, T., Hanebuth, T.J.J., Sánchez Leal, R.F., García-Lafuente, J., Brackenridge, R.E., Juan, C., Stow, D.A.V., Sánchez-González, J.M., 2016b. Oceanographic processes and morphosedimentary products along the Iberian margins: A new multidisciplinary approach. *Marine Geology* 378, 127–156. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.008>
- Hernández-Molina, F.J., Sierro, F.J., Llave, E., Roque, C., Stow, D.A.V., Williams, T., Lofi, J., van der Schee, M., Arnáiz, A., Ledesma, S., Rosales, C., Rodríguez-Tovar, F.J., Pardo-Igúzquiza, E., Brackenridge, R.E., 2016a. Evolution of the Gulf of Cadiz margin and southwest Portugal contourite depositional system; tectonic, sedimentary and paleoceanographic implications from IODP Expedition 339. Stratigraphic and sedimentary significance of the Mediterranean Outflow Water and its conceptual implications; virtual special issue on IODP Expedition 339; the Mediterranean Outflow, comprising marine geological aspects (in *Marine Geology*) and paleoceanography aspects (in *GeoPlacha*) 377, 7. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.013>
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Preu, B., Ercilla, G., Fontan, A., Bruno, M., Serra, N., Gomiz, J.J., Brackenridge, R.E., Sierro, F.J., Stow, D.A.V., García, M., Juan, C., Sandoval, N., Arnáiz, A., 2014b. Contourite processes associated with the Mediterranean Outflow Water after its exit from the Strait of Gibraltar: Global and conceptual implications. *Geology* 42, 227–230. <https://doi.org/10.1130/G35083.1>
- Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Alvarez-Zarikian, C.A., Acton, G., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R., Flores, J.-A., Furota, S., Grunert, P., Hodell, D., Jimenez-Espejo,

- F., Kim, J.K., Krissek, L., Kuroda, J., Li, B., Llave, E., Lofi, J., Lourens, L., Miller, M., Nanayama, F., Nishida, N., Richter, C., Roque, C., Pereira, H., Sanchez Goñi, M.F., Sierro, F.J., Singh, A.D., Sloss, C., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Williams, T., Xuan, C., 2014b. Onset of Mediterranean outflow into the North Atlantic. *Science* 344, 1244. <https://doi.org/10.1126/science.1251306>
- Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A.V., Alvarez Zarikian, C., Lofi, J., Williams, T., Acton, G.D., Bahr, A., Balestra, B., Ducassou, E., Flood, R.D., Flores, J.-A., Furota, S., Grunert, P., Hodell, D.A., Jimenez-Espejo, F.J., Kim, J.K., Krissek, L.A., Kuroda, J., Baohua, L., Lourens, L., Miller, M.D., Nanayama, F., Nishida, N., Richter, C., Sanchez Goni, M.F., Sierro Sánchez, F.J., Singh, A.D., Sloss, C.R., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Xuan, C., 2013. Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Mediterranean Outflow. IODP Management International, Washington, DC, United States.
- Hernández-Molina, F.J., Serra, N., Stow, D.A.V., Llave, E., Ercilla, G., Van Rooij, D., 2011. Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Mar Lett* 31, 315–341. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0242-2>
- Hernández-Molina, F.J., Maldonado, A., Stow, D.A.V., 2008b. Chapter 18 Abyssal Plain Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 345–378. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10018-8](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10018-8)
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., 2008a. Chapter 19 Continental Slope Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 379–408. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10019-X](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10019-X)
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M., Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R., Medialdea, T., Gardner, J., 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 53, 1420–1463. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2006.04.016>
- Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Somoza, L., Fernández-Puga, M.C., Maestro, A., León, R., Medialdea, T., Barnolas, A., García, M., del Río, V.D., Rodero, J., Gardner, J., 2003. Looking for clues to paleoceanographic imprints: a diagnosis of the Gulf of Cadiz contourite depositional systems. *Geology* 31, 19–22. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0019:LFCTPI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0019:LFCTPI>2.0.CO;2)
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Vazquez, J.T., Lobo, F., Fernández-Puga, M.C., Llave, E., Díaz-del Río, V., 2002. Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International, Continental Shelves in the Quaternary: ICGP 396* 92, 5–23. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(01\)00111-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(01)00111-2)
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Lobo, F., 2000. Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence

- stratigraphy and response to sea-level fall. *Geological Society, London, Special Publications* 172, 329–362. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.172.01.15>
- Hes, G., Sánchez Goñi, M.F., Bouttes, N., 2021. Impact of terrestrial biosphere on the atmospheric CO₂ concentration across Termination V. *Climate of the Past Discussions* 1–29. <https://doi.org/10.5194/cp-2021-143>
- Hodell, D.A., Nicholl, J.A., Bontognali, T.R.R., Danino, S., Dorador, J., Dowdeswell, J.A., Einsle, J., Kuhlmann, H., Martrat, B., Mleneck-Vautravers, M.J., Rodríguez-Tovar, F.J., Röhl, U., 2017. Anatomy of Heinrich Layer 1 and its role in the last deglaciation. *Paleoceanography* 32, 284–303. <https://doi.org/10.1002/2016PA003028>
- Hodell, D., Lourens, L., Crowhurst, S., Konijnendijk, T., Tjallingii, R., Jiménez Espejo, F., Skinner, L., Tzedakis, P.C., Abrantes, F., Acton, G.D., Alvarez Zarikian, C.A., Bahr, A., Balestra, B., Llave Barranco, E., Carrara, G., Ducassou, E., Flood, R.D., Flores, J.-A., Furota, S., Grimalt, J., Grunert, P., Hernández-Molina, J., Kim, J.K., Krissek, L.A., Kuroda, J., Li, B., Lofi, J., Margari, V., Martrat, B., Miller, M.D., Nanayama, F., Nishida, N., Richter, C., Rodrigues, T., Rodríguez-Tovar, F.J., Freixo Roque, A.C., Sánchez Goñi, M.F., Sierró Sánchez, F.J., Singh, A.D., Sloss, C.R., Stow, D.A.V., Takashimizu, Y., Tzanova, A., Voelker, A., Xuan, C., Williams, T., 2015. A reference time scale for Site U1385 (Shackleton site) on the SW Iberian Margin. *Global and Planetary Change* 133, 49. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.07.002>
- Hodell, D., Crowhurst, S., Skinner, L., Tzedakis, P.C., Margari, V., Channell, J.E.T., Kamenov, G., Maclachlan, S., Rothwell, G., 2013. Response of Iberian margin sediments to orbital and suborbital forcing over the past 420 ka. *Paleoceanography* 28, 185. <https://doi.org/10.1002/palo.20017>
- Hollister, C.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P.F., 1974. Current-Controlled Abyssal Sedimentation: Samoan Passage, Equatorial West Pacific. *The Journal of Geology* 82, 275–300. <https://doi.org/10.1086/627965>
- Hollister, C.D., McCave, I.N., 1984. Sedimentation under deep-sea storms. *Nature* 309, 220–225. <https://doi.org/10.1038/309220a0>
- Honjo, S., 1982. Seasonality and interaction of biogenic and lithogenic particulate flux at the Panama Basin. *Science* 218, 883–884. <https://doi.org/10.1126/science.218.4575.883>
- Honjo, S., Manganini, S.J., Cole, J.J., 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 29, 609–625. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90079-6](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90079-6)
- Huang, T.-C., Stanley, D., 1972. Western Alboran Sea: sediment dispersal, ponding and reversal of currents. *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory* 521, 559.
- Hüneke, H., Stow, D.A.V., 2008. Chapter 17 Identification of Ancient Contourites: Problems and Palaeoceanographic Significance, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 323–344. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10017-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10017-6)

- Iorga, M.C., Lozier, M.S., 1999. Signatures of the Mediterranean outflow from a North Atlantic climatology: 1. Salinity and density fields. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 104, 25985–26009.
- Ivanovic, R.F., Valdes, P.J., Gregoire, L., Flecker, R., Gutjahr, M., 2014. Sensitivity of modern climate to the presence, strength and salinity of Mediterranean-Atlantic exchange in a global general circulation model. *Clim Dyn* 42, 859–877. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1680-5>
- Ivanovic, R.F., Valdes, P.J., Flecker, R., Gregoire, L.J., Gutjahr, M., 2013. The parameterisation of Mediterranean–Atlantic water exchange in the Hadley Centre model HadCM3, and its effect on modelled North Atlantic climate. *Ocean Modelling* 62, 11–16. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2012.11.002>
- Jia, Y., 2000. Formation of an Azores Current Due to Mediterranean Overflow in a Modeling Study of the North Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 30, 2342–2358. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<2342:FOAACD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<2342:FOAACD>2.0.CO;2)
- Johnson, A.G., Kelley, J.T., 1984. Temporal, spatial, and textural variation in the mineralogy of Mississippi River suspended sediment. *Journal of Sedimentary Research* 54, 67–72. <https://doi.org/10.1306/212F83A5-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Johnson, J., Ambar, I., Serra, N., Stevens, I., 2002. Comparative studies of the spreading of Mediterranean water through the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 49, 4179–4193.
- Jouanneau, J.M., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Dias, J.A., Weber, O., 1998. Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries, S.W. Portugal. *Progress in Oceanography* 42, 233–257. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(98\)00036-6](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(98)00036-6)
- Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. *Science* 317, 793–796. <https://doi.org/10.1126/science.1141038>
- Jung, S.J., Kroon, D., Ganssen, G., Peeters, F., Ganeshram, R., 2010. Southern Hemisphere intermediate water formation and the bi-polar seesaw. *PAGES news* 18, 36–38. <https://doi.org/10.22498/pages.18.1.36>
- Kaboth-Bahr, S., Bahr, A., Stepanek, C., Catunda, M.C.A., Karas, C., Ziegler, M., García-Gallardo, Á., Grunert, P., 2021. Mediterranean heat injection to the North Atlantic delayed the intensification of Northern Hemisphere glaciations. *Commun Earth Environ* 2, 1–9. <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00232-5>
- Kaboth-Bahr, S., Bahr, A., Zeeden, C., Toucanne, S., Eynaud, F., Jiménez-Espejo, F., Röhl, U., Friedrich, O., Pross, J., Löwemark, L., Lourens, L.J., 2018. Monsoonal Forcing of

