HAL
open science

La mer Ionienne : évolution de l'activité sédimentaire au cours des derniers 400 000 ans dans un système en contexte tectonique convergent et influence de la sédimentation sur les propriétés géoacoustiques des fonds

Eléonore Köng

To cite this version:

Eléonore Köng. La mer Ionienne : évolution de l'activité sédimentaire au cours des derniers 400 000 ans dans un système en contexte tectonique convergent et influence de la sédimentation sur les propriétés géoacoustiques des fonds. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2016. Français. NNT : 2016BORD0348 . tel-01968014v2

HAL Id: tel-01968014

https://theses.hal.science/tel-01968014v2

Submitted on 4 Jan 2019

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 À

L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

Par Éléonore KÖNG

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPÉCIALITÉ SÉDIMENTOLOGIE MARINE ET PALÉOCLIMATS

LA MER IONIENNE : ÉVOLUTION DE L'ACTIVITÉ SÉDIMENTAIRE AU COURS DES DERNIERS 400 000 ANS DANS UN SYSTÈME EN CONTEXTE TECTONIQUE CONVERGENT ET INFLUENCE DE LA SÉDIMENTATION SUR LES PROPRIÉTÉS GÉOACOUSTIQUES DES FONDS

Sous la direction scientifique de : Sébastien ZARAGOSI

Soutenue le 9 décembre 2016

Membres du jury :

Mme. SANCHEZ-GONI Maria Fernanda, Professeur/directeur d'étude EPHE, Université de Bordeaux	Présidente du Jury
Mme. ELLOUZ-ZIMMERMANN Nadine, Ingénieure de recherche IFP Energies nouvelles	Rapporteur
M. MIGEON Sébastien, Professeur, Université Pierre et Marie Curie	Rapporteur
M. CATTANEO Antonio, Chercheur, IFREMER	Examinateur
M. MALAIZE Bruno, Maître de conférences, Université de Bordeaux	Examinateur
M. SCHNEIDER Jean-Luc, Professeur, Université de Bordeaux	Directeur
M. GARLAN Thierry, Ingénieur, HDR, SHOM	Co-directeur
M. ZARAGOSI Sébastien, Maître de conférences, Université de Bordeaux	Invité

Titre : La mer ionienne : évolution de l'activité sédimentaire au cours des derniers 400 000 ans dans un système en contexte tectonique convergent et influence de la sédimentation sur les propriétés géoacoustiques des fonds.

Résumé : La mer Ionienne est une zone à la géodynamique active en raison de la convergence entre les plaques Nubie et Eurasie. Elle correspond aux derniers stades de vie d'un océan, la Téthys. De ce fait, la tectonique et la sédimentation y sont très réduites ; et les faibles flux sédimentaires permettent ainsi d'enregistrer une multiplicité de processus sédimentaires. Néanmoins, c'est une zone encore peu étudiée d'un point de vue sédimentaire, notamment sur les échelles de temps de l'ordre de la centaine de milliers d'années. Ce travail est basé sur une étude sédimentologique d'archives marines complétée par des données acoustiques (bathymétrie et multi-faisceau) issue de campagnes océanographiques du SHOM. L'analyse détaillée des faciès et des séquences sédimentaire a permis, dans un premier temps, d'établir un calendrier des risques naturels (séismes, tsunamis, volcanisme), leurs sources et leurs processus de dépôt dans le bassin pour les derniers 330 000 ans. Puis, dans un second temps, de retracer l'évolution sur les derniers 400 000 ans de la circulation et de l'oxygénation des eaux de fond dans le bassin ionien et l'influence du détroit de Sicile, et notamment de la plate-forme de Malte, sur les échanges entre les bassins occidental et oriental. L'intégration des données sédimentologiques dans un modèle géoacoustique développé par le SHOM a finalement permis de déterminer l'impact des variations sédimentaires (distribution spatiale, lithologie, stratification) sur la propagation des ondes acoustique pour différentes gammes de fréquences (300 Hz - 3000 Hz) et d'angle d'incidence (0 - 90°) et d'établir une cartographie de la réponse sédimentaire du le signal acoustique.

Mots clés : mer Ionienne, plateau de Malte, prisme d'accrétion, écoulements gravitaires, risques naturels, circulation thermohaline, modélisation géoacoustique, Quaternaire terminal

---

Title: The Ionian Sea: evolution of the sedimentary activity over the last 400 000 years in a convergent tectonic setting and influence of the sedimentation on the seabed's geoacoustic properties.

Abstract: The Ionian Sea is an active geodynamic area because of the convergence between the Nubia and the Eurasia plate. It corresponds to the last stage of the Tethys ocean life. Therefore, the tectonics and the sedimentation are much reduced; and the low sedimentary supply enables to record a multiplicity of sedimentary processes. Nevertheless, this area still poorly studied from a sedimentary point of view, in particular on timescales on the order of hundred thousand years. This work is based on a sedimentological study of marine archives supplemented by acoustic data (bathymetry and multibeam imagery) recovered during oceanographic campaign leaded by the SHOM. The detailed sedimentary analysis of facies and sequences allows, at first, to established a calendar of the natural hazard (earthquakes, tsunamis, volcanism), their origins and their depositional processes into the basin over the last 330 000 years. Then, secondly, to reconstruct the evolution over the last 400 000 years of the circulation and the oxygenation of bottom water through the Ionian basin and the influence of the strait of Sicily, in particular of the Malta Plateau, on the exchanges between the western and the eastern basins. The integration of the sedimentological data in a geoacoustic modelling developed by the SHOM finally allowed to determine the impact of the sedimentary variability (special distribution, lithology, stratification) on the acoustic waves propagation for various frequency bands (300 Hz - 3000 Hz) and incident angle (0 - 90°) and to established a mapping of the sedimentary answer of the acoustic signal.

Keywords : Ionian Sea, Malta Plateau, accretionary wedges, gravity flows, natural hazards, thermohaline circulation, geoacoustic modelling, Late Quaternary

---

UMR CNRS 5805 EPOC - OASU - Université de Bordeaux
Allée Geoffroy Saint-Hilaire - CS 50023
33615 PESSAC CEDEX - FRANCE

Remerciements

A l'issue de ce travail, je souhaite remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, m'ont accompagnée et soutenue au cours de ces trois années de thèse.

Je souhaite remercier dans un premier temps Sébastien Zaragosi sans qui il n'y aurait pas eu de thèse. Merci de m'avoir fait confiance et de m'avoir permis de réaliser ce travail dans les meilleures conditions. Et surtout de m'avoir permis de sillonner les eaux nordiques à bord du *Pourquoi Pas ?* durant l'été 2014.

Je remercie également Jean-Luc Schneider pour m'avoir suivi tout au long de ces années depuis mon premier stage de recherche en Master 1, grâce à qui j'ai pu découvrir le monde passionnant des catastrophes naturelles avec leurs noms plus ou moins prononçables.

Un grand merci à Thierry Garlan pour m'avoir confié ces belles données de la mer Ionienne et pour m'avoir chaleureusement accueilli au SHOM. Comme dirait Bruce Dickinson: "Life is too short to do the things you don't love doing."

Merci à Sébastien Migeon et Nadine Ellouz-Zimmermann qui m'ont fait l'honneur d'être les rapporteurs de cette thèse. Je vous remercie vos remarques et suggestions qui m'ont permis de prendre le recul nécessaire sur mon travail. Je remercie également Bruno Malaizé, Maria Sanchez-Goni et Antonio Cattaneo d'avoir accepté d'être examinateurs de mon travail.

Je tiens à remercier Philippe Martinez, Laurent Londeix, Jérôme Bonnin pour m'avoir donné des conseils pertinents pour ma présentation de thèse. Mais aussi tous les chercheurs, ingénieurs et techniciens qui m'ont accompagnés au cours de mes travaux ainsi que dans l'enseignement: Patrick Bachèlery, Pascal Lebleu, Frédérique Eynaud, Olivier Ther, Bernard Martin, Emmanuelle Ducassou, Hervé Gillet, Thierry Mulder, Vincent Hanquiez, Thibault Cavailhès, Thibault Caley, Vincent Marieu, Muriel Georget, Karine Charlier, Linda Rossignol, Marie-Hélène Castéra, Isabelle Billy, Bruno Deflandre, Patrick Michel, Jacques Giraudeau, Marie-Claire Perello, Nadia Sénéchal, Ludovic Devaux, Anne-Laure Daniau, Stéphanie Desprat, Alexandra Coynel, Antoine Marache, Arnaud Caillo. En espérant n'oublier personne.

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une bourse DGA. Je remercie donc le Ministère de la Défense, la Direction générale de l'armement et le CNRS de Normandie pour avoir financé ma thèse.

Je souhaite remercier également les stagiaires qui m'ont accompagné et qui ont permis, grâce à leur travail, de faire avancer ma thèse : Chloé Seibert, Cassandra Normandin et Marjolaine Sabine. Je vous souhaite de réussir brillamment vos thèses.

Et puis bien évidement un grand merci aux thésards d'EPOC avec qui j'ai partagé tant de bons et de mauvais moments : Damien, Loris, Kelly, Mélina, Ludivine, Mélanie B., Jean, Fred, Benoît, Elysandre, Arthur, Isabel, Katixa, Philippine et les autres… Merci à Clément du service info pour les dépannages. Et tout particulièrement merci à Léa d'avoir partagé ses trois années en tant que colocataire de bureau, Mélanie W., Mathylde, Salomé, Calypso, Dulce et Elsa pour le soutien, les soirées pizza, les bières, les martinis et autres substances réconfortantes.

Puis, je tiens également à remercier tout particulièrement Arthur pour son soutien et ses encouragements quotidiens pendant ce parcours doctoral, et Childéric pour les longues balades qu'elles soient pluvieuses ou ensoleillées. Ainsi que tous les copains Emeline, Benji, Delphine, Julien, Vince, Aurore, Cécile, Olivier, Sylvan, William, Lucie, Loïc, Raph, Maud, Ken, Amandine, Laure, Mathieu, Manon, Florent, Sylvestre, Thomas et les autres. Merci à Livy et Lucia pour le temps qu'elles ont consacrées à corriger mon anglais parfois douteux. Yann pour les innombrables soirées au Château de l'Hospital. Et merci à Bobby, Guilhem et Yannick pour les répètes décompression du dimanche après-midi, les concerts, les réunion/apéro et les sessions compo peu conventionnelles...

Enfin, je souhaite remercier mes parents, Alain et Johan, mes sœurs, Rachel et Emma, ainsi que leurs compagnons Lionel et Clayton, et mes grands-parents qui m'ont toujours soutenue et encouragée tout au long de mon parcours.

Ce travail c'est aussi un peu le vôtre.

Sommaire

INTRODUCTION GENERALE 1

PARTIE 1 – GENERALITES 9

CHAPITRE I – CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DE LA MER IONIENNE 11

1. Contexte tectonique général 13
   1.1. Formation du bassin méditerranéen 13
      1.1.1. De la paléo-Téthys à la néo-Téthys 13
      1.1.2. La Téthys ionienne 15
      1.1.3. Les prismes d'accrétion du bassin ionien 17
   1.2. Géodynamique récente de la Méditerranée centrale 20
      1.2.1. Cinématique 20
      1.2.2. Sismicité 22
      1.2.3. Le volcanisme italien 23
2. Contexte environnemental 27
   2.1. Périodes glaciaire et interglaciaire 27
   2.2. La circulation des masses d'eau en Méditerranée 29
   2.3. Les arrivées d'eaux douces en Méditerranée centrale 32
3. Physiographie de la région Ionienne 34
   3.1. Le domaine continental 34
   3.2. Le plateau continental 36
   3.3. Les escarpements 37
   3.4. Les prismes d'accrétion 38
   3.5. Le bassin profond 43

Références 46

CHAPITRE II – LES ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE 51

1. Les écoulements gravitaires 53
   1.1. Les dépôts glissés 53
   1.2. Les dépôts d'écoulements gravitaires 55
   1.3. Les homogénites 58
   1.4. La paléo-sismologie 60
2. Les dépôts volcaniques 61
   2.1. Les retombées 61

2.2. Les turbidites volcanoclastiques ... 62
3. Les sapropèles ... 66
4. Les déformations post-dépôt ... 68
4.1. Les déformations non associées à la liquéfaction ... 70
4.2. Les déformations associées à la liquéfaction ... 70
Références ... 73

CHAPITRE III – MATERIEL ET METHODES ... 77

1. Les données sédimentologiques ... 79
1.1. Mesures non destructrices ... 81
1.1.1. Description et photographie ... 81
1.1.2. Spectrocolorimétrie ... 81
1.1.3. Susceptibilité magnétique ... 82
1.1.4. Radioscopie rX ... 83
1.1.5. Géochimie des sédiments : XRF ... 84
1.2. Mesures destructrices ... 85
1.2.1. Propriétés physiques des sédiments ... 85
1.2.2. Granulométrie ... 86
1.2.3. Lames minces et pétrographie ... 88
1.2.4. Matière organique ... 89
1.2.5. Calcimétrie ... 89
2. Datations et stratigraphie ... 91
2.1. Radiocarbone ... 91
2.2. Isotopes de l'oxygène ... 92
2.3. Tephrochronologie ... 94
2.4. Modèles d'âge et corrélations ... 94
3. Les données acoustiques ... 95
3.1. Le sondeur multi-faisceau ... 95
3.2. Le sondeur de sédiment ... 97
Références ... 99

PARTIE 2 – ACTIVITE SEDIMENTAIRE D'UN SYSTEME EN CONTEXTE TECTONIQUE CONVERGENT : LA MER IONIENNE ... 101

CHAPITRE IV – STRATIGRAPHIE DES DERNIERS 400 000 ANS EN MER IONIENNE ... 103

1. Etablissement de la stratigraphie de la mer Ionienne au cours des derniers 400 000 ans grâce à la spectrocolorimétrie 105

1.1. Principaux résultats 105

1.2. Article : “Spectrocolorimetry, a non-destructive method for marine sediments dating in the central Mediterranean Sea over the last 430 ka” 105

ARTICLE

Abstract 106

1. Introduction 107

2. Study area 107

3. Materials and methods 109

3.1. Radiometric dating 109

3.2. Oxygen isotopes 109

3.3. Spectrocolorimetry 110

3.4. Sapropels 110

3.5. XRF measurements 110

3.6. Tephra 110

4. Age model for core KC07 and correlations 111

5. Tephra layers 114

6. Redox conditions highlighted by spectrocolorimetry 116

7. Error Margins 119

8. Conclusion 121

Acknowledgements 122

References 122

Supplementary material 125

2. Conclusion 132

CHAPITRE V - PROCESSUS SEDIMENTAIRES GRAVITAIRES ET DEFORMATIONS 135

1. Enregistrement des évènements co-sismiques et volcaniques sur l’arc Calabrais occidental au cours des derniers 60 000 ans 137

1.1. Les principaux résultats 137

1.2. Article « Untangling the turbidite activity of the Calabrian Arc over the last 60 ka » 138

ARTICLE

Abstract 140

1. Introduction 141
2. Background 142
2.1. Geological background 142
2.2. Sedimentary transfers 144
3. Methods 145
3.1. Sediment core analysis 145
3.2. Stratigraphy 146
4. Results 147
4.1. Core location setting 147
4.2. Lithofacies 148
4.3. Stratigraphy 149
4.3.1. KC14 149
4.3.2. KC01 150
5. Discussion 151
5.1. Tephra versus ^{14}C age model 151
5.2. Correlation between the cores 152
5.3. Recurrence times 153
5.3.1. Siliciclastic turbidites 153
5.3.2. Volcaniclastic turbidites 153
5.4. Turbidite activity on an accretionary prism 154
5.5. Various origins of the turbidite activity over the last 60 ka 155
5.5.1. Earthquakes 155
5.5.2. Tsunamis 156
5.5.3. Volcanism 157
6. Conclusion 158
Acknowledgements 159
References 159

2. Activité co-sismique de l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne occidentale au cours des derniers 330 000 ans 182
2.1. Les principaux résultats 182
2.2. Article « Does gravity-driven deposits could be a witness of the seismic activity of accretionary wedges in the Ionian Sea over the last 330 ka ? » 183

ARTICLE

Abstract 184

1. Introduction 185
2. Geological background 186
2.1. Calabrian Arc 186
2.2. Mediterranean Ridge 187
2.3. Co-seismic sedimentation 188
3. Methods 189
3.1. Acoustic imaging 189
3.2. Sediment core analysis 189
3.3. Stratigraphy 190
4. Results 191
4.1. Core location settings 191
4.2. Lithofacies 192
4.3. Stratigraphy 203
4.3.1. Correlations between the cores 203
4.3.2. Marked layers 203
5. Discussion 205
5.1. Stratigraphy 205
5.2. Frequency and origin of the gravity-driven deposits 207
5.2.1. Sea level 207
5.2.2. Earthquakes 208
5.2.3. Volcanism 211
5.3. Geodynamic implication 212
6. Conclusion 213
Acknowledgements 214
References 216

3. Les évènements exceptionnels 221
3.1. Caractéristiques sédimentologiques et stratigraphie 221
3.1.1. La carotte KC05 222
3.1.2. La carotte KC06 225
3.1.3. La carotte KC09 227
3.1.4. La carotte KC12 229
3.1.5. Les carottes KC14 et KC01 232
3.2. Datation de la mise en place des dépôts 232
3.3. Processus de dépôt 236

3.4. Origine des homogénites 238
3.5. Conclusion 240
Références 241
4. Conclusion 243

CHAPITRE VI – INFLUENCE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION 245

1. Les sapropèles et les cycles d'oxydo-réduction 247
1.1. La sédimentation hémipélagique 247
1.1.1. Environnements de dépôt et stratigraphie 247
1.1.2. Lithofaciès 250
1.1.3. Organisation séquentielle des faciès 256
1.2. Reconstitution de la paléohydrologie 260
1.2.1. Oxygénation des eaux de fond et intensité de la circulation dans le bassin ionien 260
1.2.2. Les facteurs de contrôle de l'oxygénation des eaux de fond 267
1.3. Conclusion 270
References 272
2. La plate-forme de Malte 276
2.1. Les principaux résultats 276
2.2. Article: "Architecture and Quaternary evolution of the Malta Plateau" 276

ARTICLE

Abstract 277
1. Introduction 278
2. Background 278
2.1. Geological background 278
2.2. Oceanographic background 280
3. Materials and methods 281
3.1. Acoustic imaging 281
3.2. Interpretation procedure and mapping 281
3.3. Sediment core analysis 282
4. Results 283
4.1. Core data 283
4.2. Seismic sequences and erosional surfaces 284
5. Discussion 288
5.1. Origin of seismic sequences 288

5.2. Morphological evolution 290
5.3. Sediment supply 291
6. Conclusion 293
References 294

3. Conclusion 298

PARTIE 3 – GEOACOUSTIQUE MARINE 299

CHAPITRE VII – EXPRESSION ACOUSTIQUE DES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DE LA MER IONIENNE 301

1. Répartition des environnements sédimentaires modernes de la mer Ionienne 303
2. Expression acoustique des caractéristiques sédimentaires de la mer Ionienne 309
2.1. Paramètres d'entrée du modèle 309
2.1.1. Les valeurs de célérité C_p 310
2.1.2. Les autres paramètres (Cs, atténuation α_p et α_s, enfouissement) 311
2.2. Validation du modèle 311
2.2.1. Relation célérité / granularité 311
2.2.2. Célérité mesurée versus célérité calculée 314
2.3. Influence de la lithologie sur la propagation des ondes acoustiques 317
2.3.1. Le coefficient de réflexion 317
2.3.2. L'indice de réverbération 323
2.3.3. Cartographie des environnements acoustiques de la mer Ionienne 325
3. Conclusion 327
Références 329

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES 331

Liste des figures 341

Liste des tableaux 355

Introduction générale

Problématique

« La Méditerranée est un espace variable selon le point de vue qu'on adopte pour l'étudier » (Kayser, 2001) qu'il soit géopolitique, géologique, ou environnemental. D'un point de vu géopolitique, la Méditerranée est considérée comme une mer de passage et d'échange. La navigation commerciale (e.g. tourisme, pétrole, minerais de fer) y est intense, c'est depuis toujours une voie de migration humaine entre le Sud et le Nord, l'Orient et l'Occident, mais c'est aussi une zone de conflit depuis des milliers d'années. Elle a été le théâtre d'affrontements ponctuels comme la bataille d'Actium en 31 BC mais aussi le témoin de tensions entre puissances navales avec, par exemple, les affrontements entre l'empire Ottoman et la Sainte Ligue au XVIe siècle. Aujourd'hui, elle est redevenue pour les puissances occidentales un espace de déploiement face à l'instabilité des régimes politiques de l'Afrique du Nord et du Levant.

La Méditerranée s'apparente à un lac de par ses liens limités avec l'océan ouvert et les mers adjacentes qui se résument au détroit de Gibraltar, à l'artificiel canal de Suez la reliant à la mer Rouge depuis le milieu du XIXe siècle et au détroit du Bosphore la reliant à la mer Noire. De nos jours, plus de 200 000 bateaux traversent la mer Méditerranée par an dont 80 % correspond uniquement à du transit. Son trafic maritime est le deuxième le plus intense du Monde après la Manche. L'étroitesse de la mer Méditerranée engendre d'importants conflits concernant la définition des eaux territoriales des pays limitrophes, notamment au niveau des détroits. Les ZEE ne peuvent atteindre les 200 miles définis comme limite par la convention de Montego Bay (1982) sans se chevaucher. Les détroits favorisent les migrations de population du sud vers le nord faisant de la Méditerranée un carrefour migratoire. En 2014, le nombre de migrants qui ont traversé la Méditerranée est estimé à plus de 200 000. La pression anthropique liée au tourisme et à l'industrie est telle que les autorités ont décidé de créer, suite à la convention de Barcelone en 1976, des réserves marines protégées afin de préserver le milieu naturel. Elles représentent aujourd'hui seulement 4% de la Méditerranée. Ces mesures semblent néanmoins insuffisantes au vu du contexte de réchauffement climatique actuel.

D'un point de vue hydrologique, les circulations océaniques en Méditerranée sont principalement orientées est-ouest, les eaux de surface atlantiques entrent par le détroit de Gibraltar et s'écoulent vers l'est tandis que les eaux intermédiaires et profondes s'écoulent vers l'ouest. La circulation est dite anti-estuarienne en raison du bilan hydrologique négatif : l'eau méditerranéenne subit une plus forte évaporation qu'elle ne reçoit d'eau douce des fleuves et des précipitations. Au cours de leur circulation, les masses d'eau doivent passer le

détroit de Sicile qui délimite le bassin occidental du bassin oriental. En raison de sa faible bathymétrie et de la présence de plateaux continentaux très développé, les échanges occident/orient sont fortement limités en bas niveau marin. Les principales sources en eau douce pour le bassin oriental sont le Nil lorsque le nord de l'Afrique est sous l'influence de la mousson et la mer Noire qui draine les eaux de fonte des calottes glaciaires du nord de l'Europe et se déversent en mer Egée. Les épisodes humides, en lien avec une intensification de la mousson, du pourtour méditerranéen entrainent une chute de l'oxygénation des eaux profondes pouvant aller jusqu'à l'anoxie qui, par conséquent, favorise la conservation de la matière organique sur le fond marin. Ces évènements sont appelée épisodes sapropéliques, on les retrouve de façon cyclique dans les archives sédimentaires dans tout le bassin méditerranéen.

La mer Ionienne est une zone de subduction active, liée à la collision entre la plaque Nubie et la plaque Eurasie, dernière relique de l'océan Téthys formé au Permien par dislocation de la Pangée. Son étendue actuelle est fortement contrainte par les surfaces continentales (Italie et Grèce) et d'anciennes marges passives (l'escarpement de Malte et l'escarpement d'Apulie) qui en font un bassin relativement fermé au cœur de la Méditerranée. La mer Ionienne s'étend sur environ 300 000 km², sa position à la limite de deux plaques tectoniques a entrainé la mise en place de deux prismes d'accrétion : l'arc Calabrais et la ride Méditerranéenne qui représentent 120 000 km² du fond marin. Cette situation géodynamique est responsable d'une importante sismicité, que ce soit en Italie ou en Grèce, qui peut parfois être associée à des tsunamis. Les subductions engendrent aussi la mise en place d'un important volcanisme : les champs Phlégréen, l'Etna, les îles Eolienne, les îles Egéenne. Ces phénomènes sont un risque majeur pour les populations. On retiendra notamment le séisme de 1908 dans le détroit de Messine d'une magnitude de 7.1 qui engendra un tsunami et la destruction des villes de Messine, Reggio de Calabre et Palmi. Le séisme de 373 AD dans le golfe de Corinthe qui détruisit les villes de Boura et Helike, associé dans l'Antiquité à la colère de Poséidon. Ou encore l'éruption du Santorin au IIe millénaire BC qui a fortement participé au déclin de la civilisation Minoenne.

Néanmoins, les études portant sur la sédimentation en mer Ionienne sont peu nombreuses. Elles portent principalement sur l'étude des dépôts gravitaires co-sismiques au cours de la période historique sur et en bordure de la partie ouest de l'arc Calabrais. Les première études se sont concentré sur les dépôts d'évènements majeurs appelé homogénites, décrit par Kastens et Cita (1981), Cita et al., (1996) et Cita et Aloisi (1999) par le biais de profils sismiques dans

le bassin profond ionien. Puis par le biais d'archives sédimentologiques par Kastens (1984) et plus récemment par Polonia et al. (2016a; 2016b; 2015, 2013a, 2013b) et San Pedro et al. (2016) sur l'arc Calabrais et Anastasakis et Piper (1991) sur la ride Mediterranéenne. Mais aussi sur les systèmes sédimentaires de la marge Calabro-Ionienne par Coste (2014). Pour les périodes plus anciennes, à l'échelle du million d'années, les études portent principalement sur le fonctionnement tectonique des prismes d'accrétions du bassin ionien avec, par exemple, les travaux de Gallais et al. (2013, 2012, 2011), Gutscher et al. (2016), Polonia et al. (2011) sur l'arc Calabrais et de Huguen et al. (2006) pour la ride Méditerranéenne. Pour les échelles de temps intermédiaires, de l'ordre de la dizaine à centaine de milliers d'années, le peu d'étude réalisées portent principalement sur les dépôts de sapropèles : Cita et al. (1977), Löwemark et al. (2006), Emeis et al. (2004). Ces échelles de temps sont pourtant des périodes clés pour étudier les changements climatiques (périodes glaciaires et interglaciaire), le volcanisme (mise en place de l'Etna il y a seulement 500 000 ans) et la sismicité grâce aux archives sédimentaires.

Au vu de la multiplicité des sources sédimentaires (dépôts gravitaires co-sismiques, en lien avec le passage d'ondes de tsunami, avec le volcanisme ou la variabilité climatique), des études sur la réponse acoustique du fond marin présentent un fort intérêt au niveau militaire, dans le cadre de la navigation mais aussi de la lutte anti-sous-marine. La compréhension des phénomènes de propagations des ondes acoustiques en milieu marin est un paramètre important pour l'amélioration des performances des sonars. Les hétérogénéités sédimentaires ont un fort impact sur la rétrodiffusion des ondes acoustiques à l'interface eau-sédiment. Il est donc nécessaire d'établir un modèle sédimentaire précis de la mer Ionienne. De plus, si on se réfère au cycle de Wilson qui décrit l'évolution d'un océan depuis les premières phases d'ouverture jusqu'à sa disparition par collision, la mer Ionienne corresponds au stade terminal où l'océan, en l'occurrence la Néo-Téthys, se retrouve réduite à l'état de mer juste avant sa fermeture définitive. Une étude globale de ce système d'un point de vue sédimentaire semble donc importante puisque la mer Ionienne est un des rares modèles connu pour la compréhension des derniers stades d'existence d'un océan. Modèle qui pourrait être très utile pour les études dans l'ancien car ce sont ces derniers stades qui seront par la suite retrouvé dans les chaines de montagne.

Objectifs

Cette étude a pour objectifs principaux :

(1) d'établir un calendrier et déterminer les processus et les sources des aléas naturels,

(2) de déterminer l'évolution de la circulation des eaux de fonds et l'impact du détroit de Sicile sur les échanges entre les bassins orientaux et occidentaux,

(3) de déterminer des domaines sédimentaires et leurs influences sur la réponse acoustique du fonds marin.

Elle fait suite à plusieurs missions du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) : MOCOSED2012 en mer Ionienne à bord du *Pourquoi Pas ?*, STEREO2008 et STEREO-BASE2007 sur le plateau de Malte et trois valorisations de transit en 2010, 2014 et 2016 à bord du *Beautemps Beaupré*. Ces campagnes ont fourni des données de carottages, des données multifaisceaux (bathymétrie) et de sondeur de sédiment (sismique THR).

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit est organisé en trois parties et sept chapitres. Il comprend 4 articles rédigés en anglais. Un article dans le chapitre IV, deux articles dans le chapitre V dont un est publié dans la revue *Marine Geology* (volume 373) et un a été soumis en mai 2016 dans la revue *Tectonophysics*, et un article dans le chapitre VI.

La première partie est consacrée à une synthèse bibliographique de la Méditerranée centrale. Elle comprend trois chapitres :

- Le Chapitre I présente le cadre géologique, environnemental et physiographique.
- Le Chapitre II introduit les principales caractéristiques sédimentaires et les processus de dépôt.
- Le Chapitre III présente les données et les outils analytiques utilisés au cours de la thèse.

La deuxième partie est consacrée aux résultats obtenus concernant la sédimentation gravitaire et hémipélagique de la mer Ionienne. Elle comprend trois chapitres :

- Le Chapitre IV est consacré à l'établissement d'une stratigraphie des carottes sédimentaires pour les derniers 400 000 ans basée sur le ^{14}C, le $\delta^{18}O$, la spectrocolorimétrie, les téphras et les sapropèles.
- Le Chapitre V présente les résultats obtenus pour la sédimentation en lien avec l'activité tectonique et volcanique à courte échelle de temps (60 000 ans), à grande échelle de temps (330 000 ans) et pour les évènements exceptionnels.
- Le Chapitre VI présente les résultats obtenus pour la sédimentation hémipélagique en lien avec les variations climatiques, la circulation océanique et l'oxygénation des eaux de fond. Ainsi que le fonctionnement sédimentaire du plateau de Malte et son influence sur les échanges entre les bassins oriental et occidental.

La troisième partie est consacrée aux résultats de géoacoustique marine. Elle comprend un unique chapitre :

- Le Chapitre VII est séparé en deux sections. La première propose une synthèse des environnements sédimentaires de la mer Ionienne. La seconde est consacrée à l'étude de l'influence des sédiments de surface sur la propagation des ondes acoustiques.

Le manuscrit s'achève par une conclusion générale des résultats obtenu et par la présentation des perspectives pour de futurs travaux en Méditerranée centrale.

Références

Anastasakis, G.C., Piper, D.J.W., 1991. The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakinthos and Strofadhes basins, Greece. Sedimentology 38, 717–733. doi:10.1111/j.1365-3091.1991.tb01016.x

Cita, M.B., Aloisi, G., 1999. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. Sediment. Geol. 104, 155–173. doi:10.1016/0037-0738(95)00126-3

Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. Quat. Res. 8, 205–235. doi:10.1016/0033-5894(77)90046-1

Coste, M., 2014. Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active: analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma. Dr. Diss.

Emeis, K.-C., Sakamoto, T., Wehausen, R., Brumsack, H.-J., 2004. The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea — results of Ocean Drilling Program Leg 160. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 371–395. doi:10.1016/S0031-0182(00)00059-6

Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., 2013. Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy). Tectonophysics, TOPO-EUROPE III 602, 141–152. doi:10.1016/j.tecto.2012.12.026

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 116, B12108. doi:10.1029/2011JB008505

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., Graindorge, D., 2012. Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth-migrated multichannel seismic data. Mar. Geol. 326–328, 28–45. doi:10.1016/j.margeo.2012.08.006

Gutscher, M.-A., Dominguez, S., de Lepinay, B.M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Le Faou, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). Tectonics 35, 2015TC003898. doi:10.1002/2015TC003898

Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B., Mascle, J., 2006. Morphology of a Pre-collisional, Salt-bearing, Accretionary Complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). Mar. Geophys. Res. 27, 61–75. doi:10.1007/s11001-005-5026-5

Kastens, K.A., 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. Mar. Geol. 55, 13–33. doi:10.1016/0025-3227(84)90130-0

Kastens, K.A., Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 845–857.

Kayser, B., 2001. Géopolitique de la Méditerranée. Inf. Géographique 65, 289–303.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two~ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Nelson, C.H., Romano, S., Vaiani, S.C., Colizza, E., Gasparotto, G., Gasperini, L., 2016. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.010

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). Geochem. Geophys. Geosystems.

Polonia, A., Romano, S., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Gasparotto, G., Gasperini, L., Panieri, G., Torelli, L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes? Mar. Geol. 361, 41–52. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.001

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., 2011. The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. Tectonics 30, TC5018. doi:10.1029/2010TC002821

Polonia, A., Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005

PARTIE 1 – GENERALITES

Cette première partie commence par une synthèse bibliographique consacrée au cadre géologique et environnemental de la mer Ionienne (Chapitre I). Elle traite dans un deuxième temps des principales caractéristiques sédimentaires de la mer Méditerranée (Chapitre II). Et s'achève par la présentation des données et outils analytiques utilisés dans le cadre de ce travail (Chapitre III).

CHAPITRE I – CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DE LA MER IONIENNE

1. Contexte tectonique général

1.1. Formation du bassin méditerranéen

1.1.1. De la paléo-Téthys à la néo-Téthys

La géodynamique actuelle du bassin méditerranéen résulte des interactions entre les mouvements des plaques Nubie et Eurasie et aussi probablement de plusieurs microplaques lithosphériques (Carminati et Doglioni, 2005). Au Paléozoïque, la dislocation du super-continent Gondwana et d'un chapelet de microplaques appelé terrane de Hun entraine la formation de la paléo-Téthys (Figure I.1a ; Von Raumer et al., 2002). Sa fermeture, liée à la collision du Gondwana avec la Laurasie, qui formera la Pangée, est diachronique et s'étend du Permien jusqu'au Trias (Figure I.1b ; Stampfli, 1996; Ziegler et Stampfli, 2001).

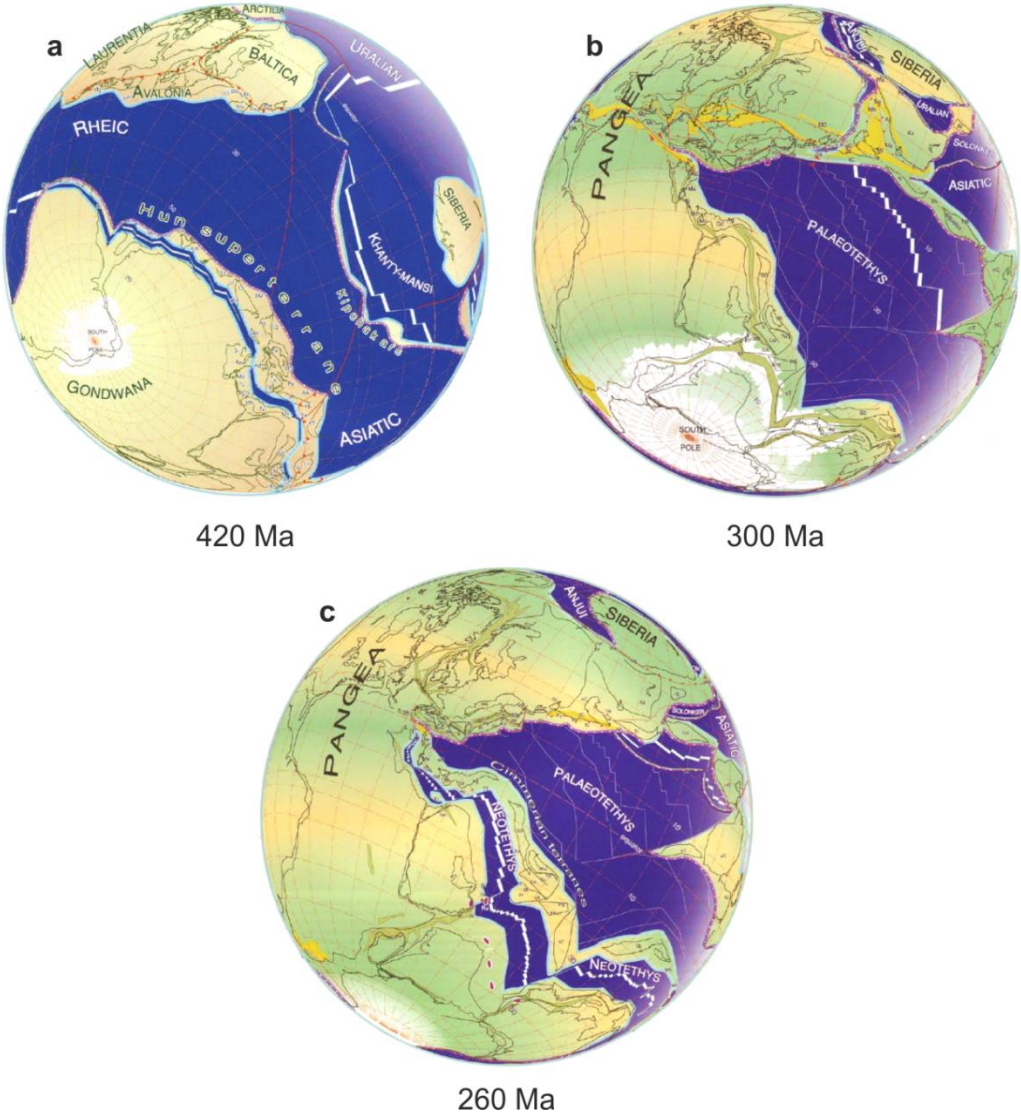


Figure I.1 - Reconstruction paléogéographique et paléotectonique de la paléo-Téthys à 420, 300 et 260 Ma (Stampfli and Borel, 2004).

La fermeture de la paléo-Téthys est associée, au cours du Permien, à l'ouverture de la néo-Téthys par dislocation entre la Pangée et un chapelet de microplaques appelé terranes cimmériennes (Figure I.1c ; Stampfli et Borel, 2004). Au Jurassique inférieur, la paléo-Téthys est définitivement fermée à l'exception de quelques reliquats au niveau du Tibet et la néo-Téthys continue de s'ouvrir (Figure I.2a; Stampfli et Borel, 2004). Au Jurassique moyen, l'ouverture de la néo-Téthys se propage au sud de l'Ibérie et le long des régions alpines jusque dans les Carpates. C'est à cette période que démarre le rifting de l'Atlantique central (Figure I.2b ; Stampfli et Borel, 2004). Au Crétacé, l'accélération de la rotation anti-horaire du Gondwana entraine la subduction de la néo-Téthys sous l'Eurasie (Figure I.2c ; Stampfli et Borel, 2004). La région du bassin méditerranéen est alors majoritairement affectée par des zones de subduction (d'est en ouest : Cimmérienne, Dinarides et Alpes-Bétiques ; Carminati et Doglioni, 2005).

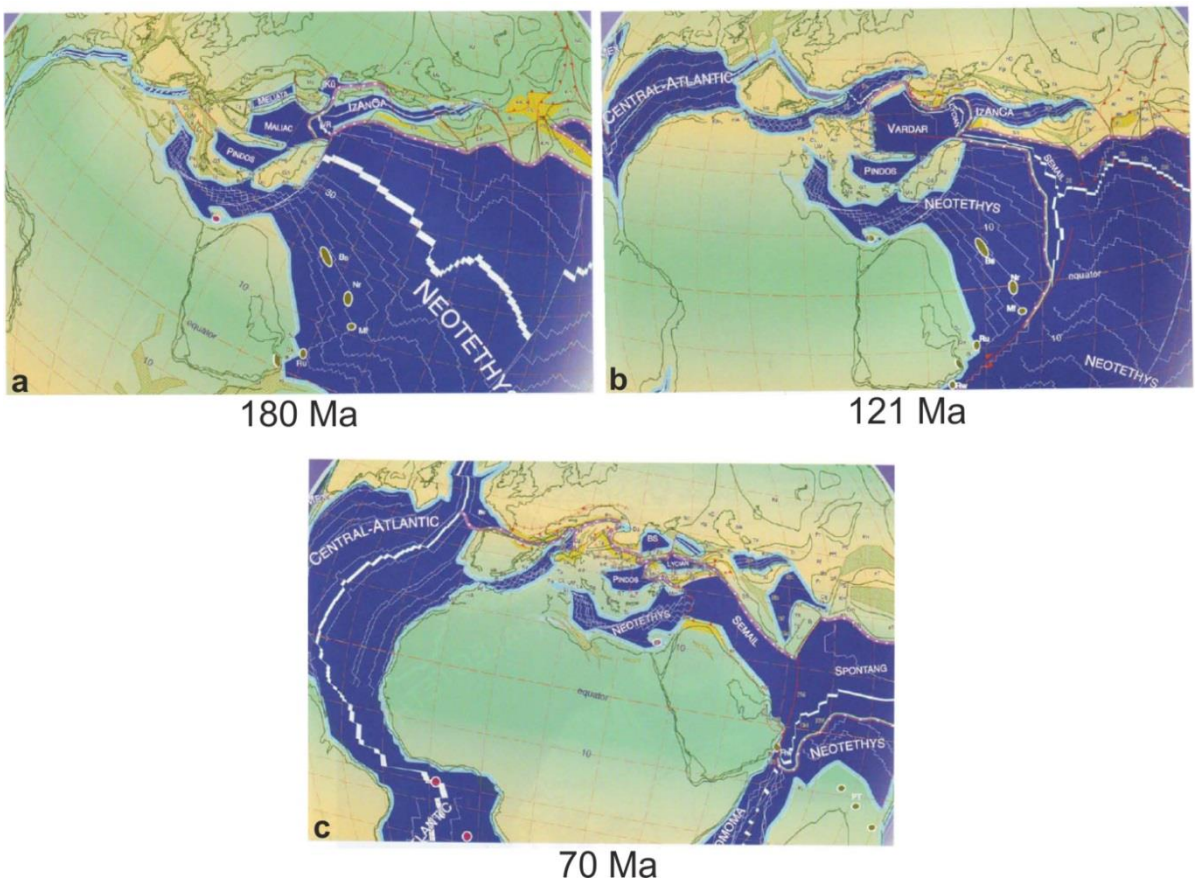


Figure I.2 - Reconstruction paléogéographique et paléotectonique de la néo-Téthys à 180, 121 et 70 Ma (Stampfli et Borel, 2004).

Au Cénozoïque, la mise en place du bassin méditerranéen, tel qu'on le connait jusqu'à aujourd'hui, est encore lié à des phénomènes de subductions. A l'Eocène, la subduction Alpes-Bétiques est dirigée vers l'est, elle s'étend du sud de la France jusqu'à Gibraltar. La

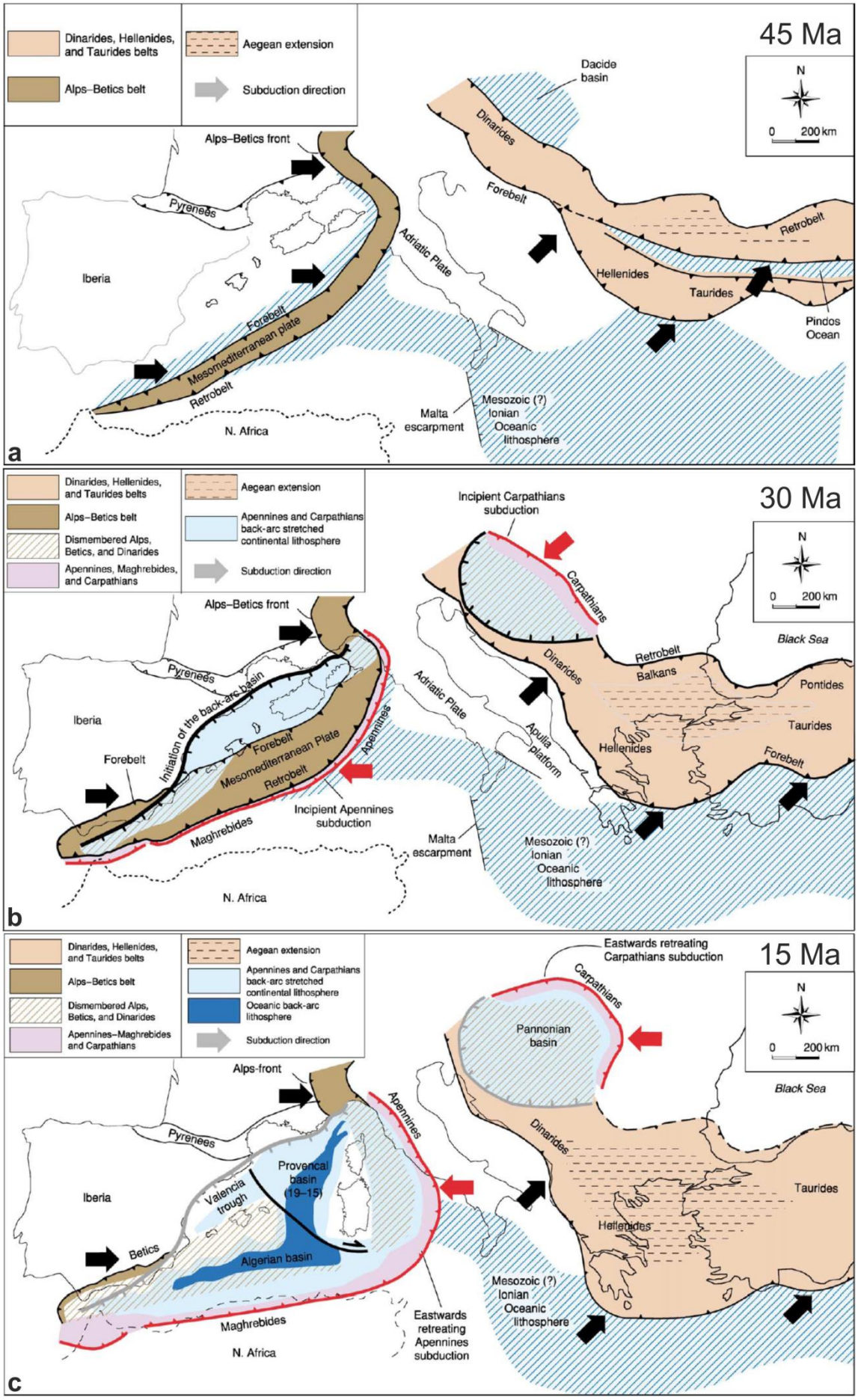
subduction des Dinarides est orientée vers le nord-est et est associée à l'extension de la région égéenne (Figure I.3a; Carminati et Doglioni, 2005). A l'Oligocène, la subduction des Apennins se met en place et stoppe la subduction Alpes-Bétiques. Au même moment se met en place la subduction des Carpates au niveau des Dinarides (Figure I.3b; Carminati et Doglioni, 2005). Au Miocène, le front de subduction des Apennins migre vers l'est et permet la mise en place du bassin ouest de la Méditerranée (les bassins provençal et algérien ; Jolivet et al., 2008). Le front de subduction des Carpates migre vers le nord-est et le bassin d'arrière-arc égéen, associé à la migration vers le sud du front de subduction des Dinarides, continue de s'agrandir (Figure I.3c ; Carminati et Doglioni, 2005). La migration des fronts de subduction des Apennins, des Carpates et des Dinarides se poursuivra ainsi jusqu'à l'Actuel.

1.1.2. La Téthys ionienne

La partie ionienne de la mer Méditerranée est un héritage direct de la Téthys mésozoïque (Carminati et Doglioni, 2005; Speranza et al., 2012). Depuis 45 Ma, le fragment de croûte océanique correspondant à la Téthys s'est très fortement raccourci. Long de 1200 km à l'Eocène, il ne fait plus qu'une centaine de km aujourd'hui (Figure I.4). Cette évolution est le résultat de la triple subduction Alpes-Bétiques, des Apennins et des Dinarides (Figure I.4 ; Carminati et Doglioni, 2005). A partie de l'Oligocène, la subduction des Apennins recoupe la subduction Alpine tandis que de l'autre côté du bassin ionien, la subduction des Dinarides se poursuit (Figure I.4 ; Carminati et Doglioni, 2005). A partir du Miocène, les deux subductions du bassin ionien entrainent un amincissement de la lithosphère continentale. S'en suit alors un phénomène de rifting conduisant à la mise en place de bassins d'arrière-arc : la mer Tyrrhénienne et la mer Egée (Figure I.4; Carminati et Doglioni, 2005) ; ainsi que la mise en place de deux prismes d'accrétion : l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne (Le Pichon et Angelier, 1979 ; McKenzie, 1978 ; Minelli et Faccenna, 2010). Au Pliocène, le déplacement de l'Afrique par rapport à la Sicile entraine une extension et, de ce fait, la formation des grabens de Pantelleria et de Malte au sein du détroit de Sicile.

En mer Ionienne, on observe donc une migration vers le sud des fronts de subduction. Cette migration tend à faire disparaître le plus ancien fragment de croûte océanique retrouvé correspondant à la néo-Téthys et daté à 220-230 Ma (Speranza et al., 2012). La vitesse de convergence moyenne est de 2,4 cm/an.

Figure I.3 - (page suivante) Reconstruction paléogéographique et paléotectonique du bassin méditerranéen à 45, 30 et 15 Ma (Carminati et Doglioni, 2005).


45 Ma
Dinarides, Hellenides, and Taurides belts
Alps–Betics belt
Aegean extension
Subduction direction
N
0 200 km
Dacide basin
Alps–Betics front
Pyrenees
Iberia
Forebelt
Mesomediterranean plate
Retrobelt
Adriatic Plate
Dinarides
Forebelt
Retrobelt
Hellenides
Taurides
Pindos Ocean
Malta escarpment
Mesozoic (?) Ionian Oceanic lithosphere
N. Africa
a
30 Ma
Dinarides, Hellenides, and Taurides belts
Alps–Betics belt
Dismembered Alps, Betics, and Dinarides
Apennines, Maghrebides, and Carpathians
Aegean extension
Apennines and Carpathians back-arc stretched continental lithosphere
Subduction direction
Incipient Carpathians subduction
Carpathians
Black Sea
Alps–Betics front
Pyrenees
Iberia
Forebelt
Initiation of the back-arc basin
Forebelt
Mesomediterranean Plate
Retrobelt
Apennines
Maghrebides
Incipient Apennines subduction
Adriatic Plate
Apulia platform
Dinarides
Retrobelt
Balkans
Pontides
Taurides
Hellenides
Forebelt
Malta escarpment
Mesozoic (?) Ionian Oceanic lithosphere
N. Africa
b
15 Ma
Dinarides, Hellenides, and Taurides belts
Alps–Betics belt
Dismembered Alps, Betics, and Dinarides
Apennines–Maghrebides and Carpathians
Aegean extension
Apennines and Carpathians back-arc stretched continental lithosphere
Oceanic back-arc lithosphere
Subduction direction
Eastwards retreating Carpathians subduction
Carpathians
Pannonian basin
Black Sea
Alps-front
Pyrenees
Iberia
Valencia trough
Provencal basin (19–15)
Algerian basin
Betics
Maghrebides
N. Africa
Apennines
Eastwards retreating Apennines subduction
Dinarides
Taurides
Hellenides
Mesozoic (?) Ionian Oceanic lithosphere
c

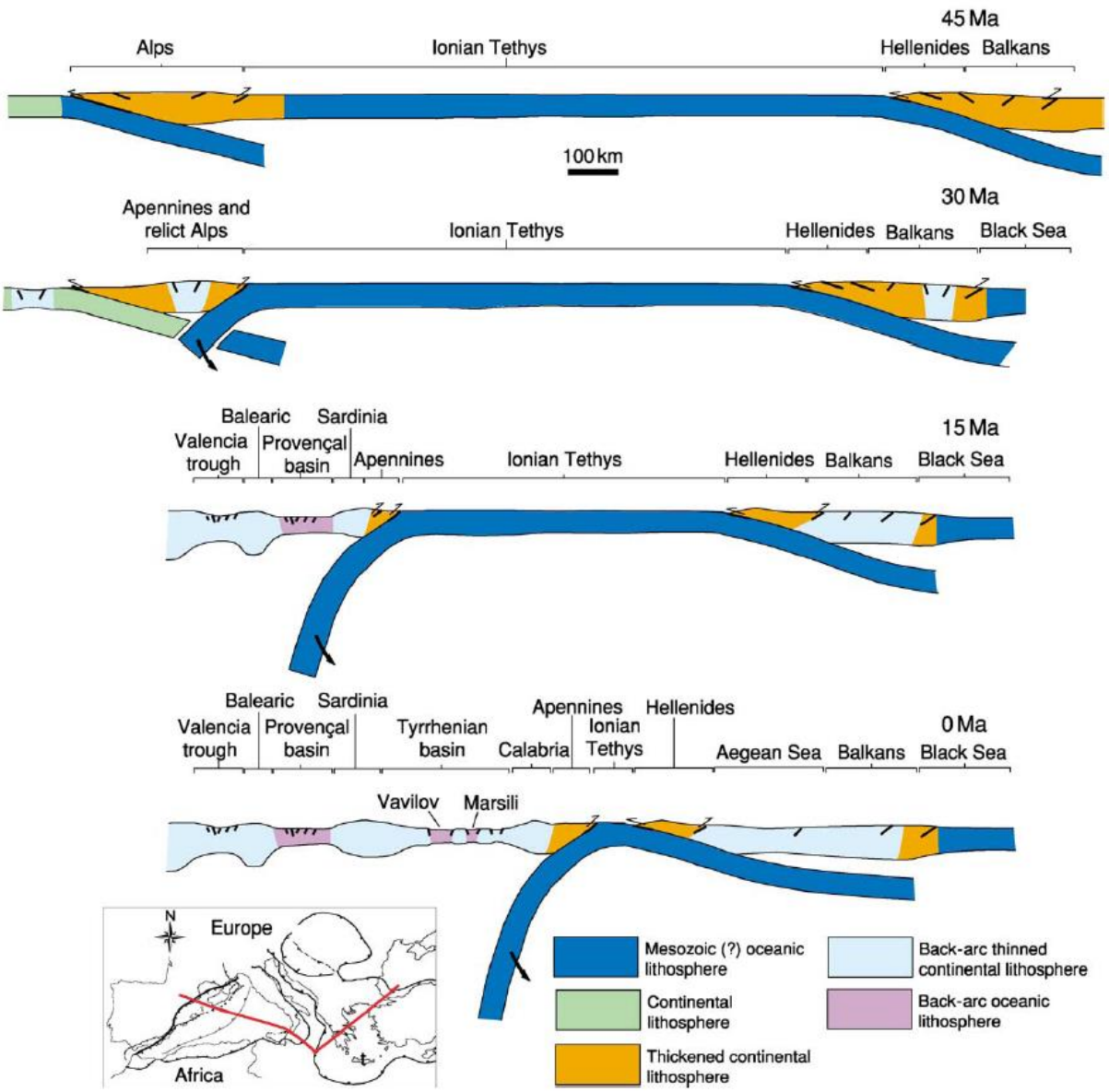


Figure I.4 - Vue en coupe de l'évolution de la Méditerranée centrale au cours des derniers 45 Ma (Carminati et Doglioni, 2005).

1.1.3. Les prismes d'accrétion du bassin ionien

La période allant de 15 à 10 Ma (Figure I.5a) est caractérisée par une diminution de la vitesse de subduction, les vitesses de convergence sont alors de l'ordre de 1 à 2 cm/an (Faccenna et al., 2001). Cette phase de faible convergence est mise en évidence par une diminution de l'extension dans le bassin d'arrière-arc et du volcanisme associé (Lustrino et al., 2009 ; Peccerillo et al., 2008). Le bassin ionien absorbe, par compression, environ 10 km de convergence (Figure I.5a ; Minelli et Faccenna, 2010).

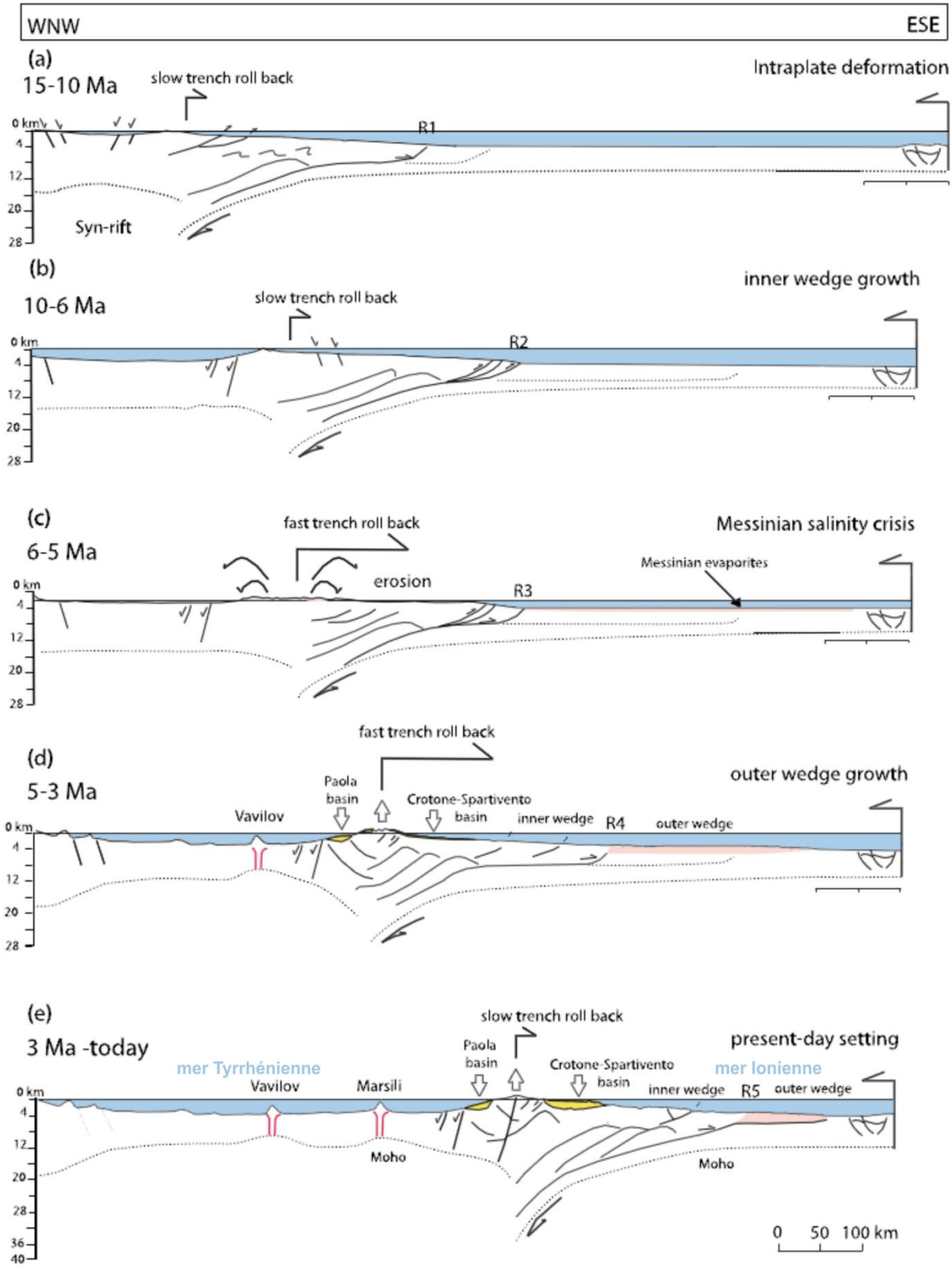


Figure I.5 - Représentation schématique en 5 étapes de l'évolution de l'arc Calabrais au cours des 15 derniers millions d'années (Minelli et Faccenna, 2010). R1 à R5 correspondent à la position du front de subduction.

Entre 10 et 6 Ma (Figure I.5b), la convergence de 40 km et l'extension du bassin d'arrière-arc de 100 km entraine un raccourcissement total du bassin ionien par une subduction de 140 km. Ce raccourcissement est absorbé par la partie interne du prisme d'accrétion calabrais. Celui-ci prograde alors vers le bassin par accrétion des sédiments au pied du prisme. A cette période, se met en place la ride pré-messinienne de la ride Méditerranéenne (Figure I.6a ; Reston et al., 2002).

Au cours de la crise messinienne, entre 6 et 5 Ma (Figure I.5c), les changements drastiques du niveau marin associés aux dépôts épais d'évaporites marquent une période cruciale dans l'évolution de l'arc Calabrais (Cavazza et DeCelles, 1998). Les dépôts évaporitiques du bassin profond, agissant comme niveau de décollement, ont facilité une surrection et une forte migration de 100 km vers le bassin du prisme (Minelli et Faccenna, 2010). Au niveau de la ride Méditerranéenne, la convergence est estimée à 20 km et entraine une accrétion au front du prisme (Figure I.6b ; Reston et al., 2002).

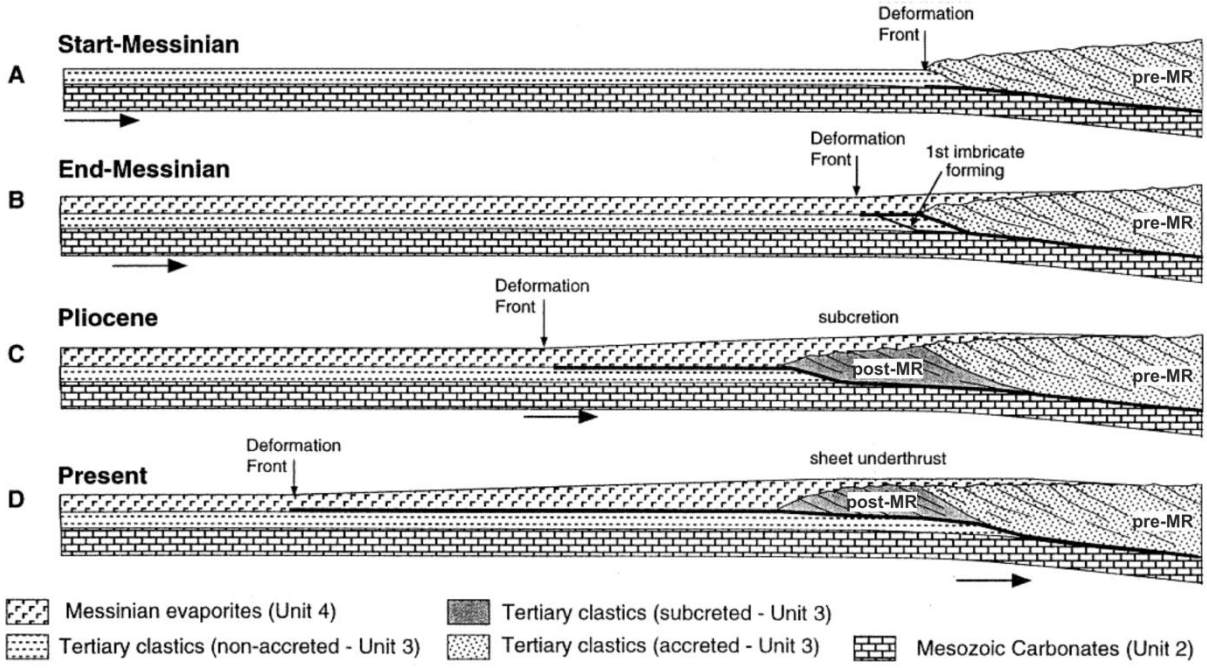


Figure I.6 - Représentation schématique en 4 étapes de l'évolution de la ride Méditerranéenne Ouest depuis la fin du Miocène (Reston et al., 2002). Pre-MR : ride pré-messinienne ; post-MR : ride post-messinienne.

Entre 5 et 3 Ma (Figure I.4d), le raccourcissement du bassin est de 190 km (10 km de convergence et 180 km du à l'extension du bassin d'arrière-arc de Vavilov ; Minelli et Faccenna, 2010). La présence du niveau de décollement liée au dépôt des évaporites engendre une forte migration, un allongement (d'environ 200 km) et un fort épaississement du prisme

calabrais. La ride Méditerranéenne est affectée de la même façon. C'est à ce moment que se met en place la ride post-messinienne (Figure I.6c ; Reston et al., 2002).

De 3 Ma jusqu'à l'Actuel (Figure I.4e), la subduction entraine l'ouverture du bassin de Marsili en mer Tyrrhénienne. La partie externe de l'arc Calabrais s'épaissit fortement en raison du raccourcissement du bassin estimé à 200 km (Minelli et Faccenna, 2010). La ride Méditerranéenne subit aussi une importante migration vers le sud-ouest ainsi qu'une surrection dans la partie interne (Figure I.6d ; Reston et al., 2002).

1.2. Géodynamique récente de la Méditerranée centrale

1.2.1. Cinématique

A l'Actuel, le bassin ionien s'étend sur 550 km de long et 550 km de large, soit une surface d'environ 300 000 km². Il est situé au cœur de la mer Méditerranée, entre l'Italie à l'ouest (Calabre et Sicile), la Grèce à l'est (Péloponnèse) et la Libye au sud. Il est bordé par deux anciennes marges passives mésozoïques : l'escarpement de Malte au sud-ouest, réactivé en marge en transtension (combinaison d'un décrochement et d'une extension crustale) depuis le Pliocène, et l'escarpement d'Apulie au nord-est (Carminati et Doglioni, 2005). La mer Ionienne est située à la jonction entre deux plaques : (1) la plaque Adriatique qui se poursuit au sud de l'Adriatique au niveau de la zone nord océanique ionienne jusqu'au chenal de Sicile (promontoire continental Hybléen-Adventure), et (2) la plaque Nubie au sud du bassin (Figure I.7). La limite entre ses deux plaques se développe sous la forme d'une longue zone en transtension allant du détroit de Sicile jusqu'au système de faille Victor Hensen au sud de la mer Ionienne (Figure I.7 ; Viti et al., 2011). Depuis le début du Pléistocène, la subduction de la plaque Afrique sous l'Adriatique s'est fortement ralentie. Les vitesses de convergence sont de l'ordre de 2 à 5 mm/an au niveau de l'arc Calabrais (D'Agostino et al., 2008 ; Devoti et al., 2008) et de 3 cm/an au niveau de la ride Méditerranéenne (Dewey et Sengör, 1979; Kreemer et Chamot-Rooke, 2004 ; Le Pichon et al., 1995 ; McClusky et al., 2000 ; Olivet et al., 1982 ; Reilinger et al., 1997).

La partie occidentale de l'arc Hellénique a subi un fort raccourcissement et une forte surrection depuis le début du Pléistocène. La surrection est estimée à 0,3-0,8 mm/an au cours des derniers 250 000 ans au niveau du Péloponnèse et à 0,1-0,3 mm/an dans les îles Ioniennes. La marge a été fragmentée en de nombreuses parties qui se déplacent les unes par rapport aux autres le long de grands décrochements (Figure I.8 ; Viti et al., 2011). Ces mouvements sont

accommodés dans le bassin par la formation de fosses océaniques : les fosses helléniques (Figure I.8 ; Kokkalas et al., 2006; Viti et al., 2011).

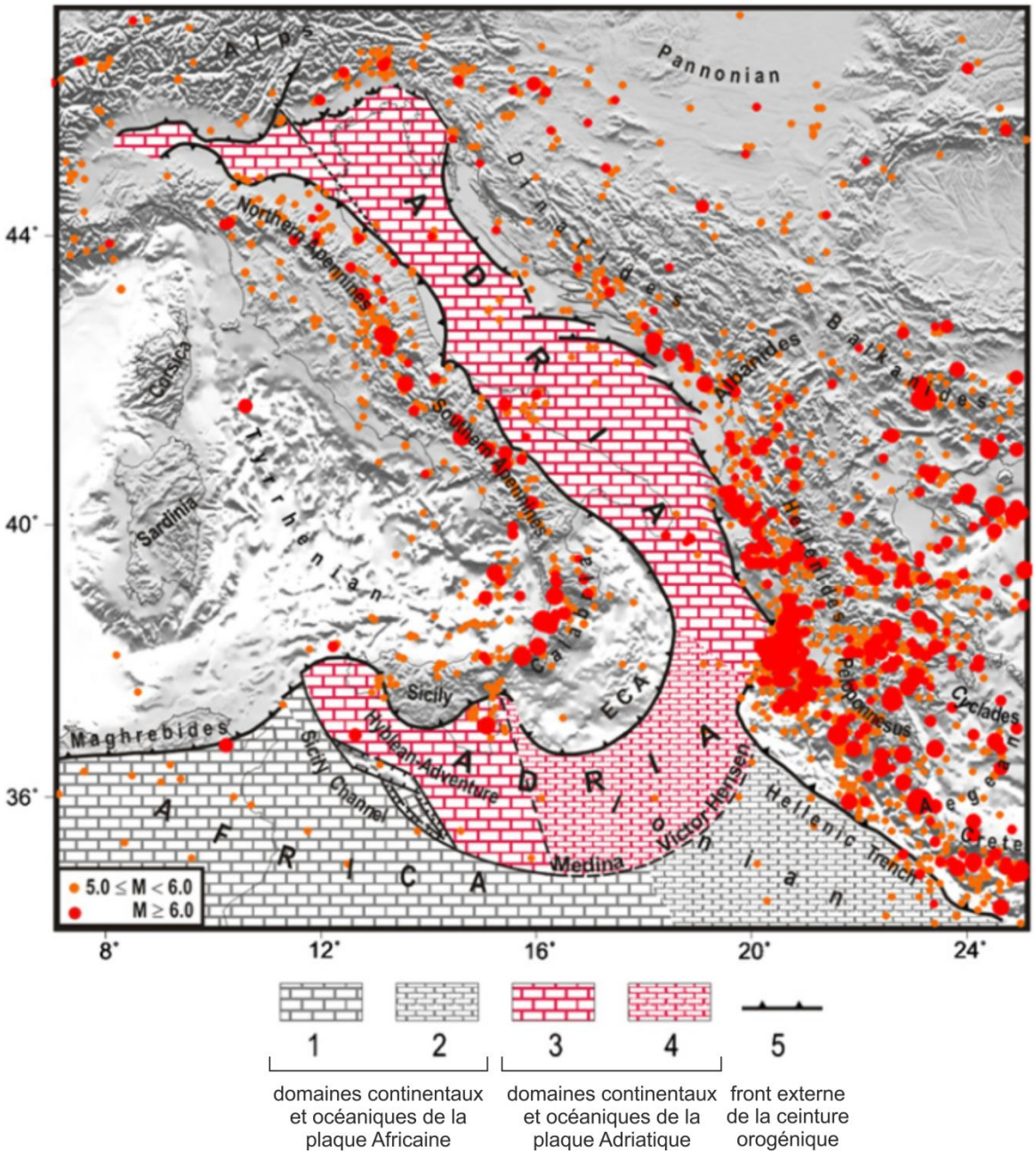


Figure I.7 - Configuration actuelle des plaques Adriatique et Nubie (Viti et al., 2011). Position des séismes de magnitude supérieure à 5 depuis l'an 1600 AD (d'après les catalogues CMT: www.globalcmt.org, CATGR1900: www.geophysics.geol.uoa.gr et Mantovani et al., 2008).

L'arc Calabrais est affecté par une forte surrection, un fort raccourcissement, une intense fracturation et une migration vers le sud-est liés au régime compressif le long de la ceinture orogénique entre la plaque Nubie et le système Anatolie-Egée-Balkans (Figure I.8 ; Del Ben

et al., 2008 ; Tansi et al., 2007 ; van Dijk et Okkes, 1991). Actuellement, les mouvements de la partie nord de l'arc sont fortement limités en raison de la proximité de la plaque Adriatique et de la ride Méditerranéenne, seule sa partie sud subit encore une migration. Sur le continent, la surrection est estimée à 0,7-1,7 mm/an au cours des derniers 600 000 ans en Sicile (Catalano et De Guidi, 2003; Santoro et al., 2013) et à 1,3 mm/an depuis la dernière période glaciaire en Calabre (Dumas et al., 2005).

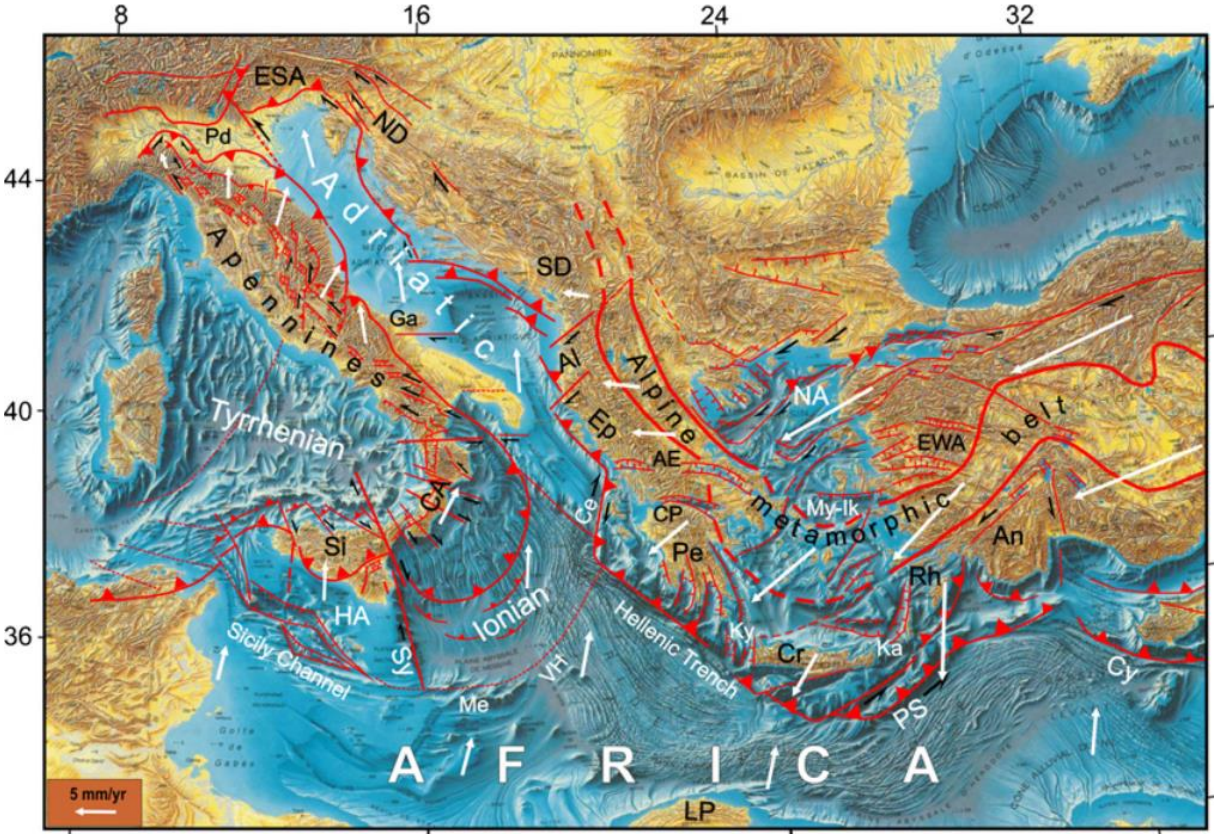


Figure I.8 - Cinématique actuelle de la Méditerranée centrale (Viti et al., 2011).

1.2.2. Sismicité

La cinématique complexe de la Méditerranée centrale entraine une forte sismicité le long des arcs de subduction (Figure I.7). En Italie, 56 évènements de magnitude supérieure à 5,5 ont été recensés au cours des derniers 18 000 ans (Figure I.9 ; Galli et al., 2008). Le nombre d'évènement est néanmoins largement sous-estimé en raison du manque de données pour les périodes pré-historiques. En Grèce, plus de 200 séismes de magnitude supérieure à 6 ont été identifiés pour la période historique (Pavlides, 1996). Les marges situées à l'est sont fortement touchées, le Péloponnèse, le golfe de Corinthe et la Crète notamment (Figure I.7). Dans le golfe de Corinthe, par exemple, les temps de retour pour les séismes de magnitude supérieure à 6 sont estimés à 300 ans (Vita-Finzi et King, 1985).

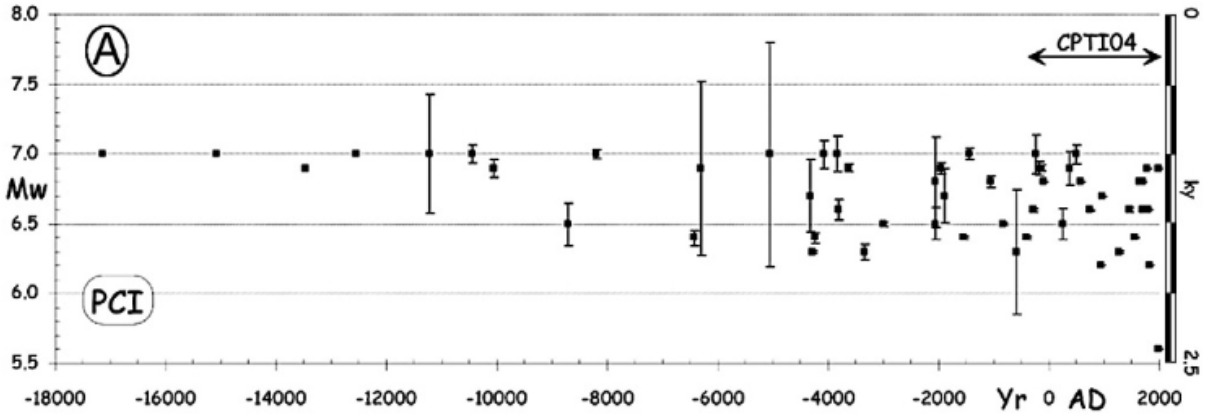


Figure I.9 - Graphique des séismes recensés en Italie au cours des derniers 18 000 ans (Galli et al., 2008).

Les grands séismes de la Méditerranée centrale peuvent être très destructeurs et à de grandes distances lorsqu'ils sont associés à des tsunamis. Le séisme de 1908 dans le détroit de Messine a, par exemple, entrainé la mort de 75 000 à 200 000 personnes et a détruit les villes de Messine en Sicile, et de Reggio et Palmi en Calabre. Dans l'Antiquité, les séismes sont évoqués dans les textes où ils sont associés à la colère divine, celle de Poséidon aussi appelé dieu « qui ébranle la terre ». Les séismes de 490 et 431 BC en Grèce sont par exemple associés à un mauvais présage au commencement de la guerre du Péloponnèse. Suite au séisme de 426 BC, Thucydide évoque pour la première fois le lien entre les séismes et les tsunamis : « Je pense quant à moi que la cause de ces phénomènes et celle-ci : là où le séisme est le plus fort, la mer se retire pour revenir soudain en causant l'inondation la plus dévastatrice ».

1.2.3. Le volcanisme italien

La subduction de la plaque Nubie sous la plaque Eurasie engendre la mise en place d'un volcanisme d'arrière-arc en Italie. Il peut prendre la forme de volcans isolés tel que l'Etna ou de provinces volcaniques tels que les Champs Phlégréens (Figure I.10). Le volcanisme italien peut être séparé en 9 grandes provinces volcaniques : Toscane, intra-Apennins, Romane, Ernici-Roccamonfina, Campanien, arc Eolien, Sicile, Sardaigne et mer Tyrrhénienne Sud (Peccerillo, 2005).

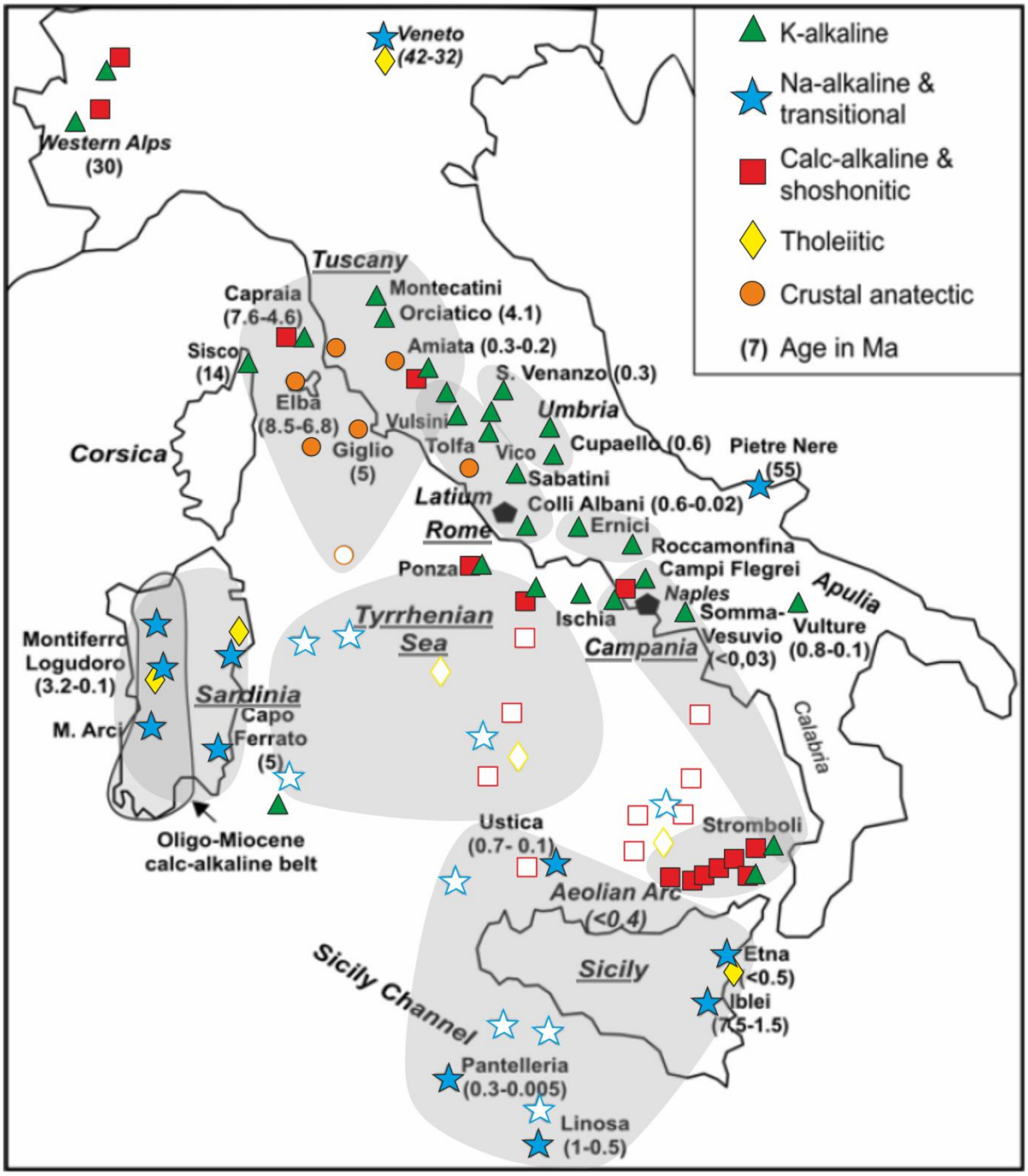


Figure I.10 - Distribution, pétrochimie associée et âges des systèmes volcaniques italiens (Peccerillo, 2005). Les provinces volcaniques sont représentées en gris : Toscane, intra-Apennins, Romane, Ernici-Roccamonfina, Campanien, arc Eolien, Sicile, Sardaigne et mer Tyrrhénienne Sud. Les figurés pleins correspondent aux systèmes volcaniques émergés et les figurés vides aux systèmes volcaniques sous-marins.

Les 3 provinces les plus actives sont :

- La province campanienne située dans la région de Naples. Elle est active depuis 1 Ma. Les volcans majeurs de cette province sont le Vésuve et les Champs Phlégréens, actifs depuis 300 000 ans (Figure I.10). Le volcanisme est principalement Na-alcalin (rapport Na-K/SiO_2 élevé, Na élevé) et parfois calco-alcalin (rapport Na-K/SiO_2 moyen avec Na > K) à shoshonitique (calco-alcalin riche en K ; Figure I.10).
- La province éolienne forme un chapelet d'îles volcaniques au nord de la Sicile. Elle est active depuis 1 à 0,4 Ma. Les principaux volcans, Lipari et le Stromboli, sont actifs depuis 200 000 ans (Figure I.10). Le volcanisme est principalement calco-alcalin à shoshonitique voire Na-alcalin dans le cas du Stromboli (Figure I.10).
- La province sicilienne n'est pas à proprement parler une province puisqu'on y trouve principalement des systèmes volcaniques isolés tels que l'Etna et Pantelleria. L'Etna est situé sur la côte est de la Sicile et est actif depuis 500 000 ans (Figure I.10). Le volcan Pantelleria forme une île volcanique située dans le détroit de Sicile, il fut actif entre 300 000 et 5 000 ans (Figure I.10). Le volcanisme est principalement Na-alcalin. Cependant, le système de l'Etna peut parfois produire des magmas tholéitiques (rapport Na-K/SiO_2 faible et magma riche en silice ; Figure I.10).

L'Etna est le seul volcan encore actif bordant directement la mer Ionienne. Sa morphologie et son magmatisme ont fortement évolué au cours des derniers 500 000 ans car son fonctionnement est intimement lié à l'activité tectonique de la zone (Branca et al., 2008 ; Kieffer, 1985). Sa première activité il y a 500 000 ans correspond à un volcanisme épars de type fissural associé à des éruptions de laves sous-marines tholéitiques. La première éruption subaérienne a lieu entre 320 000 et 220 000 ans (Figure I.11). A partir de 220 000 ans et jusqu'à 120 000 ans se met en place un volcan bouclier associé à une production de laves Na-alcalines basaltiques à trachy-basaltiques (Figure I.11). Entre 120 000 et 60 000 ans, l'Etna présente une morphologie de type volcan central polygénique correspondant à la mise en place de plusieurs centres volcaniques associés à une production de laves différenciées (Figure I.11). La dernière phase démarre à partir de 60 000 ans et correspond à la mise en place du strato-volcan sous sa forme actuelle (Figure I.11).

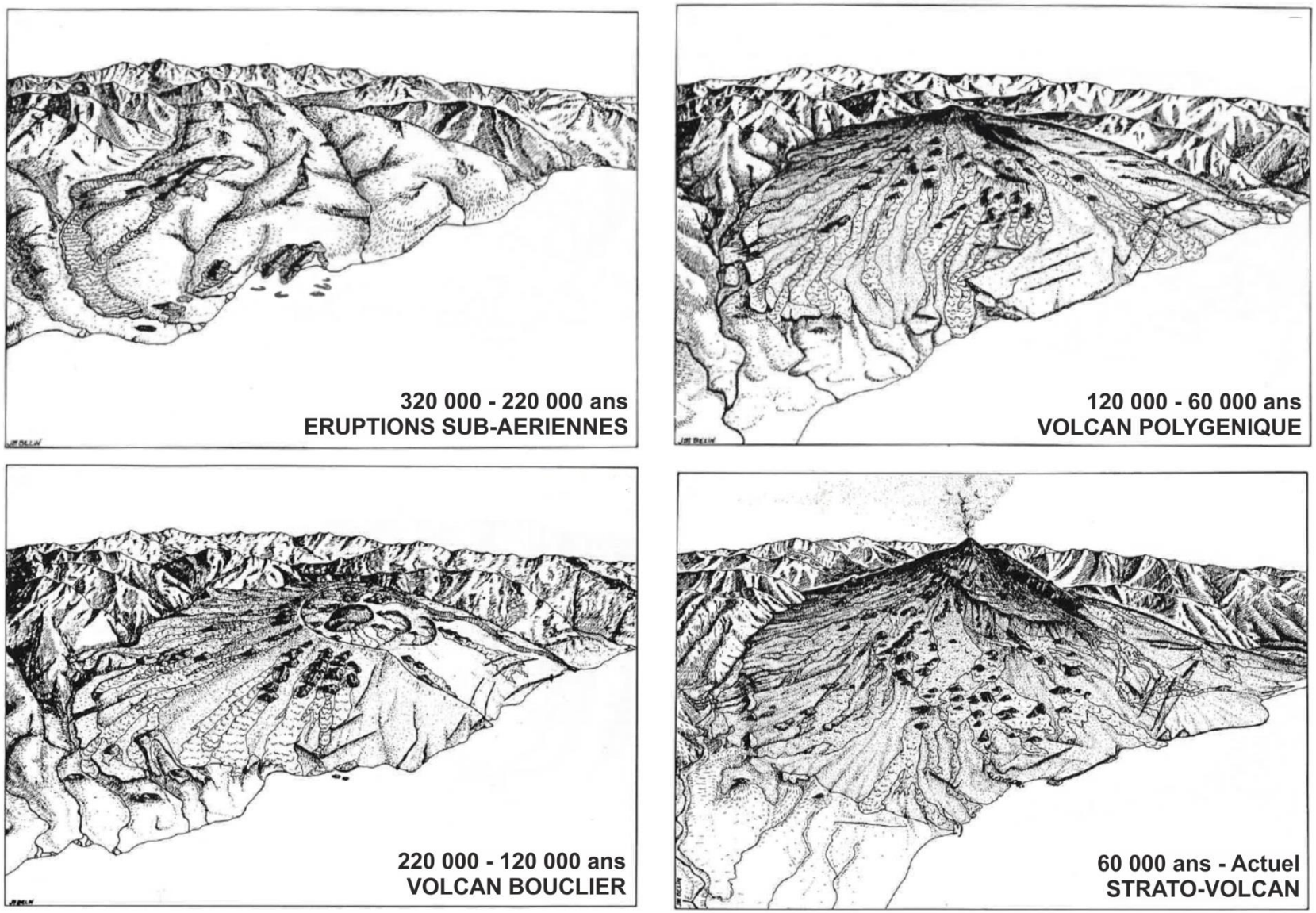


Figure I.11 - Illustrations représentant l'évolution morphologique de l'Etna au cours des derniers 300 000 ans (d'après Kieffer, 1985).

2. Contexte environnemental

2.1. Périodes glaciaire et interglaciaire

La succession des cycles glaciaires / interglaciaires a été décrite comme répondant aux variations des paramètres orbitaux de la Terre. Cette théorie astronomique des climats est basée sur les travaux de Milankovitch (1920) et a été complétée à partir des années 1970 par Hays et al. (1976) puis par Berger (1978, 1988). Cette théorie définit trois paramètres orbitaux périodiques : l'excentricité (400 000 et 100 000 ans), l'obliquité (41 000 ans) et la précession (19 000 et 23 000 ans). La combinaison de ces trois paramètres affecte fortement l'insolation et entraine ainsi de fortes variations climatiques. A partir de l'insolation, Rossignol-Strick (1985) a, pour la première fois, définit un indice de mousson dépendant des variations d'insolation en été entre le Tropique du Cancer et l'Equateur (Vernekar et Milanković, 1972). Cet indice de mousson traduit l'évolution de la pluviométrie sur le pourtour du bassin méditerranéen oriental, notamment en Afrique du Nord. Plus l'indice est élevé, plus la pluviométrie est importante. Il a donc un impact potentiel sur la végétation du pourtour méditerranéen et sur les apports d'eaux douces dans le bassin.

L'environnement méditerranéen présente une forte variabilité entre les périodes glaciaires et interglaciaires (Petit-Maire et Vrielynck, 2004). La Figure I.12 présente une reconstitution de ces environnements au cours des deux derniers extrêmes climatiques : le dernier maximum glaciaire et l'optimum Holocène. Au cours de l'optimum Holocène, le pourtour nord de la Méditerranée centrale est dominé par la présence de forêts caducifoliées : chêne et hêtre au sud de l'Italie, pin à l'ouest de la Grèce, tandis que le nord de l'Afrique est caractérisé par une végétation de type méditerranéenne. La température annuelle de la surface de la mer ionienne a été estimée à 17,7 ± 1,5 °C (Petit-Maire et Vrielynck, 2004). Au cours du dernier maximum glaciaire, le nord de la mer Ionienne présente aussi une végétation de forêt caducifoliée caractérisée par la présence de pins, de sapins et de chêne que ce soit au sud de l'Italie ou dans l'ouest de la Grèce. Le permafrost ne se développe pas dans le sud de l'Italie. Seul un petit glacier est présent au sommet de l'Etna. Le permafrost se développe de façon continue en Grèce sur la chaine des Dinaride-Hellénides. Le nord de l'Afrique est caractérisé par un climat aride et désertique. La température annuelle de la surface de la mer Ionienne a été estimée entre 7,5 et 13 °C (Petit-Maire et Vrielynck, 2004). La surface continentale autour de la mer Ionienne change peu entre la période glaciaire et interglaciaire sauf au niveau de la plate-forme de Malte où la chute du niveau marin fait apparaître un isthme entre la Sicile et l'île de Malte, raccourcissant ainsi fortement le détroit de Sicile.

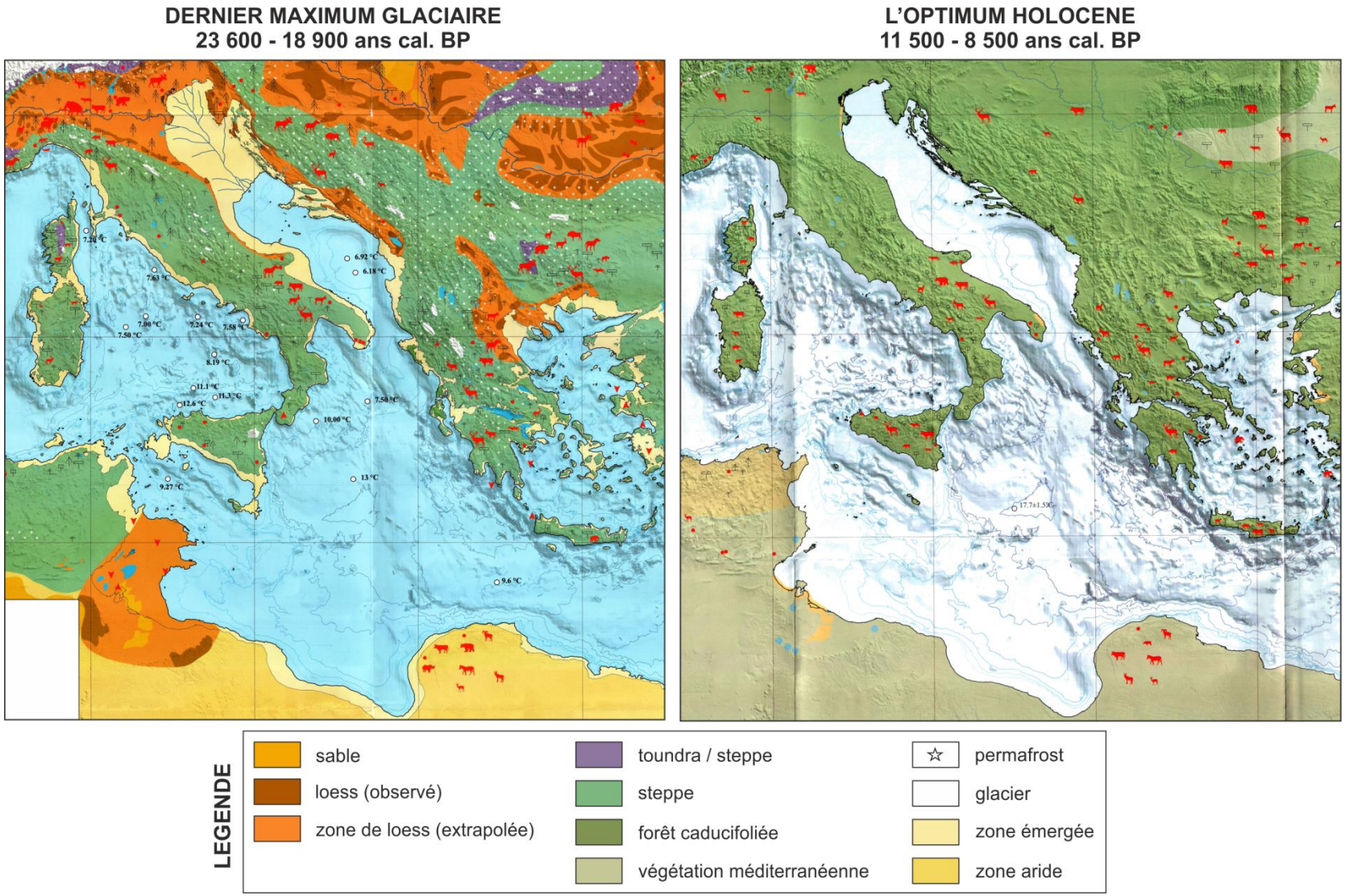


Figure I.12 - Cartes des environnements méditerranéens pendant les deux derniers extrêmes climatiques : l'optimum Holocène et le dernier maximum glaciaire (Petit-Maire et Vrielynck, 2004).

2.2. La circulation des masses d'eau en Méditerranée

La circulation actuelle des masses d'eau en Méditerranée est principalement influencée par son bilan hydrologique négatif (évaporation supérieure aux arrivées d'eaux douces) et les gradients de densité (salinité) avec l'océan Atlantique (Robinson et Golnaraghi, 1994) en raison de sa morphologie semi-fermée. La Méditerranée ne communique avec l'océan ouvert que par le détroit de Gibraltar (Figure I.13). La circulation des eaux en Méditerranée est ainsi considérée comme étant anti-estuarienne. Les eaux Atlantiques (AW) qui entrent en Méditerranée présentent une faible salinité de 36,15. Elles vont alors se mélanger avec les eaux méditerranéenne et se concentrer par évaporation au fur et à mesure de leur trajet vers l'est pour atteindre des valeurs de salinité de 38,6 dans le bassin Levantin (Lascaratos et al., 1999). Les eaux de surfaces se transforment en eaux intermédiaires et profondes essentiellement dans quatre zones du bassin : le golfe du Lion, l'Adriatique, le bassin Levantin et la mer Egée (Figure I.13). Dans ces zones, le plongement est favorisé en raison de la présence d'un plateau continental développé qui permet le stockage puis le refroidissement des masses d'eau de surface par de fortes interactions air/eau (Lacombe et Tchernia, 1972 ; Özsoy et al., 1989 ; Wüst, 1961).

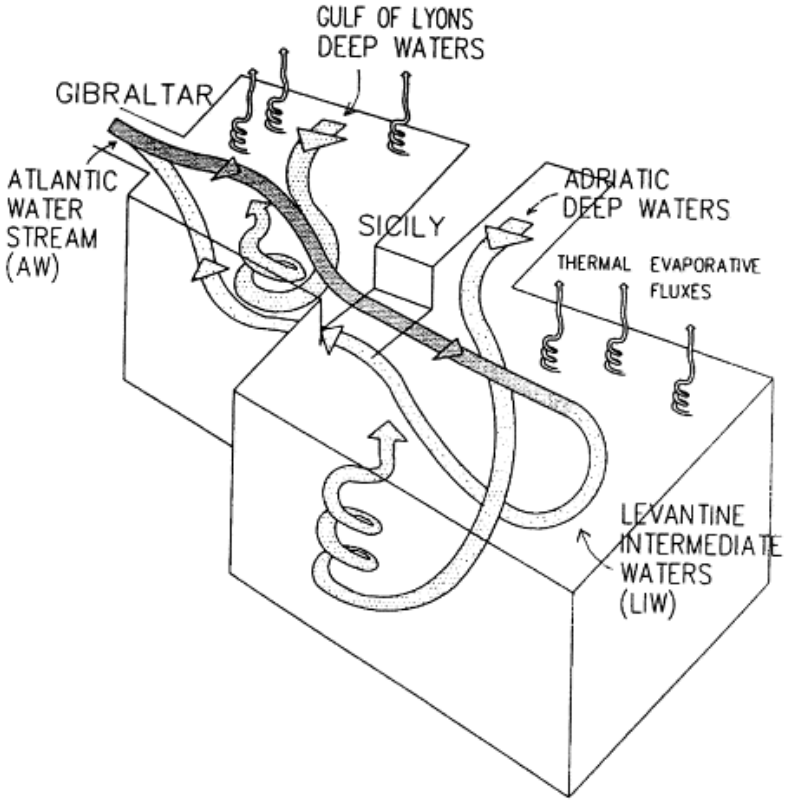


Figure I.13 - Représentation schématique de la circulation thermohaline en mer Méditerranée (Lascaratos et al., 1999).

Pour les deux bassins oriental et occidental, la circulation de surface est dominée par de grandes gyres cycloniques (Pinardi and Masetti, 2000). Le sud du bassin est caractérisé par un courant principal intensifié dans le détroit de Gibraltar et le détroit de Sicile (Figure I.14 ; courant Algérien) et libre dans la partie centrale et orientale du bassin (Figure I.14 ; courant Atlantique ionien et courant médio-méditerranéen). Dans la partie sud-est du bassin, la circulation est caractérisée par de grandes gyres anti-cycloniques (Figure I.14 ; anticyclone du golfe de Syrte, gyre de Rhodes, gyre de Iera-Petra, gyre de Crête ouest, gyre de Pelops, gyre ionienne ouest, gyre adriatique sud, gyres de Shikmona et Mers a-Matruh).

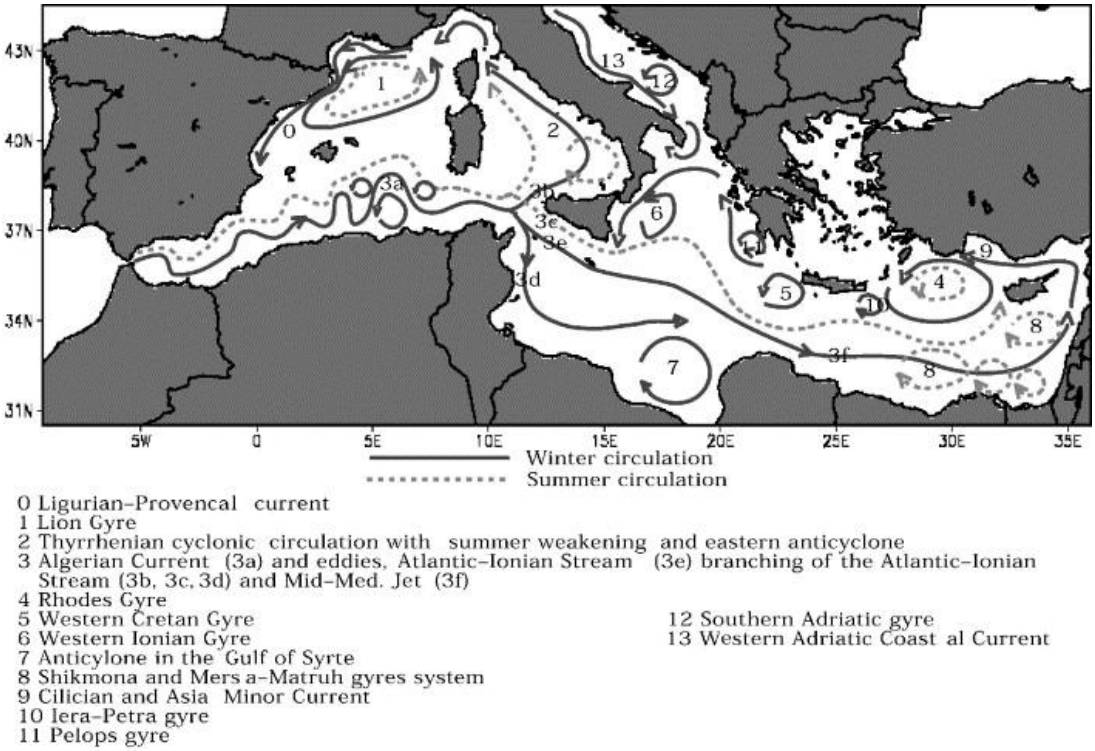


Figure I.14 - Schéma de la circulation des eaux de surface en Méditerranée (Pinardi et Masetti, 2000).

La circulation profonde intermédiaire (Levantine Intermediate Water – LIW) se met en place principalement au niveau de la gyre de Rhodes (Figure I.15). Elle s'écoule vers l'ouest et le nord. Les branches qui s'écoulent vers l'Adriatique et le golfe du Lion permettent la formation des eaux profondes (Figure I.13).

Dans le bassin occidental, la circulation profonde se forme au niveau du golfe du Lion pendant l'hiver par refroidissement et évaporation. La forte salinité de la LIW favorise le plongement des eaux en profondeur. Dans le bassin oriental, les eaux profondes se forment principalement au niveau de la mer Adriatique de la même façon que les eaux profondes du bassin occidental et s'écoulent vers le bassin Levantin (Lascaratos et al., 1999). Cependant, un

grand nombre d'études réalisées depuis le début des années 1990 mettent en évidence une inversion récente de la circulation des eaux profondes dans le bassin oriental. Les eaux profondes qui se forment en mer Egée tendent à remplacer les eaux profondes adriatiques dans le fond du bassin ionien (Borzelli et al., 2009 ; Gasparini et al., 2005 ; Klein et al., 1999 ; Krokos et al., 2014 ; Nittis et al., 2003 ; Roether et al., 1996 ; Schroeder et al., 2006 ; Theocharis et al., 2014, 2002). Ce phénomène est appelé *« Eastern Mediterranean Transient »* (EMT ; Figure I.16 ; Lionello et al., 2006).

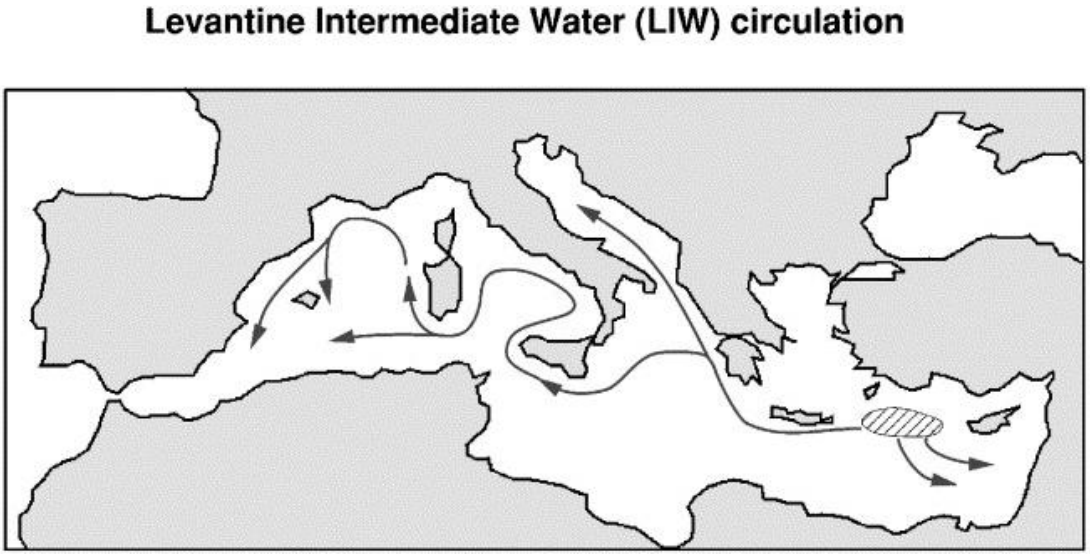


Figure I.15 - Schéma de la circulation des eaux intermédiaires (LIW) en Méditerranée (Pinardi et Masetti, 2000).

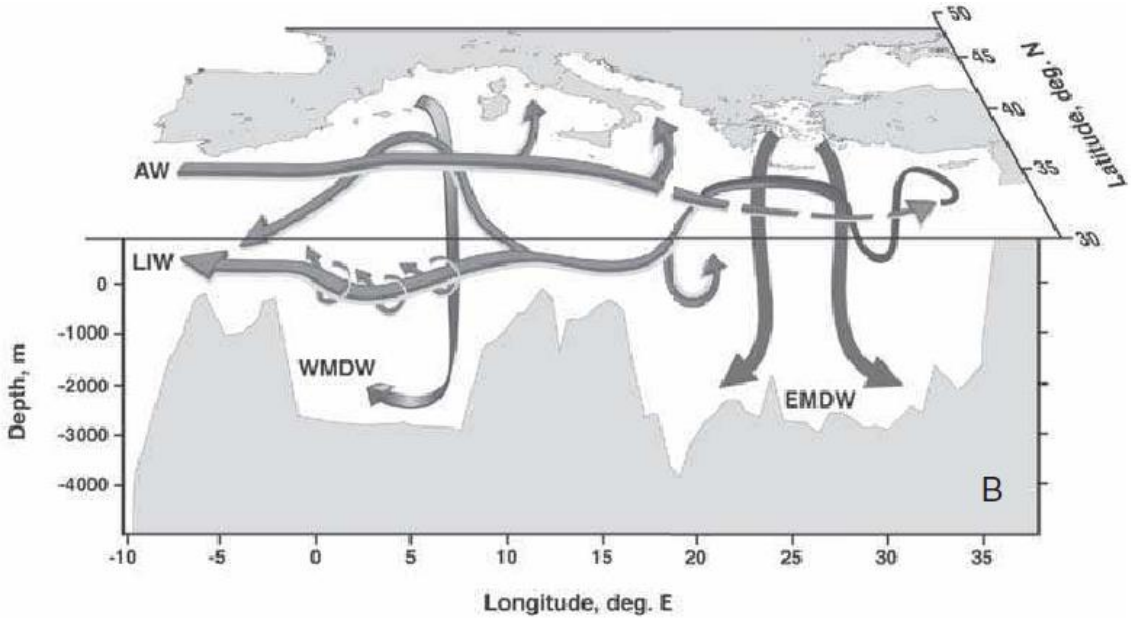


Figure I.16 - Schéma synthétique de la circulation en Méditerranée après l'EMT (Lionello et al., 2006).

2.3. Les arrivées d'eaux douces en Méditerranée centrale

La grande majorité des systèmes fluviatiles du pourtour de la Méditerranée centrale ont des bassins versants très limités (Figure I.17 et Figure I.18). En Italie, plus de 80 % des rivières ont un débit inférieur à 1 km^3/an et une décharge solide inférieure à 3 Mt/an (Milliman et Farnsworth, 2011). Sur la côte est de la Méditerranée centrale (Albanie, Croatie et Grèce), le débit des rivières est compris entre 0,6 et 12 km^3/an et les décharges solides entre 0,8 et 9 Mt/an (Milliman et Farnsworth, 2011). La seule source directe majeure en Méditerranée centrale est le fleuve Pô qui se jette au nord de la mer Adriatique. Son débit moyen est de 46 km^3/an et sa décharge solide de 10 Mt/an. Au cours du dernier bas niveau marin, la plaine deltaïque du Pô a progradé de plus de 200 km vers l'aval (Maselli et al., 2014).

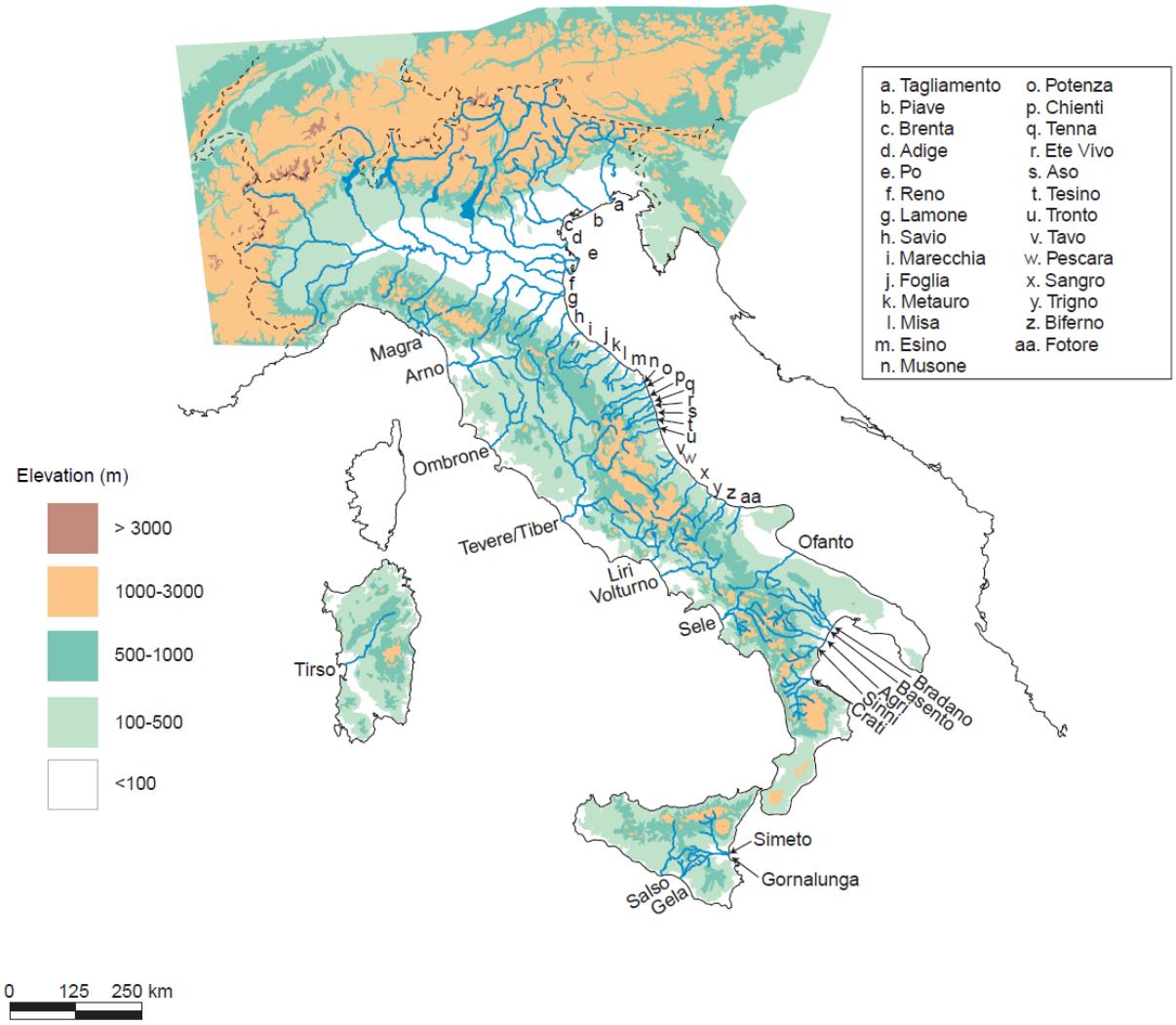


Figure I.17 - Principaux systèmes fluviatiles en Italie (Milliman et Farnsworth, 2011).

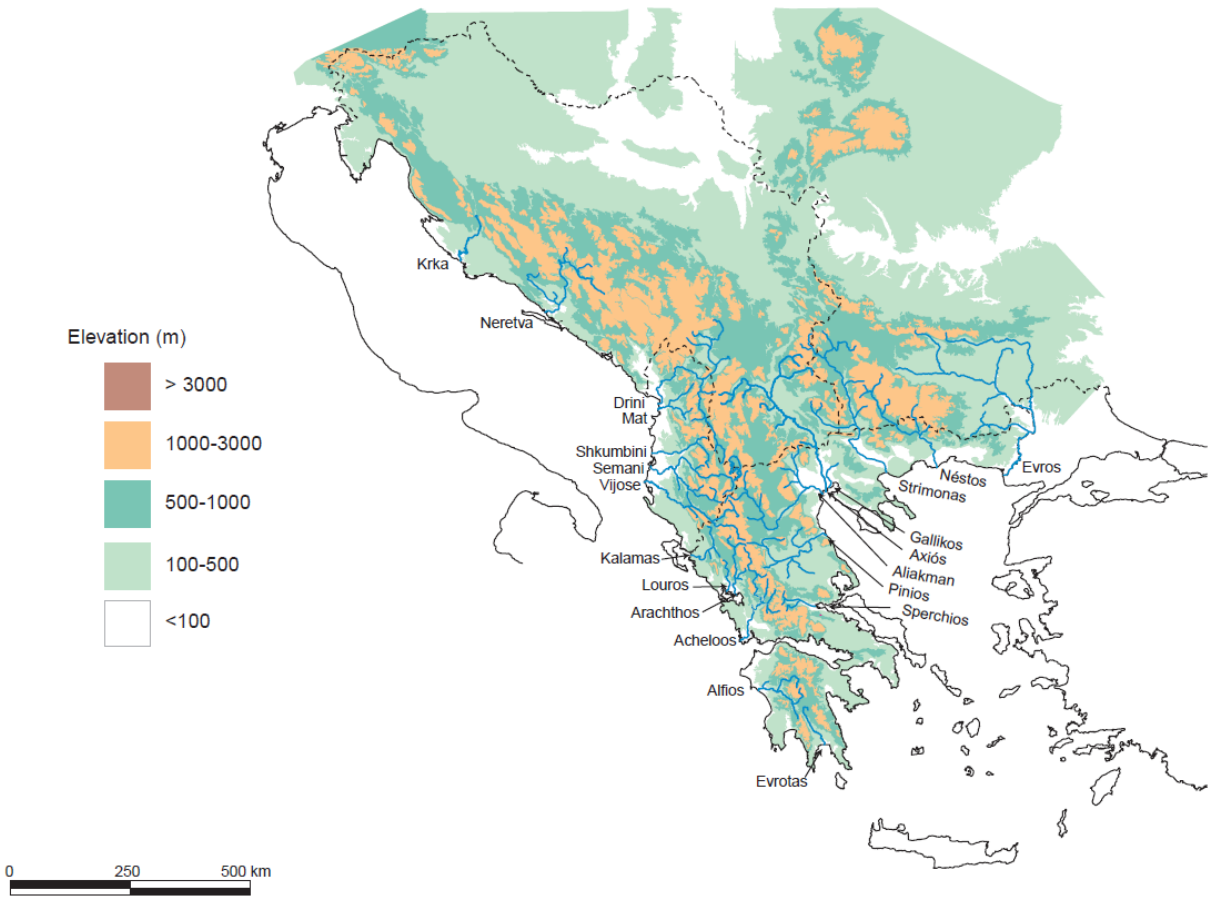


Figure I.18 - Principaux systèmes fluviatiles en Grèce, Albanie et Croatie (Milliman et Farnsworth, 2011).

Les deux autres sources principales d'eaux douces pour la Méditerranée centrale sont des sources indirectes (elles n'ont pas de lien direct avec le bassin central). La première source est une source fluviatile du bassin oriental : le Nil. Son débit moyen actuel est de 30 km^3/an et sa décharge solide de 0,2 Mt/an (Milliman et Farnsworth, 2011). Cependant, le Nil présente des pics de décharge lors des périodes de crues pouvant faire grimper son débit à 80 km^3/an et sa décharge solide à 120 Mt/an (Milliman et Farnsworth, 2011). La seconde source est très ponctuelle et provient de la mer Noire. Lors de la fonte des calottes glaciaires du nord de l'Europe, la mer Noire se remplit en eaux douces grâce aux apports des systèmes fluviatiles du Don, du Dniepr et de la Volga via la mer Caspienne (Badertscher et al., 2011 ; Major et al., 2002 ; Mamedov, 1997 ; Ryan et al., 1997 ; Tudryn et al., 2016). Ces eaux douces sont ensuite transférées en mer Egée via les détroits du Bosphore et des Dardanelles (Figure I.19).

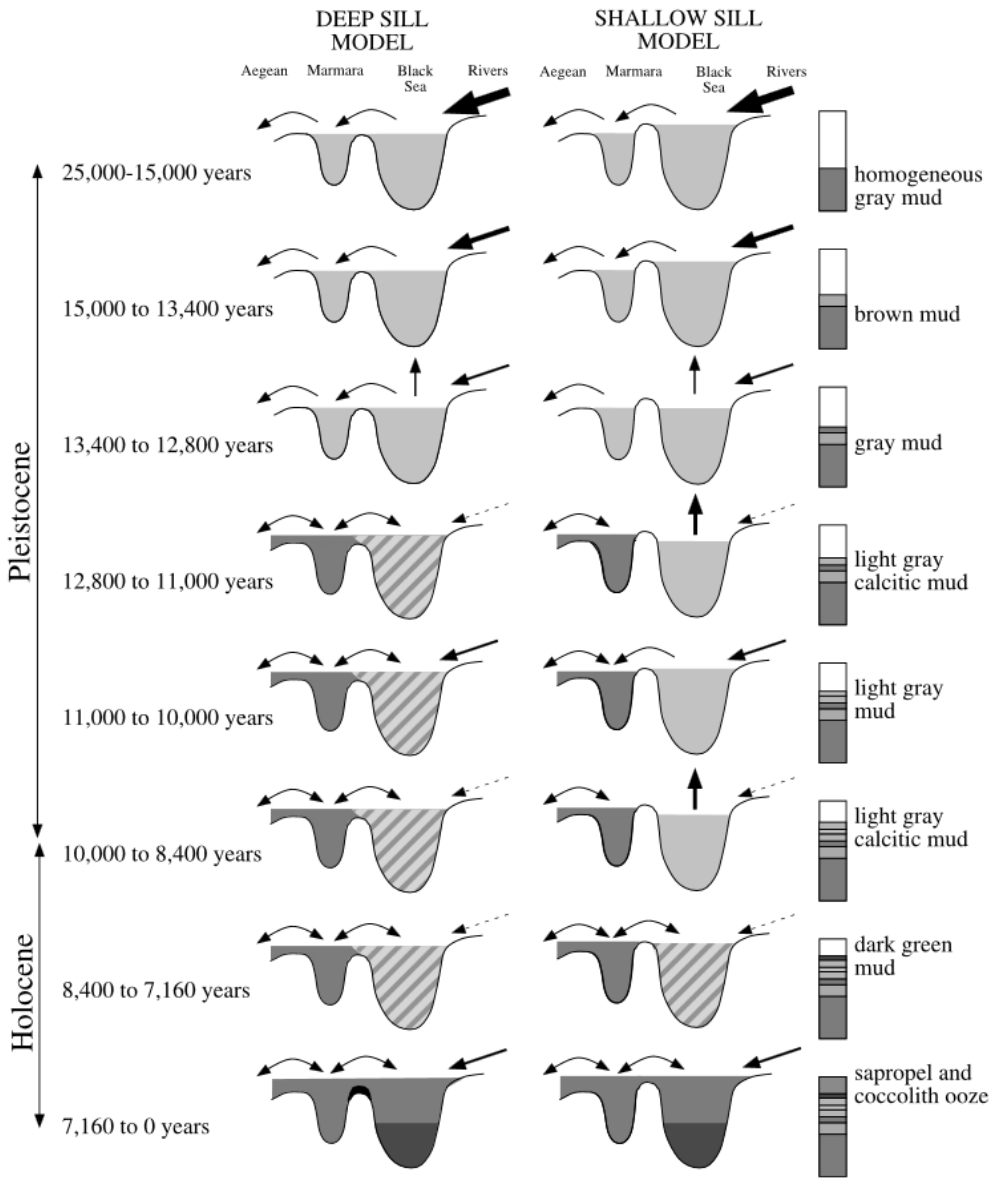


Figure I.19 - Modèles d'échanges des eaux entre la mer Noire et la mer Egée au cours de la dernière déglaciation (Major et al., 2002).

3. Physiographie de la région ionienne

3.1. Le domaine continental

Le sud de l'Italie bordant la mer Ionienne est composé de trois régions principales (du nord au sud) : les Pouilles, le Basilicate et la Calabre (Figure I.20). Le Basilicate et la Calabre sont des régions principalement montagneuses correspondant à la partie méridionales des Apennins tandis que les Pouilles présentent peu de reliefs. La Calabre est principalement composée de roches métamorphiques et plutoniques (granites, micaschistes, gneiss) et le Basilicate et les Pouilles sont principalement composées de roches sédimentaires carbonatées. On trouve sur la côte ionienne, au sud de la Calabre proche du détroit de Messine et au nord

de la Calabre au bord du golfe de Tarente, des terrasses marines émergées en raison de la surrection affectant la région (Cucci, 2004 ; Cucci and Cinti, 1998 ; Dumas et al., 2005 ; Miyauchi et al., 1994 ; Santoro et al., 2013). Cette surrection est estimée à 1,3 mm/an depuis la dernière période glaciaire. Les systèmes fluviatiles sont très peu développés en raison du climat sec et des courtes distances séparant les reliefs de la côte. On trouve néanmoins une plaine alluviale dans la région du Basilicate où s'écoulent 5 rivières drainant une surface totale de 7800 km² principalement composée de roches carbonatées.

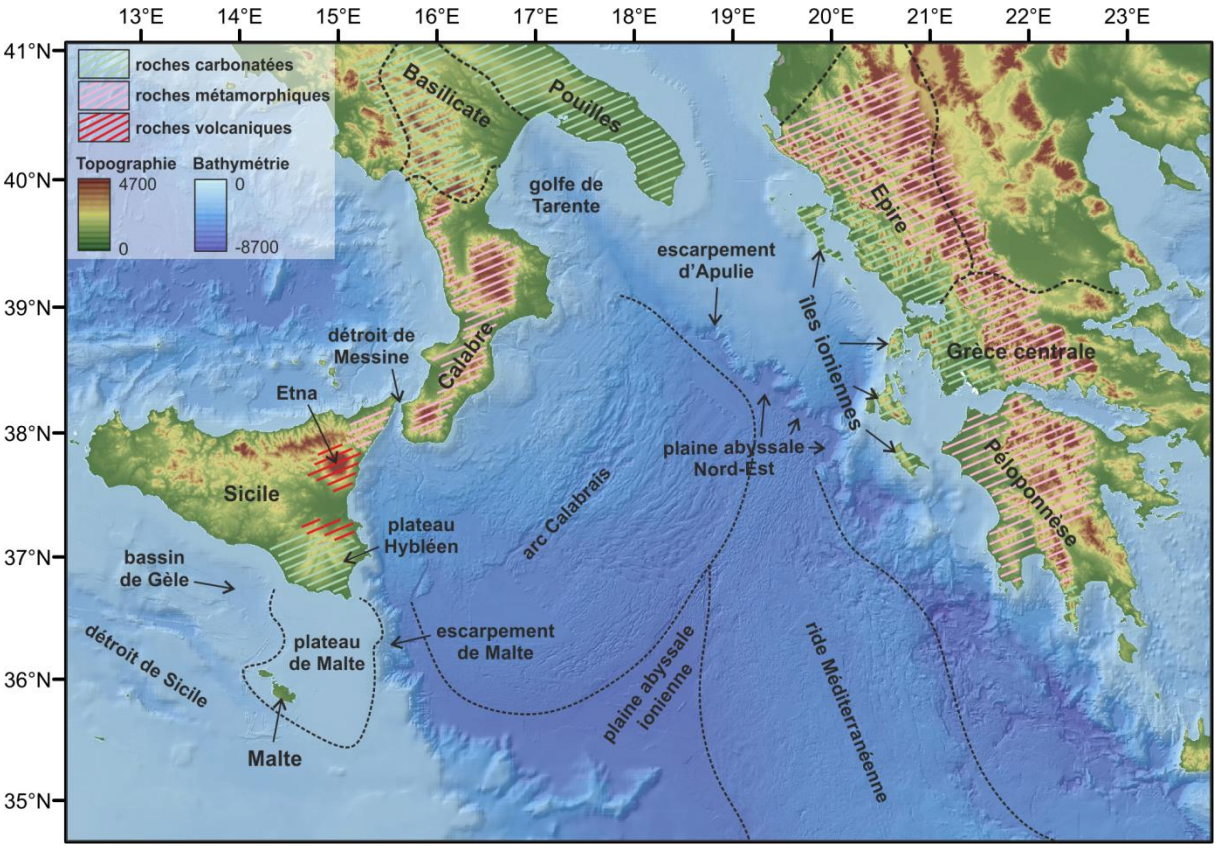


Figure I.20 - Carte topographique, bathymétrique et de localisation des différentes zones du bassin ionien. Les données lithologiques de l'Italie sont issues de l'Italian Servizi litologica (http://sgi.isprambiente.it/geoportal) et celle de la Grèce de Kilias et al. (2010).

La Sicile est une île située séparée du sud de la Calabre par le détroit de Messine (Figure I.20). Elle est principalement constituée de reliefs montagneux correspondant au prolongement des Apennins. La côte est de la Sicile est composée de roches métamorphiques (micachistes) au nord, de roches volcaniques (laves) dans la partie centrale, et de roches sédimentaires calcaires au sud (le plateau Hybléen). Les systèmes fluviatiles sont rares et peu développés. Seulement un système fluviatile principal se jette dans la mer Ionienne : Simeto (Figure I.17). Ce système draine une surface de 5000 km² principalement composée de terrains volcaniques (Etna) et carbonatés. On trouve sur la façade est, entre l'Etna et le détroit

de Messine, des terrasses marines émergées dont la surrection a été estimée entre 0,7 et 1,7 mm/an au cours des derniers 124 000 ans (Catalano et De Guidi, 2003).

La partie ouest de la Grèce bordant la mer Ionienne est composée de quatre grandes régions (du nord au sud) : l'Epire, la Grèce centrale, les îles ioniennes et le Péloponnèse (Figure I.20). Les îles ioniennes sont un archipel de sept îles. Les quatre plus importantes sont (du nord au sud) : Corfou, Leucade, Céphalonie et Zante. Ces régions principalement montagneuses font partie de la chaine des Dinarides-Hellénides, elles sont composées de roches métamorphiques au centre de la chaine et de roches carbonatées sur la côte et les îles. Les systèmes fluviatiles sont très limités et principalement endoréiques.

3.2. Le plateau continental

Au sud de l'Italie, le plateau continental est peu développé le long de la Sicile, de la Calabre et du Basilicate. Sa largeur est comprise entre 0 et 15 km. Il est un peu plus développé au niveau des Pouilles où il atteint jusqu'à 35 km de largeur. Le long des côtes grecques, le plateau continental est de 20 à 50 km de large au niveau de l'Epire et en moyenne de 10 km au large du Péloponnèse. Ce faible développement du plateau continental peut s'expliquer par les très faibles apports sédimentaires vers le bassin en raison de réseaux hydrographiques peu développés, mais aussi par la surrection affectant les régions continentales et les marges qui ne laisse pas le temps au plateau de se développer. Le plateau est nettement plus développé dans la région des îles ioniennes en raison de la légère subsidence affectant les bassins entre les îles et le continent (Zelilidis et al., 1998).

Le plateau continental de Malte (Figure I.20) présente une morphologie atypique reliant le SE de la Sicile à l'île de Malte. En effet, il prend la forme d'un grand plateau entouré par deux bassins : le bassin de Gèle situé au sud de la Sicile et le détroit de Sicile en subsidence/rifting et le bassin Ionien en subduction. Sa largeur est d'environ 90 km et il s'étend sur 130 km de long pour une surface totale de 10 000 km². D'une profondeur moyenne de 100 à 150 m, il correspond à l'extension sous-marine du plateau Hybléen (Savini et al., 2009). Au centre du plateau, les évaporites messiniennes forment un haut structural qui connecte l'île de Malte au plateau Hybléen en raison de leur surrection au cours du Pliocène moyen (Gardiner et al., 1995). La géologie de surface du plateau est principalement composée de séquences carbonatées plio-quaternaires reposant sur le sommet des évaporites messiniennes (Barberi et al., 1974 ; Patacca et al., 1979).

3.3. Les escarpements

Le Plateau de Malte est relié au bassin profond ionien par un important escarpement : l'escarpement de Malte (Figure I.20 et Figure I.21). Cet escarpement présente une forte pente d'environ 14° et est incisé sur toute sa longueur par de très nombreux canyons de taille réduite. Au nord du bassin, dans la continuité de la région des Pouilles, se situe l'escarpement d'Apulie (Figure I.20 et Figure I.21). Il se prolonge presque jusqu'aux îles ioniennes. Cet escarpement est très abrupt avec une pente moyenne de 18°. Il existe deux théorie concernant l'origine de ces escarpements : ils seraient des reliques d'anciennes marges passives conjuguées (Catalano et al., 2001 ; Chamot-Rooke et al., 2005) ou de failles transformantes orthogonales à la propagation des prismes du bassin ionien (Frizon de Lamotte et al., 2011; Gallais et al., 2011). Actuellement, l'escarpement de Malte peut être subdivisé en deux zones caractérisées par différentes structures tectoniques. Le segment situé au sud de Syracuse n'est pas affecté par les déformations actuelles, il est caractérisé par une pente abrupte qui s'aplatit vers le bassin ionien (Argnani et Bonazzi, 2005). Le segment situé au nord de Syracuse est caractérisé par la présence de failles d'extension d'orientation NNW-SSE plongeant vers l'est (Argnani et Bonazzi, 2005). L'escarpement d'Apulie est considéré comme étant un escarpement de faille normale (Butler, 2009).

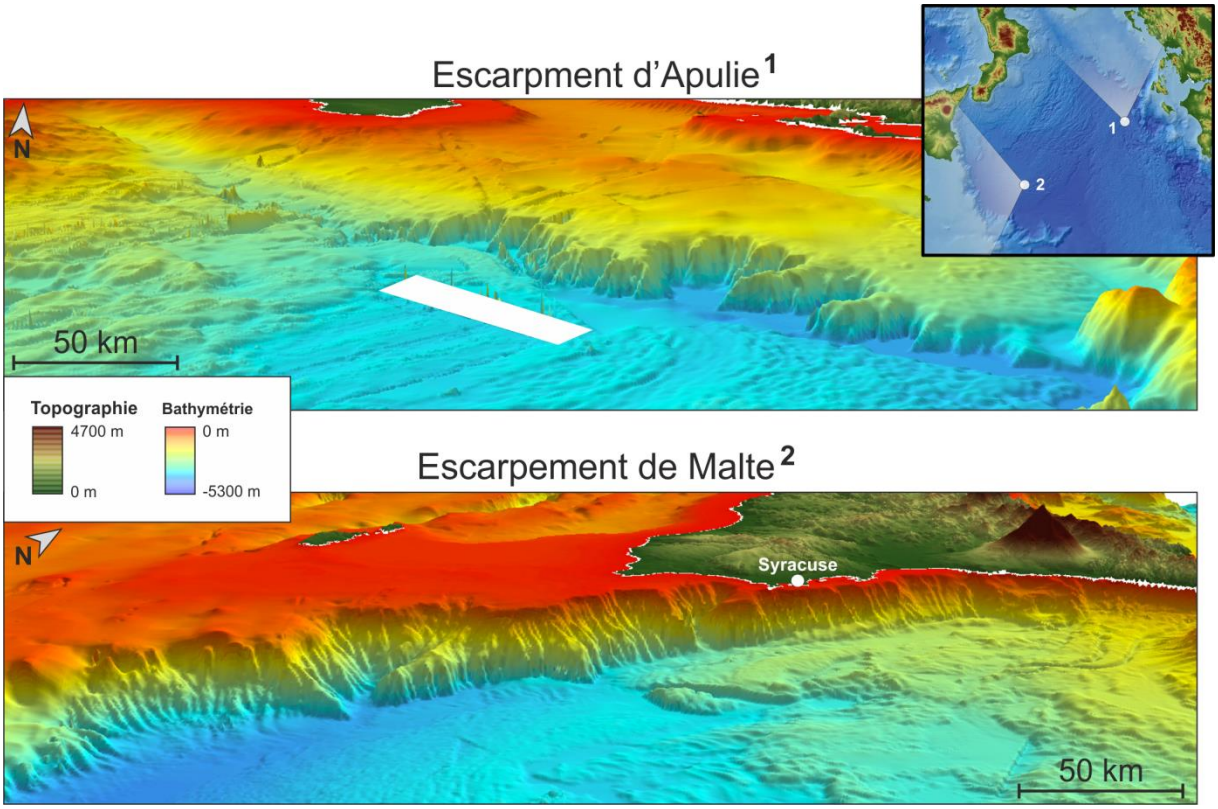


Figure I.21 - Vue en 3D des escarpements de Malte et d'Apulie (exagération verticale ×5).

3.4. Les prismes d'accrétion

L'arc Calabrais recouvre une surface de 65 000 km². Il est situé entre les escarpements d'Apulie et de Malte et le sud de l'Italie. Il est composé de deux lobes est et ouest (Figure I.22, Figure I.23 et Figure I.24). Le lobe est est bordé dans la zone externe par le front de déformation interne et le lobe ouest par le front de déformation externe. L'arc Calabrais présente quatre domaines morpho-structuraux (Polonia et al., 2011) :

- Le plateau interne (Figure I.22 et Figure I.23) est une zone relativement plate entre 1300 et 1600 m de profondeur située entre la pente continentale et la ride pré-messinienne. Il est affecté par des ondulations de grande amplitude d'environ 50 km. C'est la seule zone du prisme où l'on trouve une chenalisation des écoulements, notamment entre le nord de la Sicile et le sud de la Calabre dans la continuité du détroit de Messine.
- La ride pré-messinienne (Figure I.22, Figure I.23 et Figure I.24) est située entre 1600 et 3000 m de profondeur entre le plateau interne et la ride post-messinienne. Elle est affectée par des ondulations de 10 km de longueur d'onde et de 250-300 m d'amplitude. Les rides d'accrétion qui la composent présentent une bonne continuité sur plusieurs dizaines de kilomètres.
- La zone des terrasses de pente (Figure I.22, Figure I.23 et Figure I.24) est située sur le lobe ouest. C'est une zone relativement plate comprenant des bassins bien développés entre les rides d'accrétion présentant une continuité pluri-kilométrique. Ces bassins font en moyenne 25 à 100 km de long et 50 m de profondeur.
- La ride post-messinienne (Figure I.22, Figure I.23 et Figure I.24) est la ride la plus récente de l'arc Calabrais. Elle est caractérisée par des ondulations d'une longueur d'onde de 2,5 à 5 km et d'une amplitude de 100 m. Les rides d'accrétions présentent une bonne continuité sur plusieurs dizaines de kilomètres dans la zone amont puis celle-ci se réduit vers le bassin profond où la continuité n'est plus que de quelques kilomètres.

La ride Méditerranéenne est une ride arquée de 1500 km de long et de 200-250 km de large. La partie ouest de la ride est située dans le bassin ionien. Elle est bordée au nord par la zone des fosses helléniques, à l'ouest part la plaine abyssale ionienne et au nord-ouest par la faille transformante de Cephalonie (FTK : Figure I.22 ; Huguen et al., 2006). Elle est séparée de l'arc Calabrais au nord-ouest par un corridor composé de rides d'orientation NE-SW

(Huguen et al., 2006). La ride Méditerranéenne est composée de trois domaines morpho-structuraux (Huguen et al., 2006):

- La zone externe (Figure I.22 et Figure I.23) est affectée par des ondulations métriques à décamétriques.
- La zone centrale (Figure I.22 et Figure I.23) est une zone relativement plate située entre la zone externe et la zone interne affectée par des ondulations métriques à pluri-métriques.
- La zone interne (Figure I.22 et Figure I.23) est située en bordure des fosses helléniques. Elle est affectée par des ondulations métriques à pluri-décamétriques.

Contrairement à l'arc Calabrais, les rides d'accrétion de la ride Méditerranéenne sont courtes et présentent une organisation relativement chaotique.

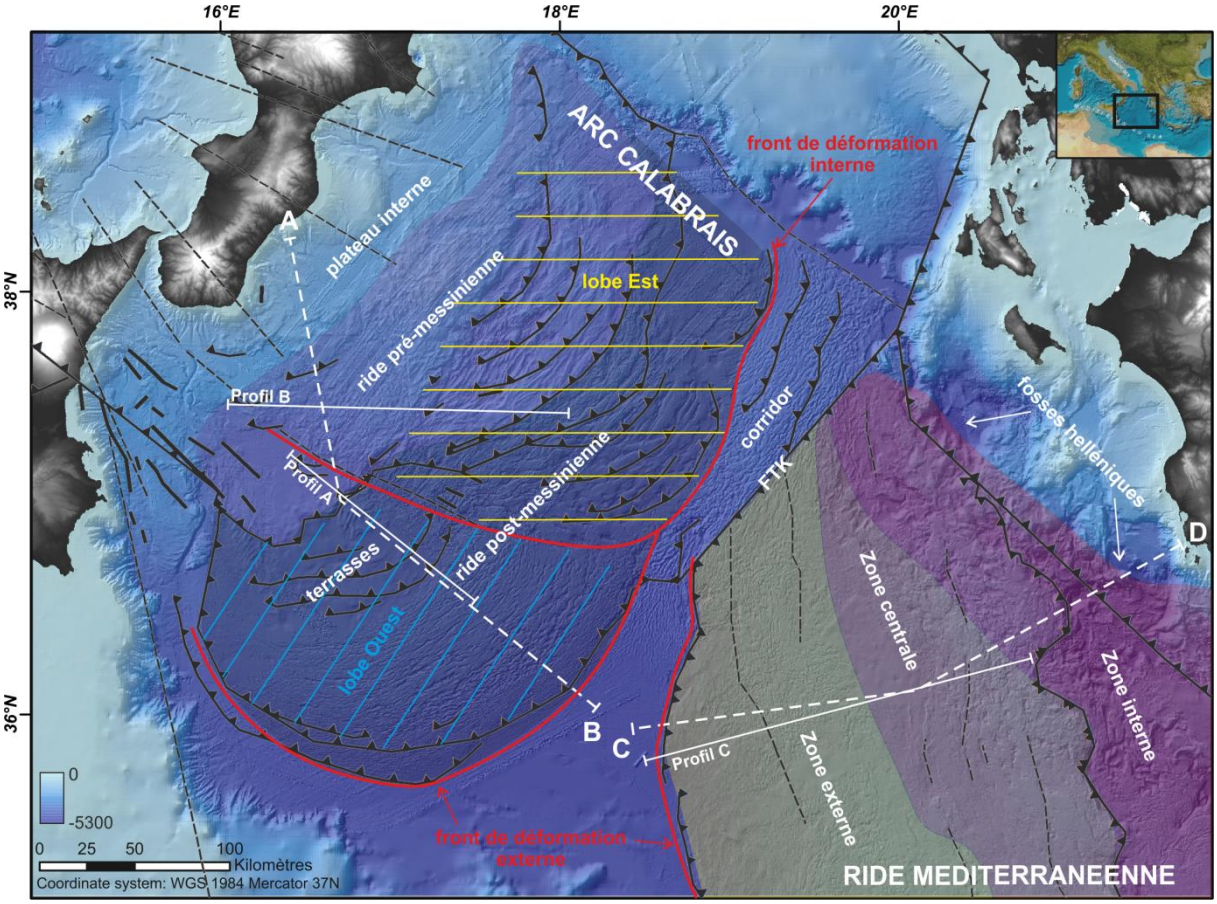


Figure I.22 - Physiographie des prismes d'accrétion de la mer Ionienne : l'arc Calabrais et la ride Méditerranéenne, principalement failles et chevauchements, d'après Polonia et al. (2011) et Huguen et al. (2006). FTK : faille transformante de Céphalonie. Positions des profils bathymétriques de la Figure I.23 et des profils sismiques THR de la Figure I.24 et Figure I.25.

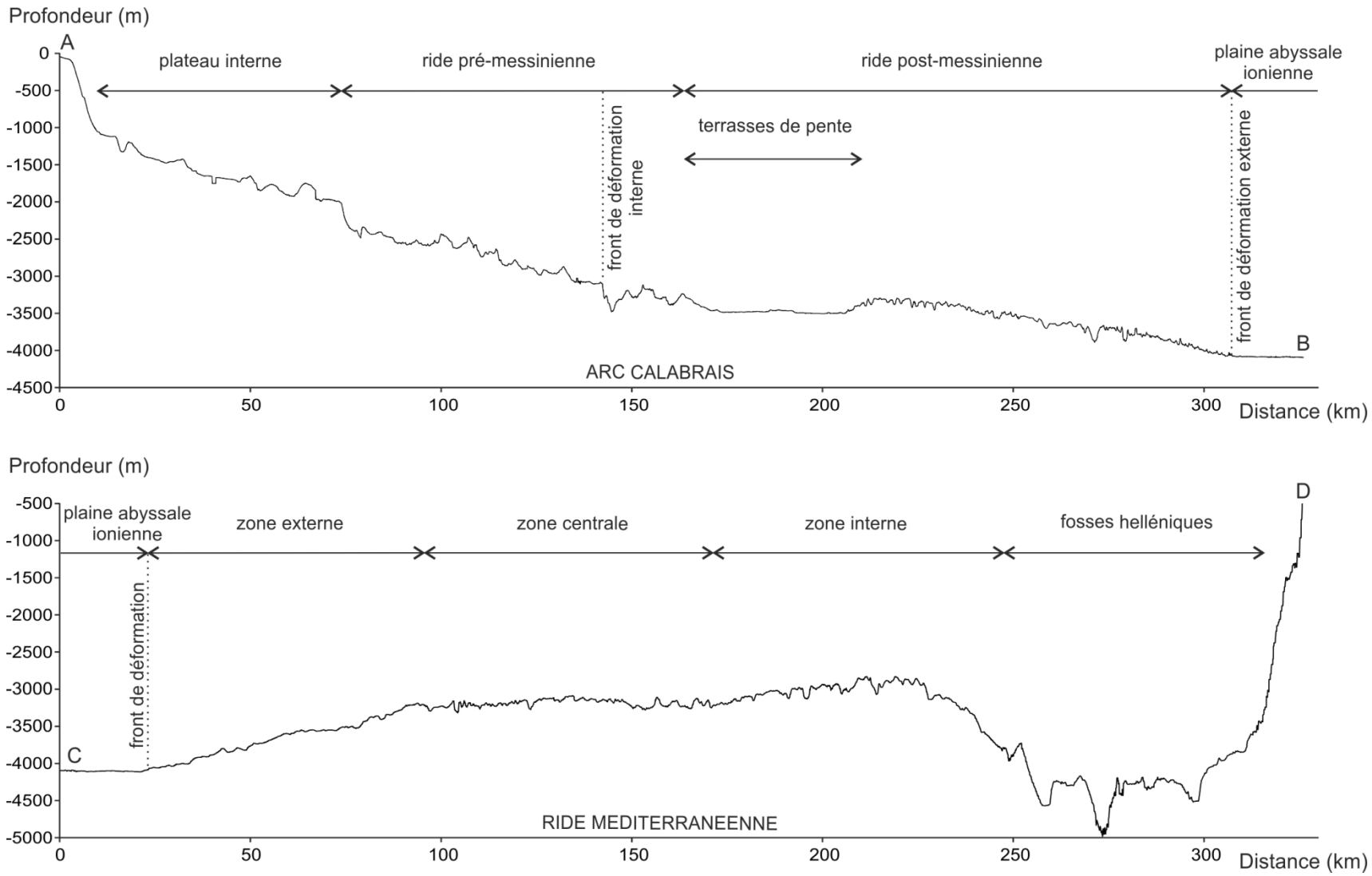


Figure I.23 - Profils bathymétriques de l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne et position de principaux domaines morphostructuraux (exagération verticale ×20). Position des profils en Figure I.22.

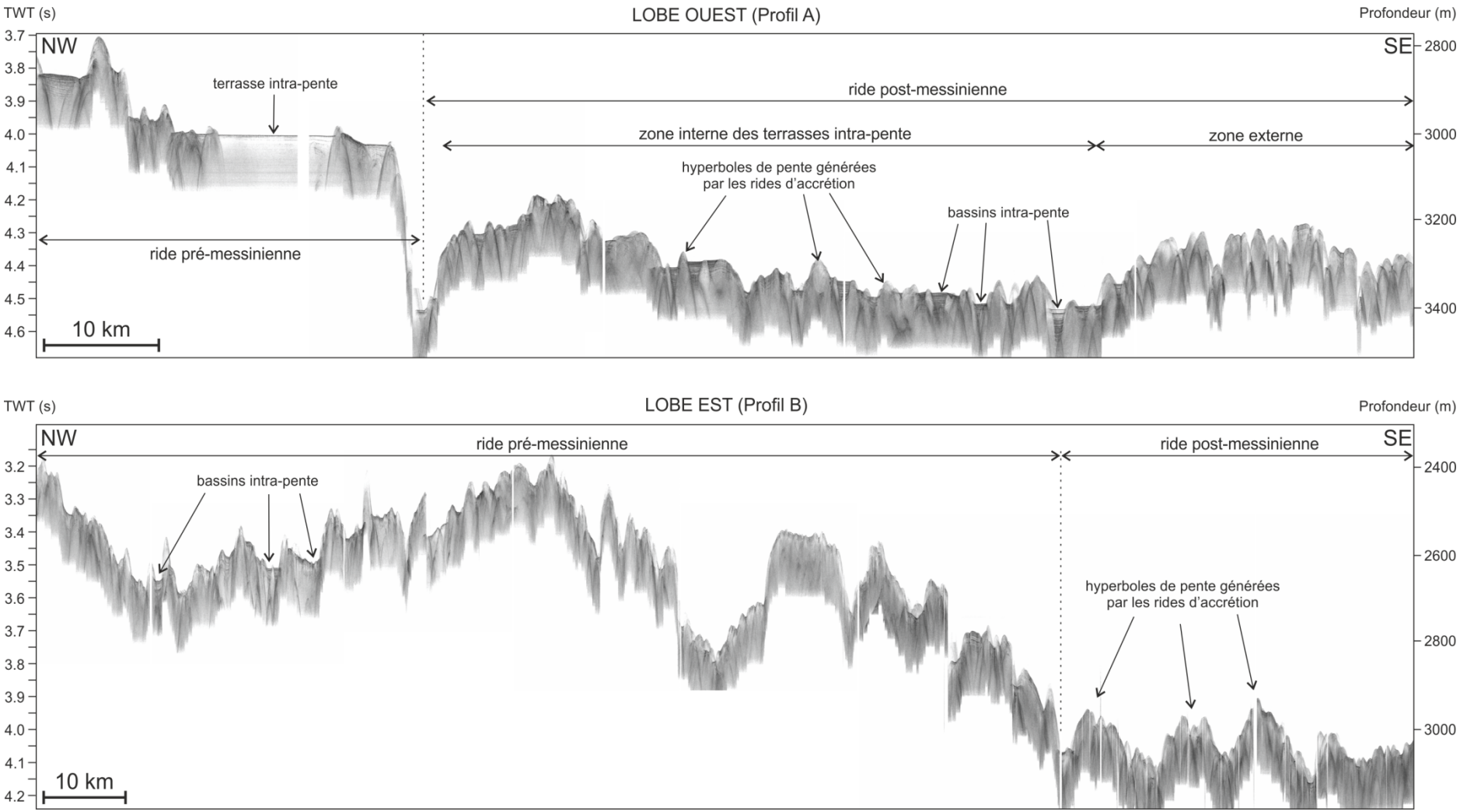


Figure I.24 - Profils sismiques Chirp des lobes ouest et est de l'arc Calabrais. Position des profils en Figure I.22.

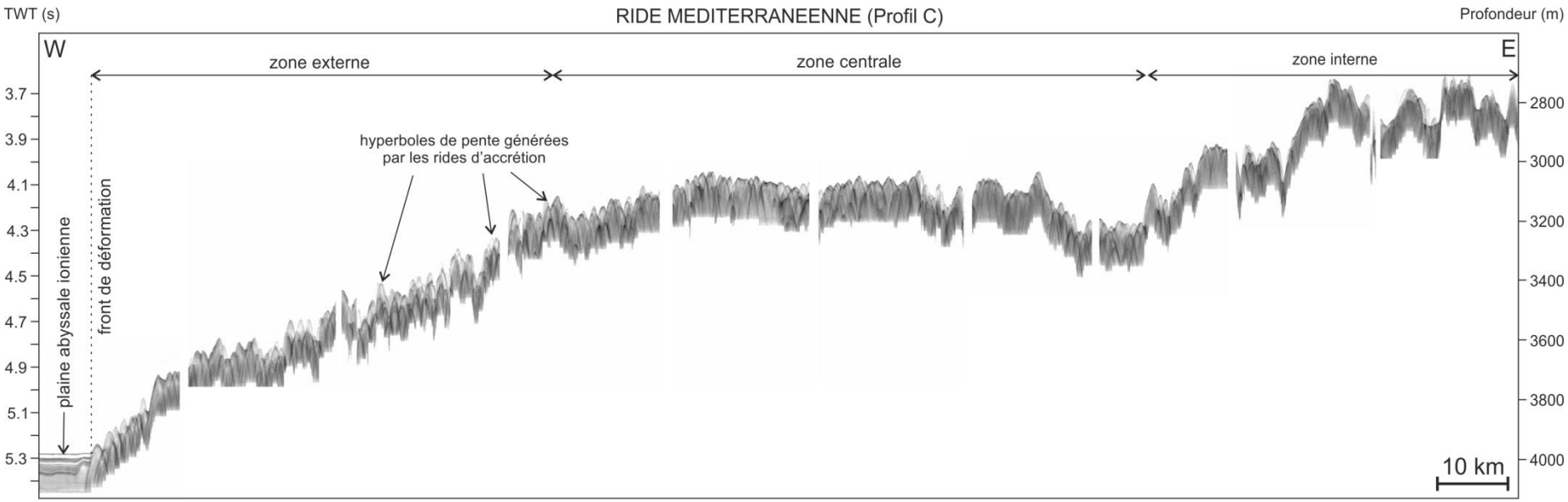


Figure I.25 - Profils sismiques Chirp des lobes ouest et est de l'arc Calabrais. Position des profils en Figure I.22.

3.5. Le bassin profond

Le bassin profond de la mer Ionienne correspond à des zones où la topographie est peu affectée par la convergence des plaques Nubie et Adriatique car situé en aval des fronts de déformation des prismes d'accrétion (Figure I.26 et Figure I.27).

Le bassin profond principal correspond à la plaine abyssale ionienne (Figure I.26). Elle est située entre la ride Méditerranéenne et l'arc Calabrais, au sud du bassin Ionien. Elle présente une forme triangulaire recouvrant 11 000 km². La plaine abyssale nord (Figure I.26) est nettement plus réduite, elle recouvre seulement 1200 km² en raison de sa position pincée entre les rides d'accrétion de l'arc Calabrais et du corridor situé au nord de la FTK et l'escarpement d'Apulie.

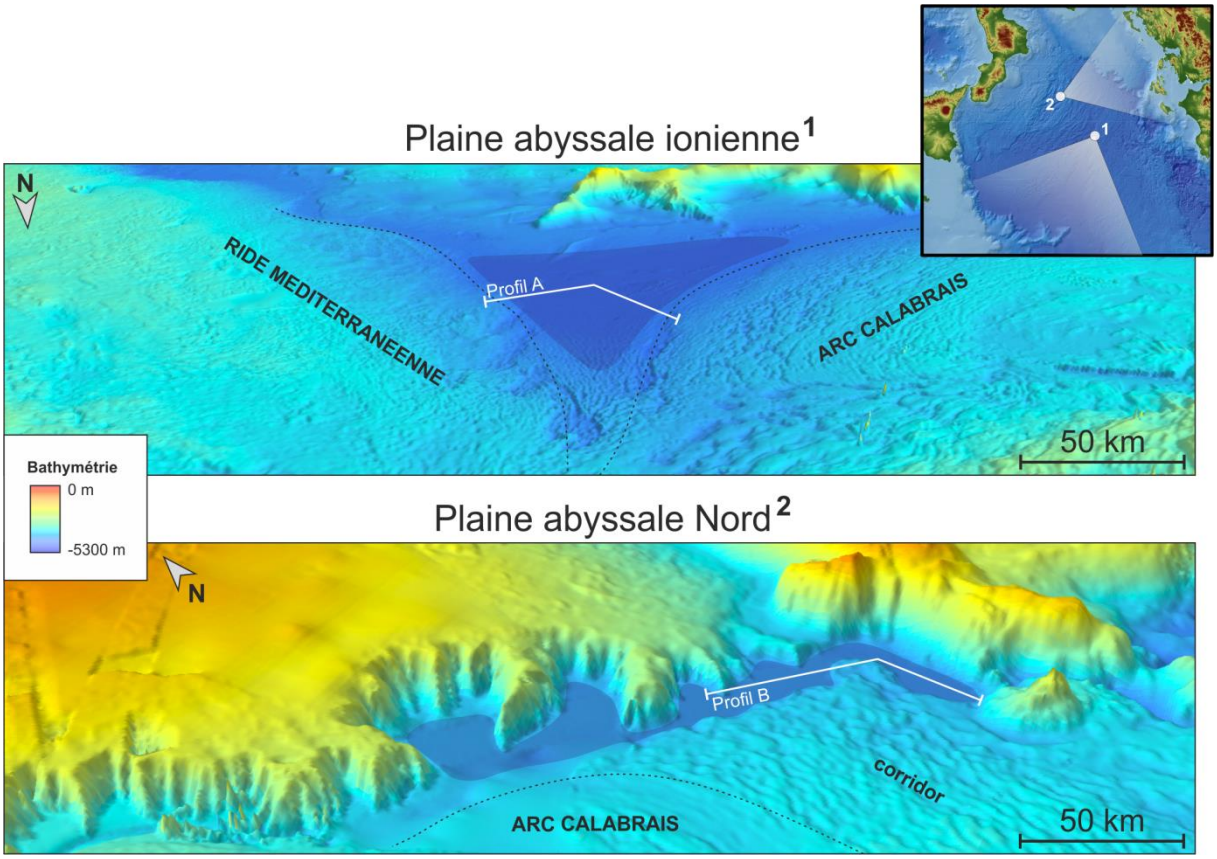


Figure I.26 - Vue en 3D des plaines abyssales nord et ionienne (exagération verticale ×5). Position des profils sismiques THR de la Figure I.27.

Ces zones profondes enregistrent une sédimentation principalement turbiditique avec notamment la présence d'homogénites (dépôts turbiditiques de grande ampleur ; Cita et al., 1996 ; Cita and Aloisi, 1999 ; Polonia et al., 2016, 2013). Ces dépôts sont visibles en sismique THR par des niveaux transparents homogènes (Figure I.27). En recouvrant les premières rides

d'accrétion situées au niveau des fronts de déformation, cette forte sédimentation gravitaire contribue à l'uniformisation morphologique du bassin profond (Figure I.27 : profil A).

La Méditerranée étant un environnement complexe, l'étude des processus à l'origine de la sédimentation en domaine marin doit prendre en compte une multiplicité de facteurs afin de démêler l'origine des dépôts : le contexte géodynamique (sismicité, volcanisme), l'influence des changements climatiques et des apports fluviatiles mais aussi la morphologie du bassin qui va fortement influencer les trajectoires des écoulements.

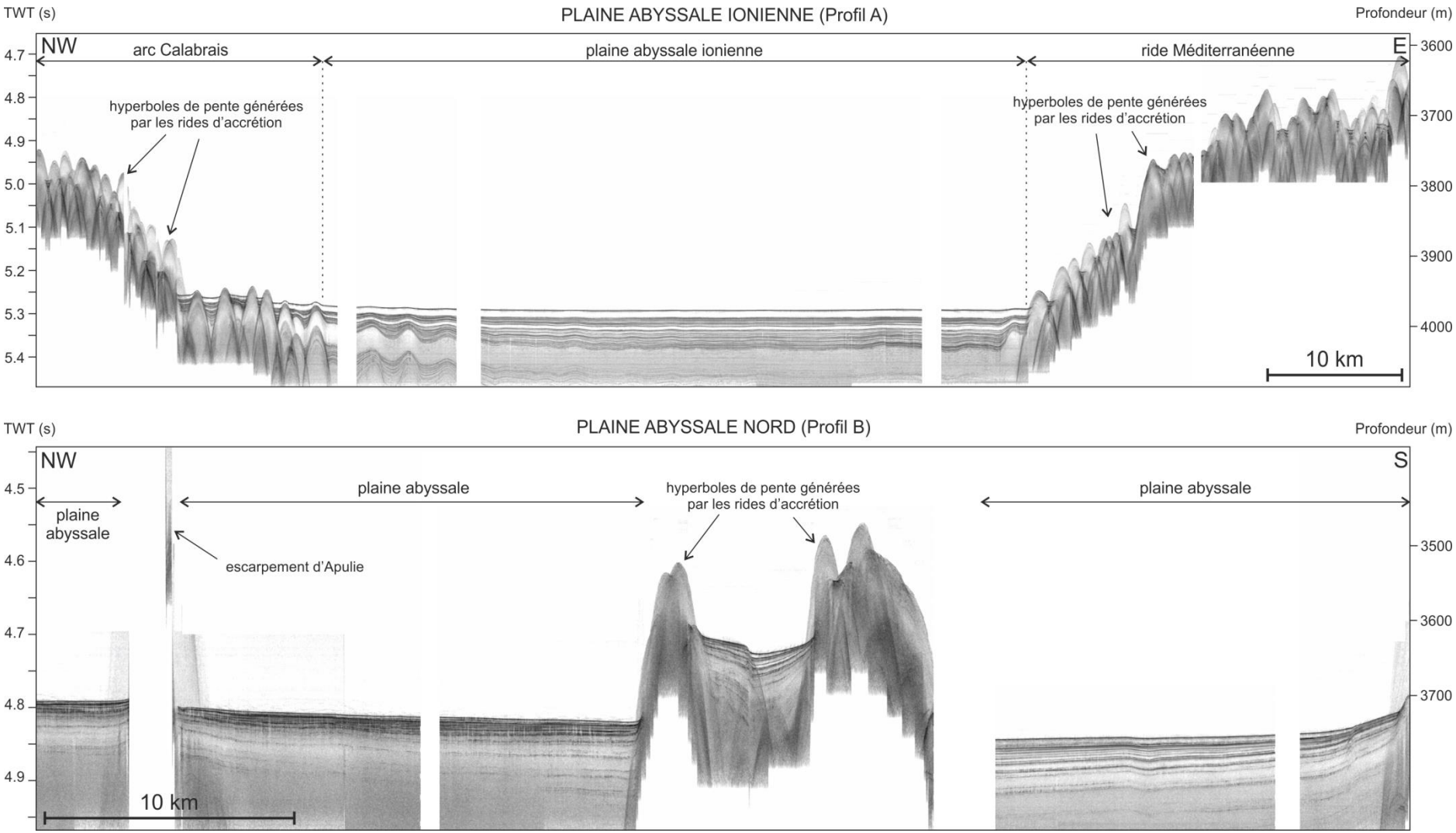


Figure I.27 - Profils sismiques THR des zones profondes de la mer Ionienne. Position des profils en Figure I.26.

Références

Argnani, A., Bonazzi, C., 2005. Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. Tectonics 24.

Badertscher, S., Fleitmann, D., Cheng, H., Edwards, R.L., Gokturk, O.M., Zumbuhl, A., Leuenberger, M., Tuysuz, O., 2011. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian seas into the Black Sea. Nat. Geosci 4, 236–239. doi:10.1038/ngeo1106

Barberi, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, F., Scandone, R., Villari, L., 1974. Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily. Earth Planet. Sci. Lett. 22, 123–132.

Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. Rev. Geophys. 26, 624–657.

Berger, A., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. Quat. Res. 9, 139–167.

Borzelli, G.L.E., Gačić, M., Cardin, V., Civitarese, G., 2009. Eastern Mediterranean Transient and reversal of the Ionian Sea circulation. Geophys. Res. Lett. 36.

Branca, S., Coltelli, M., De Beni, E., Wijbrans, J., 2008. Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. Int. J. Earth Sci. 97, 135–152. doi:10.1007/s00531-006-0152-0

Butler, R.W., 2009. Relationships between the Apennine thrust belt, foredeep and foreland revealed by marine seismic data, offshore Calabria. Boll. Della Soc. Geol. Ital. 128, 269–278.

Carminati, E., Doglioni, C., 2005. Mediterranean tectonics. Encycl. Geol. 2, 135–146.

Catalano, R., Doglioni, C., Merlini, S., 2001. On the mesozoic Ionian basin. Geophys. J. Int. 144, 49–64.

Catalano, S., De Guidi, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. J. Geodyn. 36, 445–467. doi:10.1016/S0264-3707(02)00035-2

Cavazza, W., DeCelles, P.G., 1998. Upper Messinian siliciclastic rocks in southeastern Calabria (southern Italy): palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region. Tectonophysics 298, 223–241. doi:10.1016/S0040-1951(98)00186-3

Chamot-Rooke, N., Rabaute, A., Kreemer, C., 2005. Western Mediterranean Ridge mud belt correlates with active shear strain at the prism-backstop geological contact. Geology 33, 861. doi:10.1130/g21469.1

Cita, M.B., Aloisi, G., 1999. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. Sediment. Geol. 104, 155–173. doi:10.1016/0037-0738(95)00126-3

Cucci, L., 2004. Raised marine terraces in the Northern Calabrian Arc (Southern Italy): a~ 600 kyr-long geological record of regional uplift. Ann. Geophys. 47.

Cucci, L., Cinti, F.R., 1998. Regional uplift and local tectonic deformation recorded by the Quaternary marine terraces on the Ionian coast of northern Calabria (southern Italy). Tectonophysics 292, 67–83. doi:10.1016/S0040-1951(98)00061-4

D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'anastasio, E., Mantenuto, S., Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 113.

Del Ben, A., Barnaba, C., Taboga, A., 2008. Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc. Mar. Geophys. Res. 29, 1–12.

Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. Earth Planet. Sci. Lett. 273, 163–174.

Dewey, J., Sengör, C.A.M., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull. 90, 84–92.

Dumas, B., Guérémy, P., Raffy, J., 2005. Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy). Quat. Sci. Rev. 24, 2120–2136.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int. 145, 809–820.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J., Blanpied, C., Ringenbach, J., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. Tectonics 30.

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 116, B12108. doi:10.1029/2011JB008505

Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. Earth-

Sci. Rev. 88, 89–117. doi:10.1016/j.earscirev.2008.01.001

Gardiner, W., Grasso, M., Sedgeley, D., 1995. Plio-pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean—Malta Plateau, Central Mediterranean. J. Geodyn. 19, 35–51. doi:10.1016/0264-3707(94)00006-9

Gasparini, G.P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., Sansone, E., 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 52, 915–935. doi:10.1016/j.dsr.2005.01.001

Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. American Association for the Advancement of Science.

Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B., Mascle, J., 2006. Morphology of a Pre-collisional, Salt-bearing, Accretionary Complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). Mar. Geophys. Res. 27, 61–75. doi:10.1007/s11001-005-5026-5

Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmele, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008. Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. Bull. Société Géologique Fr. 179, 525–550.

Kieffer, G., 1985. Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna(Sicile). Dr. Diss.

Kilias, A., Frisch, W., Avgerinas, A., Dunkl, I., Falalakis, G., Gawlick, H.-J., 2010. Alpine architecture and kinematics of deformation of the northern Pelagonian nappe pile in the Hellenides.

Klein, B., Roether, W., Manca, B.B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1999. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 46, 371–414.

Kokkalas, S., Xypolias, P., Koukouvelas, I., Doutsos, T., 2006. Postcollisional contractional and extensional deformation in the Aegean region. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 409, 97–123.

Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., 2004. Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. Geophys. J. Int. 157, 1377–1392.

Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., Perivoliotis, L., Theocharis, A., 2014. On the continuous functioning of an internal mechanism that drives the Eastern Mediterranean thermohaline circulation: The recent activation of the Aegean Sea as a dense water source area. J. Mar. Syst. 129, 484–489. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.10.002

Lacombe, H., Tchernia, P., 1972. Caractères hydrologiques et circulation des eaux en Méditerranée. Mediterr. Sea 26–36.

Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K., Klein, B., 1999. Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. Prog. Oceanogr. 44, 5–36. doi:10.1016/S0079-6611(99)00019-1

Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics 60, 1–42.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 12675–12690.

Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., 2006. Mediterranean climate variability. Elsevier.

Lustrino, M., Morra, V., Fedele, L., Franciosi, L., 2009. Beginning of the Apennine subduction system in central western Mediterranean: constraints from Cenozoic "orogenic" magmatic activity of Sardinia, Italy. Tectonics 28.

Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., Hajdas, I., 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition. Mar. Geol. 190, 19–34. doi:10.1016/S0025-3227(02)00340-7

Mamedov, A.V., 1997. The Late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea. Quat. Int. 41–42, 161–166. doi:10.1016/S1040-6182(96)00048-1

Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Vannnucchi, A., 2008. Long-term prediction of major earthquakes in the Calabrian Arc. Environ. Semeiot. 1, 190–207.

Maselli, V., Trincardi, F., Asioli, A., Ceregato, A., Rizzetto, F., Taviani, M., 2014. Delta growth and river valleys: the influence of climate and sea level changes on the South Adriatic shelf (Mediterranean Sea). Quat. Sci. Rev. 99, 146–163. doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.014

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 5695–5719.

McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophys. J. Int. 55, 217–254.

Milankovitch, M., 1920. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire.

Milliman, J., Farnsworth, K., 2011. Runoff, erosion, and delivery to the coastal ocean. River Disch.

Coast. Ocean Glob. Synth. Camb. Univ. Press Camb. UK 13–69.

Minelli, L., Faccenna, C., 2010. Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). Tectonics 29.

Miyauchi, T., Dai Pra, G., Sylos Labini, S., 1994. Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy. Il Quat. 7, 17–34.

Nittis, K., Lascaratos, A., Theocharis, A., 2003. Dense water formation in the Aegean Sea: numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. J. Geophys. Res. Oceans 108.

Olivet, J.-L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.-M., 1982. Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. Bull Soc Géol Fr 7, 875–892.

Özsoy, E., Hecht, A., Ünlüata, Ü., 1989. Circulation and hydrography of the Levantine Basin. Results of POEM coordinated experiments 1985–1986. Prog. Oceanogr. 22, 125–170.

Patacca, E., Scandone, P., Giunta, G., Liguori, V., 1979. Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily). Geol. Romana 18, 331–369.

Pavlides, S., 1996. First palaeoseismological results from Greece. Ann. Geophys. 39.

Peccerillo, A., 2005. Plio-quaternary volcanism in Italy. Springer.

Peccerillo, A., Panza, G.F., Aoudia, A., Frezzotti, M.L., 2008. Relationships between magmatism and lithosphere-asthenosphere structure in the western Mediterranean and implications for geodynamics. Rendiconti Lincei 19, 291–309.

Petit-Maire, N., Vrielynck, B., 2004. Cartes des environnements méditerranéens pendant les deux derniers extrëmes climatiques.

Pinardi, N., Masetti, E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 153–173.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., 2011. The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. Tectonics 30, TC5018. doi:10.1029/2010TC002821

Polonia, A., Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, M., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. Solid Earth 102, 9983–9999.

Reston, T.., Fruehn, J., von Huene, R., 2002. The structure and evolution of the western Mediterranean Ridge. Mar. Geol. 186, 83–110. doi:10.1016/S0025-3227(02)00174-3

Robinson, A.R., Golnaraghi, M., 1994. The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea, in: Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples. Springer, pp. 255–306.

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., 1996. Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. Science 271, 333.

Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 49, 237–263.

Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorür, N., Sakinç, M., Yüce, H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. Mar. Geol. 138, 119–126. doi:10.1016/S0025-3227(97)00007-8

Santoro, E., Ferranti, L., Burrato, P., Mazzella, M.E., Monaco, C., 2013. Deformed Pleistocene marine terraces along the Ionian sea margin of southern Italy: Unveiling blind fault-related folds contribution to coastal uplift. Tectonics.

Savini, A., Malinverno, E., Etiope, G., Tessarolo, C., Corselli, C., 2009. Shallow seep-related seafloor features along the Malta plateau (Sicily channel–Mediterranean Sea): Morphologies and geo-environmental control of their distribution. Mar. Pet. Geol. 26, 1831–1848.

Schroeder, K., Gasparini, G., Tangherlini, M., Astraldi, M., 2006. Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. Geophys. Res. Lett. 33.

Speranza, F., Minelli, L., Pignatelli, A., Chiappini, M., 2012. The Ionian Sea: The oldest in situ ocean fragment of the world? J. Geophys. Res. Solid Earth 117.

Stampfli, G., 1996. The intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. Eclogae Geol. Helvetiae 89, 13–42.

Stampfli, G.M., Borel, G.D., 2004. The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain, in: The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle. Springer, pp. 53–80.

Tansi, C., Muto, F., Critelli, S., Iovine, G., 2007. Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). J. Geodyn. 43, 393–414. doi:10.1016/j.jog.2006.10.006

Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K., Roether, W., 2002. Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997–1999). MATER

MAss Transf. Ecosyst. Response 33–34, 91–116. doi:10.1016/S0924-7963(02)00054-4

Theocharis, A., Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., 2014. An internal mechanism driving the alternation of the Eastern Mediterranean dense/deep water sources. Mediterr. Sea Temporal Var. Spat. Patterns 10, 9781118847572.

Tudryn, A., Leroy, S.A., Toucanne, S., Gibert-Brunet, E., Tucholka, P., Lavrushin, Y.A., Dufaure, O., Miska, S., Bayon, G., 2016. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater. Quat. Sci. Rev. 148, 29–43.

van Dijk, J., Okkes, M., 1991. Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean. Tectonophysics 196, 23–60.

Vernekar, A.D., Milanković, M., 1972. Long-period global variations of incoming solar radiation. American Meteorological Society.

Vita-Finzi, C., King, G., 1985. The seismicity, geomorphology and structural evolution of the Corinth area of Greece. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Math. Phys. Eng. Sci. 314, 379–407.

Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., 2011. Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean. Act. Tecton. Circum-Adriat. Reg. 51, 190–204. doi:10.1016/j.jog.2010.02.006

Von Raumer, J., Stampfli, G., Borel, G., Bussy, F., 2002. Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. Int. J. Earth Sci. 91, 35–52.

Wüst, G., 1961. On the vertical circulation of the Mediterranean Sea. J. Geophys. Res. 66, 3261–3271.

Zelilidis, A., Kontopoulos, N., Avramidis, P., Piper, D., 1998. Tectonic and sedimentological evolution of the Pliocene–Quaternary basins of Zakynthos island, Greece: case study of the transition from compressional to extensional tectonics. Basin Res. 10, 393–408.

Ziegler, P.A., Stampfli, G.M., 2001. Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys. Nat. Brescia. 25, 17–34.

CHAPITRE II – LES ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

En raison de la multiplicité des sources sédimentaires, des processus de transport et de dépôts, la sédimentation enregistrée dans le bassin ionien présente une forte variabilité. La littérature met en évidence la présence de glissements sur les marges (exemple de la formation de la Valle del Bove sur le flanc est de l'Etna; Calvari et al., 2004, 1998), des dépôts de turbidites liés à des séismes et des tsunamis sur et en bordure des prismes d'accrétion (Cita and Aloisi, 2000; Cita et al., 1996; Kastens and Cita, 1981; Polonia et al., 2016, 2015, 2013a, 2013b; San Pedro et al., 2016), de nombreux téphras liés au éruptions de la province Campanienne, des îles Eoliennes, de l'Etna et de Pantelleria (Caron et al., 2012; Insinga et al., 2014; Paterne et al., 2008), des sapropèles (Cita et al., 1977; Löwemark et al., 2006), tous combinés à une sédimentation hémipélagique ubiquiste présentant de faibles taux de sédimentation (Löwemark et al., 2006). La Figure II.1 présente des exemples de processus et leurs interactions influençant le transport et le dépôt des sédiments en domaine marin profond.

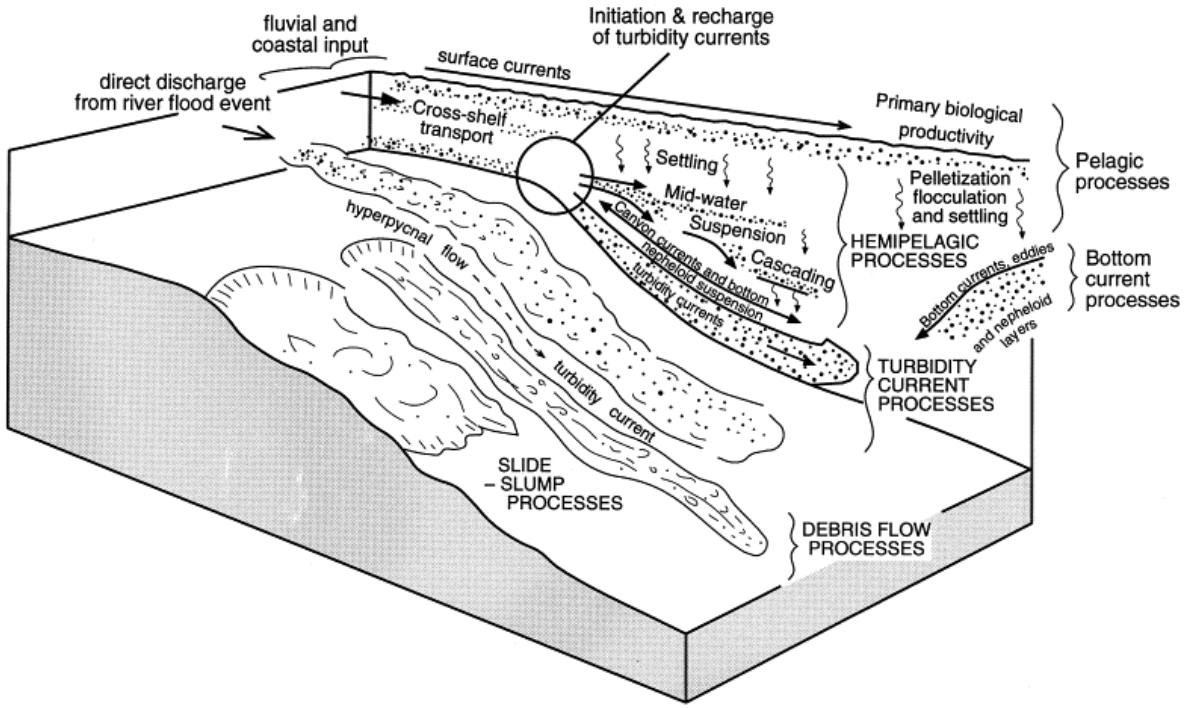


Figure II.1 - Exemples de processus et leurs interactions influençant le transport et le dépôt des sédiments en domaine marin profond (Stow et Mayall, 2000).

1. Les écoulements gravitaires

1.1. Les dépôts de transport en masse

Les dépôts de transport en masse sont caractérisés par une organisation massive où la stratification originelle a subi une déformation plus ou moins forte. Lorsque le sédiment déplacé est très cohésif, on observera des structures chaotiques tandis que dans le cas d'un

sédiment moins cohésif on observera des structures plissées ou des fracturations. Ce type de dépôt est généralement retrouvé sur les marges continentales au niveau de la pente, dans les zones où la sédimentation est forte et les zones tectoniquement actives (séismes, volcanisme).

Ce type de dépôt est lié à un mécanisme de glissements correspondant au déplacement de masses sédimentaires cohésives le long d'un plan de cisaillement externe. Le transport est nettement moins long que pour un écoulement gravitaire sous-marin mais peut, dans certains cas, atteindre plusieurs centaines de kilomètres (Mulder et Cochonat, 1996). Le transport s'arrête par diminution de l'angle de la pente. Les glissements sous-marins peuvent prendre la forme de glissements rotationnels ou translationnels (Mulder et Cochonat, 1996) et peuvent entrainer la formation d'écoulement gravitaires.

Le seul glissement mentionné dans la littérature pour la mer Ionienne correspond à l'effondrement du flanc est de l'Etna entre 10 000 et 15 000 ans. Ce glissement a entrainé la formation de la Valle del Bove et du cône de dépôt de Chiancone (Figure II.2). Le volume du dépôt est estimé à 13,5-14 km^3 (Calvari et al., 2004 ; Del Negro et Napoli, 2002).

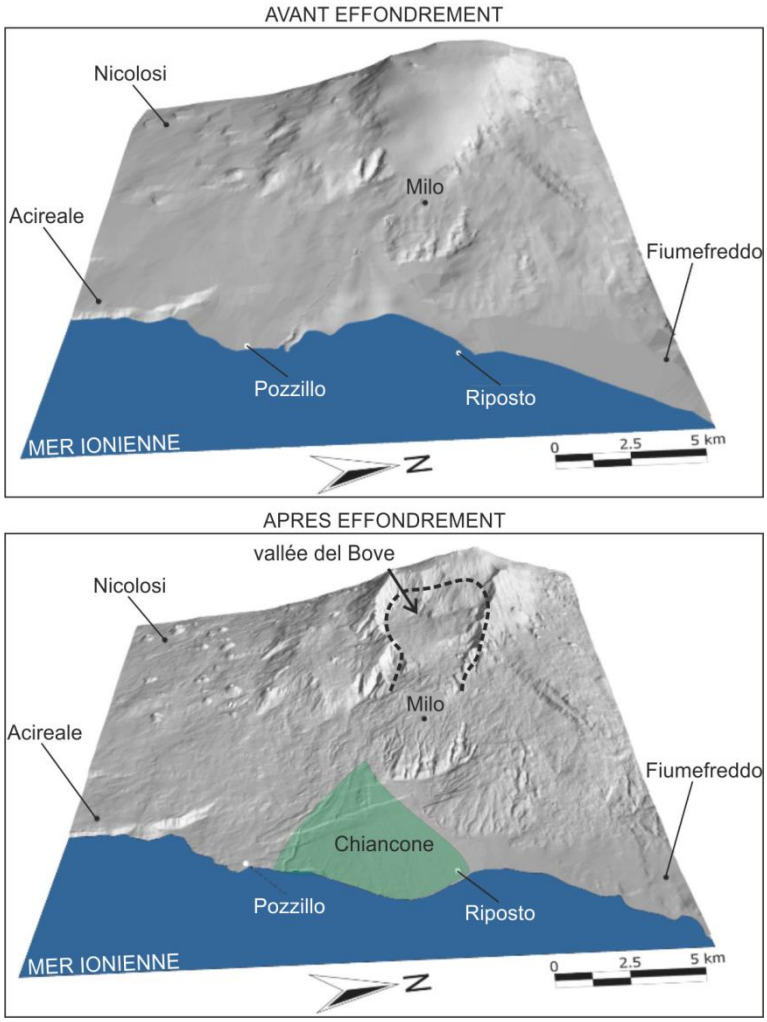


Figure II.2 - Représentation topographique du flanc est de l'Etna avant et après la formation de la Valle del Bove (Calvari et al., 2004).

1.2. Les dépôts d'écoulements gravitaires

Les dépôts liés à des écoulements gravitaires se distinguent en deux grandes familles : les dépôts massifs correspondant aux « grain flows » et « debris flows » et les dépôts granodécroissants généralement sableux à argileux correspondant aux turbidites.

Les dépôts de « debris flows » et de « grain flows » sont massifs et ne présentent pas de granoclassement. Leur base est fortement érosive et le sommet du dépôt est net. Ils sont liés à des écoulements laminaires de densité hyperconcentrés non-cohésifs pour les « grain flows » et cohésifs pour les « debris flows » (Figure II.3).

Le première modèle de faciès pour les turbidites a été proposé par Bouma (1962). Il définit un faciès granodécroissant composé de cinq divisions (termes T_a à T_e ; Figure II.4) : le premier terme T_a correspond généralement à un dépôt sableux massif, le deuxième terme T_b est caractérisée par des laminations planes de haute énergie, le troisième terme T_c par des rides de courant, le quatrième terme T_d présente des laminations planes de basse énergie et le dernier terme T_e est composé de vases fines généralement homogènes mais pouvant contenir quelques laminations.

Cependant, ces divisions n'étant pas satisfaisantes pour les dépôts de turbidites à granularité fine, Stow et Shanmugam (1980) proposent un nouveau modèle de faciès comprenant neuf divisions (T_0 à T_9 ; Figure II.4) : le terme T_0 correspond au terme T_c de Bouma, T_1 est caractérisé par des convolutes et des laminations, T_2 par des petites rides et des laminations irrégulières, T_3 par des laminations régulières, T_4 par des laminations indistinctes, T_5 par des ondulations et laminations indistinctes, T_6 est composé de vase et correspondrait au dépôt du terme T_e de Bouma, T_7 est composée de vase homogène pouvant contenir des pseudonodules, T_8 et T_9 sont composés par des vases bioturbées.

De la même façon, Lowe (1982) propose un modèle de faciès pour les turbidite avec une granularité grossière et composé de six divisions (R_1 à R_3 et S_1 à S_3 ; Figure II.4). Les trois premières divisions R_1, R_2 et R_3 sont granodécroissantes et composées de graviers. Les deux suivantes S_1 et S_2 sont aussi granodécroissantes mais composées de graviers et sables. La dernière est caractérisée par des sédiments plus fins et correspondrait au terme T_a de Bouma.