- European Ice-Sheet Dynamics During the Late Quaternary. *Geophysical Research Letters* 45, 7066–7074. <https://doi.org/10.1029/2018GL078751>
- Kaboth, S., Grunert, P., Lourens, L., 2017b. Mediterranean Outflow Water variability during the Early Pleistocene. *Clim. Past* 13, 1023–1035. <https://doi.org/10.5194/cp-13-1023-2017>
- Kaboth, S., de Boer, B., Bahr, A., Zeeden, C., Lourens, L.J., 2017a. Mediterranean Outflow Water dynamics during the past ~570 kyr: Regional and global implications: Middle to Late Pleistocene MOW. *Paleoceanography* 32, 634–647. <https://doi.org/10.1002/2016PA003063>
- Kaboth, S., Bahr, A., Reichert, G.-J., Jacobs, B., Lourens, L.J., 2016. New insights into upper MOW variability over the last 150kyr from IODP 339 Site U1386 in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology* 377, 136–145. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.014>
- Kaiser, E.A., Caldwell, A., Billups, K., 2019. North Atlantic Upper-Ocean Hydrography During the Mid-Pleistocene Transition Evidenced by *Globorotalia truncatulinoides* Coiling Ratios. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 34, 658–671. <https://doi.org/10.1029/2018PA003502>
- Kandler, K., Schütz, L., Deutscher, C., Ebert, M., Hofmann, H., Jäkel, S., Jaenicke, R., Knippertz, P., Lieke, K., Massling, A., others, 2009. Size distribution, mass concentration, chemical and mineralogical composition and derived optical parameters of the boundary layer aerosol at Tinfou, Morocco, during SAMUM 2006. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 61, 32–50. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2008.00385.x>
- Kane, I.A., Clare, M.A., Miramontes, E., Wogelius, R., Rothwell, J.J., Garreau, P., Pohl, F., 2020. Seafloor microplastic hotspots controlled by deep-sea circulation. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.aba5899>
- Kenyon, N.H., Belderson, R.H., 1973. Bed forms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sedimentary geology* 9, 77–99. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(73\)90027-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(73)90027-4)
- Khélifi, N., Sarnthein, M., Frank, M., Andersen, N., Garbe-Schönberg, D., 2014. Late Pliocene variations of the Mediterranean outflow. *Marine Geology* 357, 182–194. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.07.006>
- Knutz, P.C., 2008. Chapter 24 Palaeoceanographic Significance of Contourite Drifts, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 511–535. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10024-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10024-3)
- Konijnendijk, T.Y.M., Ziegler, M., Lourens, L.J., 2014. Chronological constraints on Pleistocene sapropel depositions from high-resolution geochemical records of ODP Sites 967 and 968. *Newsletters on Stratigraphy* 263–282. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0047>
- Koulali, A., Ouazar, D., Tahayt, A., King, R.W., Vernant, P., Reilinger, R.E., McClusky, S., Mourabit, T., Davila, J.M., Amraoui, N., 2011. New GPS constraints on active

- deformation along the Africa–Iberia plate boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 308, 211–217. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.048>
- Labeyrie, L., Cortijo, E., Jansen, E., Balut, Y., Thouveny, N., 1999. IMAGES V/GINNA Leg 5, Marion-Dufresne.
- Lacombe, H., Richez, C., 1982. The Regime of the Strait of Gibraltar, in: Nihoul, J.C.J. (Ed.), Elsevier Oceanography Series, Hydrodynamics of Semi-Enclosed Seas. Elsevier, pp. 13–73. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)71237-6](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)71237-6)
- Laprida, C., Carbonel, P., Azpilicueta, M., 2002. Dinámica de los ostrácodos mediterráneos en el golfo de Vizcaya, océano Atlántico nororiental. *Revista española de micropaleontología* 34, 201–214.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A.C.M., Levrard, B., 2004. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *A&A* 428, 261–285. <https://doi.org/10.1051/0004-6361:20041335>
- Laughton, A.S., Whitmarsh, R.B., Rusby, J.S.M., Somers, M.L., Revie, J., McCartney, B.S., Nafe, J.E., 1972. A Continuous East-West Fault on the Azores-Gibraltar Ridge. *Nature* 237, 217–220. <https://doi.org/10.1038/237217a0>
- Lebreiro, S.M., Antón, L., Reguera, M.I., Fernández, M., Conde, E., Barrado, A.I., Yllera, A., 2015. Zooming into the Mediterranean outflow fossil moat during the 1.2–1.8millionyears period (Early-Pleistocene) — An approach by radiogenic and stable isotopes. *Global and Planetary Change* 135, 104–118. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.10.010>
- Lebreiro, S.M., Moreno, J.C., Abrantes, F.F., Pflaumann, U., 1997. Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian Margin) during the last 225 kyr: Foraminiferal evidence. *Paleoceanography* 12, 718–727. <https://doi.org/10.1029/97PA01748>
- Lima, L., 1971. Distribuição dos minerais argilosos na plataforma continental entre os cabos Raso e Espichel. Presented at the 1° Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica, Madrid.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic D18O records. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- Llano, M., 1981. Intérêt des ostracodes dans l'interprétation de phénomènes hydrologiques sur les plateaux continentaux: la plate-forme Atlantique marocaine. Université de Bordeaux I, Bordeaux.
- Llave, E., Matias, H., Hernández-Molina, F.J., Ercilla, G., Stow, D.A.V., Medialdea, T., 2011. Pliocene–Quaternary contourites along the northern Gulf of Cadiz margin: sedimentary stacking pattern and regional distribution. *Geo-Mar Lett* 31, 377–390. <https://doi.org/10.1007/s00367-011-0241-3>
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Stow, D.A., Fernández-Puga, M.C., García, M., Vázquez, J.T., Maestro, A., Somoza, L., Del Rio, V.D., 2007b. Reconstructions of the Mediterranean Outflow Water during the quaternary based on the study of changes in buried

- mounded drift stacking pattern in the Gulf of Cadiz. *Marine Geophysical Researches* 28, 379–394.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Stow, D., Del Río, V.D., 2007a. Quaternary evolution of the contourite depositional system in the Gulf of Cadiz. *Geological Society, London, Special Publications* 276, 49–79.
- Llave, E., Schönfeld, J., Hernández-Molina, F.J., Mulder, T., Somoza, L., Díaz del Río, V., Sánchez-Almazo, I., 2006. High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: The impact of Heinrich events. *Marine Geology* 227, 241–262. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.11.015>
- Llave, E., Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Diaz-del-Rio, V., Stow, D.A.V., Maestro, A., Dias, J.M.A., 2001. Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences. *Marine Geophysical Researches* 22, 487–508. <https://doi.org/10.1023/A:1016355801344>
- Lobo, F.J., García, M., Luján, M., Mendes, I., Reguera, M.I., Van Rooij, D., 2018. Morphology of the last subaerial unconformity on a shelf: insights into transgressive ravinement and incised valley occurrence in the Gulf of Cádiz. *Geo-Mar Lett* 38, 33–45. <https://doi.org/10.1007/s00367-017-0511-9>
- Lobo, F.J., Roy, P.L., Mendes, I., Sahabi, M., 2014. The Gulf of Cádiz continental shelves. *Geological Society, London, Memoirs* 41, 109–130. <https://doi.org/10.1144/M41.9>
- Lobo, F.J., Ridente, D., 2014. Stratigraphic architecture and spatio-temporal variability of high-frequency (Milankovitch) depositional cycles on modern continental margins: An overview. *Marine Geology, 50th Anniversary Special Issue* 352, 215–247. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.10.009>
- Lobo, F.J., Fernández-Salas, L.M., Hernández-Molina, F.J., González, R., Dias, J.M.A., del Río, V.D., Somoza, L., 2005b. Holocene highstand deposits in the Gulf of Cadiz, SW Iberian Peninsula: A high-resolution record of hierarchical environmental changes. *Marine Geology* 219, 109–131. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.06.005>
- Lobo, F.J., Dias, J.M.A., Hernández-Molina, F.J., González, R., Fernández-Salas, L.M., Río, V.D.D., 2005a. Late Quaternary shelf-margin wedges and upper slope progradation in the Gulf of Cadiz margin (SW Iberian Peninsula). <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.244.01.02>
- Lobo, F.J., Sánchez, R., González, R., Dias, J.M.A., Hernández-Molina, F.J., Fernández-Salas, L.M., Díaz del Río, V., Mendes, I., 2004. Contrasting styles of the Holocene highstand sedimentation and sediment dispersal systems in the northern shelf of the Gulf of Cadiz. *Continental Shelf Research* 24, 461–482. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2003.12.003>
- Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz del Río, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest