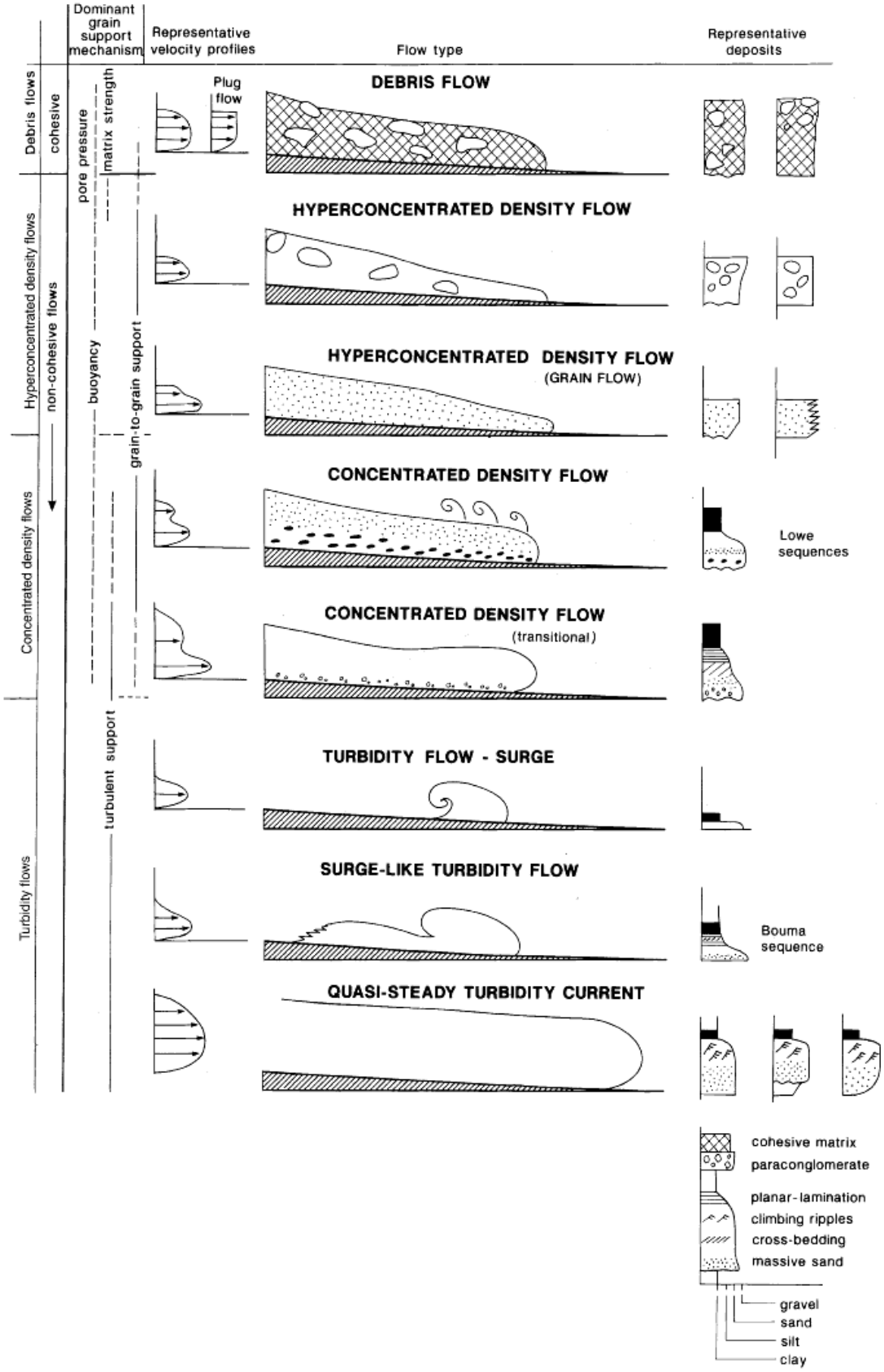


Figure II.3 - Classification des écoulements gravitaires selon le mécanisme de transport des grains, les vitesses d'écoulement, formes idéales des écoulements et logs sédimentaires des dépôts (Mulder et Alexander, 2001).

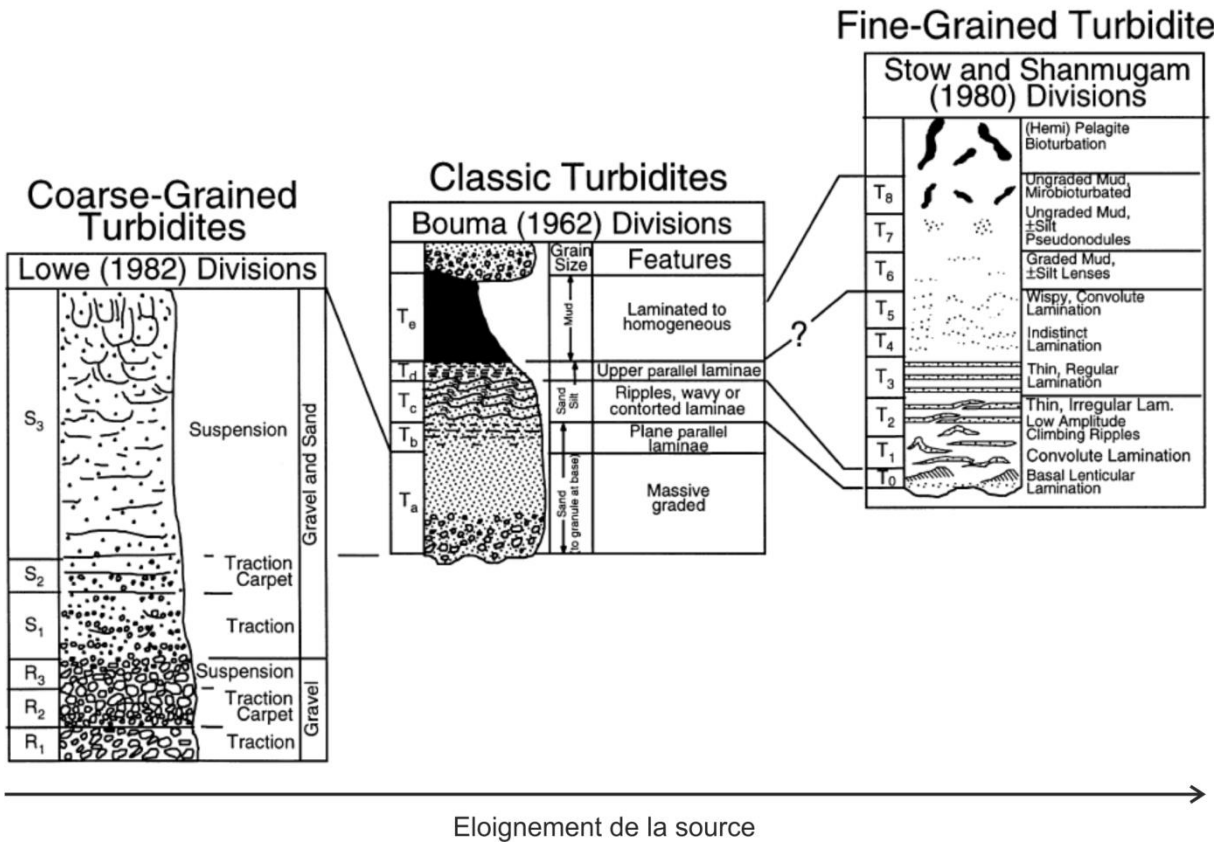


Figure II.4 - Modèles de faciès pour les turbidites (d'après Bouma et al., 1962 ; Lowe, 1982 ; Stow et Shanmugam, 1980).

Dans chacun de ces modèles, les dépôts liés au passage d'un écoulement turbiditique sont caractérisés par une base érosive plus ou moins marquée suivie par un dépôt sédimentaire granodécroissant. Ces types de dépôts correspondent au déplacement de matériel sédimentaire non-cohésif dans un fluide. Les séquences de Lowe (1982) sont liées à des écoulements de densité concentrés et les séquences de Bouma (1962) et de Stow et Shanmugam (1980) à des écoulements turbulents. La classification établie par Mulder et Alexander (2001) propose une synthèse du lien entre l'état terminal du dépôt sédimentaire et le processus de l'écoulement gravitaire (Figure II.3).

Ces écoulements peuvent être initiés par de nombreux facteurs : des chutes de bloc, avalanches, glissements, reptations en domaine continental et liquéfaction et glissement en domaine marin proximal, des éruptions volcaniques, des crues ou ruptures de barrage, des tempêtes, des tsunamis mais aussi par la fonte des calottes glaciaires (Figure II.5 ; Stow et al., 1996 ; Stow et Johansson, 2000 ; Stow et Mayall, 2000). Les écoulements peuvent évoluer au cours de leur parcours, du glissement jusqu'à l'écoulement turbulent en passant par toutes les phases de « debris flow » ou de « grain flow », etc (Figure II.5 ; Stow et al., 1996 ; Stow et Johansson, 2000 ; Stow et Mayall, 2000).

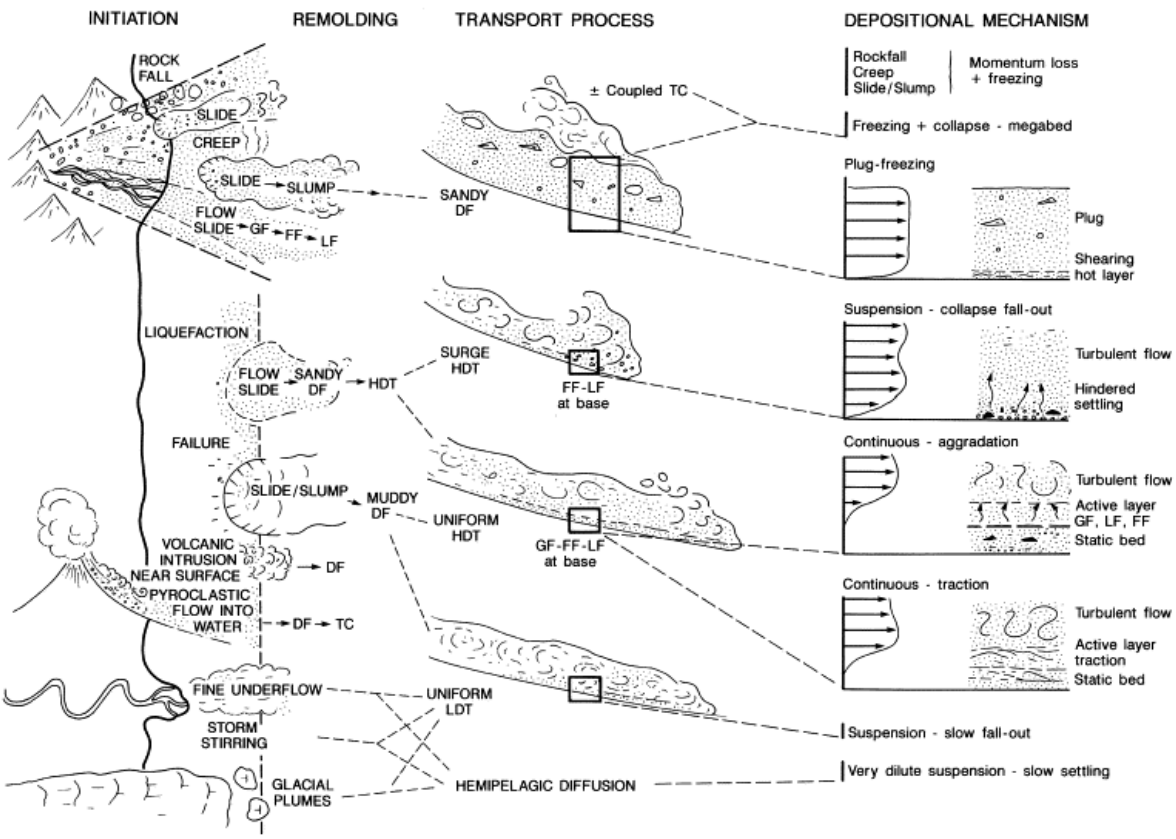


Figure II.5 - Initiation, processus de transport et mécanisme de dépôt des séquences sédimentaires (Stow et al., 1996 ; Stow et Johansson, 2000 ; Stow et Mayall, 2000). GF : "grain flow", FF : flot fluidifié, LF : flot liquéfié, DF : "debris flow" ; TC : courant de turbidité ; HDT : courant de turbidité de haute densité; LDT: courant de turbidité de faible densité.

1.3. Les homogénites

D'après Mulder et al. (2009), le terme d'homogénite utilisé par Kastens et Cita (1981) et Cita et al. (1984) pour les dépôts transparents en sismique de la Méditerranée (Figure II.6) correspond à la définition de la mégaturbidite définie par Bouma (1987). Pour être utilisé, le dépôt doit respecter les caractéristiques suivantes (Bouma, 1987) :

- Il doit avoir une épaisseur qui est au moins aussi grande, voire plus, que les autres dépôts de la même série sédimentaire.
- Il doit avoir une grande extension géographique.
- Il ne doit pas montrer de géométries typiques des systèmes turbiditiques (lobes, chenaux, etc.).
- Il doit contenir des indices qui suggèrent que le dépôt est lié à un seul évènement.
- Il doit pouvoir être utilisé comme marqueur stratigraphique à l'échelle d'un bassin.

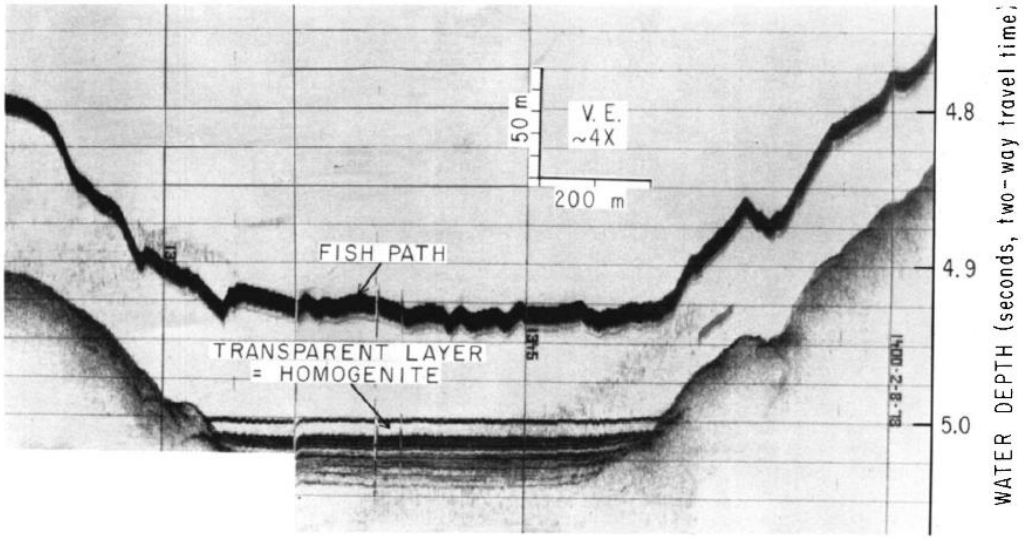


Figure II.6 - Profil sismique à 4kHz montrant le dépôt d'une unité transparente « homogénite » en Méditerranée centrale (Kastens et Cita, 1981).

Les dépôts d'homogénites sont généralement reliés à des évènements de grande ampleur comme les séismes, les éruptions volcaniques ou les tsunamis. Cita et al. (1996) et Reeder et al. (1998) puis Cita et Aloisi (2000) décrivent deux types de dépôt d'homogénites pour la Méditerranée centrale :

- Type A : de taille pluri-décimétrique à pluri-métrique, il est composé d'une partie inférieure sablo-silteuse avec un contact net à la base du dépôt et d'une partie supérieure grano-décroissante jusqu'aux argiles sans structures sédimentaires. Ce type d'homogénite est appelé turbidite pélagique et correspond aux dépôts des bassins intra-pente de l'arc Calabrais.
- Type B : de taille centimétrique jusqu'à une vingtaine de mètres, il présente les mêmes caractéristiques que le type A à l'exception de la partie inférieure sableuse du dépôt qui est plus développée avec un contact érosif à la base. Ce type d'homogénite correspond à un dépôt de mégaturbidite terrigène enregistré dans le bassin profond.

D'après le modèle de dépôt établi par Mulder et al. (2009) à partir du dépôt d'une homogénite datant du Turonien (la mégaturbidite des Pyrénées), le dépôt d'une homogénite est lié à un effet de seiche dans le bassin. Un grand volume d'eau est déplacé et induit une oscillation des masses d'eau dans le bassin. La sédimentation se fait en deux étapes (Figure II.7). La première correspond au dépôt de l'unité inférieure de l'homogénite (Figure II.7), il correspond à un dépôt de turbidite initié par un glissement de grande ampleur. Dans un la seconde étape, la sédimentation de l'unité supérieure (Figure II.7) se fait pendant la mise en

oscillation des masses d'eau du bassin, entrainant le dépôt d'une unité relativement homogène.

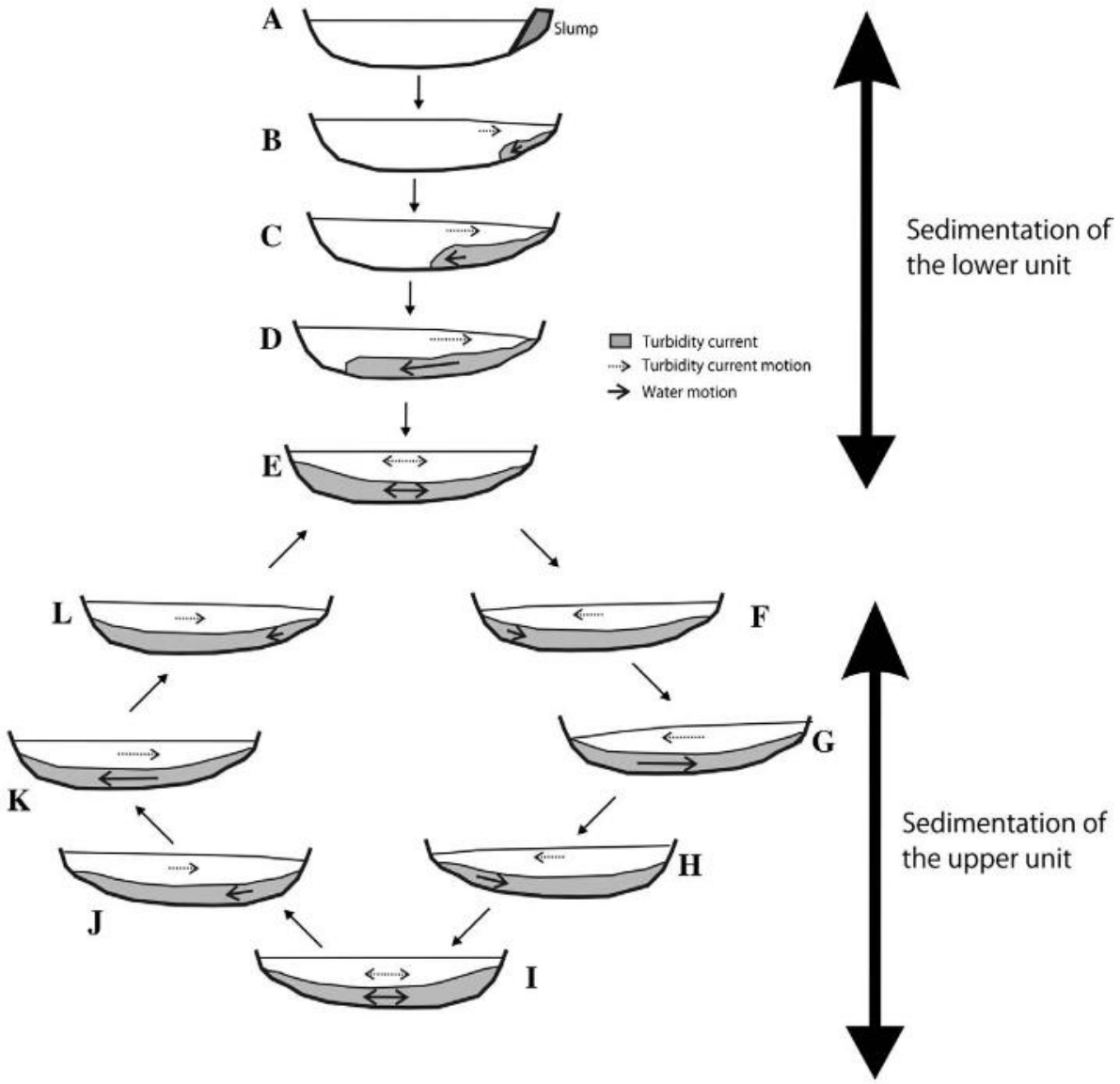


Figure II.7 - Dépôt d'une mégaturbidite (ou homogénite) avec influence d'un effet de seiche (Mulder et al., 2009).

1.4. La paléo-sismologie

Les travaux de Heezen et Ewing (1952) sur le séisme de 1929 aux Grands Bancs de Terre-Neuve ont démontré que les séismes pouvaient générer des courants de turbidité. Plus récemment, de nombreux travaux sur des zones sismiques comme les prismes d'accrétion (e.g. Goldfinger et al., 2012, 2003 ; Gutiérrez-Pastor et al., 2013 ; Huh et al., 2004 ; Pouderoux et al., 2014, 2012 ; Völker et al., 2011) ont permis de développer une approche de la paléoseismicité enregistrée dans les archives marines. Cette approche a largement été

utilisée en Méditerranée (Anastasakis and Piper, 1991 ; Kastens, 1984 ; Polonia et al., 2016, 2015, 2013a, 2013b). Cependant, il n'est pas toujours facile de relier directement un dépôt turbiditique à un séisme. Plusieurs indicateurs sont nécessaires (Goldfinger, 2011) :

- Les dépôts de turbidites et megaturbidites doivent présenter une grande extension géographique.
- La composition sédimentologique est généralement plus variée puisqu'elle peut provenir de plusieurs sources différentes.
- Il est surtout nécessaire d'avoir une bonne contrainte temporelle des dépôts pour faire des corrélations avec d'autres dépôts où avec des évènements sismiques connus.

La Méditerranée centrale est un bon endroit pour faire de la paleosismologie car c'est un bassin confiné entouré de surfaces continentales réduites avec des systèmes fluviatiles peu développés, un climat plutôt sec et une sédimentation hémipélagique réduite. De plus, la présence de téphras et de sapropèles permet d'avoir une bonne contrainte temporelle des dépôts de turbidites (Kastens, 1984).

2. Les dépôts volcaniques

On distingue deux types de dépôts volcaniques dans les enregistrements marins. Le premier est lié aux retombées de matériels volcaniques lors d'une éruption (tephra) et le second est lié à un transport du matériel volcanique par des écoulements turbiditiques gravitaires (turbidite volcanoclastique par exemple).

2.1. Les retombées

Lors d'une éruption volcanique, le matériel volcanique est éjecté dans l'atmosphère puis les particules les plus fines sont transportées par les vents (Carey et Sparks, 1986). Lors de leur retombée, leur chute va très fortement ralentir à la surface de l'océan en raison de la différence de densité entre l'air et l'eau. Les particules se concentrent alors dans la couche d'eau supérieure. Puis, par surconcentration et donc augmentation de densité, la suspension génère une convection et un transport gravitaire vertical des particules jusqu'au fond (Figure II.8; Carey, 1997). Le transport gravitaire vertical, s'il atteint une zone de pente, peut se transformer en courant de turbidité.

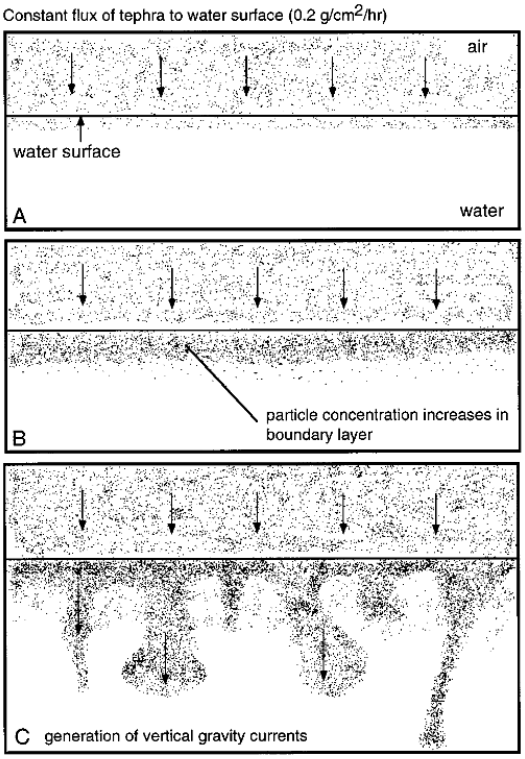


Figure II.8 - Evolution du processus de décantation des particules volcaniques à l'interface air-eau. (A) Retombées à la surface de l'eau. (B) Augmentation de la concentration des particules dans la couche d'eau de surface. (C) Convection par surconcentration et génération d'un courant gravitaire vertical (Carey, 1997).

2.2. Les turbidites volcanoclastiques

Il existe deux types de turbidites volcanoclastiques, les turbidites primaires et secondaires (Schneider et al., 2001). Les turbidites volcanoclastiques primaires présentent une forte homogénéité géochimique des verres volcaniques, elles sont dites monomagmatiques. Les dépôts ont une faible variété minéralogique et un bon état de conservation, suggérant ainsi l'absence de mélange après l'éruption avec du matériel provenant d'autres sources (Figure II.9). Les particules volcaniques sont éjectées de l'édifice volcanique par le biais de coulées pyroclastiques, ces coulées vont atteindre la côte et entrer en mer en provoquant une explosion phréatique en raison de la différence de température entre le matériel volcanique (très chaud) et l'eau (froide). L'écoulement se transforme alors en écoulement gravitaire sous-marin.

Les turbidites volcanoclastiques secondaires présentent une forte variabilité géochimique des verres volcaniques. Ceci suggère un mélange de particules provenant de différentes éruptions préalablement à la remobilisation gravitaire. Ce type de turbidite peut être monomagmatique, c'est-à-dire qu'il provient de plusieurs éruptions du même système volcanique (Figure II.9), ou multimagmatique, les particules proviennent de plusieurs éruptions de systèmes volcaniques différents (Figure II.9). Les dépôts ont donc une forte variabilité minéralogique et un mauvais état de conservation (formes arrondies, altération). L'écoulement pyroclastique entraine un premier dépôt des particules volcaniques sur les

marges continentales. Les matériaux sont ensuite remobilisés par déstabilisation (surcharge, séisme, crue) et transportés vers le bassin profond sous la forme d'écoulements gravitaires sous-marins.

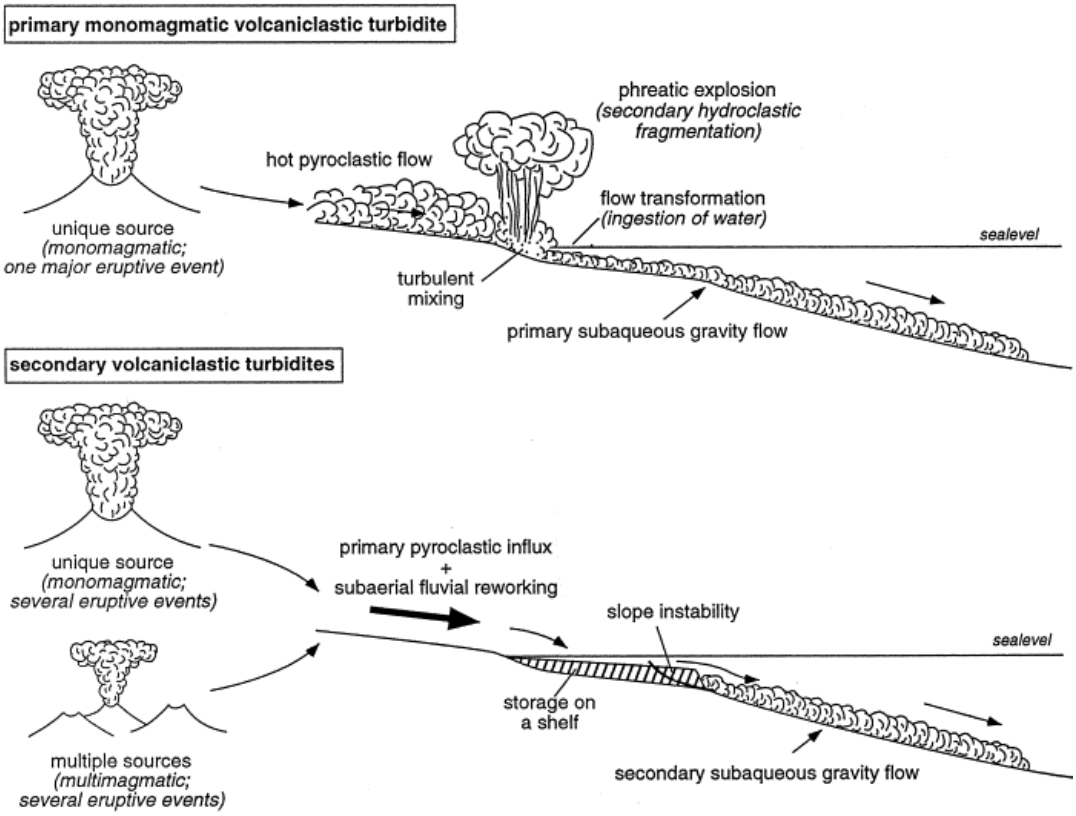


Figure II.9 - Modèle de dépôt des turbidites volcanoclastiques primaires et secondaire (Schneider et al., 2001).

En Méditerranée, les dépôts volcaniques sont utilisés comme horizons marqueurs pour dater les sédiments. Cependant, seuls les dépôts de tephra et de turbidites monomagmatiques primaires peuvent être utilisés car ils sont considérés comme contemporains de l'éruption volcanique (Schneider et al., 2001).

La composition géochimique des verres volcanique est généralement caractéristique d'un système volcanique. Les travaux d'Insinga et al. (2014) ont permis l'établissement d'une synthèse des évènements volcaniques enregistrés dans le bassin ionien au cours des derniers 200 000 ans (Figure II.10; Insinga et al., 2014). Les principaux marqueurs retrouvés dans tout le bassin sont les dépôts provenant des Champs Phlégréens Y5 et X6 datés respectivement par géochronologie $^{40}Ar/^{39}Ar$ à 39,28 ± 0,11 ka (De Vivo et al., 2001) et 108,9 ± 1,8 ka (Iorio et al., 2014) et le dépôt de l'Etna Y1 daté par $\delta^{18}O$ à 16,7 ka BP (Albert et al., 2013 ; Insinga et al., 2014 ; Keller et al., 1978). Le Tableau II.1 présente une synthèse des différents tephra observés en mer Ionienne.

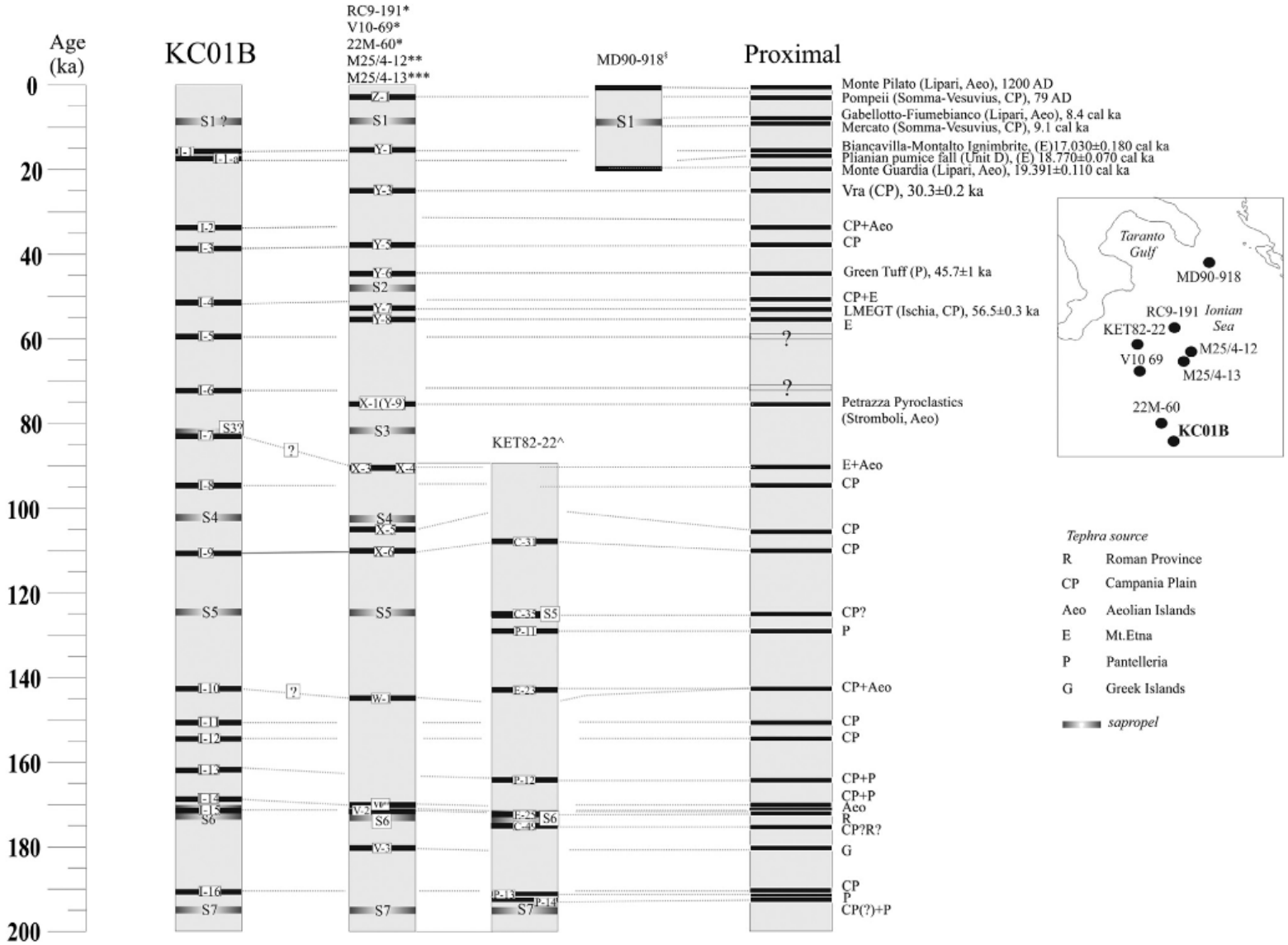


Figure II.10 - Reconstruction du cadre tephrochronologique de la mer Ioniene au cours des derniers 200 000 ans (Insinga et al., 2014).

Tableau II.1 - Synthèse des différents tephra observés en mer Ionienne sur les derniers 200 000 ans

MIS	Nom du tephra	Age estimé	Géochimie	Origine	Références
1	**MP**	1200 AD	Rhyolite	Monte Pilato (Lipari)	Caron et al., 2012
	Z1	79 AD	Leucitite / téphrite	Pompéi (Vésuve)	Keller et al., 1978 ; Negri et al., 1999
	GF	8 600 – 11 400 BP	Rhyolite	Gabellotto-Fiumebanco (Lipari)	Bigazzi and Bonadonna, 1973 ; Gioncada et al., 2003
	M	9 100 BP	Phonolite	Mercato (Vésuve)	Caron et al., 2012
2	**Y1**	16 763 BP	Trachydacite - trachyandésite	Biancavilla-Montalto ignimbrite (Etna)	Insinga et al., 2014
	Pré Y1	18 140 BP	Trachydacite - trachyandésite	Etna	Insinga et al., 2014
	MG	19 391 BP	Trachyte – Rhyolite	Monte Guardia (Lipari)	Caron et al., 2012
	Codola	25 100 BP	Tephri-phonolite – Trachyte	Vésuve	Wulf et al., 2004
	Y3	28 680 – 29 420 BP	Trachyte	Champs Phlégréens	Albert et al., 2014
3	**Y5**	39 280 BP	Trachy-phonolite	Champs Phlégréens	De Vivo et al., 2001
	Y6	45 000 BP	Peralcaline	Green Tuff (Pantelleria)	Keller et al., 1978
	Y7	55 000 BP	Trachyte	Ischia	Insinga et al., 2014
4	**X1 (Y9)**	70 000 BP	Andésite	Petrazza (Stromboli)	Keller et al., 1978
5	**X3 / X4**	90 000 BP	Andésite – basalte alcalin	Etna + Province éolienne	Keller et al., 1978
	X5	105 000 – 106 200 BP	Trachyte	Champs Phlégréens	Allen et al., 1999 ; Giaccio et al., 2012 ; Kraml, 1998
	X6	108 900 BP	Trachyte	Champs Phlégréens	Iorio et al., 2014
	C35 / C36	121 500 – 124 000 BP	Trachyte	Champs Phlégréens	Paterne et al., 2008
6	**P11**	130 600 BP	Dacite - Rhyolite	Pantelleria	Paterne et al., 2008
	W1	140 000 BP	Tephrite	Province éolienne	Keller et al., 1978
	E23	143 400 BP	Basalte - Andésite	Champs Phlégréens	Paterne et al., 2008
	P12	163 600 BP	Rhyolite	Pantelleria	Paterne et al., 2008
	V0	167 200 BP	Trachyte – Trach-phonolite	Province éolienne	Insinga et al., 2014 ; Negri et al., 1999
	E25	171 900 BP	Dacite	Province romaine	Paterne et al., 2008
	C49 / V2	175 800 BP	Tephri-phonolite – Phonolite	Champs Phlégréens	Paterne et al., 2008
	V3	180 000 BP	Dacite	Iles grecques	Keller et al., 1978 ; Murat, 1984 ; Vinci, 1985
7	**P13**	192 500 BP	Rhyolite	Pantelleria	Paterne et al., 2008
	P14	192 500 BP	Dacite	Pantelleria + Champs Phlégréens (?)	Paterne et al., 2008

3. Les sapropèles

Les sédiments de la mer Méditerranée sont ponctués par des niveaux sédimentaires sombres riches en matière organique. Ils ont été découverts lors de l'expédition *Swedish Deep Sea Expedition* de 1947-1948 dans des carottes marines prélevées dans le bassin oriental. Ces dépôts, appelés sapropèles, peuvent contenir jusqu'à 30% de matière organique (Emeis et al., 1996). Ils peuvent contenir des débris végétaux près des côtes, des foraminifères planctoniques, des ptéropodes mais sont dépourvus de foraminifères benthiques (Casford et al., 2003 ; Jorissen, 1999). L'absence de faune benthique et la préservation de la matière organique témoignent d'une anoxie des eaux de fonds. Ces évènements anoxiques se produisent à la fois en période glaciaire et interglaciaire.

Les travaux de Rossignol-Strick (1985) ont montré que les moussons africaines étaient renforcées en période de forte insolation sur l'hémisphère Nord. Il établit alors un index de mousson avec une périodicité similaire à la précession, soit 23 000 ans. Si le lien entre la formation des sapropèles et les changements d'insolation est relativement bien établi, il existe deux hypothèses majeures en concurrence pour expliquer le processus de formation des sapropèles :

(1) La première atteste d'une augmentation de la productivité biologique de surface entrainant une augmentation de l'export de matière organique vers le fond (Boyle et Lea, 1989 ; Calvert, 1983 ; Calvert et al., 1992 ; De Lange et Ten Haven, 1983 ; Pedersen et Calvert, 1990 ; Van Os et al., 1994).

(2) La seconde d'une réduction de la ventilation entrainant une anoxie sur le fond (Cita et Grignani, 1982 ; Cita et al., 1977 ; Olausson, 1961 ; Ryan, 1972 ; Thunell et al., 1977 ; Vergnaud-Grazzini, 1985 ; Vergnaud-Grazzini et al., 1977).

Cependant ces scénarios peuvent s'interconnecter. Une augmentation de la productivité de surface peut entrainer une consommation accrue de l'oxygène en surface et donc une anoxie sur le fond. Des apports en eau douce dans le bassin peuvent entrainer une augmentation de la productivité biologique (Casford et al., 2003).

Pour entrainer une stagnation des masses d'eau, il est nécessaire d'avoir une diminution de la densité des eaux de surface dans les zones de plongement des eaux afin d'arrêter la formation des eaux profondes (Figure II.11). Cette diminution de densité peut être liée à une forte arrivée d'eau douce en surface, une diminution de la salinité des eaux de surface associés à une diminution de l'évaporation (Rohling, 1994). Cependant, la formation d'eaux

intermédiaires ne semble pas interrompue en raison de la position des sédiments anoxiques limitée aux profondeurs inférieures à 500 m. Ce qui signifie qu'un plongement des eaux est toujours actif mais il ne permet de former que des masses d'eaux intermédiaires en raison de la plus faible densité des eaux (EMdIW ; Figure II.11). Ceci entraine donc un isolement des masses d'eaux profondes qui vont alors devenir de plus en plus anoxiques (ODW ; Figure II.11 ; Rohling, 1994).

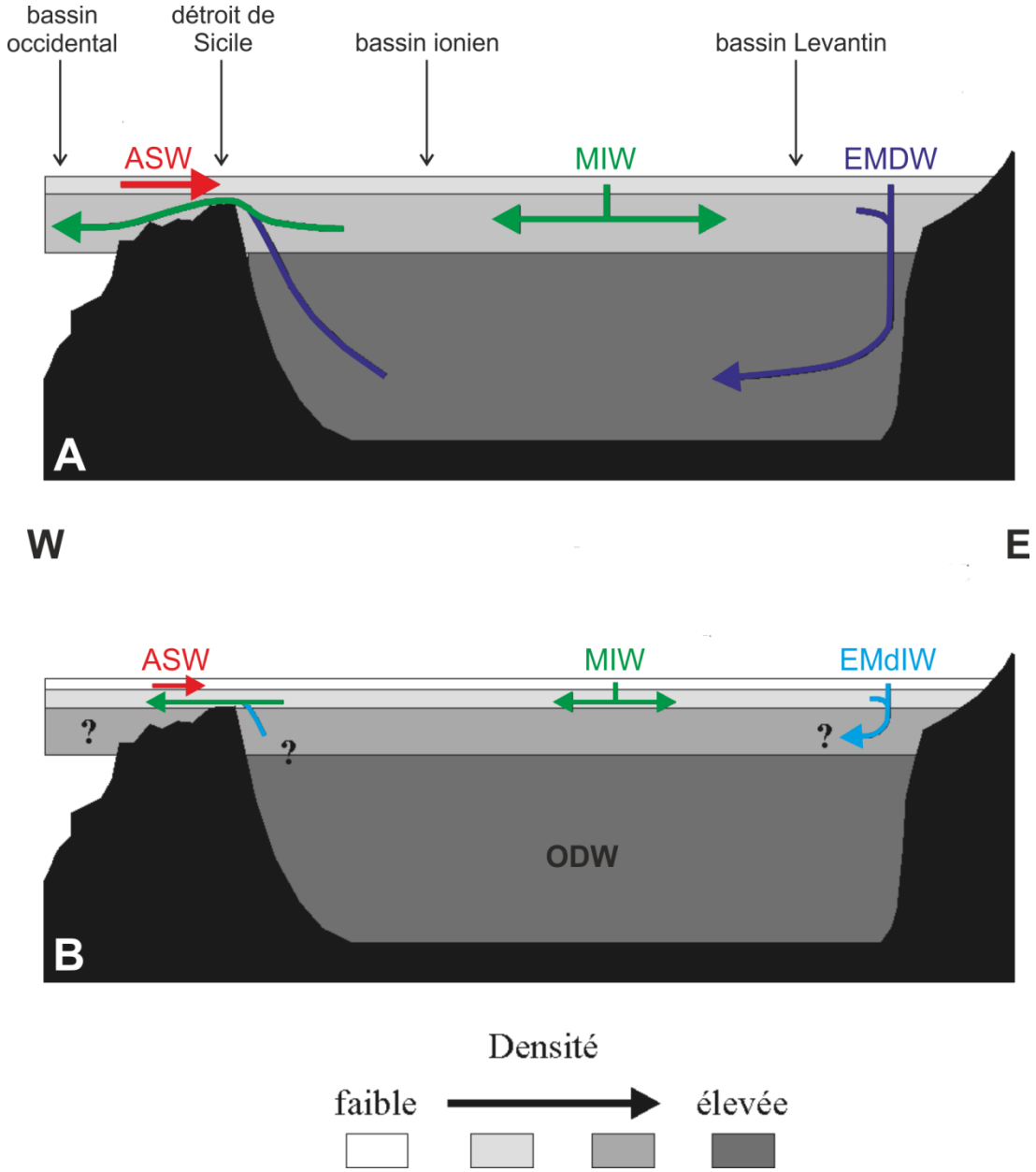


Figure II.11 - Schéma de la circulation verticale en Méditerranée orientale à l'Actuel (A) et lors de la formation d'un sapropèle (B). Modifié d'après Rohling (1994). ASW : Atlantic Surface Water ; MIW : Mediterranean Intermediate Water ; EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water ; EMdIW : Eastern Mediterranean deep Intermediate Water ;ODW: Old Deep Water.

Au cours du Quaternaire, la circulation des masses d'eau a été modifiée de façon répétée. De ce fait, une douzaine de dépôts de sapropèles ont été identifiés en Méditerranée au cours des derniers 430 000 ans. Ces dépôts sont facilement reconnaissables dans les carottes marines grâce à leur couleur sombre (brune à noire) liée à leur forte concentration en matière organique (entre 2 et 8 %). Le Tableau II.2 présente une synthèse des sapropèles observés en Méditerranée orientale d'après les données ODP des puits 968, 967 (bassin Levantin) et 964 (mer Ionienne).

Tableau II.2 - Synthèse des âges de la base des sapropèles observés en méditerranée orientale sur les derniers 200 000 ans (Konijnendijk et al., 2014 ; Lourens, 2004).

MIS	Sapropèles	Age (ka) ODP 967	Age (ka) ODP 964	Age (ka) ODP 968
1	**S1**	8	8,5	8,3
5	**S3**	81	81	80,6
	S4	102	101	101,8
	S5	124	124	125,5
6	**S6**	172	172	172
7	**S7**	195	195	195,2
	S8	217	216	216,8
	S9	240	239	239,7
8	**S ?**	288	288	287,5
9	**S10**	331	331	332,3
11	**S11**	407	407	418,9

4. Les déformations post-dépôt

Il existe toute une série de déformations *in-situ* du sédiment pouvant être induite par un évènement sismique. Le type de déformation est dépendant de la magnitude du séisme et de la distance au foyer. Rodriguez-Pascua et al. (2000) proposent une classification de ces déformations d'après des données de sédiments lacustres. Les dépôts peuvent être séparés en deux principaux groupes : ceux non-associés à de la liquéfaction et ceux associés à de la liquéfaction. La liquéfaction correspond à la perte de résistance d'un matériaux non-cohésif, la pression interstitielle est alors supérieure à la charge lithostatique (Chapron, 1999) et de l'eau va pouvoir circuler dans le sédiment.

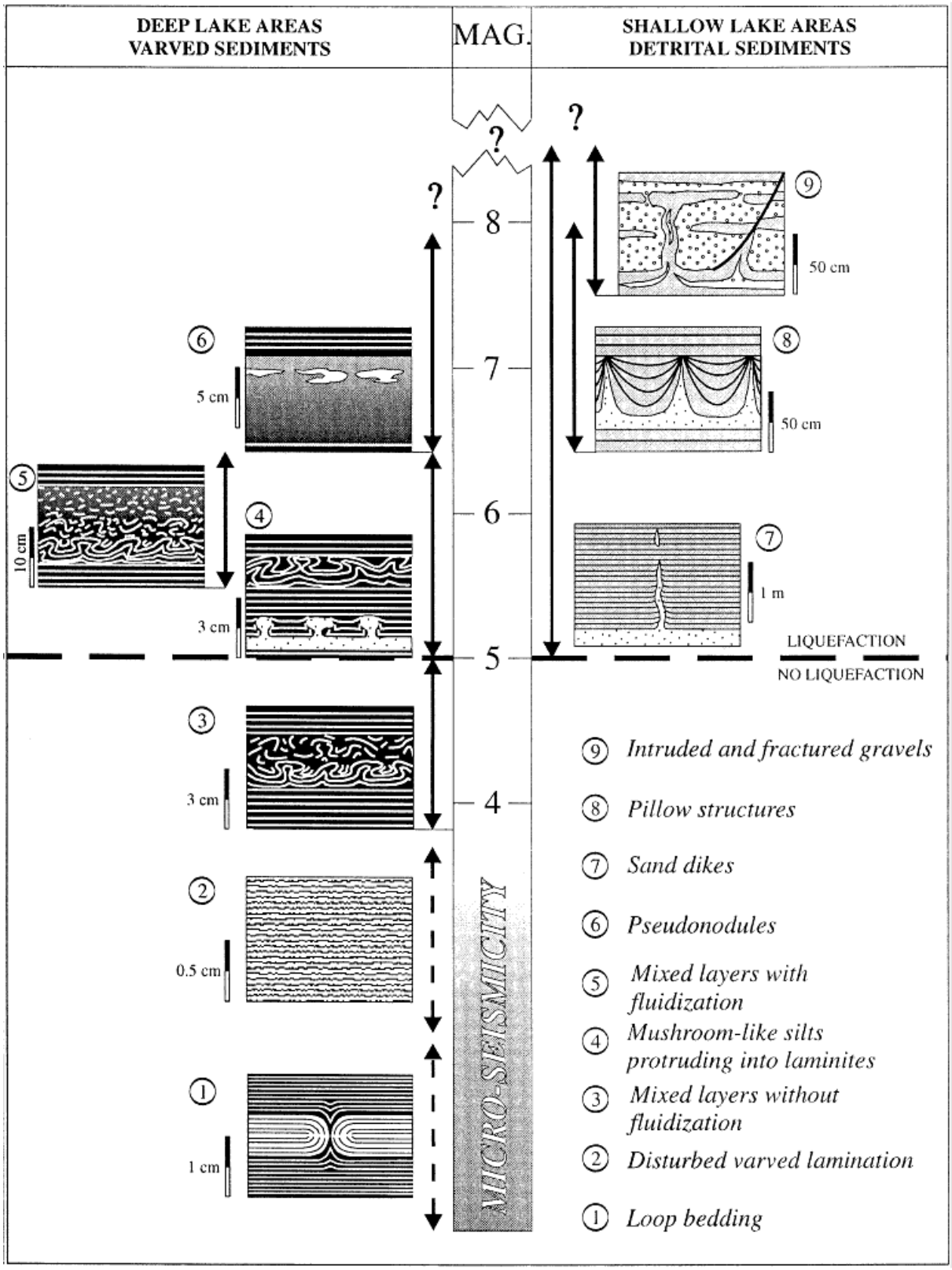
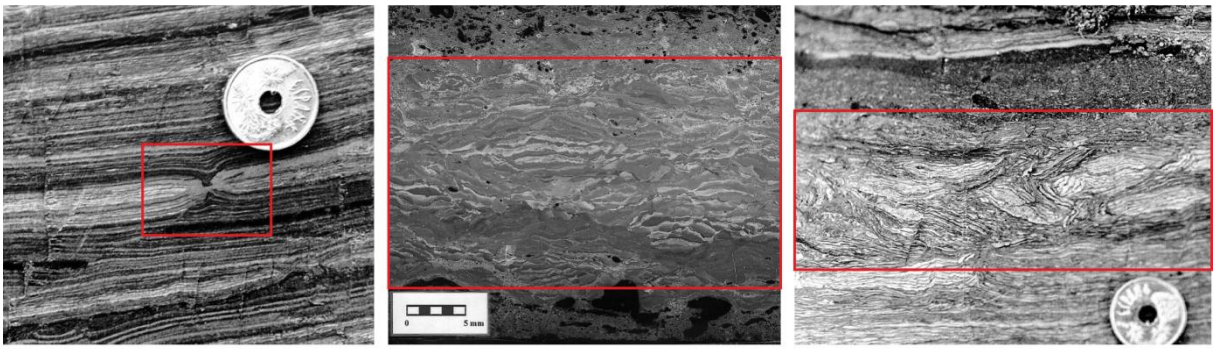


Figure II.12 - Synthèse des déformations in situ générées en fonction de la magnitude d'un séisme (Rodríguez-Pascua et al., 2000).

4.1. Les déformations non associées à la liquéfaction

D'après Rodriguez-Pascua et al. (2000), il n'y a pas de liquéfaction lorsque la magnitude d'un séisme est inférieure à 5. La première structure observée est le boudinage (Figure II.12 (1) et Figure II.13). Elle correspond à un faisceau de lamines d'un sédiment plutôt ductile qui est étranglé en un point, à l'image d'un maillon de chaine. La deuxième structure observée est la perturbation de la lamination (Figure II.12 (2) et Figure II.13). Les laminations sont alors discontinues et irrégulières mais cependant sans perte de leur continuité latérale. La troisième structure correspond à des niveaux dit mélangés sans fluidification (Figure II.12 (3) et Figure II.13). Les laminations présentent alors des plissements.



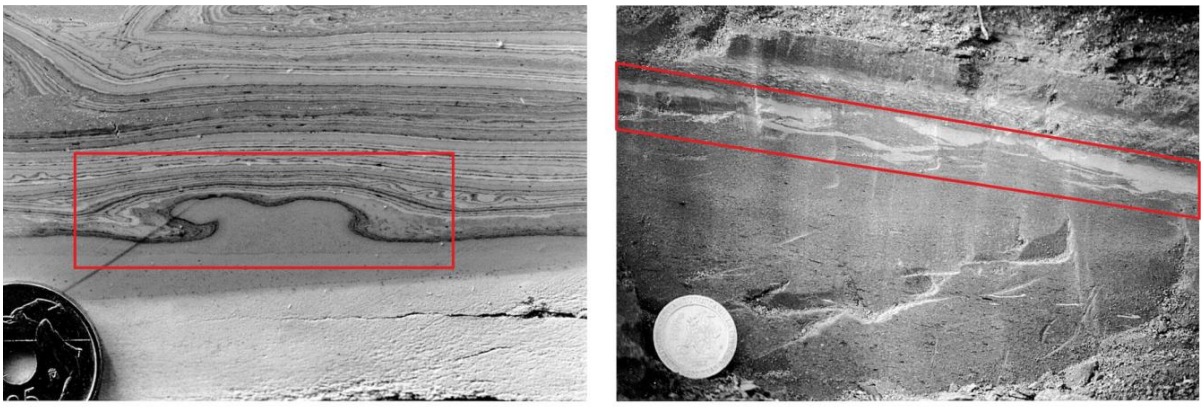
boudinage laminations perturbées laminations mélangées

Figure II.13 - Exemples à l'affleurement de déformations in-situ *non associées à la liquéfaction (Rodríguez-Pascua et al., 2000).*

4.2. Les déformations associées à la liquéfaction

Les déformations associées à la liquéfaction se mettent en place lorsque la magnitude d'un séisme est supérieure à 5 (Rodríguez-Pascua et al., 2000). La première structure observée est une structure en forme de champignon (Figure II.12 (4) et Figure II.14). Elle est caractérisée par une déformation des laminations en forme de diapir liée à l'intrusion de sédiment silteux. La deuxième structure observée est une structure correspondant à des niveaux dit mélangés (Figure II.12 (5) et Figure II.13), la différence avec les structures mélangées non associées à la liquéfaction est l'épaisseur des niveaux affectés qui est plus importante (plus d'une dizaine de centimètres). La troisième structure observée correspond à la formation de pseudo-nodules (Figure II.12 (6) et Figure II.14). Ils sont caractérisés par la présence de masses isolées pouvant prendre des forme variées (allongées, rondes, etc.). La quatrième structure observée correspond à des filons sableux (Figure II.12 (7)). Ces filons sableux s'introduisent dans le sédiment sus-jacent le long de fractures. La cinquième structure observée correspond à une structure dite en coussin (Figure II.12 (8)). Elle est caractérisée par

une suite de corps déformés et concaves, généralement composée de silts et de sables. La sixième et dernière structure est une inclusion de sable dans un sédiment grossier (de type graviers ; Figure II.12 (7)). Lorsque les sédiments sont grossiers ou plus indurés, on peut voir apparaître des micro-fracturations du sédiment (Figure II.15). Les failles peuvent être normales ou inverses en fonction de la contrainte extensive ou compressive.



déformation en forme de champignon pseudo-nodules

Figure II.14 - Exemples à l'affleurement de déformations in-situ associées à la liquéfaction (Rodríguez-Pascua et al., 2000).

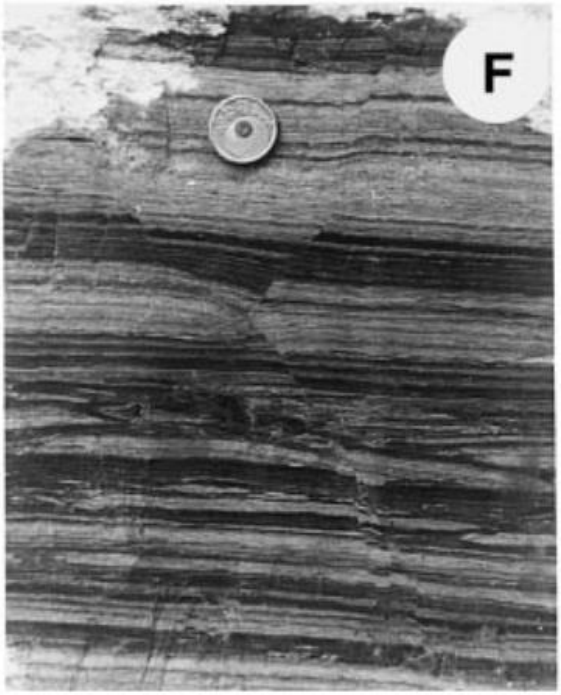


Figure II.15 - Exemple à l'affleurement de micro-failles (Calvo et al., 1998).

Au vu de la multiplicité des processus de dépôts et des types de dépôts pouvant être enregistrés en Méditerranée centrale, il semble nécessaire d'appréhender le système en prenant en compte toutes les sources possibles de particules ainsi que les facteurs pouvant influencer leur dépôt. Pour ce faire, il a été nécessaire de réaliser, à partir de nombreux proxy, une étude fine des carottes sédimentaires ainsi qu'une stratigraphie robuste.

Références

Albert, P.G., Hardiman, M., Keller, J., Tomlinson, E.L., Smith, V.C., Bourne, A.J., Wulf, S., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Müller, U.C., Pross, J., Ottolini, L., Matthews, I.P., Blockley, S.P.E., Menzies, M.A., 2014. Revisiting the Y-3 tephrostratigraphic marker: a new diagnostic glass geochemistry, age estimate, and details on its climatostratigraphical context.

Albert, P.G., Tomlinson, E.L., Lane, C.S., Wulf, S., Smith, V.C., Coltelli, M., Keller, J., Lo Castro, D., Manning, C.J., Müller, W., Menzies, M.A., 2013. Late glacial explosive activity on Mount Etna: Implications for proximal–distal tephra correlations and the synchronisation of Mediterranean archives. J. Volcanol. Geotherm. Res. 265, 9–26. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.07.010

Allen, J.R., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. Nature 400, 740–743.

Anastasakis, G.C., Piper, D.J.W., 1991. The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakinthos and Strofadhes basins, Greece. Sedimentology 38, 717–733. doi:10.1111/j.1365-3091.1991.tb01016.x

Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., 1973. Fission Track Dating of the Obsidian of Lipari Island (Italy). Nature 242, 322–323. doi:10.1038/242322a0

Bouma, A.H., 1987. Megaturbidite: an acceptable term? Geo-Mar. Lett. 7, 63–67.

Bouma, A.H., Kuenen, P.H., Shepard, F.P., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Amsterdam.

Boyle, E., Lea, D., 1989. Cd and Ba in planktonic foraminifera from the Eastern Mediterranean: evidence for river outflow and enriched nutrients during sapropel formation. Trans Am Geophys Union 70, 1134.

Calvari, S., Tanner, L.H., Groppelli, G., 1998. Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res. 87, 193–209.

Calvari, S., Tanner, L.H., Groppelli, G., Norini, G., 2004. Valle del Bove, eastern flank of Etna volcano: a comprehensive model for the opening of the depression and implications for future hazards. Geophys. Monogr. Ser. 143, 65–75.

Calvert, S., 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. Oceanol. Acta 6, 255–267.

Calvert, S., Nielsen, B., Fontugne, M., 1992. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels.

Calvo, J.P., Rodriguez-Pascua, M., Martin-Velazquez, S., Jimenez, S., Vicente, G.D., 1998. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. Sedimentology 45, 279–292.

Carey, S., 1997. Influence of convective sedimentation on the formation of widespread tephra fall layers in the deep sea. Geology 25, 839–842.

Carey, S., Sparks, R., 1986. Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. Bull. Volcanol. 48, 109–125.

Caron, B., Siani, G., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Paterne, M., Santacroce, R., Tema, E., Zanella, E., 2012. Late Pleistocene to Holocene tephrostratigraphic record from the Northern Ionian Sea. Mar. Geol. 311, 41–51.

Casford, J., Rohling, E., Abu-Zied, R., Fontanier, C., Jorissen, F., Leng, M., Schmiedl, G., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 103–119.

Chapron, E., 1999. Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant pays alpin (Lac du Bourget) durant le quaternaire récent.(Alpes françaises). Université de Lille 1.

Cita, M.., Aloisi, G., 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

Cita, M., Grignani, D., 1982. Nature and Origin of Late Neogene Mediterranean Sapropels, Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Fades SO Schlanger, MB Cita, 165–196.

Cita, M.B., Beghi, C., Camerlenghi, A., Kastens, K.A., McCoy, F.W., Nosetto, A., Parisi, E., Scolari, F., Tomadin, L., 1984. Turbidites and megaturbidites from the Herodotus abyssal plain (eastern Mediterranean) unrelated to seismic events. Seism. Sediment. 55, 79–101. doi:10.1016/0025-3227(84)90134-8

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. Sediment. Geol. 104, 155–173. doi:10.1016/0037-0738(95)00126-3

Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. Quat. Res. 8, 205–235. doi:10.1016/0033-5894(77)90046-1

De Lange, G.J., Ten Haven, H.L., 1983. Recent sapropel formation in the eastern Mediterranean. Nature 305, 797–798. doi:10.1038/305797a0

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P., Calvert, A., Bohrson, W., Spera, F., Belkin, H., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of

the Campanian volcanic Plain (Italy). Mineral. Petrol. 73, 47–65.

Del Negro, C., Napoli, R., 2002. Ground and marine magnetic surveys of the lower eastern flank of Etna volcano (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res. 114, 357–372.

Emeis, K., Robertson, A., Richter, C., 1996. 2. PALEOCEANOGRAPHY AND SAPROPEL INTRODUCTION1. Presented at the Proc. Ocean. Drill. Program, Initial. Rep., pp. 21–28.

Giaccio, B., Nomade, S., Wulf, S., Isaia, R., Sottili, G., Cavuoto, G., Galli, P., Messina, P., Sposato, A., Sulpizio, R., 2012. The late MIS 5 Mediterranean tephra markers: a reappraisal from peninsular Italy terrestrial records. Quat. Sci. Rev. 56, 31–45.

Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M., Pareschi, M.., 2003. Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari–Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. J. Volcanol. Geotherm. Res. 122, 191–220. doi:10.1016/S0377-0273(02)00502-4

Goldfinger, C., 2011. Submarine paleoseismology based on turbidite records. Annu. Rev. Mar. Sci. 3, 35–66.

Goldfinger, C., Hans Nelson, C., Johnson, J.E., 2003. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault systems. Ann. Geophys.

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Morey, A.E., Johnson, J.E., Patton, J.R., Karabanov, E., Gutierrez-Pastor, J., Eriksson, A.T., Gracia, E., Dunhill, G., 2012. Turbidite event history: Methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Gutiérrez-Pastor, J., Nelson, C.H., Goldfinger, C., Escutia, C., 2013. Sedimentology of seismo-turbidites off the Cascadia and northern California active tectonic continental margins, northwest Pacific Ocean. Mar. Geol. 336, 99–119.

Heezen, B.C., Ewing, M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. Am. J. Sci. 250, 849–873.

Huh, C., Su, C., Liang, W., Ling, C., 2004. Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. Geophys. Res. Lett. 31.

Insinga, D.D., Tamburrino, S., Lirer, F., Vezzoli, L., Barra, M., De Lange, G.J., Tiepolo, M., Vallefuoco, M., Mazzola, S., Sprovieri, M., 2014. Tephrochronology of the astronomically-tuned KC01B deep-sea core, Ionian Sea: insights into the explosive activity of the Central Mediterranean area during the last 200 ka. Quat. Sci. Rev. 85, 63–84. doi:10.1016/j.quascirev.2013.11.019

Iorio, M., Liddicoat, J., Budillon, F., Incoronato, A., Coe, R.S., Insinga, D.D., Cassata, W.S., Lubritto, C., Angelino, A., Tamburrino, S., 2014. Combined palaeomagnetic secular variation and petrophysical records to time-constrain geological and hazardous events: An example from the eastern Tyrrhenian Sea over the last 120 ka. Glob. Planet. Change 113, 91–109. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.11.005

Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface, in: Modern Foraminifera. Springer, pp. 161–179.

Kastens, K.A., 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. Mar. Geol. 55, 13–33. doi:10.1016/0025-3227(84)90130-0

Kastens, K.A., Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 845–857.

Keller, J., Ryan, W., Ninkovich, D., Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 591–604.

Konijnendijk, T., Ziegler, M., Lourens, L., 2014. Chronological constraints on Pleistocene sapropel depositions from high-resolution geochemical records of ODP Sites 967 and 968. Newsl. Stratigr. 47, 263–282.

Kraml, M., 1998. Laser-40 Ar, 39 Ar-Datierungen an distalen marinen Tephren des jung-quartären mediterranen Vulkanismus (Ionisches Meer, METEOR-Fahrt 25/4).

Lourens, L.J., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the δ18O, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. Paleoceanography 19.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sediment. Res. 52.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two∼ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.

Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. J. Sediment. Res. 66.

Mulder, T., Zaragosi, S., Razin, P., Grelaud, C., Lanfumey, V., Bavoil, F., 2009. A new conceptual model for the deposition process of homogenite: Application to a cretaceous megaturbidite of the western Pyrenees (Basque region, SW France). Sediment. Geol. 222, 263–273.

Murat, A., 1984. Séquences et paléoenvironnements marins quaternaires: Une marge active: L'arc hellénique oriental. Dr. Diss.

Negri, A., Capotondi, L., Keller, J., 1999. Calcareous nannofossils, planktonic foraminifera and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea. Mar. Geol. 157, 89–103. doi:10.1016/S0025-3227(98)00135-2

Olausson, E., 1961. Studies of deep-sea cores.

Paterne, M., Guichard, F., Duplessy, J.C., Siani, G., Sulpizio, R., Labeyrie, J., 2008. A 90,000–200,000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the Central Mediterranean Sea. J. Volcanol. Geotherm. Res. 177, 187–196. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.028

Pedersen, T., Calvert, S., 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary Rocks?(1). AAPG Bull. 74, 454–466.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). Geochem. Geophys. Geosystems.

Polonia, A., Romano, S., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Gasparotto, G., Gasperini, L., Panieri, G., Torelli, L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes? Mar. Geol. 361, 41–52. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.001

Polonia, A., Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

Pouderoux, H., Lamarche, G., Proust, J.-N., 2012. Building an 18 000-year-long paleo-earthquake record from detailed deep-sea turbidite characterisation in Poverty Bay, New Zealand. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 2077–2101.

Pouderoux, H., Proust, J.-N., Lamarche, G., 2014. Submarine paleoseismology of the northern Hikurangi subduction margin of New Zealand as deduced from Turbidite record since 16 ka. Quat. Sci. Rev. 84, 116–131.

Reeder, M., Rothwell, G., Stow, D.A., Kahler, G., Kenyon, N.H., 1998. Turbidite flux, architecture and chemostratigraphy of the Herodotus Basin, Levantine Sea, SE Mediterranean. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 129, 19–41.

Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. Sediment. Geol. 135, 117–135. doi:10.1016/S0037-0738(00)00067-1

Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. Mar. Geol. 122, 1–28.

Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 49, 237–263.

Ryan, W., 1972. Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. Mediterr. Sea 149.

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005

Schneider, J.-L., Le Ruyet, A., Chanier, F., Buret, C., Ferrière, J., Proust, J.-N., Rosseel, J.-B., 2001. Primary or secondary distal volcaniclastic turbidites: how to make the distinction? An example from the Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island). Sediment. Geol. 145, 1–22.

Stow, D.A.., Johansson, M., 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. Mar. Pet. Geol. 17, 145–174. doi:10.1016/S0264-8172(99)00051-3

Stow, D.A., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. Mar. Pet. Geol. 17, 125–135.

Stow, D.A., Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sediment. Geol. 25, 23–42.

Stow, D., Reading, H., Collinson, J., 1996. Deep seas. Sediment. Environ. Process. Facies Stratigr. 3, 395–453.

Thunell, R.C., Williams, D.F., Kennett, J.P., 1977. Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in eastern Mediterranean deep-sea sediments. Mar. Micropaleontol. 2, 371–388.

Van Os, B., Lourens, L., Hilgen, F., De Lange, G., Beaufort, L., 1994. The formation of Pliocene sapropels and carbonate cycles in the Mediterranean: diagenesis, dilution, and productivity. Paleoceanography 9, 601–617.

Vergnaud-Grazzini, C., 1985. Mediterranean late Cenozoic stable isotope record: stratigraphic and paleoclimatic implications, in: Geological Evolution of the Mediterranean Basin. Springer, pp. 413–451.

Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W.B., Cita, M.B., 1977. Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the eastern Mediterranean during the late Quaternary. Mar. Micropaleontol. 2, 353–370.

Vinci, A., 1985. Distribution and chemical composition of tephra layers from eastern

Mediterranean abyssal sediments. Mar. Geol. 64, 143–155.

Völker, D., Scholz, F., Geersen, J., 2011. Analysis of submarine landsliding in the rupture area of the 27 February 2010 Maule earthquake, Central Chile. Mar. Geol. 288, 79–89.

Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J., Negendank, J.F.W., 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). Quat. Int. 122, 7–30. doi:10.1016/j.quaint.2004.01.028

CHAPITRE III – MATERIEL ET METHODES

Les données utilisées au cours de cette étude proviennent exclusivement de campagnes océanographiques réalisées par le SHOM. Pour la mer Ionienne, les données sont issues de la campagne MOCOSED2012 effectuée à bord du navire océanographique *Pourquoi Pas ?* du 29/02/2012 au 19/03/2012 et de deux valorisations de transit réalisées en 2010 et 2014 à bord du bâtiment hydrographique et océanographique *Beautemps Beaupré*. Ces campagnes ont permis d'acquérir des données acoustiques (multi-faisceaux et sismiques) et sédimentologiques (carottages). Pour la plate-forme de Malte, les données sont issues de deux campagnes océanographiques STEREO-BASE2007 et STEREO2008 ainsi que de trois valorisations de transit (2010, 2014 et 2016) réalisées à bord du *Beautemps Beaupré*. Ces campagnes ont permis d'acquérir des données acoustiques (multi-faisceaux et sismiques) et sédimentologiques (carottages). Un récapitulatif des données utilisées en fonction des campagnes est présenté dans le Tableau III.1.

Tableau III.1 - Récapitulatif des données issues des différentes campagnes océanographiques utilisées dans cette étude. VT : valorisation de transit ; PP? : Pourquoi Pas ? ; BB : Beautemps-Beaupré ; PM : Plateau de Malte ; MI : mer Ionienne.

Campagne	Navire	Institut	Localisation	Carottage	Données multi-faisceaux	Sondeur de sédiment
STEREO-BASE 2007	BB	SHOM	PM	x	x	x
STEREO 2008	BB	SHOM	PM		x	x
VT 2010	BB	SHOM	PM - MI		x	x
MOCOSED 2012	PP ?	SHOM	MI	x	x	x
VT 2014	BB	SHOM	PM - MI		x	x
VT 2016	BB	SHOM	PM - MI			x

1. Les données sédimentologiques

La majeure partie des carottes utilisées au cours de cette étude proviennent de la campagne MOCOSED2012 en mer Ionienne (de KC01 à KC15). Elles ont été prélevées à l'aide d'un carottier Calypso. Une seule provient de la campagne STEREO-BASE2007 sur le plateau de Malte (KS06) et a été prélevée à l'aide d'un carottier Kullenberg. Leurs principales caractéristiques sont présentées dans la Tableau III.2 et leur localisation en Figure III.1. Dans

l'ensemble, les carottes sont de très bonne qualité, les structures sédimentaires sont peu déformées sur les bords. Les carottes ont été découpées à bord en tronçons de 1 mètre.

Tableau III.2 - Caractéristiques des carottes sédimentaires analysées et utilisée au cours de cette étude. AC : arc Calabrais ; RM : ride Méditerranéenne ; PAI : plaine abyssale ionienne ; PG : plate-forme grecque ; EA : escarpement d'Apulie ; PM : plateau de Malte.

Campagne	Carotte	Latitude	Longitude	Environnement de dépôt	Profondeur (m)	Longueur (m)
MOCOSED2012	KC01	35,55°N	17,03°E	AC Axe drainage ouest	3950	10,45
	KC02	35,31°N	20,26°E	RM Ride d'accrétion	2971	10,45
	KC04	36,15°N	20,05°E	RM Ride d'accrétion	3227	9,38
	KC05	35,92°N	18,35°E	PAI	4076	8,79
	KC06	36,60°N	18,44°E	AC Bassin intra-pente	4048	10,22
	KC07	36,56°N	20,88°E	RM	3410	10,46
	KC08	37,10°N	19,37°E	RM	3438	10,43
	KC09	37,90°N	20,00°E	Plaine abyssale Pied PG	3751	6,19
	KC10	38,23°N	19,64°E	EA	2474	8,95
	KC11	38,98°N	18,31°E	AC Axe drainage est	2826	1,02
	KC12	38,66°N	18,79°E	AC Ride d'accrétion	2888	10,93
	KC13	37,31°N	18,23°E	AC Ride d'accrétion	3215	10,35
	KC14	36,57°N	16,33°E	AC Bassin intra-pente	3338	11,40
	KC15	36,94°N	16,90°E	AC Bassin intra-pente	3326	18,24
STEREO-BASE 2007	KS06	36,38°N	14,74°E	PM	139	2,00

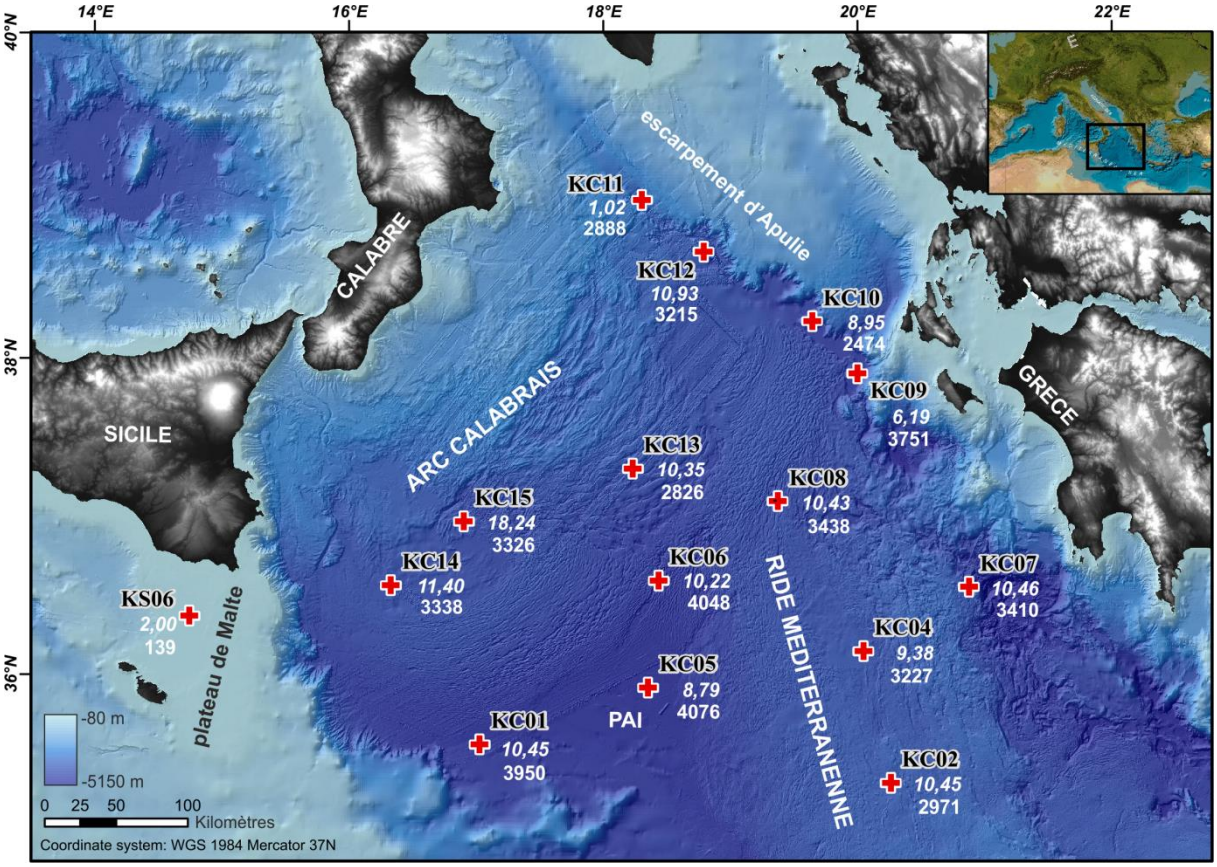


Figure III.1 - Localisation des carottes sédimentaires de la mer Ionienne et du plateau de Malte issues des campagnes MOCOSED2012 et STEREO-BASE 2007. La longueur (en m) des carottes est signalée en gras-italique et la profondeur (en m) en gras.

1.1. Mesures non destructrices

1.1.1. Description et photographie

La description visuelle et la photographie des carottes ont été réalisées à bord au cours de de la campagne MOCOSED2012 sur les demi-sections des carottes. Pour la carotte KS06 de la campagne STEREO-BASE 2007, la description a été réalisée à bord et la photographie a été réalisée au laboratoire EPOC.

1.1.2. Spectrocolorimétrie

La spectrocolorimétrie a été réalisée à bord afin de perdre le moins d'informations possible puisque le sédiment s'oxyde très vite et les couleurs perdent en intensité. Les mesures ont été faites à l'aide d'un spectrocolorimètre Minolta avec une résolution de 3 cm. Le spectrocolorimètre envoie de la lumière blanche sur l'échantillon puis analyse les longueurs d'onde renvoyées par le sédiment. En sortie, le signal est décomposé selon un système à coordonnées sphérique, le système colorimétrique CIELab (Figure III.2). Il est

défini par trois axes : la luminescence L* allant de 0 à 100 %, et deux variables chromatiques a* et b*. La variable a* s'étend du vert (valeurs faible) au rouge (valeurs fortes) et la variable b* du bleu (valeurs faibles) au jaune (valeurs fortes).

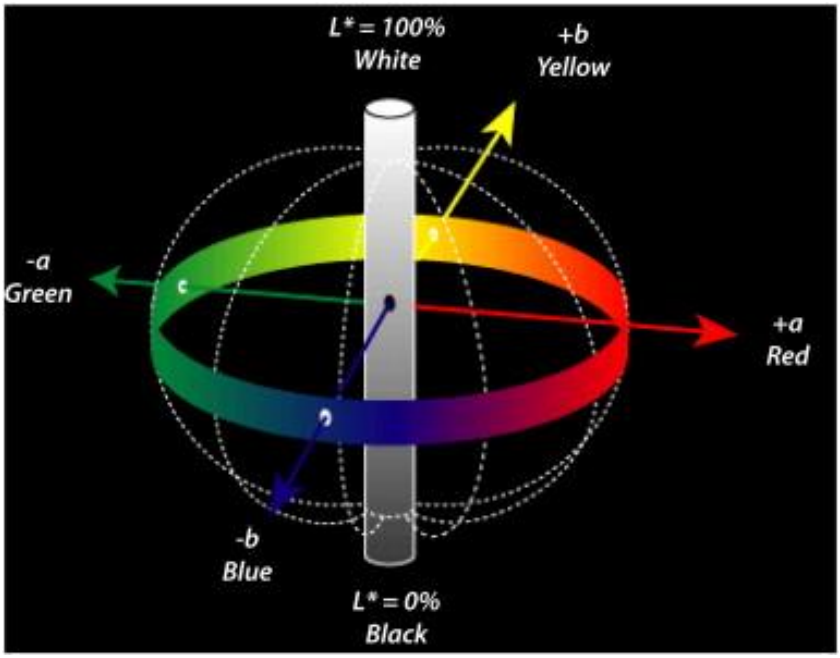


Figure III.2 - Système de coordonnées sphérique CIELab (Debret et al., 2011) dont les trois axes de coordonnées sont L (noir/blanc), a* (vert/rouge) et b* (bleu/jaune).*

La spectrocolorimétrie est généralement utilisée pour les descriptions lithologiques ou pour déterminer les structures et faciès sédimentaires (Debret et al., 2011). Le sédiment des carottes sédimentaires prélevées lors de la campagne MOCOSED2012 présente de fortes variations de couleurs, notamment sur les carottes avec une forte proportion de sédiments hémipélagique. Nous avons choisi d'utiliser la variable chromatique b* car les carottes présentent des couleurs allant de l'orange vers le bleu/noir (Figure III.3). Les mesures permettent ainsi d'obtenir une évolution quantitative de la couleur du sédiment au cours du temps.

1.1.3. Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique du sédiment a été mesurée à bord à l'aide d'un Bartington MS2E1 à capteur ponctuel avec une résolution de 1 cm. En sédimentologie, les fortes valeurs de susceptibilité sont généralement associées à la présence d'oxydes magnétiques tandis que les faibles valeurs sont associées à la présence de carbonates ou d'éléments non-minéraux. Ainsi, la susceptibilité magnétique est un bon marqueur d'apports détritiques, par les

turbidites par exemple qui peuvent présenter des valeurs fortes, mais aussi des sapropèles de par la présence de matière organique (élément non-minéral ; valeurs très faibles à nulles).

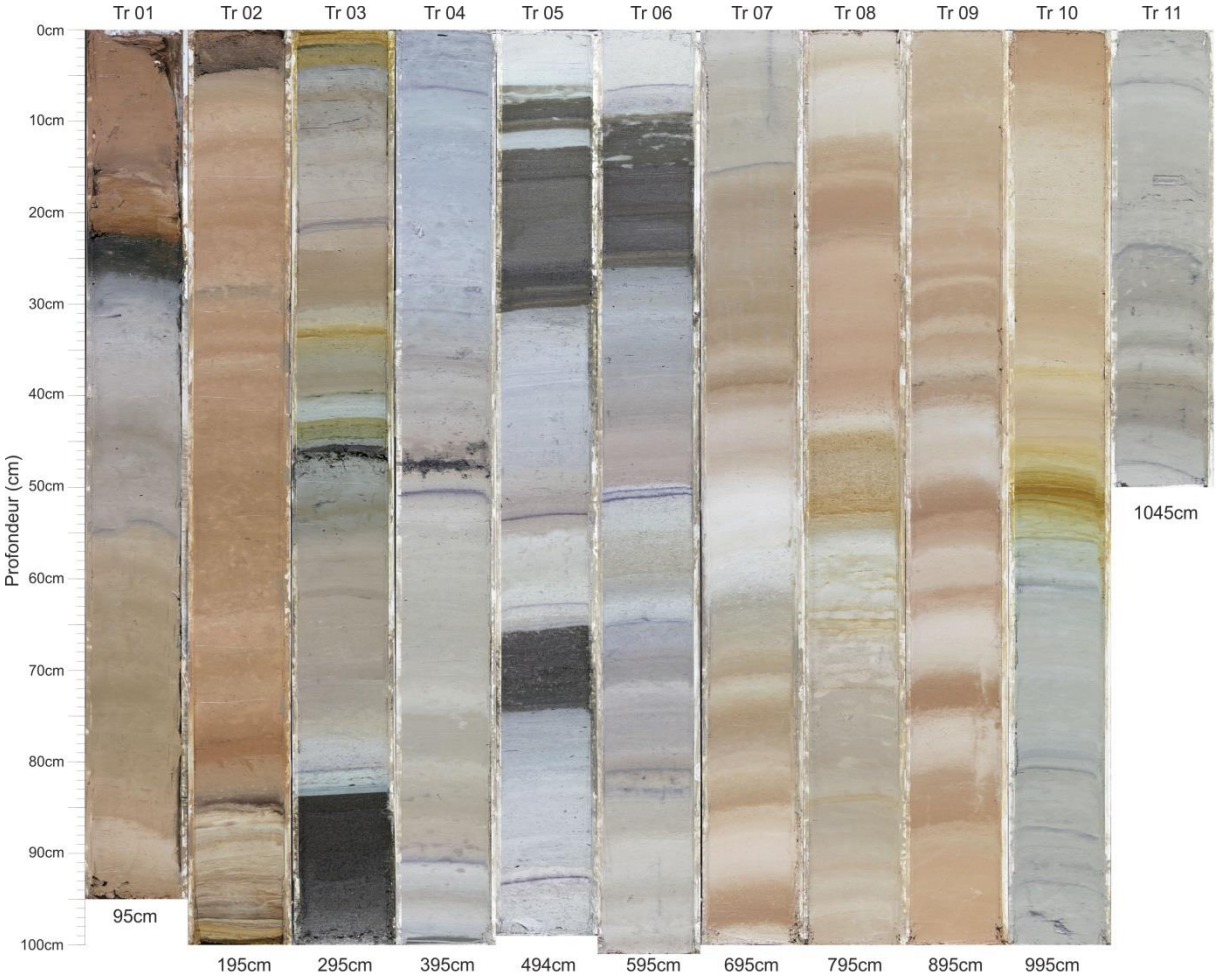


Figure III.3 - Photographie de la carotte KC02 (campagne océanographique MOCOSED2012) mettant en évidence les fortes variations de couleur du sédiment.

1.1.4. Radioscopie rX

La radioscopie aux rayons X est réalisée au laboratoire EPOC sur une épaisseur de sédiment de 1 cm prélevé dans des plaquettes en aluminium. La technique utilisée correspond à celle décrite par Migeon et al. (1999). La source rX présente une puissance de 160 kV et 19 mA. Le rayon X traverse le sédiment, est amplifié en sortie et reçu par une caméra CCD. En sortie, on obtient une série d'image de 10 cm de long en niveau de gris correspondant à l'intensité du rayon X reçu, cette intensité est proportionnelle à la densité du sédiment. Les valeurs faibles (blanc) correspondent à de faibles densités et les valeurs fortes (noir) à de fortes densités.

Cet outil permet de mettre en évidence les structures internes du sédiment qui ne sont pas toujours visibles à l'œil nu. Les variations de densité peuvent ainsi refléter des changements

dans la granularité, permettant ainsi de mettre en évidence des dépôts turbiditiques ou des dépôts volcanoclastiques ; mais aussi des variations de porosité, permettant ainsi de mettre en évidence les dépôts sapropéliques.

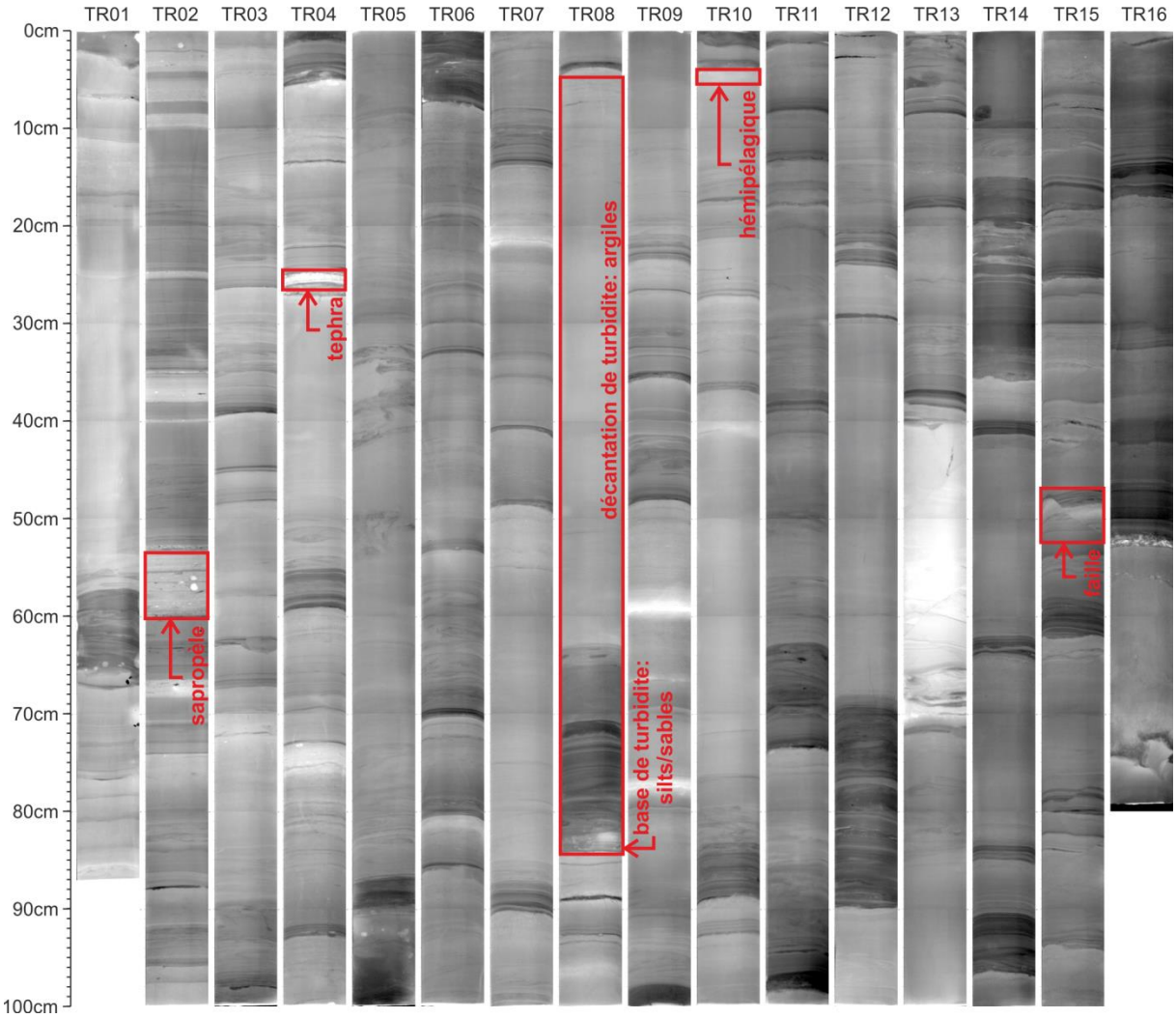


Figure III.4 - Radiographie X de la carotte KC14 (campagne océanographique MOCOSED2012) mettant en évidence les structures lithologiques.

1.1.5. Géochimie des sédiments : XRF

La spectrométrie par fluorescence X (ou XRF) permet de déterminer la composition chimique élémentaire (Si, Al, Ti, Ca, etc.) du sédiment. Les mesures ont été réalisées à une résolution de 1 cm et un pas de 1 cm à l'aide d'un Avaatech XRF core scanner au laboratoire EPOC. Un rayonnement X est envoyé sur le sédiment et les éléments chimiques, en fonction de leur quantité et de leur présence, vont renvoyer un rayonnement plus ou moins intense à une longueur d'onde caractéristique de chaque élément. Un premier passage est effectué à 10 kV et 400 µA pendant 10 s, il permet de mesurer les éléments de l'aluminium jusqu'au fer. Un deuxième passage est effectué à 30 kV et 1500 µA pendant 15 s, il permet de mesurer les

éléments du fer jusqu'à l'uranium. Les éléments majoritaires retrouvés dans les carottes de la mer Ionienne sont : Al, Si, S, Cl, K, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Pb et Cu. Les résultats obtenus sont qualitatifs et non quantitatifs. Ainsi les influences de la granularité, de la porosité et de la teneur en eau du sédiment peuvent être fortes. Pour pallier à ce problème les résultats ne sont pas utilisés par élément seul mais sous la forme de rapports élémentaires.

Les rapports utilisés au cours de cette étude sont :

- Ca/Ti : ce rapport permet de caractériser la part de sédiment d'origine marine (valeurs fortes) ou d'origine continentale (valeurs faibles ; Cuven et al., 2013 ; Goudeau et al., 2014).
- S+Br/Al : ce rapport permet de déterminer la présence de matière organique, et par conséquence d'un sapropèle, car les éléments S et Br ont une forte affinité avec la matière organique (Warning et Brumsack, 2000 ; Ziegler et al., 2008).
- Ca/Sr : ce rapport permet de caractériser la part de carbonates marins et de carbonates continentaux car le Sr se trouve principalement dans les carbonates d'origine marine tandis que le Ca peut provenir du domaine marin ou du domaine continental (Mojtahid et al., 2005).

Néanmoins, certains éléments sont utilisés tels quels et non sous la forme de rapport dans les carottes présentant une sédimentation principalement hémipélagique : Fe, Cu, Mn qui permettent de caractériser la couleur du sédiment et les fronts d'oxydation, et S qui marque la présence de matière organique.

1.2. Mesures destructrices

1.2.1. Propriétés physiques des sédiments

La mesure des propriétés physiques des sédiments, et notamment de la célérité, permet de mesurer la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans différents types de sédiments (vases, silts, sables, téphras, sapropèles, sédiments homogènes, sédiments inhomogènes, etc.). Les mesures ont été réalisées à bord au cours des campagnes MOCOSED2012 et STEREO-BASE 2007 à l'aide d'un célérimètre développé par le SHOM. Les mesures sont réalisées de façon ponctuelle tous les 10 cm, à 400 Hz sur une surface d'environ 25 cm². Les valeurs sont calibrées par rapport à des mesures réalisées dans de l'eau distillée et corrigées des effets de différents paramètres jouant sur la célérité (température, salinité et pression atmosphérique). Les valeurs de célérité obtenues sont exprimées en mètre par seconde et sont calibrées à 20°C.

1.2.2. Granulométrie

La granulométrie permet de mesurer les proportions de particules par classe de taille. Les mesures ont été réalisées à l'aide de deux granulomètres Malvern à diffraction laser au laboratoire EPOC. Le MASTERSIZER S permet de mesurer des grains entre 0,05 µm et 878,67 µm de diamètre tandis que le MASTERSIZER 2000G permet de mesurer des grains entre 0,02 µm et 2 mm de diamètre. Le principe de l'analyse repose sur la mesure de la diffraction d'un faisceau laser dont l'angle change en fonction de la taille des particules. Cet outil a cependant le défaut de surestimer la taille des argiles (McCave et al., 2006). La limite silts/argile a donc été définie à 10 µm et non à la limite théorique de 4 µm.

L'échantillonnage a été réalisé avec un pas variable selon les structures lithologiques observées : entre 1 mm et 5 cm. Les prélèvements effectués sont synthétisés en Tableau III.3. La granularité permet de caractériser les processus sédimentaires responsables du transport et du dépôt des sédiments.

Tableau III.3 - Récapitulatif des mesures granulométriques effectuées.

Campagne	Carotte	Modèle Malvern	Nombre d'échantillons	Prélèvements réalisés par
MOCOSED 2012	KC01	Mastersizer S	690	Calypso Racine Eléonore Köng
	KC02	Mastersizer 2000G	281	Eléonore Köng
	KC04	Mastersizer 2000G	285	Eléonore Köng
	KC05	Mastersizer 2000G	179	Eléonore Köng
	KC06	Mastersizer 2000G	230	Eléonore Köng
	KC07	Mastersizer S	280	Laurine San Pedro
	KC08	Mastersizer S	292	Eléonore Köng
	KC09	Mastersizer 2000G	134	Eléonore Köng
	KC10	Mastersizer 2000G	362	Eléonore Köng
	KC12	Mastersizer 2000G	720	Eléonore Köng
	KC13	Mastersizer S	582	Marjolaine Sabine
	KC14	Mastersizer S	671	Chloé Seibert Eléonore Köng
	KC15	Mastersizer S	1326	Eléonore Köng
STEREO-BASE07	KS06	Mastersizer 2000G	40	Eléonore Köng

La granularité est représentée sous la forme d'une cartographique en 3 dimensions à l'aide d'une routine Matlab réalisée par V. Marieu et S. Zaragosi (Figure III.5) : la taille des particules (en µm) en abscisse, la profondeur de l'échantillon dans la carotte (en cm) en ordonnées et une plage de couleur correspondant à l'abondance des classes de tailles de particules (en %). Cette forme de représentation permet de mettre en évidence l'évolution des différents modes granulométriques. Les paramètres statistiques tels que la médiane, les modes et le pourcentage des classes granulométriques ont été calculée grâce à la macro Excel GRADISTAT (Blott et Pye, 2001) avec la méthode des moments géométriques.

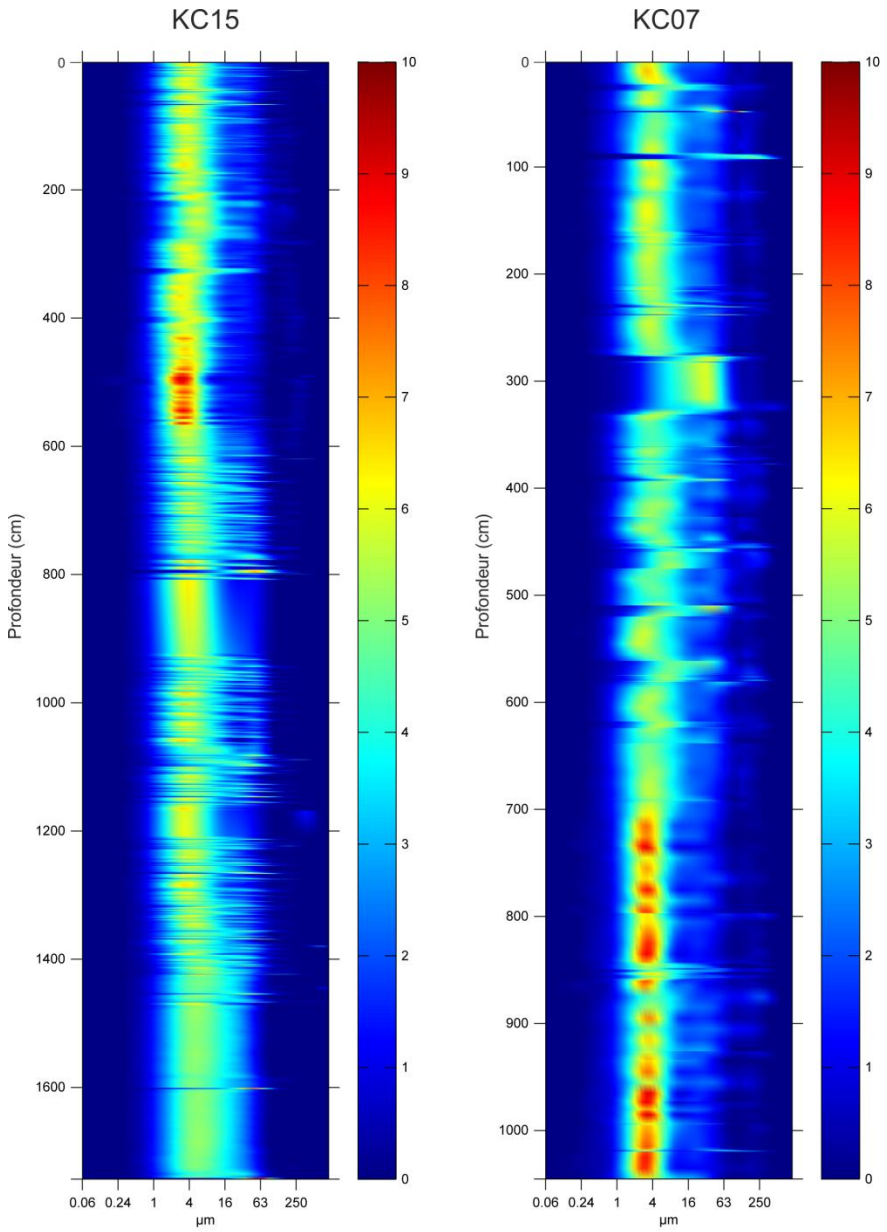


Figure III.5 - Exemple de cartographie de la granularité des sédiments pour une carotte enregistrant une sédimentation turbiditique fine (KC15) et une carotte enregistrant une sédimentation principalement hémipélagique (KC07).

1.2.3. Lames minces et pétrographie

Des prélèvements ont été effectués ponctuellement à l'aide de plaquettes en aluminium de 10*4*1 cm dans le but d'être indurés pour réaliser des lames minces. La technique utilisée correspond à celle décrite par Zaragosi et al. (2006). Les sédiments ainsi indurés peuvent ensuite être montés en lame mince. Cette méthode permet de conserver les structures sédimentaires (Figure III.6). Les lames minces sont alors analysées à haute résolution grâce à un microscope digital Leica DM6000 B afin de définir la composition du sédiment, sa fabrique sédimentaire et ses structures.

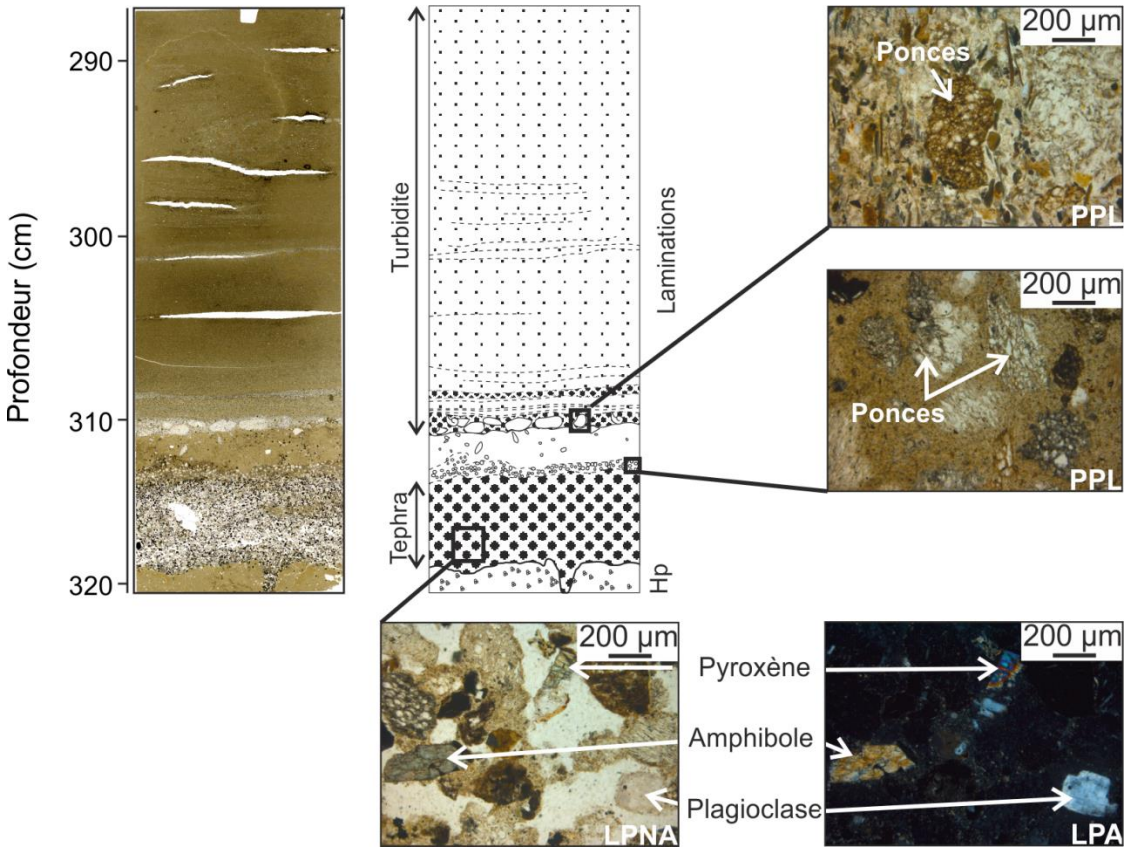


Figure III.6 - Exemple de lame mince réalisée dans la carotte KC14. Hp : hémipélagique.

En complément, des lavages du sédiment ont été réalisés. Ils permettent d'isoler les grains selon des tailles granulométriques choisies, dans notre cas : > 63 µm et > 125 µm. Cette méthode permet de déterminer la composition de la fraction grossière du sédiment (foraminifères, grains détritiques, grains volcaniques, etc.). Les observations et les prises de vues ont été réalisées à l'aide d'une loupe binoculaire.

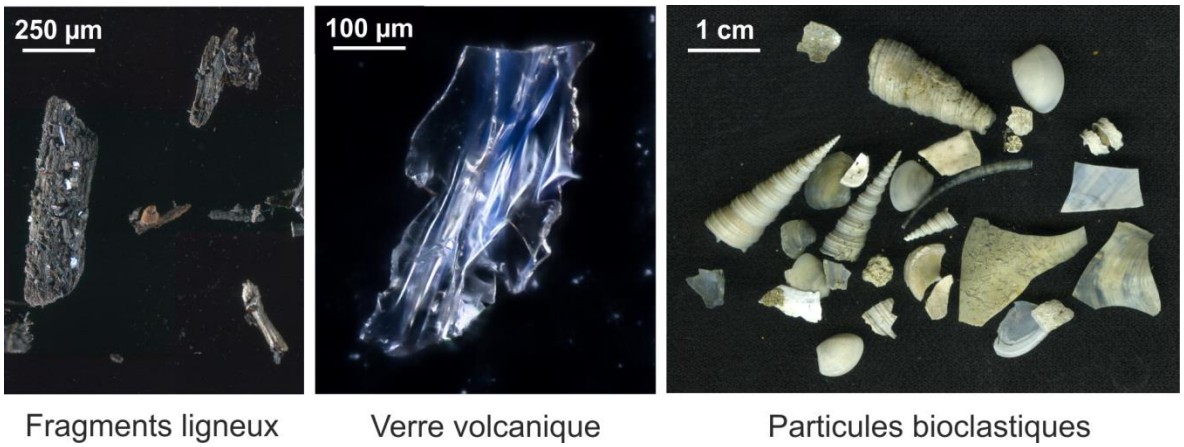


Figure III.7 - Exemples de particules observées après un lavage du sédiment.

1.2.4. Matière organique

Des mesures des teneurs en matière organique ont été réalisées sur la carotte KC07 afin de localiser les niveaux sapropéliques. Les échantillons sont décarbonatés par attaque à l'HCl puis séchés à 60°C afin d'éliminer le carbone inorganique et les résidus d'acide et d'eau. Les échantillons sont soumis à une combustion afin de transformer le carbone organique particulaire en gaz. La quantité de CO_2 obtenue est ensuite mesurée par absorption infrarouge à l'aide d'un LECO CS-125 au laboratoire EPOC. Les échantillons ont été prélevés par tranche de 1 cm d'épaisseur.

1.2.5. Calcimétrie

Des mesures de teneurs en carbonates du sédiment ont été réalisées à l'aide d'un calcimètre de Bernard au laboratoire EPOC dans les carottes KC01 et KC07. L'échantillon est broyé puis soumis à une attaque à l'HCl. Le CO_2 ainsi dégazé est mesuré grâce au volume d'eau déplacé dans une colonne graduée. Le volume de gaz est ramené à la concentration en carbonate par calibration par rapport à un échantillon de carbonate pur. Les échantillons sur lesquels la calcimétrie est réalisée sont choisis précautionneusement en fonction des mesures XRF du calcium et se répartissent équitablement entre la valeur la plus faible et la valeur la plus élevée de Ca. Les résultats sont utilisés pour calibrer la courbe de Ca obtenue au XRF et permettent d'avoir une estimation de la teneur en carbonates continue sur toute la longueur de la carotte (Figure III.8). La teneur en carbonate est utilisée pour définir des faciès sédimentaires. Un récapitulatif des différentes mesures non destructrices et destructrices réalisées en fonction des carottes est proposé dans le Tableau III.4.

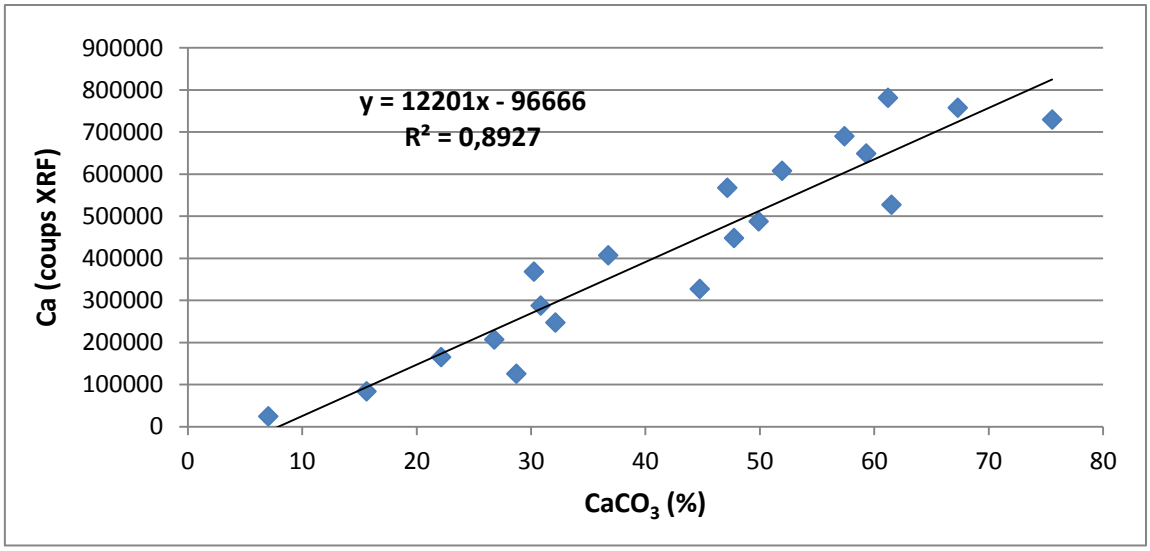


Figure III.8 - Courbe de calibration du pourcentage de $CaCO_3$ pour la carotte KC07.

Tableau III.4 - Récapitulatif des mesures réalisées sur les différentes carottes sédimentaires.

Campagne	Carottes	Mesures non destructrices					Mesures destructrices				
		Description et photos	Spectrocolo--rimétrie	Susceptibilité magnétique	Radioscopie rX	Géochimie XRF	Célérité	Granulométrie	Lames minces / pétrographie	C_{org} part.	Teneur $CaCO_3$
MOCOSED2012	KC01	x	x	x	x	x	x	x	x		x
	KC02	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC04	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC05	x	x	x	x	x	x	x			
	KC06	x	x	x	x	x	x	x			
	KC07	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
	KC08	x	x	x	x	x	x	x			
	KC09	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC10	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC11	x							x		
	KC12	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC13	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC14	x	x	x	x	x	x	x	x		
	KC15	x	x	x	x	x	x	x	x		
STEREO-BASE07	KS06	x			x		x	x	x		

2. Datations et stratigraphie

La compréhension des processus sédimentaires nécessite l'établissement d'une stratigraphie robuste des dépôts. Les carottes enregistrant une forte activité turbiditique sont les plus difficiles à dater car elles présentent peu de sédiments hémipélagiques nécessaires pour la datation au radiocarbone. Les carottes avec peu ou pas de sédimentation hémipélagique ont été datées par corrélation avec une carotte de référence (KC07) grâce à la spectrocolorimétrie et par tephrostratigraphie.

2.1. Radiocarbone

Les datations absolues ont été réalisée sur les sédiments les plus récents (< 35 000 ans). La technique est basée sur la mesure du ^{14}C résiduel des échantillons. Les mesures ont été réalisées sur des tests de foraminifères planctoniques et sur des fragments ligneux pour un échantillon pour les carottes de la campagne MOCOSED2012 et sur des coquilles de turritelles pour la carotte de la campagne STEREO-BASE2007. La grande majorité des datations ont été réalisées au « Laboratoire de mesure du Carbone 14 » à Saclay dans le cadre du programme ARTEMIS. Quelques datations supplémentaires ont été réalisées au « Laboratoire du Radiocarbone » de Poznan (Pologne). Les datations ont été calibrées à l'aide du logiciel en ligne CALIB (Radiocarbon Calibration) avec la courbe de calibration MARINE13 pour les espèces marines et la courbe IntCal13 pour les fragments ligneux.

L'âge réservoir pour la période historique (entre 500 et 620 BP) a été déterminé par Reimer et McCormac (2002) à 442 ans à Zantes (îles Ioniennes) et à 428 et 328 ans au nord-est du Péloponnèse. Il a été estimé par Siani et al. (2000) à 455 ans au nord de la Sicile, à 421 ans au sud de l'Adriatique et à 417 et 520 ans à Naples. Au cours de l'Holocène, l'âge réservoir au sud de l'Adriatique est constant autour de 400 ans et augmente fortement jusqu'à des valeurs de 800 ans au cours du « Older Dryas » (Figure III.9 ; Siani et al., 2001). Un âge réservoir de 400 ans a été appliqué à toutes les datations en raison de l'absence d'âges réservoirs au-delà de 16 000 ans. Les résultats des datations au radiocarbone sont synthétisés dans le Tableau III.5.

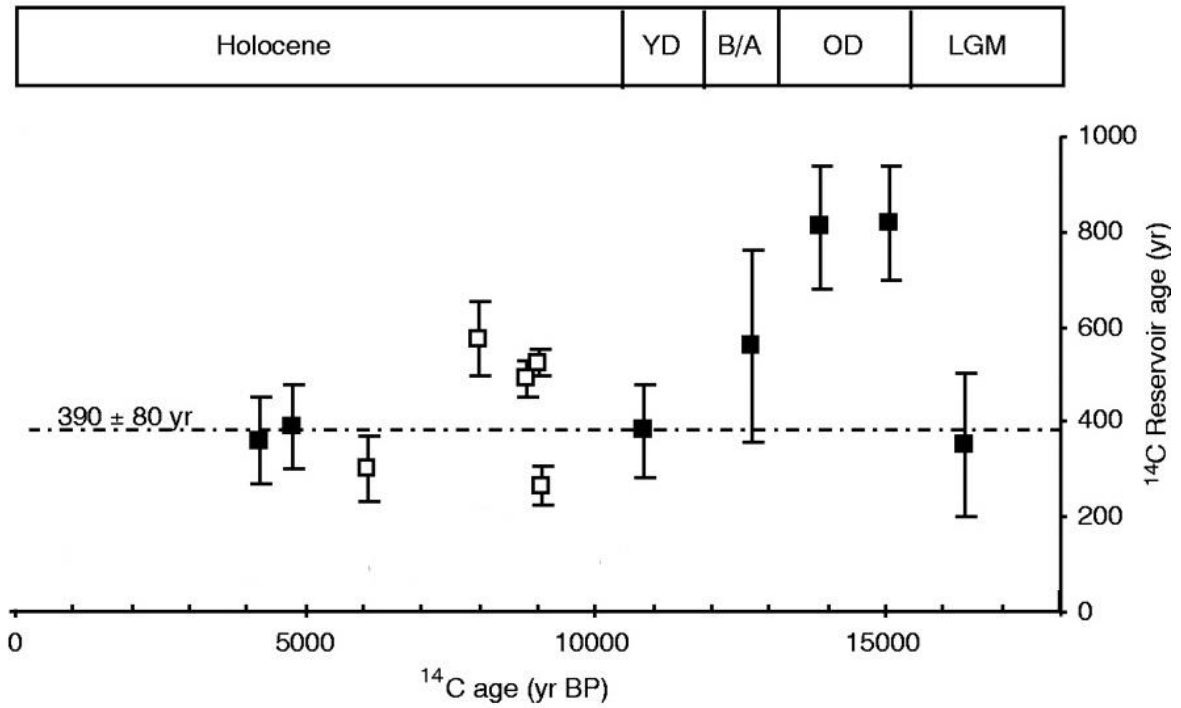


Figure III.9 - Evolution de l'âge réservoir au sud de la mer Adriatique au cours des derniers 16 000 ans (Siani et al., 2001).

2.1. Isotopes de l'oxygène

Pour les sédiments déposés au-delà des limites d'âge de la datation au radiocarbone, des mesures d'isotopes de l'oxygène ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre de masses Optima au laboratoire EPOC. Le principe est basé sur le rapport ^{18}O (isotope lourd) sur ^{16}O (isotope léger). Les molécules d'eau de l'océan contiennent une certaine proportion de ces isotopes qui va varier selon les cycles climatiques. Le ^{16}O, plus léger, s'évapore plus facilement que le ^{18}O qui lui précipite plus rapidement. En période glaciaire, le stockage préférentiel d'^{16}O dans les calottes glaciaires entraine une augmentation de la proportion en ^{18}O dans les océans. Les variations dans le rapport $^{18}O/^{16}O$ sont enregistrées dans les tests d'organismes marins. Ce rapport, appelé $\delta^{18}O$, est mesuré par spectrométrie de masse et calibré avec un standard correspondant à la coquille de *Belemnitella americana* provenant du site fossilifère Pee Dee en Caroline du Sud.

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

Tableau III.5 - Récapitulatif des datations radiocarbone effectuées. G. ruber : Globigerinoides ruber ; G. bulloides : Globigerina bulloides

Campagne	Carotte	Echantillon	Nature de l'échantillon	Age ^{14}C	Age ^{14}C calibré	Laboratoire de mesure
MOCOSED 2012	KC01	TR01 67,3cm	*G. ruber*	11180 ± 35	12676 ± 90	Saclay
		TR02 18cm	Bulk	12940 ± 80	14719 ± 415	Saclay
		TR02 93cm	*G. ruber*	16100 ± 50	18937 ± 139	Saclay
		TR03 32cm	Bulk	17900 ± 90	21141 ± 298	Saclay
		TR03 95cm	*G. ruber*	18530 ± 60	21997 ± 219	Saclay
		TR04 46cm	Bulk	21380 ± 110	25319 ± 295	Saclay
		TR05 10,5cm	Bulk	25450 ± 180	29100 ± 413	Saclay
	KC05	TR01 10cm	Bulk	1645 ± 30	1208 ± 70	Poznan
	KC06	TR01 59cm	Bulk	2275 ± 35	1888 ± 97	Poznan
	KC07	TR01 0cm	*G. ruber*	2960 ± 30	2734 ± 25	Saclay
		TR01 12cm	*G. ruber*	5015 ± 30	5362 ± 48	Saclay
		TR01 17cm	*G. ruber*	6665 ± 30	7199 ± 35	Saclay
		TR01 21cm	*G. ruber*	8000 ± 40	8453 ± 49	Saclay
		TR01 28cm	*G. ruber*	9815 ± 40	10725 ± 73	Saclay
		TR01 48cm	*G. ruber*	14465 ± 50	17090 ± 105	Saclay
		TR01 57cm	*G. ruber*	18040 ± 70	21328 ± 141	Saclay
		TR01 72cm	*G. ruber*	25180 ± 560	28832 ± 607	Saclay
		TR01 85cm	*G. bulloides*	32730 ± 260	36205 ± 286	Saclay
		TR01 93cm	*G. ruber*	34700 ± 1900	38522 ± 2037	Saclay
MOCOSED 2012	KC09	TR01 14cm	Bulk	2880 ± 80	2591 ± 211	Poznan
		TR07 10cm	Fragments ligneux	5325 ± 35	6102 ± 108	Poznan
	KC14	TR01 69cm	*G. ruber*	3415 ± 20	3284 ± 74	Saclay
		TR02 35cm	Bulk	7495 ± 40	7949 ± 97	Saclay
		TR02 74cm	*G. ruber*	9370 ± 40	10213 ± 88	Saclay
		TR03 73cm	*G. ruber*	12675 ± 40	14216 ± 204	Saclay
		TR04 77cm	Bulk	16040 ± 60	18881 ± 137	Saclay
		TR06 74cm	Bulk	23380 ± 160	27292 ± 322	Saclay
		TR07 50cm	Bulk	27820 ± 200	31278 ± 276	Saclay
STEREO-BASE07	KS06	TR02 70cm	Turritelles	20320 ± 110	22010 ± 307	Poznan

Les analyses isotopiques ont été réalisées sur deux carottes : KC07 et KC15. Les échantillons ont été prélevés avec un pas constant de 10 cm pour KC07 et un pas variable de 8 à 147 cm pour KC15 en raison de la présence de dépôts turbiditiques et de niveaux perturbés. La présence des sapropèles ne permet pas de faire de mesures sur les foraminifères benthiques car ils en sont absents, les mesures ont donc été réalisées sur le foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* complété par *Globigerina bulloïdes* lorsque *G. ruber* est absent. Les courbes obtenues ont été datées par comparaison avec les résultats de Löwermark et al. (2006) et la courbe LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005).

2.2. Tephrochronologie

Les niveaux de téphras ont été repérés visuellement et par imagerie rX grâce à leur faible densité mais aussi grâce aux données colorimétriques et géochimiques (XRF). Les téphras étant des niveaux plutôt sombres d'un point de vu macroscopique, ils sont mis en évidence dans les courbes colorimétriques par de fortes chutes des indices L*, a* et b*. D'un point de vu géochimique, ils sont mis en évidence par des excursions, notamment en Ti et K (excursions positives) ou Ca et Sr (excursion négatives). La susceptibilité magnétique généralement utilisée ne fonctionne pas en mer Ionienne. En effet, le volcanisme italien est principalement acide car lié à du volcanisme de subduction, il ne contient donc peu ou plus de minéraux ferromagnésiens plus caractéristiques des matériaux magmatiques peu différenciés.

La géochimie des éléments majeurs des verres volcaniques a été mesurée sur la fraction supérieure à 63 µm à l'aide d'une microsonde de Castaing CAMECA SX100 par dispersion de longueur d'onde au laboratoire Magma et Volcans de l'université de Clermont-Ferrand. Le faisceau a été réglé sur une intensité de 15 kV et 8 nA afin de réduire les pertes de Na sur un diamètre de 20 µm réduit à 10 µm lorsque les grains étaient trop fins. Les éléments Na, Ca, Ti, P et Si sont mesurés pendant 10 s, Mg et Al pendant 20 s, Mn pendant 30 s et Fe et K pendant 40 s. La classification des verres volcanique a été réalisée à l'aide du diagramme TAS de Le Bas et al. (1986) selon la teneur en SiO_2 et la somme des alcalins (Na_2O + K_2O).

2.3. Modèles d'âge et corrélations

Les corrélations entre les carottes enregistrant une sédimentation principalement hémipélagique a été réalisée manuellement sur le logiciel Analyserie (Paillard et al., 1996) grâce à l'indice colorimétrique b*. Les carottes KC02, KC04 KC08, KC10, KC12, KC13 et KC15 ont été corrélées à la carotte KC07 datée à l'aide des isotopes de l'oxygène. Les

modèles d'âges ont été réalisés avec le module CLAM v.2.2 du logiciel R (Blaauw, 2010) par interpolation linéaire avec une résolution de 1 cm.

Une synthèse des différents outils utilisés pour établir la stratigraphie de chaque carotte est présentée dans la Tableau III.6.

Tableau III.6 - Récapitulatif des méthodes de datation utilisées en fonction des carottes.

Campagne	Carottes	Méthodes de datation			
		Radiocarbone	$\delta^{18}O$	Téphras analysés	Corrélation b*
MOCOSED2012	KC01	7		1	
	KC02			2	x
	KC04			1	x
	KC05	1			
	KC06	1			
	KC07	10	x	1	x
	KC08			3	x
	KC09	1			
	KC10			8	x
	KC11				
	KC12			8	x
	KC13			5	x
	KC14	7		6	
	KC15		x	4	x
STEREO-BASE07	KS06	1			

3. Les données acoustiques

3.1. Le sondeur multi-faisceau

Le sondeur multi-faisceau est utilisé dans le but d'établir une cartographie du fond marin. Les données bathymétriques fournissent des informations importantes sur la morphologie du fond et les environnements de dépôts. Les données multifaisceaux proviennent de trois campagnes océanographiques et de deux valorisations de transit (2010, 2014). Les données de la campagne MOCOSED2012 ont été acquises à l'aide d'un sondeur Reson 7150. Ce sondeur émet à une fréquence de 12 kHz et permet d'obtenir des données avec une résolution de 40 m. Les données des campagnes STEREO-BASE2007, STEREO2008 et des valorisations de transit (2010 et 2014) ont été acquises à l'aide d'un sondeur Simrad EM120. Comme le Reson

7150, il émet à une fréquence de 12 kHz. La résolution est de 200 m pour les valorisations de transit et de 25 m pour le plateau de Malte.

La compilation des différents jeux de données et leur exploitation ont été réalisées à l'aide du logiciel ArcGIS édité par ESRI. Ce logiciel permet de créer des cartes de pente et d'ombrage à partir des données brutes afin de mieux représenter les reliefs, de réaliser des coupes bathymétriques, des profils de pente, des calculs de surface ainsi que des visualisations en 3 dimensions. La Figure III.10 présente la compilation des données bathymétriques de la mer Ionienne : données citées dans le paragraphe précédent additionnées aux données de la campagne CIRCEE (2013) à bord du N/O *Le Suroît* ainsi qu'à une compilation réalisée par le SHOM regroupant des valorisations de transit et les données de la campagne MEDEE (1999) effectuée à bord du N/O *L'Atalante*. La Figure III.11 présente les données bathymétriques du plateau de Malte.

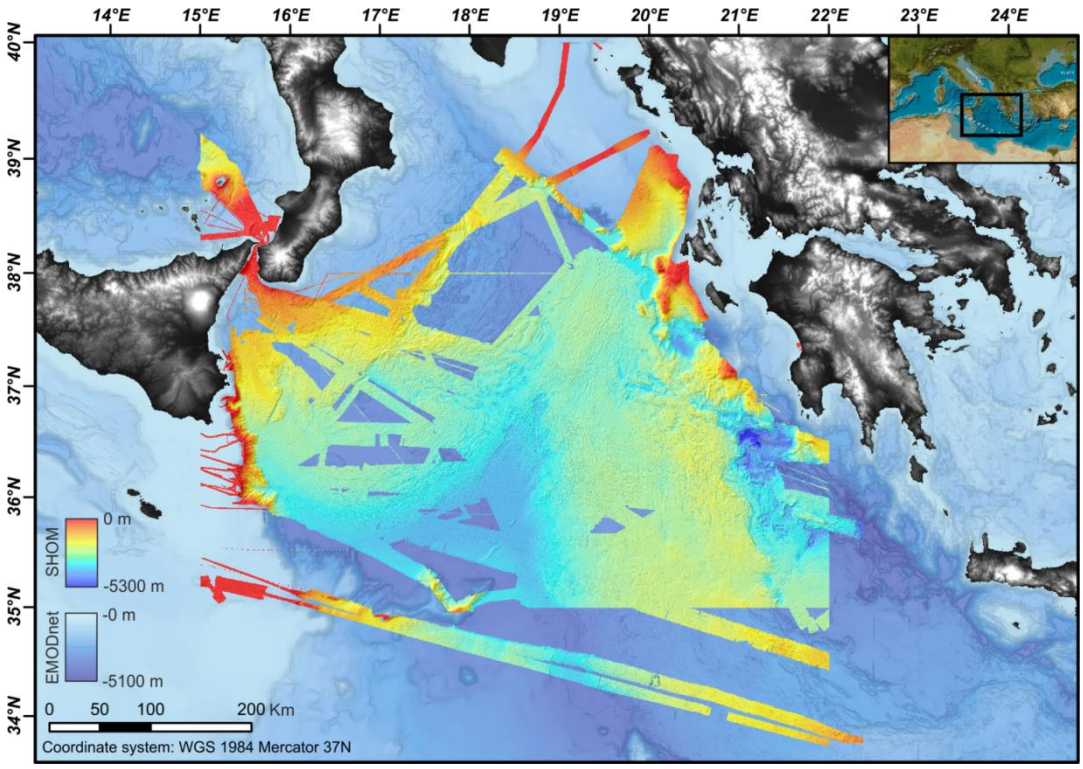


Figure III.10 - Bathymétrie de la mer Ionienne issue de la compilation réalisée par le SHOM (valorisations de transit et campagne océanographique MEDEE), de la campagne océanographique MOCOSED2012 et des valorisations de transit effectuées par le SHOM (2010, 2014).

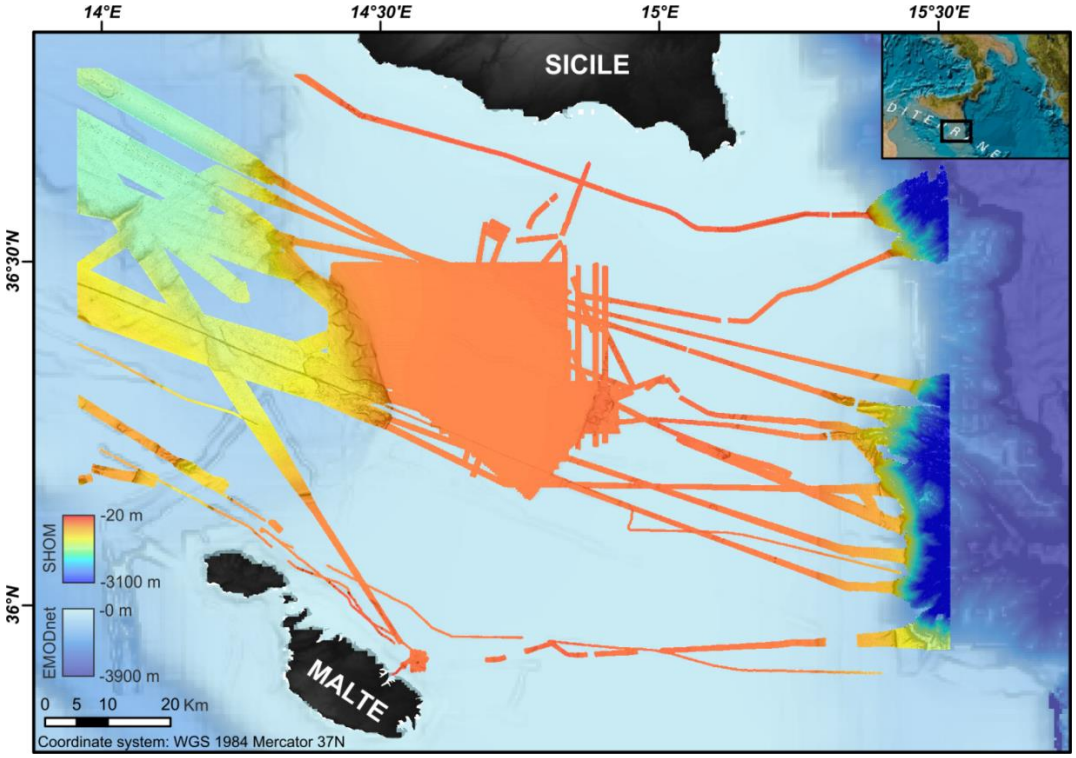


Figure III.11 - Bathymétrie du plateau de Malte issue des campagnes océanographiques STEREO-BASE2007, STEREO2008 et des valorisations de transit effectuées par le SHOM.

3.2. Le sondeur de sédiment

Le sondeur de sédiment est utilisé pour visualiser l'organisation de la couverture sédimentaire superficielle. La pénétration théorique maximale est de l'ordre de 100 m dans le cas de sédiments fins. Les données proviennent de trois campagnes océanographiques et de trois valorisations de transit (2010, 2014, 2016). Les données de la campagne MOCOSED2012 ont été acquises à l'aide d'un sondeur de sédiment Echoes 3500. Ce sondeur de type CHIRP émet à des fréquences variables entre 1,8 et 5,3 kHz. La résolution verticale est de l'ordre de 0,2 ms (temps aller-retour : TWT) soit une distance inférieure à 0,2 m. Les données des campagnes STEREO-BASE2007, STEREO2008 et des valorisations de transit ont été acquises à l'aide d'un sondeur de sédiment Simrad SBP120 de type CHIRP. Il émet à une fréquence variable entre 3 et 7 kHz et a la même résolution verticale que le sondeur Echoes 3500.

Les données ont été traitées et exploitées à l'aide du logiciel Kingdom. Les profils Chirp permettent d'étendre spatialement les données sédimentologiques obtenues avec les carottes sédimentaires. Cependant, en mer Ionienne, la complexité du fond et la mauvaise qualité des données (notamment sur la ride Méditerranéenne) ne permet pas toujours de donner une idée générale de l'organisation sédimentaire de sub-surface dans les zones où les variations

topographiques sont trop importantes. Les variations topographiques génèrent des hyperboles sur les profils sismiques (Figure III.12). La corrélation des données sismiques avec les carottes sédimentaires est souvent très difficile voire impossible à réaliser.

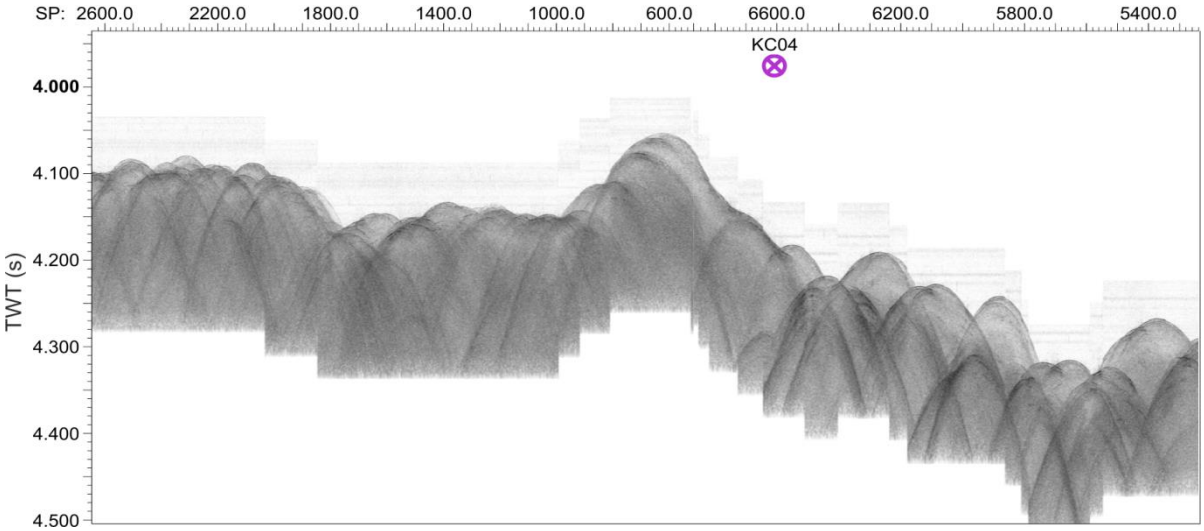


Figure III.12 - Exemple de sismique CHIRP inexploitable en raison de la microtopographie complexe de la ride Méditerranéenne.

Références

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical"age-modelling of radiocarbon sequences. Quat. Geochronol. 5, 512–518.

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Process. Landf. 26, 1237–1248.

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., Billy, I., 2013. High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. Mar. Geol. 337, 98–111. doi:10.1016/j.margeo.2013.02.002

Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram." Earth-Sci. Rev. 109, 1–19. doi:10.1016/j.earscirev.2011.07.002

Goudeau, M.-L.S., Grauel, A.-L., Tessarolo, C., Leider, A., Chen, L., Bernasconi, S.M., Versteegh, G.J.M., Zonneveld, K.A.F., Boer, W., Alonso-Hernandez, C.M., De Lange, G.J., 2014. The Glacial–Interglacial transition and Holocene environmental changes in sediments from the Gulf of Taranto, central Mediterranean. Mar. Geol. 348, 88–102. doi:10.1016/j.margeo.2013.12.003

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol. 27, 745–750.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two∼ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

Mccave, I.N., Hall, I.R., Bianchi, G.G., 2006. Laser vs. settling velocity differences in silt grainsize measurements: estimation of palaeocurrent vigour. Sedimentology 53, 919–928. doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00783.x

Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Mar. Lett. 18, 251–255.

Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.-F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360000 yrs. Mar. Geol. 224, 57–82.

Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eos Trans. Am. Geophys. Union 77, 379–379.

Reimer, P., McCormac, F., 2002. Marine radiocarbon reservoir corrections for the Mediterranean and Aegean Seas. Radiocarbon 44, 159–166.

Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. Radiocarbon 42, 271–280.

Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. Science 294, 1917–1920.

Warning, B., Brumsack, H.-J., 2000. Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 293–309.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Mar. Lett. 26, 317–329.

Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichart, G., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. Geochem. Geophys. Geosystems.

PARTIE 2 – ACTIVITE SEDIMENTAIRE D'UN SYSTEME EN CONTEXTE TECTONIQUE CONVERGENT : LA MER IONIENNE

Cette deuxième partie présente les résultats obtenus au cours de ce travail de recherche. Le chapitre IV est consacré à l'établissement d'un modèle stratigraphique pour les derniers 400 000 ans. Le chapitre V est consacré à l'enregistrement de la sédimentation en lien avec l'activité tectonique et volcanique en mer Ionienne. Le chapitre VI est consacré à la sédimentation hémipélagique en lien avec des variations climatiques.

CHAPITRE IV – STRATIGRAPHIE DES DERNIERS 400 000 ANS EN MER IONIENNE

Le chapitre IV a pour but d'établir un modèle stratigraphique robuste pour les derniers 400 000 ans. Celui-ci est basée sur l'utilisation de la spectrocolorimétrie comme moyen de corrélation et donc de datation des carottes. Cet outil est conforté par la tephrostratigraphie. Cette partie repose sur l'étude des carottes enregistrant une sédimentation majoritairement hémipélagique.

1. Etablissement de la stratigraphie de la mer Ionienne au cours des derniers 400 000 ans grâce à la spectrocolorimétrie

Cette partie a été rédigée sous la forme d'une publication qui sera soumise dans le courant de l'année 2017.

1.1. Principaux résultats

Les sédiments hémipélagiques de la Méditerranée peuvent présenter des difficultés de datation en raison de la présence des sapropèles. En effet, l'absence de faunes benthiques et de certaines espèces de foraminifères planctoniques au cours des périodes de dépôt des sapropèles génère une discontinuité dans les enregistrements basés sur le $\delta^{18}O$. Généralement, en Méditerranée, l'utilisation de plusieurs proxies est nécessaire à l'établissement d'une stratigraphie robuste (Ducassou et al., 2007). L'objectif de cette étude est de proposer une nouvelle méthode de datation et de corrélation par spectrocolorimétrie pour les carottes sédimentaires prélevées en mer Ionienne. Cette étude est basée sur l'analyse des isotopes de l'oxygène, du radiocarbone, de la colorimétrie, et des enregistrements de sapropèles et de téphras dans six carottes sédimentaires. Trois ont été prélevées sur la ride Méditerranéenne (KC02, KC04 et KC07), deux sur l'Arc Calabrais (KC12 et KC13) et une sur l'escarpement d'Apulie (KC10). Les principaux résultats montrent que, malgré les différents environnements dans lesquels ont été prélevées les carottes, les courbes colorimétriques de l'index b* sont très similaires. Ces résultats sont confirmés par la présence de téphras provenant de la province Campanienne et de Pantelleria et dont les datations, obtenues avec les modèles d'âge estimés à partir de la spectrolorimétrie, sont proches de celles de la littérature.

1.2. Article : "Spectrocolorimetry, a non-destructive method for marine sediments dating in the central Mediterranean Sea over the last 430 ka"

Spectrocolorimetry, a non-destructive method for marine sediments dating in the central Mediterranean Sea over the last 430 ka

Authors

Eléonore Köng*[a], Patrick Bachèlery[b], Sébastien Zaragosi[a], Jean-Luc Schneider[a], Thierry Garlan[c], Cassandra Normandin [a], Laurine San Pedro [d]

**corresponding author:* eleonore.kong@u-bordeaux.fr

[a] EPOC, UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac

[b] LMV/OPGC, Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, Campus des Cézeaux, 6 avenue Blaise Pascal, TSA60026 – CS60026, 63178 Aubière Cedex

[c] SHOM/DOPS/HOM/Sédimentologie, 13 rue du Chatellier, CS 92803, 29228 Brest

[d] Laboratoire Domaines Océaniques, UMR 6538, Université de Bretagne occidentale, IUEM, rue Dumont d'Urville, F-29280 Plouzané, France

Abstract

The understanding of sedimentary process in deep marine environments over long period of time requires the establishment of an accurate stratigraphy. In the Mediterranean Sea, the stratigraphy is essentially based on $\delta^{18}O$ measurements, foraminifera's biozones and isochronous marked layers as tephra or sapropels. This study proposes, according to analysis of six sedimentary cores collected during the oceanographic campaign MOCOSED2012 in various environments of the Ionian Sea (the Mediterranean Ridge, the Apulia escarpement and the Calabrian Arc), an easily applicable method of dating based on spectrocolorimetry. The b* index used in this study corresponds to colour variations of sediments from blue (low values) to yellow (high values). This new dating method is supported by the identification of tephra layers coming from the Campanian province and Pantelleria and sapropels.

Keywords: stratigraphy ; spectrocolorimetry ; Ionian Sea ; marine tephra ; glass shard chemistry ; Quaternary

1. Introduction

The Mediterranean Sea is an area that has long been studied for the recording of sapropels and its strong link with climate changes during the Quaternary. The establishment of a robust stratigraphy is essential to define the forcing conditions on marine sedimentation. Several methods are commonly used in Mediterranean regions for periods of thousands of years: foraminifera's biozones, oxygen isotopes and marked horizons defined by tephra layers and sapropels (Ducassou et al., 2007). Defining biozones is a long and fastidious method based on the recognition of faunal groups (planktonik foraminifera in the most cases) corresponding to climatic contexts which have known ages. The measurement of oxygen isotopes ($\delta^{18}O$) is performed on plantonik or benthic foraminifera shells. In the Mediterranean Sea, the use of $\delta^{18}O$ can be complicated by the presence of sapropels in which there is no benthic foraminifera and where planktonic foraminifera *Globigerinoïdes ruber*, commonly used for $\delta^{18}O$ measurement, disappear (Emeis et al., 2003; Löwemark et al., 2006; Negri et al., 1999). Marked horizons as tephra or sapropels are not systematically present everywhere. They are strongly dependent on sediment rates or wind direction for tephra. Moreover, tephrochronology is a complicated method to be applied.

The objective of this study is to propose an accurate and easily applicable dating method based on spectrocolorimetry for the last 430 ka in the central Mediterranean Sea and especially the Ionian Sea. To achieve this goal, six sedimentary cores were collected in various environments of the Ionian Sea: the Mediterranean Ridge, the Apulia escarpment and the Calabrian Arc. These sedimentary cores were collected during the oceanographic campaign MOCOSED2012 performed by the SHOM (French hydrological and oceanographic marine service), aboard R/V *Pourquoi Pas ?*

2. Study area

The Ionian Sea, located in the central part of the Mediterranean Sea, comprises two accretionary prisms, the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge (Fig.1), linked to a subducting oceanic crust at a rate of 2-5 mm/yr (D'Agostino et al., 2008; de Voogd et al., 1992; Devoti et al., 2008; Faccenna et al., 2004, 2001). This subduction system is accompanied by the formation of Tyrrhenian and Aegean back-arc basins, and the Aeolian and the Aegean active volcanic arcs. The Calabrian Arc extends over 400 km long and 250 km wide. It is bordered by the Malta escarpment to the South-West, the Apulia escarpment to the North-East, and by the Ionian abyssal plain and the Mediterranean Ridge to the South-East (Fig.1). The Mediterranean Ridge extends over 1500 km long and 200 to 250 km wide

(Emery et al., 1966). In this area, the subduction rate is 3 cm/yr (Dewey and Sengör, 1979; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000; Olivet et al., 1982; Reilinger et al., 1997). This accretionary wedge is bordered to the North by a series of deep troughs (the Hellenic trenches) ranging from 3000 to 5000 m in depth, the Ionian abyssal plain to the West, and to the South by the Libyan continental shelf and the Herodotus basin to the East (Fig.1). This tectonic activity leads to strong turbidite activity on the western part of the Calabrian Arc (Köng et al., 2016; Polonia et al., 2016a, 2016b, 2015, 2013a, 2013b; San Pedro et al., 2016). However, in some isolated areas such as the top of the accretionary ridges, the hemipelagic sedimentation can be the main processes of sedimentary deposition (Cita et al., 1977; Löwemark et al., 2006). This makes it a privileged place to conduct a palaeoceanographic study and as reference for stratigraphy because of the continuity of the sedimentary deposits.

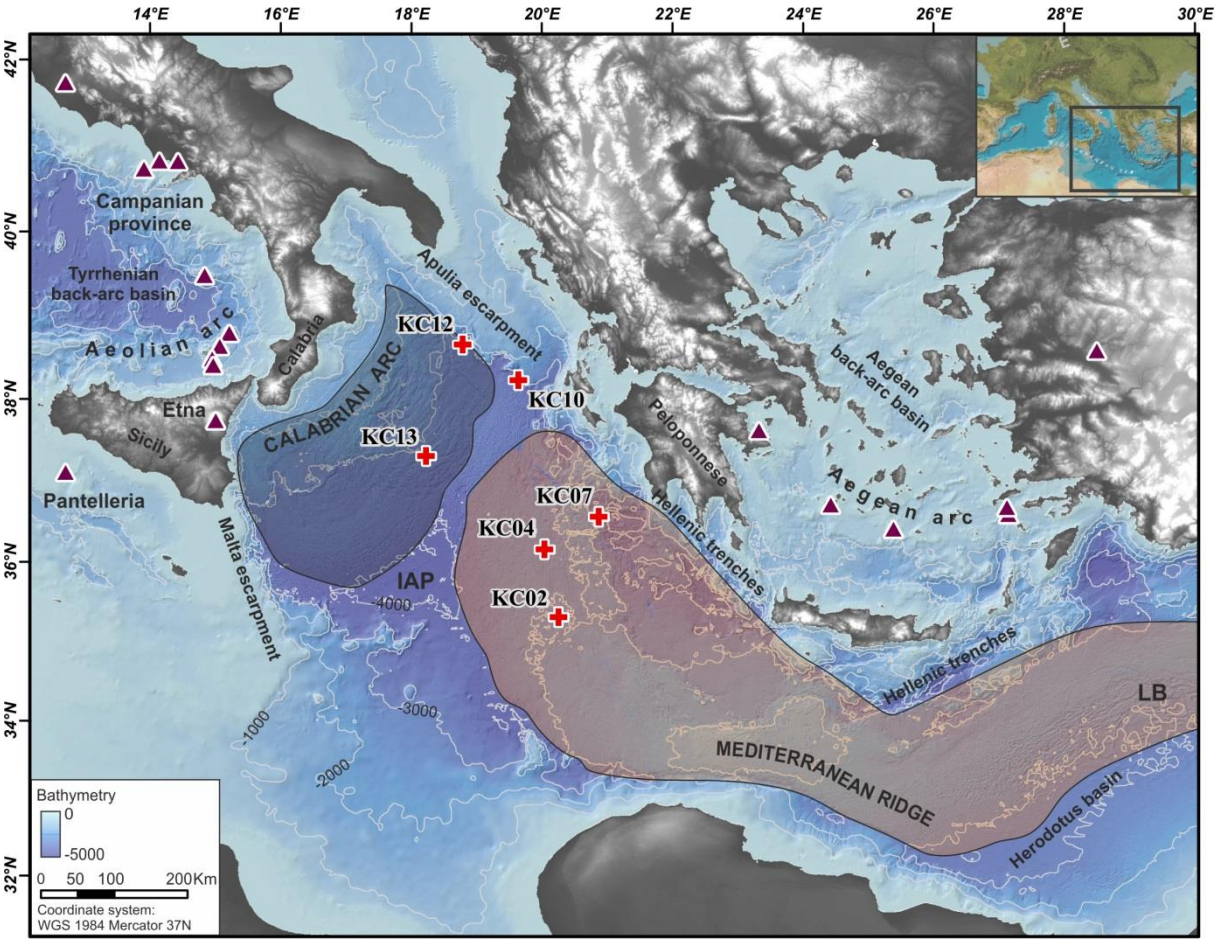


Figure 1: Location map. Bathymetry is issued from GEBCO (http://www.gebco.net/) and contours are in meters. Red crosses show the location of the sediment cores used in this study. Red triangles indicate the location of volcanoes. The Ionian Sea presents two accretionary ridges, the Calabrian Arc in blue and the Mediterranean ridge in red.

3. Materials and methods

Sedimentary cores of this study were collected in the Ionian Sea during the MOCOSED2012 campaign on the R/V *Pourquoi Pas?* with a 4 tons Calypso corer. They are located in various environments (Fig. 1, Table 1): three cores on the Mediterranean Ridge (KC02, KC04, KC07) from 2971 to 3438 m water depth, two cores on the Calabrian Arc (KC13, KC12) from 2888 to 3215 m water depth and one core on the Apulia escarpment (KC10) at 2474 m in depth. Cores from the Mediterranean Ridge and the Apulia Escarpment record exclusively hemipelagic sedimentation. Cores from the Calabrian Arc record hemipelagic and fine-grained turbiditic sedimentation.

Several proxies have been used on core KC07 to establish a robust stratigraphy: ^{14}C measurement for the last 30 ka, $\delta^{18}O$ measurement on planktonic foraminifera, sapropels and tephra layers. Spectrocolorimetry is used to correlate the rest of the core with KC07.

Table 1: Cores' locations in degrees, water depth of sampling and cores' length.

Core	Longitude	Latitude	Water depth (m)	Length (m)
KC02	35.3058	20.2637	2971	10.45
KC04	36.1512	20.0478	3227	9.38
KC07	36.5598	20.8781	3410	10.46
KC10	38.2279	19.6443	2474	8.95
KC12	38.6600	18.7933	2888	10.93
KC13	37.3072	18.2314	3215	10.35

3.1. Radiometric dating

^{14}C measurements were used for records from 30 ka to the present. It was performed at the "Laboratoire de Mesure du Carbone 14" in Saclay through the "ARTEMIS" radiocarbon dating program. Analyses were performed on planktonic foraminifera (bulk) collected in the pelagic units. Radiometric dates were calibrated by the MARINE13 curve (Reimer et al., 2013). Without any constraint on reservoir age changes over the last 430 ka, a global ocean reservoir of 400 years (Siani et al., 2001) was chosen.

3.2. Oxygen isotopes

$\delta^{18}O$ was measured at the EPOC laboratory (University of Bordeaux) by an Optima mass spectrometer on planktonic foraminifera. In the Mediterranean Sea the presence of sapropels does not allow the analysis on benthic foraminifera (Emeis et al., 2003; Löwemark

et al., 2006; Negri et al., 1999). Measurements were performed at a 10 cm interval on *Globigerinoïdes ruber* and *Globigerina bulloïdes* when *G. ruber* was absent.

3.3. Spectrocolorimetry

Cores were correlated with core KC07 using a colour index. Lab colour space corresponds to the CIELAB system (Debret et al., 2011). It is visualized as a spherical coordinate system with three axes: lightness (L) ranging from 0% to 100%, and chromaticity variables a* and b*. Variable a* corresponds to a scale from green (low values) to red (high values), and b* a scale from blue (low values) to yellow (high values). The Lab colour index was measured with a Minolta spectrocolorimeter at a 3 cm step. In cores from the Ionian Sea, the colour of sediments alternate between orange, blue and dark brown. Therefore, b* index can be used to differentiate these types of sediment.

3.4. Sapropels

The organic carbon is used to highlight sapropel layers. The content was determined at the EPOC laboratory (University of Bordeaux) on dry weight sediment by combustion in a LECO CS 125 analyser. Samples were acidified in crucibles with 2N HCl to destroy carbonates, and then dried at 60°C to remove inorganic carbon and most of the remaining acid and water. The analyses were performed by direct combustion in an induction furnace, and the CO_2 formed was determined quantitatively by infrared absorption.

3.5. XRF measurements

Geochemical data was acquired at the EPOC laboratory (University of Bordeaux) at a cm-scale on sediment's surface with an AVAATECH^{TM} XRF core-scanner using the 10 and 30 kV instrumental settings. Sulphur content highlights the sapropel layers when the value is high because of the affinity of sulphur with organic matter (Warning and Brumsack, 2000).

3.6. Tephra

Tephra deposits were recognised in cores by visual description, by their low density on X-ray imagery and in some case by their high K/Ti XRF ratio.

Volcanic glasses (shard and pumices) were collected in tephra deposits and 2 to 7 points were analysed on the coarse glass particles with a WDS electron microprobe CAMECA SX100 at the University of Clermont-Ferrand (Laboratoire Magma et Volcans - LMV). An accelerating voltage of 15 kV, a 8-nA-beam current and a beam diameter of 20 µm to reduce

Na loss were used. The beam current was reduced to 4 nA and the beam diameter to 10 µm when grains were too small for the 20 µm beam. The counting time was 10 s for Na, Ca, Ti, P and Si; 20 s for Mg and Al; 30 s for Mn and 40 s for Fe and K, respectively. The detailed procedure is described in Óladóttir et al. (2011). Geochemistry of major oxides, SiO_2 and alkaline sum (Na_2O + K_2O), allows the classification of volcanic glass shards in the Total Alkali Silica (TAS) diagram of Le Bas et al. (1986).

4. Age model for core KC07 and correlations

The age model of core KC07 were performed by an R software package Clam 2.2 (Blaauw, 2010) with a linear interpolation method and 1 cm resolution. It is based on ten radiometric datings performed on the first meter of core KC07 (Table 2; Fig. 2). They provide ages ranging from 2,734 ± 25 yrs to 38,522 ± 2037 yrs with no age inversions. $\delta^{18}O$ curve (Fig. 2) was compared to curves obtained on cores M40/1-10 by Löwermark et al. (2006) in the Ionian Sea and the Levantine basin and to the LR04 $\delta^{18}O$ stack provides by Lisiecki and Raymo (2005). The sedimentary record of KC07 extends to the last 400 ka and therefore covers the last 4 climatic cycles, from MIS11 to MIS1. KC07 age model is presented in figure 3. Sapropels bases ages from Emeis et al. (2003) have been added on the age model curve, however they are not taken into account for the calculation, in order to strengthen results.

Table 2: Radiometric ages performed on core KC07.

Core	Core depth (cm)	Nature of sample	Radiocarbon age (BP)			Calibrated age (BP)		
KC07	0-1	Planktonic foram.: *G. ruber*	2,960	±	30	2,734	±	25
	12-13	Planktonic foram.: *G. ruber*	5,015	±	30	5,362	±	48
	17-18	Planktonic foram.: *G. ruber*	6,665	±	30	7,199	±	35
	21-22	Planktonic foram.: *G. ruber*	8,000	±	40	8,453	±	49
	28-29	Planktonic foram.: *G. ruber*	9,815	±	40	10,725	±	73
	48-49	Planktonic foram.: *G. ruber*	14,465	±	50	17,090	±	105
	57-58	Planktonic foram.: *G. ruber*	18,040	±	70	21,328	±	141
	72-73	Planktonic foram.: *G. ruber*	25,180	±	560	28,832	±	607
	85-86	Planktonic foram.: *G. bulloides*	32,730	±	260	36,205	±	286
	93-94	Planktonic foram.: *G. ruber*	34,700	±	1900	38,522	±	2037

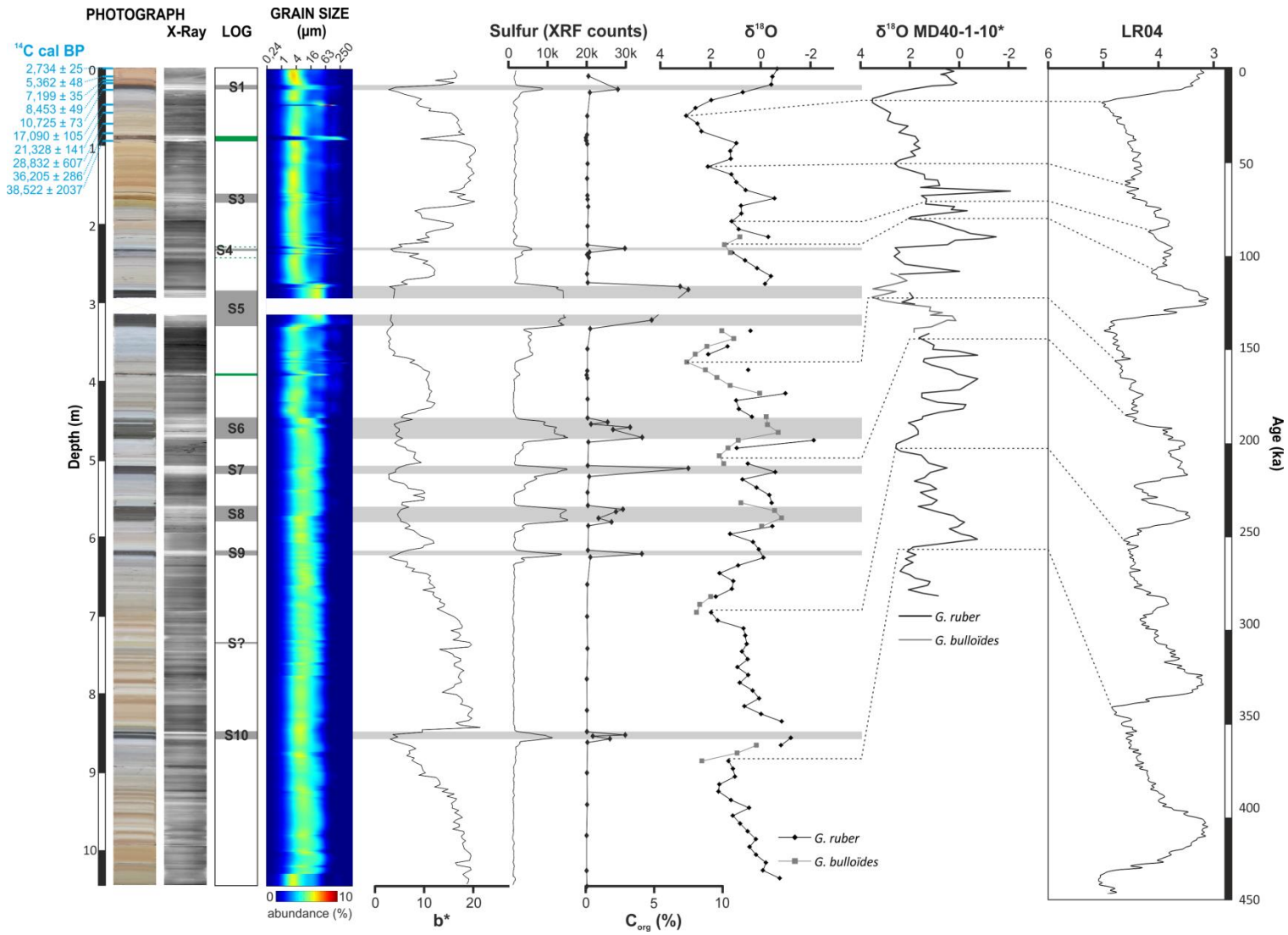


Figure 2: Core KC07 dating. Radiometric dating (in blue), photograph, X-ray, Log, grain size, b curve, Sulfur content, Organic carbon content, $\delta^{18}O$ curve and correlation with *$\delta^{18}O$ curve of MD40-1-10 from Löwermark et al. (2006) and $\delta^{18}O$ curve LR04 from Lisiecki and Raymo (2005).*

The correlation between the cores KC02, KC04, KC10, KC12 and KC13 with the reference core KC07 was performed manually using the b* curve with the Analyseries software (Paillard et al., 1996). Figure 4 highlights very similar curves for the six cores of this study. Cores from the Mediterranean Ridge (KC07, KC02 and KC04) record the last 430 ka. The three other cores record shorter time period. Core KC10 from the Apulia escarpment records 285 ka. Core KC12 from the edge of the Calabrian Arc records 175 ka and core KC13 on the Calabrian Arc records 250 ka.

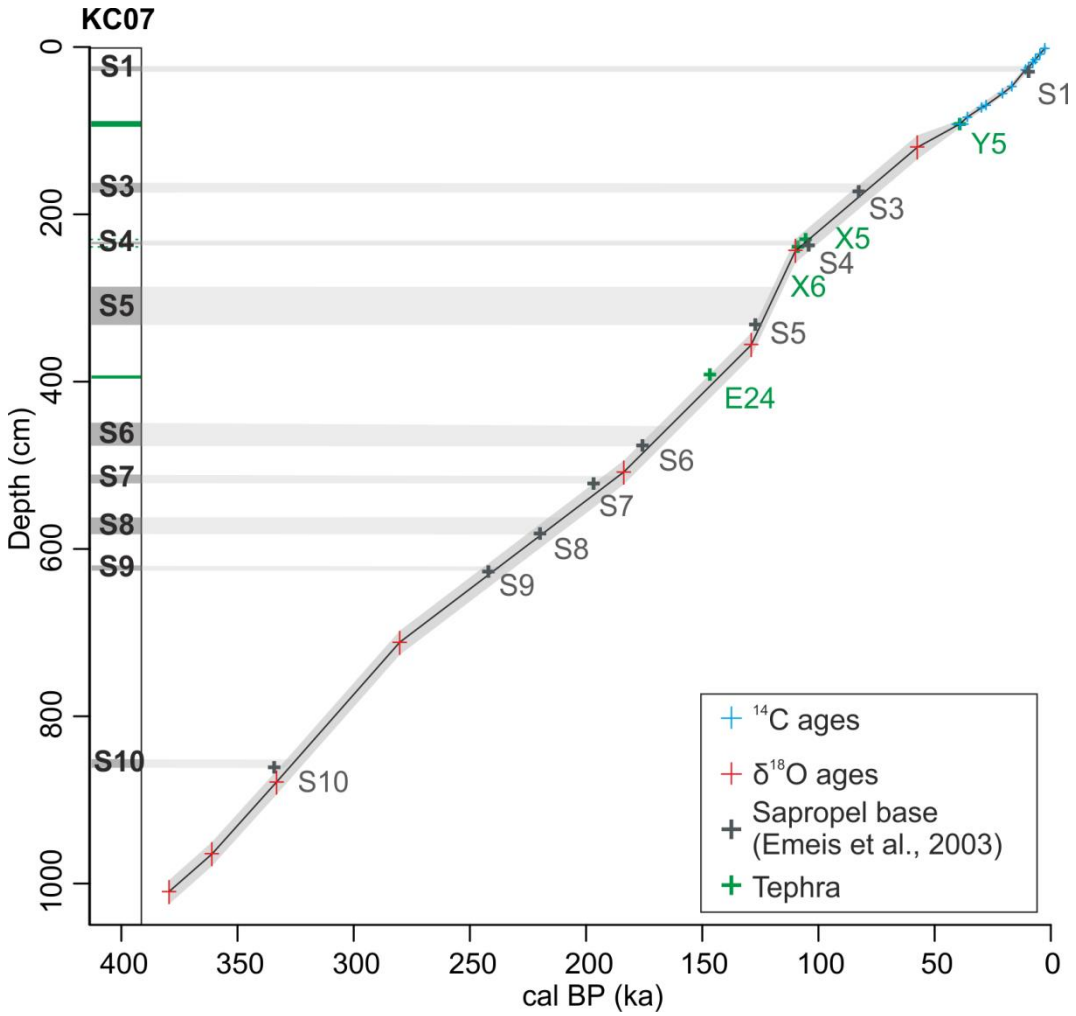


Figure 3: Age model (black lines) and its error margin (grey areas) of core KC07 obtained with $\delta^{18}O$ analyses and built using a linear interpolation implemented with the CLAM package v.2.2 of R software (Blaauw, 2010). Radiometric dates are in blue, tephra in green and sapropels in grey. Core location in fig. 1.

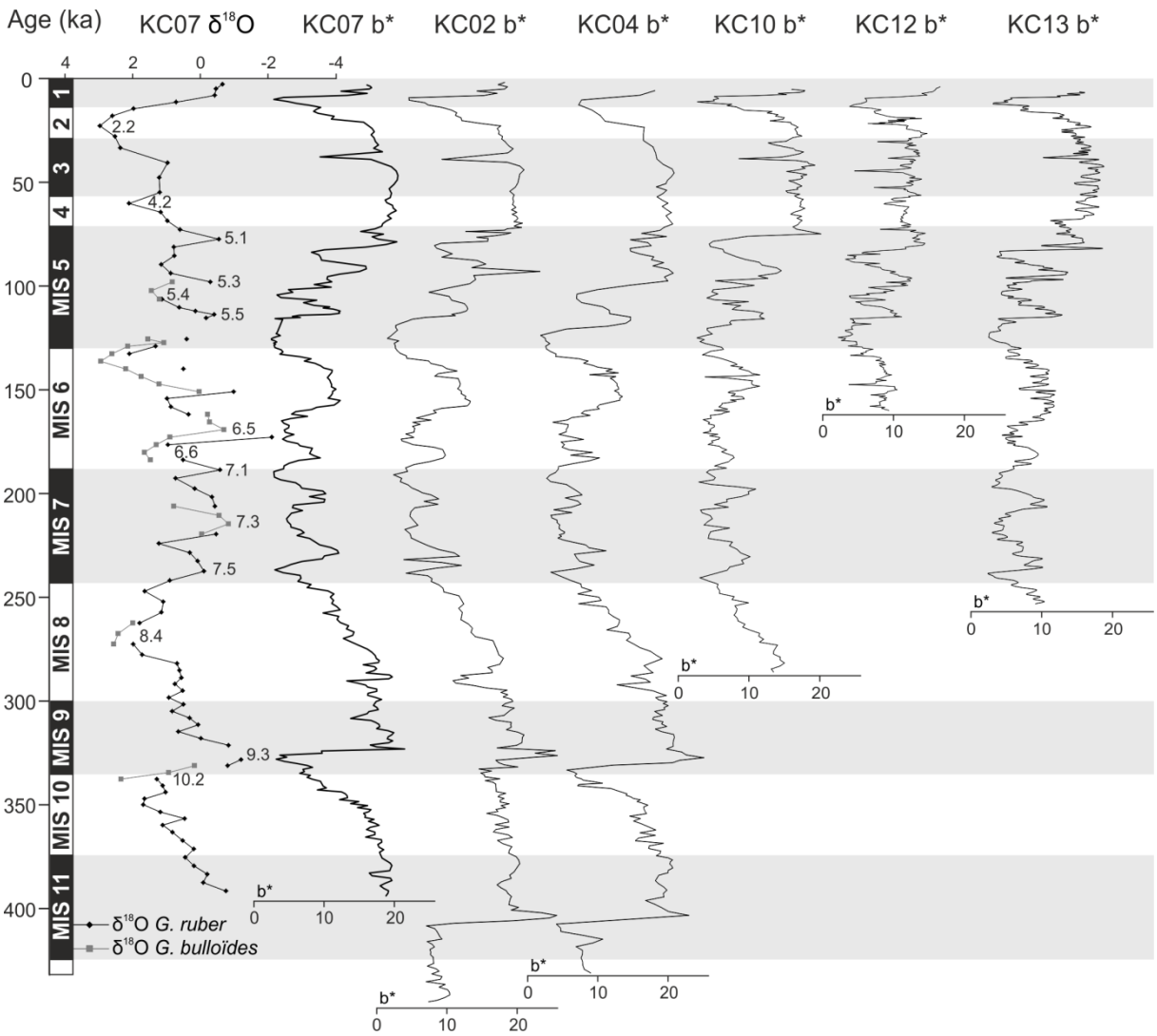


Figure 4: Hemipelagic cores' correlation with b curve of core KC07.*

5. Tephra layers

The dating of the cores allows tephra layers dating. The dates obtained were compared to those published in the literature to strengthen the obtained dating. In the TAS diagram (Fig. 5), glass shards and pumices fall into the field of trachytic to phonolitic compositions in majority. Some samples in cores KC10 and KC12 present peralkaline rhyolitic compositions. Tephra layer characteristics are presented in table 3, with location in cores, thickness, source, and composition. Geochemical analyses are provided in the supplementary material.

Glass shards of cores from the Mediterranean Ridge (KC07, KC04, KC02; Fig. 5a) have a phonolitic to trachytic composition (H.A<1 with a high alkaline content). The core from the Apulia escarpment (KC10; Fig. 5b) contains seven tephra layers with a phonolitic composition and one near the top of the core where rhyolitic (H.A<1) and phonolitic glasses

are mixed. Core KC12 from the eastern part of the Calabrian Arc (Fig. 5c) contains six tephra layers of phonolitic composition and two of peralkaline-rhyolite composition (H.A>1). In core KC13 from the central part of the Calabrian Arc, five tephra layers have been identified. Three have a phonolitic composition and one has a trachytic (H.A<1) composition. The last one has a trachytic composition (H.A<1) with a high content of SiO_2. These results highlight two main origins of the tephra layers.

Pantelleria: three tephra with peralkaline-rhyolitic composition have been identified and can be linked to the Pantelleria volcanic system. The first, found only in core KC12 (eastern part of the Calabrian Arc), dated at 43.9 ka is linked to Y6 eruption (Table 3) of Pantelleria dated at 45.0 ka by Keller et al. (1978). The oldest have been dated at 127.9 ka and 168.2 ka and found in the eastern part of the Calabrian Arc. They are linked to the Pantelleria eruptions P11 and P12 (Table 3) described by Paterne et al. (2008) who dated these layers at 130.6 ka and 163.6 ka, respectively.

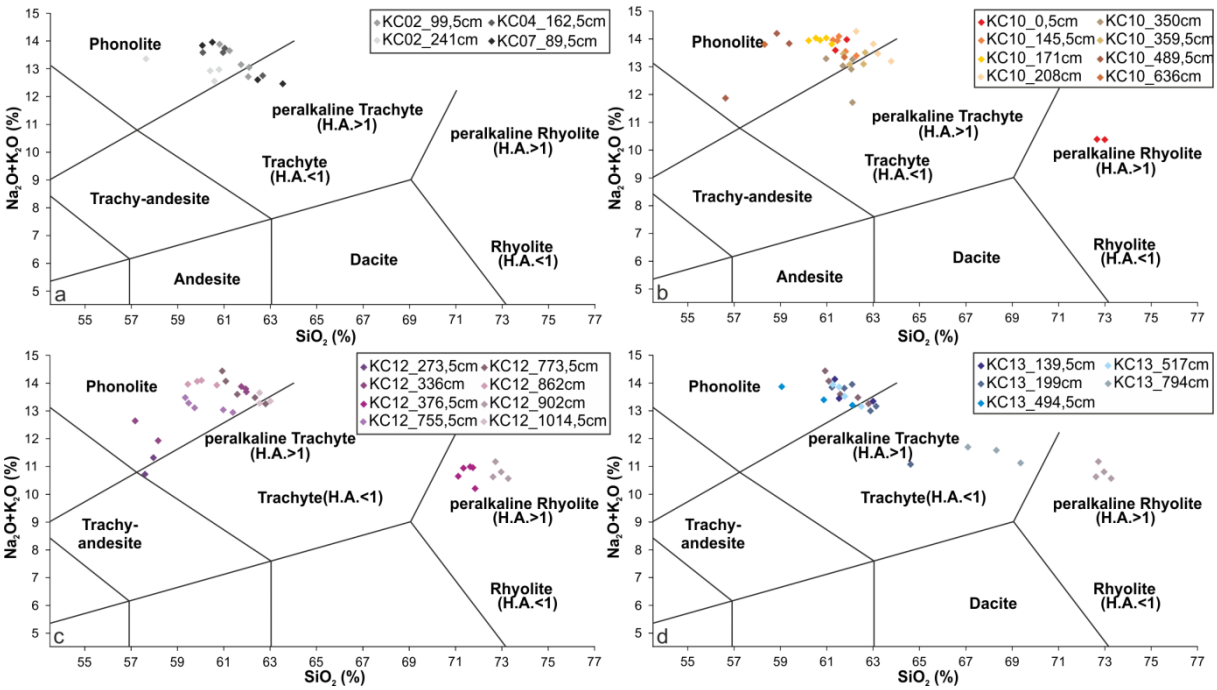


Figure 5: Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) classification diagram (Le Bas et al., 1986) for the volcanic glass fragments. Tephra glasses show phonolitic, trachytic and rhyolitic populations in composition. H.A is the molecular ratio of the peralkaline index defined by H.A. = mol(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3. (a) corresponds to cores from the Mediterranean ridge. (b) corresponds to the core from the Apulia escarpment. (c) and (d) correspond to the cores from the Calabrian Arc. Geochemical oxide's values is available in the supplementary material.

Campanian province: the Campanian province is the most important source of tephra in the Ionian Sea. Eleven tephra layers have been identified in the cores. Three volcanic eruptions are recorded in the whole Ionian Sea: Y5 (the Campanian ignimbrite), X5 and X6 (Table 3). Y5 is dated by $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology in the literature at 39.28 ± 0.11 ka (De Vivo et al., 2001), X5 by $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at 105 ± 2 ka (Allen et al., 1999; Kraml, 1998) or 106.2 ± 1.3 ka (Giaccio et al., 2012) and X6 by $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at 108.9 ± 1.8 ka (Iorio et al., 2014). These dates are similar to those obtained in this study: 38.7 ka, 100.6 ka and 107.9 ka. In core KC10, the Y5 layer is preceded by a layer older than 8 ka with the same geochemical composition that can be interpreted as a precursor of the Y5 eruption. The presence of this layer solely in core KC10 can be due to the close location of the core to the Phlegrean Fields. Eight more tephra layers are found closer to the volcanic source, on the Calabrian Arc and the Apulia escarpment (Fig. 6). They are dated at 28.8 ka, 30.0 ka, 54.1 ka, 122.7 ka, 144.7 ka and 171.0 ka, respectively. These tephra layers geochemically correspond to the following eruptions (Table 3) dated in marine sediment with radiometric dating and oxygen isotopes: Y3 dated at 28,680 – 29,420 yrs by Albert et al. (2014), Codola (Somma-Vesuvius) dated at 25.1 ka by Wulf et al. (2004), Y7 dated at 55.0 ka by Insinga et al. (2014), C35/C36 dated at 121.5/124.0 ka by Paterne et al. (2008), E24 dated at 148.4 ka by Paterne et al. (2008), C49 dated at 175.8 ka by Paterne et al. (2008), respectively.

Stratigraphy obtained for tephra with the age model of KC07 and b* correlations are consistent with age provided in the literature. Table 3 summarises the comparison between the obtained ages in this study and ages provided in the literature. Figure 6 provides the correlation of tephra layers between the cores.

6. Redox conditions highlighted by spectrocolorimetry

According to the work of Wilson et al. (1986, 1985), sediments have a strong response to redox conditions at the water-sediment interface. Oxygenation conditions of the bottom water control the migration of the oxidation front within the sediment and precipitation of iron and manganese oxides. In the Levantine basin, orange and beige sediments are established during periods when bottom waters are well oxygenated while grey and blue sediments are being established during periods when bottom waters are poorly oxygenated (Murat, 1991). Sapropel layers, linked to an absence of organic matter decomposition, reflect periods when bottom water are very poorly oxygenated to anoxic (Casford et al., 2003).

Cores from the Ionian Sea record ten oxydo-reduction cycles of a duration of 19-23 ka or 68-85 ka. They are characterised by a sequence base with orange/beige sediment, followed by

grey/blue sediment and ending with the deposit of a sapropel layer. Sapropel layers are sometimes re-oxydised by a migration of the oxidation front that starts the following sequence. In the Ionian Sea, two bottom water masses co-exist, the Adriatic Deep Water (ADW) and the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW; Theocharis et al., 2014). Colour variation of sediments could be correlated to the evolution of bottom water's (ADW and EMDW) oxygenation.

Table 3: Dates of tephra obtained with age models compared with literature.

Volcanic System	Eruption	Age (ka)						Age in literature (ka)	Reference
		KC07	KC02	KC04	KC10	KC12	KC13		
Campanian	Y3						28.8 ± 0.8	30-31	Zanchetta et al., 2008
Somma-Vesuvius	Codola					30.3 ± 0.7		25.1	Wulf et al., 2004
Campanian	Y5	38.1 ± 2.5	39.8 ± 1.0		38.4 ± 0.7	37.8 ± 0.9	38.4 ± 1.0	39.28 ± 0.11	De Vivo et al,, 2011
Somma-Vesuvius	Y6					43.9 ± 0.9		45.0	Keller et al., 1978
Campanian	Y7				54.1 ± 1.9			55.0	Insinga et al., 2014
Campanian	X5		101.8 ± 1.0		104.9 ± 0.7	103.7 ± 0.7	103.4 ± 0.7	105 ± 2 / 106.2 ± 1.3	Allen et al., 1999; Kraml, 1998; Giaccio et al., 2012
Campanian	X6			106.6 ± 1.2	107.8 ± 0.7	106.7 ± 0.8	107.6 ± 0.8	108.9 ± 1.8	Iorio et al., 2014
Campanian	C35/C36					121.3 ± 1.3		121.5 / 124.0	Paterne et al., 2008
Pantelleria	P11					127.9 ± 1.6		130.6	Paterne et al., 2008
Campanian	E24				142.9 ± 1.4	146.4 ± 2.4		148.4	Paterne et al., 2008
Pantelleria	P12						168.2 ± 0.8	163.6	Paterne et al., 2008
Campanian	C49				171.0 ± 1.0			175.8	Paterne et al., 2008

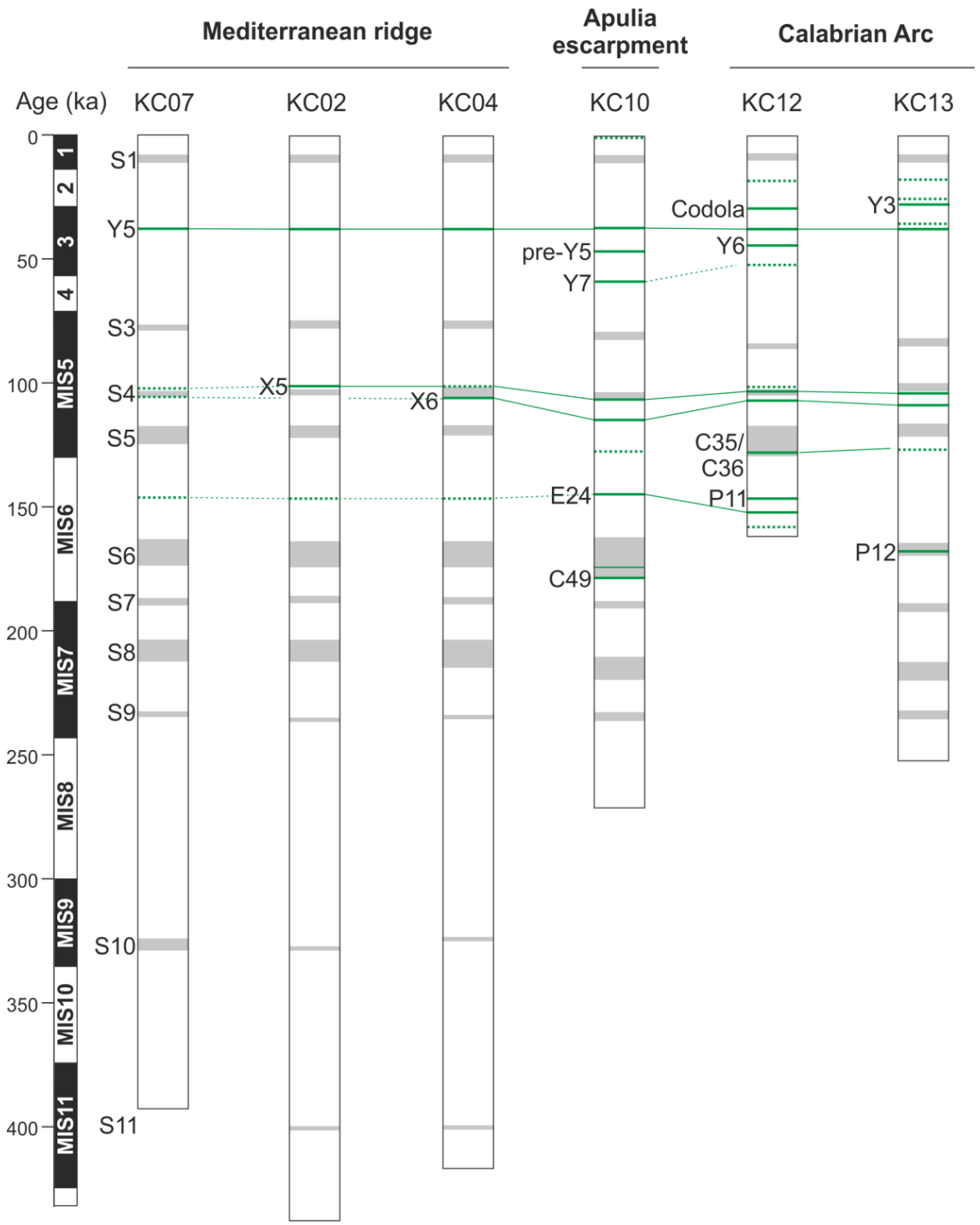


Figure 6: Tephra correlations between the cores. Green areas correspond to tephra layers; grey areas correspond to sapropels.

7. Error Margins

In the cores used for this study, sediment rates vary from 2.2 cm/ka (KC04) to 6.9 cm/ka (KC12). Cores collected on the Mediterranean Ridge exhibit the lower sediment rates. At an equal length, they record a longer period of time. Curves obtained for cores KC07 and KC02 were chosen because they do not present perturbations linked to turbidite activity, the recorded sedimentation being exclusively hemipelagic. Spectrocolorimetric measurements were performed on 3 cm sediment intervals. Thus, one measure point corresponds to a time span of 1400 yrs in average. These 1400 yrs therefore represent the temporal error margin of the spectrocolorimetric measurement. It should be added to the 1 ka resolution and the 4 ka dating error of the LR04 $\delta^{18}O$ stack (Lisiecki and Raymo, 2005), the 4.5 ka error margin due to $\delta^{18}O$ step measurement and the 1 ka estimated matching error. The resulting error is calculated using a quadratic sum and allows us to provide an error margin for our results of 6.2 ka. If we compare our dating results of tephra and sapropels with the data in the literature (Table 3 and 4), the gaps are comprised between 0.8 and 5.2 ka for tephra and between 0.1 and 6.1 ka for sapropels, respectively. This is consistent with the calculated error margin of 6.2 ka.

Table 4: Dates of sapropels bases obtained with age models compared with literature.

Sapropels	Age (ka)						Sapropels bases age (ka) from Emeis et al. 2003
	KC07	KC02	KC04	KC10	KC12	KC13	
S1	10.4	10.5	11.2	10.9	12.5	11.6	9.5
S3	78.7	78.4	78.2	79.6	86.1	85.4	83
S4	104.7	103.2	94.5	104.9		103.6	105
S5	123.2	123.1	123.4	123.6	123.5	121.9	127
S6	172.8	172.5	172.8	172.9		170.8	176
S7	190.4	190.8	190.5	190.3		192.6	197
S8	217.7	217.0	217.3	219.7		220.3	220
S9	237.0	232.2	236.7	237.9		236.4	242
S10	328.8	327.6	328.7				334
S11		406.0	405.9				406

Some measures on sapropel layers have to be correlated with caution. Indeed, some sapropels, and especially sapropels 3, 4, 10 and 11 have been entirely re-oxidized. In that case, the colour of sapropel is no longer black but orange. The b* index presents therefore high values instead of low values (Fig. 7).

Spectrocolorimetric data for the last 430 ka are available in the supplementary material. Two curves are provided (Fig. 8): a curve with poorly re-oxidized sapropels (KC07) and a curve with the presence of re-oxized sapropels (KC04). Curves have been re-sampled at a 1500 yrs step.