- Spain). *Marine Geology* 178, 171–195. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00176-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00176-1)
- Lobo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Maldonado, A., Barnolas, A., 2000. Patterns of bottom current flow deduced from dune asymmetries over the Gulf of Cadiz shelf (southwest Spain). *Marine Geology* 164, 91–117. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00132-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00132-2)
- Lofi, J., Voelker, A.H.L., Ducassou, E., Hernández-Molina, F.J., Sierro, F.J., Bahr, A., Galvani, A., Lourens, L.J., Pardo-Igúzquiza, E., Pezard, P., Rodríguez-Tovar, F.J., Williams, T., 2016. Quaternary chronostratigraphic framework and sedimentary processes for the Gulf of Cadiz and Portuguese Contourite Depositional Systems derived from Natural Gamma Ray records. *Marine Geology* 377, 40–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.005>
- López-Galindo, A., Rodero, J., Maldonado, A., 1999. Surface facies and sediment dispersal patterns: southeastern Gulf of Cadiz, Spanish continental margin. *Marine Geology* 155, 83–98. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00142-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00142-X)
- Louarn, E., Morin, P., 2011. Antarctic Intermediate Water influence on Mediterranean Sea Water outflow. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 58, 932–942. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2011.05.009>
- Lourens, L.J., Antonarakou, A., Hilgen, F., Van Hoof, A., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W., 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 11, 391–413. <https://doi.org/10.1029/96PA01125>
- Loutre, M.F., Berger, A., 2003. Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial. *Global and Planetary Change* 36, 209–217. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00186-8](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00186-8)
- Loutre, M.F., Berger, A., 2000. Future Climatic Changes: Are We Entering an Exceptionally Long Interglacial? *Climatic Change* 46, 61–90. <https://doi.org/10.1023/A:1005559827189>
- Machado, A., Rocha, F., Gomes, C., Dias, J., 2007. Distribution and Composition of Suspended Particulate Matter in Gadiana Estuary (Southwestern Iberian Peninsula). *Journal of Coastal Research* 6.
- Machado, A., 2005. Geochemical characterization of surficial sediments from the southwestern Iberian continental shelf. *CiencMar* 31, 161–177. <https://doi.org/10.7773/cm.v31i12.98>
- Machín, F., Pelegrí, J.L., 2009. Northward penetration of Antarctic intermediate water off Northwest Africa. *Journal of Physical Oceanography* 39, 512–535. <https://doi.org/10.1175/2008JPO3825.1>
- Madelain, F., 1970. Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le Détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cahiers océanographiques* 22, 43–61.
- Maestro, A., Somoza, L., Medialdea, T., Talbot, C.J., Lowrie, A., Vazquez, J.T., Diaz-del-Rio, V., 2003. Large-scale slope failure involving Triassic and Middle Miocene salt and shale in

- the Gulf of Cadiz (Atlantic Iberian Margin). *Terra Nova* 15, 380–391. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2003.00513.x>
- Magill, C.R., Ausín, B., Wenk, P., McIntyre, C., Skinner, L., Martínez-García, A., Hodell, D.A., Haug, G.H., Kenney, W., Eglinton, T.I., 2018. Transient hydrodynamic effects influence organic carbon signatures in marine sediments. *Nat Commun* 9, 4690. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06973-w>
- Maiorano, P., Marino, M., Balestra, B., Flores, J.A., Hodell, D.A., Rodrigues, T., 2015. Coccolithophore variability from the Shackleton site (IODP Site U1385) through MIS 16-10. *Global and Planetary Change* 133, 35.
- Maiorano, P., Marino, M., 2004. Calcareous nannofossil bioevents and environmental control on temporal and spatial patterns at the early–middle Pleistocene. *Marine Micropaleontology* 53, 405–422. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2004.08.003>
- Makou, M.C., Oppo, D.W., Curry, W.B., 2010. South Atlantic intermediate water mass geometry for the last glacial maximum from foraminiferal Cd/Ca. *Paleoceanography* 25. [https://doi.org/DOI: 10.1029/2010PA001962](https://doi.org/DOI:10.1029/2010PA001962)
- Malanotte-Rizzoli, P., Bergamasco, A., 1989. The circulation of the eastern mediterranean. Part 1. *Oceanologica acta* 12, 335–351.
- Maldonado, A., Somoza, L., Pallarés, L., 1999. The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cadiz: geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geology* 155, 9–43. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00139-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00139-X)
- Malod, J.A., Mougenot, D., 1979. L'histoire géologique neogène du golfe de Cadix. *Bulletin de la Société Géologique de France* S7-XXI, 603–611. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XXI.5.603>
- Marchès, E., Mulder, T., Gonthier, E., Cremer, M., Hanquiez, V., Garlan, T., Lecroart, P., 2010. Perched lobe formation in the Gulf of Cadiz: Interactions between gravity processes and contour currents (Algarve Margin, Southern Portugal). *Sedimentary Geology, Lobes in deep-sea turbidite systems* 229, 81–94. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.03.008>
- Marches, E., 2008. Le système contouritique de la marge de l'Algarve: processus sédimentaires et enregistrement au cours du Quaternaire. Université de Bordeaux, Pessac.
- Marchès, E., Mulder, T., Cremer, M., Bonnel, C., Hanquiez, V., Gonthier, E., Lecroart, P., 2007. Contourite drift construction influenced by capture of Mediterranean Outflow Water deep-sea current by the Portimão submarine canyon (Gulf of Cadiz, South Portugal). *Marine Geology* 242, 247–260. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.03.013>
- Martín-Chivelet, J., Fregenal-Martínez, M.A., Chacón, B., 2008. Chapter 10 Traction Structures in Contourites, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 157–182. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10010-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10010-3)

- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, in: Proc. II Planktonic Conference, Roma 1970, Roma, Tecnoscienza. pp. 739–785.
- Martín-Puertas, C., Mata, M.P., Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., Somoza, L., 2007. A comparative mineralogical study of gas-related sediments of the Gulf of Cádiz. *Geo-Marine Letters* 27, 223–235. <https://doi.org/10.1007/s00367-007-0075-1>
- Mauritzen, C., Morel, Y., Paillet, J., 2001. On the influence of Mediterranean water on the central waters of the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48, 347–381. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00043-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00043-1)
- McCave, I.N., Thornalley, D.J.R., Hall, I.R., 2017. Relation of sortable silt grain-size to deep-sea current speeds: Calibration of the ‘Mud Current Meter.’ *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 127, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.07.003>
- McCave, I.N., Hall, I.R., 2006. Size sorting in marine muds: Processes, pitfalls, and prospects for paleoflow-speed proxies: SIZE SORTING IN MARINE MUDS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006GC001284>
- McCave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. *Paleoceanography* 10, 18. <https://doi.org/10.1029/94PA03039>
- McCave, I.N., Bryant, R.J., Cook, H.F., Coughanowr, C.A., 1986. Evaluation of a Laser-Diffraction-Size Analyzer for Use with Natural Sediments: Research method paper. *Journal of Sedimentary Research* 56.
- McCave, I., Tucholke, B.E., 1986. Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic, in: *The Western North Atlantic Region*. Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, pp. 451–468.
- McCave, I.N., 1986. Local and global aspects of the bottom nepheloid layers in the world ocean. *Netherlands Journal of Sea Research* 20, 167–181. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90040-2](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90040-2)
- McManus, J.F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L.D., Brown-Leger, S., 2004. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature* 428, 834–837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>
- Mcmanus, J., Oppo, D., Cullen, J., Healey, S., 2003. Marine Isotope Stage 11 (Mis 11): Analog for Holocene and Future Climate?, in: *Earth’s Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*. American Geophysical Union (AGU), pp. 69–85. <https://doi.org/10.1029/137GM06>
- McManus, J.F., Oppo, D.W., Cullen, J.L., 1999. A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic. *Science* 283, 971–975. <https://doi.org/10.1126/science.283.5404.971>
- Medialdea, T., Somoza, L., Pinheiro, L.M., Fernández-Puga, M.C., Vázquez, J.T., León, R., Ivanov, M.K., Magalhaes, V., Díaz-del-Río, V., Vegas, R., 2009. Tectonics and mud volcano development in the Gulf of Cádiz. *Marine Geology* 261, 48–63. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.10.007>

- Medialdea, T., Vegas, R., Somoza, L., Vázquez, J.T., Maldonado, A., Díaz-del-Río, V., Maestro, A., Córdoba, D., Fernández-Puga, M.C., 2004. Structure and evolution of the “Olistostrome” complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. *Marine Geology* 209, 173–198. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.029>
- Mélières, F., 1974. Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix(Espagne) (PhD Thesis). Université de Paris VI.
- Mélières, F., 1973. Les minéraux argileux de l’estuaire du Guadalquivir (Espagne). *Bulletin du Groupe français des argiles*. Tome 25, fascicule 2, 1973. <https://doi.org/10.3406/argil.1973.1192>
- Mestdagh, T., Lobo, F.J., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., García Ledesma, A., Puga-Bernabéu, Á., Fernández-Salas, L.-M., Rooij, D.V., 2020. Late Quaternary multi-genetic processes and products on the northern Gulf of Cadiz upper continental slope (SW Iberian Peninsula). *Marine Geology* 427, 106214. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106214>
- Mestdagh, T., Lobo, F.J., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., 2019. Review of the late Quaternary stratigraphy of the northern Gulf of Cadiz continental margin: New insights into controlling factors and global implications. *Earth-Science Reviews* 198, 102944. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102944>
- Milliman, J.D., Syvitski, J.P.M., 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology* 100, 525–544. <https://doi.org/10.1086/629606>
- Millot, C., 2014. Heterogeneities of in-and out-flows in the Mediterranean Sea. *Progress in oceanography* 120, 254–278. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2013.09.007>
- Millot, C., 2013. Levantine Intermediate Water characteristics: an astounding general misunderstanding! *Scientia Marina* 77, 217–232. <https://doi.org/doi:10.3989/scimar.03518.13A>
- Millot, C., 2009. Another description of the Mediterranean Sea outflow. *Progress in Oceanography* 82, 101–124. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.04.016>
- Millot, C., Candela, J., Fuda, J.-L., Tber, Y., 2006. Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 53, 656–666.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* 20, 423–442. [https://doi.org/10.1016/S0924-7963\(98\)00078-5](https://doi.org/10.1016/S0924-7963(98)00078-5)
- Moal-Darrigade, P., Ducassou, E., Giraudeau, J., Bahr, A., Kaboth-Bahr, S., Hanquiez, V., Perello, M.-C., 2022b. MOW strengthening and contourite development over two analog climate cycles (MIS 12–11 and MIS 2–1) in the Gulf of Cádiz: An impact on North Atlantic climate during deglaciation V and MIS 11? *Global and Planetary Change* 208, 103721. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103721>