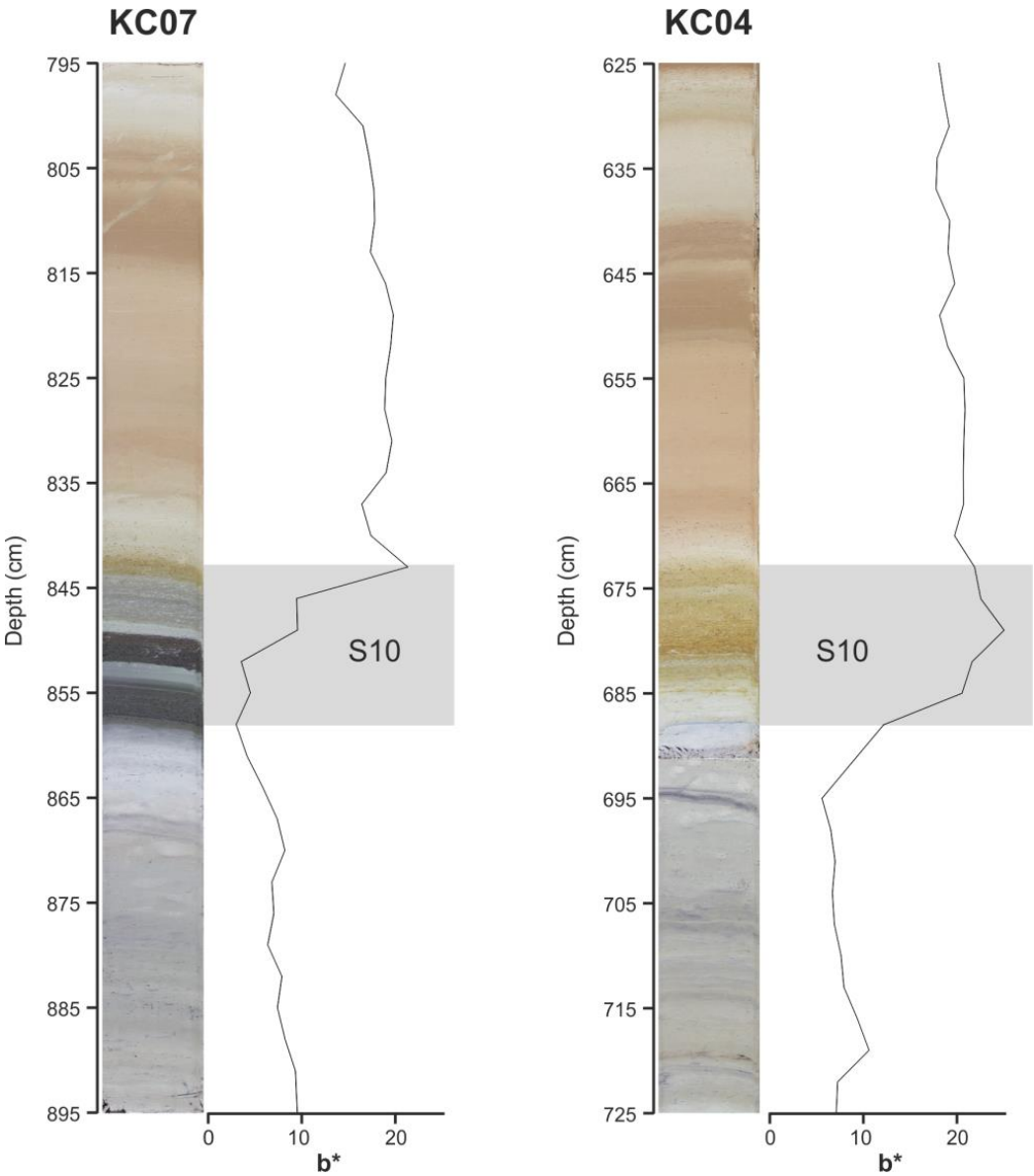


Figure 7: Comparison of b curve for sapropel 10 (KC07) and re-oxidize sapropel 10 (KC04).*

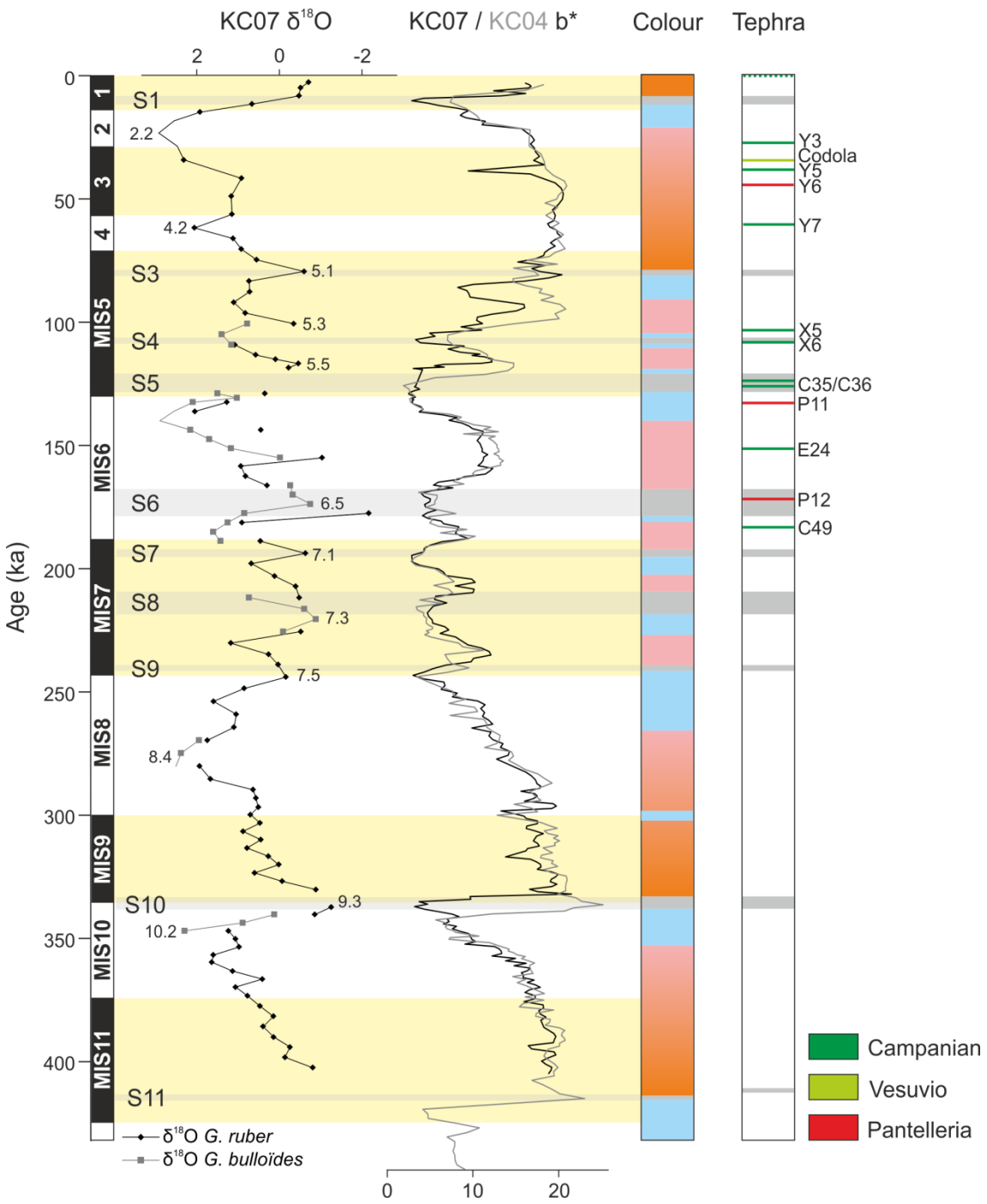


Figure 8: Synthesis of b curves from cores KC07 and KC04, δ18O from KC07, log of colours in cores and tephra layers.*

8. Conclusion

Spectrocolorimetry appears to be a good way to quickly date sediment cores that record an important part of hemipelagic sedimentation. The obtained dating of tephra layers is consistent with the literature. b* curves present in this study therefore provide an accurate stratigraphy for the central Mediterranean Sea over the last 430 ka. The resolution of this

dating method depends on the sediment rate, the dating error of the LR04 $\delta^{18}O$ stack, the error margin of our $\delta^{18}O$ measurement and the matching error between the curves. For our study the estimated error margin is 6.2 ka in average.

The results obtained by Murat (1991) and on core MD40-1-22 (Löwemark et al., 2006) highlight the same colorimetric variations in the Levantine basin sediments. However, the absence of available spectrocolorimetric data from these studies does not allow us to provide a direct comparison. Nevertheless, it appears possible to extend the correlation with spectrocolorimetry to the Levantine basin.

Acknowledgements

We thank the SHOM (hydrological and oceanographic marine service) for the data, DGA (French Defence Procurement Agency, French Ministry of Defense) and CNRS (National Center of Scientific Research) of Normandie for PhD thesis financing, the 'ARTEMIS' project for radiocarbon dating. We are also grateful to EPOC technicians, engineers and students: L. San Pedro, P. Lebleu, I. Billy, B. Martin, O. Ther, B. Cosson, L. Rossignol and M.-H. Castera for the data acquisition. We thank J.-L. Devidal for his assistance with the electron microprobe. We finally acknowledge Olivia Clayton who provides English-language support.

References

Albert, P.G., Hardiman, M., Keller, J., Tomlinson, E.L., Smith, V.C., Bourne, A.J., Wulf, S., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Müller, U.C., Pross, J., Ottolini, L., Matthews, I.P., Blockley, S.P.E., Menzies, M.A., 2014. Revisiting the Y-3 tephrostratigraphic marker: a new diagnostic glass geochemistry, age estimate, and details on its climatostratigraphical context.

Allen, J.R., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. Nature 400, 740–743.

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quat. Geochronol. 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

Casford, J., Rohling, E., Abu-Zied, R., Fontanier, C., Jorissen, F., Leng, M., Schmiedl, G., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 103–119.

Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. Quat. Res. 8, 205–235. doi:10.1016/0033-5894(77)90046-1

D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'anastasio, E., Mantenuto, S., Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 113.

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P., Calvert, A., Bohrson, W., Spera, F., Belkin, H., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). Mineral. Petrol. 73, 47–65.

de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemant, S., Le Pichon, X., 1992. Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). Geophys. J. Int. 109, 536–552.

Debret, M., Sebag, D., Desmet, M., Balsam, W., Copard, Y., Mourier, B., Susperrigui, A.-S., Arnaud, F., Bentaleb, I., Chapron, E., Lallier-Vergès, E., Winiarski, T., 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram." Earth-Sci. Rev. 109, 1–19. doi:10.1016/j.earscirev.2011.07.002

Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. Earth Planet. Sci. Lett. 273, 163–174.

Dewey, J., Sengör, C.A.M., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull. 90, 84–92.

Emeis, K., Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., 2003. Eastern Mediterranean surface water temperatures and δ18O composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. Paleoceanography 18.

Emery, K., Heezen, B.C., Allan, T., 1966. Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea. Presented at the Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, Elsevier, pp. 173–192.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int. 145, 809–820.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23.

Giaccio, B., Nomade, S., Wulf, S., Isaia, R., Sottili, G., Cavuoto, G., Galli, P., Messina, P., Sposato, A., Sulpizio, R., 2012. The late MIS 5 Mediterranean tephra markers: a reappraisal from peninsular Italy terrestrial records. Quat. Sci. Rev. 56, 31–45.

Insinga, D.D., Tamburrino, S., Lirer, F., Vezzoli, L., Barra, M., De Lange, G.J., Tiepolo, M., Vallefuoco, M., Mazzola, S., Sprovieri, M., 2014. Tephrochronology of the astronomically-tuned KC01B deep-sea core, Ionian Sea: insights into the explosive activity of the Central Mediterranean area during the last 200 ka. Quat. Sci. Rev. 85, 63–84. doi:10.1016/j.quascirev.2013.11.019

Iorio, M., Liddicoat, J., Budillon, F., Incoronato, A., Coe, R.S., Insinga, D.D., Cassata, W.S., Lubritto, C., Angelino, A., Tamburrino, S., 2014. Combined palaeomagnetic secular variation and petrophysical records to time-constrain geological and hazardous events: An example from the eastern Tyrrhenian Sea over the last 120 ka. Glob. Planet. Change 113, 91–109. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.11.005

Keller, J., Ryan, W., Ninkovich, D., Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 591–604.

Köng, E., Zaragosi, S., Schneider, J.-L., Garlan, T., Bachèlery, P., San Pedro, L., Seibert, C., Racine, C., 2016. Untangling the complex origin of turbidite activity on the Calabrian Arc (Ionian Sea) over the last 60 ka. Mar. Geol. 373, 11–25. doi:10.1016/j.margeo.2015.12.010

Kraml, M., 1998. Laser-40 Ar, 39 Ar-Datierungen an distalen marinen Tephren des jung-quartären mediterranen Vulkanismus (Ionisches Meer, METEOR-Fahrt 25/4).

Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., 2004. Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. Geophys. J. Int. 157, 1377–1392.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol. 27, 745–750.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 12675–12690.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two∼ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 5695–5719.

Murat, A., 1991. Enregistrement sédimentaire des paléoenvironnements quaternaires en Méditerranée orientale (Thèse de Doctorat). Université de Perpignan.

Negri, A., Capotondi, L., Keller, J., 1999. Calcareous nannofossils, planktonic foraminifera and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea. Mar. Geol. 157, 89–103. doi:10.1016/S0025-3227(98)00135-2

Óladóttir, B.A., Sigmarsson, O., Larsen, G., Devidal, J.-L., 2011. Provenance of basaltic tephra from Vatnajökull subglacial volcanoes, Iceland, as determined by major-and trace-element analyses. The Holocene 959683611400456.

Olivet, J.-L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.-M., 1982. Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. Bull Soc Géol Fr 7, 875–892.

Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. Eos Trans. Am. Geophys. Union 77, 379–379.

Paterne, M., Guichard, F., Duplessy, J.C., Siani, G., Sulpizio, R., Labeyrie, J., 2008. A 90,000–200,000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the Central Mediterranean Sea. J. Volcanol. Geotherm. Res. 177, 187–196. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.028

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Nelson, C.H., Romano, S., Vaiani, S.C., Colizza, E., Gasparotto, G., Gasperini, L., 2016. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.010

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). Geochem. Geophys. Geosystems.

Polonia, A., Romano, S., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Gasparotto, G., Gasperini, L., Panieri, G., Torelli, L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes? Mar. Geol. 361, 41–52. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.001

Polonia, A., Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, M., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. Solid Earth 102, 9983–9999.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005

Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. Science 294, 1917–1920.

Theocharis, A., Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., 2014. An internal mechanism driving the alternation of the Eastern Mediterranean dense/deep water sources. Mediterr. Sea Temporal Var. Spat. Patterns 10, 9781118847572.

Warning, B., Brumsack, H.-J., 2000. Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 293–309.

Wilson, T., Thomson, J., Hydes, D., Colley, S., Culkin, F., Sørensen, J., 1986. Oxidation fronts in pelagic sediments: Diagenetic formation of metal-rich layers. Science 232, 972–975.

Wilson, T.R.S., Thomson, J., Colley, S., Hydes, D.J., Higgs, N.C., Sørensen, J., 1985. Early organic diagenesis: The significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 811–822. doi:10.1016/0016-7037(85)90174-7

Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J., Negendank, J.F.W., 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). Quat. Int. 122, 7–30. doi:10.1016/j.quaint.2004.01.028

Supplementary material

Supplementary material 1: Electron microprobe analyses of glass shards in tephra layers for cores KC02, KC04, KC07, KC10, KC12 and KC13.

Core	Core depth (cm)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
KC02	99.5	58.82	0.43	17.69	3.09	0.28	0.36	1.59	5.98	6.95	0.09	95.28
		58.63	0.40	18.59	2.91	0.13	0.33	1.63	6.79	7.00	0.00	96.41
		57.82	0.37	18.13	2.66	0.26	0.26	1.61	6.34	6.95	0.03	94.42
		60.82	0.38	18.37	2.90	0.07	0.46	2.11	5.08	7.80	0.04	98.03
		60.97	0.36	18.54	2.75	0.25	0.40	1.66	6.11	7.12	0.05	98.21
	241	56.3	0.382	17.486	2.96	0.03	0.608	2.332	3.831	8.574	0.118	92.625
		53.59	0.342	16.998	3.06	0.06	0.557	2.149	3.392	8.088	0.2106	88.4517
		55.22	0.348	17.481	2.84	0.22	0.638	2.404	3.724	8.479	0.0589	91.4074
		52.54	0.401	18.654	3.4	0.1	0.65	2.744	3.973	8.585	0.084	91.1298
KC04	162.5	57.17	0.461	17.757	2.9	0.27	0.283	1.579	6.604	6.547	0.1359	93.7015
		54.48	0.4	17.864	2.74	0.39	0.354	1.653	5.651	7.049	0.0677	90.6418
		56.54	0.428	17.866	2.72	0.16	0.332	1.62	5.89	7.102	0.0763	92.7336
		57.94	0.459	16.912	2.77	0.32	0.331	1.48	5.883	6.301	0.051	92.4443
		57.66	0.449	17.922	2.93	0.23	0.239	1.561	6.66	6.72	0.0935	94.4556
KC07	89.5	58.69	0.44	19.37	2.77	0.26	0.32	1.71	6.85	7.07	0.17	97.65
		46.21	0.33	17.11	2.21	0.33	0.22	9.17	5.78	6.02	6.50	93.88
		62.31	0.40	17.92	2.55	0.26	0.30	1.57	5.82	6.81	0.10	98.05
		57.88	0.38	18.80	2.76	0.13	0.23	1.65	6.69	7.04	0.05	95.62
		61.69	0.39	18.35	3.20	0.13	0.34	1.65	5.84	7.02	0.14	98.74
KC10	0.5	59.4	0.458	18.58	2.98	0.19	0.336	1.631	6.159	6.978	0.034	96.7453
		58.86	0.447	17.758	2.59	0.18	0.352	1.652	6.203	7.077	0	95.116
		58.7	0.428	17.845	2.85	0.24	0.356	1.628	5.926	6.815	0.1444	94.9303
		67.08	0.334	8.1217	6.39	0.39	0.098	0.283	5.508	4.075	0.0517	92.3336
		68.25	0.333	8.0224	6.46	0.33	0.064	0.302	5.57	4.125	0.043	93.4975
	145.5	61.14	0.399	18.362	2.78	0.34	0.29	1.67	6.094	7.036	0.034	98.139
		58.99	0.424	17.951	2.75	0.27	0.358	1.696	5.804	7.104	0.0594	95.4057
		59.71	0.414	18.207	2.84	0.35	0.341	1.69	6.483	7.046	0.0679	97.1529
		60.89	0.379	18.534	3.09	0.05	0.343	1.686	6.512	7.412	0.0339	98.9284
		58.71	0.395	18.208	2.95	0.25	0.288	1.626	6.333	7.024	0	95.7939
	171	58.85	0.408	18.638	3.18	0.25	0.279	1.718	6.438	7.081	0.0678	96.9134
		58.34	0.418	18.337	2.95	0.09	0.304	1.699	6.333	7.073	0.0933	95.6373
		59.53	0.42	18.903	3.17	0.36	0.336	1.803	6.639	7.175	0.0085	98.3425
		58.98	0.427	19.43	3.06	0.32	0.311	1.74	6.382	7.25	0.0085	97.9071
		60.11	0.461	18.769	3.07	0.03	0.306	1.841	6.497	7.076	0	98.1537
	208	58.91	0.62	17.135	2.21	0.32	0.254	1.108	6.495	6.403	0.0085	93.4637
		62.6	0.591	17.681	2.58	0.17	0.383	1.118	6.669	6.267	0.0683	98.1278
		61.06	0.567	18.207	2.55	0.33	0.311	1.005	7.687	6.281	0.0171	98.0211
		62.41	0.564	18.029	2.75	0.1	0.396	1.043	6.73	6.551	0.1452	98.7166

Core	Core depth (cm)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
KC10	350	58.83	0.365	16.396	3.88	0.13	0.994	2.703	3.144	7.929	0.2868	94.6616
		61.38	0.376	17.844	3.05	0.09	0.626	2.233	3.945	9.142	0.1015	98.7783
		58.11	0.358	17.432	2.87	0.25	0.571	2.209	3.347	8.909	0.0928	94.1512
		57.35	0.361	17.651	3.08	0.13	0.596	2.245	3.705	8.777	0.1266	94.0272
		59.88	0.369	17.682	3.06	0.09	0.633	2.257	3.811	8.627	0.0422	96.451
	359.5	59.46	0.385	17.686	2.63	0.04	0.497	1.714	4.93	7.494	0.1358	94.9686
		60.19	0.441	17.766	2.86	0	0.32	1.456	6.754	6.205	0.0341	96.0314
		59.81	0.455	17.643	3.07	0.46	0.427	1.836	4.689	7.906	0.1691	96.4632
		57	0.434	17.31	2.73	0.22	0.408	1.678	5.059	7.353	0.0847	92.2789
	489.5	57.96	0.498	19.994	2.95	0.23	0.327	2.559	5.304	8.677	0.1179	98.6051
		56.36	0.433	19.263	2.5	0.34	0.399	2.451	4.47	8.657	0.1516	95.0215
		51.9	0.642	17.802	4.8	0.08	1.08	4.143	4.419	6.458	0.4179	91.7419
	636	59.36	0.461	18.507	2.07	0.13	0.288	2.332	3.543	9.265	0.1181	96.0801
		54.9	0.568	21.383	3.82	0.08	0.799	3.915	3.908	10.2	0.2662	99.8381
		56.57	0.505	18.848	3.56	0.12	0.686	3.118	2.779	10.58	0.1667	96.9388
KC12	273.5	55.61	0.545	18.635	3.74	0.1	0.82	5.237	3.341	7.448	0.3521	95.8207
		50.61	0.912	18.439	8.3	0.09	3.134	7.026	3.954	4.74	0.8641	98.0705
		53.81	0.612	18.129	4.41	0.06	1.145	4.876	5.813	4.139	0.321	93.3106
	336	58.98	0.365	17.923	2.61	0.15	0.384	1.608	6.039	6.997	0.085	95.1391
		57.36	0.645	17.768	5.37	0.13	1.432	3.694	3.561	8.132	0.4022	98.5056
		55.55	0.661	18.525	4.84	0	1.44	3.572	4.274	7.932	0.2438	97.0335
		59	0.429	17.93	2.79	0.25	0.321	1.56	6.166	7.014	0	95.4612
		60.27	0.336	18.092	2.95	0	0.396	1.837	5.581	7.649	0.0593	97.1721
	376.5	68.78	0.474	7.7312	8.25	0.31	0.095	0.312	5.54	4.185	0.0686	95.7453
		69.53	0.511	7.7287	7.83	0.4	0.081	0.37	6.462	4.154	0	97.077
		67.51	0.446	7.69	7.96	0.27	0.111	0.336	6.153	4.15	0.0086	94.6402
		68.55	0.425	7.5729	7.83	0.34	0.094	0.307	6.226	4.228	0	95.5715
		65.23	0.484	7.7691	7.77	0.33	0.092	0.333	5.684	4.033	0	91.7184
	755.5	54.82	0.374	17.95	3.27	0.05	0.764	2.511	3.736	8.642	0.1772	92.2965
		57.4	0.424	18.609	3.48	0.14	0.701	2.761	3.747	8.991	0.1349	96.3942
		57.66	0.337	17.662	3.14	0.22	0.619	2.432	3.694	8.564	0.1604	94.4801
		57.14	0.373	18.266	3.55	0.1	0.745	2.686	3.592	8.872	0.2445	95.5622
		57.45	0.392	17.639	3.2	0.06	0.618	1.965	4.047	7.991	0.1358	93.4917
	773.5	61.58	0.443	17.931	2.96	0.16	0.39	1.632	5.589	7.387	0.0171	98.0843
		60.66	0.426	18.262	2.88	0.07	0.425	1.646	5.866	7.173	0.0597	97.4704
		55.09	0.39	17.439	2.51	0.11	0.394	1.559	5.984	7.037	0	90.5227
		56.63	0.484	17.568	2.91	0.31	0.257	1.537	6.823	6.2	0.0426	92.7576
		57.93	0.437	18.204	2.62	0.28	0.405	1.647	5.904	6.843	0.0423	94.3185
	862	59.83	0.646	18.539	2.04	0.15	0.289	1.154	6.42	6.552	0.119	95.7321
		59.51	0.65	18.321	2.31	0.43	0.322	1.114	6.53	6.042	0	95.2311
		59.49	0.632	17.743	2.36	0.13	0.392	1.168	6.472	6.111	0	94.493

Core	Core depth (cm)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
	902	69.44	0.373	8.0025	6.54	0.21	0.066	0.264	6.093	4.135	0.0514	95.1789
		69.21	0.35	7.9645	6.29	0.32	0.069	0.283	5.841	4.091	0.0514	94.4793
		67.93	0.391	8.2446	6.29	0.44	0.07	0.282	5.883	4.008	0.0172	93.5621
		67.61	0.376	7.8874	6.24	0.2	0.064	0.278	6.238	4.097	0	92.9819
	1014.5	56	0.484	18.186	2.78	0.2	0.448	2.284	4.775	8.304	0.0169	93.4785
		56.35	0.447	18.2	2.64	0.11	0.44	2.293	4.681	8.472	0.1348	93.774
		56.27	0.507	18.81	2.75	0.12	0.41	2.476	4.772	8.364	0.0839	94.5639
		58.07	0.516	18.404	2.51	0.33	0.387	2.244	4.646	7.708	0.0591	94.8809
		57.93	0.521	18.173	2.63	0	0.399	2.371	4.597	8.615	0.118	95.3559
KC13	139.5	57.22	0.406	19.384	3.03	0.25	0.254	1.715	6.4	8.247	0	96.8987
		60.82	0.441	19.228	3.03	0	0.344	1.677	5.907	8.152	0	99.5969
		60.45	0.49	19.288	3	0.14	0.375	1.692	6.235	7.014	0.017	98.7082
		61.23	0.501	17.997	2.53	0.29	0.358	1.737	6.147	6.861	0	97.6434
		60.87	0.456	18.833	2.76	0.33	0.385	1.665	6.401	7.179	0.2201	99.0975
	199	62.53	0.406	18.429	2.99	0	0.279	1.764	3.497	7.254	0.068	97.2189
		61.05	0.416	18.153	2.84	0	0.289	1.503	5.752	7.018	0.1358	97.1631
		60.11	0.444	18.614	2.73	0.35	0.345	1.709	6.312	7.176	0	97.7904
		60.91	0.463	18.952	3.37	0.45	0.326	1.64	6.619	7.196	0.0338	99.9517
		61.29	0.415	18.649	2.89	0.1	0.298	1.655	6.506	7.303	0.0679	99.1668
		60.74	0.47	17.694	3.2	0.42	0.328	1.602	5.713	6.882	0	97.0461
		56.68	0.398	19.617	2.74	0.08	0.326	1.727	7.155	7.565	0.0169	96.3027
	494.5	56.25	0.376	19.853	3.03	0.22	0.457	2.225	4.677	8.574	0.0337	95.6995
		60.14	0.364	18.384	2.65	0.12	0.47	2.176	4.166	8.655	0.152	97.2793
		59.91	0.364	18.479	3.31	0.33	0.628	2.358	4.181	9.043	0.2863	98.8914
	517	60.17	0.392	18.539	3.01	0.24	0.429	1.739	6.919	6.288	0.1191	97.8455
		59.67	0.439	19.062	2.78	0.47	0.225	1.304	6.903	6.573	0	97.4244
		60.82	0.418	17.942	3.36	0.12	0.46	1.727	5.527	7.32	0.0848	97.7861
		59.01	0.491	18.838	2.84	0.35	0.195	1.61	7.36	6.107	0	96.8014
	796.5	67.37	0.645	13.282	5.16	0.24	0.211	0.593	6.981	4.474	0.1028	99.0576
		69.36	0.534	11.945	6.19	0.42	0.277	0.458	6.777	4.385	0.1027	100.448
		64.33	0.554	13.675	5.36	0.2	0.225	0.564	6.68	4.572	0.1716	96.3323

Supplementary material 2: Spectrocolorimetry curves b for cores KC07 and KC04.*

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
3.5	16.10	
5	16.32	18.14
6.5	13.68	16.71
8	14.25	13.61
9.5	5.30	8.61
11	3.95	7.41
12.5	6.45	7.62
14	8.88	8.7
15.5	8.72	9.53
17	9.17	10.18
18.5	11.00	10.61
20	11.78	11.3
21.5	15.31	13.81
23	16.21	16.19
24.5	16.75	16.44
26	16.97	16.39
27.5	16.74	16.38
29	17.02	16.42
30.5	17.23	16.94
32	17.55	17.57
33.5	17.22	17.9
35	17.72	18.09
36.5	15.21	18.2
38	11.11	18.31
39.5	16.31	18.73
41	18.01	19.32
42.5	19.19	20.15
44	19.88	20.59
45.5	20.27	20.61
47	20.41	20.26
48.5	20.38	19.81
50	20.17	19.46
51.5	19.80	18.56
53	19.34	19.33
54.5	19.34	19.29
56	19.46	18.59
57.5	19.31	18.81
59	18.76	19.55
60.5	19.07	19.35
62	19.68	19.45
63.5	19.99	20.09
65	19.64	19.9
66.5	19.11	19.81

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
68	19.28	20.16
69.5	18.60	20.38
71	18.19	19.49
72.5	17.39	18.62
74	15.89	16.88
75.5	17.72	18.61
77	17.13	15.75
78.5	18.96	16.6
80	19.18	17.08
81.5	15.88	14.86
83	10.29	14.9
84.5	8.55	16.51
86	9.32	17.72
87.5	9.58	18.31
89	11.81	18.56
90.5	14.93	18.61
92	15.83	20.11
93.5	14.54	20.37
95	11.75	19.57
96.5	10.40	19.67
98	10.71	17.61
99.5	9.32	13.86
101	9.62	10.62
102.5	5.41	8.3
104	4.52	6.99
105.5	3.63	6.98
107	7.39	7.43
108.5	7.51	9.03
110	9.22	10.84
111.5	10.95	11.51
113	12.08	11.98
114.5	8.07	14.18
116	4.62	14.49
117.5	3.92	13.67
119	3.73	10.68
120.5	3.55	5.59
122	3.37	3.51
123.5	3.31	2.13
125	3.11	2.46
126.5	2.65	2.78
128	2.97	2.86
129.5	2.89	2.65
131	3.61	3.19

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
132.5	3.95	3.93
134	5.20	5.33
135.5	7.61	8.08
137	7.70	8.38
138.5	9.14	9.84
140	10.03	11.49
141.5	11.03	11.63
143	10.82	11
144.5	10.51	11.96
146	10.74	12.46
147.5	10.93	12.69
149	11.05	12.83
150.5	11.41	12.58
152	11.12	13.01
153.5	10.84	13.19
155	11.23	12.64
156.5	11.93	10.8
158	10.82	9.96
159.5	8.53	9.02
161	6.38	7.9
162.5	6.05	7.71
164	6.17	5.68
165.5	4.18	4.31
167	4.48	5.68
168.5	4.90	5.55
170	4.40	5.32
171.5	4.97	5.02
173	4.86	6.97
174.5	4.26	5.84
176	5.51	5.07
177.5	6.67	5.1
179	8.09	6.84
180.5	7.98	7.84
182	8.31	8.31
183.5	8.70	9.22
185	6.02	7.05
186.5	4.67	4.85
188	4.21	4.3
189.5	3.32	3.92
191	2.81	3.18
192.5	2.93	2.84
194	3.91	3.5
195.5	5.80	5.35
197	6.52	6.22
198.5	7.83	6.91

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
200	9.94	7.48
201.5	8.88	6.15
203	9.30	6.58
204.5	9.71	7.38
206	6.35	6.43
207.5	5.68	4.45
209	6.41	5.47
210.5	5.24	3.55
212	4.80	3.76
213.5	4.67	4.21
215	5.00	4.47
216.5	5.26	4.51
218	6.35	5.01
219.5	6.91	4.83
221	6.52	4.57
222.5	7.94	5.41
224	8.69	7.4
225.5	9.56	8.57
227	11.05	10.21
228.5	11.86	8.35
230	11.09	6.81
231.5	9.80	7.12
233	7.74	7.9
234.5	5.61	8.9
236	4.30	7.04
237.5	3.27	4.23
239	4.58	4.13
240.5	6.48	5.19
242	6.50	6.3
243.5	6.90	7.39
245	7.85	7.75
246.5	8.49	8.66
248	10.67	7.69
249.5	11.16	9.32
251	10.97	10.25
252.5	11.19	8.33
254	11.22	9.74
255.5	11.82	11.33
257	11.65	11.47
258.5	10.39	11.83
260	11.82	12.57
261.5	11.87	12.99
263	12.39	12.85
264.5	13.24	12.24
266	13.29	12.03

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
267.5	14.04	14.18
269	13.86	14.47
270.5	12.95	14.15
272	13.61	14.74
273.5	14.59	15.54
275	15.61	16.54
276.5	16.43	17.58
278	16.97	18.25
279.5	17.29	18.81
281	17.65	17.93
282.5	16.87	16.87
284	16.66	16.84
285.5	17.21	17.41
287	16.61	16.45
288.5	19.25	15.44
290	18.36	16.93
291.5	14.09	15.1
293	15.64	14.09
294.5	16.75	16.71
296	17.19	18.47
297.5	16.20	19.11
299	17.18	18.44
300.5	17.67	19.44
302	17.12	19.6
303.5	17.24	19.37
305	17.26	18.39
306.5	16.10	18.74
308	14.88	18.01
309.5	14.97	18.41
311	17.18	19.08
312.5	17.79	19.24
314	17.76	18.46
315.5	19.35	19.82
317	19.52	20.73
318.5	19.01	20.7
320	19.43	20.61
321.5	17.77	20.57
323	18.18	20.01
324.5	14.78	21.42
326	8.16	22.65
327.5	4.18	24.03
329	3.61	21.33
330.5	5.39	15.83
332	7.57	9.36
333.5	7.43	6.18

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
335	6.88	6.78
336.5	7.49	6.86
338	7.91	7.84
339.5	9.23	9.52
341	9.66	7.8
342.5	9.96	11.68
344	10.55	13.29
345.5	12.87	14.11
347	13.18	15.07
348.5	13.03	15.77
350	14.32	16.67
351.5	15.41	16.51
353	16.05	16.56
354.5	15.95	16.37
356	15.74	15.11
357.5	16.44	15.44
359	16.62	15.77
360.5	17.45	16.87
362	16.41	17.77
363.5	16.65	16.56
365	17.07	17.41
366.5	16.42	15.72
368	18.00	16.8
369.5	17.86	18.12
371	17.75	17.26
372.5	18.23	18.56
374	17.90	18.54
375.5	18.04	19.39
377	18.39	20.34
378.5	19.08	20.18
380	19.49	20.43
381.5	19.40	20.12
383	18.27	19.66
384.5	16.60	18.54
386	18.63	18.22
387.5	19.38	18.28
389	18.45	18.86
390.5	18.17	19.44
392	18.88	19.52
393.5	18.99	19.23
395		18.72
396.5		17.08
398		17.82
399.5		18.73
401		19.56

Age (ka)	b* KC07	b* KC04
402.5		21.18
404		20.6
405.5		14.14
407		7.52
408.5		4.31
410		4.66
411.5		5.1
413		7.43
414.5		9.75
416		9.9
417.5		8.42
419		7.16
420.5		7.68
422		7.76
423.5		7.65
425		7.67
426.5		7.79
428		7.85
429.5		8.07
431		8.72

2. Conclusion

Il semble donc que la spectrocolorimétrie soit un bon moyen pour corréler facilement et rapidement des sédiments hémipélagiques ou présentant une faible part de sédimentation turbiditique. De plus, l'identification de 25 niveaux de téphras vient conforter les résultats puisque l'on observe de faibles écarts de datations par rapport aux âges données dans la littérature. Les marges d'erreurs liées à cette méthode de datation sont dépendantes de 4 facteurs :

- Le taux de sédimentation qui joue sur la résolution du jeu de données.
- Le pas de mesure du $\delta^{18}O$ qui a permis de calibrer la courbe de spectrocolorimétrie.
- La marge d'erreur de la courbe de référence : LR04.
- La marge d'erreur liée à la correspondance faite entre notre courbe de $\delta^{18}O$ et le stack (LR04) de référence.

La Figure IV.1 présente les datations de toutes les carottes pouvant être corrélées grâce à l'indice spectrocolorimétrique b* et la Figure IV.2 présente une synthèse des corrélations des téphras entre toutes les carottes de la mission MOCOSED2012.

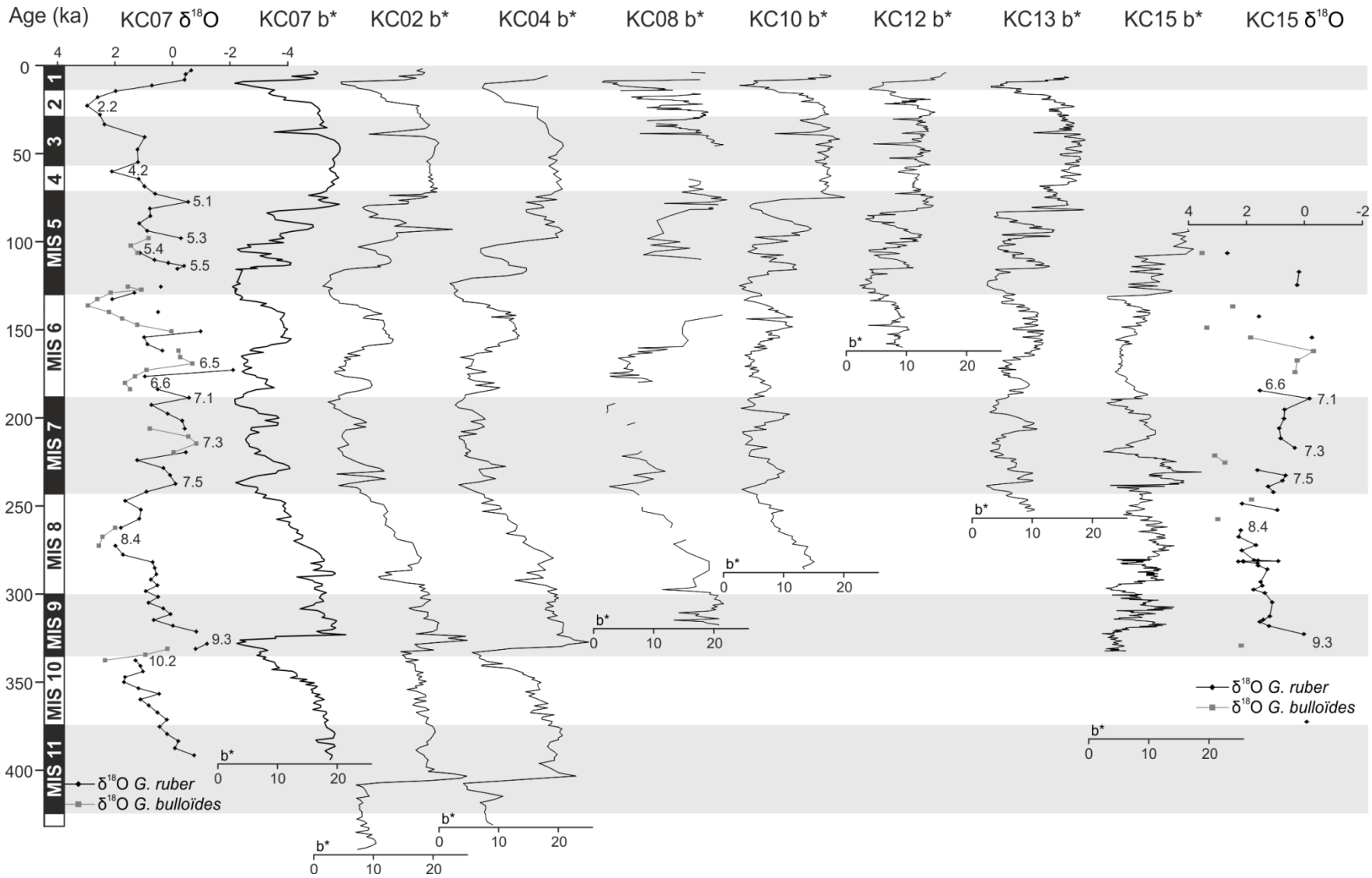


Figure IV.1 – Datation des carottes par corrélation avec la carotte KC07 grâce aux courbes spectrocolorimétriques b.*

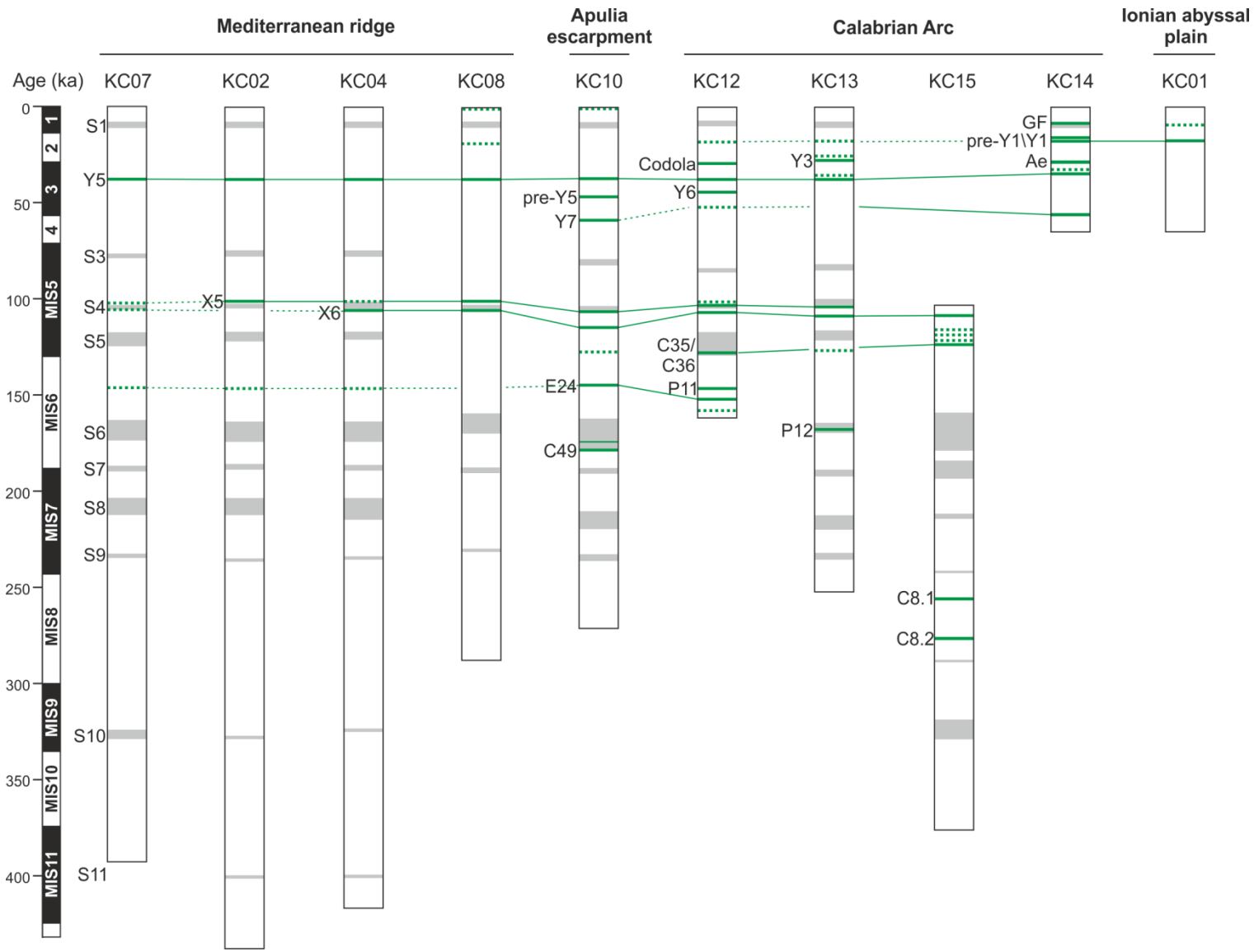


Figure IV.2 – Corrélations des tephra pour les carottes de la mission MOCOSED2012.

CHAPITRE V - PROCESSUS SEDIMENTAIRES GRAVITAIRES ET DEFORMATIONS

Le chapitre V propose de faire une synthèse de l'influence des aléas naturels (séismes, tsunamis, volcanisme) sur les processus sédimentaires de la Méditerranée centrale. Ce chapitre comprend trois parties. La première partie, rédigée sous la forme d'un article publié dans la revue *Marine Geology* (Köng et al., 2016), traite de l'origine des dépôts gravitaires présent dans la partie ouest de l'Arc Calabrais au cours des derniers 60 000 ans. L'étude a été réalisée à partir de données sédimentaires de deux carottes enregistrant une sédimentation principalement turbiditique. La deuxième partie, rédigée sous la forme d'un article soumis à la revue *Tectonophysics* présente l'activité sismique à plus grande échelle d'espace et de temps ainsi qu'une synthèse générale des écoulements gravitaires récents sur l'arc Calabrais. Cette partie repose sur l'étude de quatre carottes prélevées sur l'arc Calabrais et sur la ride Méditerranéenne. Ces carottes enregistrent principalement une sédimentation turbiditique et des déformations syn-sédimentaires au cours des derniers 330 000 ans. La troisième partie traite de la mise en place des homogénites dans les zones profondes du bassin Ionien. Elle s'appuie sur l'étude de trois carottes sédimentaires enregistrant le dépôt d'homogénites plurimétriques.

1. Enregistrement des évènements co-sismiques et volcaniques sur l'arc Calabrais occidental au cours des derniers 60 000 ans

Cette partie correspond à un article soumis dans la revue *Marine Geology* le 26 août 2015, accepté le 20 décembre 2015 et publié dans le volume 373 (2016).

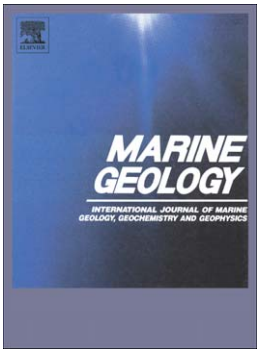
1.1. Les principaux résultats

La partie ouest du prisme calabrais situé en mer Ionienne enregistre une sédimentation principalement turbiditique. La plupart des études réalisées sur ce prisme témoignent d'une activité turbiditique déclenchée par les séismes au cours de l'Holocène (Kastens, 1984 ; Polonia et al., 2016a, 2016b, 2015, 2013a, 2013b ; San Pedro et al., 2016). L'objectif de cette étude est de définir les processus à l'origine de l'activité turbiditiques dans la partie ouest de l'arc Calabrais sur une période plus longue, les derniers 60 000 ans. Nous avons étudié deux carottes de la campagne océanographique MOCOSED2012 prélevées dans un bassin intra pente du lobe ouest de l'arc Calabrais et sur la bordure externe du prisme proche de la plaine abyssale ionienne. L'étude de plus de 300 séquences sédimentaires a permis de différencier trois familles de dépôts turbiditiques associés à trois mécanismes de déclenchements distincts. (1) Des dépôts turbiditiques silicoclastiques millimétriques à pluri-centimétriques liées aux séismes avec des temps de retour compris entre 450 et 1000 ans sur l'Arc Calabrais et de 240

ans au bord de la plaine abyssale. (2) Des dépôts turbiditiques silicoclastiques pluri-décimétriques à métriques liées à des tsunamis. Deux dépôts turbiditiques ont ainsi pu être caractérisés comme étant des dépôts de tsunamis : la mégaturbidite appelée Augias et une mégaturbidite datée à 21 ka. (3) Des dépôts turbiditiques volcanoclastiques millimétriques à centimétriques reliées à l'activité volcanique de l'Etna et notamment à des effondrements majeurs du flanc Est du volcan lié à la formation de la Valle del Bove au début de l'Holocène.

1.2. Article « Untangling the turbidite activity of the Calabrian Arc over the last 60 ka »

Accepted Manuscript



Untangling the complex origin of turbidite activity on the calabrian arc (Ionian sea) over the last 60 ka

Eléonore Köng, Sébastien Zaragosi, Jean-Luc Schneider, Thierry Garlan, Patrick Bachèlery, Laurine San Pedro, Chloé Seibert, Calypso Racine

PII: S0025-3227(15)30082-7
DOI: doi: 10.1016/j.margeo.2015.12.010
Reference: MARGO 5395

To appear in: *Marine Geology*

Received date: 26 August 2015
Revised date: 7 December 2015
Accepted date: 20 December 2015

Please cite this article as: Köng, Eléonore, Zaragosi, Sébastien, Schneider, Jean-Luc, Garlan, Thierry, Bachèlery, Patrick, Pedro, Laurine San, Seibert, Chloé, Racine, Calypso, Untangling the complex origin of turbidite activity on the calabrian arc (Ionian sea) over the last 60 ka, *Marine Geology* (2015), doi: 10.1016/j.margeo.2015.12.010

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Untangling the complex origin of turbidite activity on the Calabrian Arc (Ionian Sea) over the last 60 ka

Authors

Eléonore Köng*[a], Sébastien Zaragosi[a], Jean-Luc Schneider[a], Thierry Garlan[b], Patrick Bachèlery[c], Laurine San Pedro[d], Chloé Seibert[a], Calypso Racine[a]

**corresponding author:* eleonore.kong@u-bordeaux.fr

[a] EPOC, UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, F-33615 Pessac cedex, France

[b] SHOM/DOPS/HOM/Sédimentologie, 13 rue du Chatellier, CS 92803, F-29228 Brest cedex 2, France

[c] LMV/OPGC, Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, 5 rue Kessler, F-63038 Clermont-Ferrand, France

[d] Laboratoire Domaines Océaniques, UMR 6538, Université de Bretagne occidentale, IUEM, rue Dumont d'Urville, F-29280 Plouzané, France

Abstract

The Ionian Sea, due to the presence of two accretionary prisms, the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge, associated with the subduction of the Nubia plate and the Eurasia plate, is the witness of large and catastrophic turbidite events. These events are associated with high magnitude earthquakes and tsunamis. They lead an important gravity-driven sedimentary deposit in the Ionian basin. In this study, we analysed turbidite deposits in order to establish a calendar of the paleoseismicity and volcaniclastic events from Etna on the Calabrian Arc. Two gravity cores collected in a slope basin on the Calabrian Arc and in the Ionian abyssal plain record more than two hundred turbidites over the last 60,000 years. These turbidites were dated with a multi-proxy approach: radiometric dating, tephrochronology and sapropels.

ACCEPTED MANUSCRIPT

The origin of the turbidites was studied with a sedimentary approach: grain-size, lithology, thin section, geochemistry of volcanic glass. The results suggest that three triggers are responsible for the deposits of turbidites. There are siliciclastic turbidites triggered by earthquakes and tsunamis waves, and volcaniclastic turbidites triggered by the Etna volcano eruptions or flank collapses. Co-seismic turbidites present different recurrence times depending on the location of the core. On the Calabrian Arc, recurrence times vary between 450 and 1,000 years according to the periods in time. On the abyssal plain, recurrence times are shorter and more regular: around every 240 years.

Keywords

Ionian Sea; accretionary prism; paleoearthquakes; paleotsunamis; co-seismic turbidites; volcaniclastic turbidites; natural hazard

1. Introduction

In active convergent margins, sediments related to earthquake activity are an important part of the sedimentation in submarine sedimentary successions. They provide the means to reconstruct the recurrence of paleo-earthquakes (Adams, 1990; Bernhardt et al., 2015; Goldfinger, 2011; Goldfinger et al., 2007; Gutiérrez-Pastor et al., 2013; Huh et al., 2004; Pouderoux et al., 2014, 2012). To reach such an objective, specific matter must be used: synchronicity of deposits over long distances in various topographically independent areas and arguments for contemporaneity with historic earthquakes.

The study of Kastens (1984) in the Calabrian Arc, indicates that it is a good place to conduct studies in paleoseismology. She emphasised three important necessary conditions to analyze the regional paleoseismicity: (1) to identify specific and distinctive earthquake-related sedimentary structures, (2) to date these specific structures, (3) to prove that the local conditions of sedimentation remain unchanged over a long period of time.

ACCEPTED MANUSCRIPT

In the Ionian Sea, several basins record turbidite sedimentation. The Calabrian Arc, located in the southeast of Italy, displays a series of slope basins developed between accretionary ridges, and more distally, the Ionian abyssal plain. The presence of tephra and sapropels intercalated between turbidite enables ^{14}C radiocarbon age dating to be consolidated. Few studies have been devoted to this area (Kastens, 1984; Kastens and Cita, 1981; Polonia et al., 2015, 2013b). The most recent by Polonia et al. (2015, 2013b) focused on historical records (the last centuries) of co-seismic turbidites.

The present study aims to establish a record of past extreme sedimentary events in the Calabrian Arc over the last 60,000 years. We try to differentiate the various depositional processes, and to identify the origin of the turbidites. To achieve these goals, a multiproxy approach was applied to two sediment cores that were taken during the MOCOSED2012 oceanographic campaign, aboard RV *Pourquoi Pas ?*

2. Background

2.1. Geological background

The Ionian Sea comprises three main structures: the Calabrian accretionary prism from along the Sicilian and Calabrian coasts, the Ionian abyssal plain, as the relics of a subducting oceanic crust (de Voogd et al., 1992; Faccenna et al., 2004, 2001), and the Mediterranean ridge, an accretionary prism seated along the Greek coast that extends in the Levantine basin. The two accretionary prisms are linked to the subduction of the Nubia plate underneath the Eurasia plate at the very slow rate of 2-5mm/year (Fig. 1; D'Agostino et al., 2008; Devoti et al., 2008). The subduction is accompanied by the formation of the Tyrrhenian and the Aegean back-arc basins, active volcanic arcs in the Aeolian and Aegean Islands, and some isolated volcanoes such as Etna developed on the eastern Sicilian coast. Currently, Etna is a stratovolcano but its morphology has changed since it emerged 320,000 years ago. It started

ACCEPTED MANUSCRIPT

as a subaerial fissure-type, evolved to a shield volcano around 220,000 years ago, then to a polygenic central-volcano around 120,000 years ago, and to the present day stratovolcano around 26,000 years ago (Kieffer, 1985).

Due to this tectonic configuration the Ionian Sea is an active seismic zone. Shallow earthquakes (depth < 100 km) located offshore or close to the coast (< 40 km inland) are associated with tsunamis. Earthquakes with magnitudes between 5.5 and 6.5 generate local tsunamis while earthquakes with magnitude greater than 6.5 generate regional or basin-wide tsunamis (Tinti et al., 2012).

The Calabrian Arc spreads over 65,000 km² with a slope lower than 1° to the south and is bordered by three structural units: the Malta Escarpment in the SW, the Apulia Escarpment in the NE and the Mediterranean ridge in the East (Fig. 1). The slow subduction, which is still locally active, drives an uplift in the Sicilian and Calabrian coasts during the Quaternary, estimated at about a 1mm/year by several authors (Catalano and De Guidi, 2003; Cucci, 2004). The Calabrian Arc is composed of two lobes, the Eastern Lobe (EL) bounded by the inner deformation front, and the Western Lobe (WL) bounded by the outer deformation front (Fig.1). Four main morphostructural domains were identified by (2011), segmented along strike with different deformations, uplift rates, structural style and basal detachment depth. From the NW to the SE, they distinguished (Fig. 1):

(1) The inner plateau is a flat area located between the continental slope and the pre-Messinian wedge at a water depth between 1300 to 1600 m. It is affected by 50 km wavelength undulations.

(2) The pre-Messinian wedge developed between 1600 and 3000 m deep. It is characterised by 10 km wavelength undulations with 250-300 m amplitudes.

ACCEPTED MANUSCRIPT

(3) The slope terrace is a flat area between the pre and post-Messinian wedge with well-developed basins between accretionary ridges. These basins are 25 to 100 km wide and 50 m deep.

(4) The post-Messinian wedge is the most recent part of the Calabrian Arc. The basal detachment is located along the base of the Messinian evaporites salt bearing complex. It is characterised by 2.5 to 5 km wave length undulations with 100 m amplitudes.

2.2. Sedimentary transfers

In Sicily, three main rivers flow into the Ionian Sea: the Fiume Simeto, the Fiume Dittàino and the Fiume Alcàntara. Their lengths are respectively 113 km, 100 km and 52 km. They drain a total watershed of 5000 km² mainly composed of volcanic (Etna) and sedimentary rocks (Fig. 1). In the southeast of Sicily, small rivers less than 50 km long drain a watershed inferior to 500 km², which are exclusively composed of carbonate rocks (Fig. 1). In the south of the Calabrian province, river lengths are smaller than 25 km in contrast to the northern part where rivers flowing to the Taranto valley are more developed (Coste, 2014). They drain metamorphic and sedimentary rocks (Fig. 1).

The Calabrian Arc shows a complex morphology that constrains sediment gravity flows (Fig.1; modified from Polonia et al., (2013b). Offshore Calabria and Sicily, canyons and channels incise the entire continental shelf from 0 to 2000 m in water depth (Coste, 2014). These canyons and channels transport the sediments from the shelf to the basin. Along the Malta escarpment, canyons also incise the continental shelf from 100 to 3000 m in water depth. As shown on the eastern slope of the Gela Basin (Minisini et al., 2007), the canyons deeply incised the shelf above the last sea level lowstand, activating sediment transport from the Malta shelf.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Below 2000 m in water depth on the Calabrian Arc, channeling is unclear. Gravity flows are more diffuse, constrained by the geometry of accretionary ridges and slope basins. On the western side of the Western lobe, a drainage axis between the Malta shelf and the Calabrian Arc probably drains the sediment flux from Sicily to the Ionian abyssal plain, preventing sediments from reaching the Calabrian Arc (fig. 1).

Turbidite activity on the Calabrian Arc is usually linked to earthquakes and associated with tsunamis (Cita and Aloisi, 1999; Kastens, 1984; Kastens and Cita, 1981; Polonia et al., 2013a, 2013b). Studies covering the last 1,000 years linked turbidite sedimentation to last centuries' major earthquakes (Polonia et al., 2013b).

3. Methods

3.1. Sediment core analysis

Bathymetry and sub-bottom seismic lines: high-resolution multibeam bathymetry data and sub-bottom seismic lines were collected during the SHOM (French Hydrographic and Oceanographic Marine Service) oceanographic campaign MOCOSED2012 on RV *Pourquoi Pas ?* The multibeam echosounder Reson™ 7150 (12 kHz) with a spatial resolution of 40 m, and the sub-bottom sediment profiler ECHOES 3500 (between 1.8 and 5.3 kHz) were used.

Piston cores analysed in this study were collected during the oceanographic campaign MOCOSED2012 with a 4 ton Calypso corer. Table 1 summarises core collection information. The cores were analysed through a multiproxy approach, which comprise the following.

X-ray imagery: thin slabs (15 mm thick) were sampled and analysed with the SCOPIX X-ray image processing tool (Migeon et al., 1998). X-rays allow the distinction between various densities with grey levels in order to highlight sedimentary structures.

Grain size: The cores were sampled with a path varying from 1 to 50 mm, depending on changes in sedimentological structures. Sediment was analysed with a Laser Diffraction

ACCEPTED MANUSCRIPT

Malvern™ Granulometer MASTER SIZER S (UMR EPOC). The 1st mode of the grain-size distribution was calculated with GRADISTAT v8 (Blott and Pye, 2001). Total grain size distribution is presented with grain size on x-axis and depth on y-axis, the colour scale shows relative abundance of each grain-size fraction in percentage (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Grain size highlights coarser sedimentary structures and allows to link layers with a depositional mechanism like turbidites for example.

Magnetic susceptibility (MS) was acquired by using a Bartington™ MS2E1 pointer sensor with 10 mm resolution. Data acquisition was performed with a sampling interval of 10 mm. It is used to highlight volcaniclastic layers when MS values are high and sapropels when MS values are very low.

Geochemical data were acquired on a cm-scale with an AVAATECH™ XRF core-scanner (UMR EPOC) using the 10 and 30 kV instrumental settings. An element ratio was used to avoid influence of sediment porosity and water content. Ti and Al were used as denominators because of their stability in sediments (lithogenic nature, resistance to chemical weathering, concentration in major sources; Calvert et al., 2001). Ca/Ti ratio was used as a proxy to estimate the relative oceanic or terrestrial influences (Cuven et al., 2013; Goudeau et al., 2014), high values representing the oceanic source and low values representing the terrestrial source. S+Br/Al highlight the sapropel layers when the value is high because of the affinity of S and Br with organic matter (Warning and Brumsack, 2000; Ziegler et al., 2008).

Petrographic observations were performed with a Leica™ DM6000 B Digital Microscope on thin sections of remarkable sequences. Thin sections were obtained on fresh cores after induration with a resin (Zaragosi et al., 2006). They allow the high-resolution observation of preserved sedimentary structures.

3.2. Stratigraphy

ACCEPTED MANUSCRIPT

Radiometric dating was performed at the "Laboratoire de Mesure du Carbone 14" in Saclay (SacA) through the "ARTEMIS" radiocarbon age dating program. Analyses were performed on planktonic foraminifera collected in the pelagic facies, *Globigerinoides ruber* when enough material was available, bulk when there was not. Results are summarised in table 2.

Tephrochronology: Volcanic glasses were collected in tephra deposits and analysed with a CAMECA SX100 electron microprobe at the University of Clermont-Ferrand (CNRS UMR LMV). Geochemistry of major oxides, SiO_2 and alkaline sum (Na_2O, K_2O), allow the classification of volcanic glasses thanks to (Le Bas et al., 1986) lava classification.

Age model: ^{14}C radiometric dates are calibrated by MARINE13 curve (Reimer et al., 2013). The present day Mediterranean reservoir age is higher than 500 years (Siani et al., 2000) but cores record 60 ka of sedimentation. Without any constraint on the reservoir age changes over the last 60 ka, a global ocean reservoir of 400 years (Reimer et al., 2013) was chosen. Age models were performed by an R software package Clam 2.2 (Blaauw, (2010) with a linear interpolation method and 1 cm resolution. The age model for the upper part of the core has been exclusively based on ^{14}C dates. Tephra layers and one sapropel layer are present in the upper part of the core. These peculiar layers were not used for the age model because of the variability of their ages provided in the literature. However, for the lower part of the core (age > 30 ka), the age model is constrained by the composition and resulting ages of the tephra layers.

4. Results

4.1. Core location setting

Core KC14 (Table 1), 1566 cm long, was collected in a 15 km² well stratified slope basin (Fig. 2a,b) in the Western lobe of the post-Messinian wedge, in the slope terrace zone (Fig. 1). This slope basin is oblong and enclosed by two N45° accretionary ridges of respectively 40 to

ACCEPTED MANUSCRIPT

80 m high and 10 to 30 m high from the base of the basin. On the seismic profile, 20 to 30 m thick deposits appear stratified.

Core KC01 (Table 1), 1045 cm long, was collected on the western edge of the Ionian abyssal plain between the Ionian abyssal plain and the Malta Escarpment (Fig. 2c,d). This zone is located downstream from the western drainage axis (Fig. 1). Figure 2d displays well-stratified parallel deposits up to 60 m thick, forming relief around 10 m high.

4.2. Lithofacies

Five lithofacies were identified in all cores, on the basis of grain size, XRF data measurements, thin-section analysis and lithological composition.

Hemipelagic (Hp; Fig. 3: in white): hemipelagic intervals consist of blue/green to brown, fine-grained (3 < 1st Mode < 4 µm), clay layers with planktonic foraminifera fossils. Hp layers are characterised by high Ca/Ti ratio (between 20 and 30).

Siliciclastic turbidite (TS; Fig. 3: in black; e.g. Fig. 8): the deposits present a sharp, mainly erosive, base. They form massive layers and range in grain size from coarse silt to fine sand (30 < 1st Mode < 100 µm). Eventually, the deposits change into a homogeneous clay sequence at the top (4 < 1st Mode < 5 µm). The layers display planar laminations and rippled intervals. The sediment fraction > 125 µm is mainly composed of biotite and muscovite, with minor quartz, woody debris, rare planktonic and benthic foraminifera, and pteropod shell fragments. It is geochemically characterised by a low Ca/Ti ratio (around 10) in most cases, and has a magnetic susceptibility comprised between 50 and 200 SI. These deposits correspond to turbidites with a siliciclastic signature. The Ca/Ti ratio is higher (between 9 and 15) for a turbidite between 25 and 67 cm in depth in core KC14. It is very high (between 17 and 26) in three particular layers even though the lithological composition appears similar: a one meter thick turbidite between 497 and 397 cm in depth in core KC14 and two successive turbidites between 272 and 221 cm in depth in core KC01 (Fig. 3; in dark grey).

ACCEPTED MANUSCRIPT

Volcaniclastic turbidite (TV) (Fig. 3: in red; e.g. Fig. 9): the deposits display sharp to erosive bases. They range from a very fine sand layer, which is generally massive, with an occasional light reverse grading (30 < 1st Mode < 100 µm) that vertically changes to a very fine normally-graded interval (4 < 1st Mode < 5 µm). This sequence shows planar laminations and is composed of scoria, alkali feldspars, pyroxenes, and rare benthic foraminifera. It is characterised by a high magnetic susceptibility over 100 SI in most cases. These layers were interpreted as a volcaniclastic turbidite sequence as described by (Schneider et al., 2001)). Scoriaceous particles from three of these turbidites (Fig.3: red stars) were analysed. Results are summarised in figure 5b and table 5. They have a trachyte to trachy-andesite composition.

Tephra (Fig. 3: in green): tephra layers present a progressive base and top, and are composed of volcanic glasses with minerals (pyroxene, amphibole, alkali feldspar).

Sapropel (Fig. 3: in light green; Fig. 4): the grain size of this layer is coarser than for hemipelagic facies: 6 < 1st Mode < 8 µm. It is rich in organic marine matter, foraminifera and pteropods.

4.3. Stratigraphy

KC14

Seven *radiometric dates* were performed in the upper part of KC14 (Fig. 3: white stars; Table 2). Ages range from 3,284 ± 74 years cal BP to 31,278 ± 276 years cal BP.

Sapropel layer S1 is observed in KC14 between 87 and 175 cm in depth (Fig. 3). Its age is comprised between 10,213 ± 88 and 3,284 ± 74 years cal BP (Fig. 3). A thin section in a part of this sapropel is presented on figure 4. The important thickness, 88 cm, is explained by the presence of thin turbidite layers which split the sapropel into 8 main parts as shown by X-ray radiography data and thin section's observation (Fig. 4). The sapropel layers mainly contain planktonic foraminifera and pteropod shells.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Six *tephra layers* were recovered in KC14 (Fig. 3: green stars). Their geochemical compositions are summarised in table 3, dates obtained with the age model in table 4. Geochemical analyses suggest three different signatures.

- Tephra 1 is located at 140 cm in depth in the core within the sapropel S1 layer (Fig. 4). It is 0.5 cm thick and displays a rhyolitic composition. It is dated, from the age model, at 9.0 ± 0.1 ka.
- Tephra 2 is located at 314 cm in depth in the core (Fig. 4). It is 1.5 cm thick and has a trachytic composition. It is dated, from the age model, at 16.7 ± 0.2 ka.
- Tephra 3 is located at 363 cm in depth in the core (Fig. 4). It is 0.3 cm thick and has a trachytic composition. It is dated, from the age model, at 18.8 ± 0.3 ka.
- Tephra 4 is located at 609 cm in depth in the core (Fig. 4). It is 0.3 cm thick and has a rhyolitic composition. It is dated, from the age model, at 29.8 ± 0.4 ka.
- Tephra 5 is located at 865 cm in depth in the core (Fig. 4). It is 1.5 cm thick and has a phonolitic composition. It can't be dated from the age model, because it is located below the ^{14}C dated interval.
- Tephra 6 is located at 1258 cm in depth in the core (Fig. 4). It is a volcaniclastic turbidite of 31 cm thick and has a phonolitic composition. Like tephra 5, it can't be dated.

KC01

Seven *radiometric dates* were obtained for KC01 (Fig. 3: white stars; Table 2) for the upper one-third of the core, from 12,676 ± 67 years cal BP to 29,100 ± 393 years cal BP.

Two *tephra layers* were found in KC01 (Fig. 3: green stars). Their geochemical compositions are summarised in table 3. Dates obtained from the age model are given in table 4.

ACCEPTED MANUSCRIPT

- The first is 0.2 cm thick and is located 20 cm in depth in the core (Fig. 4). Its composition can't be analysed because the pyroclasts are too fine. This tephra is dated, from the age model, at 9.9 ± 1.1 ka.
- The second is 0.3 cm thick and is located 174 cm deep in the core (Fig.4). It displays a trachytic composition. It is dated, from the age model, at 18.8 ± 0.3 ka.

5. Discussion

5.1. Tephra versus ^{14}C age model

In core KC14, some tephra layers can be identified by comparing their compositions with published data (Fig. 5, Table 3):

- Tephra 1 (9.0 ± 0.1 ka) has the same composition as the E1 Lipari eruption. E1 was dated in literature at 7,700 yrs BP (Fontugne et al., 1989; Paterne et al., 1988; Siani et al., 2004). The age obtained in this study is 1300 yrs older. The deposit of this rhyolitic tephra layer is coeval with the Lipari's IX eruptive cycle. It should correspond to the inland fall and surge deposits Gabellotto-Fiume Bianco that occurred between 11.4 ka and 8.6 ka (Bigazzi and Bonadonna, 1973; Gioncada et al., 2003).
- Tephra 2 (16.7 ± 0.2 ka) can be correlated to the Y1 from Etna dated at 16.8 ka (Albert et al., 2013; Insinga et al., 2014; Keller et al., 1978).
- Tephra 3 (18.8 ± 0.3 ka) can be correlated to the pre-Y1 from Etna dated at 18.1 ka (Albert et al., 2013; Insinga et al., 2014; Keller et al., 1978).
- Tephra 4 (29.8 ± 0.4 ka) can be linked to the Aeolian Islands because of its high content in SiO_2 (> 70%). This layer has no reference in literature.
- Tephra 5 geochemistry corresponds to Y5 from Phlegrean Fields dated at 38 ka (Di Girolamo and Keller, 1972; Insinga et al., 2014; Keller et al., 1978; Murat, 1984;

ACCEPTED MANUSCRIPT

Narcisi, 1996; Narcisi and Vezzoli, 1999; Ninkovich and Heezen, 1967; Rosi and Sbrana, 1987; Vezzoli, 1991; Vinci, 1985; Wulf et al., 2004).

- Tephra 6 is a primary volcaniclastic turbidite with a Phlegrean Fields signature, probably the Y7 dated at 55 ka (Insinga et al., 2014; Keller et al., 1978; Wulf et al., 2004).

In core KC01, only the second tephra layer was identified. Its geochemical signature is very similar to the pre-Y1 layer in KC14 (Fig. 5(Albert et al., 2013; Keller et al., 1978; Paterne et al., 1988; Siani et al., 2004; Vezzoli, 1991; Wulf et al., 2008, 2004).

The age models presented previously (Fig. 6 and 7), including radiometric dates (until 30 ka) and tephra data (for the period older than 30 ka), is supported between 30 ka and the Present by the dating of the first three upper tephra layers and sapropel S1. Indeed, dates obtained from the age model are close to the dates found in literature (Table 4). Turbidites have not been removed for the calculation of the age model because their thickness is relatively constant. Removing turbidite layers and construct an age model solely with hemipelagic intervals is very difficult. It suggests that we have to perfectly distinguish hemipelagic intervals from turbidites and to take erosion due to turbidites deposition into account. Sediment rates presented in figures 6 and 7 were calculated with two methods: between the ^{14}C radiocarbon dating and from the age model with a 5000 yrs step. They show very similar variations and values (e.g. Toucanne et al., 2008). Eventually, for the long core, the construction of an age model including turbidite deposits of regular thickness generates fewer errors than an age model built with a hemipelagic interval extracted between turbidites.

5.2. Correlation between the cores

Cores KC14 and KC01 record the same time interval, according to the age model, from the Holocene to 60-70 ka. The absence of sapropel number 3 (S3), dated at 83 ka (S3 basis)

ACCEPTED MANUSCRIPT

by (Emeis et al., 2004) confirms the lower limits. The sedimentation rates of the two cores are similar, between 10 and 30 cm/ka. However, turbidite layers in KC14 are pluri-decimeters thick, whereas in KC01 they are centimeters thick. This contrast in thickness and the difference of the number of layers in each core do not facilitate their correlation, except for one event with a different geochemical signature (high Ca/Ti ratio), the thickest siliciclastic turbidites with an age estimated around 21 ka (Fig. and 10).

5.3. Recurrence times

KC14 is 1566 cm long and records around 70 turbidites, whereas KC01 is 1045 cm long and records around 250 turbidites. Recurrence times were calculated for siliciclastic and volcaniclastic turbidites with a 10 ka time window, based on dates obtained with the age models (Fig. 6 and 7). Each interval time (10 ka) was divided by the number of turbidite layers to obtain an average return time of turbidites (Fig. 11). The 10 ka time window was chosen depending on the maximum interval between two ^{14}C radiometric dates.

Siliciclastic turbidites

Recurrence time presented in figure 11 highlights two different time-scales for siliciclastic turbidites (TS).

- The first is comprised between 230 and 250 years. It represents the turbidite recurrence time in KC01 core.
- The second is comprised between 450 and 1,000 years. It represents the turbidite recurrence time in KC14 core.

Volcaniclastic turbidites

Recurrence time for volcaniclastic turbidites was determined for KC14 core where they are exclusively present. It is comprised between 1,000 and 3,000 years. The most active period with a return time around 700-800 years is identified between 19 and 14 ka.

ACCEPTED MANUSCRIPT

5.4. Turbidite activity on an accretionary prism

Compared to its counterparts, the Makran or Hikurangi prism, the Calabrian accretionary prism presents lower tectonic activity. It covers a large distance of around 200-300 km from the Italian coast to the abyssal plain with a slope inferior to 1° (Polonia et al., 2011; Praeg et al., 2009). Convergence rates are around 2-5 mm/year (D'Agostino et al., 2008; Devoti et al., 2008).

For comparison, the Makran accretionary prism for instance, shows convergence rates ten times higher, comprised between 2 and 4 cm/year (Ellouz-Zimmermann et al., 2007), a width of 100-150 km and a slope angle comprised between 1° and 2° (Kukowski et al., 2001). Turbidite activity in the Makran accretionary prism varies depending on fluvial influx and tectonic activity (Bourget et al., 2011, 2010). Sediment rates are high during the Holocene, from 233 cm/ka in the abyssal plain to 129.8 cm/ka in the canyons. However, return times are only around 250 years in the Oman abyssal pain.

On the Hikurangi trough (New Zealand), Pouderoux et al. (2014) studied submarine paleoseismology based on a 16 ka turbidite record. This accretionary prism presents a high convergence rate of 5 cm/year, has a width of 150 km and a steep slope of around 4° (Beavan et al., 2002; DeMets et al., 1994). This important activity leads to a high sediment rate from 15 to 110 cm/ka. The return time for co-seismic turbidites is 230 years (Pouderoux et al., 2012).

On the Calabrian Arc, incision of the prism occurs only in its upper part. Channelisation disappears below 2000 m in water depth. This can be explained by the relatively flat morphology of the Calabrian Arc, combined with underdeveloped fluvial systems (<100 km in length). Compared to the Hikurangi and Makran prisms, sedimentation rates comprised

ACCEPTED MANUSCRIPT

between 10 and 30 cm/ka, are low. However, turbidite return times in the abyssal plain (around 240 years) is similar.

Sediment rates are very different, from 10 to 233 cm/ka. This variability can be explained by the different convergence rates and the climatic background of the geographic area: depending on the intensity of the tectonic activity and the presence, or absence, of important fluviatile systems. However, it appears that the seismic cycle recorded by turbidite deposits (around 240 yrs) is the same on the three prisms previously presented.

5.5. Various origins of the turbidite activity over the last 60 ka

The various sedimentary facies previously described, siliciclastic and volcaniclastic turbidites, suggest several processes and origins for sediments.

Earthquakes

The steady gravity-driven sedimentation over the last 60 ka on the Calabrian Arc shows that the influence of glacio-eustatism and floods on sedimentation was probably limited. Only volcaniclastic turbidites disturb co-seismic siliciclastic turbidite sedimentation. Earthquakes seem to be the main triggering process used to explain turbidite events on the Calabrian Arc (Kastens, 1984; Polonia et al., 2013b).

The siliciclastic turbidites studied here are those which are more likely to be linked to earthquakes, allowing us to propose a calendar of these events for the last 60 ka. Our data indicates that the average earthquake return time is ~240 years for the 30-10 ka interval from the abyssal plain sedimentary record, based on the record of 250 turbidites. The record on the prism provides a return time comprised between 450 and 1,000 years, based on the record of 75 turbidites.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Recurrence times determined in the present study are lower than those previously published: between 1000 and 3000 yrs by Kastens (1984), 500 yrs by Polonia et al.(2013b), and between 100 and 700 yrs by Polonia et al. (2015). However, they remain with the same range of pluri-centennial time intervals. This study allows us to constrain the hypotheses proposed by Polonia et al. (2013b). These authors suggest that only the largest events are recorded on the accretionary prism when in fact all events are recorded in the Ionian abyssal plain. Return times are twice as long in slope basins on the Calabrian Arc (between 450 and 1,000 years) than in the abyssal plain (240 years). To explain the shorter return time in the abyssal plain, we suggest that the drainage axis in the west probably drains Sicilian and Malta shelf sediments directly to the abyssal plain, leading to a more important turbidite activity.

The sediment in core KC01 derives from a large drainage area, which includes both the subaerial and the submarine slopes of the Sicily and Malta escarpment. Submarine sediment reworking may be triggered by earthquake activity and may lead to the emplacement of co-seismic turbidites (Fig. 12). However, it is very difficult to make the distinction between the various possible origins of these turbidites. The recurrence times estimated for the turbidites in core KC01, by their constancy over the last 60 ka, strongly suggest a dominant co-seismic control of the gravity-driven sedimentation.

The estimation of earthquake return times for the Calabrian Arc is difficult. It depends on the available sedimentary records, and is also influenced by the activity of numerous seismogenic faults in the area (Galli et al., 2008). As suggested by our study, earthquake return time reconstructions are also disturbed by a multiplicity of processes highlighted over long period of time.

Tsunamis

ACCEPTED MANUSCRIPT

Often related to earthquakes, tsunamis are a triggering mechanism mentioned in literature. (Kastens and Cita, 1981), and then (Cita and Aloisi, 1999), worked on a megaturbidite, called Augias, deposited in the Ionian abyssal plain after the passage of a tsunami wave. They linked the tsunami wave with the Minoan Santorini caldera collapse, in the Bronze Age, at 3.6 ka. Then, Polonia et al. (2013a) linked a megaturbidite with a tsunamigenic earthquake that occured AD 365 in Crete.

Two siliciclastic deposits dated in cores around 3.2 and 21 ka show higher Ca/Ti ratios than the other turbidites, especially for the one at 21 ka recorded both in the Calabrian Arc and the Ionian abyssal plain.

The first one (3.2 ka) could be contemporaneous with the Augias megaturbidite described in the Ionian abyssal plain. On the Calabrian Arc, the deposit is thin (50 cm). It probably results from the destabilisation of sediments on the Calabrian Arc during the passage of a tsunami wave. Two events could be the triggers of this tsunami wave: the Minoan Santorini caldera collapse or the AD 365 Cretan earthquakes. Recent studies suggest that the tsunami wave triggered by the Santorini collapse did not reach the Ionian Sea (Pareschi et al., 2006), and in fact linked the Augias megaturbidite to the AD 365 Cretan earthquake (Polonia et al., 2013a). The absence of ^{14}C radiocarbon dating on the top of the deposit doesn't allow us to provide a definitive answer.

The 21 ka deposit could be linked to a caldera formation, called Cape-Riva, that occured in Santorini around 21 ka (Dominey-Howes and Minos-Minopoulos, 2004) or an earthquake on the Greek or the Italian coast.

Volcanism

Core KC14 also contains volcaniclastic turbidites. Some of these turbidites were analysed; their trachytic to trachy-andesitic composition merge with the chemical

ACCEPTED MANUSCRIPT

characteristics of the Etna volcanism, at least for the major elements (Fig.5b and Table 5; (Peccerillo, 2005).

The number of volcaniclastic turbidites is higher, between 19 and 14 ka, with a return time lower than 1,000 years. This period is coeval to a succession of collaspses of the eastern Etna flank in the Ionian Sea during the emplacement of the present-day stratovolcano (Calvari et al., 2004, 1998; Guest et al., 1983). Scars of some of these collapses can still be recognised nowadays in the volcano's morphology. They formed a depression called Valle del Bove.

Two other high activity periods are recognized but not linked with specific events. The first occurs around 30 ka and the second around 60 ka. Both show return times between 1,000 and 2,000 years.

No volcaniclastic turbidites were recorded in the abyssal plain (KC01). Turbidites were either washed off along the slope of the prism by following events, or were never deposited in this area (Fig. 12). This could be explained by the fact that volcaniclastic turbidites could have less energy than co-seismic turbidites because of their lower volume and, possibly, because of the high density of some volcaniclastic particles within the clastic fraction.

6. Conclusion

This study presents the first paleoseismic record over the last 60 ka in the Calabrian Arc, but also suggests a large variability of the origin of sediments and depositional processes. Sedimentary record is comprised of siliciclastic and volcaniclastic turbidites, hemipelagic clay, sapropels and tephra layers. Three different processes for turbidite deposition, characterised by different return times, are recognised:

- Earthquakes: co-seismic deposits represent the main part of the sedimentary record. Return times are centennial to millennial in scale, between 450 and 1,000 years on the

ACCEPTED MANUSCRIPT

Calabrian Arc during the last 60 ka, and around 240 years in the Ionian abyssal plain between 30 and 10 ka.

- Tsunami: the record of a probable tsunami has been found in the abyssal plain and in a slope basin on the Calabrian Arc: the Augias turbidite and a tsunami dated around 21 ka.
- Volcanoes: Etna flank collapses or eruptive phases seem to be recorded in the Calabrian Arc. The most active period has been identified between 19 and 14 ka. During this period, corresponding to the Valle del Bove formation, the events return time is at a millennial scale.

The slope basins on the Calabrian Arc record less turbidites than the Ionian abyssal plain. In effect, on the Calabrian Arc turbidites are unchannelised below 2000 m in depth, whereas the Ionian abyssal plain drains sediment from both the Sicilian coast and the Malta shelf thanks to the drainage axis along the Calabrian Arc (Fig. 12).

Acknowledgements

We thank the SHOM (hydrological and oceanographic marine service) for the data, DGA (French Defence Procurement Agency, French Ministry of Defense) and CNRS (National Center of Scientific Research) of Normandy for PhD thesis funding, the 'ARTEMIS' technical platform for radiocarbon age dating. We are also grateful to EPOC technicians and engineers: P. Lebleu, I. Billy, B. Martin, O. Ther, B. Cosson, L. Rossignol and M.-H. Castera for the data acquisition. We thank J.-L. Devidal for his assistance with the electron microprobe. We finally acknowledge Lucia Hudson-Turner who provides English-language support.

References

Adams, J., 1990. Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. Tectonics 9, 569–583.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Albert, P.G., Tomlinson, E.L., Lane, C.S., Wulf, S., Smith, V.C., Coltelli, M., Keller, J., Lo Castro, D., Manning, C.J., Müller, W., Menzies, M.A., 2013. Late glacial explosive activity on Mount Etna: Implications for proximal–distal tephra correlations and the synchronisation of Mediterranean archives. J. Volcanol. Geotherm. Res. 265, 9–26. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.07.010

Beavan, J., Tregoning, P., Bevis, M., Kato, T., Meertens, C., 2002. Motion and rigidity of the Pacific Plate and implications for plate boundary deformation. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 107, ETG–19.

Bernhardt, A., Melnick, D., Hebbeln, D., Lückge, A., Strecker, M.R., 2015. Turbidite paleoseismology along the active continental margin of Chile – Feasible or not? Quat. Sci. Rev. 120, 71–92. doi:10.1016/j.quascirev.2015.04.001

Bigazzi, G., Bonadonna, F.P., 1973. Fission Track Dating of the Obsidian of Lipari Island (Italy). Nature 242, 322–323. doi:10.1038/242322a0

Blaauw, M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. Quat. Geochronol. 5, 512–518. doi:10.1016/j.quageo.2010.01.002

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Process. Landf. 26, 1237–1248.

Bourget, J., Zaragosi, S., ELLOUZ-ZIMMERMANN, N., Mouchot, N., Garlan, T., SCHNEIDER, J., Lanfumey, V., Lallemant, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. Sedimentology 58, 376–406.

Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M., Garlan, T., Lanfumey, V., Schneider, J.-L., Rouillard, P., Giraudeau, J., 2010. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. Mar. Geol. 274, 187–208.

Calvari, S., Tanner, L.H., Groppelli, G., 1998. Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). J. Volcanol. Geotherm. Res. 87, 193–209.

Calvari, S., Tanner, L.H., Groppelli, G., Norini, G., 2004. Valle del Bove, eastern flank of Etna volcano: a comprehensive model for the opening of the depression and implications for future hazards. Geophys. Monogr. Ser. 143, 65–75.

Calvert, S.., Pedersen, T.., Karlin, R.., 2001. Geochemical and isotopic evidence for post-glacial palaeoceanographic changes in Saanich Inlet, British Columbia. Mar. Geol. 174, 287–305. doi:10.1016/S0025-3227(00)00156-0

Catalano, S., De Guidi, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. J. Geodyn. 36, 445–467. doi:10.1016/S0264-3707(02)00035-2

Cita, M.B., Aloisi, G., 1999. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

Coste, M., 2014. Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu'au bassin, en contexte de tectonique active: analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma. Dr. Diss.

Cucci, L., 2004. Raised marine terraces in the Northern Calabrian Arc (Southern Italy): a~ 600 kyr-long geological record of regional uplift. Ann. Geophys. 47.

Cuven, S., Paris, R., Falvard, S., Miot-Noirault, E., Benbakkar, M., Schneider, J.-L., Billy, I., 2013. High-resolution analysis of a tsunami deposit: Case-study from the 1755 Lisbon tsunami in southwestern Spain. Mar. Geol. 337, 98–111. doi:10.1016/j.margeo.2013.02.002

D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'anastasio, E., Mantenuto, S., Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 113.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. Geophys. Res. Lett. 21, 2191–2194.

ACCEPTED MANUSCRIPT

de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemant, S., Le Pichon, X., 1992. Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). Geophys. J. Int. 109, 536–552.

Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. Earth Planet. Sci. Lett. 273, 163–174.

Di Girolamo, P., Keller, J., 1972. Zur stellung des Grauen Campanischen Tuffs innerharlb des quartären Vulkanismus Campaniens (Süditalien).«. Ber Naturforsch Ges Freibg. IBr 61, 85–92.

Dominey-Howes, D., Minos-Minopoulos, D., 2004. Perceptions of hazard and risk on Santorini. J. Volcanol. Geotherm. Res. 137, 285–310. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.06.002

Ellouz-Zimmermann, N., Lallemant, S., Castilla, R., Mouchot, N., Leturmy, P., Battani, A., Buret, C., Cherel, L., Desaubliaux, G., Deville, E., 2007. Offshore frontal part of the Makran Accretionary prism: The Chamak survey (Pakistan), in: Thrust Belts and Foreland Basins. Springer, pp. 351–366.

Emeis, K.-C., Sakamoto, T., Wehausen, R., Brumsack, H.-J., 2004. The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea — results of Ocean Drilling Program Leg 160. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 371–395. doi:10.1016/S0031-0182(00)00059-6

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int. 145, 809–820.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23.

Fontugne, M.R., Paterne, M., Calvert, S.E., Murat, A., Guichard, F., Arnold, M., 1989. Adriatic deep water formation during the Holocene: implication for the reoxygenation of the deep Eastern Mediterranean sea. Paleoceanography 4, 199–206.

Galli, P., Galadini, F., Pantosti, D., 2008. Twenty years of paleoseismology in Italy. Earth-Sci. Rev. 88, 89–117. doi:10.1016/j.earscirev.2008.01.001

Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M., Pareschi, M.., 2003. Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari–Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. J. Volcanol. Geotherm. Res. 122, 191–220. doi:10.1016/S0377-0273(02)00502-4

Goldfinger, C., 2011. Submarine paleoseismology based on turbidite records. Annu. Rev. Mar. Sci. 3, 35–66.

Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. Earth Planet. Sci. Lett. 254, 9–27. doi:10.1016/j.epsl.2006.11.017

Goudeau, M.-L.S., Grauel, A.-L., Tessarolo, C., Leider, A., Chen, L., Bernasconi, S.M., Versteegh, G.J.M., Zonneveld, K.A.F., Boer, W., Alonso-Hernandez, C.M., De Lange, G.J., 2014. The Glacial–Interglacial transition and Holocene environmental changes in sediments from the Gulf of Taranto, central Mediterranean. Mar. Geol. 348, 88–102. doi:10.1016/j.margeo.2013.12.003

Guest, J.E., Chester, D.K., Duncan, A.M., 1983. The valle del bove, Mount Etna: Its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. J. Volcanol. Geotherm. Res. 21, 1–23. doi:10.1016/0377-0273(84)90013-1

Gutiérrez-Pastor, J., Nelson, C.H., Goldfinger, C., Escutia, C., 2013. Sedimentology of seismo-turbidites off the Cascadia and northern California active tectonic continental margins, northwest Pacific Ocean. Mar. Geol. 336, 99–119.

Huh, C., Su, C., Liang, W., Ling, C., 2004. Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. Geophys. Res. Lett. 31.

Insinga, D.D., Tamburrino, S., Lirer, F., Vezzoli, L., Barra, M., De Lange, G.J., Tiepolo, M., Vallefuoco, M., Mazzola, S., Sprovieri, M., 2014. Tephrochronology of the astronomically-tuned KC01B deep-sea core, Ionian Sea: insights into the explosive activity of the Central Mediterranean area during the last 200 ka. Quat. Sci. Rev. 85, 63–84. doi:10.1016/j.quascirev.2013.11.019

ACCEPTED MANUSCRIPT

Kastens, K.A., 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. Mar. Geol. 55, 13–33. doi:10.1016/0025-3227(84)90130-0

Kastens, K.A., Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 845–857.

Keller, J., Ryan, W., Ninkovich, D., Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 591–604.

Kieffer, G., 1985. Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna(Sicile). Dr. Diss.

Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S., Flueh, E.R., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. Mar. Geol. 173, 1–19.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol. 27, 745–750.

Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. Geo-Mar. Lett. 18, 251–255.

Minisini, D., Trincardi, F., Asioli, A., Canu, M., Foglini, F., 2007. Morphologic variability of exposed mass-transport deposits on the eastern slope of Gela Basin (Sicily channel). Basin Res. 19, 217–240.

Murat, A., 1984. Séquences et paléoenvironnements marins quaternaires: Une marge active: L'arc hellénique oriental. Dr. Diss.

Narcisi, B., 1996. Tephrochronology of a late quaternary lacustrine record from the Monticchio maar (Vulture volcano, Southern Italy). Quat. Sci. Rev. 15, 155–165. doi:10.1016/0277-3791(95)00045-3

Narcisi, B., Vezzoli, L., 1999. Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean—an overview. Glob. Planet. Change 21, 31–50.

Ninkovich, D., Heezen, B., 1967. Physical and chemical properties of volcanic glass shards from Pozzuolana ash, Thera Island, and from upper and lower ash layers in Eastern Mediterranean deep sea sediments.

Pareschi, M.T., Favalli, M., Boschi, E., 2006. Impact of the Minoan tsunami of Santorini: Simulated scenarios in the eastern Mediterranean. Geophys. Res. Lett. 33.

Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., 1988. Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. J. Volcanol. Geotherm. Res. 34, 153–172. doi:10.1016/0377-0273(88)90030-3

Peccerillo, A., 2005. Plio-quaternary volcanism in Italy. Springer.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). Geochem. Geophys. Geosystems.

Polonia, A., Romano, S., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Gasparotto, G., Gasperini, L., Panieri, G., Torelli, L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes? Mar. Geol. 361, 41–52. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.001

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., 2011. The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. Tectonics 30, TC5018. doi:10.1029/2010TC002821

Pouderoux, H., Lamarche, G., Proust, J.-N., 2012. Building an 18 000-year-long paleo-earthquake record from detailed deep-sea turbidite characterisation in Poverty Bay, New Zealand. Nat Hazards Earth Syst Sci 12, 2077–2101.

Pouderoux, H., Proust, J.-N., Lamarche, G., 2014. Submarine paleoseismology of the northern Hikurangi subduction margin of New Zealand as deduced from Turbidite record since 16 ka. Quat. Sci. Rev. 84, 116–131. doi:10.1016/j.quascirev.2013.11.015

ACCEPTED MANUSCRIPT

Praeg, D., Ceramicola, S., Barbieri, R., Unnithan, V., Wardell, N., 2009. Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea. Mar. Pet. Geol. 26, 1849–1865. doi:10.1016/j.marpetgeo.2009.03.008

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Rosi, M., Sbrana, A., 1987. Phlegrean fields. Consiglio nazionale delle ricerche.

Schneider, J.-L., Le Ruyet, A., Chanier, F., Buret, C., Ferrière, J., Proust, J.-N., Rosseel, J.-B., 2001. Primary or secondary distal volcaniclastic turbidites: how to make the distinction? An example from the Miocene of New Zealand (Mahia Peninsula, North Island). Sediment. Geol. 145, 1–22.

Siani, G., Paterne, M., Arnold, M., Bard, E., Métivier, B., Tisnerat, N., Bassinot, F., 2000. Radiocarbon reservoir ages in the Mediterranean Sea and Black Sea. Radiocarbon 42, 271–280.

Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M., Sbrana, A., 2004. Tephrostratigraphy study for the last 18,000 14C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. Quat. Sci. Rev. 23, 2485–2500. doi:10.1016/j.quascirev.2004.06.004

Tinti, S., Graziani, L., Brizuela, B., Maramai, A., Gallazzi, S., 2012. Applicability of the Decision Matrix of North Eastern Atlantic, Mediterranean and connected seas Tsunami Warning System to the Italian tsunamis. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 843–857. doi:10.5194/nhess-12-843-2012

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., Dennielou, B., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic–Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. Mar. Geol. 247, 84–103. doi:10.1016/j.margeo.2007.08.006

Vezzoli, L., 1991. Tephra layers in Bannock basin (eastern Mediterranean). Mar. Geol. 100, 21–34.

Vinci, A., 1985. Distribution and chemical composition of tephra layers from eastern Mediterranean abyssal sediments. Mar. Geol. 64, 143–155.

Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., 2011. Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean. Act. Tecton. Circum-Adriat. Reg. 51, 190–204. doi:10.1016/j.jog.2010.02.006

Warning, B., Brumsack, H.-J., 2000. Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 293–309.

Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J., Negendank, J.F.W., 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). Quat. Int. 122, 7–30. doi:10.1016/j.quaint.2004.01.028

Wulf, S., Kraml, M., Keller, J., 2008. Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: The last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio. J. Volcanol. Geotherm. Res. 177, 118–132. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.10.009

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Mar. Lett. 26, 317–329. doi:10.1007/s00367-006-0048-9

Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichart, G., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. Geochem. Geophys. Geosystems.

Fig. 1: Location map and physiography of the Calabrian Arc. Bathymetry is issued from GEBCO (http://www.gebco.net/) and contours are in meters. The Calabrian Arc structure of

ACCEPTED MANUSCRIPT

the map and longitudinal depth profiles are derived from (Polonia et al., 2011). The accretionary ridge presents two lobes, western and eastern, segmented by two wedges, pre and post-messinian. Red crosses show sediment cores used in this study. Blue lines represent the location of the main rivers, canyons and channels (solid lines) and unchanneled streams (dashed lines; modified from Polonia et al., 2013b). The brown line represents the sea level lowstand for the last glaciation (-120m). Simplified geology of Italy derived from the Italian servizi litologica (http://sgi.isprambiente.it/geoportal/). The kinematic map of the Mediterranean Sea is modified from Viti et al. (2011).

Fig. 2: Close-up on the cores locations. (a) and (c) Bathymetry is issued from MOCOSED2012 cruise. Longitudinal depth profiles are at the same scale and present the local morphology. (b) and (d) CHIRP profiles from MOCOSED2012 cruise present stratigraphy of the core's locations areas, their locations are represented with a red line on (a) and (c).

Fig. 3: Stratigraphy, sedimentary logs and facies occurrence. Core's locations are presented on fig. 1. White stars indicate the calibrated AMS-14C dates (Table 2). Green stars indicate tephra. Red stars indicate analysed volcaniclastic turbidites with electron microprobe. Grain size distribution is represented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentages (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Magnetic susceptibility of the sediments in SI, Ca/Ti and S+Br/Al ratios, turbidites number per meter of sediments. TS corresponds to siliciclastic turbidites, TV to volcaniclastic turbidites and Hp to hemipelagic sediment.

ACCEPTED MANUSCRIPT

Fig. 4: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of sapropel S1 present in core KC14. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentages (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. S1 is interbedded by a turbidite layer and a tephra linked to the Lipari volcano. Core location in fig. 1.

Fig. 5: (a) Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) diagram (Le Bas et al., 1986) classifies the glass shards as phonolitic, trachytic and rhyolitic populations in composition. (b) Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) diagram (Le Bas et al., 1986) classifies the pumices from volcaniclastic turbidites as trachytic populations in composition. H.A is the molecular ratio of the peralkaline index defined by H.A. = mol(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3. These compositional characters are compatible with Campanian, Etnean and Aeolian provenance. Geochemical oxide's values in tables 3 and 5.

Fig. 6: Age model (black line) and its error margin (grey areas) of core KC14 were built using a linear interpolation implemented with the CLAM package v.2.2 of R software (Blaauw, 2010). Radiometric dates are in blue, tephra in green and sapropel S1 in light green. Y1, Y5 and Y7 correspond to tephra layers from the Phlegrean Fields. Sediment rates are calculated using two methods: between the ^{14}C radiocarbon dates and by a 5 ka interval from the age model. Core location in fig. 1.

Fig. 7: Age model (black line) and its error margin (grey areas) of core KC01 built using a linear interpolation implemented with the CLAM package v.2.2 of R software (Blaauw, 2010). Radiometric dates are in blue and tephra in green. Y1 corresponds to tephra layers

ACCEPTED MANUSCRIPT

from the Phlegrean Fields. Sediment rates are calculated using two methods: between the ^{14}C radiocarbon dates and by a 5 ka interval from the age model. Core location in fig. 1.

Fig. 8: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of a siliciclastic turbidite (TS facies) present in core KC14. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentages (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. Core location in fig. 1.

Fig. 9: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of a volcaniclastic turbidite (TV facies) and Y1 tephra present in core KC14. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentage (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). PPL correspond to plane polarized light and XPL to crossed polarized light. Core location in fig. 1.

Fig. 10: Sedimentary logs, calibrated radiometric dates (yrs BP; Table 2), tephra and correlation of the sedimentary cores.

Fig. 11: Return times of co-seismic turbidites calculated by a 10 ka interval. Cores locations in fig. 1.

Fig. 12: Reconstruction of the main underwater flow on the Calabrian Arc.

Table 1: Cores' locations in degrees, cores' length, corers' lengths and depths sampling.

Cores	Latitude	Longitude	Cores' Lenght (cm)	Corers' Lenght (cm)	Depth (m)

ACCEPTED MANUSCRIPT

KC01	35.5540	17.0276	1045	1200	3950
KC14	36.5704	16.3297	1566	2400	3338

Table 2: Radiometric ages for samples collected in hemipelagic sediments.

Core	Core depth (cm)	Nature of sample	Radiocarbon age (BP)			Calibrated age (BP)		
KC01	67.3	Planktonic foram.: *G. ruber*	11,180	±	35	12,676	±	90
	101	Planktonic foram.	12,940	±	80	14,719	±	415
	176	Planktonic foram.: *G. ruber*	16,100	±	50	18,937	±	139
	215	Planktonic foram.	17,900	±	90	21,141	±	298
	278	Planktonic foram.: *G. ruber*	18,530	±	60	21,997	±	219
	329	Planktonic foram.	21,380	±	110	25,319	±	295
	393.5	Planktonic foram.	25,450	±	180	29,100	±	413
KC14	69	Planktonic foram.: *G. ruber*	3,415	±	20	3,284	±	74
	122	Planktonic foram.	7,495	±	40	7,949	±	97
	161	Planktonic foram.: *G. ruber*	9,370	±	40	10,213	±	88
	260	Planktonic foram.: *G. ruber*	12,675	±	40	14,216	±	204
	364	Planktonic foram.	16,040	±	60	18,881	±	137
	561	Planktonic foram.	23,380	±	160	27,292	±	322
	637	Planktonic foram.	27,820	±	200	31,278	±	276

Table 3: Electron microprobe analyses of glass shards in tephra layers.

Core	Core depth (cm)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
KC14	140	71.18	0.05	12.54	1.27	0.11	0.02	0.75	3.52	4.89	0.00	94.34
		71.66	0.05	12.72	1.47	0.06	0.00	0.78	3.75	4.89	0.10	95.48
	363	60.90	1.20	16.91	4.55	0.18	1.57	3.06	5.76	3.49	0.24	97.86
		60.54	1.16	16.85	4.13	0.40	1.49	3.29	5.68	3.37	0.37	97.27
	609	72.66	0.06	12.47	1.06	0.00	0.00	0.66	3.52	4.64	0.02	95.10
		73.47	0.06	12.17	1.16	0.20	0.00	0.63	3.10	4.63	0.00	95.41
		73.60	0.10	12.57	1.30	0.11	0.03	0.65	3.10	4.85	0.04	97.01
		73.47	0.08	12.42	1.42	0.07	0.01	0.64	3.79	4.92	0.02	96.84
	865	61.54	0.38	18.76	2.74	0.23	0.52	1.72	5.40	8.05	0.07	99.41
		61.39	0.35	18.82	2.60	0.19	0.34	1.72	6.69	7.11	0.07	99.28
	1258	61.30	0.57	18.54	2.87	0.25	0.28	1.02	7.77	6.24	0.01	98.84
		61.28	0.51	18.56	2.52	0.21	0.28	0.96	8.11	6.08	0.03	98.53
		61.00	0.53	18.22	2.74	0.39	0.29	1.07	8.22	6.08	0.03	98.57
KC01	174	60.22	1.15	16.73	4.42	0.16	1.39	3.11	5.83	3.48	0.27	96.76
		60.30	1.20	17.00	4.45	0.09	1.66	3.33	5.89	3.52	0.44	97.88
		59.88	1.40	16.62	4.60	0.24	1.38	3.27	5.48	3.49	0.34	96.69

ACCEPTED MANUSCRIPT

Table 4: Dates of sapropel S1 and tephra obtained with the age model compared with literature.

Core	Sapropel	Tephra	Position (cm)	Thickness (cm)	Age (yrs)	Age in literature (yrs)	Reference
KC14	S1		87-175	88	top 4,865 ± 117		
					base 10,775 ± 162	9,500 ± 220	Emeis et al., 2004
		Gabellotto Fiume Bianco	140	0.5	8,992 ± 123	11.4 to 8.6	Bigazzi and Bonadonna, 1973; Gioncada et al., 2003
		Y1	314	1.5	16,635 239	16,763 ± 203	Insinga et al., 2014
		pre-Y1	363	0.3	18,838 ± 261	18,140 ± 160	Insinga et al., 2014
		Aeolian Islands	609	0.3	29,810 ± 391	unknown	
KC01	S1		abscent				
		Gabellotto Fiume Bianco	20	0.2	9,855 ± 1118	11.4 to 8.6	Bigazzi and Bonadonna, 1973; Gioncada et al., 2003
		pre-Y1	174	0.3	18,823 ± 253	18,140 ± 160	Insinga et al., 2014

Table 5: Electron microprobe analyses of pumices in volcaniclastic layers.

Core	Core depth (cm)	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Total
KC14	178	62.01	1.21	17.15	4.25	0.12	1.35	3.01	5.97	3.59	0.38	99.03
		61.35	1.15	17.14	4.05	0.14	1.36	3.01	5.98	3.52	0.40	98.09
		60.59	1.26	17.03	5.06	0.13	1.82	3.59	5.62	3.22	0.60	98.93
		62.39	1.42	16.73	4.07	0.02	0.99	1.64	5.26	5.58	0.39	98.49
		63.79	1.00	17.25	3.84	0.34	1.28	2.64	5.42	3.88	0.41	99.85
	292.7	60.51	0.09	25.71	0.91	0.16	0.07	7.22	7.37	0.63	0.12	102.78
		65.68	1.20	16.40	3.70	0.04	1.06	2.25	6.24	3.88	0.62	101.08
		64.03	1.36	17.67	4.85	0.06	1.31	2.48	6.65	3.48	0.57	102.46
		62.13	1.23	17.17	5.07	0.14	1.70	3.35	4.57	3.43	0.51	99.30
		60.81	1.34	16.83	5.48	0.12	1.69	3.40	5.52	3.30	0.29	98.79
	776	59.36	0.95	15.61	7.62	0.25	2.85	4.28	2.73	5.15	0.72	99.54
		63.08	0.80	17.85	4.24	0.00	0.95	5.14	4.27	3.11	0.44	99.90

ACCEPTED MANUSCRIPT

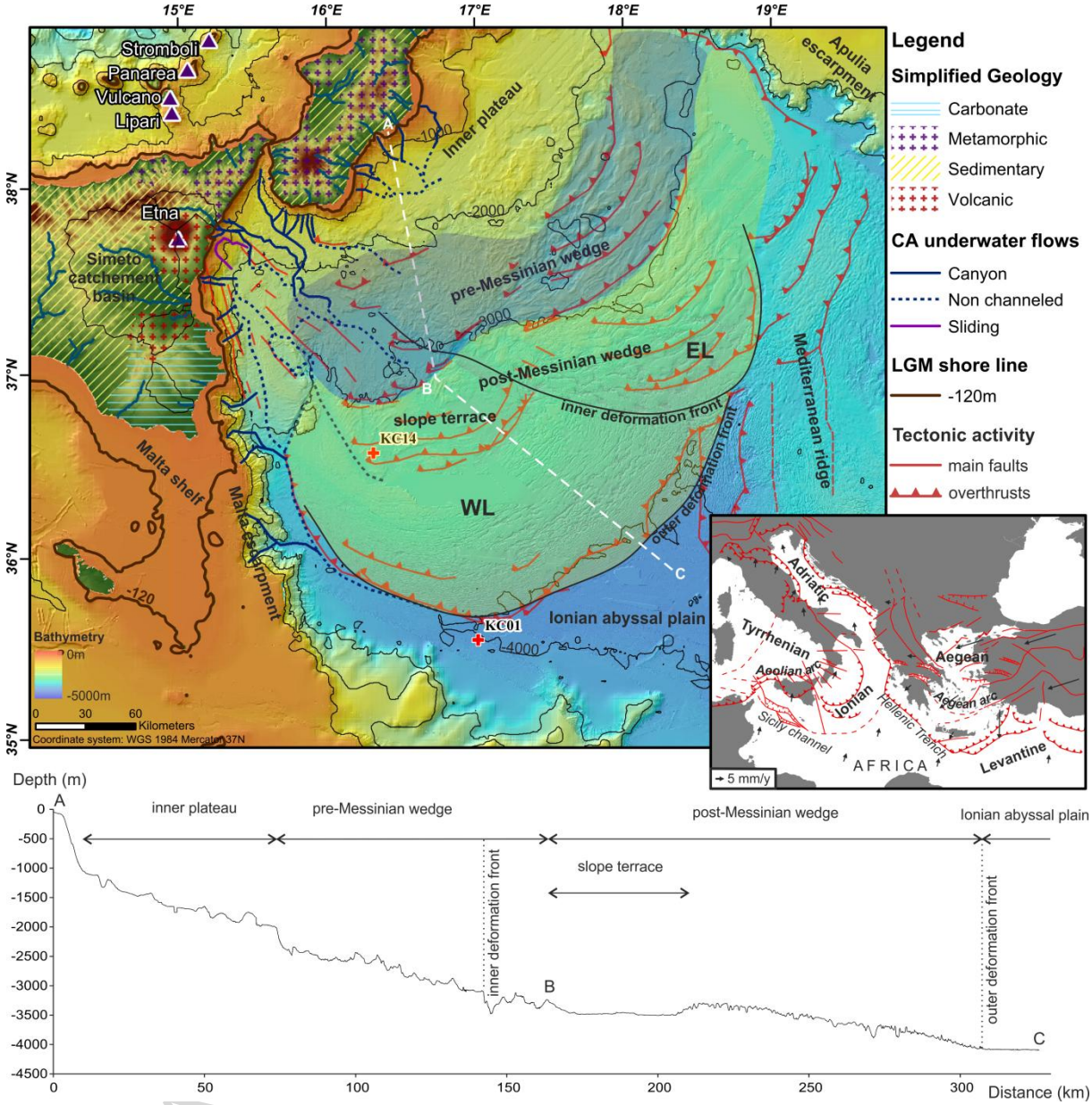


Fig. 1

ACCEPTED MANUSCRIPT

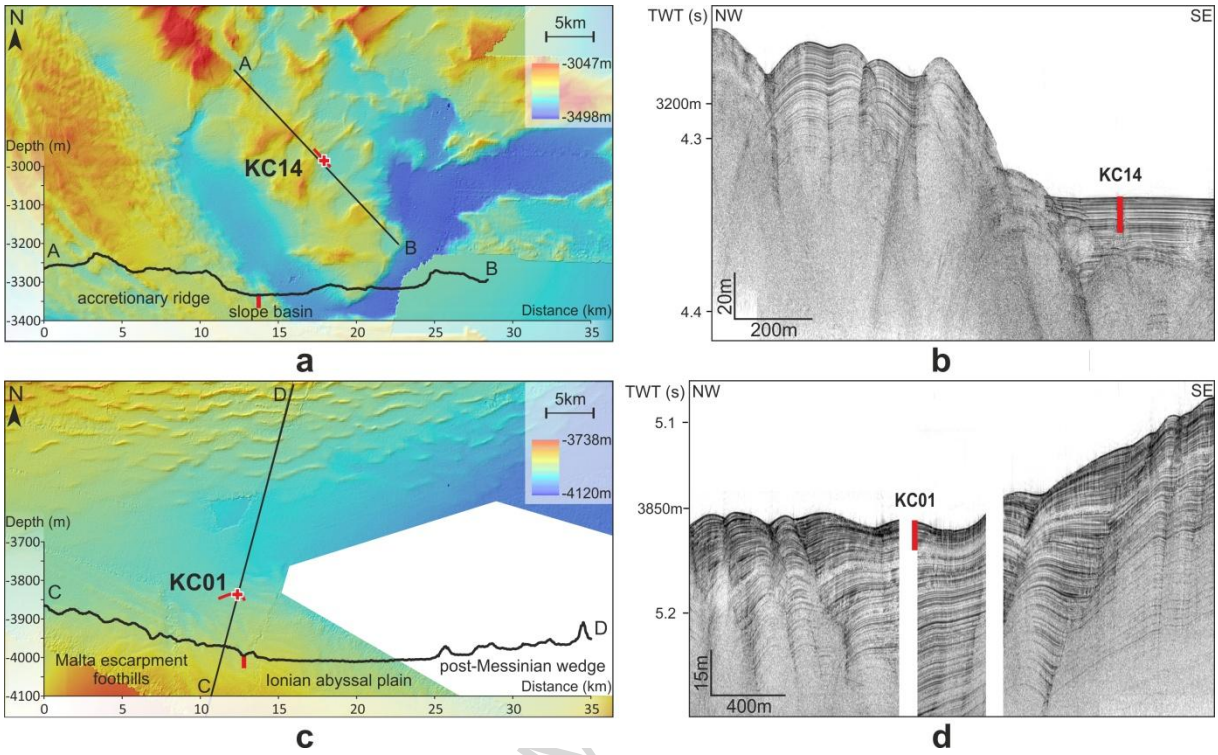


Fig. 2

ACCEPTED MANUSCRIPT

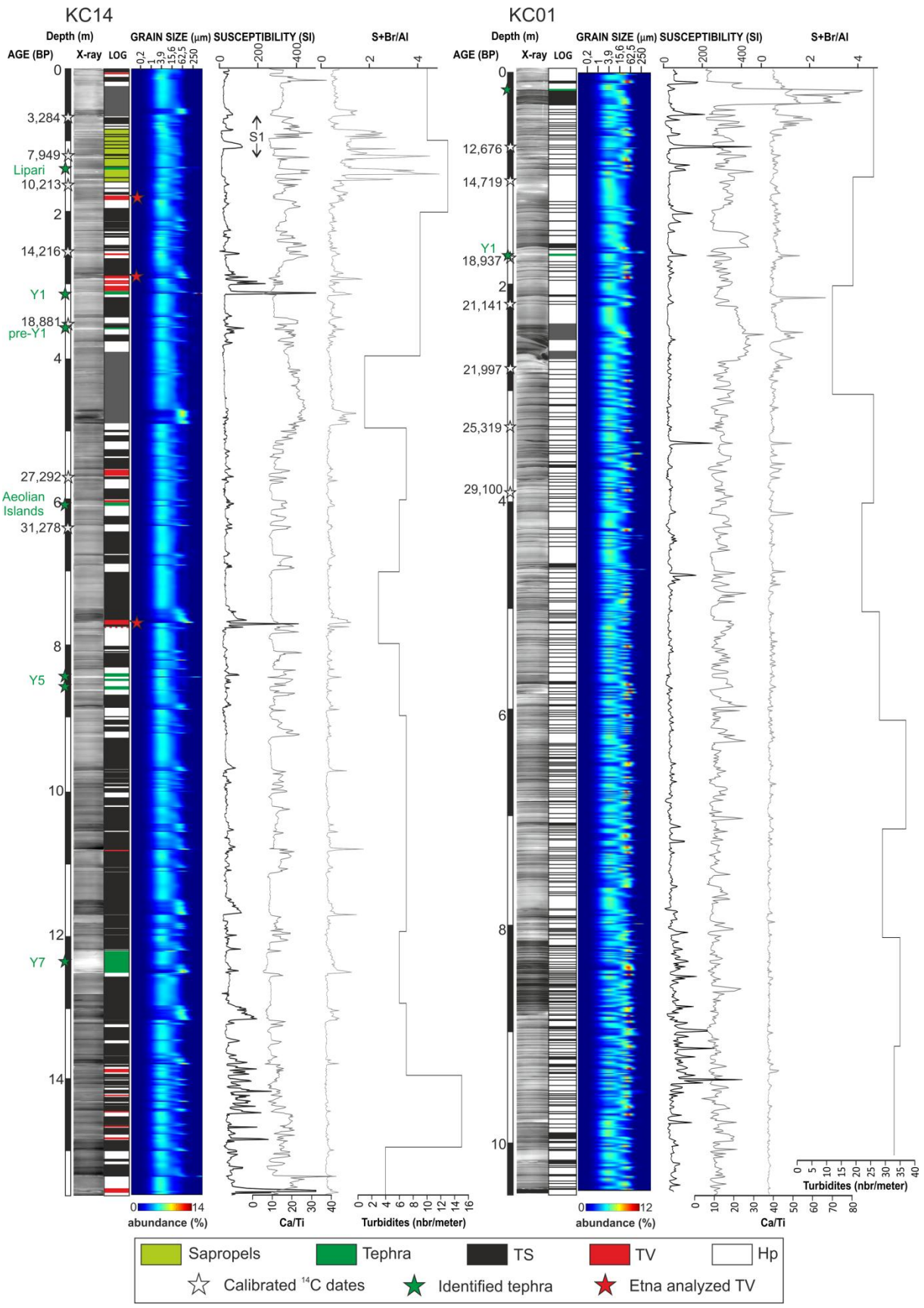


Fig. 3

ACCEPTED MANUSCRIPT

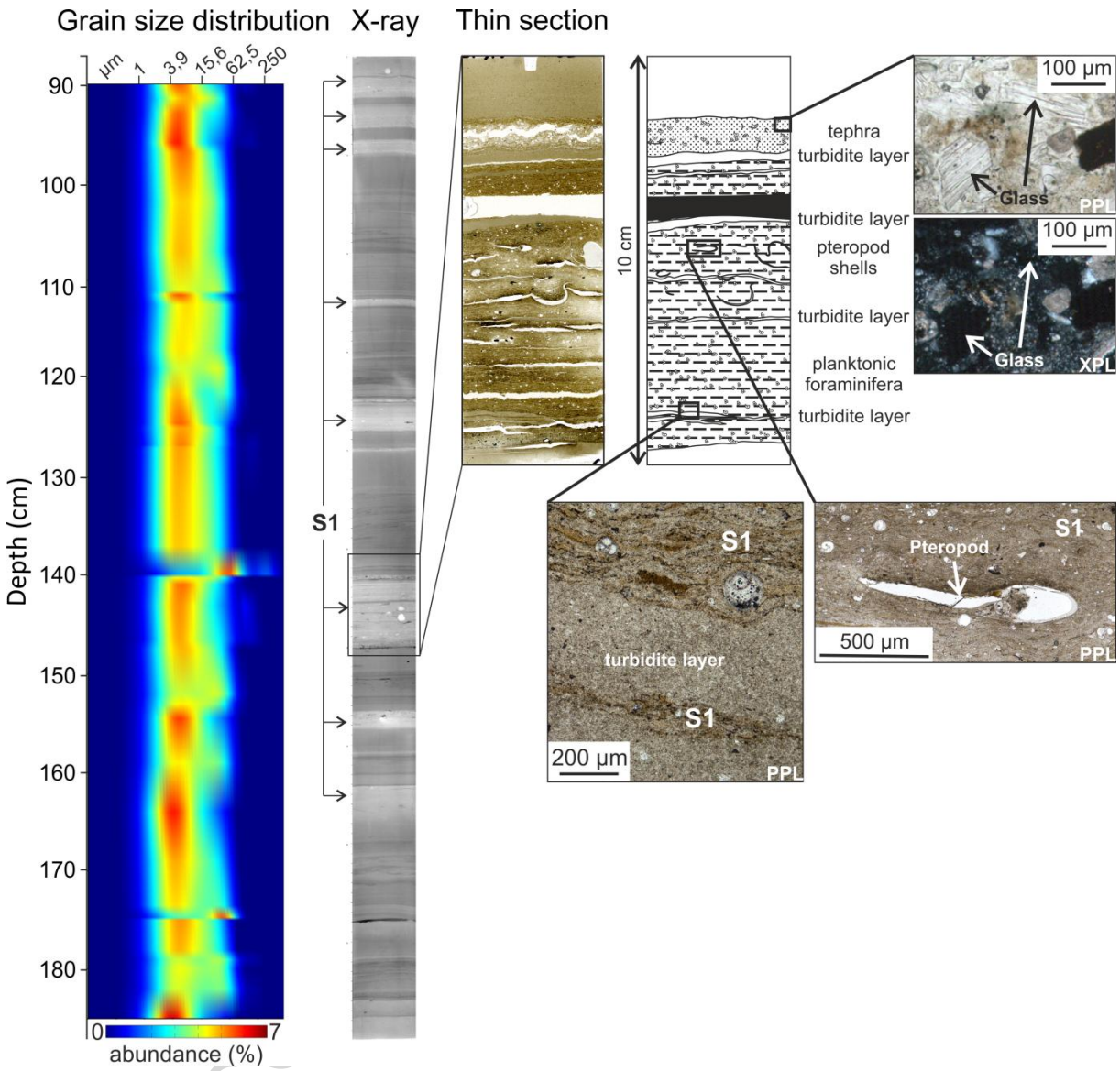


Fig. 4

ACCEPTED MANUSCRIPT

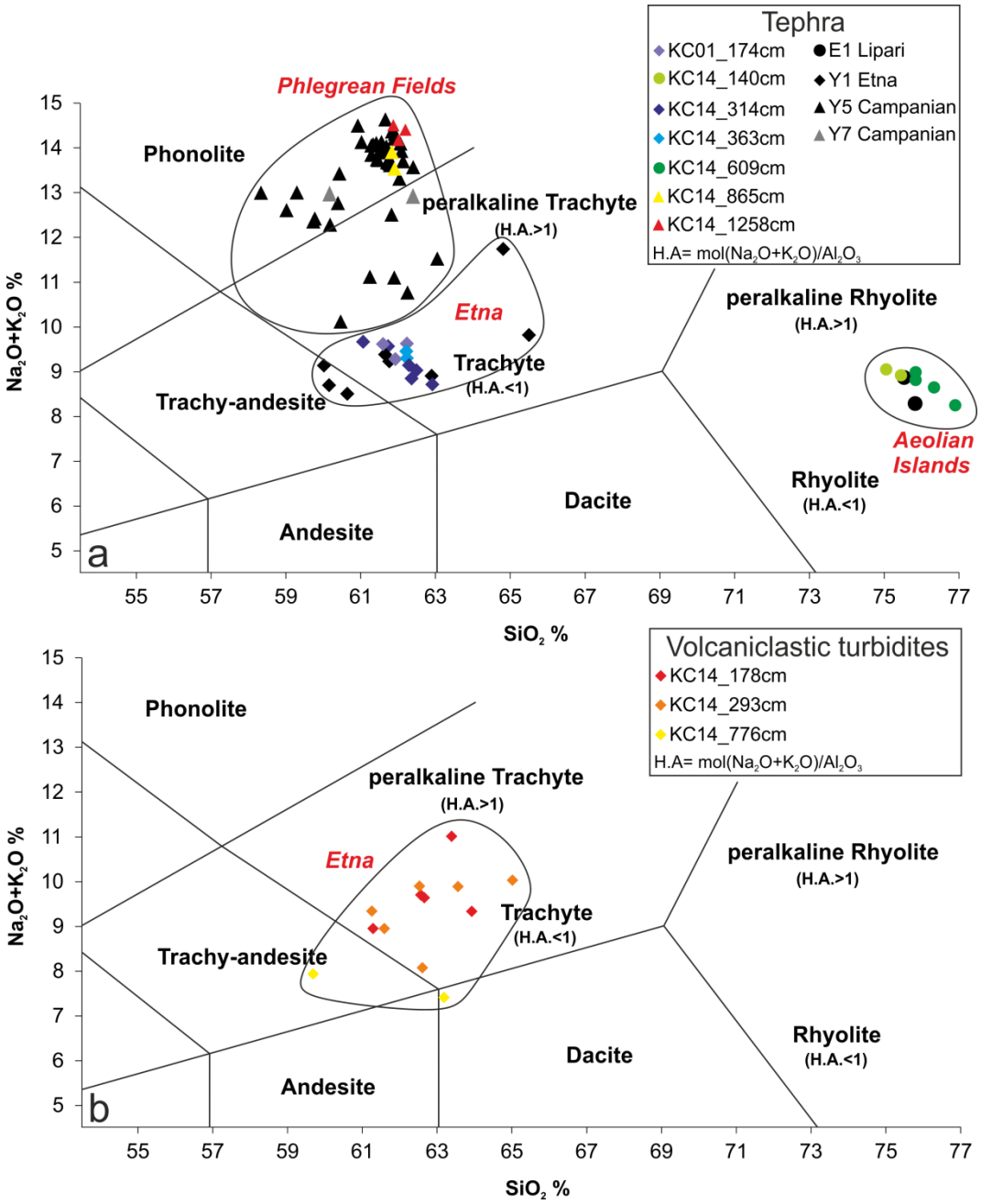


Fig. 5

ACCEPTED MANUSCRIPT

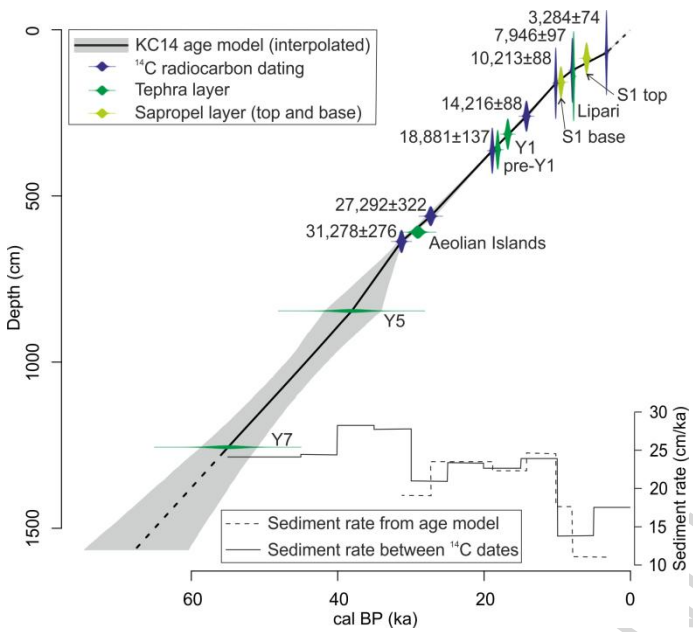


Fig. 6

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

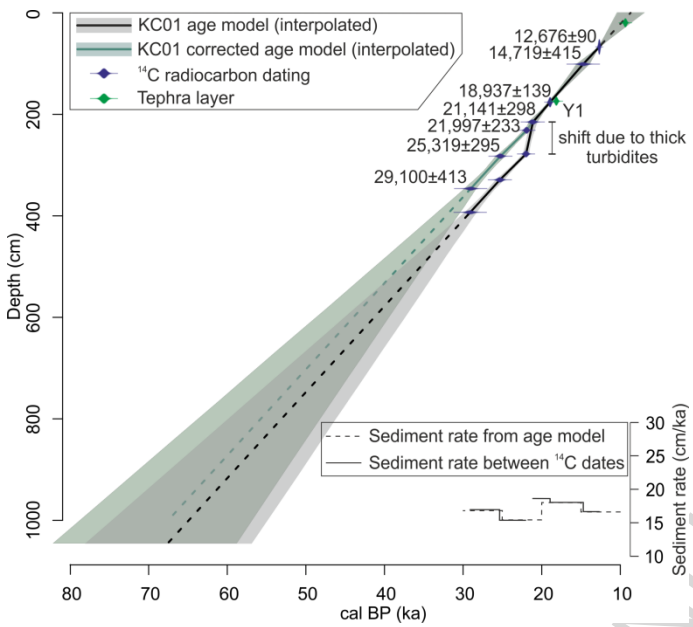


Fig. 7

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

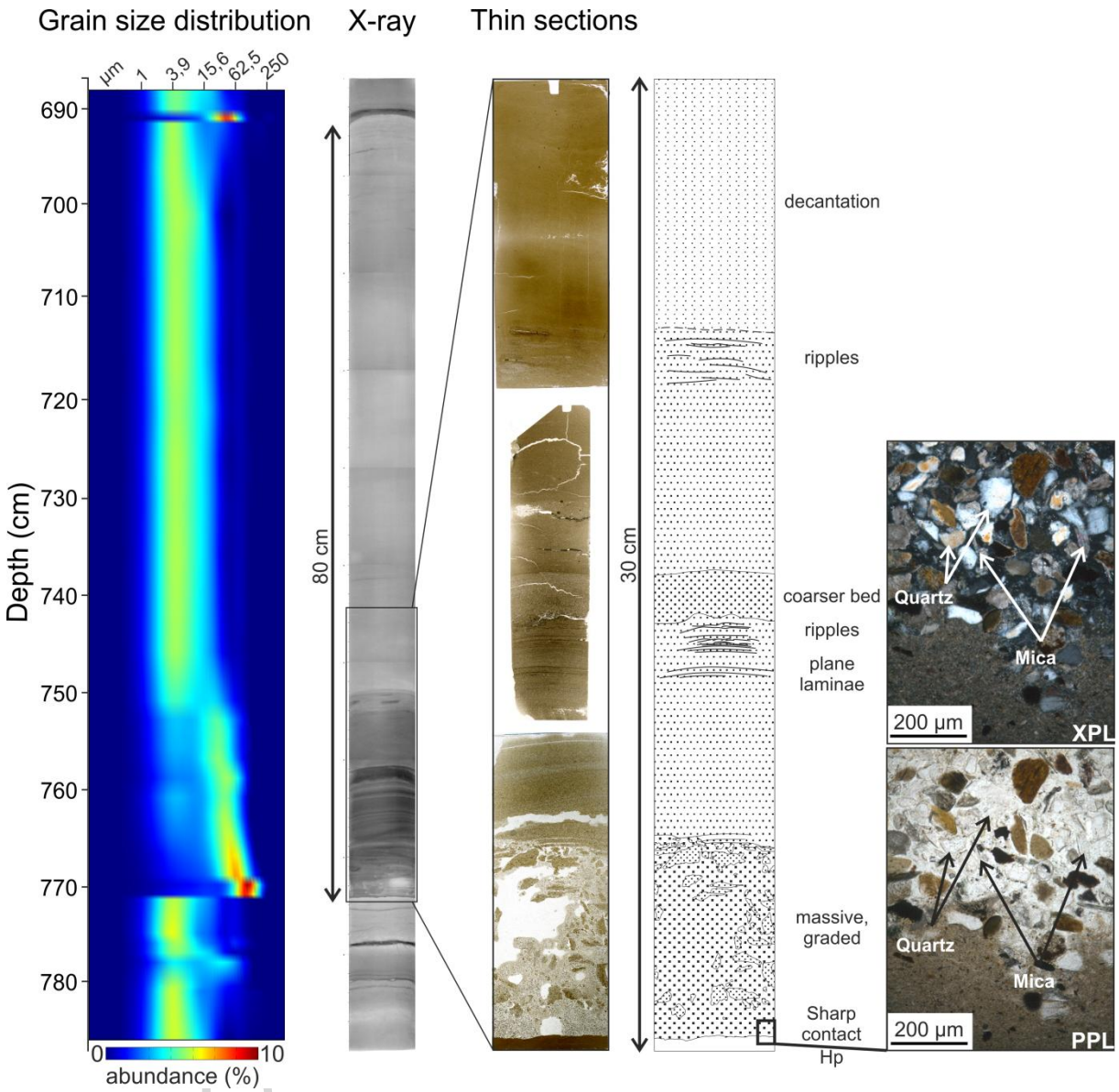


Fig. 8

ACCEPTED MANUSCRIPT

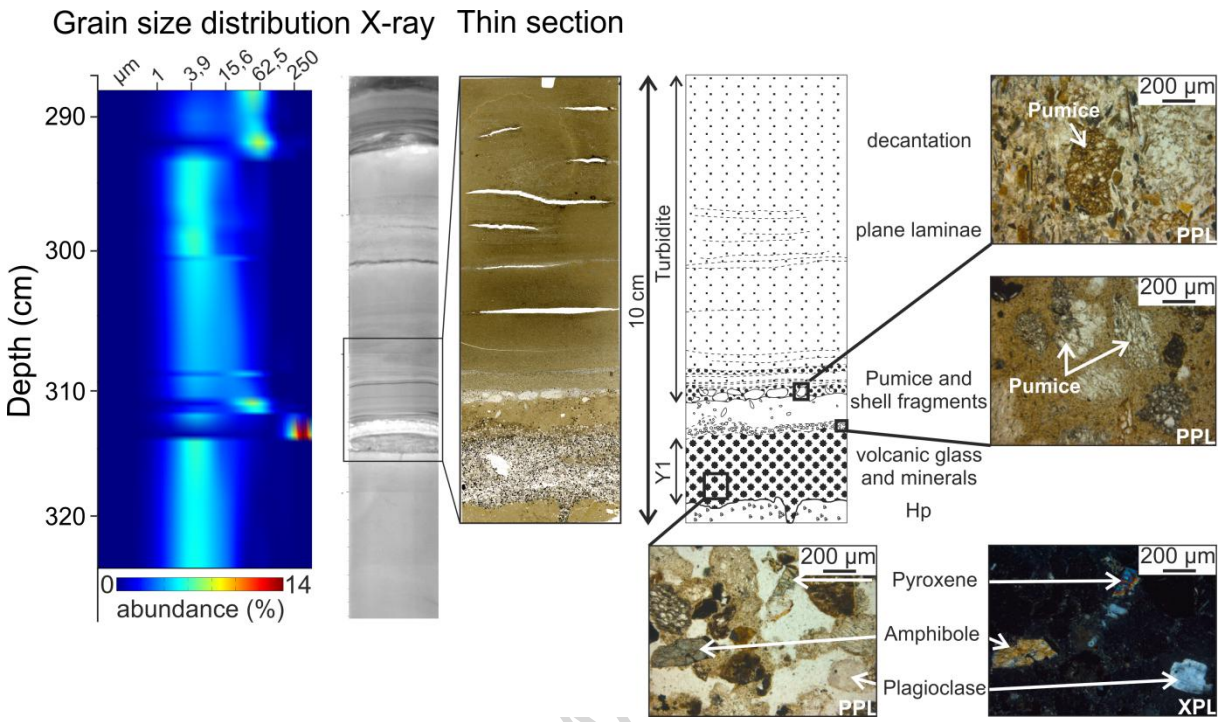


Fig. 9

ACCEPTED MANUSCRIPT

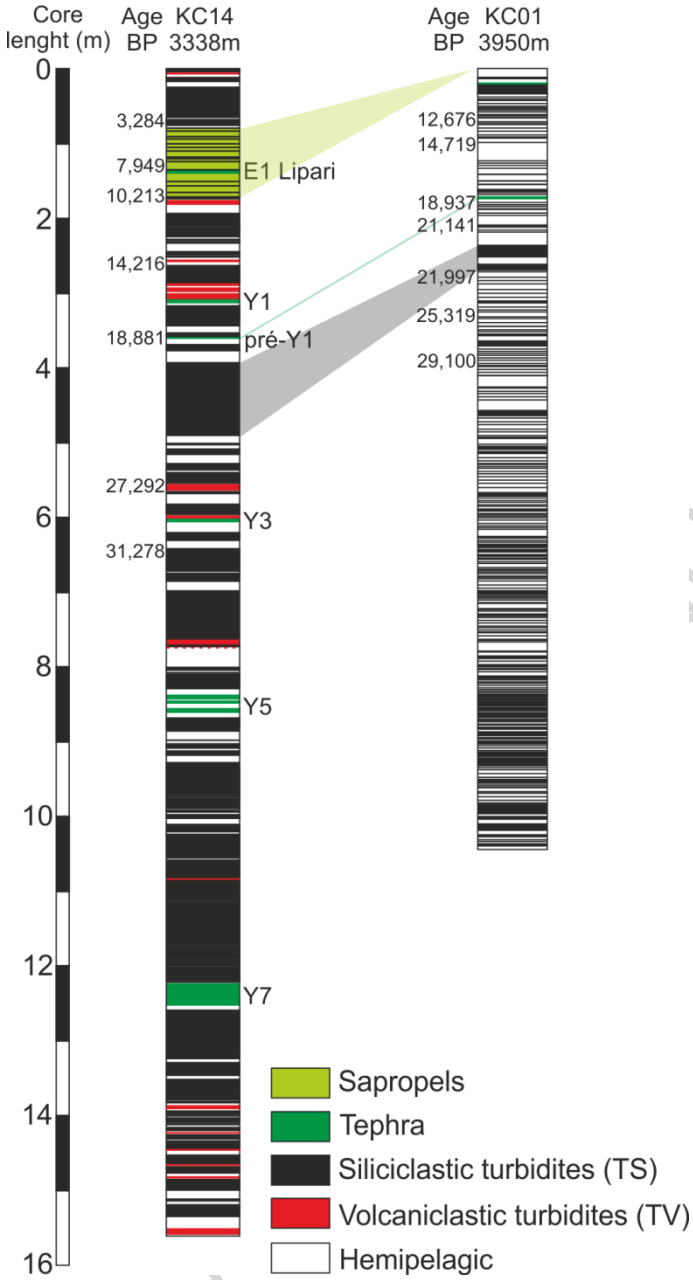


Fig. 10

ACCEPTED MANUSCRIPT

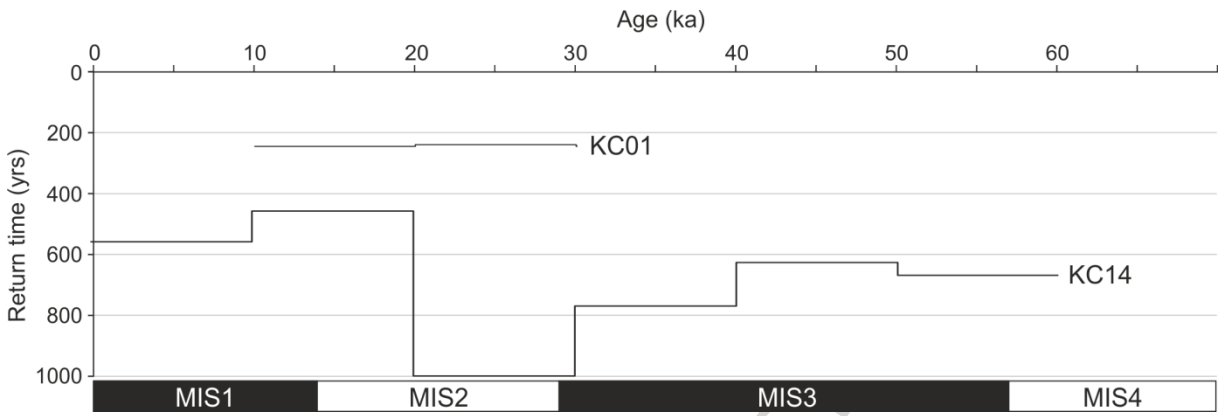


Fig. 11

ACCEPTED MANUSCRIPT

ACCEPTED MANUSCRIPT

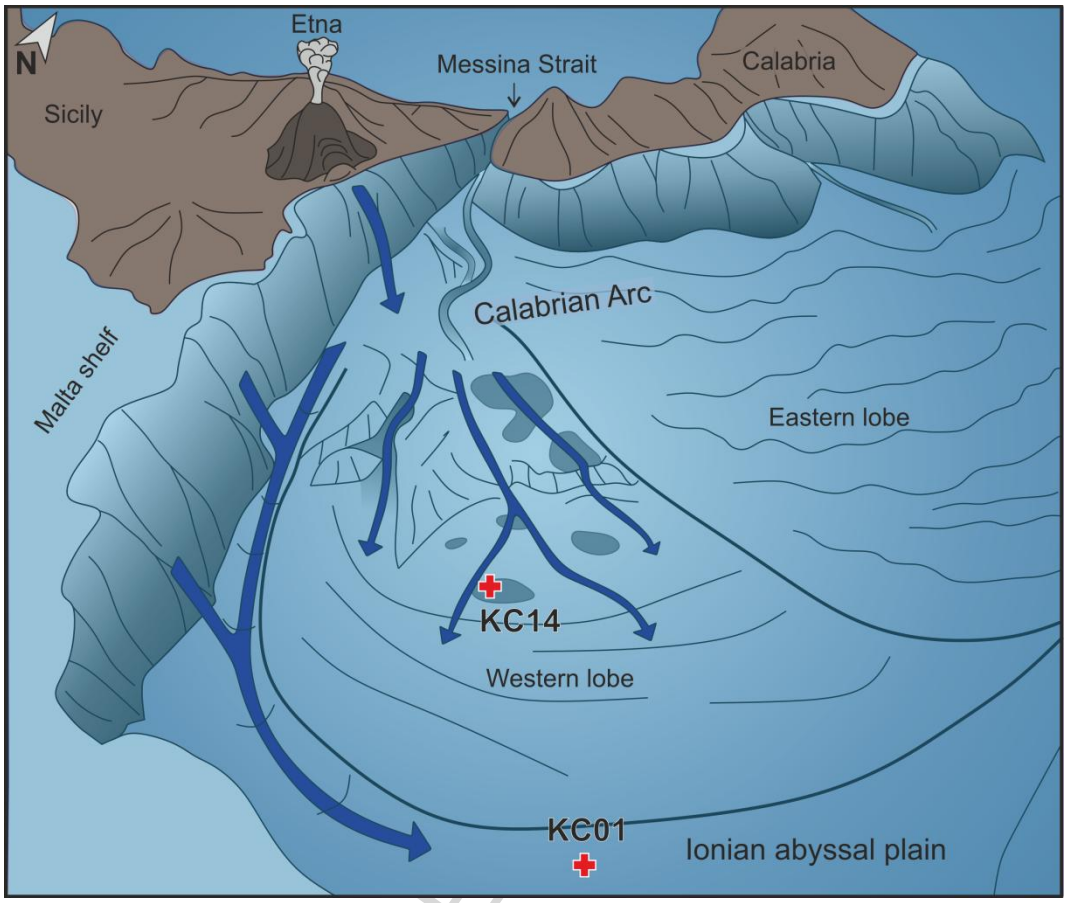


Fig. 12

ACCEPTED

ACCEPTED MANUSCRIPT

Highlights

- Various origins and processes for turbidites are distinguished on the Calabrian Arc.
- A paleoearthquakes calendar has been defined on the last 60 ka.
- Co-seismic turbidites have a return time of 240 years in the abyssal plain and 450 to 1000 years in slope basins.
- A co-tsunami turbidite has been linked with the Cape-Riva Santorini caldeira collapse.
- Volcaniclastic turbidites are linked to Etna flank collapses.

ACCEPTED MANUSCRIPT

2. Activité co-sismique de l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne occidentale au cours des derniers 330 000 ans

Après avoir pu reconstruire l'histoire sédimentaire de la partie occidentale de l'arc Calabrais sur les derniers 60 000 ans nous avons essayé de remonter plus loin dans le temps. En raison de très faibles taux de sédimentation, la partie sud de l'arc Calabrais ainsi que la partie ionienne de la ride Méditerranéenne sont des sites privilégiés permettant d'obtenir des séquences sédimentaires par carottages de plus de 300 000 ans.

Cette partie correspond à un article soumis dans la revue *Tectonophysics* le 13 mai 2016 et re-soumis après une première correction le 5 août 2016.

2.1. Les principaux résultats

Afin de définir l'activité sismique générée sur les prismes d'accrétion de la mer Ionienne à grande échelle de temps et d'espace nous avons étudié trois carottes sédimentaires prélevées sur l'Arc Calabrais et une carotte sur la Ride Méditerranéenne. Les enregistrements sédimentaires de ces carottes couvrent les derniers 330 000 ans. Ce type d'étude ne présente aucun équivalent sur les autres prismes d'accrétion dans le monde, les taux de sédimentation bien plus élevés en limitent souvent l'étude à l'Holocène (e.g. Goldfinger et al., 2003 ; Polonia et al., 2013b ; Pouderoux et al., 2014 ; San Pedro et al., 2016) ou au dernier cycle climatique (e.g. Bourget et al., 2011, 2010). Trois grands cycles d'activité turbiditique ont été mis en évidence : un premier cycle sur le lobe ouest de l'arc Calabrais entre 330 000 et 235 000 ans, un deuxième cycle entre 120 000 ans et l'Actuel sur le lobe est de l'arc Calabrais et au cours des derniers 60 000 ans sur le lobe ouest, et un troisième cycle sur la ride Méditerranéenne au cours des derniers 37 000 ans. Les temps de retour obtenus pour les périodes d'activé turbiditique sont très similaires autour de 1000 ans en moyenne malgré les grandes distances entre les carottes. L'activité turbiditique a aussi mis en évidence la présence de turbidites volcanoclastiques sur la partie occidentale de l'arc Calabrais. Elles semblent en lien avec la phase d'émersion de l'Etna il y a 320 000 ans et à la mise en place du strato-volcan il y a 60 000 ans.

Le troisième objectif de cette étude est de définir les zones où les dépôts sédimentaires liés aux séismes se déposent préférentiellement ainsi que l'organisation des écoulements gravitaires sur les prismes d'accrétion de la mer Ionienne pour les derniers 40 000 ans. Les principaux résultats mettent en évidence deux axes de drainage situé de part et d'autre de l'Arc Calabrais. Ainsi, la partie centrale de l'Arc Calabrais est sous-alimentée (temps de

retour entre 1000 et 5000 ans, et la partie enregistrant le plus d'évènements co-sismiques correspond à la zone externe occidentale de l'Arc Calabrais (temps de retour entre 240 et 1000 ans).

2.2. Article « Does gravity-driven deposits could be a witness of the seismic activity of accretionary wedges in the Ionian Sea over the last 330 ka ? »

Does gravity-driven deposits could be a witness of the seismic activity of accretionary wedges in the Ionian Sea over the last 330 ka ?

Authors

Eléonore Köng*[a], Sébastien Zaragosi[a], Jean-Luc Schneider[a], Thierry Garlan[b], Patrick Bachèlery[c], Marjolaine Sabine [a], Laurine San Pedro[d]

**corresponding author:* eleonore.kong@u-bordeaux.fr

[a] EPOC, UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac

[b] SHOM/DOPS/HOM/Sédimentologie, 13 rue du Chatellier, CS 92803, 29228 Brest

[c] LMV/OPGC, Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, Campus des Cézeaux, 6 avenue Blaise Pascal, TSA60026 – CS60026, 63178 Aubière Cedex

[d] Laboratoire Domaines Océaniques, UMR 6538, Université de Bretagne occidentale, IUEM, rue Dumont d'Urville, F-29280 Plouzané, France

Abstract

In the Ionian Sea, the subduction of the Nubia plate underneath the Eurasia plate leads to an important sediment remobilisation on the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge. These events are often associated with earthquakes and tsunamis. In this study, we analyse co-seismic deposits in order to establish a calendar of the paleoseismicity on the Calabrian Arc and the western Mediterranean Ridge. Four gravity cores collected on ridges and slope basins of accretionary prisms record turbidites, megaturbidites, slumping and micro-faults over the last 330,000 years. These turbidites were dated with a multi-proxy approach: radiometric dating, δ18O, b* colour curve, sapropels and tephrochronology. The origin of the co-seismic sedimentation was studied with a sedimentary approach: grain-size, lithology, thin section, geochemistry of volcanic glass. The results suggest three periods of activity: a first on the western lobe of the Calabrian Arc between 330 000 ans 250 000 years, a second between 120 000 years and present day on the eastern lobe of the Calabrian Arc and over the last 60 000 years on the western lobe, and a third on the Mediterranean Ridge over the last 37 000 years. Return times for gravity-driven deposits are around 1000 years. It highlights variability in the seismic activity over hundreds of thousands of years. The turbidite activity also highlights the presence of volcaniclastic turbidites that seems to be link to the Etna changing morphology over the last 320 000 years. For the most recent period, three depositional processes are

highlighted on the Calabrian Arc: unchanneled underwater flow along slopes, localised resedimentation and two external drainage axis. On the Mediterranean Ridge, localised resedimentation is dominant because of the ridge's disconnection from the shelf.

Keywords: Ionian Sea; accretionary wedges, palaeoearthquakes, co-seismic sedimentation, natural hazard

1. Introduction

The Ionian Sea, located between Apulia, Calabria and Sicily in Italy and the Ionian Islands and Peloponnese in Greece, is the witness of the last stage of the southern branch of the Neotethys' closing (de Voogd et al., 1992; Faccenna et al., 2004, 2001). The subduction of the Nubia plate underneath the Eurasia plate since the Cretaceous has lead to the formation of two accretionary wedges: the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge since the Miocene (Le Pichon and Angelier, 1979; McKenzie, 1978; Minelli and Faccenna, 2010). The formation of these two accretionary wedges at the million years scale (Coy et al., 1983; Dewey and Sengör, 1979; Gallais et al., 2012, 2011; Truffert, 1992; van Dijk and Scheepers, 1995) as well as their morphology and present day functioning have been widely studied (D'Agostino et al., 2008; Gutscher et al., 2016; Huguen et al., 2006; Kreemer and Chamot-Rooke, 2004; Polonia et al., 2011; Tortorici et al., 1995). For the last thousand years, a specific branch of paleoseismology based on gravity-driven deposits analysis suggests the recent seismic activity of accretionary wedges (Goldfinger, 2011). Polonia et al. (2016a; 2015, 2013b) focused on the Holocene's earthquakes and, more recently, studies have been extended to the last 60 ka (Köng et al., 2016). Between these two time scales (million years and the last thousand years), few studies were used to assess the seismic activity of accretionary wedges, focusing on the faulting activity (Catalano et al., 2003; Galli and Peronace, 2015; Galli and Bosi, 2003, 2002; Tortorici et al., 1995) and inland uplift (Catalano and De Guidi, 2003; Fountoulis et al., 2014; Santoro et al., 2013; Zelilidis et al., 1998).

This study therefore proposes an alternative in order to approach the seismic activity over a span of several thousands of years. To acheive this we studied the wedges in the Ionian Sea that have been described as a good place to conduct paleoseismologic studies by Kastens (1984) for three reasons: (1) debris flows and turbidites seem to be distinctive earthquakes-emplaced structure, (2) sapropels and tephra provide a suitable means of dating events, (3) glacio-eustatism influence is expected to be minor. It attempts to approach the seismic activity of the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge over the last 330,000 yrs based on

supposed co-seismic gravity-driven sedimentation recorded on ridges and slope basins within the Ionian Sea. To achieve these goals, a multiproxy approach was applied to 4 sediment cores that were collected during the MOCOSED2012 oceanographic campaign, aboard RV *Pourquoi Pas ?* in 2012.

2. Geological background

The Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge represent 120,000 km² of the Ionian Sea bottom (Fig. 1). These two accretionary wedges show different orientations. The Calabrian Arc is oriented SW-NE while the western part of the Mediterranean Ridge is oriented NW-SE. They present two growth stages since their inception in the Miocene. The first stage before the Messinian, results in the formation of a first ridge composed by Tertiary and Mesozoic sediments. The second stage after the Messinian, results in the formation of a second ridge with a Messinian evaporite detachment plane at its base surmounted by Plio-Quaternary sediments (Gallais et al., 2012).

2.1. Calabrian Arc

The Calabrian Arc accretionary wedge is located along the eastern Sicilian and Calabrian coasts. In this area the subduction of the Nubia plate underneath the Eurasia plate has a rate of 2-5 mm/yr (D'Agostino et al., 2008; Devoti et al., 2008), and was accompanied by the opening of the Tyrrhenian back-arc basin because of the slab retreat over the last 12 My (Argnani, 2000; Faccenna et al., 2004), along with the formation of the Aeolian volcanic arc and some isolated volcanoes as Etna or Pantelleria (Fig. 1). The Calabrian Arc extends over 400 km long and 250 km wide. It is bordered by the Malta escarpment to the South-West, the Apulia escarpment to the North-East, and by the Ionian abyssal plain and the Mediterranean ridge to the South-East (Fig. 1). The arc is separated into an eastern lobe (EL) and a western lobe (WL) bounded by deformation fronts (Fig. 1). Both are separated in two ridges: the pre-Messinian ridge, and the post-Messinian ridge (Polonia et al., 2011).

The recent activity of the subduction is still debated but appears to be locally active at a slow rates of 0.5 mm/yr (Faccenna et al., 2014). It drives uplift in Sicily and Calabria, determined on emerged marine terraces, ranging from 0.7 to 1.7 mm/yr since 600 ka in Sicily (Catalano and De Guidi, 2003; Santoro et al., 2013). In Calabria, the uplift rate is about 1.3 mm/yr since the last interglacial period (Dumas et al., 2005). All these studies highlight a slight acceleration of the uplift rates over the last 60 ka.

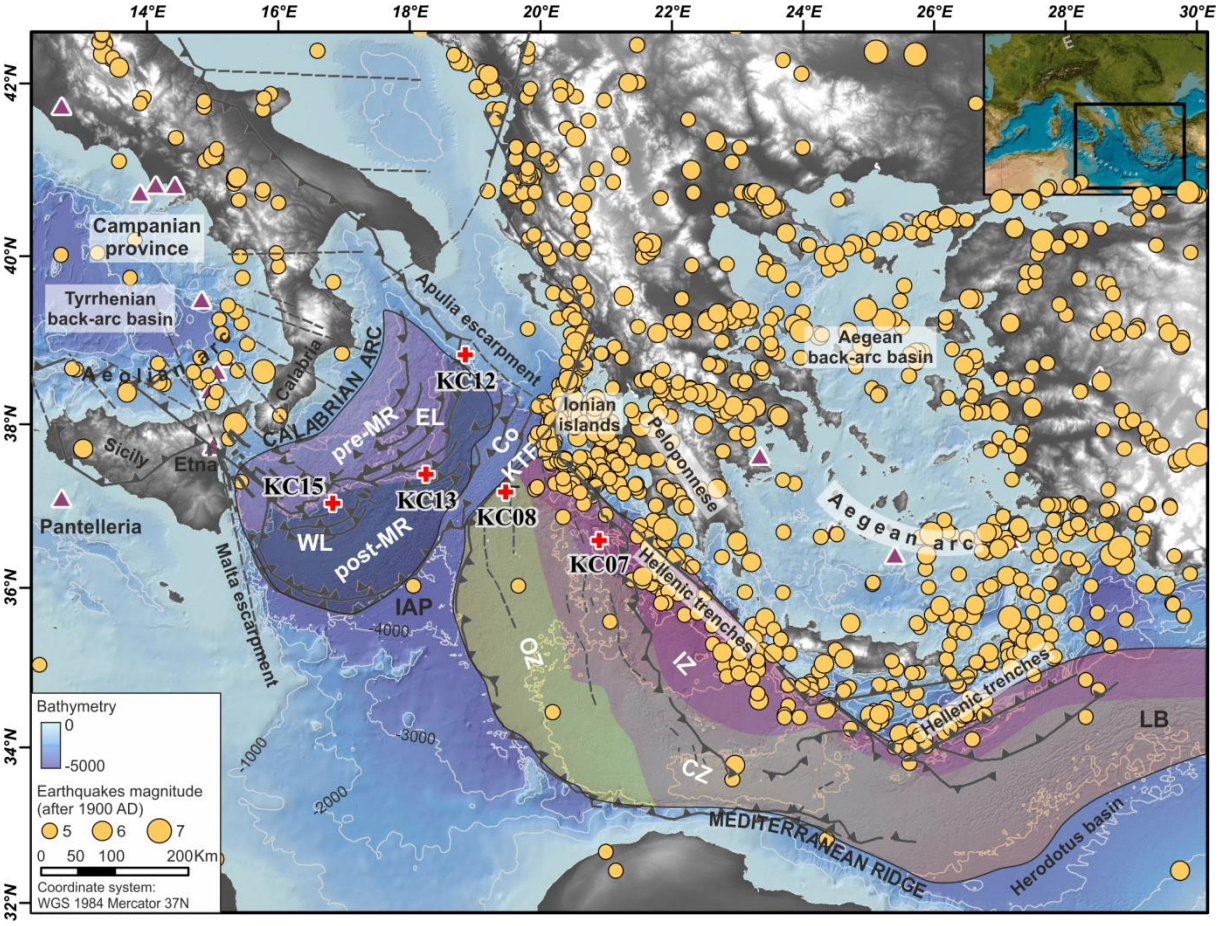


Figure 1: Location map and physiography of the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge. Bathymetry is issued from GEBCO (http://www.gebco.net/) and contours are in meters. The Calabrian Arc structure of the map derived from Polonia et al. (2011). The Mediterranean Ridge structure of the map derived from Huguen et al. (2006). Grey lines correspond to tectonic context: faults and overlaps (Gallais et al., 2011; Huguen et al., 2006; Viti et al., 2011). Red crosses show sediment cores used in this study. The purple triangles correspond to volcanoes. Acronyms correspond to: WL: Calabrian Arc western lobe, EL: Calabrian Arc eastern lobe, pre-MR: pre-messinian ridge, post-MR: post-messinian ridge, IAP: Ionian abyssal plain, Co: corridor between the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge, KTF: Kephalonia Transform Fault, OZ: Mediterranean Ridge outer zone, CZ: Mediterranean Ridge central zone, IZ: Mediterranean Ridge inner zone, LB: Levantine basin.

2.2. Mediterranean Ridge

The Mediterranean Ridge is located South of Greece and Crete from the Ionian Sea to the Levantine basin (Fig. 1). It extends over 1500 km long and 200 to 250 km wide (Emery et al., 1966). In this area, the subduction rate is 3 cm/yr (Dewey and Sengör, 1979; Kreemer and

Chamot-Rooke, 2004; Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000; Olivet et al., 1982; Reilinger et al., 1997). The subduction is accompanied by the formation of the Aegean back-arc basin and the Aegean volcanic arc (Fig. 1). This accretionary wedge is bordered to the North by a series of deep troughs (the Hellenic trenches) ranging from 3000 to 5000 m in depth, the Ionian abyssal plain to the west, and to the south by the Libyan continental shelf and then the Herodotus basin to the east (Fig. 1). It is composed of three different morphological domains (from west to east): an outer folded zone, a central relatively flat area and an inner plateau extending to the South of the deep troughs (Truffert, 1992).

The western part, located in the Ionian Sea, is not only the deepest part (> 3000 m) but also the widest part (> 250 km) of the Mediterranean ridge (Huguen et al., 2006). The north-west termination of the Mediterranean ridge is bounded by the Calabrian Arc and the Kephalonia Transform Fault (Fig. 1: KTF). The transition between the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge is marked by a corridor composed by NE-SW ridges to the North of the KTF (Huguen et al., 2006).

The active subduction leads to an uplift highlighted by emerged marine terraces in Greece. In the Peloponnese, the uplift ranges from 0.3 to 0.8 mm/yr for the last 250 ka (Fountoulis et al., 2014) and from 0.1 to 0.3 mm/yr in the Ionian islands during the last 400 ka (Zelilidis et al., 1998).

2.3. Co-seismic sedimentation

Events induced by seismic activity can be recorded in sediment deposits by several types of depositional structures. The main three are described below:

- Liquefaction is linked to an increase of the pore-water pressure in sediments (Owen, 1987). It results in formation of folds, convolute bedding and fluidisation. Sedimentary deposits then formed “mixed layers” defined by folded layers enclosed between undeformed beds (Marco and Agnon, 1995; Rodríguez-Pascua et al., 2000). Liquefaction can evolve to slumping when sediments are moved laterally.
- Microfracturation is visible in more indurated sediments. Ductile sediments show loop bedding (i.e. the constriction of groups of laminae at lateral intervals; Calvo et al., 1998) that can evolve to faults when lithification and deformation increase (Calvo et al., 1998).
- In some cases earthquakes can generate sediment destabilisations or sliding that can evolve to turbidites or megaturbidites if the volume of remobilised sediment is high

enough. In confined basins, a « seiche effect » can affect water masses and generate the deposition of homogenites (Chapron et al., 1999; Cita et al., 1996; Kastens and Cita, 1981). As described by Migeon et al. (2016) in , turbidite linked with earthquakes are mainly characterised by the presence of amalgamated beds that are the result of multiple quasi-synchronous flows. This type of sedimentological features has been also described in the Hokkaido/Honshu islands, along the Cascadian margin, the Sumatra-Andaman subduction zone and in the Ligurian basin (Goldfinger et al., 2008; Gutiérrez-Pastor et al., 2013; Hassoun et al., 2014; Nakajima and Kanai, 2000; Noda et al., 2008; Patton et al., 2015)

In the Ionian Sea, possible co-seismic sedimentation has been studied especially through homogenites and turbidites deposits. Homogenites have been described for the first time by Kastens and Cita (1981). They can be related either to co-seismic events associated with the propagation of tsunami waves (Cita and Aloisi, 1999; Polonia et al., 2013a), or to low sea level periods associated with destabilization of the continental shelf or gas hydrates (Reeder et al., 2000; Rothwell et al., 2000). On the Calabrian Arc and the Ionian abyssal plain, turbidite activity has been linked to seismic and/or tsunamis by Kastens (1984), Polonia et al. (2016a; 2015, 2013a, 2013b), San Pedro et al. (2016) for the Holocene and more recently for the last 60 ka by Köng et al. (2016).

3. Methods

3.1. Acoustic imaging

Bathymetry: the bathymetric metadata and Digital Terrain Model data products have been derived from the EMODnet Bathymetry portal (www.emodnet-bathymetry.eu). High-resolution multibeam bathymetry data was collected during the SHOM (French Hydrographic and Oceanographic Marine Service) oceanographic campaign MOCOSED2012 on RV *Pourquoi Pas ?* using the multibeam echosounder Reson 7150 (12 kHz) with a spatial resolution of 40 m.

Sub-bottom seismic lines: sub-bottom seismic lines were collected during the oceanographic campaign MOCOSED2012 with a chirp sonar Echoes 3500 emitting chirp pulses with a frequency modulation varying from 1.7 to 5.3 kHz.

3.2. Sediment core analysis

Piston cores were collected during the oceanographic campaign MOCOSED2012 with a 4 tons Calypso corer. Table 1 summarises core collection information.

Grain size: The cores were sampled with a path varying from 1 to 50 mm, depending on changes in sedimentological structures. Sediment was analysed with two Laser Diffraction Malvern™ Granulometers (MASTERSIZER S and MASTERSIZER 2000G) at the EPOC laboratory (University of Bordeaux). Total grain size distribution is presented with grain size on x-axis and depth on y-axis, the colour scale shows relative abundance of each grain-size fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red colour for high abundance). The 1st mode of the grain-size distribution was calculated with GRADISTAT v8 (Blott and Pye, 2001). Grain size highlights coarser sedimentary structures and allows layers to be linked with a depositional mechanism such as turbidites for example.

Petrographic observations were performed with a Leica DM6000 B Digital Microscope on thin sections of remarkable sequences. Thin sections were obtained from fresh cores after induration with a resin (Zaragosi et al., 2006). They allow the high-resolution observation of preserved sedimentary structures.

The organic carbon content was determined on dry weight sediment by combustion in a LECO CS 125 analyser. Samples were acidified in crucibles with 2N HCl to destroy carbonates, and then dried at 60°C to remove inorganic carbon and most of the remaining acid and water. The analyses were performed by direct combustion in an induction furnace, and the CO_2 formed was determined quantitatively by infrared absorption.

Geochemical data were acquired on a cm-scale with an AVAATECH™ XRF core-scanner at the EPOC laboratory (University of Bordeaux) using the 10 and 30 kV instrumental settings. Sulphur content highlights the sapropel layers when the value is high because of the affinity of sulphur with organic matter (Warning and Brumsack, 2000).

3.3. Stratigraphy

AMS dating was performed at the “Laboratoire de Mesure du Carbone 14” in Saclay (SacA) through the “ARTEMIS” radiocarbon age dating program. Analyses were performed on planktonic foraminifera collected in the pelagic facies, *Globigerinoides ruber* when enough material was available, *Globigerinoides bulloides* when there was not. ^{14}C radiometric dates are calibrated by MARINE13 curve with a global ocean reservoir of 400 years (Reimer et al., 2013).

$\delta^{18}O$ was measured at the EPOC laboratory (University of Bordeaux) by an Optima mass spectrometer on planktonic foraminifera. In the Mediterranean Sea the presence of sapropels does not allow the analysis on benthic foraminifera (Emeis et al., 2003; Löwemark et al., 2006; Negri et al., 1999). Measurements were performed on *Globigerinoïdes ruber* and

Globigerina bulloïdes when *G. ruber* was absent. Core KC07 located on the Mediterranean Ridge, on the edge of the Calypso trench, was chosen as a reference for the dating because it records exclusively hemipelagic sediments.

Cores used in this study were correlated with core KC07 with a colour index. Lab colour space was measured with a Minolta spectrocolorimeter at a 3 cm step. The colour component used in this study is b*. It corresponds to colours from yellow (higher values) to blue (lower values). Correlations are presented in figure 3. $\delta^{18}O$ measures were performed in addition on the core KC15 because of the important disruption of b* signal due to the presence of turbidites layers.

Sapropels: sapropels are highlighted by the organic matter content, high sulphur content and by low values of the b* colour index in the most cases. However they can also be highlighted by high values when they have been re-oxidised. They are used as "marked horizon" for correlation between the cores due to their constant position and repetition in cores.

Tephrochronology: volcanic glasses were collected in tephra deposits and analysed on the coarse glasses with a WDS electron microprobe CAMECA SX100 at the University of Clermont-Ferrand (Laboratoire Magma et Volcans - LMV). An accelerating voltage of 15 kV, a 8-nA-beam current with a beam diameter of 20 µm to reduce Na loss were used. The beam current was reduced to 4 nA and the beam diameter to 10 µm when grains were too small for the 20 µm beam. The counting time was 10 s for Na, Ca, Ti, P and Si; 20 s for Mg and Al; 30 s for Mn and 40 s for Fe and K. The detailed procedure is described in Óladóttir et al. (2011). Geochemistry of major oxides, SiO_2 and alkaline sum (Na_2O + K_2O), allow classification of volcanic glasses thanks to Le Bas et al. (1986) lava classification.

4. Results

4.1. Core location settings

Core KC12 (Table 1), 1093 cm long, was collected from the edge of the north-eastern part of the Calabrian Arc (Fig. 1 and 2). The core is located 500 m above the base of a trench enclosed between the Calabrian Arc and the Apulia escarpment.

Core KC13 (Table 1), 1035 cm long, was collected from an accretionary ridge in the eastern part of the Calabrian Arc (Fig. 1 and 2). This accretionary ridge is 80 m high and separates two small 2 km² slope basins.

Table 1: Cores' locations in degrees, cores' length, and depths sampling.

Core	Longitude (E)	Latitude (N)	Water depth (m)	Cores' Lenght (m)
KC07	36.5598	20.8781	3410	10.50
KC08	37.1016	19.3741	3438	10.43
KC12	38.6600	18.7933	2888	10.93
KC13	37.3072	18.2314	3215	10.35
KC15	36.9429	16.9019	3326	18.08

Core KC15 (Table 1), 1808 cm long, was collected from a 2 km² slope basin of the south-western part of the Calabrian Arc (Fig. 1 and 2). This slope basin is elongated and enclosed between two accretionary ridges of respectively 60 and 50 m height from the base of the basin.

Core KC08 (Table 1), 1043 cm long, was collected on the slope of an accretionary ridge on the north-western part of the Mediterranean ridge (Fig. 1 and 2). The ridge is 90 m high from the base of the basins around.

Core KC07 (Table 1), 1046 cm long, was collected on the inner zone of the Mediterranean Ridge, on the edge of the Calypso trench (Fig. 1). This core is exclusively used as a reference for stratigraphy.

4.2. Lithofacies

Six lithofacies were identified in all cores, on the basis of grain size, lithological analysis, X-ray imagery and thin-section analysis.

Hemipelagic (Hp) (Fig. 3: in white): hemipelagic intervals consist of blue/green to brown, fine-grained ($3 < 1^{st}$ Mode < 4 µm), clay layers with planktonic foraminifera fossils and less frequently bioturbations.

Tephra (Fig. 3: in red): tephra layers present a progressive base and top, and are composed of volcanic glasses with minerals (pyroxene, amphibole, alkali feldspar).

Sapropel (Fig. 3: in grey): the grain size of this facies is coarser than of hemipelagic facies: $6 < 1^{st}$ Mode < 8 µm. It is rich in marine organic matter (Fig. 3), foraminifera and pteropods as described.

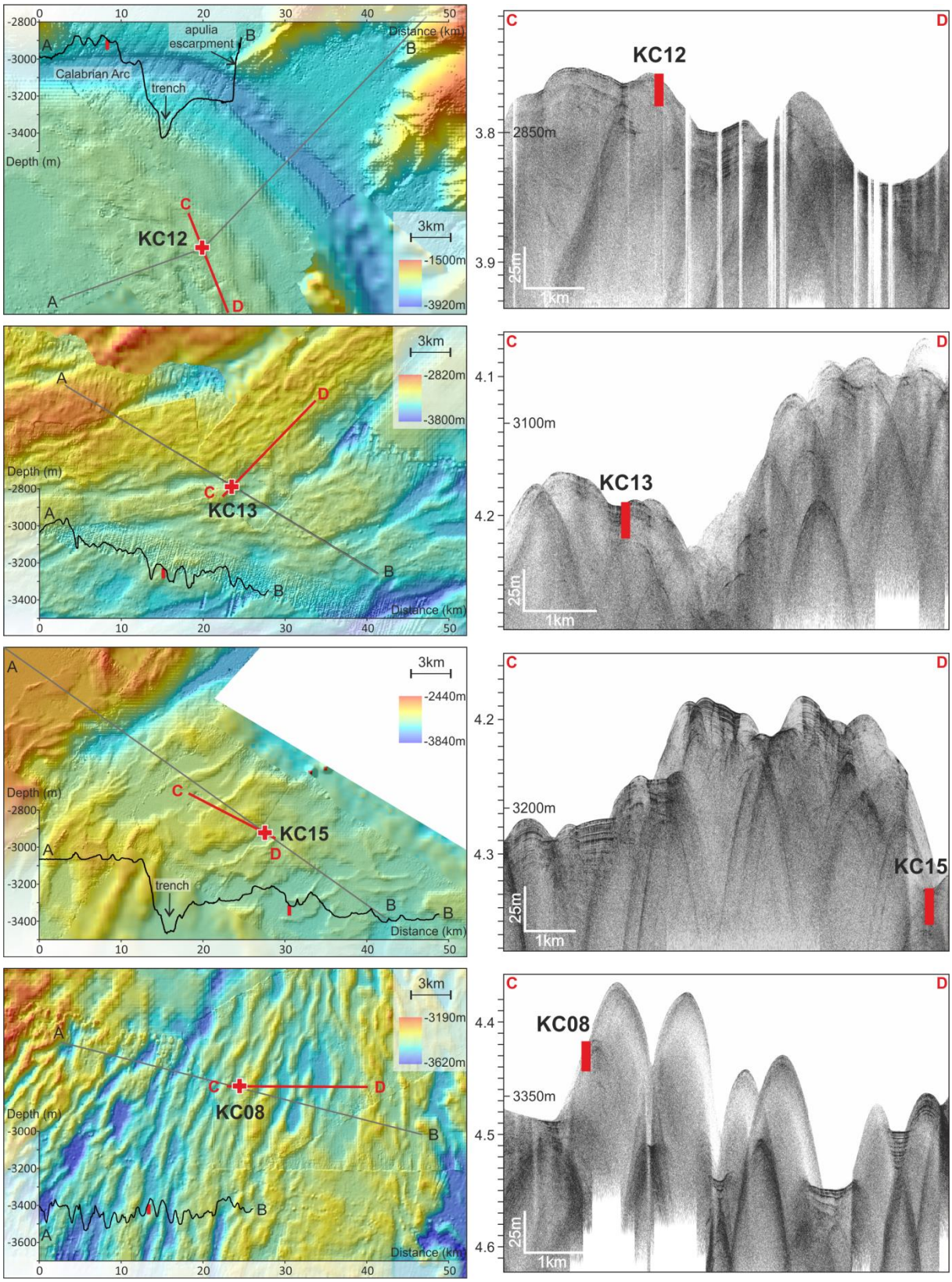


Figure 2: Close-up on the cores locations. Bathymetry is issued from MOCOSED2012 cruise. Longitudinal depth profiles are at the same scale and present the local morphology. CHIRP profiles from MOCOSED2012 cruise present stratigraphy of the core's locations areas, their locations are represented with a red line on bathymetry.

Turbidite (Fig. 3: in black, and Fig. 4): the deposits of this facies present a sharp to erosive base, ranging from a very fine sand layer to medium silts (15 < 1st Mode < 60 µm) which are generally massive. It evolves into a homogeneous clay sequence (4 < 1st Mode < 5 µm) that correspond to the decantation of the turbidite plume. The base of this sequence shows amalgamated coarser beds with planar laminations and is mainly composed of biotite, muscovite and minor quartz.

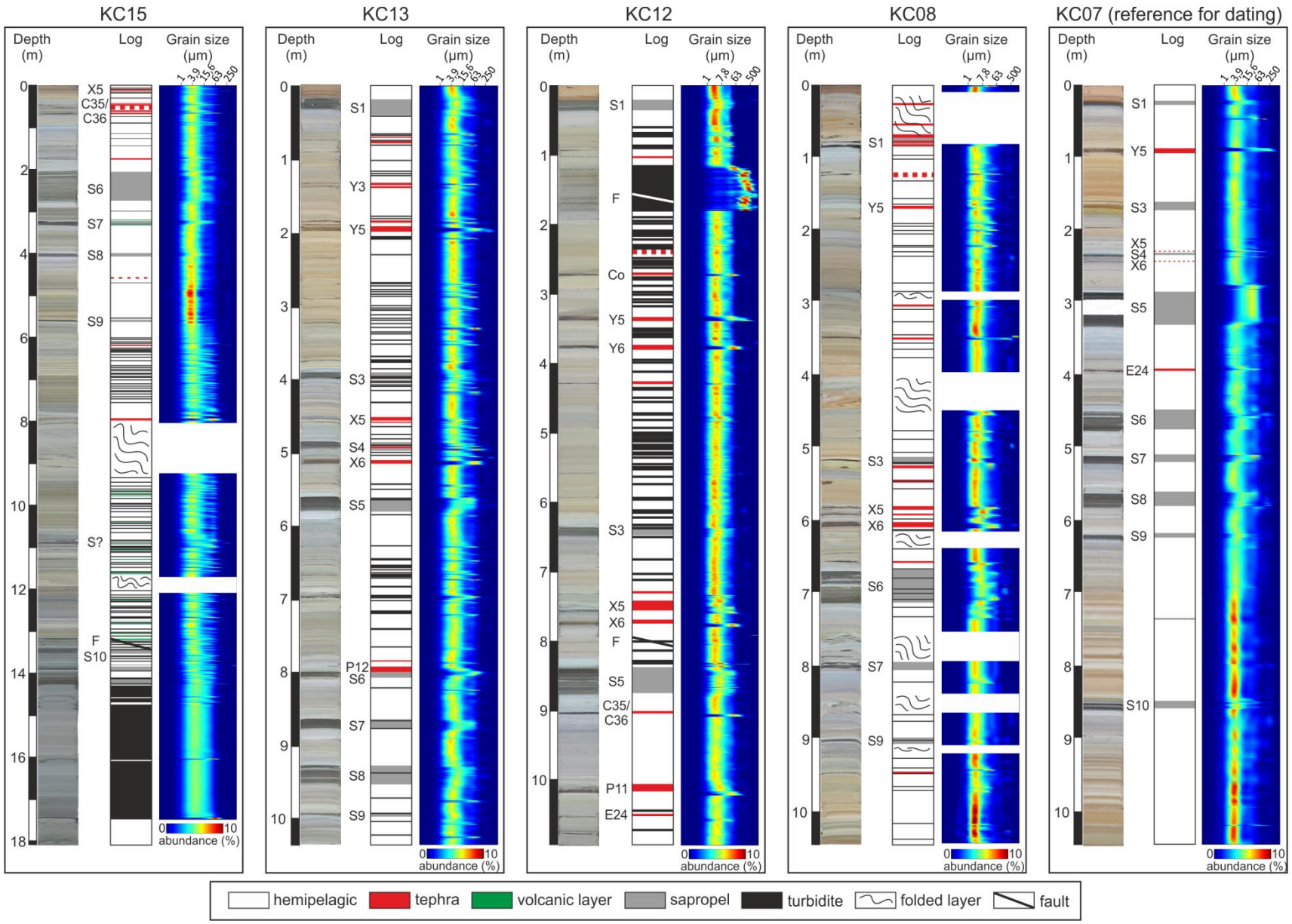
Megaturbidite (Fig. 3: in black, and Fig. 5): the deposits of this facies are similar to the turbidite facies but it is thicker (pluridecimetric to metric) compared to the other turbidites of the same area. They present a sharp to erosive base, ranging from medium sand to very fine sand layers, which are generally massive (60 < 1st Mode < 500 µm). It eventually evolves into a homogeneous clay sequence (4 < 1st Mode < 5 µm). The base of this sequence shows shows amalgamated coarser beds with planar laminations, convolutes and is mainly composed of biotite, muscovite, quartz and sometimes foramifera.

Folds and liquefaction (Fig. 3, Fig. 6 and Fig. 7): this facies is visible due to the undulation formed by old sedimentological structures (as turbidites for example). It corresponds to the disturbance of pre-existing deposits due to liquefaction or to a sliding. Bases are non-erosive and surmounted by anisopachous and lenticular folds, and most homogenous layers at the top.

Faults (Fig. 3, and Fig. 8): this facies is visible due to a vertical gap which affects pre-existent sedimentological structures. The faults recognised in this study are normal. They have a millimetre to centimeter vertical throw.

Volcaniclastic layers (Fig. 3: in green and Fig. 9): volcanic layers are only present in core KC15. These layers are centimeter thick and characterised by a 1st mode of grain size around 30 µm. They are composed of volcanic glasses and minerals (pyroxene, amphibole, alkali feldspar). One of them has been analysed and has a trachytic composition. The difference between this facies and the tephra facies is that volcaniclastic layers correspond to remobilised volcanic material instead of tephra which correspond to primary deposits and are concomitant to a volcanic eruption.

Figure 3: (following page) Sedimentary logs and facies occurrence. Core's locations are presented on fig. 1. Grain size distribution is represented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance).


KC15
KC13
KC12
KC08
KC07 (reference for dating)
Depth (m)
Log
Grain size (µm)
abundance (%)
hemipelagic
tephra
volcanic layer
sapropel
turbidite
folded layer
fault

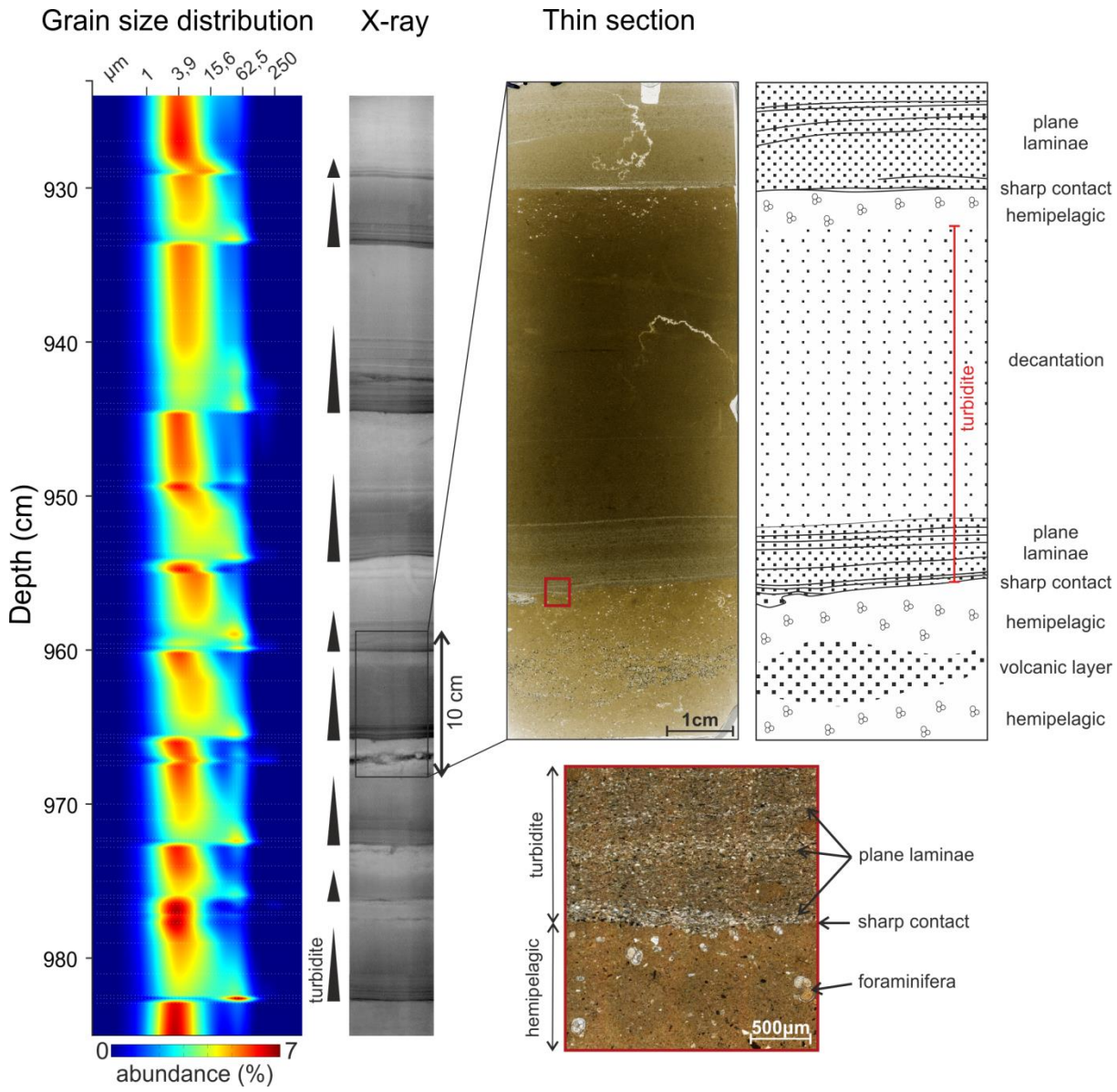


Figure 4: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the turbidite facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1.

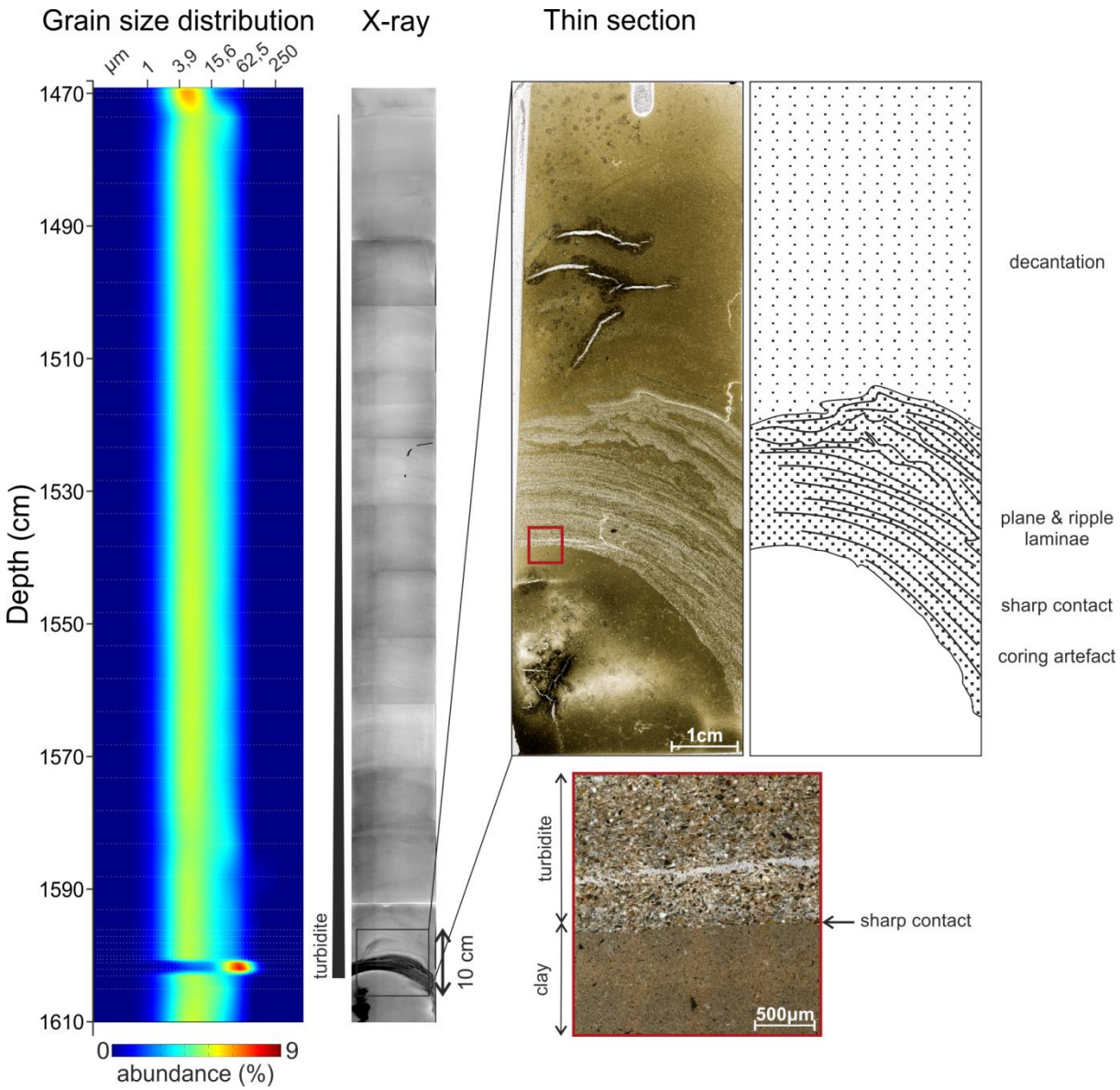


Figure 5: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the megaturbidite facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1.

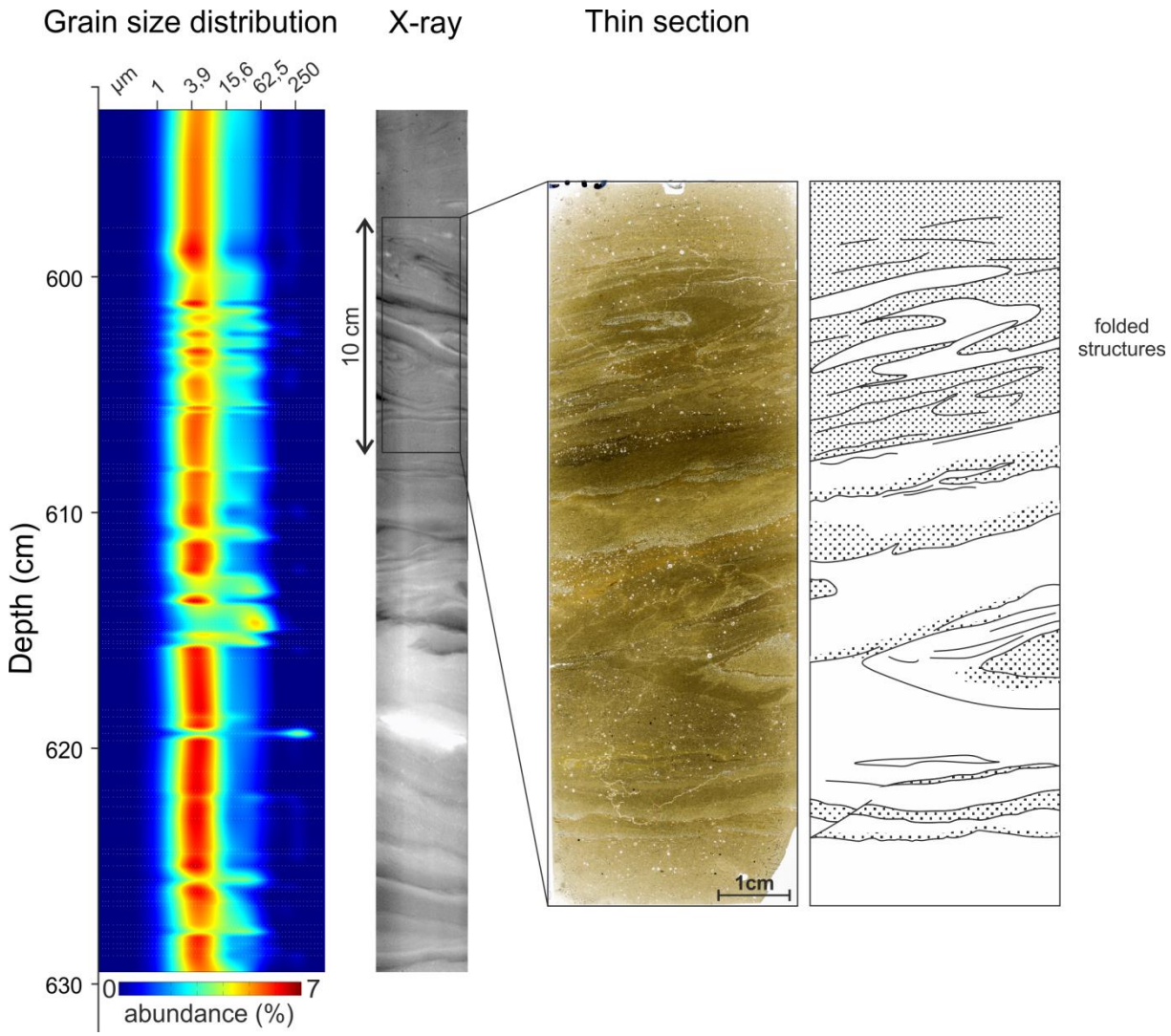


Figure 6: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the folded and liquefaction facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1.