- Moal-Darrigade, P., Ducassou, E., Bout-Roumazeilles, V., Hanquiez, V., Perello, M.-C., Mulder, T., Giraudeau, J., 2022a. Source-to-sink pathways of clay minerals in the cadiz contourite system over the last 25 kyrs: The segregational role of mediterranean outflow water. *Marine Geology* 443, 106697. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2021.106697>
- Morales, J.A., Delgado, I., Gutierrez-Mas, J.M., 2006. Sedimentary characterization of bed types along the Guadiana estuary (SW Europe) before the construction of the Alqueva dam. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 70, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.05.049>
- Morales, J.A., 1997. Evolution and facies architecture of the mesotidal Guadiana River delta (S.W. Spain-Portugal). *Marine Geology* 138, 127–148. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00009-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00009-1)
- Morel, J.L., Meghraoui, M., 1996. Goringe-Alboran-Tell tectonic zone: A transpression system along the Africa-Eurasia plate boundary. *Geology* 24, 755–758. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<0755:GATTZA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<0755:GATTZA>2.3.CO;2)
- Moreno, E., Thouveny, N., Delanghe, D., McCave, I.N., Shackleton, N.J., 2002. Climatic and oceanographic changes in the Northeast Atlantic reflected by magnetic properties of sediments deposited on the Portuguese Margin during the last 340 ka. *Earth and Planetary Science Letters* 202, 465–480. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00787-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00787-2)
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dulac, F., Dayan, U., 1997. Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature* 387, 691–694. <https://doi.org/10.1038/42679>
- Mulder, T., Hassan, R., Ducassou, E., Zaragosi, S., Gonthier, E., Hanquiez, V., Marchès, E., Toucanne, S., 2013. Contourites in the Gulf of Cadiz: a cautionary note on potentially ambiguous indicators of bottom current velocity. *Geo-Mar Lett* 33, 357–367. <https://doi.org/10.1007/s00367-013-0332-4>
- Mulder, T., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E., Gonthier, E., Guedes, J.-C., Thiébot, E., Jaaidi, B., Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M., Fuchey, Y., Bujan, S., 2006. The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions. *Geo-Mar Lett* 26, 31–41. <https://doi.org/10.1007/s00367-005-0013-z>
- Mulder, T., 2004. CADISAR 2 cruise, Le Suroît R/V. <https://doi.org/10.17600/4020080>
- Mulder, T., Voisset, M., Lecroart, P., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Faugères, J.-C., Habgood, E., Hernandez-Molina, F.J., Estrada, F., Llave, E., Poirier, D., Gorini, C., Fuchey, Y., Voelker, A., Freitas, P., Sanchez, F.L., Fernandez, L.M., Kenyon, N.H., Morel, J., 2003. The Gulf of Cadiz: an unstable giant contouritic levee. *Geo-Marine Letters* 23, 7–18. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0119-0>
- Mulder, T., Lecroart, T.P., Voisset, M., Schönfeld, J., Le Drezen, E., Gonthier, E., Hanquiez, V., Zahn, R., Faugères, J.-C., Hernandez-Molina, F.J., Llave, E., Gervais, A., 2002. Past deep-

- ocean circulation and the paleoclimate record-Gulf of Cadiz. *Eos Trans. AGU* 83, 481. <https://doi.org/10.1029/2002EO000337>
- Mulder, T., 2001. CADISAR1 cruise, Le Suroît R/V. <https://doi.org/10.17600/1020080>
- Muratli, J., Chase, Z., Mix, A., McManus, J., 2010. Increased glacial-age ventilation of the Chilean margin by Antarctic Intermediate Water. *Nature Geoscience* 3, 23–26. <https://doi.org/10.1038/ngeo715>
- Naranjo, C., Sammartino, S., García-Lafuente, J., Bellanco, M.J., Taupier-Letage, I., 2015. Mediterranean waters along and across the Strait of Gibraltar, characterization and zonal modification. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 105, 41–52. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2015.08.003>
- Nebout, N.C., Peyron, O., Dormoy, I., Desprat, S., Beaudouin, C., Kotthoff, U., Marret, F., 2009. Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Clim. Past* 5, 19. <https://doi.org/10.5194/cp-5-503-2009>
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., Rodero, J., Escutia, C., Barber Jr, J.H., 1999. Influence of the Atlantic inflow and Mediterranean outflow currents on Late Quaternary sedimentary facies of the Gulf of Cadiz continental margin. *Marine Geology* 155, 99–129.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., 1999. The Cadiz margin study off Spain: an introduction. *Marine Geology* 155, 3–8. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00138-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00138-8)
- Nelson, C.H., Baraza, J., Maldonado, A., 1993. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain. *Sedimentary Geology* 82, 103–131. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90116-M](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90116-M)
- Nielsen, J.N., 1910. Hydrography of the Mediterranean and adjacent waters.
- Nishida, N., 2016. Microstructure of muddy contourites from the Gulf of Cádiz. *Marine Geology* 377, 110–117. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.017>
- Ochoa, J., Bray, N., 1991. Water mass exchange in the Gulf of Cadiz. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 38, S465–S503. [https://doi.org/10.1016/S0198-0149\(12\)80021-5](https://doi.org/10.1016/S0198-0149(12)80021-5)
- Oliveira, A., Rocha, F., Rodrigues, A., Jouanneau, J., Dias, A., Weber, O., Gomes, C., 2002. Clay minerals from the sedimentary cover from the Northwest Iberian shelf. *Progress in Oceanography* 52, 233–247. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(02\)00008-3](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(02)00008-3)
- Oliveira, D., Desprat, S., Rodrigues, T., Naughton, F., Hodell, D., Trigo, R., Rufino, M., Lopes, C., Abrantes, F., Goni, M.F.S., 2016. The complexity of millennial-scale variability in southwestern Europe during MIS 11. *Quat. res.* 86, 373–387. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2016.09.002>
- Oppo, D.W., McManus, J.L., Cullen, J.L., 1998. Abrupt Climate Events 500,000 to 340,000 Years Ago: Evidence from Subpolar North Atlantic Sediments. *Science* 279, 1335–1338. <https://doi.org/10.1126/science.279.5355.1335>
- PAGES, P.I.W.G. of, 2016. Interglacials of the last 800,000 years. *Reviews of Geophysics* 54, 162–219. <https://doi.org/10.1002/2015RG000482>

- Paillet, J., Arhan, M., McCartney, M.S., 1998. Spreading of Labrador sea water in the eastern North Atlantic. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103, 10223–10239. <https://doi.org/10.1029/98JC00262>
- Palanques, A., Diaz, J., Farran, M., 1995. Contamination of heavy metals in the suspended and surface sediment of the Gulf of Cadiz (Spain): The role of sources, currents, pathways and sinks. *Oceanologica Acta* 18, 469–477. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00097/20791/>
- Palma, C., Oliveira, A., Filali, A., Valenca, M., Mhammdi, N., 2012. Geochemical characteristics of water and sediment in summer period of the Loukkos and Sebou estuaries (NW Morocco) : Preliminary study. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de La Terre* 34, 69–77.
- Palumbo, E., Voelker, A.H.L., Flores, J.A., Amore, O.F., 2019. Surface-ocean dynamics during eccentricity minima: a comparison between interglacial Marine Isotope Stage (MIS) 1 and MIS 11 on the Iberian Margin. *Global and Planetary Change* 172, 242–255. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.10.011>
- Paquet, H., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P., Wendling, R., 1984. Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19 et 35 de latitude nord. *Révue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 25, 257–265.
- Peck, V.L., Hall, I.R., Zahn, R., Grousset, F., Hemming, S.R., Scourse, J.D., 2007. The relationship of Heinrich events and their European precursors over the past 60ka BP: a multi-proxy ice-rafted debris provenance study in the North East Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 26, 862–875. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.12.002>
- Peliz, A., Marchesiello, P., Santos, A.M.P., Dubert, J., Teles-Machado, A., Marta-Almeida, M., Le Cann, B., 2009. Surface circulation in the Gulf of Cadiz: 2. Inflow-outflow coupling and the Gulf of Cadiz slope current. *J. Geophys. Res.* 114, C03011. <https://doi.org/10.1029/2008JC004771>
- Peliz, A., Dubert, J., Marchesiello, P., Teles-Machado, A., 2007. Surface circulation in the Gulf of Cadiz: Model and mean flow structure. *J. Geophys. Res.* 112, C11015. <https://doi.org/10.1029/2007JC004159>
- Peliz, Á., Dubert, J., Santos, A.M.P., Oliveira, P.B., Le Cann, B., 2005. Winter upper ocean circulation in the Western Iberian Basin—Fronts, Eddies and Poleward Flows: an overview. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 52, 621–646. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2004.11.005>
- Perçin-Paçal, F., Altınışlı, S., Balkis, H., 2015. An updated checklist of recent marine and coastal brackish water ostracods (Crustacea Ostracoda) in Turkey. *Journal of Entomology and Zoology Studies* 3, 20–33.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., 1999. Climate and

- atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Petschick, R., 2002. Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie (K5). *Sediment. Schriftenr Dtsch Geol Ges* 18, 99–118.
- Petschick, R., 2000. *MacDiff* 4.2. 5.
- Peypouquet, J.-P., 1977. Les ostracodes et la connaissance des paléomilieus profonds : Application au Cénozoïque de l'Atlantique nord-oriental. Université de Bordeaux I, Bordeaux.
- Peypouquet, J.-P., 1973. Sur la présence d'espèces méditerranéennes au niveau des étages circalittoral et épibathyal de la zone de Capbreton. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine* 13, 143–146.
- Peypouquet, J.-P., 1971. Inventaire de la microfaune d'Ostracodes de la région de Cap-Breton. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 11, 191–208.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. Deep-marine environments: clastic sedimentation and tectonics.
- Pierce, J.W., Stanley, D.J., 1975. Suspended-sediment concentration and mineralogy in the central and western Mediterranean and mineralogic comparison with bottom sediment. *Marine Geology* 19, M15–M25. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(75\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(75)90053-5)
- Pierre, R., 2015. Vers un modèle de fonctionnement régional de la Mediterranean Outflow depuis l'Heinrich 3 (Rapport de recherche de Master 2). Université du Bordeaux, Pessac.
- Pinardi, N., Cessi, P., Borile, F., Wolfe, C.L.P., 2019. The Mediterranean Sea Overturning Circulation. *J. Phys. Oceanogr.* 49, 1699–1721. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0254.1>
- Platt, J.P., Behr, W.M., Johannesen, K., Williams, J.R., 2013. The Betic-Rif Arc and Its Orogenic Hinterland: A Review. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41, 313–357. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123951>
- Plaza-Morlote, M., Rey, D., Santos, J.F., Ribeiro, S., Heslop, D., Bernabeu, A., Mohamed, K.J., Rubio, B., Martíns, V., 2017. Southernmost evidence of large European Ice Sheet-derived freshwater discharges during the Heinrich Stadials of the Last Glacial Period (Galician Interior Basin, Northwest Iberian Continental Margin). *Earth and Planetary Science Letters* 457, 213–226. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.10.020>
- Pollard, R.T., Pu, S., 1985. Structure and circulation of the Upper Atlantic Ocean northeast of the Azores. *Progress in Oceanography* 14, 443–462. [https://doi.org/10.1016/0079-6611\(85\)90022-9](https://doi.org/10.1016/0079-6611(85)90022-9)
- Preu, B., Hernández-Molina, F.J., Violante, R., Piola, A.R., Paterlini, C.M., Schwenk, T., Voigt, I., Krastel, S., Spiess, V., 2013. Morphosedimentary and hydrographic features of the northern Argentine margin: The interplay between erosive, depositional and gravitational processes and its conceptual implications. *Deep Sea Research Part I*:

- Oceanographic Research Papers 75, 157–174.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.12.013>
- Price, J.F., Baringer, M.O., Lueck, R.G., Johnson, G.C., Ambar, I., Parrilla, G., Cantos, A., Kennelly, M.A., Sanford, T.B., 1993. Mediterranean outflow mixing and dynamics. *Science* 259, 1277–1282.
- Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters* 252, 119–137.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.09.033>
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews, Critical Quaternary Stratigraphy* 25, 3113–3137.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.007>
- Raffi, I., 2002. Revision of the early-middle pleistocene calcareous nannofossil biochronology (1.75–0.85 Ma). *Marine Micropaleontology* 45, 25–55.
[https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(01\)00044-5](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(01)00044-5)
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D., Shackleton, N.J., 1993. Plio-Pleistocene Nannofossil Biostratigraphy and Calibration to Oxygen Isotope Stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography* 8, 387–408. <https://doi.org/10.1029/93PA00755>
- Rahmstorf, S., 1998. Influence of mediterranean outflow on climate. *Eos Trans. AGU* 79, 281–281. <https://doi.org/10.1029/98EO00208>
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., Toucanne, S., 2015. An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews* 111, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- Raynaud, D., Barnola, J.-M., Souchez, R., Lorrain, R., Petit, J.-R., Duval, P., Lipenkov, V.Y., 2005. The record for marine isotopic stage 11. *Nature* 436, 39–40.
<https://doi.org/10.1038/43639b>
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., Wåhlin, A., 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology* 352, 111–154.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., Loon, A.J.V., 2008. Contourite Research: a field in full development. *Developements in Sedimentology* 60, 0–8.
- Rebesco, M., Camerlenghi, A., 2008. Contourites. Elsevier.
- Rebesco, M., 2005. Contourites. *Encyclopedia of Geology* 4, 513–527.
- Rebesco, M., Stow, D., 2001. Seismic expression of contourites and related deposits: a preface. *Marine Geophysical Researches* 22, 303–308.
<https://doi.org/10.1023/A:1016316913639>

- Reid, J.L., 1979. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26, 1199–1223. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90064-5](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90064-5)
- Reid, J.L., Nowlin, W.D., Patzert, W.C., 1977. On the Characteristics and Circulation of the Southwestern Atlantic Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 7, 62–91. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1977\)007<0062:OTCACO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1977)007<0062:OTCACO>2.0.CO;2)
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years CAL BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Relvas, P., Barton, D.B., 2002. Mesoscale patterns in the Cape São Vicente (Iberian Peninsula) upwelling region. *J. Geophys. Res.* 107, 3164. <https://doi.org/10.1029/2000JC000456>
- Revel, M., Ducassou, E., Grousset, F.E., Bernasconi, S.M., Migeon, S., Revillon, S., Mascle, J., Murat, A., Zaragosi, S., Bosch, D., 2010. 100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin. *Quaternary Science Reviews* 29, 1342–1362. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.006>
- Rey, J.J., Medialdea, T., 1989. Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentacion.
- Richardson, M.J., Weatherly, G.L., Gardner, W.D., 1993. Benthic storms in the Argentine Basin. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 40, 975–987. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(93\)90044-N](https://doi.org/10.1016/0967-0645(93)90044-N)
- Richardson, P., Bower, A., Zenk, W., 2000. A census of Meddies tracked by floats. *Progress in Oceanography* 45, 209–250. [https://doi.org/10.1016/S0079-6611\(99\)00053-1](https://doi.org/10.1016/S0079-6611(99)00053-1)
- Ríos, A.F., Pérez, F.F., Fraga, F., 1992. Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 39, 645–658. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90093-9](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90093-9)
- Roberts, D.G., 1970. The Rif-Betic orogen in the Gulf of Cadiz. *Marine Geology* 9, M31–M37. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(70\)90017-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(70)90017-4)
- Robinson, S.G., McCave, I.N., 1994. Orbital forcing of bottom-current enhanced sedimentation on Feni Drift, NE Atlantic, during the mid-Pleistocene. *Paleoceanography* 9, 943–972. <https://doi.org/10.1029/94PA01439>
- Rodrigues, T., Voelker, A.H.L., Grimalt, J.O., Abrantes, F., Naughton, F., 2011. Iberian Margin sea surface temperature during MIS 15 to 9 (580–300 ka): Glacial suborbital variability versus interglacial stability. *Paleoceanography* 26, PA1204. <https://doi.org/10.1029/2010PA001927>
- Rodrigues, T., Grimalt, J.O., Abrantes, F.G., Flores, J.A., Lebreiro, S.M., 2009. Holocene interdependences of changes in sea surface temperature, productivity, and fluvial

- inputs in the Iberian continental shelf (Tagus mud patch). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2008GC002367>
- Rodriguez-Lazaro, J., Ruiz-Muñoz, F., 2012. Chapter 1 - A General Introduction to Ostracods: Morphology, Distribution, Fossil Record and Applications, in: Horne, D.J., Holmes, J.A., Rodriguez-Lazaro, J., Viehberg, F.A. (Eds.), *Developments in Quaternary Sciences, Ostracoda as Proxies for Quaternary Climate Change*. Elsevier, pp. 1–14. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53636-5.00001-9>
- Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., Georgopoulos, D., Beitzel, V., Kovačević, V., Luchetta, A., 1996. Recent Changes in Eastern Mediterranean Deep Waters. *Science*. <https://doi.org/10.1126/science.271.5247.333>
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Bigg, G.R., Ramirez, J., 2012. Paleoceanography of the Atlantic-Mediterranean exchange: Overview and first quantitative assessment of climatic forcing. *Rev. Geophys.* 50. <https://doi.org/10.1029/2011RG000376>
- Rogerson, M., Colmenero-Hidalgo, E., Levine, R.C., Rohling, E.J., Voelker, A.H.L., Bigg, G.R., Schönfeld, J., Cacho, I., Sierro, F.J., Löwemark, L., Reguera, M.I., de Abreu, L., Garrick, K., 2010. Enhanced Mediterranean-Atlantic exchange during Atlantic freshening phases. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2009GC002931>
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E., 2006. Promotion of meridional overturning by Mediterranean-derived salt during the last deglaciation. *Paleoceanography* 21. <https://doi.org/10.1029/2006PA001306>
- Rogerson, M., Rohling, E.J., Weaver, P.P.E., Murray, J.W., 2005. Glacial to interglacial changes in the settling depth of the Mediterranean Outflow plume. *Paleoceanography* 20. <https://doi.org/10.1029/2004PA001106>
- Rohling, E.J., Marino, G., Grant, K.M., 2015. Mediterranean climate and oceanography, and the periodic development of anoxic events (sapropels). *Earth-Science Reviews* 143, 62–97. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.01.008>
- Rohling, E.J., Braun, K., Grant, K., Kucera, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Trommer, G., 2010. Comparison between Holocene and Marine Isotope Stage-11 sea-level histories. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 97–105. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.12.054>
- Rohling, E.J., Hayes, A., De Rijk, S., Kroon, D., Zachariasse, W.J., Eisma, D., 1998. Abrupt cold spells in the northwest Mediterranean. *Paleoceanography* 13, 316–322. <https://doi.org/10.1029/98PA00671>
- Rohling, E.J., Hilgen, F.J., 1991. The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review. *Netherlands Journal of Geosciences / Geologie en Mijnbouw*.
- Roque, C., Duarte, H., Terrinha, P., Valadares, V., Noiva, J., Cachão, M., Ferreira, J., Legoinha, P., Zitellini, N., 2012. Pliocene and Quaternary depositional model of the Algarve margin contourite drifts (Gulf of Cadiz, SW Iberia): Seismic architecture, tectonic