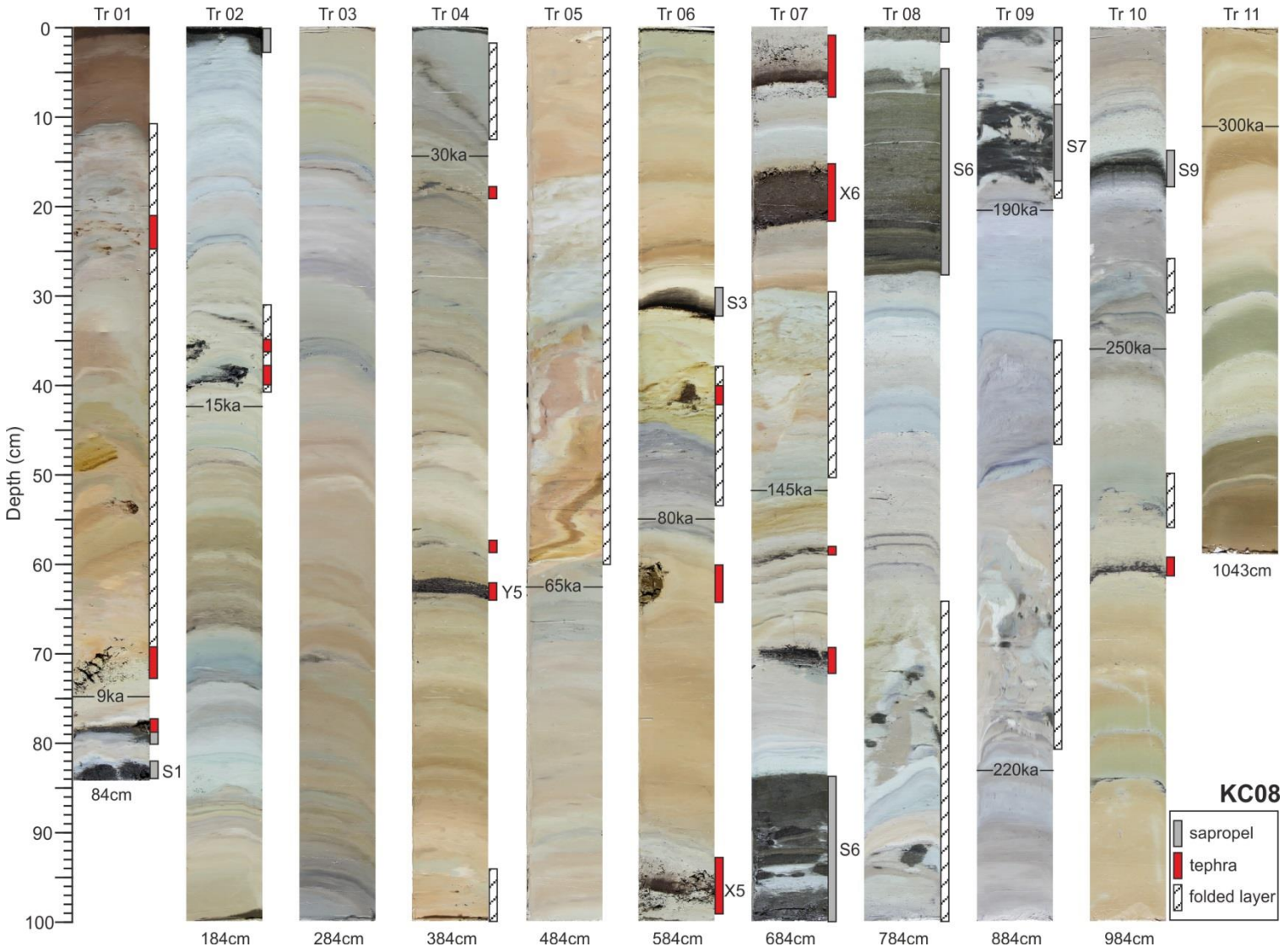


Figure 7: Picture of core KC08 with folded layers, tephra, sapropels and stratigraphic markers. Core location in fig. 1.

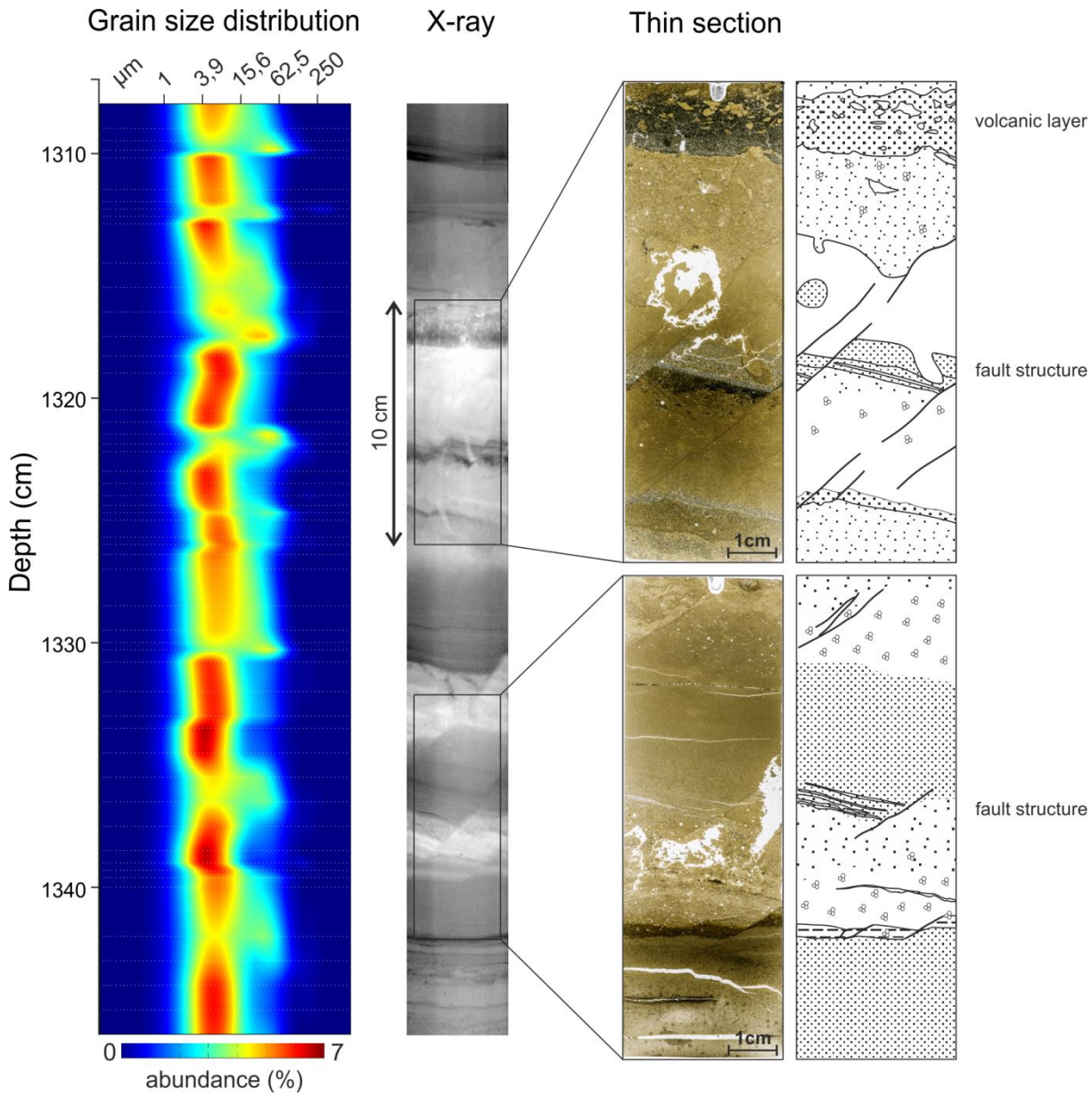


Figure 8: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the fault facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1.

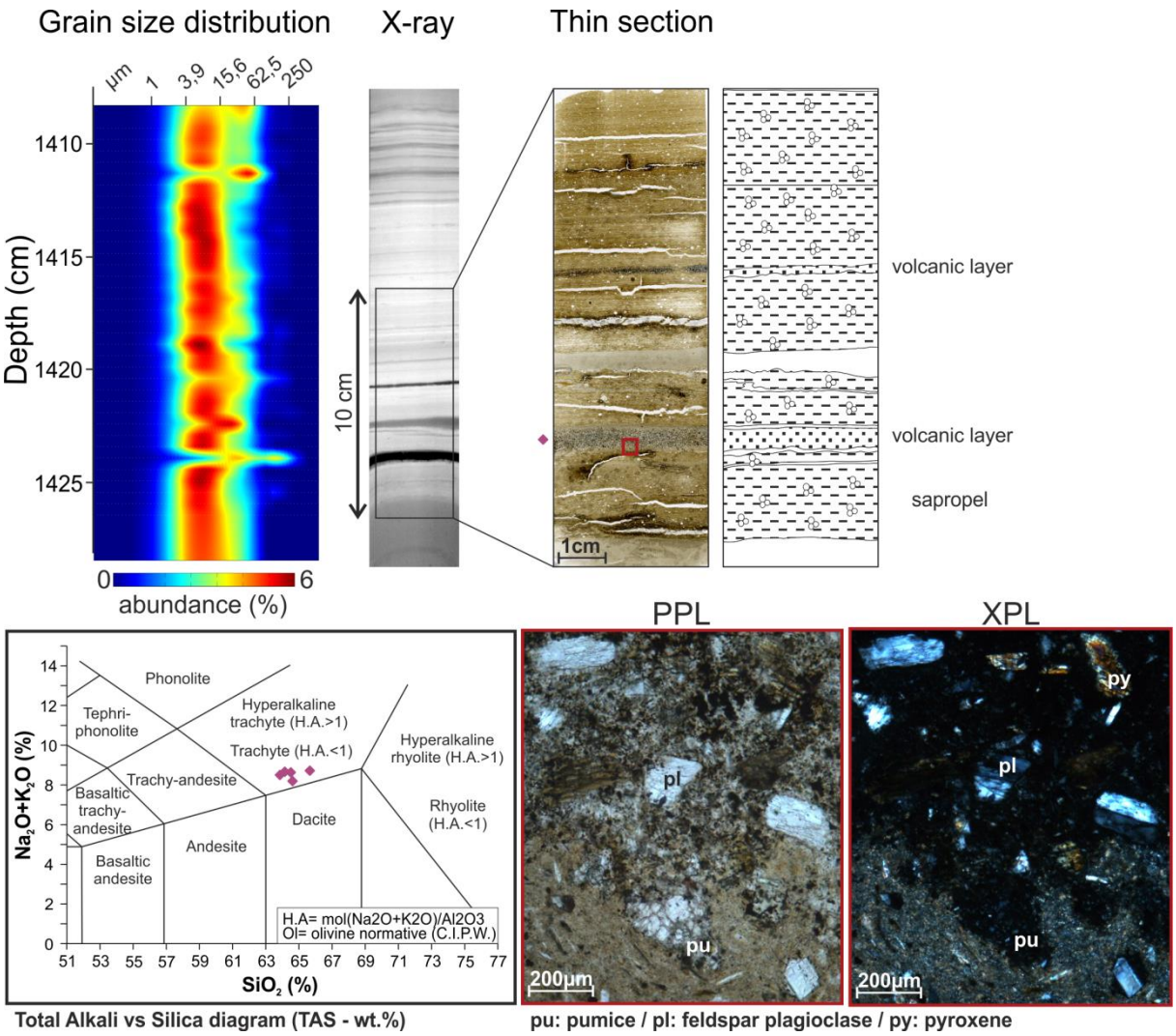


Figure 9: Grain size measurements, X-ray pictures, thin section and Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) diagram (Le Bas et al., 1986) of the volcanic layer facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. Core location in fig. 1.

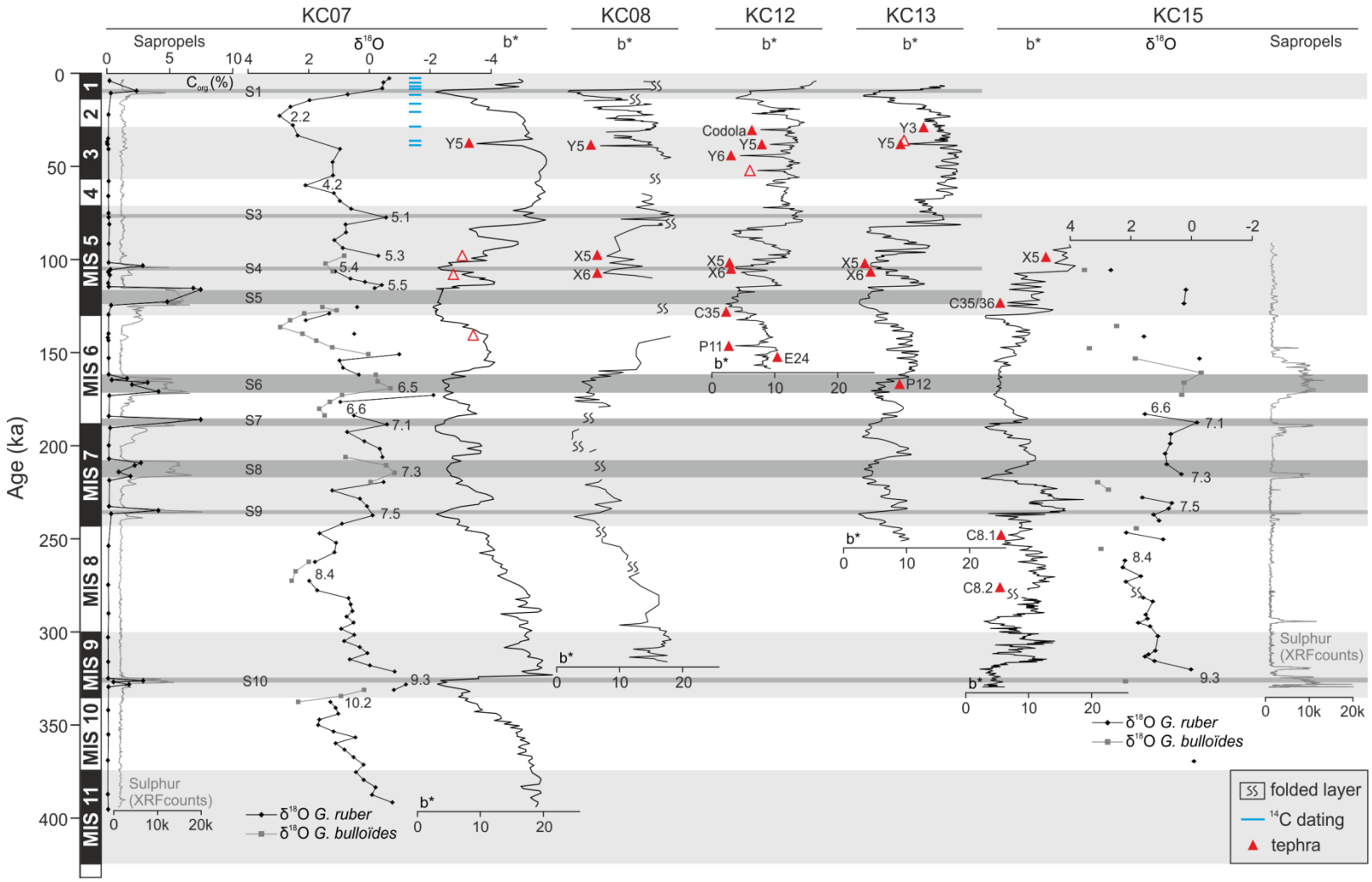


Figure 10: Stratigraphy based on $\delta^{18}O$, ^{14}C and sapropels of core KC07 and correlations with KC08, KC12, KC13 and KC15 based on b colour index curve. Blue lines correspond to radiocarbon dating of core KC07 (Table 2). Red triangles correspond to tephra layers and empty red triangle to not analysed tephra layers.*

Table 2: Radiometric ages for samples collected in hemipelagic sediments.

Core	Core depth (cm)	Nature of sample	Radiocarbon age (BP)			Calibrated age (BP)		
KC07	0	Planktonic foram.: *G. ruber*	2,960	±	30	2,734	±	25
	12	Planktonic foram.: *G. ruber*	5,015	±	30	5,362	±	48
	17	Planktonic foram.: *G. ruber*	6,665	±	30	7,199	±	35
	21	Planktonic foram.: *G. ruber*	8,000	±	40	8,453	±	49
	28	Planktonic foram.: *G. ruber*	9,815	±	40	10,725	±	73
	48	Planktonic foram.: *G. ruber*	14,465	±	50	17,090	±	105
	57	Planktonic foram.: *G. ruber*	18,040	±	70	21,328	±	141
	72-73	Planktonic foram.: *G. ruber*	25,180	±	560	28,832	±	607
	85-86	Planktonic foram.: *G. bulloides*	32,730	±	260	36,205	±	286
	93-94	Planktonic foram.: *G. ruber*	34,700	±	1900	38,522	±	2037

4.3. Stratigraphy

4.3.1. Correlations between the cores

Stratigraphy of cores KC12, KC13, KC15 and KC08 is essentially based on correlation with the KC07 hemipelagic core. $\delta^{18}O$ measurements show values ranging from -1.5 and 3.7 (Fig. 10). Hot isotopic stages show values lower than 1 while cold isotopic stages show values higher than 1, with the exception of isotopic stage 6 that shows values lower than 1 in the first half of the stage. The b* curve highlights four cycles (Fig. 10). Three cycles correspond to isotopic stage 11-10, 9-8 and 4-3-2 where sediment is orange and changed to blue. One cycle is dominated by blue sediment during isotopic stages 7 to 5. These cycles are common to all the cores of the Ionian Sea and allow a good correlation between them. Sapropels and tephra are used in order to enhance correlations as marked layers. Sapropels are highlighted by organic carbon measurements and the presence of sulphur in sediments (Fig. 10).

4.3.2. Marked layers

KC07 cores range from present time to 400 ka (Fig. 10). Sapropels S1 to S10 are observed and one tephra layer has been identified (Fig.10 and 11, Table 3).

KC12 core ages range from present time to 160 ka (Fig. 10). Sapropels S1 to S5 are observed and eight tephra layers have been identified (Fig.10 and 11, Table 3).

KC13 core ages range from present time to 250 ka (Fig. 3). Sapropels S1 to S9 are observed and five tephra layers have been identified (Fig.10 and 11, Table 3).

KC15 core is truncated at the top. Ages range from 90 to 330 ka (Fig. 3). Sapropels S6 to S10 are observed and four tephra layers have been identified (Fig.10 and 11, Table 3).

KC08 core ages range from present day to 320 ka (Fig. 3). Sapropels S1, S3, S6, S7 and S9 are observed and three tephra layers have been identified (Fig.10 and 11, Table 3).

Geochemical oxide's values for all the cores are available in the supplementary material.

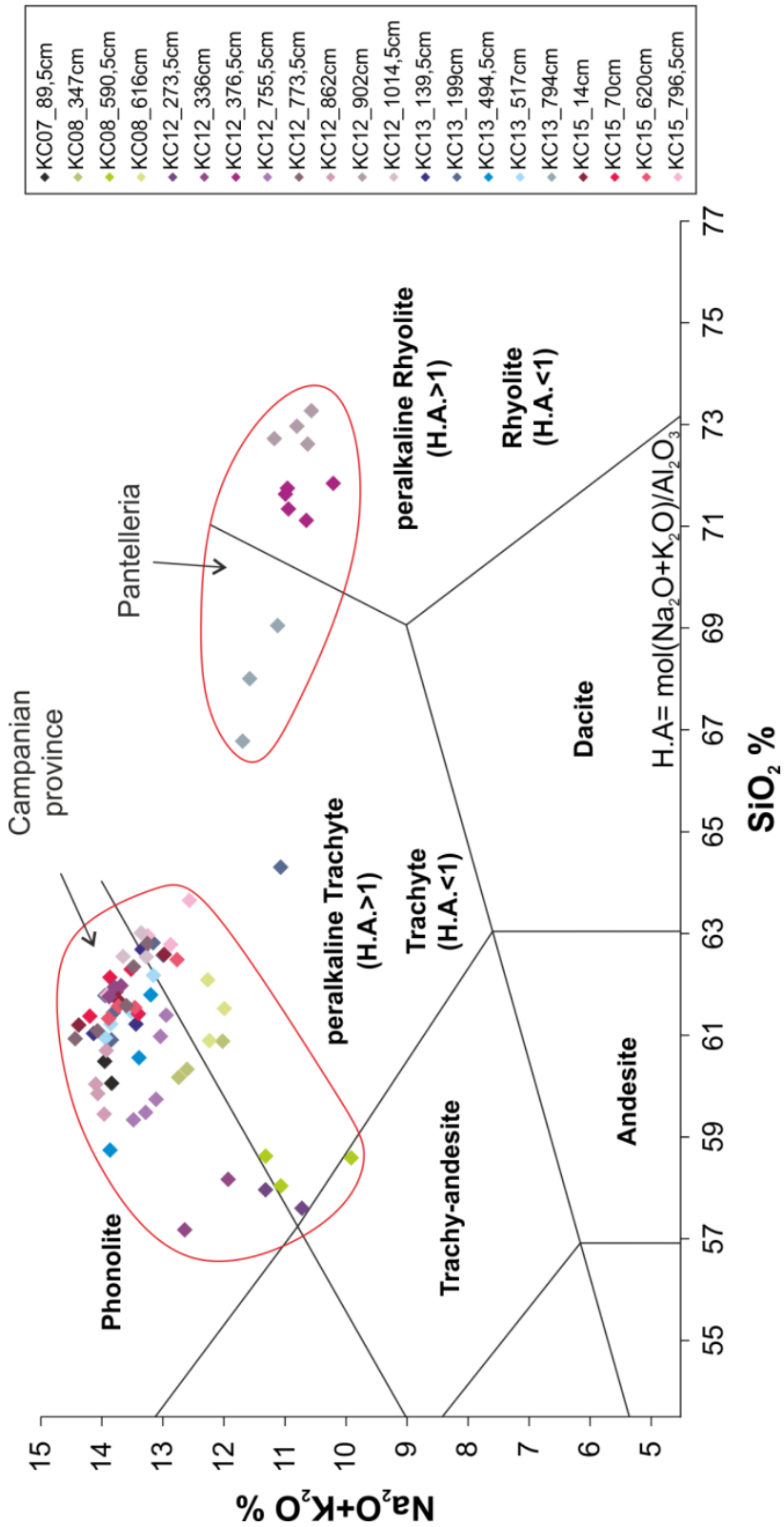


Figure 11: Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) diagram (Le Bas et al., 1986) classifies the glass shards as phonolitic, trachytic and rhyolitic populations in composition. H.A is the molecular ratio of the peralkaline index defined by H.A. = mol(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3. These compositional characters are compatible with Campanian and Pantelleria provenance. Geochemical oxide's values are available in the supplementary material.

Table 3: Tephra's position, thickness, composition and dating.

Cores	Tephra layer	Depth (cm)	Thickness (cm)	Composition	Age obtained (ka)
KC07	KC07-1	89.5	5	phonolite	38.1
KC12	KC12-1	273.5	3	phonolite	30.3
	KC12-2	336	5.2	phonolite	37.8
	KC12-3	376.5	4	peralkaline-rhyolite	43.9
	KC12-4	755.5	11	phonolite	103.7
	KC12-5	773.5	5	phonolite	106.7
	KC12-6	862	0.2	phonolite	121.3
	KC12-7	902	3	peralkaline-rhyolite	127.9
	KC12-8	1014.5	8	phonolite	146.4
KC13	KC13-1	139.5	1	phonolite	28.8
	KC13-2	199	5	trachy-phonolite	38.4
	KC13-3	494.5	1.2	phonolite	103.4
	KC13-4	517	5.5	phonolite	107.6
	KC13-5	794	3	trachyte	168.2
KC15	KC15-1	14	1	trachy-phonolite	97.6
	KC15-2	70	3	trachy-phonolite	124
	KC15-3	620	1	trachy-phonolite	249.2
	KC15-4	796.5	2.5	trachy-phonolite	278.7
KC08	KC08-1	347	1.5	trachy-phonolite	38.8
	KC08-2	590.5	1.5	trachy-andesite	98
	KC08-3	606	6	trachyte	107.6

5. Discussion

5.1. Stratigraphy

Tephra layers can be identified by comparing their composition with published data (Table 3):

- Tephra KC13-1 (28.8 ka) has the same composition as the Y3 eruption from Campanian province. Y3 was dated in literature at 30-31 ka (Zanchetta et al., 2008).
- Tephra KC12-1 (30.3 ka) can be correlated to the Codola eruption from Somma-Vesuvius dated in literature at 25.1 ka (Wulf et al., 2004).
- Tephra KC07-1 (38.1 ka), KC12-2 (37.8 ka), KC13-2 (38.4 ka) and KC08-1 (38.8 ka) can be correlated to the Y5 from Campanian province (Phlegrean Fields) dated in literature by $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at 39.28 ± 0.11 ka (De Vivo et al., 2001).
- Tephra KC12-3 (43.9 ka) has the same composition as the Y6 eruption from Somma-Vesuvius. Y6 was dated in literature at 45 ka (Keller et al., 1978).

- Tephra KC12-4 (103.7 ka), KC13-3 (103.4 ka), KC15-1 (97.6 ka) and KC08-2 (98 ka) can be correlated to the X5 from Campanian province. It is dated in literature by $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at 105 ± 2 ka (Allen et al., 1999; Kraml, 1998) and 106.2 ± 1.3 ka (Giaccio et al., 2008).
- Tephra KC12-5 (106.7 ka), KC13-4 (107.6 ka), and KC08-3 (107.6 ka) have the same composition as the X6 from Campanian province dated in literature by $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology at 108.9 ± 1.8 ka (Iorio et al., 2014).
- Tephra KC12-6 (121.3 ka) and KC15-2 (124 ka) have the same composition as the C35/C36 from Campanian province dated in literature by Paterne et al. (2008) at 121.5 and 124 ka.
- Tephra KC12-7 (127.9 ka) can be correlated to the P11 eruption from Pantelleria. It is dated by Paterne et al. (2008) at 130.6 ka.
- Tephra KC12-8 (146.4 ka) has the same composition as the E24 eruption from Campanian province. It is dated by Paterne et al. (2008) at 148.4 ka.
- Tephra KC13-5 (168.2 ka) can be correlated to the P12 eruption from Pantelleria. It is dated by Paterne et al. (2008) at 163.6 ka.
- Tephra KC15-3 (249.2 ka) and KC15-4 (278.7 ka) have a similar composition than the Campanian province but no references have been found in literature.

Dating methods based on $\delta^{18}O$ correlations generate error margins linked to the measurement step, the sediment rates, error margin of the reference curve and the error due to the matching between curves. The differences between the tephra layer dating in our study and the ages provided in literature are inferior to 5 ka except in two cases. Although a remarkable difference can be noted in X5 layers in cores KC15 and KC08, this can be explained by the presence of folded layers that disturbed the dating.

Table 4: Dates of tephra obtained with age models compared with literature.

Volcanic System	Eruption	Age (ka)					Age in literature (ka)	Reference
		KC07	KC12	KC13	KC15	KC08		
Campanian	Y3			28.8			30-31	Zanchetta et al., 2008
Somma-Vesuvius	Codola		30.3				25.1	Wulf et al., 2004
Campanian	Y5	38.1	37.8	38.4		38.8	39.28 ± 0.11	De Vivo et al,, 2011
Somma-Vesuvius	Y6		43.9				45.0	Keller et al., 1978
Campanian	X5		103.7	103.4	97.6	98	105 ± 2 / 106.2 ± 1.3	Allen et al., 1999; Kraml, 1998; Giaccio et al., 2012
Campanian	X6		106.7	107.6	106.7	107.6	108.9 ± 1.8	Iorio et al., 2014
Campanian	C35/C36		121.3		124.0		121.5 / 124.0	Paterne et al., 2008
Pantelleria	P11		127.9				130.6	Paterne et al., 2008
Campanian	E24		146.4				148.4	Paterne et al., 2008
Pantelleria	P12			168.2			163.6	Paterne et al., 2008
Campanian	-				249.2 / 278.7		-	unknown

5.2. Frequency and origin of the gravity-driven deposits

Processes responsible for generating gravity-driven deposits can be multiple: sea level, rivers discharges, storms, tsunamis, slidings or earthquakes. When gravity-driven deposits are triggered by sea level variability, the number of events increases during low sea level linked to an increase of continental surface and therefore to an increase of erosional processes (Stow et al., 1983) but also during sea level fall or rise (Shanmugam and Moiola, 1982). In that case, the sediment rates changing are important. If we take the exemple of the Var system in the occidental basin of the Mediterranean Sea, sediment rates and turbidite frequency increase by a factor of 50 or more between the LGM and the Holocene (Bonneau et al., 2014).

5.2.1. Sea level

The most important turbidite deposits are recorded in the Ionian abyssal plain (around 240 years; Köng et al., 2016) and the western part of the western lobe (between 450 and 1000 yrs; Köng et al., 2016). These two locations are nearer from the coast and supplied by a drainage axis located between the Calabrian Arc and the Sicily and Malta shelf (Fig. 12). The

proximity of the sedimentary source can explain the higher turbidite activity on the western part of western lobe and in the Ionian abyssal plain.

In the Ionian abyssal plain, the sediment rates show a significant increase during the last sea level rise at the end of MIS2, changed from 17 cm/ka to 28 cm/ka. This increase could be witness of the influence of eustatic variability with a main sedimentary source located on the Malta shelf (Fig. 12). Indeed, during low sea level few studies suggest that the shoreline was located on the edge of the shelf (Max et al., 1993; Vai et al., 2004). In that case, the shelf is emerged and strongly eroded, resulting in an increase of the sediment supply to the Ionian abyssal plain.

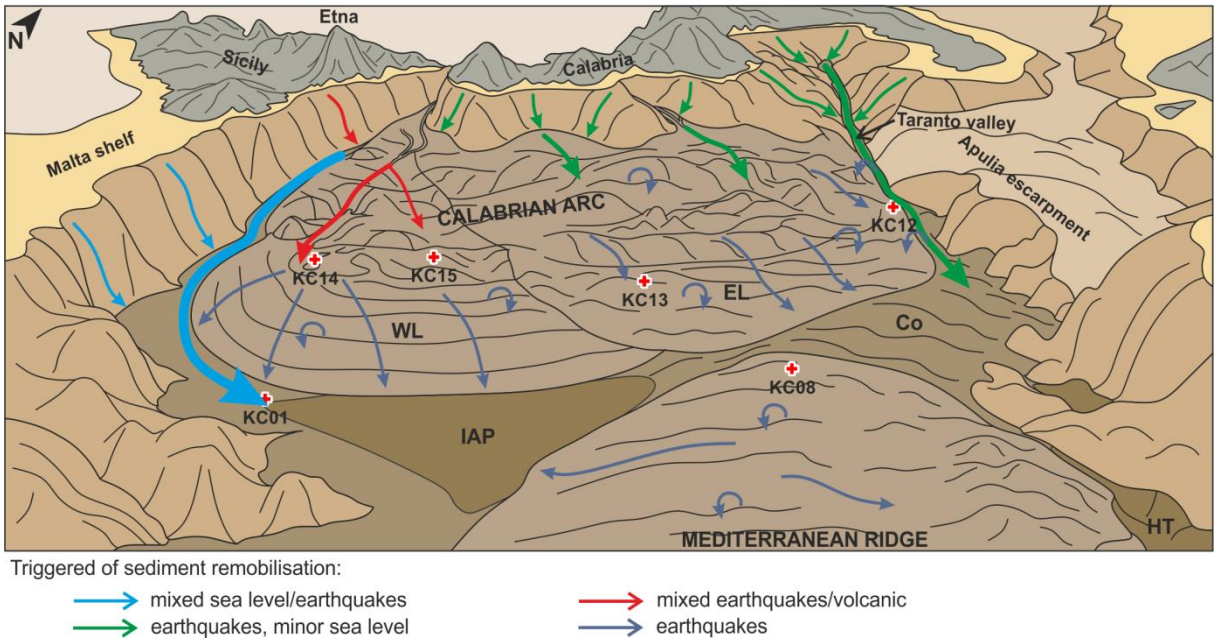


Figure 12: Reconstruction of the main underwater flow on the Calabrian Arc and the western Mediterranean Ridge. Acronyms correspond to: WL: Calabrian Arc western lobe, EL: Calabrian Arc eastern lobe, IAP: Ionian abyssal plain, Co: corridor between the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge, HT: Hellenic Trench.

5.2.2. Earthquakes

In the Ionian Sea, some previous studies on the Holocene showed that the gravity-driven deposits have a co-seismic origin (Polonia et al., 2016a, 2016b, 2015, 2013a, 2013b; San Pedro et al., 2016). Nevertheless, no palaeo-seismological studies are reported for the older periods. In particular because of the important difficulty to prove the co-seismic origin of sediment deposits at several hundred of thousand years scale because there is no references of known earthquakes or faults systems susceptible to be the triggered of the sediment remobilisation. To compensate for the lack of references, we choose the study the system in

its entirety, to use sedimentological critera as the presence of amalgamated bed in turbidites deposits, return times between events and sediment rates evolution in very remote areas where the sea level influence is supposed to be very minor.

Several studies have already been published on turbidite deposits on the Calabrian Arc. The first one (Kastens, 1984) studied debris flow and turbidite deposits emplaced between 17 and 10 ka on the post-Messinian ridge in the western lobe of the Calabrian Arc. Kastens (1984) deduces from these deposits return times between 1000 and 3000 yrs. Polonia et al. (2013b) studied three turbidite deposits recorded since AD1169 on the edge of the western Lobe and deduced a return time around 500 yrs (CALA04, CALA05). Recently, Polonia et al. (2015) studied turbidite deposits recorded over the last 10 ka on pre-Messinian ridge on the eastern lobe (CALA21). They also deduced mean return times around 500 yrs, although this varies between 100 and 700 yrs within the sapropel S1 deposit. The most recent study by Köng et al. (2016) highlights different return times depending on the area in the western part of the Calabrian Arc over the last 60 ka. They vary between 450 and 1000 yrs in the post-Messinian ridge (KC14) and are shorter in the Ionian abyssal plain (KC01) around 240 yrs. On the Mediterranean Ridge, few studies are related to the turbidite activity on this accretionary wedge. Only one study in the Zakinthos and Strofadhes basins (in the South of the Ionian Islands; (Anastasakis and Piper, 1991) highlights return times between 125 and 450 yrs based on slumping layers during the deposition of sapropel S1.

In this study, the turbidite activity is recorded on two different zones of the post-Messinian ridge of the Calabrian Arc: the western and the eastern lobes, and on the western Mediterranean Ridge. For the recent period (after 40 ka), the Eastern Lobe (cores KC12 and KC13) and the western part of the Mediterranean Ridge (KC08) records in average one event each 1000 to 1700 yrs (Fig. 13).

The upper part on the eastern lobe appears equally well supplied with return times twice as short as the deeper zones for the last 40 ka. The presence of accretionary ridges makes flowing across slope difficult. Furthermore, similar to the western part of the Calabrian Arc, a trench has captured sediments from the Taranto Valley, the Calabrian Arc and the Apulia escarpment, allowing their transport directly from the continental shelf to the deepest zone along the Apulia escarpment (Fig. 12). The central and external parts of the Calabrian Arc are starved in sediments and therefore record less turbiditic events.

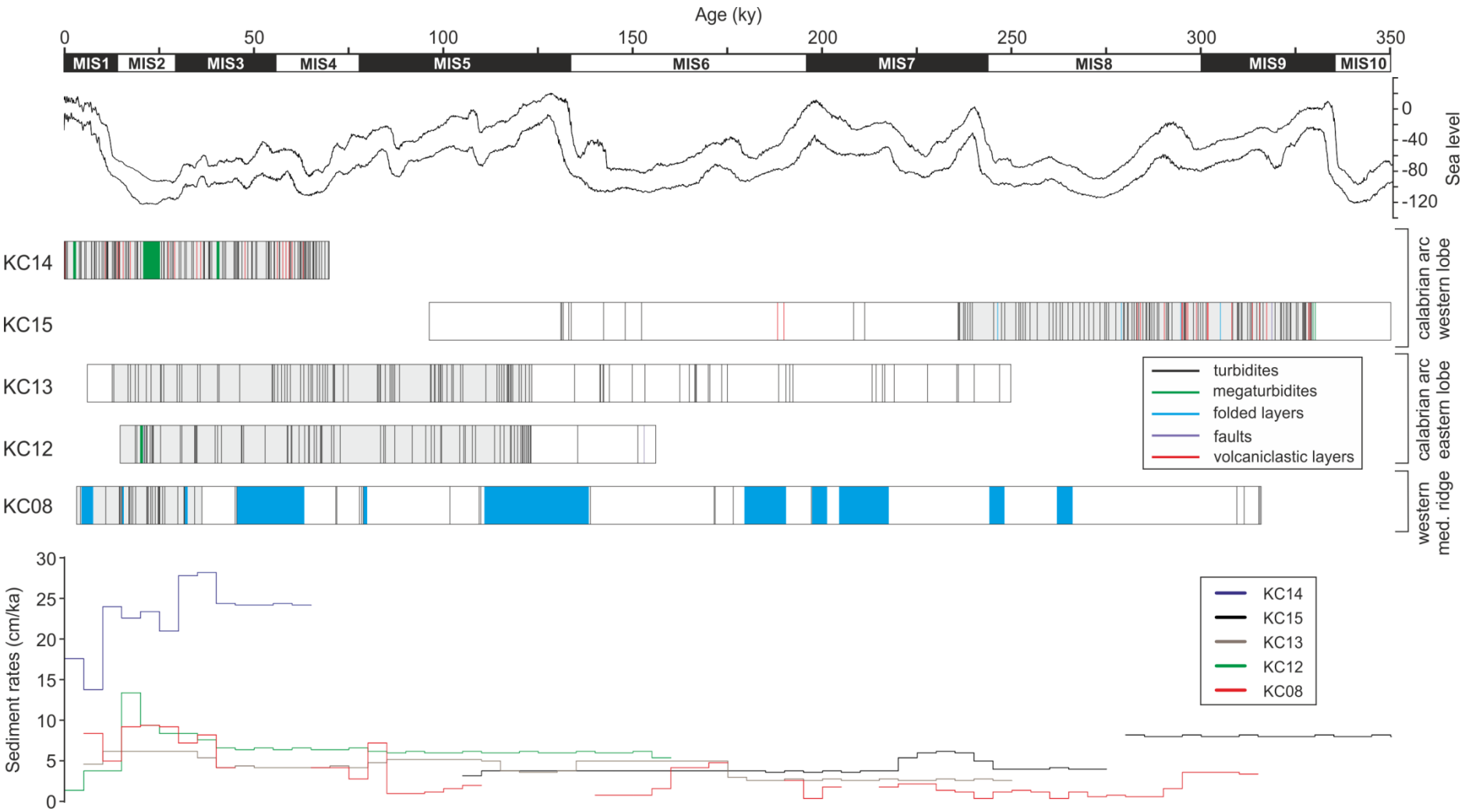


Figure 13: Log in age of the gravity-driven deposits (turbidites, megaturbidites, folded layers, faults and volcaniclastic layers). Sea level curve derived from (Grant et al., 2014). Cores locations in fig. 1 and fig. 12 for core KC14.

Contrary to the Calabrian Arc, the Mediterranean Ridge has no direct contact with the continental shelf. The presence of the Hellenic Trench to the East and of the Ionian abyssal plain on the West prevents direct sedimentary transit from the shelf to the ridge. The source of turbidites deposited in this area comes from more localised resedimentation process. As described by Moore and Karig (1976) on several accretionary wedges, vertical movements of accretionary ridges triggered destabilisation of sediment already present on the ridge towards the slope basins (Fig. 12). This phenomenon is probably applicable to the outer parts of the Calabrian Arc where sedimentary supplies from the Hellenic shelf are limited (Fig. 12).

In the Ionian Sea, sediments rates appear to be relatively constant over the last 350 ka. The underdeveloped fluviatile systems in Sicily (watershed < 500 km²) combined with an especially low level channelisation on the Calabrian Arc which completely disappears below 2000 m in depth strongly restricts sediment supply (Köng et al., 2016). On the Mediterranean Ridge, channelisation is non-existent because the wedge is completely disconnected from the shelf by the Hellenic trench zone. The large majority of the turbidite deposits presents amalgamated bed, characteristic of the deposition by multiple quasi-synchronous flows (Migeon et al., 2016). With this in consideration, it can suggest a co-seismic origin of the gravity-driven deposits.

5.2.3. Volcanism

On the western lobe of the Calabrian Arc, cores KC14 and KC15 record a two series of volcaniclastic layer (Fig. 13). The older emplaced between 330 and 280 ka and the latest between 60 ka and present day.

Etna volcano is the nearest volcanic edifice of the study zone. Its morphology and magmatism has changed several times during the last 500 ka as its activity is closely linked to the surrounding tectonic activity (Branca et al., 2008; Kieffer, 1985). The first activity in this area corresponds to scattered fissure-type volcanism with submarine tholeiitic lava flows erupted from 500 ka ago. The first subaerial eruptions occur during this phase, between 320 and 220 ka. The second phase, starting about 220 ka ago, is characterised by the construction of a shield volcano until 120 ka with Na-alkaline basaltic to trachy-basaltic lavas. The third phase, from 120 to 60 ka, is a polygenic central-volcano phase with differentiated lavas, corresponding to the development of several volcanic centres. The most recent phase starts after 60 ka, and is characterised by the establishment of the present day stratovolcano (Branca et al., 2008; Kieffer, 1985).

The presence of a series of megaturbidites in core KC15 could correspond to the transition between the submarine and the subaerial phases of the volcano evolution. The important instability recorded by turbidites in core KC15 is accompanied by the deposition of volcaniclastic layer with trachytic composition (Fig. 9 and 14). This could be the expression of the fissural phase of the Etna (500 to 220 ka). The quiescence phase is contemporaneous with the shield volcano phase (220 to 120 ka) which seems to be linked to the extensional tectonic of the Timpe faults, located in the south-east of Sicily, affecting the Ionian margin (Branca et al., 2008). The last phase observed in KC14 between 60 ka and present day is associated with the emplacement of volcanoclastic turbidites from the Etna (Fig. 13; Köng et al., 2016). They could correspond to the building phase of the present-day stratovolcano.

5.3. Geodynamic implication

The frequency of turbidites and deformations was calculated for each period of activity or non-activity recorded in the four studied cores. The duration of the interval is divided by the number of turbidites in order to obtain a median duration between recorded events. On the western Lobe of the Calabrian Arc, core KC15 appears to record two distinct periods of activity (Fig. 13). The older, between 330 and 235 ka record an event every 990 yrs whereas the latest, between 235 and 90 ka record only 10 events, which corresponds to an event every 14,500 yrs. Core KC14 (Köng et al., 2016) records on average an event every 586 yrs over the last 60 ka. On the eastern lobe of the Calabrian Arc, core KC13 and core KC12 record two periods of activity (Fig. 13). The older between 250 and 120 ka present return times of 14,000 yrs (KC12) and 3,900 yrs (KC13). The latest period between 120 and 12 ka records an event every 1400 yrs (KC12 and KC13). On the western part of the Mediterranean Ridge, core KC08 appears to record two distinct periods of activity (Fig. 13). The older, between 315 and 37 ka records on average an event every 10,000 yrs and the latest, between 37 ka and the present has return times of 1000 yrs. These results highlights three periods of activity: a quiescence period between 235 and 125 ka surrounded by two more active periods presenting a frequency of events of 1000 years on average (Fig. 14).

Based on the work of Mouslopoulou et al. (2016), the uplift derived from studying emerged marine terrace can also be an indicator of the accretionary wedges tectonic activity. The uplift varies from 0.7 to 1.7 mm/yr in Sicily and from 1.3 mm/yr in Calabria with acceleration for both during the last 60 ka (Catalano and De Guidi, 2003; Dumas et al., 2005; Santoro et al., 2013). It varies from 0.1 to 0.8 mm/yr in the Peloponnese and Ionian Islands since 250 ka (Fountoulis et al., 2014; Zelilidis et al., 1998). The acceleration of the

continental uplift in Sicily and Calabria for 60 ka should be linked with the third important phase of events recorded in the western part of the Calabrian Arc over the last 60 ka. The results of this study show a previous important activity between 125 and 60 ka not recorded by a faster uplift inland, either by an absence of the activity expression inland of by a lack of records. This change at 125 ka could be expressed by the change of the faulting regime with a southward propagation of the normal fault belt after a period of quiescence evidenced by Catalano et al. (2003). This changing regime should be linked to an increase of the wedge activity and therefore to an increase of the seismic activity. The two most active periods are contemporaneous to the emersion of Etna volcano and the fissural phase and to the polygenic to stratovolcano phase whereas the quiescence period is contemporaneous to the shield volcano phase (Fig. 14). The variability in Etna morphology and magmatism along time suggests a link with the activity of the Calabrian Arc. Its morphology and magmatism has changed several times during the last 500 ka because its activity is closely linked to the surrounding tectonic activity (Branca et al., 2008; Kieffer, 1985).

The cores are geographically away from each other and, in the light of the studied time scale, we consider the system in its entirety because of the results are strongly smoothed and averaged. Thus, the three acticity periods could be the witness of 100 000 years subduction megacycles associted with seismicity variability.

6. Conclusion

The tectonic evolution of the accretionary wedges is generally described on a million years scale, either in terms of general evolution of the subduction of Nubia plate underneath Eurasia plate (Billi et al., 2011; Faccenna et al., 2001; Viti et al., 2011), or in term of evolution of accretionary wedges centred on the Calabrian Arc (Gallais et al., 2012, 2011; Tansi et al., 2007) or the Mediterranean Ridge (Coy et al., 1983; Truffert, 1992). In marine environments, studies on palaeoseismology of the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge have focused on the Holocene period (Kastens, 1984; Alina Polonia et al., 2016; Polonia et al., 2015). Few studies have covered the intermediate periods.

In this study, the turbidite activity recorded over the last 330 ka could be interpreted as a witness to the seismic activity of the area. Each record in the three different zones of the accretionary wedges (western and eastern lobe of the Calabrian Arc and the western part of the Mediterranean Ridge) highlight distinct periods of activity (Fig. 15):

- The western lobe of the Calabrian Arc shows three periods: high activity between 330 and 225 ka; low activity after 225 ka and high activity after 60 ka to present day.

- The eastern lobe of the Calabrian Arc shows two periods: low activity between 250 and 120 ka and high activity between 120 ka and the Holocene.
- The western part of the Mediterranean Ridge display also two periods: low activity between 315 and 37 ka and high activity between 37 ka and present day.

In addition, the presence of volcaniclastic layers derived from the western lobe of the Calabrian Arc suggest a record of Etna's morphological evolution since its emergence. These results suggest 100 000 years subduction and seismic megacycle.

Acknowledgements

We would like to thank the SHOM (hydrological and oceanographic marine service) for the data, DGA (French Defence Procurement Agency, French Ministry of Defense) and CNRS (National Center of Scientific Research) of Normandy for PhD thesis funding, the 'ARTEMIS' technical platform for radiocarbon age dating. We are also grateful to EPOC technicians, engineers: P. Lebleu, I. Billy, B. Martin, O. Ther, B. Cosson, L. Rossignol and M.-H. Castera for the data acquisition. We thank J.-L. Devidal for his assistance with the electron microprobe. We would finally like to acknowledge Olivia Clayton and Lucia Hudson-Turner who provide English-language support.

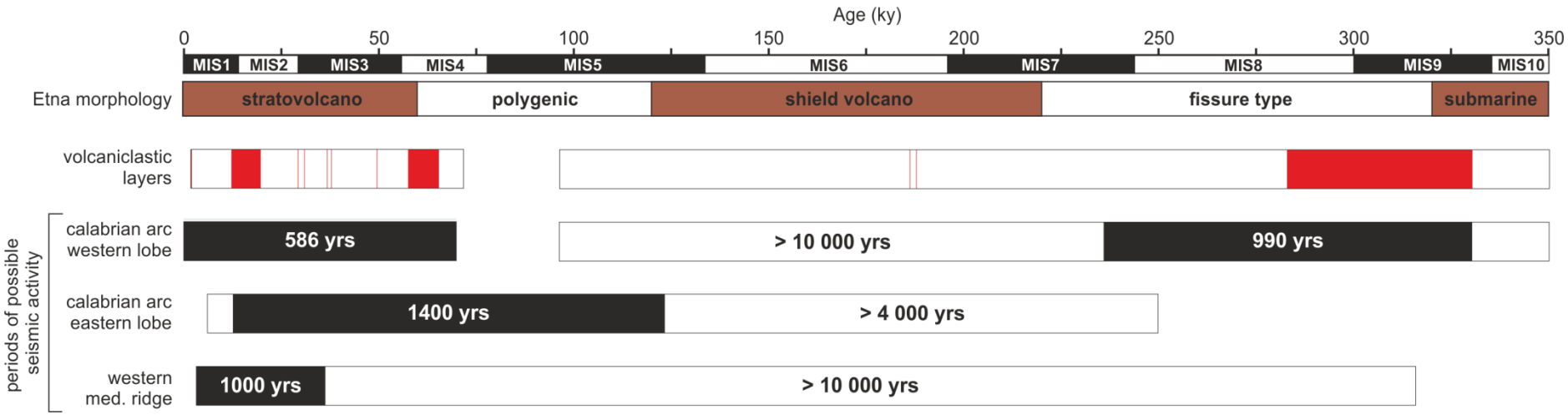


Figure 14: Overview of periods of possible seismic activity of the accretionary wedges of the Ionian Sea and the occurrence of volcaniclastic layers linked to Etna morphology changing over the last 350 ka. Etna periods derives from Kieffer (1985) and Branca et al. (2008).

References

Allen, J.R., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. Nature 400, 740–743.

Anastasakis, G.C., Piper, D.J.W., 1991. The character of seismo-turbidites in the S-1 sapropel, Zakinthos and Strofadhes basins, Greece. Sedimentology 38, 717–733. doi:10.1111/j.1365-3091.1991.tb01016.x

Argnani, A., 2000. The Southern Tyrrhenian subduction system: recent evolution and neotectonic implications.

Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. Bull. Soc. Geol. Fr. 182, 279–303. doi:10.2113/gssgfbull.182.4.279

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Process. Landf. 26, 1237–1248.

Bonneau, L., Jorry, S.J., Toucanne, S., Silva Jacinto, R., Emmanuel, L., 2014. Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea. J. Geol. 122, 687–703. doi:10.1086/677844

Branca, S., Coltelli, M., De Beni, E., Wijbrans, J., 2008. Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. Int. J. Earth Sci. 97, 135–152. doi:10.1007/s00531-006-0152-0

Calvo, J.P., Rodriguez-Pascua, M., Martin-Velazquez, S., Jimenez, S., Vicente, G.D., 1998. Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. Sedimentology 45, 279–292.

Catalano, S., De Guidi, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. J. Geodyn. 36, 445–467. doi:10.1016/S0264-3707(02)00035-2

Catalano, S., De Guidi, G., Monaco, C., Tortorici, G., Tortorici, L., 2003. Long-term behaviour of the late Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc): structural and morphological constraints. Quat. Int. 101–102, 81–91. doi:10.1016/S1040-6182(02)00091-5

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). Terra Nova 11, 86–92.

Cita, M.B., Aloisi, G., 1999. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. Sediment. Geol. 104, 155–173. doi:10.1016/0037-0738(95)00126-3

Coy, F.M., Kastens, K., Gnaccolini, M., Giambastiani, M., Croce, M., Colombo, A., Catrullo, D., Camerlenghi, A., Broglia, C., Bossio, A., Cita, M.B., Clauzon, G., Salvatorini, G., Parisi, E., Malinverno, A., 1983. Néotectonique des fonds sous-marins de la Dorsale Méditerranéenne en mer Ionienne au cours du Pléistocene moyen et supérieur. Méditerranée 51–63.

D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'anastasio, E., Mantenuto, S., Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 113.

De Vivo, B., Rolandi, G., Gans, P., Calvert, A., Bohrson, W., Spera, F., Belkin, H., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). Mineral. Petrol. 73, 47–65.

de Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemant, S., Le Pichon, X., 1992. Two-ship deep seismic soundings in the basins of the Eastern Mediterranean Sea (Pasiphae cruise). Geophys. J. Int. 109, 536–552.

Devoti, R., Riguzzi, F., Cuffaro, M., Doglioni, C., 2008. New GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction. Earth Planet. Sci. Lett. 273, 163–174.

Dewey, J., Sengör, C.A.M., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. Geol. Soc. Am. Bull. 90, 84–92.

Dumas, B., Guérémy, P., Raffy, J., 2005. Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces

of Southern Calabria (Italy). Quat. Sci. Rev. 24, 2120–2136.

Emeis, K., Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., 2003. Eastern Mediterranean surface water temperatures and δ18O composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. Paleoceanography 18.

Emery, K., Heezen, B.C., Allan, T., 1966. Bathymetry of the eastern Mediterranean Sea. Presented at the Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts, Elsevier, pp. 173–192.

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvàth, F., Jolivet, L., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. Rev. Geophys. 52, 283–332.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L., Rossetti, F., 2001. History of subduction and back arc extension in the Central Mediterranean. Geophys. J. Int. 145, 809–820.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L., Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. Tectonics 23.

Fountoulis, I., Mariolakos, I., Ladas, I., 2014. Quaternary basin sedimentation and geodynamics in SW Peloponnese (Greece) and late stage uplift of Taygetos Mt. Boll Geof Teor Appl 55, 303–324.

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N., Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data. J. Geophys. Res. Solid Earth 116, B12108. doi:10.1029/2011JB008505

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D., Graindorge, D., 2012. Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth-migrated multichannel seismic data. Mar. Geol. 326–328, 28–45. doi:10.1016/j.margeo.2012.08.006

Galli, P., Bosi, V., 2003. Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): New insights from paleoseismological investigation. J. Geophys. Res. Solid Earth 108.

Galli, P., Bosi, V., 2002. Paleoseismology along the Cittanova fault: implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (southern Italy). J. Geophys. Res. Solid Earth 107.

Galli, P.A., Peronace, E., 2015. Low slip rates and multimillennial return times for Mw 7 earthquake faults in southern Calabria (Italy). Geophys. Res. Lett. 42, 5258–5265.

Giaccio, B., Isaia, R., Sulpizio, R., Zanchetta, G., 2008. Explosive volcanism in the central Mediterranean area during the late Quaternary-linking sources and distal archives. J. Volcanol. Geotherm. Res. 177, v–vii. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.001

Goldfinger, C., 2011. Submarine paleoseismology based on turbidite records. Annu. Rev. Mar. Sci. 3, 35–66.

Goldfinger, C., Grijalva, K., Bürgmann, R., Morey, A.E., Johnson, J.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Ericsson, A., Karabanov, E., Chaytor, J.D., 2008. Late Holocene rupture of the northern San Andreas fault and possible stress linkage to the Cascadia subduction zone. Bull. Seismol. Soc. Am. 98, 861–889.

Gutiérrez-Pastor, J., Nelson, C.H., Goldfinger, C., Escutia, C., 2013. Sedimentology of seismo-turbidites off the Cascadia and northern California active tectonic continental margins, northwest Pacific Ocean. Mar. Geol. 336, 99–119.

Gutscher, M.-A., Dominguez, S., de Lepinay, B.M., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., Le Faou, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). Tectonics 35, 2015TC003898. doi:10.1002/2015TC003898

Hassoun, V., Martín, J., Migeon, S., Larroque, C., Cattaneo, A., Eriksson, M., Sanchez-Cabeza, J., de Lepinay, B.M., Kwong, L.L.W., Levy, I., 2014. Searching for the record of historical earthquakes, floods and anthropogenic activities in the Var Sedimentary Ridge (NW Mediterranean), in: Submarine Mass Movements and Their Consequences. Springer, pp. 571–581.

Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B., Mascle, J., 2006. Morphology of a Pre-collisional, Salt-bearing, Accretionary Complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). Mar. Geophys. Res. 27, 61–75. doi:10.1007/s11001-005-5026-5

Iorio, M., Liddicoat, J., Budillon, F., Incoronato, A., Coe, R.S., Insinga, D.D., Cassata, W.S., Lubritto, C., Angelino, A., Tamburrino, S., 2014. Combined palaeomagnetic secular variation and petrophysical records to time-constrain geological and hazardous events: An example from the eastern Tyrrhenian Sea over the last 120 ka. Glob. Planet. Change 113, 91–109. doi:10.1016/j.gloplacha.2013.11.005

Kastens, K.A., 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. Mar. Geol. 55, 13–33. doi:10.1016/0025-3227(84)90130-0

Kastens, K.A., Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 845–857.

Keller, J., Ryan, W., Ninkovich, D., Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. Geol. Soc. Am. Bull. 89, 591–604.

Kieffer, G., 1985. Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan polygénique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna(Sicile). Dr. Diss.

Köng, E., Zaragosi, S., Schneider, J.-L., Garlan, T., Bachèlery, P., San Pedro, L., Seibert, C., Racine, C., 2016. Untangling the complex origin of turbidite activity on the Calabrian Arc (Ionian Sea) over the last 60 ka. Mar. Geol. 373, 11–25. doi:10.1016/j.margeo.2015.12.010

Kraml, M., 1998. Laser-40 Ar, 39 Ar-Datierungen an distalen marinen Tephren des jung-quartären mediterranen Vulkanismus (Ionisches Meer, METEOR-Fahrt 25/4).

Kreemer, C., Chamot-Rooke, N., 2004. Contemporary kinematics of the southern Aegean and the Mediterranean Ridge. Geophys. J. Int. 157, 1377–1392.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. J. Petrol. 27, 745–750.

Le Pichon, X., Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics 60, 1–42.

Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N., Lallemant, S., Noomen, R., Veis, G., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for eastern Mediterranean tectonics. J. Geophys. Res. Solid Earth 100, 12675–12690.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two~ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

Marco, S., Agnon, A., 1995. Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. Geology 23, 695–698. doi:10.1130/0091-7613(1995)023<0695:PEDNMD>2.3.CO;2

Max, M., Kristensen, A., Michelozzi, E., 1993. Small scale Plio-Quaternary sequence stratigraphy and shallow geology of the west-central Malta Plateau. Geol. Dev. Sicil.-Tunis. Platf. 117–122.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., 2000. Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res. Solid Earth 105, 5695–5719.

McKenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. Geophys. J. Int. 55, 217–254.

Migeon, S., Garibaldi, C., Ratzov, G., Schmidt, S., Collot, J.-Y., Zaragosi, S., Texier, L., 2016. Earthquake-triggered deposits in the subduction trench of the north Ecuador/south Colombia margin and their implication for paleoseismology. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.09.008

Minelli, L., Faccenna, C., 2010. Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). Tectonics 29.

Moore, G.F., Karig, D.E., 1976. Development of sedimentary basins on the lower trench slope. Geology 4, 693–697.

Mouslopoulou, V., Oncken, O., Hainzl, S., Nicol, A., 2016. Uplift rate transients at subduction margins due to earthquake clustering. Tectonics 2016TC004248. doi:10.1002/2016TC004248

Nakajima, T., Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. Sediment. Geol. 135, 1–19. doi:10.1016/S0037-0738(00)00059-2

Negri, A., Capotondi, L., Keller, J., 1999. Calcareous nannofossils, planktonic foraminifera and oxygen isotopes in the late Quaternary sapropels of the Ionian Sea. Mar. Geol. 157, 89–103. doi:10.1016/S0025-3227(98)00135-2

Noda, A., TuZino, T., Kanai, Y., Furukawa, R., Uchida, J., 2008. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. Mar. Geol. 254, 73–90. doi:10.1016/j.margeo.2008.05.015

Óladóttir, B.A., Sigmarsson, O., Larsen, G., Devidal, J.-L., 2011. Provenance of basaltic tephra from Vatnajökull subglacial volcanoes, Iceland, as determined by major-and trace-element analyses. The Holocene 0959683611400456.

Olivet, J.-L., Bonnin, J., Beuzart, P., Auzende, J.-M., 1982. Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. Bull Soc Géol Fr 7, 875–892.

Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 29, 11–24.

Paterne, M., Guichard, F., Duplessy, J.C., Siani, G., Sulpizio, R., Labeyrie, J., 2008. A 90,000–200,000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the Central Mediterranean Sea. J. Volcanol. Geotherm. Res. 177, 187–196. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.028

Patton, J.R., Goldfinger, C., Morey, A.E., Ikehara, K., Romsos, C., Stoner, J., Djadjadihardja, Y., Ardhyastuti, S., Gaffar, E.Z., Vizcaino, A., 2015. A 6600 year earthquake history in the region of the 2004 Sumatra-Andaman subduction zone earthquake. Geosphere 11, 2067–2129.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Nelson, C.H., Romano, S., Vaiani, S.C., Colizza, E., Gasparotto, G., Gasperini, L., 2016. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.010

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). Geochem. Geophys. Geosystems.

Polonia, A., Romano, S., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Gasparotto, G., Gasperini, L., Panieri, G., Torelli, L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes? Mar. Geol. 361, 41–52. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.001

Polonia, A., Torelli, L., Mussoni, P., Gasperini, L., Artoni, A., Klaeschen, D., 2011. The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. Tectonics 30, TC5018. doi:10.1029/2010TC002821

Polonia, Alina, Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

Reeder, M.S., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., 2000. Influence of sea level and basin physiography on emplacement of the late Pleistocene Herodotus Basin Megaturbidite, SE Mediterranean Sea. Mar. Pet. Geol. 17, 199–218. doi:10.1016/s0264-8172(99)00048-3

Reilinger, R., McClusky, S., Oral, M., King, R., Toksoz, M., Barka, A., Kinik, I., Lenk, O., Sanli, I., 1997. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. J. Geophys. Res. Solid Earth 102, 9983–9999.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G., Gómez-Gras, D., 2000. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. Sediment. Geol. 135, 117–135. doi:10.1016/S0037-0738(00)00067-1

Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D.A.V., Thomson, J., Kähler, G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. Sediment. Geol. 135, 75–88. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00064-6

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005

Santoro, E., Ferranti, L., Burrato, P., Mazzella, M.E., Monaco, C., 2013. Deformed Pleistocene marine terraces along the Ionian sea margin of southern Italy: Unveiling blind fault-related folds contribution to coastal uplift. Tectonics.

Shanmugam, G., Moiola, R., 1982. Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. Geology 10, 231–235.

Stow, D.A., Howell, D.G., Nelson, C.H., 1983. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls on submarine fan and slope-apron turbidite systems. Geo-Mar. Lett. 3, 57–64.

Tansi, C., Muto, F., Critelli, S., Iovine, G., 2007. Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy). J. Geodyn. 43, 393–414. doi:10.1016/j.jog.2006.10.006

Tortorici, L., Monaco, C., Tansi, C., Cocina, O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy). Kinemat. Distrib. Deform. Plate

Bound. Zones Emphas. Mediterr. Anatolia East. Asia 243, 37–55. doi:10.1016/0040-1951(94)00190-K

Truffert, C., 1992. De la compression de la Ride méditerranéenne à l'extension en mer Egée, Géodynamique de la Méditerranée orientale.

Vai, G.B., Cantelli, L., Antonioli, F., 2004. Litho-palaeoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes. Museo archeologico Giovanni Capellini.

van Dijk, J.P., Scheepers, P.J.J., 1995. Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean. Earth-Sci. Rev. 39, 207–246. doi:10.1016/0012-8252(95)00009-7

Viti, M., Mantovani, E., Babbucci, D., Tamburelli, C., 2011. Plate kinematics and geodynamics in the Central Mediterranean. Act. Tecton. Circum-Adriat. Reg. 51, 190–204. doi:10.1016/j.jog.2010.02.006

Warning, B., Brumsack, H.-J., 2000. Trace metal signatures of eastern Mediterranean sapropels. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 158, 293–309.

Wulf, S., Kraml, M., Brauer, A., Keller, J., Negendank, J.F.W., 2004. Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). Quat. Int. 122, 7–30. doi:10.1016/j.quaint.2004.01.028

Zanchetta, G., Sulpizio, R., Giaccio, B., Siani, G., Paterne, M., Wulf, S., D'Orazio, M., 2008. The Y-3 tephra: A Last Glacial stratigraphic marker for the central Mediterranean basin. J. Volcanol. Geotherm. Res. 177, 145–154. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.08.017

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Mar. Lett. 26, 317–329. doi:10.1007/s00367-006-0048-9

Zelilidis, A., Kontopoulos, N., Avramidis, P., Piper, D., 1998. Tectonic and sedimentological evolution of the Pliocene–Quaternary basins of Zakynthos island, Greece: case study of the transition from compressional to extensional tectonics. Basin Res. 10, 393–408.

3. Les évènements exceptionnels

Les évènements exceptionnels de type homogénites ou mégaturbidites ont été dans un premier temps étudiées en Méditerranée orientale par le biais de profils sismiques dans lesquels d'épais niveaux transparents apparaissaient (Kastens et Cita, 1981). Le terme a ensuite été défini en termes sédimentologique par Sturm et al. (1995) : les homogénites sont des dépôts liés à un effet de seiche au sein d'un bassin confiné. Elles ont été décrites dans des lacs (Chapron et al., 1999 ; Siegenthaler et al., 1987), en domaine marin (Cita et al., 1996 ; Cita and Aloisi, 1999 ; Kastens and Cita, 1981 ; Polonia et al., 2013a, 2016 ; San Pedro et al., 2016 ; Tripsanas et al., 2004) mais aussi dans des environnements anciens (Mulder et al., 2009). Ces dépôts pouvant faire jusqu'à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur sont des évènements majeurs et exceptionnels pouvant être reliés à des grands séismes, des tsunamis, des éruptions volcaniques, etc. Il est donc primordial de connaître leurs processus de dépôt, leurs âges et leurs répartitions géographiques car ils peuvent servir de marqueurs stratigraphiques (e.g. la mégaturbidite du Crétacé au Pays Basque; Mulder et al., 2009).

L'objectif de cette partie est donc de préciser les processus de dépôt des homogénites et mégaturbidites enregistrées dans le bassin profond de la mer Ionienne et sur l'arc Calabrais, leur origine ainsi que l'âge de leur mise en place. La campagne océanographique MOCOSED2012 a permis le carottage de trois enregistrements d'homogénites plurimétriques situées dans la plaine abyssale ionienne, dans un bassin intra-pente en bordure du lobe ouest de l'Arc Calabrais et dans la plaine abyssale au pied de l'escarpement d'Apulie et de la plate-forme grecque ; ainsi que trois dépôts de mégaturbidites, deux sur l'arc Calabrais et un en bordure de la plaine abyssale ionienne. Cette étude est basée sur une analyse sédimentologique des dépôts dans leur quasi-intégralité, ce qui n'avait encore jamais été réalisé dans le bassin profond.

3.1. Caractéristiques sédimentologiques et stratigraphie

Les carottes utilisées sont KC05, KC06, KC09, KC12, KC14 et KC01. Les trois premières ont été prélevées dans les zones les plus profondes de la mer Ionienne, à plus de 3500 m de profondeur. Les carottes KC05 et KC06 sont situées au centre du bassin, au niveau de la plaine abyssale ionienne, et KC09 dans un petit bassin situé au pied de l'escarpement d'Apulie et des îles Ioniennes (Figure V.1). Les trois autres carottes ont été prélevées sur l'arc Calabrais (KC12 : lobe Est, KC14 : lobe Ouest ; Figure V.1) et en bordure de la plaine abyssale ionienne (KC01 ; Figure V.1).

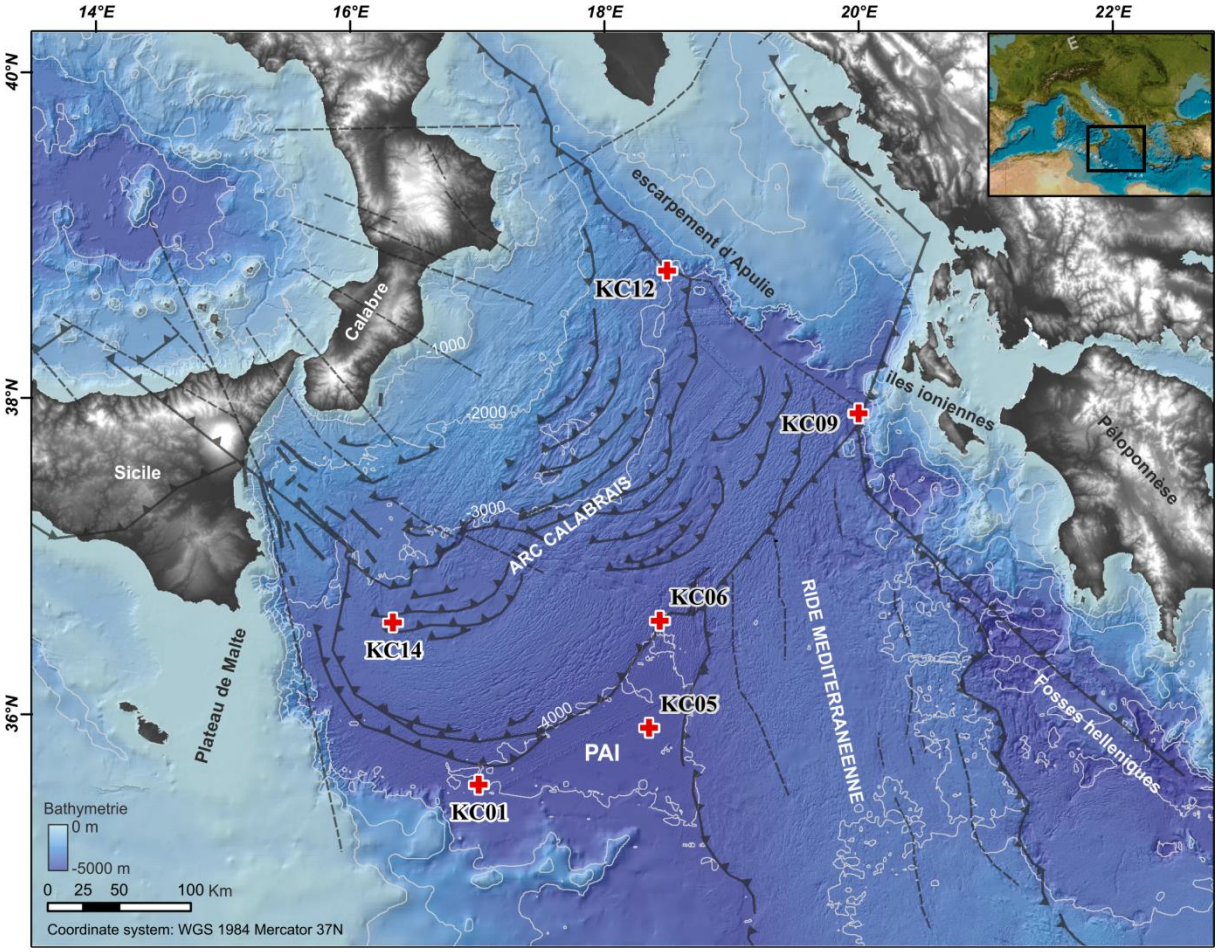


Figure V.1 - Carte de localisation des carottes et physiographie de la mer Ionienne. La position des carottes est présentée avec des croix rouges. La bathymétrie est issue de la campagne océanographique MOCOSED2012, des valorisations de transits du Beautemps-Beauprés 2010 et 2014 et de la base de données EMODnet (http://www.emodnet.eu/).

3.1.1. La carotte KC05

La carotte KC05 a été prélevée à 4076 m de profondeur au centre de la plaine abyssale ionienne (Figure V.2) et mesure 8,79 m de long. La plaine abyssale ionienne, zone la plus profonde de la mer Ionienne, présente un fond plat sur environ 11500 km². Elle se trouve pincée entre la ride Méditerranéenne, l'Arc Calabrais et les contreforts du plateau de Malte, ce qui lui donne une forme triangulaire. Les données sismiques (Figure V.2) mettent en évidence une succession de dépôts homogènes pouvant faire jusqu'à plusieurs mètres d'épaisseur. La première couche homogène mesure, dans cette zone, 12,7 m d'épaisseur. L'enregistrement réalisé par le carottage n'atteint donc pas la base de ce dépôt.

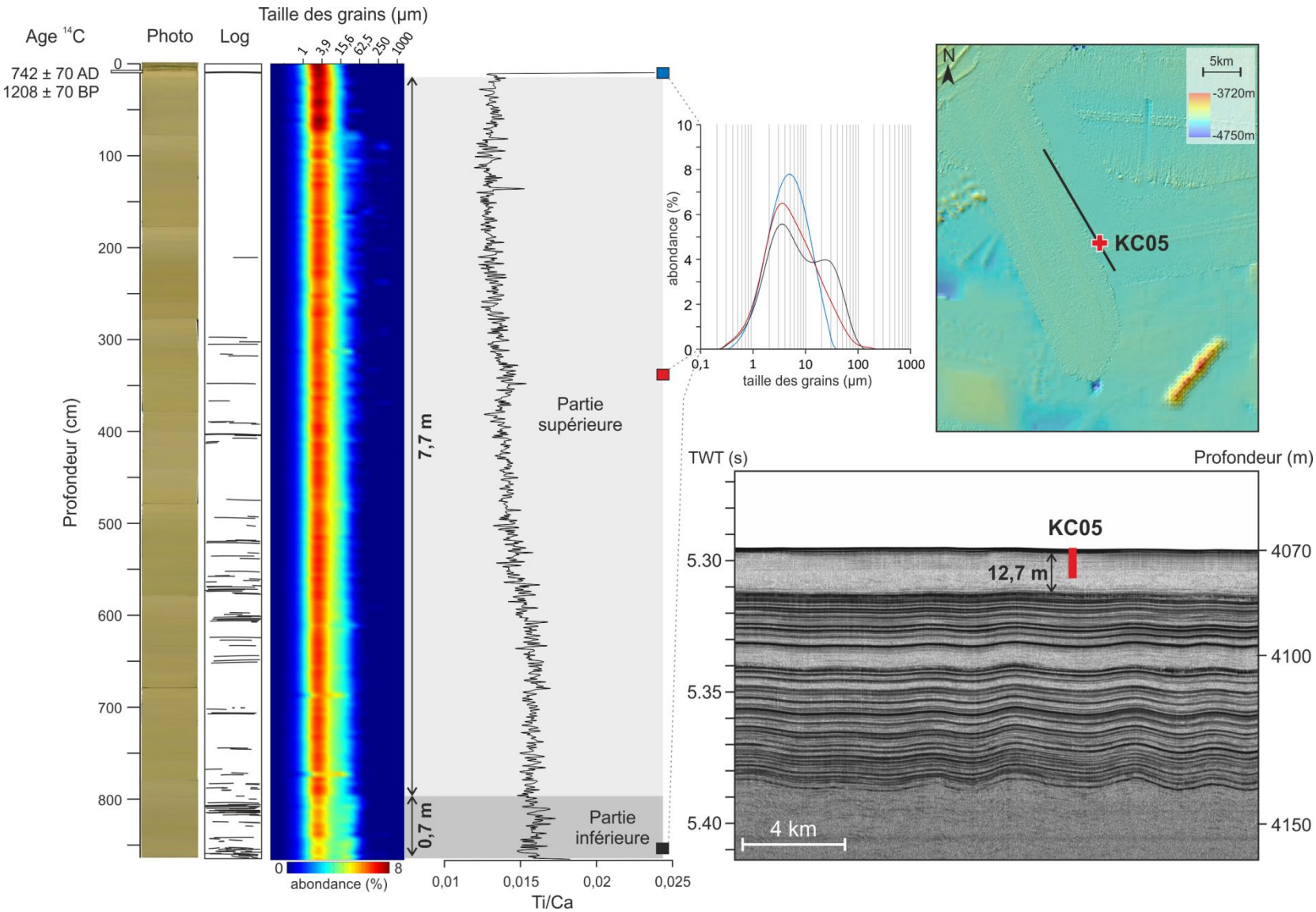


Figure V.2 - Caractéristiques sédimentologiques de la carotte KC05, sismique THR et contexte morphologique du site de carottage.

La partie inférieure du dépôt présente des convolutes et des laminations dont l'abondance décroît vers le sommet (Figure V.3). La granularité est bimodale avec un mode principal dans les argiles à 4 µm représentant 50% de la population et un mode secondaire dans les silts à 30 µm représentant 25 à 30 % de la population. Le rapport Ti/Ca est stable entre 0,015 et 0,017.

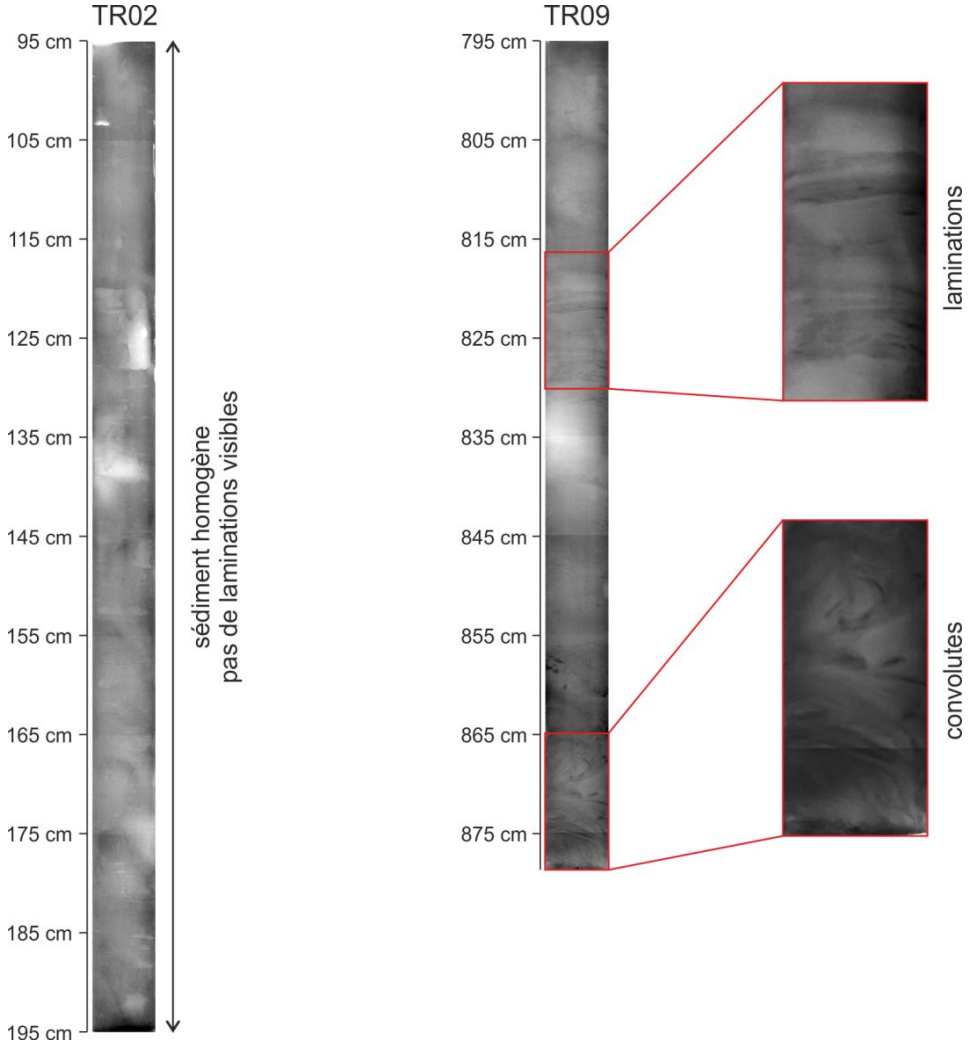


Figure V.3 - Radioscopie rX d'un sédiment homogène, laminé et présentant des convolutes pour la carotte KC05.

La partie supérieure du dépôt présente une granularité unimodale dans les argiles à 4 µm (Figure V.3), ces argiles représentent 60 à 70 % de la population. Le rapport Ti/Ca décroit progressivement vers le sommet puis se stabilise entre 0,012 et 0,014 à 2,70 m de profondeur. De par sa taille pluri-métrique et l'aspect homogène de la partie supérieure, ce dépôt peut être assimilé à un dépôt d'homogénite.

La partie sommitale de la carotte présente une granularité unimodale avec un mode principal dans les argiles à 6 µm (Figure V.3). Le signal Ti/Ca augmente jusqu'à une valeur de 0,024.

Une datation au radiocarbone a été réalisée à la base de la partie sommitale sur des tests de foraminifères planctoniques, le résultat donne une date de 1208 ± 70 ans cal BP, soit 742 AD.

3.1.2. La carotte KC06

La carotte KC06 a été prélevée à 4048 m de profondeur le long la bordure externe de l'arc Calabrais dans un petit bassin bordé par des rides d'accrétion (Figure V.4). Elle mesure 10,22 m de long. Ce bassin, situé au nord de la plaine abyssale ionienne, présente une forme allongée SW-NE pour une superficie 76 km². Les données sismiques mettent en évidence une organisation similaire à celle de la plaine abyssale ionienne, avec une succession de faciès sismiques homogènes pluri-métriques. La couche la plus superficielle est de 14,2 m d'épaisseur. Le carottage n'a également pas atteint la base du dépôt.

La partie inférieure ne présente pas de laminations. La granularité est unimodale dans les argiles à 4 µm (Figure V.4), celles-ci représentent 60 % de la population. Le rapport Ti/Ca est stable entre 0,011 et 0,013. Comme pour le dépôt de la carotte KC05, ce dépôt peut être assimilé à un dépôt d'homogénite.

La partie supérieure présente une granularité similaire avec une augmentation de la proportion des argiles (Figure V.4), représentant entre 65 et 75 % de la population. Le rapport Ti/Ca décroit progressivement vers le sommet jusqu'à des valeurs de 0,009.

La partie sommitale (derniers 70 cm) met en évidence :

- Un dépôt orangé bimodal entre 70 et 56 cm. Ce niveau est caractérisé par un mode principal argileux à 4 µm et un mode secondaire sableux à 65 µm (Figure V.4). Le rapport Ti/Ca est de 0,010. Il correspond à un sédiment hémipélagique.
- Une séquence de convolutes entre 56 et 42 cm.
- Un dépôt de sédiment hémipélagique entre 42 et 27 cm similaire au précédent.
- Un dépôt bimodal entre 27 cm et le top de la carotte. Le mode principal est silteux entre 20 et 35 µm (Figure V.4). Ce dépôt correspond à une base de turbidite. Le rapport Ti/Ca est de 0,010 à 0,015.

Une datation au radiocarbone de 1888 ± 97 ans cal BP, soit 62 AD, a été réalisée à la base de la partie sommitale sur le premier niveau contenant suffisamment de foraminifères planctoniques.

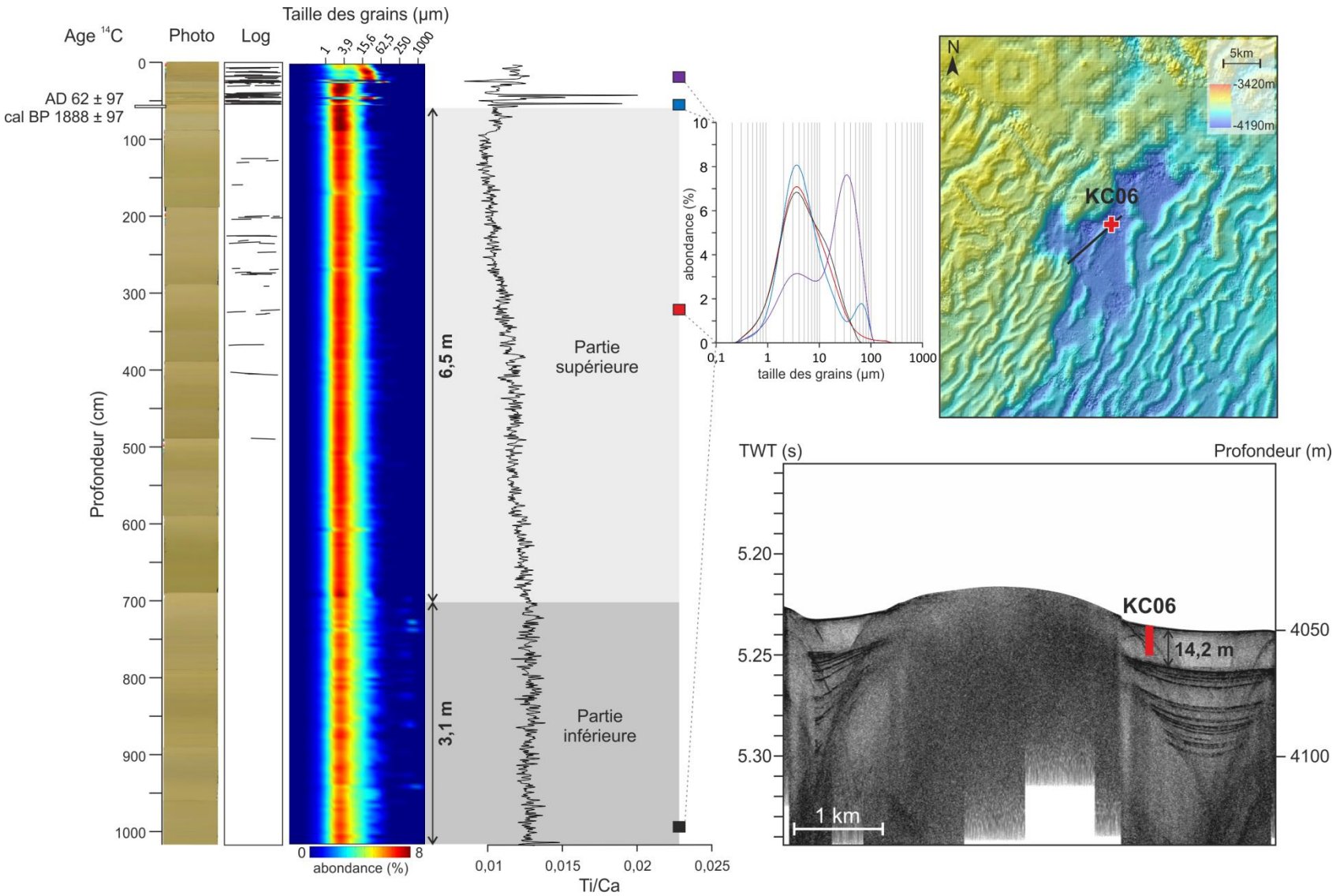


Figure V.4 - Caractéristiques sédimentologiques de la carotte KC06, sismique THR et contexte morphologique du site de carottage.

3.1.3. La carotte KC09

La carotte KC09 a été prélevée à 3751 m de profondeur dans un bassin pincé entre l'arc Calabrais et l'escarpement de la plate-forme continentale des îles Ioniennes (Figure V.5). Elle mesure 6,19 m de long. Le bassin dans lequel elle a été prélevée présente une surface de 185 km² de forme allongée et orientée N-S. Les données sismiques mettent en évidence une succession de couches homogènes pluri-métriques. La couche en surface correspond à la séquence carottée, elle mesure 8,2 mètres d'épaisseur, soit 2 mètres de plus que la longueur carottée. La carotte KC09 enregistre donc une grande partie du dépôt.

La partie inférieure est fortement laminée et présente des convolutes (Figure V.6). La granularité est bimodale avec un mode principal dans les argiles entre 4 et 5 µm représentant 50 % de la population et un deuxième mode allant des silts aux sables entre 20 et 200 µm représentant 20 à 40 % de la population (Figure V.5). La fraction supérieure à 63 µm est composée d'une forte proportion de fragments ligneux millimétriques à centimétriques. Le rapport Ti/Ca est stable autour de 0,04.

La partie supérieure du dépôt peut être décomposée en deux successions. La première, entre 500 et 300 cm de profondeur, est très homogène et ne présente aucune lamination. La seconde, entre 300 et 25 cm de profondeur, présente des laminations sur les deux premiers tiers du dépôt. La granularité de ces deux successions est similaire, elle ne présente qu'un seul mode dans les argiles à 4,8 µm qui représente 60 à 70 % de la population (Figure V.5). Le rapport Ti/Ca augmente par rapport à la partie inférieure. A la base de la partie supérieure, il est de 0,05 puis diminue vers le sommet jusqu'à des valeurs de 0,04. Comme pour les carottes précédentes, ce dépôt peut être assimilé à un dépôt d'homogénite.

La partie sommitale présente des sédiments de couleur orangée et de granularité bimodale dans les argiles à 4 µm et les silts à 30 µm entre 24 et 9,5 cm de profondeur. Ils correspondent à un sédiment hémipélagique. Ils sont suivis par un dépôt correspondant à une base de turbidite avec un mode granulométrique silteux à sableux entre 35 et 600 µm (Figure V.5). Le rapport Ti/Ca est de 0,06 dans le sédiment hémipélagique puis chute autour de 0,02 dans la base de la turbidite.

Deux datations au radiocarbone ont été réalisées. La première, située dans la partie hémipélagique sommitale sur des tests de foraminifères planctoniques est de 2591 ± 211 ans cal BP, soit -642 AD. La seconde, réalisée sur des fragments ligneux situés dans la partie inférieure de l'homogénite est de 6102 ± 108 ans cal BP, soit -4153 AD.

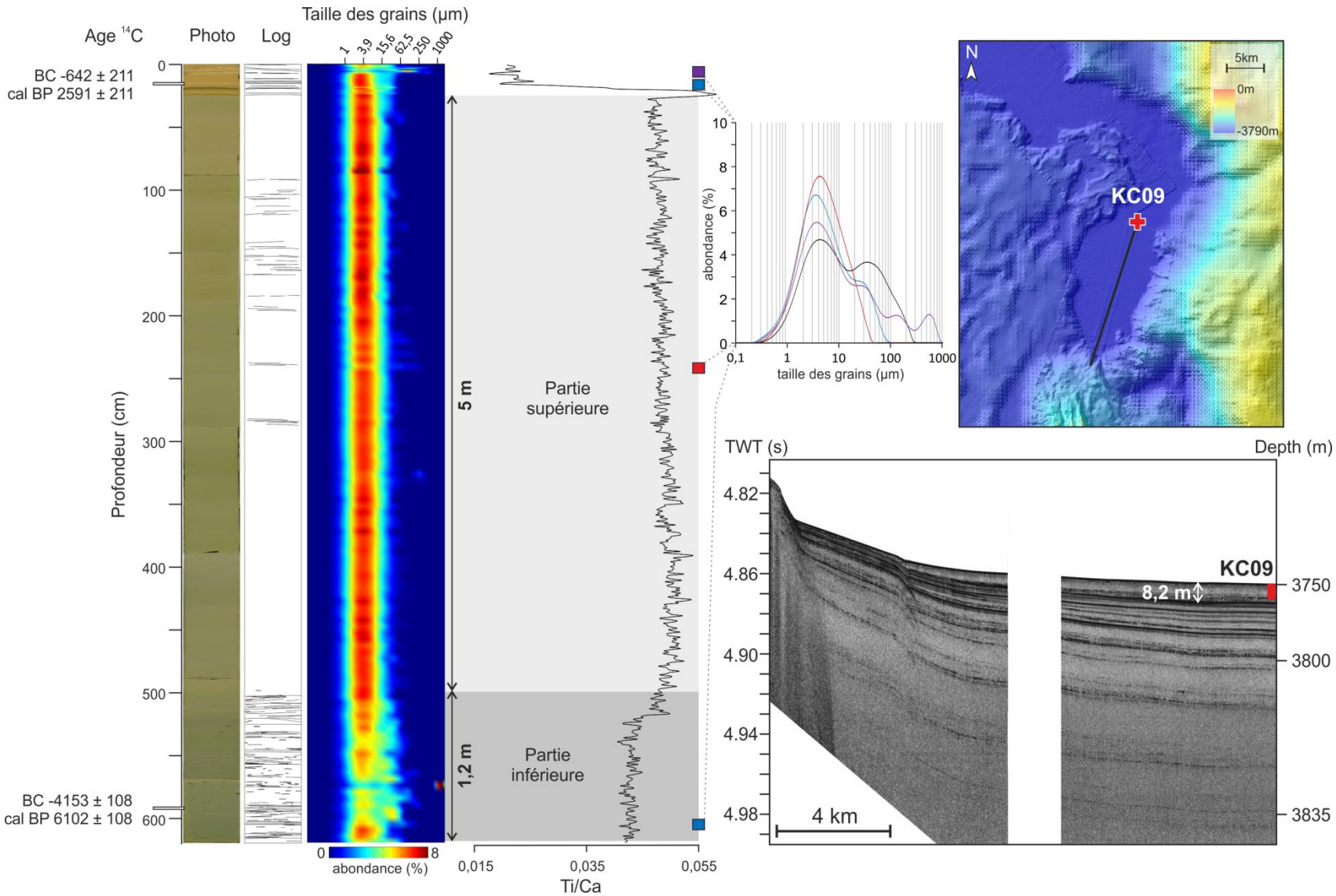


Figure V.5 - Caractéristiques sédimentologiques de la carotte KC09, sismique THR et contexte morphologique du site de carottage.