- control and paleoceanographic insights. *Marine Geology* 303–306, 42–62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.11.001>
- Roque, D., Parras-Berrocal, I., Bruno, M., Sánchez-Leal, R., Hernández-Molina, F.J., 2019. Seasonal variability of intermediate water masses in the Gulf of Cádiz: implications of the Antarctic and subarctic seesaw. *Ocean Sci.* 15, 1381–1397. <https://doi.org/10.5194/os-15-1381-2019>
- Rosa, F., Rufino, M.M., Ferreira, Ó., Matias, A., Brito, A.C., Gaspar, M.B., 2013. The influence of coastal processes on inner shelf sediment distribution: The Eastern Algarve Shelf (Southern Portugal). *Geologica Acta* 11, 59–73.
- Rosa, F., Dias, J.A., Mendes, I., Ferreira, Ó., 2011. Mid to late Holocene constraints for continental shelf mud deposition in association with river input: the Guadiana Mud Patch (SW Iberia). *Geo-Mar Lett* 31, 109–121. <https://doi.org/10.1007/s00367-010-0219-6>
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Terrinha, P., Valadares, V., Matias, L., 2009. Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in Gulf of Cadiz (Africa–Iberia plate boundary): Insights from analogue modelling experiments. *Marine Geology, EUROMARGINS: Imaging, monitoring, and modelling the physical, chemical and biological processes in the European passive continental margins* 261, 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.08.002>
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., others, 2002. Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. *Journal of the Virtual Explorer* 8.
- Rossignol-Strick, M., Nesteroff, W., Olive, P., Vergnaud-Grazzini, C., 1982. After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295, 105–110. <https://doi.org/10.1038/295105a0>
- Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Meijer, P.Th., Stoica, M., 2014. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology, 50th Anniversary Special Issue* 352, 25–58. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.002>
- Ruiz, F., González-Regalado, M.L., Abad, M., Civis, J., Delgado, J.Á.G., García, E.X.M., Prudêncio, M.I., Dias, M.I., 2008. Pliocene ostracods of Southwestern Europe. *Geobios* 41, 845–859. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2007.07.004>
- Sammartino, S., Lafuente, J.G., Naranjo, C., Garrido, J.C.S., Leal, R.S., Román, A.S., 2015. Ten years of marine current measurements in Espartel Sill, Strait of Gibraltar. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 120, 6309–6328. <https://doi.org/10.1002/2014JC010674>
- Sánchez Goñi, M.F., Llave, E., Oliveira, D., Naughton, F., Desprat, S., Ducassou, E., Hodell, D.A., Hernández-Molina, F.J., 2016. Climate changes in south western Iberia and Mediterranean Outflow variations during two contrasting cycles of the last 1Myrs: MIS

- 31–MIS 30 and MIS 12–MIS 11. *Global and Planetary Change* 136, 18–29. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.11.006>
- Sánchez Goñi, M.F., Bard, E., Landais, A., Rossignol, L., d’Errico, F., 2013. Air–sea temperature decoupling in western Europe during the last interglacial–glacial transition. *Nature Geosci* 6, 837–841. <https://doi.org/10.1038/ngeo1924>
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- Sánchez-Goñi, 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* 19, 95–105. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0212-x>
- Sánchez-Leal, R.F., Bellanco, M.J., Fernández-Salas, L.M., García-Lafuente, J., Gasser-Rubinat, M., González-Pola, C., Hernández-Molina, F.J., Pelegrí, J.L., Peliz, A., Relvas, P., Roque, D., Ruiz-Villarreal, M., Sammartino, S., Sánchez-Garrido, J.C., 2017. The Mediterranean Overflow in the Gulf of Cadiz: A rugged journey. *Sci. Adv.* 3, eaao0609. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao0609>
- Sarnthein, M., Grunert, P., Khélifi, N., Frank, M., Nürnberg, D., 2018. Interhemispheric teleconnections: Late Pliocene change in Mediterranean outflow water linked to changes in Indonesian Through-Flow and Atlantic Meridional Overturning Circulation, a review and update. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 107, 505–515. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1505-6>
- Scheuven, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M., Weinbruch, S., 2013. Bulk composition of northern African dust and its source sediments — A compilation. *Earth-Science Reviews* 116, 170–194. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.005>
- Schiebel, R., Hemleben, C., 2017. Classification and Taxonomy of Extant Planktic Foraminifers, in: Schiebel, R., Hemleben, C. (Eds.), *Planktic Foraminifers in the Modern Ocean*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 11–110. https://doi.org/10.1007/978-3-662-50297-6_2
- Schönfeld, J., 2002. A new benthic foraminiferal proxy for near-bottom current velocities in the Gulf of Cadiz, northeastern Atlantic Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 49, 1853–1875. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(02\)00088-2](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(02)00088-2)
- Schönfeld, J., Zahn, R., 2000. Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159, 85–111. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00035-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00035-3)
- Schönfeld, J., 1997. The impact of the Mediterranean Outflow Water (MOW) on benthic foraminiferal assemblages and surface sediments at the southern Portuguese

- continental margin. *Marine Micropaleontology* 29, 211–236. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(96\)00050-3](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(96)00050-3)
- Schroeder, K., Chiggiato, J., Josey, S.A., Borghini, M., Aracri, S., Sparnocchia, S., 2017. Rapid response to climate change in a marginal sea. *Scientific Reports* 7, 1–7.
- Serra, N., Ambar, I., Boutov, D., 2010. Surface expression of Mediterranean Water dipoles and their contribution to the shelf/slope – open ocean exchange. *Ocean Sci.* 19.
- Shanmugam, G., 2013. New perspectives on deep-water sandstones: Implications. *Petroleum Exploration and Development* 40, 316–324. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(13\)60038-5](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(13)60038-5)
- Shanmugam, G., 2012. New perspectives on deep-water sandstones: Origin, recognition, initiation, and reservoir quality. Elsevier.
- Shanmugam, G., 2006. Deep-water processes and facies models: Implications for sandstone petroleum reservoirs. Elsevier.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17, 285–342. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(99\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00011-2)
- Shanmugam, G., Spalding, T.D., Rofheart, D.H., 1993b. Process Sedimentology and Reservoir Quality of Deep-Marine Bottom-Current Reworked Sands (Sandy Contourites): An Example from the Gulf of Mexico1. *AAPG Bulletin* 77, 1241–1259. <https://doi.org/10.1306/BDF8E52-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Shanmugam, G., Spalding, T.D., Rofheart, D.H., 1993a. Process Sedimentology and Reservoir Quality of Deep-Marine Bottom-Current Reworked Sands (Sandy Contourites): An Example from the Gulf of Mexico1. *AAPG Bulletin* 77, 1241–1259. <https://doi.org/10.1306/BDF8E52-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Shepard, F.P., 1976. Tidal Components of Currents in Submarine Canyons. *The Journal of Geology* 84, 343–350. <https://doi.org/10.1086/628199>
- Shiozowa, T., 1970. The experimental study on differential flocculation of clay minerals - an application of its results in recent sediments of Ishikari Bay. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists* 63, 75–84. <https://doi.org/10.2465/ganko1941.63.75>
- Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.-M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., 2005. Stable Carbon Cycle–Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science* 310, 1313–1317. <https://doi.org/10.1126/science.1120130>
- Sierro, F.J., Hodell, D.A., Andersen, N., Azibeiro, L.A., Jimenez-Espejo, F.J., Bahr, A., Flores, J.A., Ausin, B., Rogerson, M., Lozano-Luz, R., others, 2020. Mediterranean overflow over the last 250 kyr: freshwater forcing from the tropics to the ice sheets. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 35, e2020PA003931. <https://doi.org/10.1029/2020PA003931>

- Sierro, F.J., Hodell, D.A., Curtis, J.H., Flores, J.A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Bárcena, 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. <https://doi.org/10.1029/2004PA001051>
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Baraza, J., 1999. Late glacial to recent paleoenvironmental changes in the Gulf of Cadiz and formation of sandy contourite layers. *Marine Geology* 155, 157–172. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00145-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00145-5)
- Singh, A.D., Verma, K., Jaiswal, S., Alonso-García, M., Li, B., Abrantes, F., 2015b. Planktic foraminiferal responses to orbital scale oceanographic changes off the western Iberian margin over the last 900 kyr; results from IODP site U1391. *Global and Planetary Change* 135, 47. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.10.002>
- Singh, A.D., Rai, A.K., Tiwari, M., Naidu, P.D., Verma, K., Chaturvedi, M., Niyogi, A., Pandey, D., 2015a. Fluctuations of Mediterranean outflow water circulation in the Gulf of Cadiz during MIS 5 to 7; evidence from benthic foraminiferal assemblage and stable isotope records. *Global and Planetary Change* 133, 125. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.005>
- Skonieczny, C., Bory, A., Bout-Roumazielles, V., Abouchami, W., Galer, S.J.G., Crosta, X., Diallo, A., Ndiaye, T., 2013. A three-year time series of mineral dust deposits on the West African margin: Sedimentological and geochemical signatures and implications for interpretation of marine paleo-dust records. *Earth and Planetary Science Letters* 364, 145–156. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.039>
- Skonieczny, C., Bory, A., Bout-Roumazielles, V., Abouchami, W., Galer, S.J.G., Crosta, X., Stuut, J.-B., Meyer, I., Chiapello, I., Podvin, T., Chatenet, B., Diallo, A., Ndiaye, T., 2011. The 7–13 March 2006 major Saharan outbreak: Multiproxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin. *J. Geophys. Res.* 116, D18210. <https://doi.org/10.1029/2011JD016173>
- Slater, D.R., 2003. The transport of Mediterranean water in the north Atlantic Ocean (PhD Thesis). University of Southampton.
- Snoussi, M., 1986. Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus des bassins versants de l'Adour (France), du Sébou, de l'Oum-Er-Rbia et du Souss (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. Université de Bordeaux I, Bordeaux.
- Solari, S., Egüen, M., Polo, M.J., Losada, M.A., 2017. Peaks Over Threshold (POT): A methodology for automatic threshold estimation using goodness of fit p-value. *Water Resources Research* 53, 2833–2849. <https://doi.org/10.1002/2016WR019426>
- Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernández-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T., Fernández-Salas, L.M., 2003. Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data. *Marine Geology, Sedimentary Processes and Seafloor*

- Hydrocarbon Emission on Deep European Continental Margins 195, 153–176. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00686-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00686-2)
- Somoza, L., Hernández-Molina, F.J., Andres, J.R.D., Rey, J., 1997. Continental shelf architecture and sea-level cycles: Late Quaternary high-resolution stratigraphy of the Gulf of Cádiz, Spain. *Geo-Marine Letters* 17, 133–139. <https://doi.org/10.1007/s003670050018>
- Soto-Navarro, J., Somot, S., Sevault, F., Beuvier, J., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Béranger, K., 2015. Evaluation of regional ocean circulation models for the Mediterranean Sea at the Strait of Gibraltar: volume transport and thermohaline properties of the outflow. *Clim Dyn* 44, 1277–1292. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2179-4>
- Soto-Navarro, J., Criado-Aldeanueva, F., García-Lafuente, J., Sánchez-Román, A., 2010. Estimation of the Atlantic inflow through the Strait of Gibraltar from climatological and in situ data. *J. Geophys. Res.* 115, C10023. <https://doi.org/10.1029/2010JC006302>
- Spahni, R., Chappellaz, J., Stocker, T.F., Loulergue, L., Hausammann, G., Kawamura, K., Flückiger, J., Schwander, J., Raynaud, D., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., 2005. Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores. *Science* 310, 1317–1321. <https://doi.org/10.1126/science.1120132>
- Spezzaferri, S., Kucera, M., Pearson, P.N., Wade, B.S., Rappo, S., Poole, C.R., Morard, R., Stalder, C., 2015. Fossil and Genetic Evidence for the Polyphyletic Nature of the Planktonic Foraminifera “Globigerinoides”, and Description of the New Genus *Trilobatus*. *PLoS ONE* 10, e0128108. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0128108>
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics, Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins* 184, 229–260. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90442-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90442-B)
- Steur, P., 2017. Reconstruction of Mediterranean Outflow Water throughout the Mid-Pleistocene transition at Site U1386 in the Gulf of Cadiz (Msc Thesis). Utrecht University, Utrecht.
- Stich, D., Serpelloni, E., de Lis Mancilla, F., Morales, J., 2006. Kinematics of the Iberia–Maghreb plate contact from seismic moment tensors and GPS observations. *Tectonophysics* 426, 295–317. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.08.004>
- Stow, D.A.V., Smillie, Z., 2020. Distinguishing between Deep-Water Sediment Facies: Turbidites, Contourites and Hemipelagites. *Geosciences* 10, 68. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020068>
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Alvarez Zarikian, C.A., Expedition 339 Scientists, 2013b. Proceedings volume. *Proc. IODP 339: Tokyo (Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc.)*. <https://doi.org/doi:10.2204/iodp.proc.339.2013>
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Bruno, M., García, M., Díaz del Rio, V., Somoza, L., Brackenridge, R.E., 2013a. The Cadiz Contourite Channel: Sandy contourites,

- bedforms and dynamic current interaction. *Marine Geology* 343, 99–114. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.013>
- Stow, D.A.V., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A., 2009. Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology* 37, 327–330.
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., 2008. Chapter 13 Contourite Facies and the Facies Model, in: Rebesco, M., Camerlenghi, A. (Eds.), *Developments in Sedimentology, Contourites*. Elsevier, pp. 223–256. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)10013-9](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)10013-9)
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., Viana, A.R., 2002b. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art. *Geological Society, London, Memoirs* 22, 7–20. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.02>
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Gonthier, E., Cremer, M., Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-Del-Río, V., 2002a. Faro-Albufeira drift complex, northern Gulf of Cadiz. *Geological Society, London, Memoirs* 22, 137–154. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2002.022.01.11>
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Viana, A.R., Gonthier, E., 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology, Contourites, Turbidites and Process Interaction* 115, 3–31. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00085-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00085-7)
- Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Gonthier, E., 1986. Facies distribution and textural variation in Faro Drift contourites: Velocity fluctuation and drift growth. *Marine Geology* 72, 71–100. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90100-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90100-3)
- Stow, D.A.V., Holbrook, J.A., 1984. North Atlantic contourites: an overview. *Geological Society, London, Special Publications* 15, 245–256. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.16>
- Stow, D.A.V., Lovell, J.P.B., 1979. Contourites: Their recognition in modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews* 14, 251–291. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(79\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(79)90002-3)
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Braziunas, T.F., 1998. High-Precision Radiocarbon Age Calibration for Terrestrial and Marine Samples. *Radiocarbon* 40, 1127–1151. <https://doi.org/10.1017/S0033822200019172>
- Stuiver, M., Polach, H.A., 1977. Discussion Reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon* 19, 355–363. <https://doi.org/10.1017/S0033822200003672>
- Stumpf, R., Frank, M., Schönfeld, J., Haley, B.A., 2011. Climatically driven changes in sediment supply on the SW Iberian shelf since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters* 312, 80–90. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.002>
- Stuut, J.-B., Smalley, I., O’Hara-Dhand, K., 2009. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International* 198, 234–245. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.10.007>
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W., Fleming, R.H., others, 1942. *The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology*. Prentice-Hall New York.

- Swingedouw, D., Colin, C., Eynaud, F., Ayache, M., Zaragosi, S., 2019. Impact of freshwater release in the Mediterranean Sea on the North Atlantic climate. *Clim Dyn* 53, 3893–3915. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04758-5>
- Telford, R.J., Heegaard, E., Birks, H.J.B., 2004. The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *The Holocene* 14, 296–298. <https://doi.org/10.1191/0959683604hl707fa>
- Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F., Magalhães, V., Valadares, V., Zitellini, N., Roque, C., Víctor, L.M., 2009. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia–Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology* 267, 156–174. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.012>
- Terrinha, P., Pinheiro, L.M., Henriët, J.-P., Matias, L., Ivanov, M.K., Monteiro, J.H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovere, M., 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology, Sedimentary Processes and Seafloor Hydrocarbon Emission on Deep European Continental Margins* 195, 55–73. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00682-5](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00682-5)
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R., Ribeiro, A., 2002. Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia. *The Journal of Geology* 110, 101–113. <https://doi.org/10.1086/324206>
- Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Science Reviews* 49, 201–221. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00054-9)
- Thomson, J., Mercone, D., De Lange, G., Van Santvoort, P., 1999. Review of recent advances in the interpretation of eastern Mediterranean sapropel S1 from geochemical evidence. *Marine Geology* 153, 77–89. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(98\)00089-9](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(98)00089-9)
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8. <https://doi.org/10.1029/2006GC001393>
- Torelli, L., Sartori, R., Zitellini, N., 1997. The giant chaotic body in the Atlantic Ocean off Gibraltar: new results from a deep seismic reflection survey. *Marine and Petroleum Geology* 14, 125–138. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(96\)00060-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(96)00060-8)
- Toucanne, S., Angue Minto’o, C.M., Fontanier, C., Bassetti, M.-A., Jorry, S.J., Jouet, G., 2015. Tracking rainfall in the northern Mediterranean borderlands during sapropel deposition. *Quaternary Science Reviews* 129, 178–195. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.10.016>
- Toucanne, S., Jouet, G., Ducassou, E., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Angue Minto’o, C.M., Lahmi, M., Touyet, N., Charlier, K., Lericolais, G., Mulder, T., 2012. A 130,000-year record of Levantine Intermediate Water flow variability in the Corsica Trough, western

- Mediterranean Sea. *Quaternary Science Reviews* 33, 55–73.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.11.020>
- Toucanne, S., Mulder, T., Schönfeld, J., Hanquiez, V., Gonthier, E., Duprat, J., Cremer, M., Zaragosi, S., 2007. Contourites of the Gulf of Cadiz: A high-resolution record of the paleocirculation of the Mediterranean outflow water during the last 50,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 246, 354–366.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.10.007>
- Tsimplis, M.N., Bryden, H.L., 2000. Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 47, 2219–2242.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00024-8](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00024-8)
- Tsuchiya, M., Talley, L.D., McCartney, M.S., 1992. An eastern Atlantic section from Iceland southward across the equator. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 39, 1885–1917. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(92\)90004-D](https://doi.org/10.1016/0198-0149(92)90004-D)
- 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. *Quat. res.* 59, 88–96. [https://doi.org/10.1016/S0033-5894\(02\)00018-2](https://doi.org/10.1016/S0033-5894(02)00018-2)
- Tzedakis, P.C., Wolff, E.W., Skinner, L.C., Brovkin, V., Hodell, D.A., McManus, J.F., Raynaud, D., 2012b. Can we predict the duration of an interglacial? *Climate of the Past* 8, 1473–1485. <https://doi.org/10.5194/cp-8-1473-2012>
- Tzedakis, P.C., Channell, J.E.T., Hodell, D.A., Kleiven, H.F., Skinner, L.C., 2012a. Determining the natural length of the current interglacial. *Nature Geosci* 5, 138–141.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1358>
- Tzedakis, P.C., Lawson, I.T., Frogley, M.R., Hewitt, G.M., Preece, R.C., 2002. Buffered Tree Population Changes in a Quaternary Refugium: Evolutionary Implications. *Science* 297, 2044–2047. <https://doi.org/10.1126/science.1073083>
- Vale, C., Sundby, B., 1987. Suspended sediment fluctuations in the Tagus estuary on semi-diurnal and fortnightly time scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 25, 495–508.
[https://doi.org/10.1016/0272-7714\(87\)90110-7](https://doi.org/10.1016/0272-7714(87)90110-7)
- van Aken, H.M., 2001. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean — Part III: the subducted thermocline water mass. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 48, 237–267. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(00\)00059-5](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(00)00059-5)
- van Aken, H.M., 2000a. The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II: The intermediate water masses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 47, 789–824. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00112-0](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00112-0)
- van Aken, H.M., 2000b. The hydrography of the mid-latitude northeast Atlantic Ocean: I: The deep water masses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 47, 757–788.
- van der Schee, M., Sierro, F.J., Jiménez-Espejo, F.J., Hernández-Molina, F.J., Flecker, R., Flores, J.A., Acton, G., Gutjahr, M., Grunert, P., Garcia-Gallardo, A., Andersen, N., 2016. Evidence of early bottom water current flow after the Messinian Salinity Crisis in the

- Gulf of Cadiz. Marine Geology 380, 315.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.04.005>
- van Dijk, J., Ziegler, M., Nooijer, L.J. de, Reichart, G.J., Xuan, C., Ducassou, E., Bernasconi, S.M., Lourens, L.J., 2018. A Saltier Glacial Mediterranean Outflow. *Paleoceanography and Paleoclimatology* 33, 179–197. <https://doi.org/10.1002/2017PA003228>
- van Geen, A., Adkins, J.F., Boyle, E., Nelson, C.H., Palanques, A., 1997. A 120-yr record of widespread contamination from mining of the Iberian pyrite belt. *Geology* 25, 291–294. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0291:AYROWC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0291:AYROWC>2.3.CO;2)
- Vanney, J.-R., Mougénou, D., 1981. La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: Analyse geomorphologique, Direcção geral de geologia e minas. ed, Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal. Lisbonne.
- Vargas, J.M., García-Lafuente, J., Candela, J., Sánchez, A.J., 2006. Fortnightly and monthly variability of the exchange through the Strait of Gibraltar. *Progress in Oceanography*, Gabriel T. Csanady: Understanding the Physics of the Ocean 70, 466–485. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.07.001>
- Vázquez Garrido, J.T., Medialdea Cela, T., Hernández Molina, F., Somoza Losada, L., Díaz del Río, V., Vegas, R., León Buendía, R., Bárcenas, P., Maestro, A., Fernández Puga, M., 2004. Morfología y Tectónica del talud inferior del golfo de Cádiz. *Geotemas* 6, 211–214.
- Vázquez Riveiros, N., Waelbroeck, C., Skinner, L., Duplessy, J.-C., McManus, J.F., Kandiano, E.S., Bauch, H.A., 2013. The “MIS 11 paradox” and ocean circulation: Role of millennial scale events. *Earth and Planetary Science Letters* 371–372, 258–268. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.03.036>
- Vergnaud-Grazzini, C., Calarp, M., Faugères, J.-C., Gonthier, E., Grousset, F., Pujol, C., Saliège, J.-F., 1989. Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 000 years BP. *Oceanologica Acta* 12, 305–324.
- Viana, A.R., Rebesco, M., 2007. Economic and palaeoceanographic significance of contourite deposits. Geological Society of London.
- Viana, A.R., Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1998. Bottom-current-controlled sand deposits — a review of modern shallow- to deep-water environments. *Sedimentary Geology, Contourites, Turbidites and Process Interaction* 115, 53–80. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00087-0](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00087-0)
- Viguier, C., 1974. Le Neogene de l’Andalousie nord occidentale (Espagne), histoire géologique du Bassin du Bas-Guadalquivir (PhD Thesis). Sc. nat.: Bordeaux: 1974; no 450.
- Voelker, A.H.L., Salgueiro, E., Rodrigues, T., Jimenez-Espejo, F.J., Bahr, A., Alberto, A., Loureiro, I., Padilha, M., Rebotim, A., Roehl, U., 2015b. Mediterranean Outflow and surface water variability off southern Portugal during the early Pleistocene: A snapshot at Marine Isotope Stages 29 to 34 (1020–1135 ka). *Global and Planetary Change* 133, 223–237. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.08.015>

- Voelker, A.H.L., Colman, A., Olack, G., Waniak, J.J., Hodell, D., 2015a. Oxygen and hydrogen isotope signatures of Northeast Atlantic water masses. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, GEOTRACES GA-03 - The U.S. GEOTRACES North Atlantic Transect 116, 89–106. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2014.11.006>
- Voelker, A.H.L., Rodrigues, T., Billups, K., Oppo, D., McManus, J., Stein, R., Hefter, J., Grimalt, J.O., 2010. Variations in mid-latitude North Atlantic surface water properties during the mid-Brunhes (MIS 9–14) and their implications for the thermohaline circulation. *Clim. Past* 6, 531–552. <https://doi.org/10.5194/cp-6-531-2010>
- Voelker, A.H.L., de Abreu, L., Schönfeld, J., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2009. Hydrographic conditions along the western Iberian margin during marine isotope stage 2. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10. <https://doi.org/10.1029/2009GC002605>
- Voelker, A.H.L., Lebreiro, S., Schonfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F., 2006. Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic? *Earth and Planetary Science Letters* 245, 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.03.014>
- Volkov, D.L., Fu, L.-L., 2010. On the Reasons for the Formation and Variability of the Azores Current. *Journal of Physical Oceanography* 40, 2197–2220. <https://doi.org/10.1175/2010JPO4326.1>
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 21, 295–305. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00101-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9)
- Wainer, I., Goes, M., Murphy, L., Brady, E., 2012. Changes in the intermediate water mass formation rates in the global ocean for the Last Glacial Maximum, mid-Holocene and pre-industrial climates. *Paleoceanography* 27. <https://doi.org/10.1029/2012PA002290>
- Weaver, P.P.E., Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Evans, J., 2000. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47, 239–256. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.0470s1239.x>
- Wentworth, C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology* 30, 377–392. <https://doi.org/10.1086/622910>
- Whitehouse, U.G., Jeffrey, L.M., Debrecht, J.D., 1960. Differential settling tendencies of clay minerals in saline water. *Clays Clay Minerals* 1–79. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-009235-5.50006-1>
- Wu, W., Danabasoglu, G., Large, W.G., 2007. On the effects of parameterized Mediterranean overflow on North Atlantic ocean circulation and climate. *Ocean Modelling* 19, 31–52. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2007.06.003>
- Wunsch, C., 2002. What is the thermohaline circulation? *Science* 298, 1179–1181.
- Yin, S., Hernández-Molina, F.J., Zhang, W., Li, J., Wang, L., Ding, Weifeng, Ding, Weiwei, 2019. The influence of oceanographic processes on contourite features: A multidisciplinary

- study of the northern South China Sea. *Marine Geology* 415, 105967. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2019.105967>
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.-R., Park, M.-H., Erlenkeuser, H., Grootes, P., 1997. Thermohaline instability in the North Atlantic during meltwater events: Stable isotope and ice-rafted detritus records from Core SO75-26KL, Portuguese Margin. *Paleoceanography* 12, 696–710. <https://doi.org/10.1029/97PA00581>
- Zenk, W., Armi, L., 1990. The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese continental slope. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 37, 1805–1823.
- Zenk, W., 1975. On the Mediterranean outflow west of Gibraltar. *Meteor Forschungsergebnisse: Reihe A, Allgemeines, Physik und Chemie des Meeres* 16, 23–34.
- Zitellini, N., Gràcia, E., Matias, L., Terrinha, P., Abreu, M.A., DeAlteriis, G., Henriët, J.P., Dañobeitia, J.J., Masson, D.G., Mulder, T., Ramella, R., Somoza, L., Diez, S., 2009. The quest for the Africa–Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 13–50. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.005>