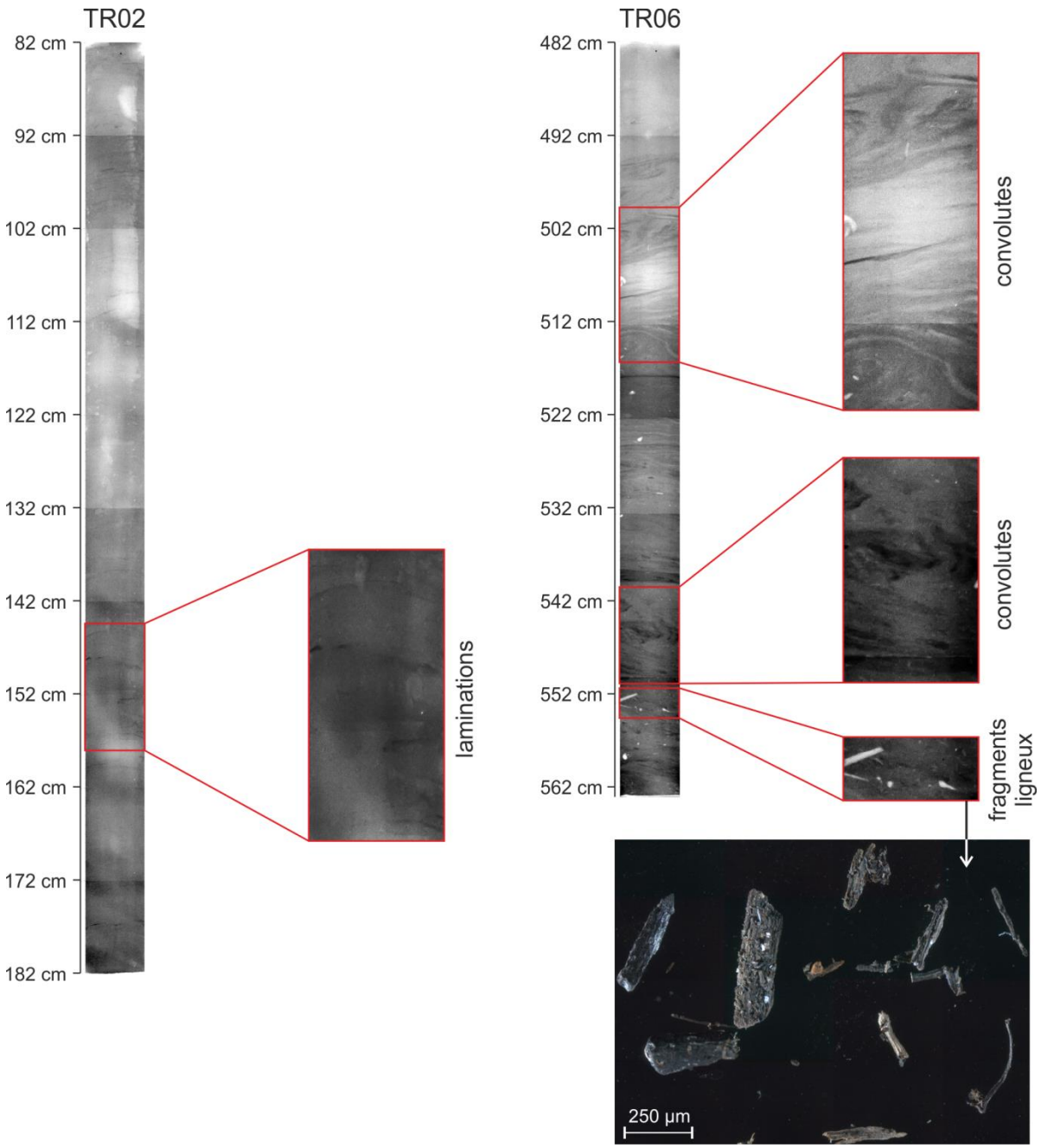


Figure V.6 - Radioscopies rX des laminations, convolutes et fragments ligneux de la carotte KC09.

3.1.4. La carotte KC12

La carotte KC12 a été prélevée à 2888 m de profondeur sur le bord du lobe Est de l'Arc Calabrais (Figure V.1). Cette carotte enregistre un dépôt de taille pluri-décimétrique entre 180 et 117 cm de profondeur. Le dépôt est massif et principalement composé de sables. Le rapport Ti/Ca montre des valeurs faibles, inférieures aux niveaux hémipélagiques, et donc plutôt riches en carbonates (Figure V.7).

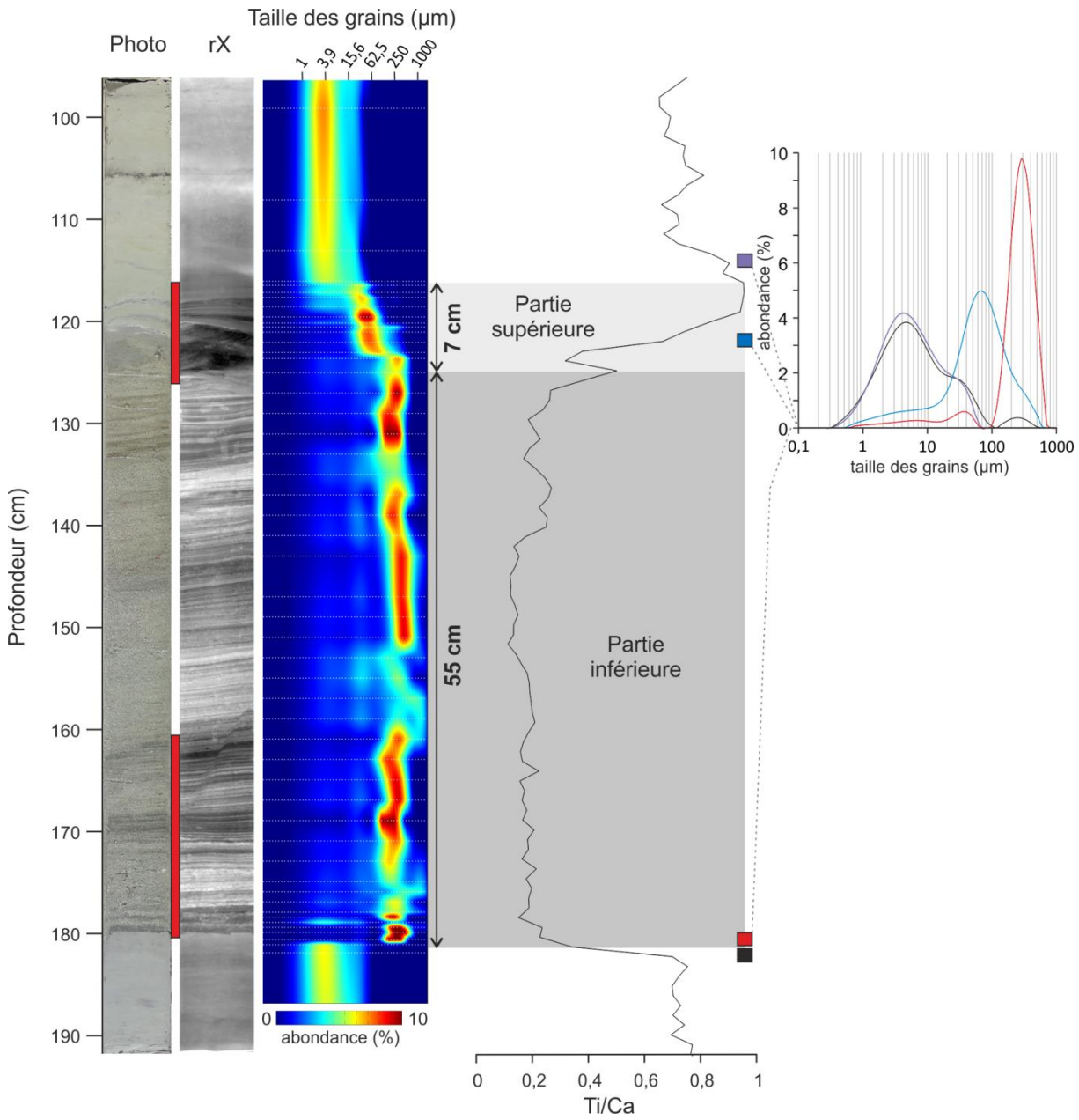


Figure V.7 - Caractéristiques sédimentologiques de la mégaturbidite de la carotte KC12. Les rectangles rouges entre la photo et les rX correspondent au positionnement des lames minces de la Figure V.8. Les points d'échantillonnages granulométriques sont indiqusé par des pointillés horizontaux sur la cartographie de la taille des grains.

La partie inférieure (Figure V.7), entre 180 et 125 cm, est fortement laminée. Les laminations apparaissent soit sombres soit claires aux rX. Ceci témoigne de leur teneur en carbonates, les laminations claires en sont plus riches. La granularité est bimodale avec un mode principal sableux à 300 µm représentant plus de 60 % de la population granulométrique et un mode silteux à 40 µm. La fraction sableuse des laminations sombres est composée de quartz et de foraminifères benthiques et planctoniques tandis que celle des laminations claires

est composée de foraminifères benthiques et planctoniques, de fragments de corail et de coquilles et de verres volcaniques (Figure V.8).

La partie supérieure (Figure V.7), entre 125 et 115 cm, présente des laminations moins marquées et plus fines que la partie inférieure. La granularité est unimodale dans les sables à 70 µm et décroit vers le sommet. La fraction sableuse est principalement composée de foraminifères planctoniques, de quartz et de micas (Figure V.8).

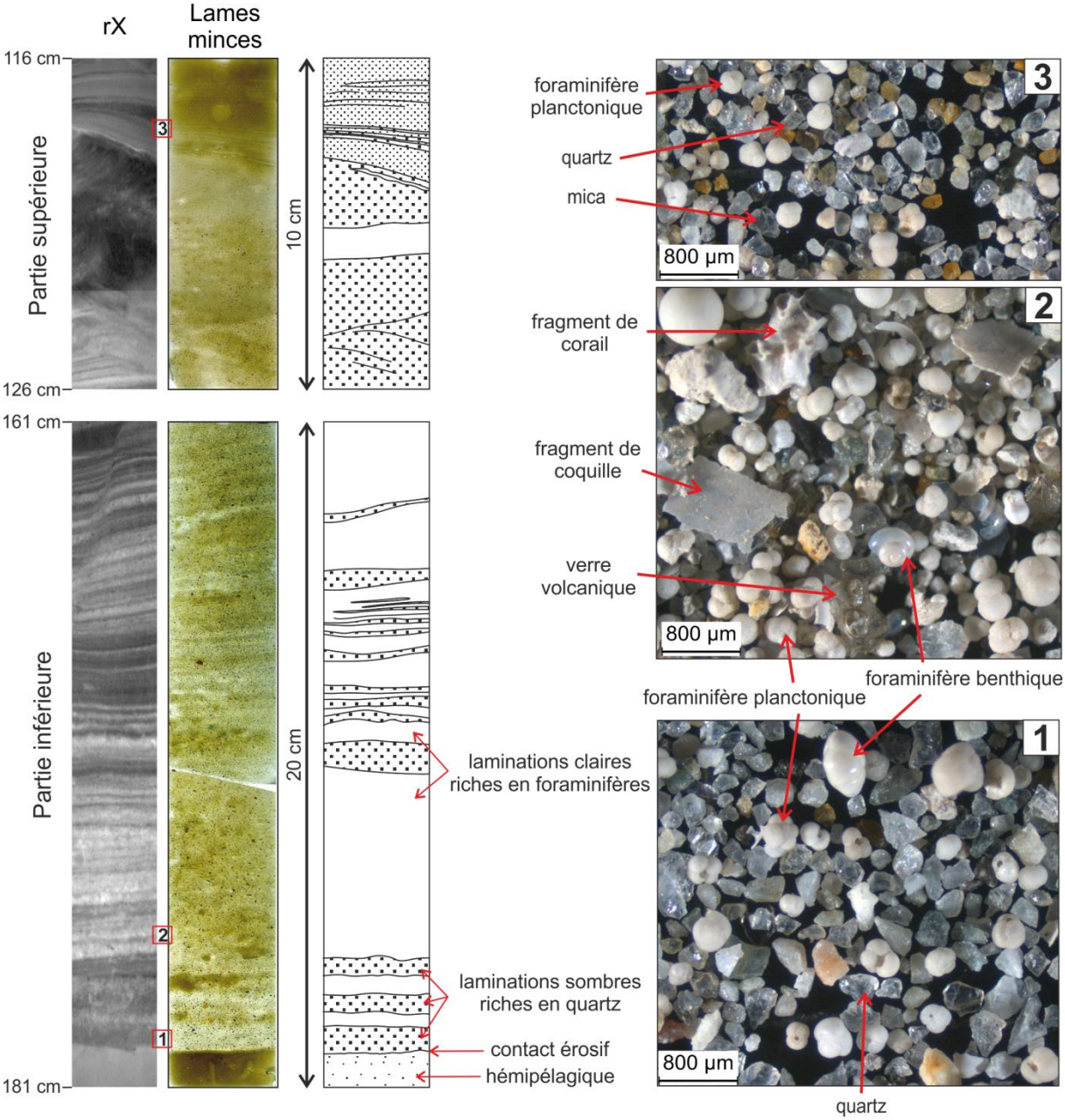


Figure V.8 - Lames minces et composition de la fraction sableuse de la mégaturbidite de la carotte KC12.

Au vu de son épaisseur pluri-décimétrique très largement supérieure à celle des autres dépôts laminés enregistrés dans la carotte (taille millimétrique à centimétrique), ce dépôt peut être identifié comme un dépôt de mégaturbidite.

Cet évènement a été daté entre 21 500 et 19 500 ans BP à parti d'un modèle d'âge établi par corrélation de l'indice spectrocolorimétrique b* avec la carotte de référence KC07. Pour plus d'informations sur la méthode de datation voir l'article soumis à la revue *Tectonophysics* présenté dans la partie 2 de ce chapitre (Activité co-sismique de l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne Ouest au cours des derniers 330 000 ans).

3.1.5. Les carottes KC14 et KC01

Ces deux carottes ont déjà fait l'objet d'une étude dans l'article de Köng et al. (2016) présenté dans la partie 1 de ce chapitre (Enregistrement des évènements co-sismiques et volcaniques sur l'Arc Calabrais Ouest au cours des derniers 60 000 ans).

La carotte KC14 a été prélevée à 3338 m de profondeur dans un bassin intra-pente sur le lobe ouest de l'arc Calabrais (Figure V.1). Elle enregistre un dépôt de mégaturbidite de taille pluri-décimétrique entre 495 et 397 cm de profondeur (Figure V.9).

La carotte KC01 a été prélevée à 3950 m de profondeur sur la bordure ouest de la plaine abyssale ionienne (Figure V.1). Elle enregistre un dépôt de mégaturbidite de taille pluri-décimétrique entre 250 et 221 cm de profondeur (Figure V.9).

Comme pour la mégaturbidite enregistrée dans la carotte KC12, le rapport Ti/Ca montre des valeurs faibles, inférieures aux niveaux hémipélagiques (Figure V.9). Ces deux dépôts ont été reliés à un seul et même évènement daté, à sa base et à son sommet par des dates ^{14}C, entre 21 997 et 21 141 ans cal BP (Köng et al., 2016; Figure V.9).

3.2. Datation de la mise en place des dépôts

L'homogénite d'Augias, qui n'a jamais été carottée dans son intégralité dans le bassin profond, a fait l'objet de nombreuses études tentant de dater sa mise en place. Entre les années 80 et le début des années 2000, d'après des données de carottes prélevées en bordure du bassin profond et sur l'arc Calabrais et des données de sismique, l'homogénite d'Augias a d'abord été reliée à l'éruption du Santorin il y a 3200 ans cal BP (Cita et al., 1996 ; Cita et Aloisi, 1999 ; Cita et Rimoldi, 1997 ; Hieke, 2000 ; Hieke and Werner, 2000 ; Kastens et Cita, 1981). Puis, à partir des années 2010, d'après des données de carottes prélevées en bordure du

bassin profond et sur l'arc Calabrais, relié au séisme de Crête de 365 AD (Polonia et al., 2016, 2013a; San Pedro et al., 2016).

Pour ce qui est de l'homogénite d'Augias enregistrée dans les carottes KC05 et KC06, sa datation exacte est difficile à estimer du fait de l'absence de datation ^{14}C à la base des dépôts. Cependant, nous avons pu réaliser trois datations :

- Une datation dans un dépôt situé sur l'arc Calabrais dans la carotte KC14 (Köng et al., 2016) et fournit un âge de 3284 ans cal BP (soit 1334 ans BC).
- Una datation au sommet dans la carotte KC05 (1208 ± 70 ans cal BP soit 742 AD) est cohérente avec les résultats obtenus par les études réalisées par Polonia et al. (2016, 2013a) et San Pedro et al. (2016).
- Une datation plus ancienne réalisée au sommet de la carotte KC06 (1888 ± 97 ans cal BP soit 62 AD). Cette datation a pu être réalisée 5 cm sous le front d'oxydation généralement utilisé comme repère pour marquer la fin du dépôt de l'homogénite (Figure V.10).

Ce résultat remet en question l'identification de la limite supérieure de l'homogénite que nous proposons plutôt de placer à la transition de couleur entre le gris-vert et le beige-orangé, visible aussi par des changements de susceptibilité magnétique et de signal XRF. Ainsi, la datation du sommet de l'homogénite serait nettement plus ancienne que celles obtenues dans la littérature. La Figure V.11 présente une compilation des datations réalisées sur l'homogénite d'Augias, datations calibrées avec un âge réservoir de 400 ans estimé par l'étude de Siani et al. (2001). Le dépôt d'Augias se serait donc déposé entre 3108 cal BP et 1785 cal BP (soit 1158 BC et 165 AD).

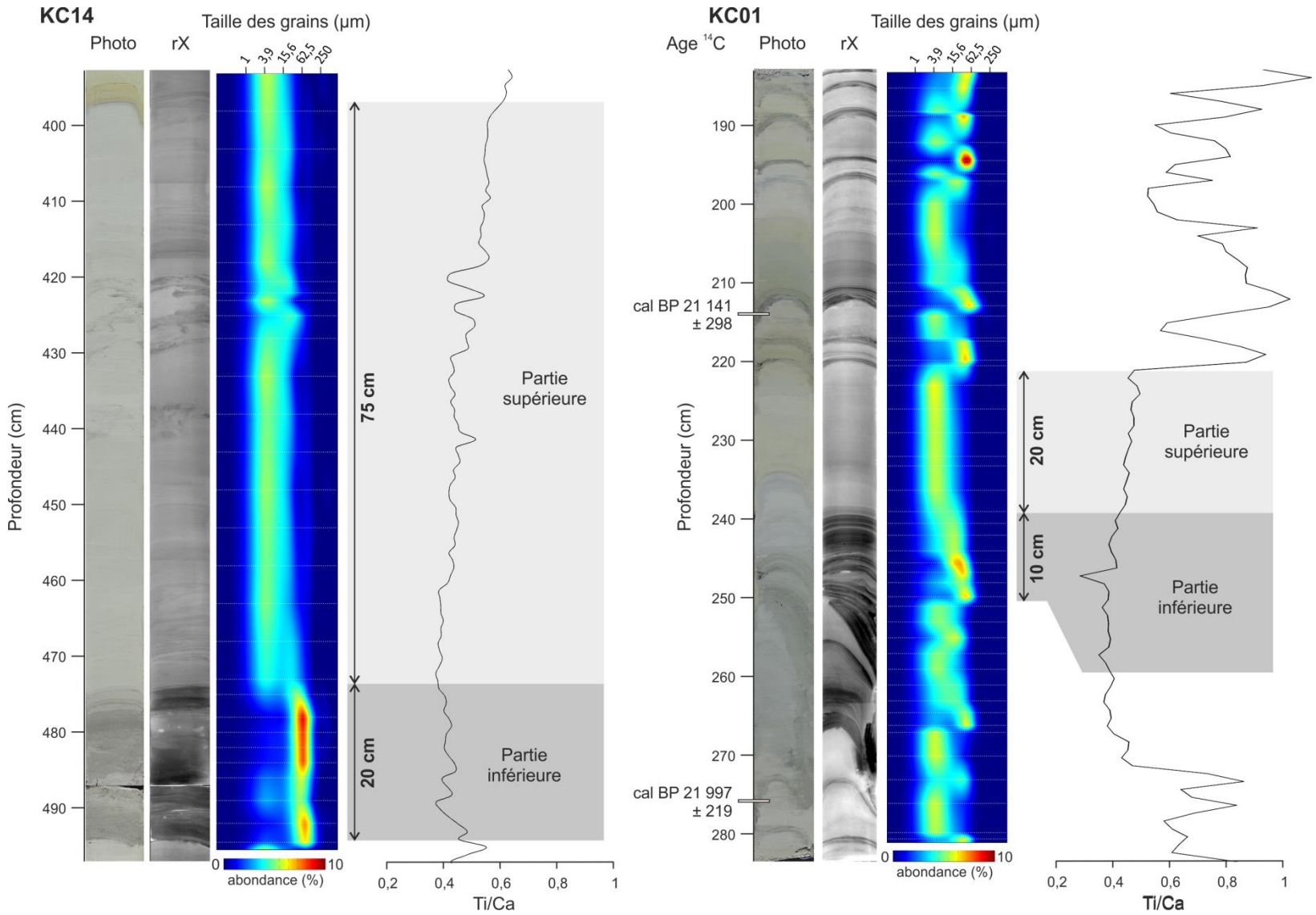


Figure V.9 - Caractéristiques sédimentologiques des dépôts de mégaturbidite des carottes KC14 et KC01.

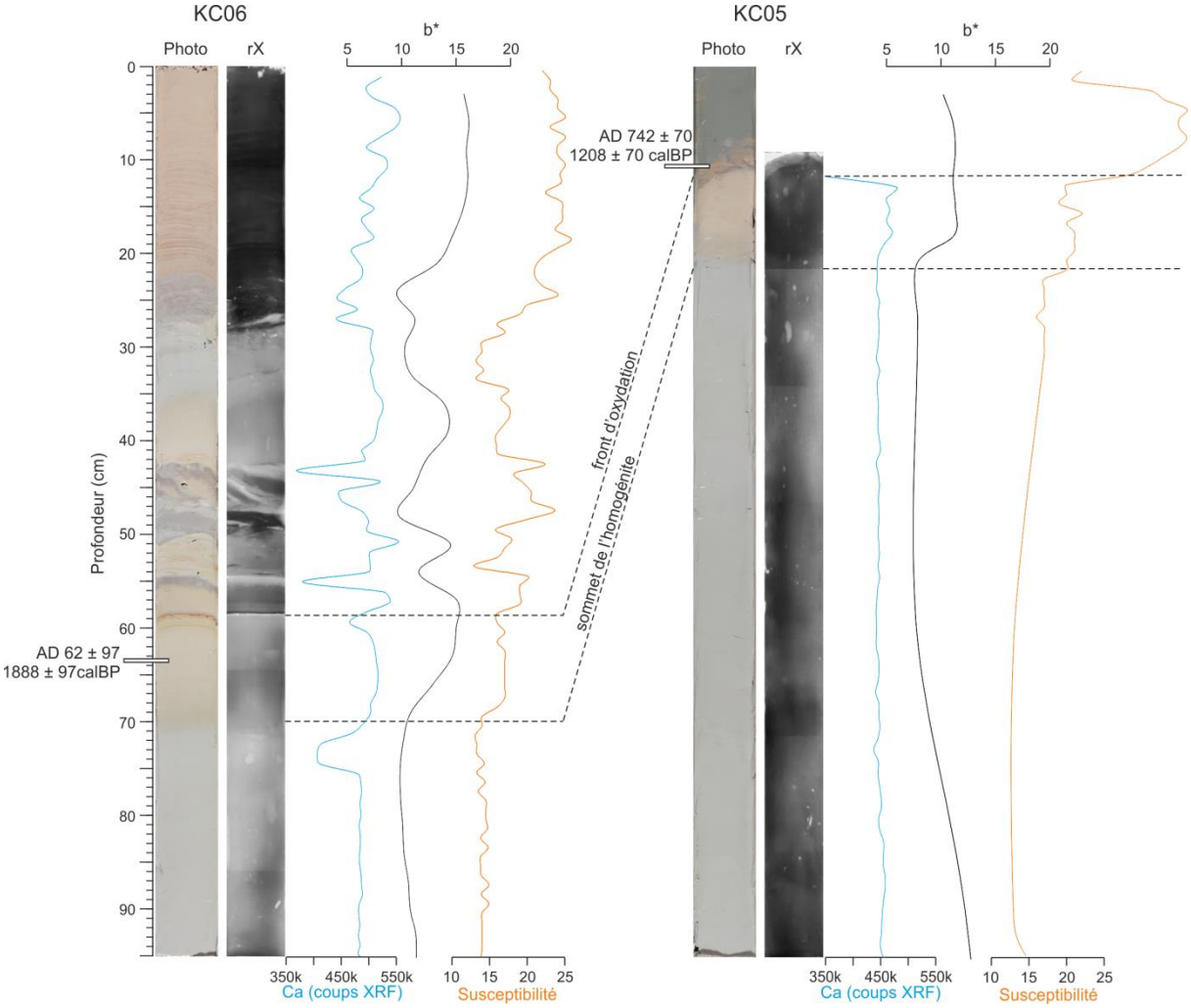


Figure V.10 - Zoom sur la limite supérieure de l'homogénite Augias

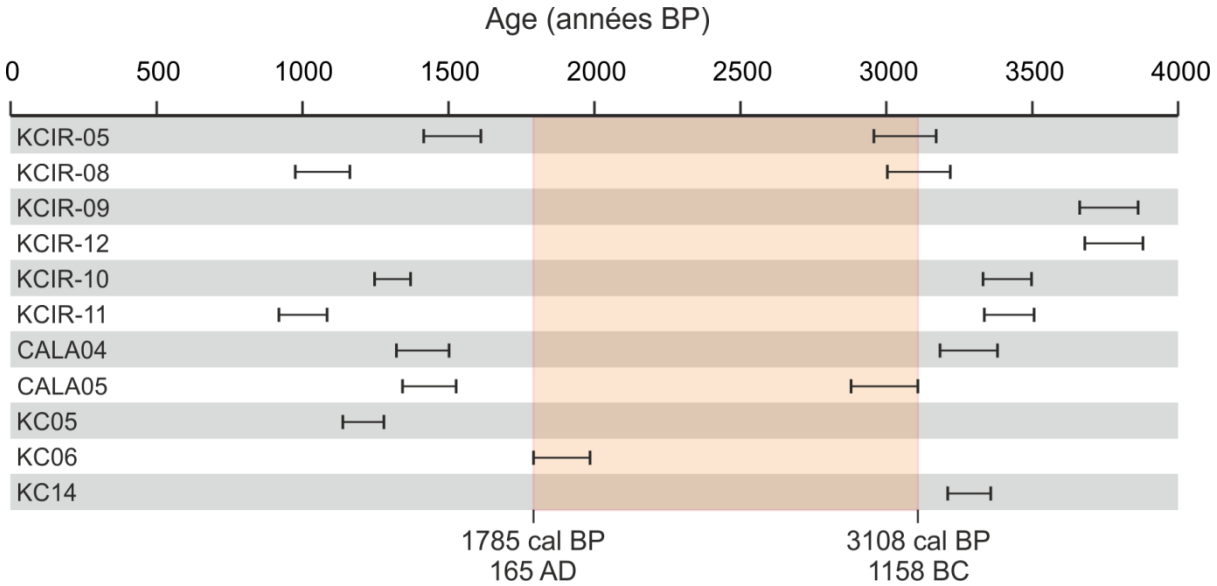


Figure V.11 - Compilation des datations du dépôt d'Augias en mer Ionienne (KC14: Köng et al., 2016 ; CALA: Polonia et al., 2013a ; KCIR: San Pedro et al., 2016).

L'homogénite enregistrée par la carotte KC09 a pu être datée dans la partie inférieure grâce à la présence de fragments ligneux. La plate-forme continentale étant très limitée autour des iles Ioniennes et au vu du bon état de conservation des fragments ligneux, on peut supposer qu'ils n'ont pas dû rester stockés longtemps et peuvent donc être considérés comme contemporain du dépôt. L'âge obtenu, 6102 ± 108 ans cal BP, pour la mise en place de ce dépôt est donc nettement plus ancien que celui du dépôt d'Augias. De plus, l'âge obtenu au sommet du dépôt, 2591 ± 211 ans cal BP, ainsi que les caractéristiques sédimentologiques du dépôt ne permettent pas de le corréler avec ceux des carottes KC05 et KC06. L'homogénite observée en sismique dans la zone NE du bassin ionien ne correspond donc pas à l'homogénite d'Augias.

Les mégaturbidites des carottes KC01, KC14 et KC12 présentent une signature géochimique avec un rapport Ti/Ca faible similaire pour les trois dépôts. De plus, leur datation, entre 21 997 et 21 141 ans BP pour les mégaturbidites de KC01 et KC14 et entre 19 500 et 21 500 ans BP pour celle de KC12 témoignent d'une mise en place contemporaine du dernier bas niveau marin.

3.3. Processus de dépôt

La grande épaisseur de sédiment caractérisant les homogénites suggère une origine liée à un glissement de terrain conséquent, pouvant être lié à un séisme, un tsunami ou une éruption volcanique. Les sédiments remobilisés en amont sont transportés vers le bassin profond en remobilisant sur leur passage les sédiments marins déposés sur les rides d'accrétions. L'absence de particules grossières dans le dépôt (granularité systématiquement inférieure à 63 µm) suggère un tri effectué au cours de l'écoulement. De ce fait, les dépôts observés s'apparentent à des dépôts de turbidite. Cependant, le terme homogénite peut être utilisé car les fines laminations observées dans la partie supérieure du dépôt suggèrent la présence d'une dynamique dans le processus de décantation pouvant être assimilée à un effet de seiche au sein de chaque bassin (Figure V.12). Ainsi, le processus de dépôt est le même que celui décrit par Mulder et al. (2009) pour le dépôt de l'homogénite du Crétacé retrouvée à l'ouest des Pyrénées (Pays Basque).

Pour les sédiments de l'homogénite enregistrée dans le bassin profond au pied de la plate-forme grecque (carotte KC09), la présence de fragments ligneux dans la partie inférieure du dépôt attestent d'une origine continentale : les îles Ioniennes notamment et le nord du Péloponnèse. Le déclencheur le plus probable est une vague de tsunami suivie de son

backwash qui aurait pu transporter les fragments ligneux du continent jusque dans le bassin profond (Figure V.13).

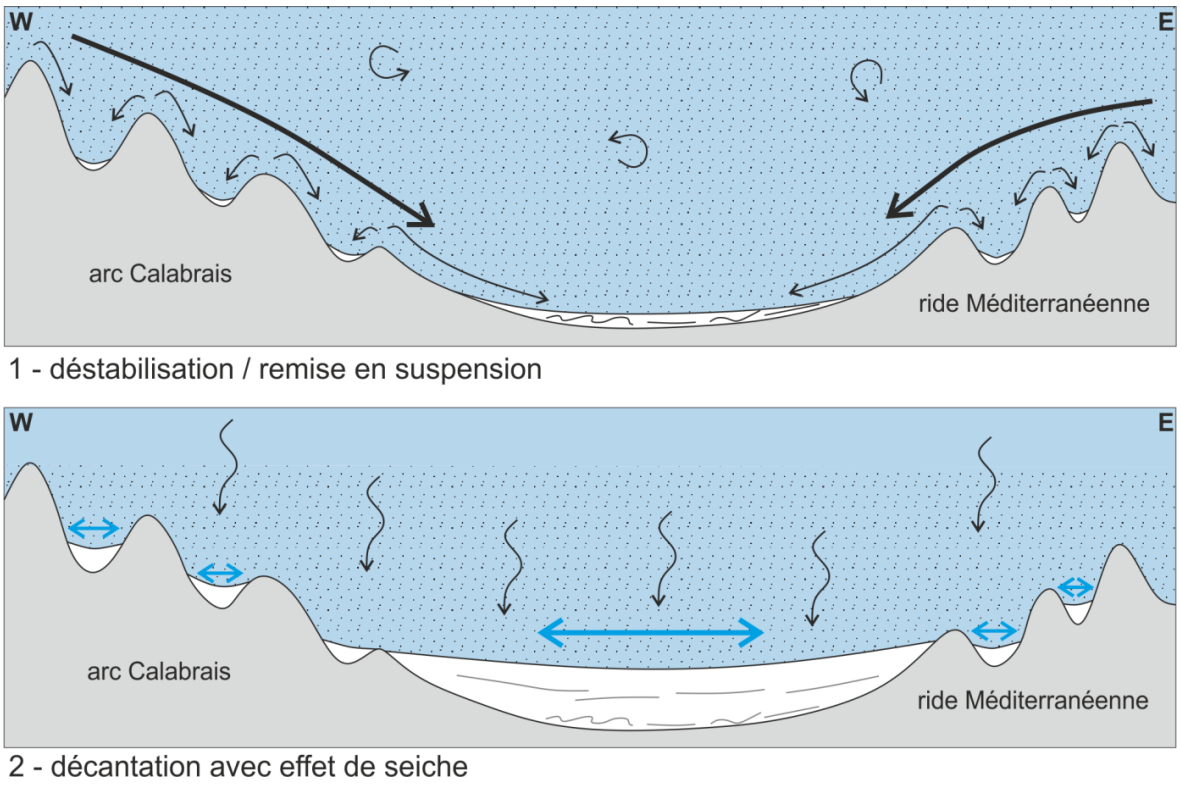


Figure V.12 - Modèle de dépôt de l'homogénite de la plaine abyssale ionienne.

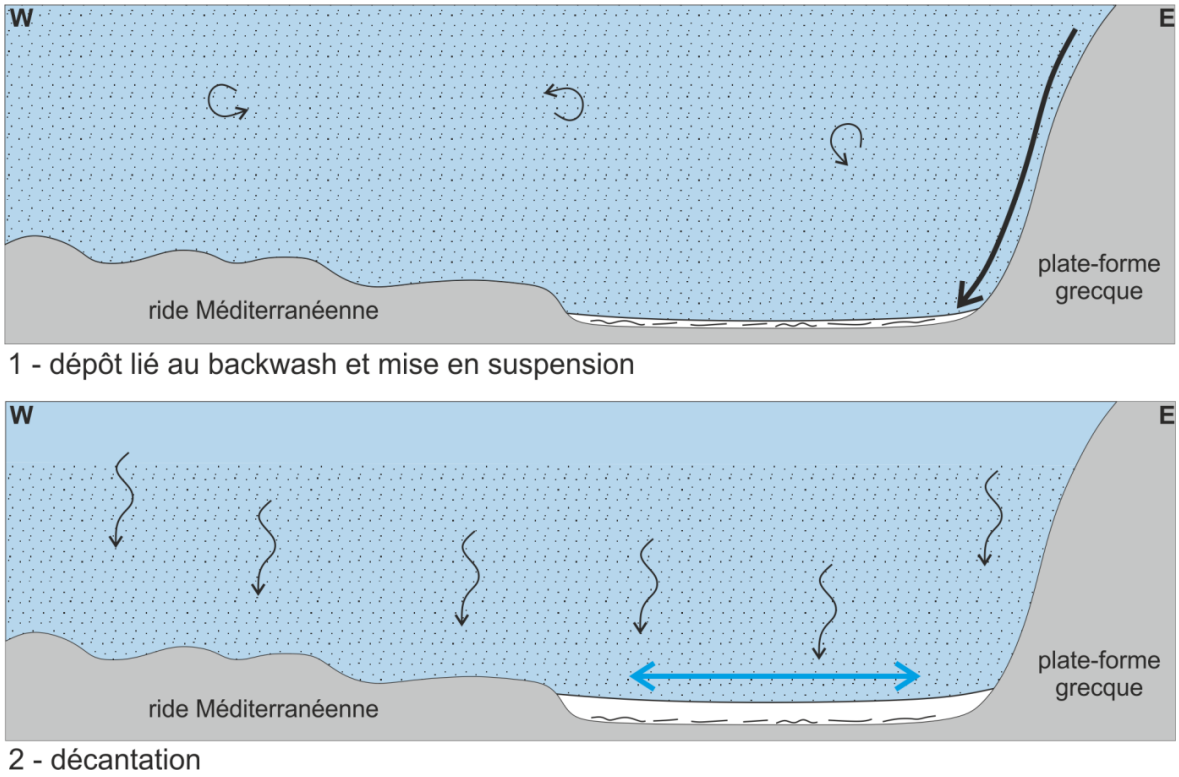


Figure V.13 - Modèle de dépôt de l'homogénite du bassin profond situé au pied de la plate-forme grecque.

Pour la mégaturbidite datée à 21 000 ans et retrouvée sur l'arc Calabrais et en bordure du bassin profond, le mécanisme de dépôt est un mécanisme classique de dépôt de turbidites. Seul le dépôt de la carotte KC14 prélevée dans un bassin intra-pente pourrait présenter les caractéristiques d'une homogénite. La partie supérieure est plus épaisse et présente des convolutes et les laminations (Figure V.9) qui pourraient être le témoin d'une oscillation de la colonne d'eau dans le bassin intra-pente.

3.4. Origine des homogénites

L'origine des sédiments pour l'homogénite d'Augias (carottes KC05 et KC06) est difficile à déterminer en raison de l'absence de particules observables en microscope. Cependant, d'après les résultats obtenus dans les points 1 (*Enregistrement des évènements co-sismiques et volcaniques sur l'arc Calabrais occidental au cours des derniers 60 000 ans*) et 2 (*Activité co-sismique de l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne occidentale au cours des derniers 330 000 ans*) de ce chapitre, la morphologie du fond de la mer Ionienne suggère que les écoulements pouvant atteindre la plaine abyssale ionienne s'écoulent préférentiellement par l'axe de drainage ouest.

Les dates obtenues pour l'homogénite Augias, entre 1158 BC et 165 AD, pourraient correspondre à des dépôts de tsunami enregistrés en Sicile et en Grèce. Trois dépôts ont été datés (Figure V.14 et Figure V.15): 1130-810 BC dans la baie d'Augusta en Sicile par Smedile et al. (2011), 975-800 BC dans la même baie par De Martini et al. (2009) et dans l'île de Leucade (îles Ioniennes) autour de 1000 ans BC par Vött et al. (2009, 2006).

Pour l'homogénite retrouvée au nord du bassin, sa datation par les fragments ligneux à 6102 ± 108 ans cal BP, soit 4153 ± 108 cal BC, permet de le relier au tsunami le plus fort enregistré sur les côtes ouest de la Grèce (Leucade, Acarnanie, vallée de la rivière Alpheios, Elis et Pylos ; Figure V.14 et Figure V.15) et qui aurait en partie détruit le site d'Olympie. Il est daté à 4300 ± 200 cal BC (Vött et al., 2015 ; 2011a ; 2011b ; 2009 ; Willershäuser et al., 2015). Le nom de l'homogénite Augias vient du nom d'un Argonaute qui aurait été souverain de l'Elide (province du nord du Péloponnèse). Nous proposons donc de nommer l'homogénite retrouvée au nord du bassin d'« homogénite de Taphos ». Ce nom correspond aux îles de Taphos dans la Grèce Antique, appelées aujourd'hui îles Ioniennes.

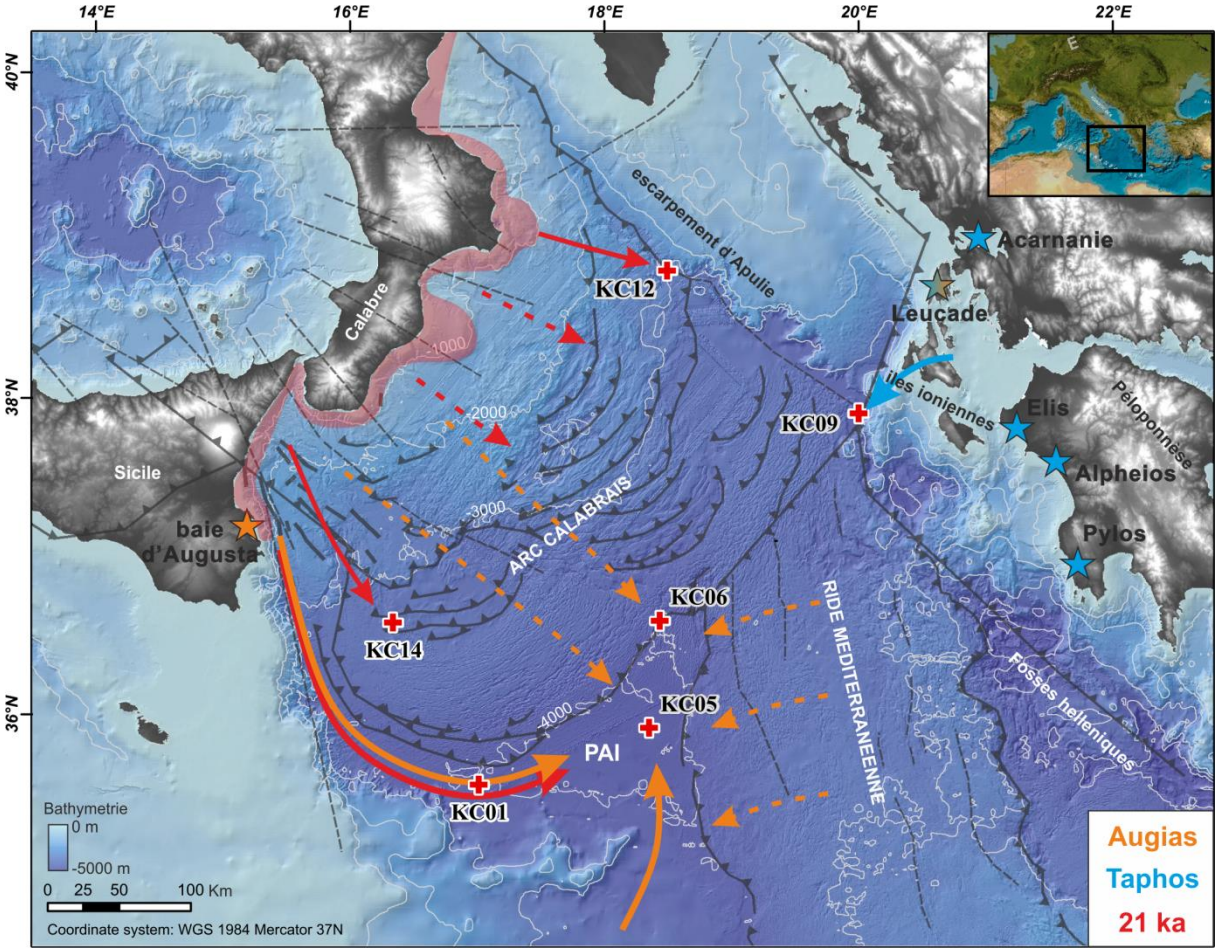


Figure V.14 - Origine et transfert des sédiments des dépôts d'homogénites. Augias en orange, Taphos en bleu, et l'évènement de 21 000 ans en rouge.

La mégaturbidite datée à 21 000 ans pourrait être liée à un grand séisme ou à un tsunami mais l'absence de données pour ces périodes de temps ne permet pas de donner une réponse définitive (Figure V.14 et Figure V.15). Comme évoqué dans l'article Köng et al. (2016; Chapitre V - 1), le dépôt est contemporain de la mise en place de la caldeira Cape-Riva du Santorin qui a certainement engendré en important tsunami en Méditerranée orientale (Dominey-Howes and Minos-Minopoulos, 2004). Cependant, la mise en place du dépôt en bas niveau marin peut également s'expliquer par des déstabilisations d'hydrates de méthane au niveau des plate-formes continentales. Cette théorie a déjà été proposée par Reeder et al. (2000) et Rothwell et al. (2000) pour des dépôts de mégaturbidites retrouvés dans le bassin Levantin et en Méditerranée occidentale et daté de la même époque.

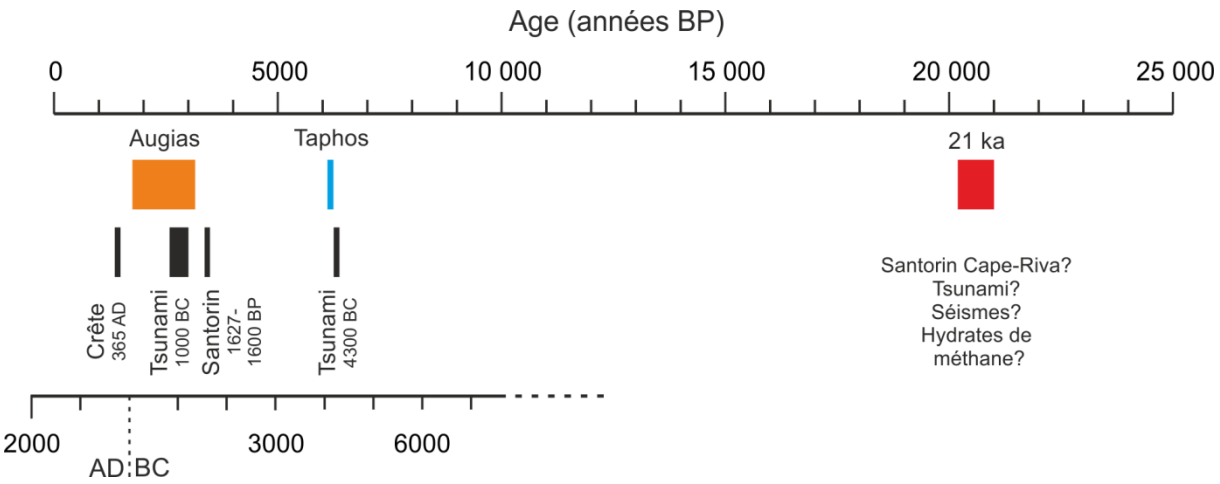


Figure V.15 - Age et sources potentielles des évènements extrêmes enregistrés en mer Ionienne.

3.5. Conclusion

Il semble donc que le dépôt appelé Augias ne soit pas enregistré dans la partie nord du bassin ionien, ce qui suggère une origine des sédiments située plutôt vers le sud du bassin, le long de la Sicile et du plateau de Malte par exemple. La datation des dépôts est très complexe car leurs bases sont souvent absentes dans les carottes de la plaine abyssale ionienne. Et, au vu des différences de datation pouvant être observées entre une date proche du sommet du dépôt et une date situé dans le dépôt (fragments ligneux à la base de KC09) il semble difficile de dater une homogénite avec des âges situés principalement au sommet du dépôt. Les deux dépôts d'homogénite retrouvés dans les zones les plus profondes de la mer Ionienne semblent liés à des grands séismes et/ou à des tsunamis. Il y a 21 000 ans, un évènement semble avoir affecté tout le bassin puisqu'on retrouve des mégaturbidite à l'Ouest et à l'Est sur le prisme Calabrais mais aussi en dehors du prisme au bord de la plaine abyssale. Cet évènement pourrait être en lien avec un grand séisme et/ou un tsunami mais aussi en lien avec des déstabilisations d'hydrates de méthane au niveau de la plateforme continentale puisqu'il se met en place en bas niveau marin.

La sédimentation de la mer Ionienne semble donc ponctuée d'évènements extrêmes affectant une grande partie du bassin. Ces évènements s'enregistrent systématiquement dans le bassin profond mais aussi dans les bassins intra-pente sur les prismes d'accrétion. Ceci témoigne d'une dispersion sur tout le pourtour du bassin des sources sédimentaires.

Références

Beck, C., de Lépinay, B.M., Schneider, J.-L., Cremer, M., Çağatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Ménot, G., Schmidt, S., Weber, O., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. Sediment. Geol. 199, 65–89.

Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V., Lallemant, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. Sedimentology 58, 376–406.

Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M., Garlan, T., Lanfumey, V., Schneider, J.-L., Rouillard, P., Giraudeau, J., 2010. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. Mar. Geol. 274, 187–208.

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M., Deconinck, J., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). Terra Nova 11, 86–92.

Cita, M.B., Aloisi, G., 1999. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. Sediment. Geol. 104, 155–173. doi:10.1016/0037-0738(95)00126-3

Cita, M.B., Rimoldi, B., 1997. Geological and geophysical evidence for a holocene tsunami deposit in the astern Mediterranean deep-sea record. J. Geodyn. 24, 293–304.

De Martini, P.M., Barbano, M.S., Smedile, A., Gerardi, F., Pantosti, D., Del Carlo, P., Pirrotta, C., 2009. A unique 4000 year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). Mar. Geol. 276, 42–57. doi:10.1016/j.margeo.2010.07.005

Dominey-Howes, D., Minos-Minopoulos, D., 2004. Perceptions of hazard and risk on Santorini. J. Volcanol. Geotherm. Res. 137, 285–310. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.06.002

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E., 2003. Holocene earthquake records from the cascadia subduction zone and northern san andreas fault based on precise dating of offshore turbidites. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 31, 555–577. doi:10.1146/annurev.earth.31.100901.141246

Hieke, W., 2000. Transparent layers in seismic reflection records from the central Ionian Sea (Mediterranean)—evidence for repeated catastrophic turbidite sedimentation during the Quaternary. Sediment. Geol. 135, 89–98.

Hieke, W., Werner, F., 2000. The Augias megaturbidite in the central Ionian Sea (central Mediterranean) and its relation to the Holocene Santorini event. Sediment. Geol. 135, 205–218.

Kastens, K.A., 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. Mar. Geol. 55, 13–33. doi:10.1016/0025-3227(84)90130-0

Kastens, K.A., Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. Geol. Soc. Am. Bull. 92, 845–857.

Köng, E., Zaragosi, S., Schneider, J.-L., Garlan, T., Bachèlery, P., San Pedro, L., Seibert, C., Racine, C., 2016. Untangling the complex origin of turbidite activity on the Calabrian Arc (Ionian Sea) over the last 60 ka. Mar. Geol. 373, 11–25. doi:10.1016/j.margeo.2015.12.010

Mulder, T., Zaragosi, S., Razin, P., Grelaud, C., Lanfumey, V., Bavoil, F., 2009. A new conceptual model for the deposition process of homogenite: Application to a cretaceous megaturbidite of the western Pyrenees (Basque region, SW France). Sediment. Geol. 222, 263–273.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Nelson, C.H., Romano, S., Vaiani, S.C., Colizza, E., Gasparotto, G., Gasperini, L., 2016. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.010

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G., Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea). Geochem. Geophys. Geosystems.

Polonia, A., Romano, S., Çağatay, M.N., Capotondi, L., Gasparotto, G., Gasperini, L., Panieri, G., Torelli, L., 2015. Are repetitive slumpings during sapropel S1 related to paleo-earthquakes? Mar. Geol. 361, 41–52. doi:10.1016/j.margeo.2015.01.001

Polonia, A., Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

Pouderoux, H., Proust, J.-N., Lamarche, G., 2014. Submarine paleoseismology of the northern Hikurangi subduction margin of New Zealand as deduced from Turbidite record since 16 ka. Quat. Sci. Rev. 84, 116–131.

Reeder, M.S., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., 2000. Influence of sea level and basin physiography on emplacement of the late Pleistocene Herodotus Basin Megaturbidite, SE Mediterranean Sea. Mar.

Pet. Geol. 17, 199–218. doi:10.1016/s0264-8172(99)00048-3

Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D.A.V., Thomson, J., Kähler, G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. Sediment. Geol. 135, 75–88. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00064-6

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005

Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., Haddad, G., 2001. Mediterranean Sea surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. Science 294, 1917–1920.

Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K., Sumin, W., 1987. Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. Eclogae Geol. Helvetiae 80, 241–260.

Smedile, A., De Martini, P.M., Pantosti, D., Bellucci, L., Del Carlo, P., Gasperini, L., Pirrotta, C., Polonia, A., Boschi, E., 2011. Possible tsunami signatures from an integrated study in the Augusta Bay offshore (Eastern Sicily—Italy). Mar. Geol. 281, 1–13. doi:10.1016/j.margeo.2011.01.002

Sturm, M., Siegenthaler, C., Pickrill, R., 1995. Turbidites and “homogenites”–a conceptual model of flood and slide deposits. Presented at the Publication of IAS-16th regional meeting sedimentology, Paris, p. 140.

Tripsanas, E.K., Bryant, W.R., Phaneuf, B.A., 2004. Depositional processes of uniform mud deposits (unifites), Hedberg Basin, northwest Gulf of Mexico: New perspectives. Aapg Bull. 88, 825–840.

Vött, A., Bareth, G., Brückner, H., Lang, F., Sakellariou, D., Hadler, H., Ntageretzis, K., Willershäuser, T., 2011. Olympia’s harbour site Pheia (Elis, western Peloponnese, Greece) destroyed by tsunami impact. Erde 142, 259–288.

Vött, A., Brückner, H., Brockmüller, S., Handl, M., May, S., Gaki-Papanastassiou, K., Herd, R., Lang, F., Maroukian, H., Nelle, O., 2009. Traces of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. Glob. Planet. Change 66, 112–128.

Vött, A., Fischer, P., Röbke, B.R., Werner, V., Emde, K., Finkler, C., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzis, K., Willershäuser, T., 2015. Holocene fan alluviation and terrace formation by repeated tsunami passage at Epitalio near Olympia (Alpheios River valley, Greece). Z. Für Geomorphol. Suppl. Issues 59, 81–123.

Vött, A., Lang, F., Brückner, H., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Giannikos, A., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzis, K., 2011. Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). Quat. Int. 242, 213–239.

Vött, A., May, M., Bruckner, H., Brockmuller, S., 2006. Sedimentary Evidence of Late Holocene Tsunami Events near Lefkada Island (NW Greece)(with 11 figures and 2 tables). Z. Geomorphol. Suppl. 146, 139.

Willershäuser, T., Vött, A., Hadler, H., Ntageretzis, K., Emde, K., Brückner, H., 2015. Holocene palaeotsunami imprints in the stratigraphical record and the coastal geomorphology of the Gialova Lagoon near Pylos (southwestern Peloponnese, Greece). Z. Für Geomorphol. Suppl. Issues 59, 215–252.

4. Conclusion

La mer Ionienne semble être un bassin privilégié pour l'étude des évènements extrêmes de la Méditerranée en raison de son confinement. Il est possible de dissocier les différents types d'évènements : séismes, avalanches liées au volcanisme, et tsunamis.

La partie Ouest de l'arc Calabrais est la zone la plus active de la mer Ionienne. Pour les périodes récentes, on y enregistre un évènement tous les 600 ans en moyenne. La partie est de l'arc Calabrais et la partie ouest de la ride Méditerranéenne enregistrent moins d'évènements en raison de leur morphologie qui les isole du continent. Elles enregistrent en moyenne, pour les périodes les plus actives, un évènement tous les 1000 à 1400 ans. Cependant, la morphologie très étalée de l'arc Calabrais et la présence des axes de drainage Ouest (le long de l'escarpement de Malte) et Est (le long de l'escarpement d'Apulie) capture une grande partie de la sédimentation et affame donc le prisme, notamment dans sa partie centrale. En bordure du prisme calabrais, on enregistre donc une sédimentation turbiditique plus récurrente avec des temps de retour de l'ordre de 250 ans.

La plaine abyssale ionienne enregistre les évènements les plus forts. En témoigne la présence de dépôts de mégaturbidites / homogénites plurimétriques. Le dépôt le plus récent correspond comme décrit dans la littérature à l'homogénite d'Augias. Dans les années 80-90, ce dépôt a été lié à l'éruption Minoenne du Santorin (Cita et al., 1996 ; Cita et Aloisi, 1999 ; Cita et Rimoldi, 1997 ; Hieke, 2000 ; Hieke and Werner, 2000 ; Kastens et Cita, 1981). Cependant, dans les années 2000, des études ont remis en question sa datation et ont relié ce dépôt au séisme de Crête de 365 AD (Polonia et al., 2016, 2013a; San Pedro et al., 2016). Nos résultats ne confortent aucune de ces hypothèses. Les datations obtenues tendent à relier cet évènement avec des enregistrements de tsunami en Sicile et en Grèce entre le XIIe et le IXe siècle BC. La partie nord de la mer Ionienne n'enregistre pas l'homogénite d'Augias. Néanmoins, nous avons découvert une nouvelle homogénite que nous avons appelé homogénite de Taphos. Elle semble liée à un backwash de tsunamis qui a déferlé sur les côtes Ouest de la Grèce à la fin du Xe millénaire BC. Un dépôt de mégaturbidite daté à 21 000 ans a été décrit sur les lobes Ouest et Est de l'arc Calabrais et en bordure de la plaine abyssale ionienne. Ce dépôt pourrait être co-sismique ou co-tsunami mais aussi lié à de la déstabilisation d'hydrates de méthanes au niveau des plateformes continentales en période de bas niveau marin.

CHAPITRE VI – INFLUENCE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION

Le chapitre VI a pour objectif la réalisation d'une synthèse de l'influence de la variabilité climatique sur la sédimentation en Méditerranée centrale. Il est organisé en deux parties. La première a pour objectif de définir l'évolution de l'oxygénation des eaux profondes de la Méditerranée centrale et les facteurs contrôlant ses variations. L'étude a été réalisée à partir de données sédimentaires de quatre carottes enregistrant une sédimentation principalement pélagique et hemipélagique. La deuxième partie a pour objectif de définir le fonctionnement sédimentaire de la plate-forme de Malte et son implication dans les échanges entre les bassins oriental et occidental.

1. Les sapropèles et les cycles d'oxydo-réduction

1.1. La sédimentation hémipélagique

Sur les 15 carottes sédimentaires prélevées au cours de la campagne océanographique MOCOSED2012, 4 présentent une sédimentation principalement hémipélagique. Cette sédimentation résulte essentiellement de l'accumulation sur le fond marin d'organismes pélagiques allochtones et benthiques et de fines particules détritiques en provenance des marges. Ces deux types d'apports sont fortement liés aux conditions environnementales et par conséquent influencés par les cycles climatiques. En Méditerranée, les deux principaux facteurs influençant la sédimentation hémipélagique sont l'eustatisme et l'insolation (Hoogakker et al., 2004; Rose et al., 1999; Rossignol-Strick, 1985). L'eustatisme module les apports terrigènes en augmentant la surface continentale soumise à l'érosion et modifie la circulation des masses d'eau en limitant les échanges entre les différents bassins au niveau des détroits. L'insolation module l'impact de la mousson africaine et par conséquent les précipitations sur le bassin méditerranéen (Rossignol-Strick, 1985).

1.1.1. Environnements de dépôt et stratigraphie

Les carottes utilisées sont KC10, KC07, KC04 et KC02. Elles sont réparties selon un transect N-S allant de l'escarpement d'Apulie à la limite entre la mer Ionienne et la mer Adriatique jusqu'à la ride Méditerranéenne à la limite sud de la mer Ionienne au SW de la mer Egée (Figure VI.1).

La carotte KC10 a été prélevée à 2474 m de profondeur au sud de l'escarpement d'Apulie (Figure VI.2). Elle mesure 8,95 m de long et enregistre 300 ka de sédimentation. Les taux de sédimentation sont modérés et varient entre 2 et 6 cm/ka. Ces taux relativement faibles malgré la proximité de la plate-forme continentale grecque (environ 60 km) sont liés à son isolement sur un promontoire de l'escarpement d'Apulie, séparé de la Grèce par un thalweg reliant la

mer Adriatique au bassin Ionien. Ce promontoire mesure 7 km de large pour 15 km de long et 1000 m de hauteur par rapport au fond du bassin Ionien. Le signal CHIRP ne permet pas de donner d'informations sur la sédimentation, les fortes valeurs de pente générant un faciès hyperbolique. La carotte KC10 enregistre les sapropèles S1 et S3 à S9 ainsi que 9 téphras.

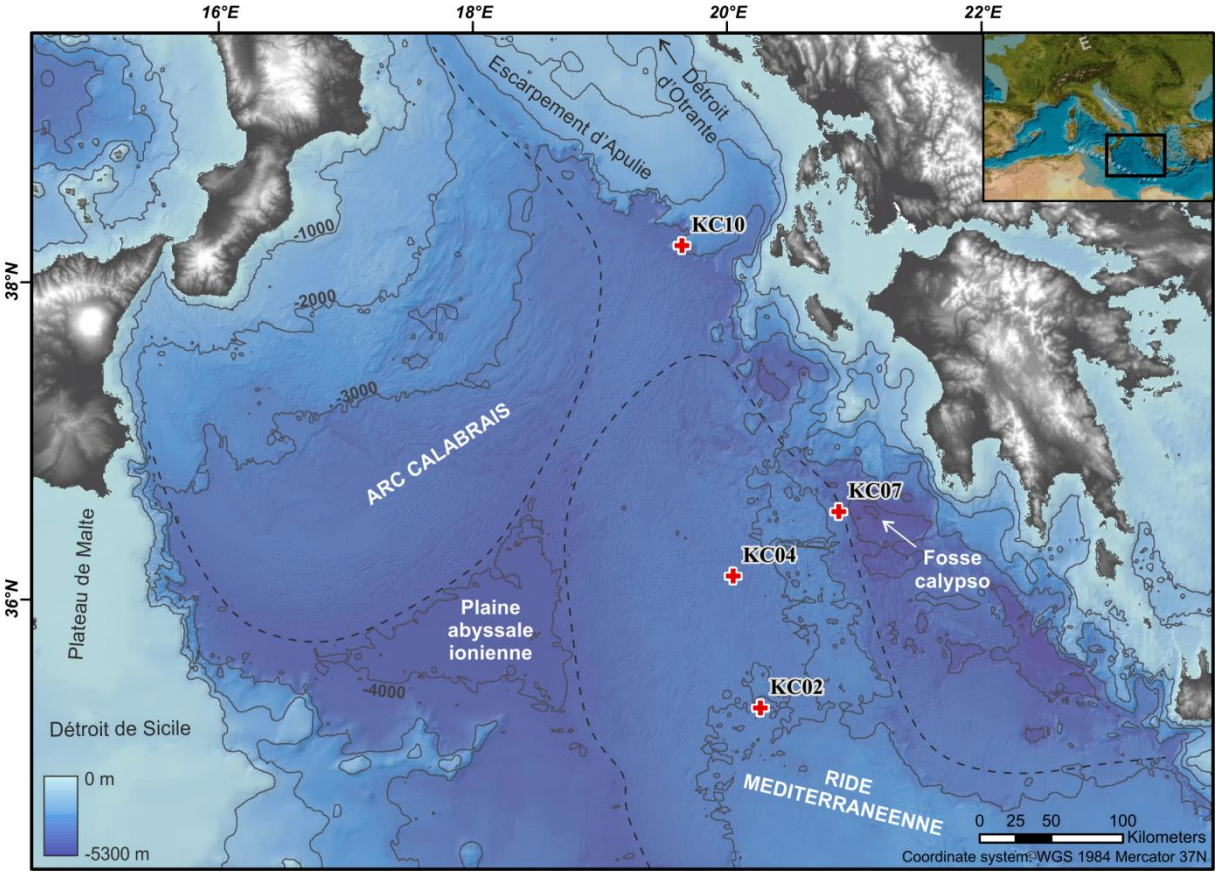


Figure VI.1 - Carte de localisation des carottes et physiographique de la mer Ionienne. La position des carottes est représentée avec des croix rouges. La bathymétrie est issue de la Campagne océanographique MOCOSED2012, des valorisations de transits du Beautemps-Beaupré 2010 et 2014 et de la base de données EMODnet (http://www.emodnet.eu/).

La carotte KC07 a été prélevée à 3410 m de profondeur sur la pente externe de la ride Méditerranéenne, à l'est de la mer Ionienne (Figure VI.2). Elle mesure 10,46 m de long et enregistre 400 ka de sédimentation. Le taux de sédimentation est faible et relativement constant, autour de 2,5 cm/ka. Ces faibles taux de sédimentation sont liés à l'isolement de la ride Méditerranéenne par rapport à la plate-forme continentale grecque par l'une des fosses helléniques, la fosse Calypso, dont la profondeur maximale atteint les 5267 m. C'est la fosse océanique la plus profonde de la mer Méditerranée. Le signal CHIRP ne permet pas de donner d'informations sur la sédimentation à cause de la microtopographie très chaotique de la ride Méditerranéenne qui génère un faciès hyperbolique. En effet, dans cette zone de la ride

Méditerranéenne les rides d'accrétions forment des reliefs d'amplitude métrique à pluri-décamétrique. La carotte KC07 enregistre les sapropèles S1 et S3 à S10 ainsi que 4 téphras.

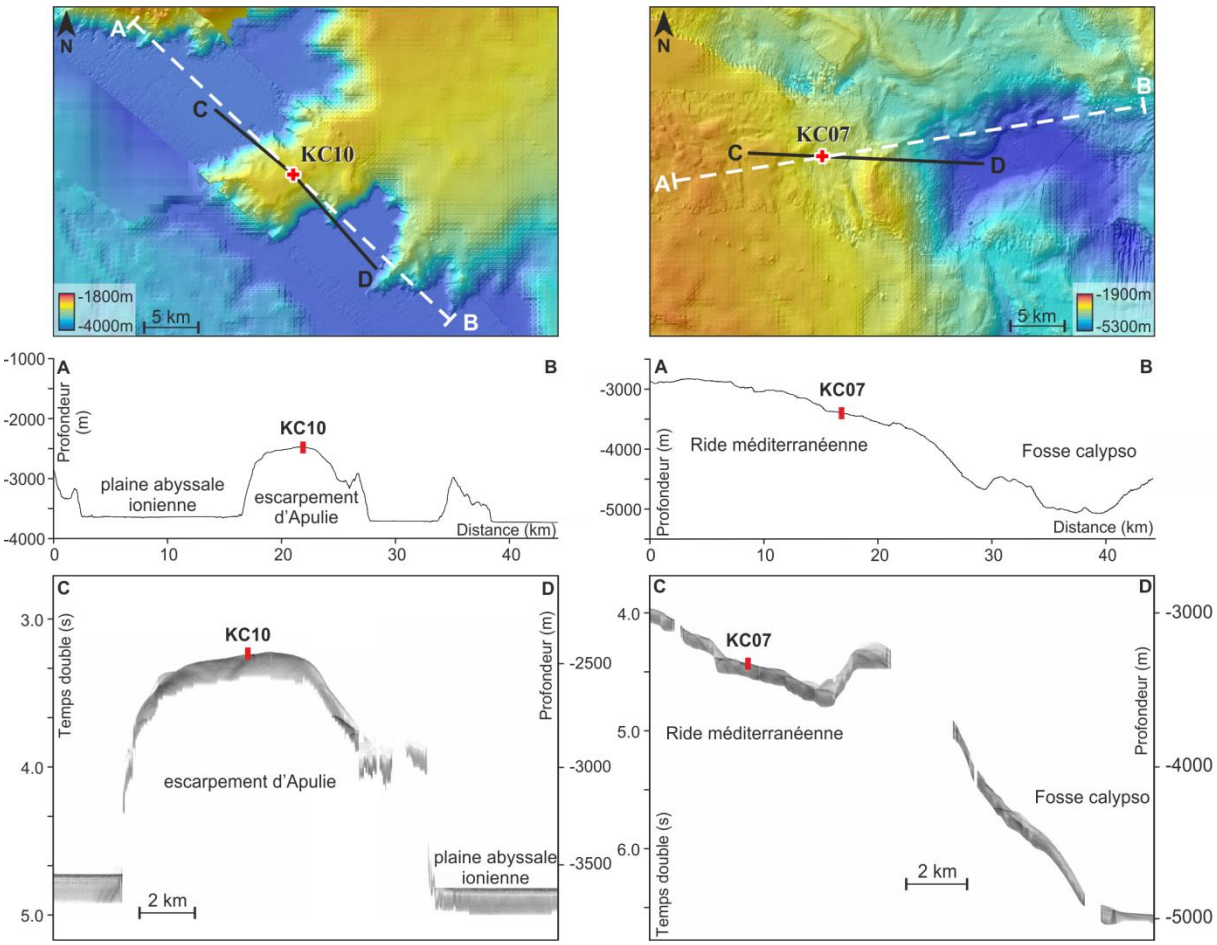


Figure VI.2 - Contexte morphologique des carottes KC10 et KC07.

La carotte KC04 a été prélevée à 3227 m de profondeur dans la zone centrale de la ride Méditerranéenne, au bord d'une ride d'accrétion (Figure VI.3). Elle mesure 9,38 m de long et enregistre 430 ka de sédimentation. Le taux de sédimentation est faible et relativement constant, autour de 2,2 cm/ka. Comme pour la carotte KC07, le faible taux de sédimentation est lié à l'isolement de la ride Méditerranéenne et le signal acoustique présente un faciès hyperbolique. La carotte KC04 enregistre les sapropèles S1 et S3 à S11 ainsi que 4 téphras.

La carotte KC02 a été prélevée à 3971 m de profondeur dans la zone centrale de la Ride Méditerranéenne, à la limite sud de la mer Ionienne, au bord d'une ride d'accrétion (Figure VI.3). Elle mesure 10,45 m de long et enregistre 445 ka de sédimentation. Le taux de sédimentation est faible et relativement constant, autour de 2,3 cm/ka. La carottes KC02 est très similaire à la carottes KC04 malgré la distance de 100 km qui les sépare. Le faible taux de sédimentation et le signal CHIRP hyperbolique ont les mêmes origines que pour la carotte KC04. Elle enregistre les sapropèles S1 et S3 à S11 ainsi que 4 téphras.

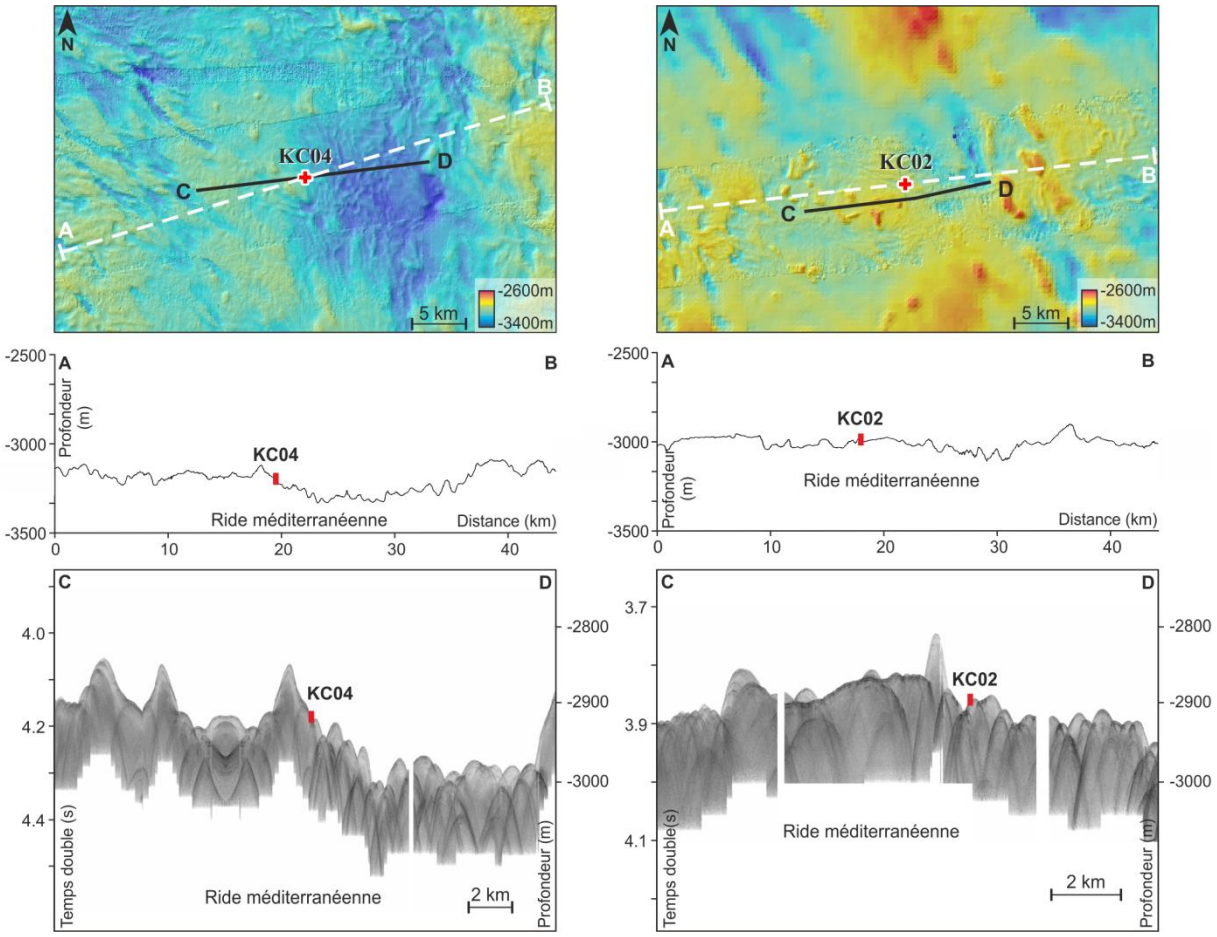


Figure VI.3 - Contexte morphologique des carottes KC04 et KC02.

1.1.2. Lithofaciès

L'étude sédimentologique des carottes KC10, KC07, KC04 et KC02 a permis de mettre en évidence 4 faciès sédimentaires distincts. Ils sont caractérisés par leur couleur, leur granularité et leurs compositions lithologiques et géochimiques.

Boues carbonatées (Figure VI.4)

Les boues carbonatées sont homogènes et peu bioturbées. Elles sont constituées à plus de 45 % de $CaCO_3$. La granularité présente un bon tri dans les argiles avec un mode principal à 3,4 µm (mesuré au Malvern, la taille des argiles est surestimée ; McCave et al., 2006; Weber et al., 1991). Elles représentent plus de 65 % de la distribution granulométrique. Un deuxième mode entre 20 et 30 µm dans les silts représente 10 % de la population et un troisième mode très peu marqué à 200 µm dans les sables représente moins de 5 % de la population. Ce troisième mode correspond à la présence de foraminifères planctoniques. Ce faciès est principalement présent dans la moitié inférieure des carottes KC07, KC04 et KC02 sous la forme de lits centimétriques à décimétriques.

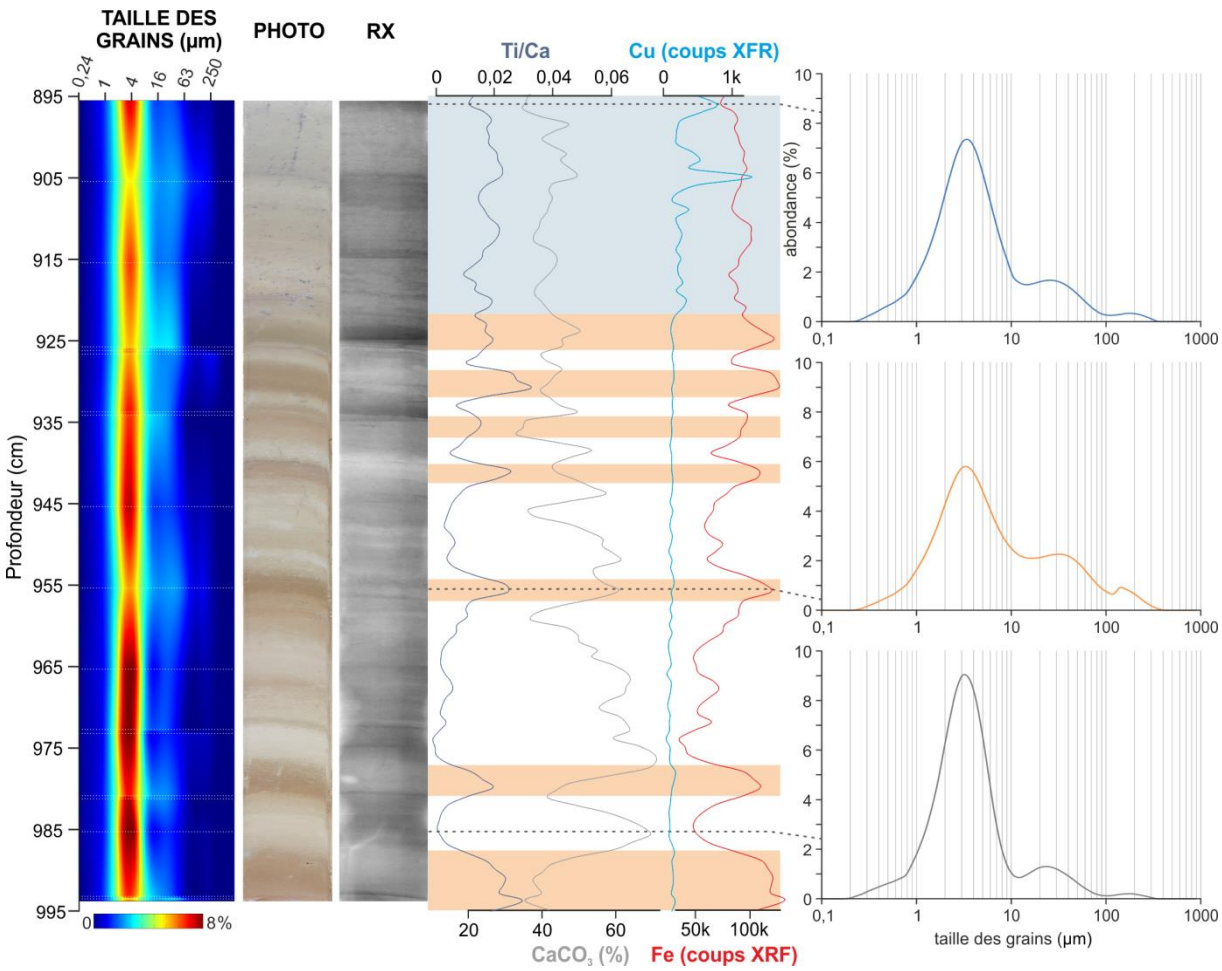


Figure VI.4 - Faciès sédimentaire des boues carbonatées (en blanc), argiles beige-orangées (en orange) et argiles bleu-gris (en bleu). Carotte KC07, section 10.

Sédiment beige-orangé (Figure VI.4)

Les argiles beige-orangées sont homogènes et peu bioturbées. Elles sont constituées de 25 à 45 % de $CaCO_3$, présentent une part de matériel détritique plus élevée (Ti/Ca > 0,02) que les boues carbonatées (Ti/Ca < 0,01) et une augmentation du fer qui, lorsqu'il est oxydé, lui confère en partie sa couleur orangée. La granularité présente un tri moyen avec la présence de 3 modes marqués. Le mode principal à 3,9 µm dans les argiles représente entre 50 et 60 % de la population. Le deuxième mode autour de 30 µm dans les silts représente entre 15 et 20 % de la distribution. Le troisième mode entre 150 et 300 µm dans les sables représente moins de 10 % de la population. Il correspond à la présence de foraminifères planctoniques. Ce faciès est présent dans la moitié inférieure des carottes KC07, KC04 et KC02 sous la forme de lits orangés centimétriques à pluridécimétriques intercalés avec les boues carbonatées, dans la partie médiane des carottes KC10, KC07, KC04 et KC02 sous la forme de séquences beiges

décimétriques à pluridécimétriques et dans leur partie sommitale sous la forme de séquences orangées pluridécimétriques.

Sédiment bleu-gris (Figure VI.4)

Les argiles bleu-gris sont homogènes et moyennement bioturbées. Elles sont constituées de 25 à 45 % de $CaCO_3$, présentent une part de matériel détritique intermédiaire entre les boues carbonatées et les argiles beige-orangées (0,01 < Ti/Ca < 0,02) et une augmentation du cuivre. La granularité présente un tri moyen avec la présence de 3 modes. Le mode principal à 3,9 µm dans les argiles représente entre 50 et 60 % de la population. Le deuxième mode autour de 30 µm dans les silts représente entre 15 et 20 % de la population. Le troisième mode entre 150 et 300 µm dans les sables représente moins de 10 % de la population. Il correspond à la présence de foraminifères planctoniques. Ce faciès est présent dans l'intégralité des carottes KC10, KC07, KC04 et KC02 sous la forme de dépôts pluridécimétriques avec une plus forte occurrence dans leur partie médiane.

Sapropèles (Figure VI.5)

Les sapropèles sont des dépôts riches en matière organique, typiques de la Méditerranée. Ils présentent une couleur sombre, marron à gris, souvent tachetés ou laminés. Aux rayons-X, ils apparaissent de couleur très claire en raison de leur faible densité. Les sapropèles sont constitués de lamines discontinues de matière organique, entre 2 et 8 %, intercalées avec des lamines argileuses, parfois bioturbées. Ils sont également riches en foraminifères planctoniques et ptéropodes. Les valeurs de soufre sont importantes (>10 000 coups XRF), et le $CaCO_3$ varie de 20 à 40 %. La granularité des sapropèles est variable. Cependant, le sédiment est toujours mal trié et présente 2 modes. Le mode principal s'étale des argiles jusqu'aux sables fins avec un pic autour de 5 µm. Le deuxième mode est sableux, autour de 250 µm, et correspond aux faunes pélagiques. Ce faciès est présent de façon cyclique dans toutes les carottes étudiées, sous la forme de niveaux pluricentimétriques à pluridécimétriques. Il est systématiquement précédé par le faciès à argiles bleu-gris.

Dans certains cas, les sapropèles peuvent être partiellement ou entièrement ré-oxydés. Pour les sapropèles partiellement ré-oxydés (Figure VI.6), un front d'oxydation de couleur orangée est présent au sommet du sapropèle avec parfois une décoloration qui prend alors une couleur gris clair. Ces fronts d'oxydations se matérialisent par une augmentation du manganèse (> 10 000 coups XRF), lié à la précipitation de celui-ci en présence d'oxygène. Les sapropèles entièrement ré-oxydés sont appelés sapropèles fantômes (Cita et al., 1977;

Figure VI.7). Ils ont existé mais ne présentent plus une couleur sombre car la matière organique qu'ils contenaient a entièrement été consommée par ré-oxydation après le dépôt. Les sapropèles fantômes sont de couleur orangée et très fortement laminés. Ils présentent une forte teneur en manganèse (> 20 000 coups XRF).

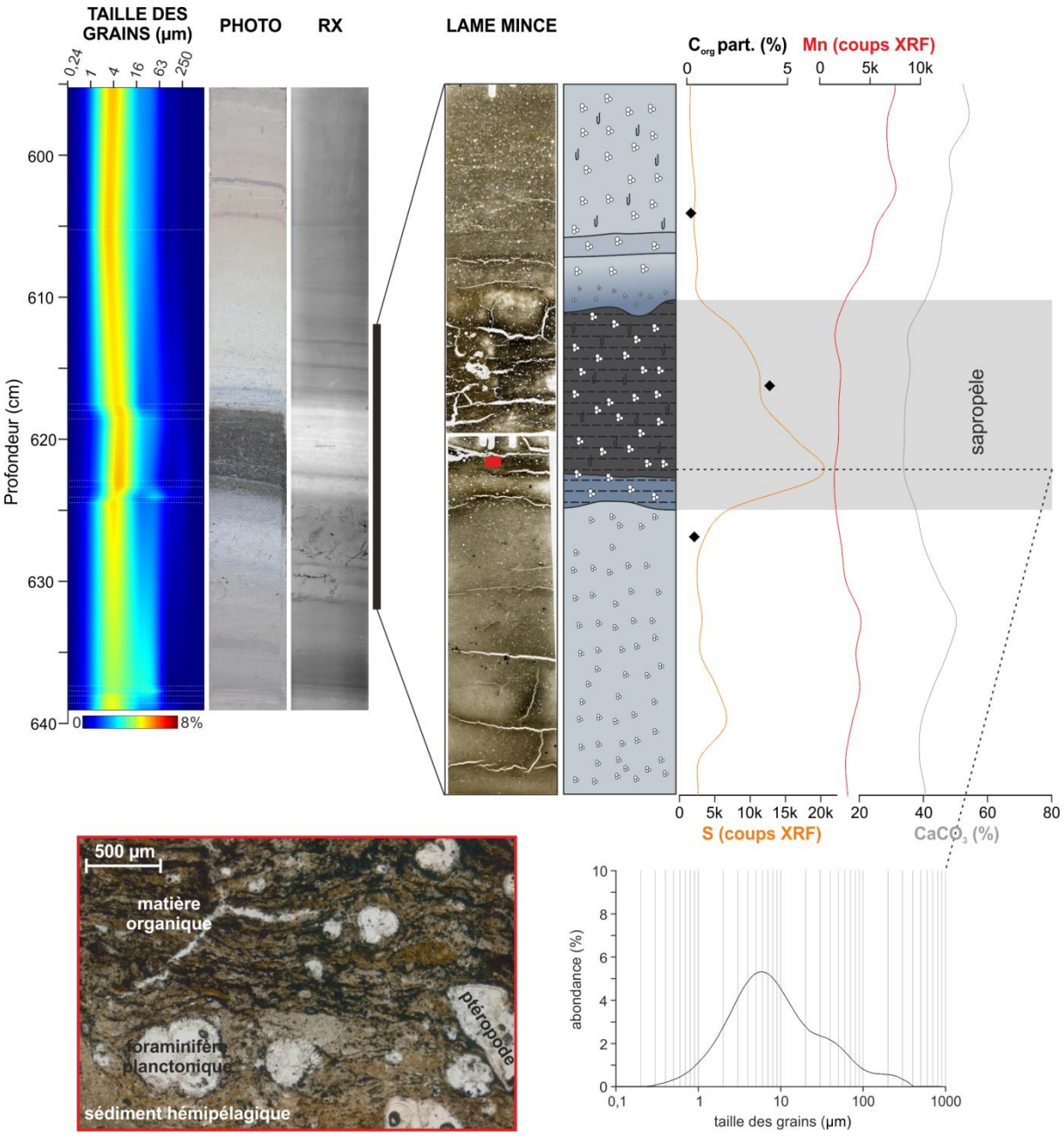


Figure VI.5 - Faciès sédimentaire des sapropèles. Carotte KC07, section 07, sapropèle 9

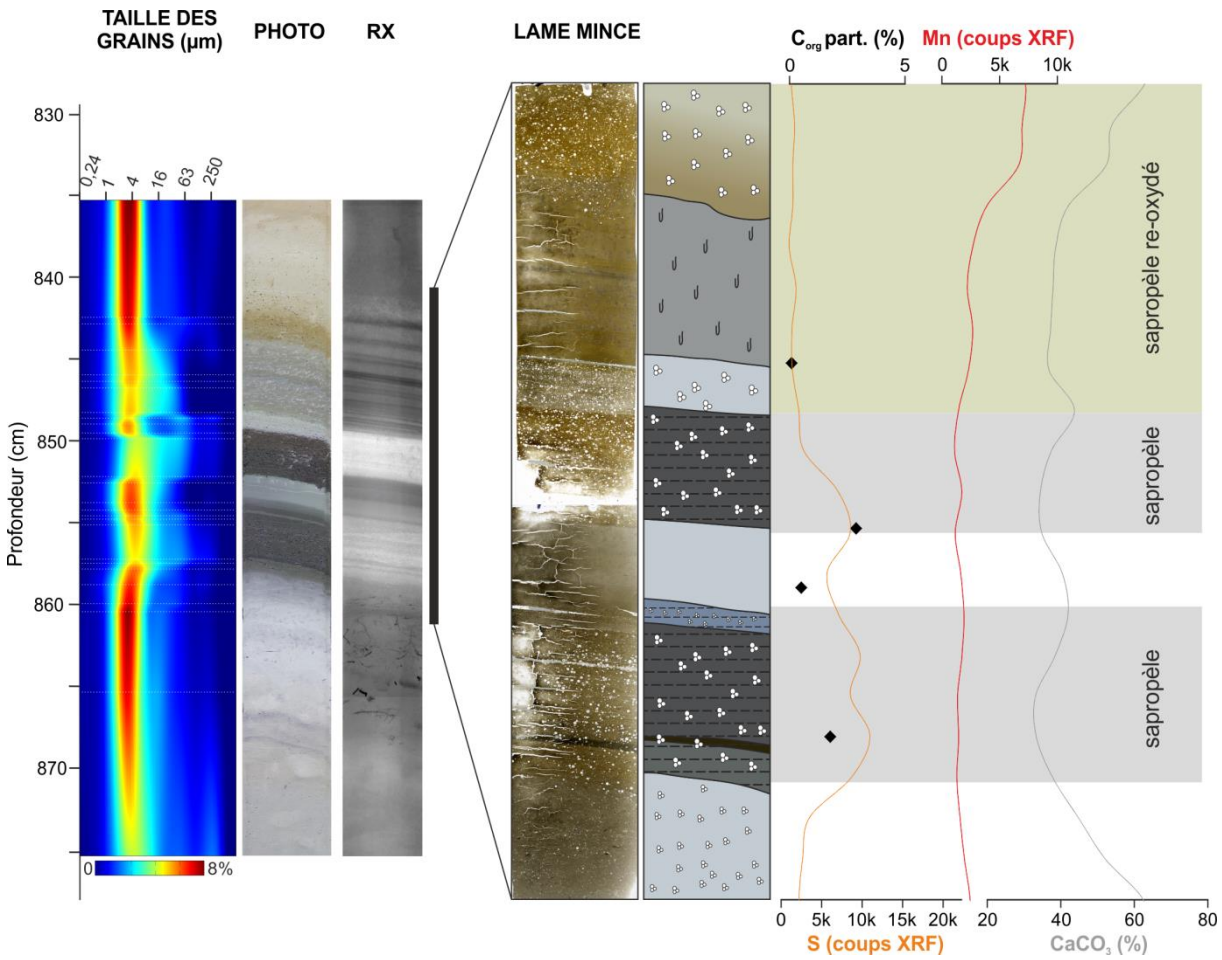


Figure VI.6 - Faciès sédimentaire des sapropèles partiellement ré-oxydés. Carotte KC07, section 09, sapropèle 10

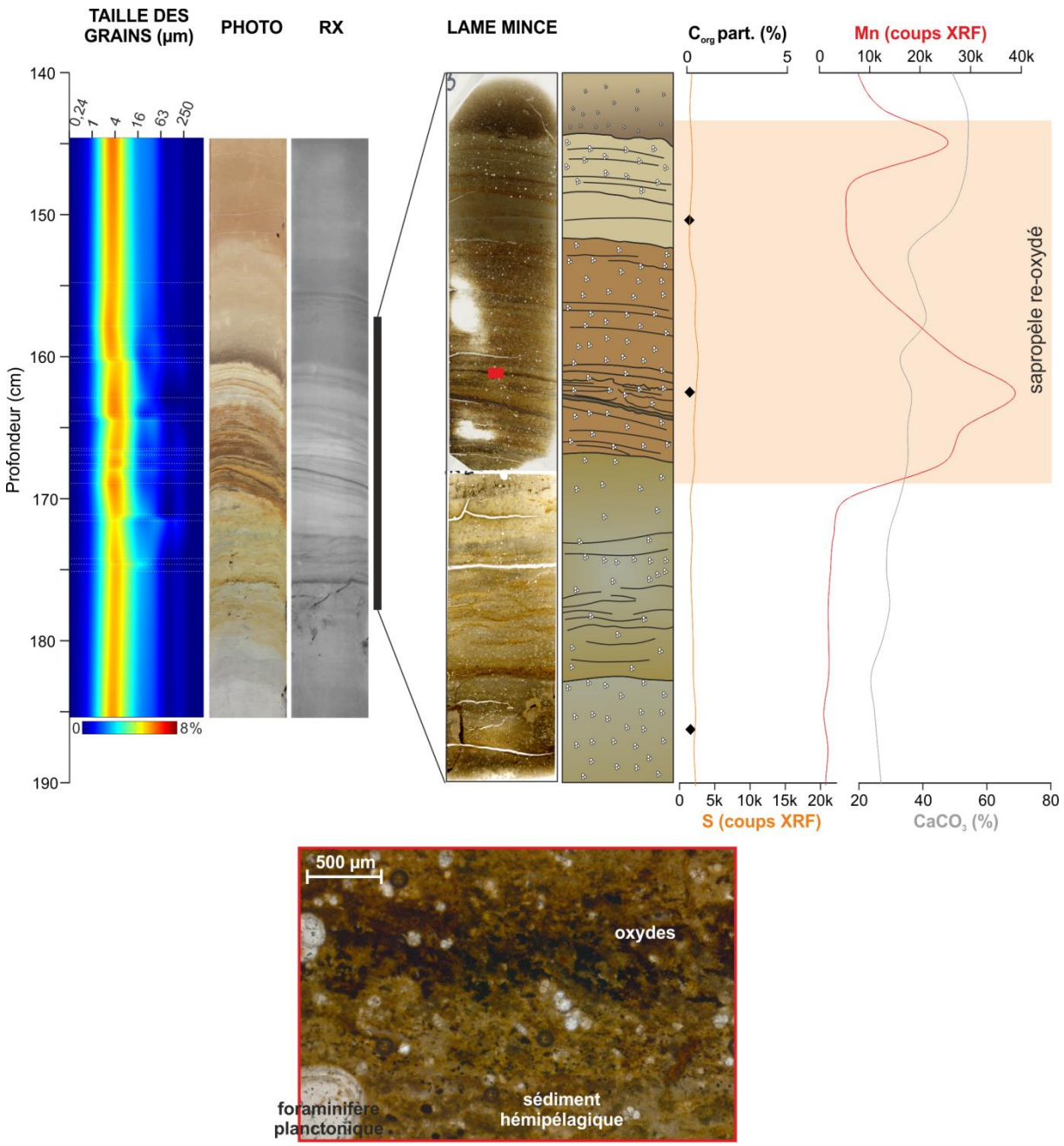


Figure VI.7 - Faciès sédimentaire des sapropèles fantôme. Carotte KC07, section 02, sapropèle 3

1.1.3. Organisation séquentielle des faciès

Dans les 4 carottes étudiées, les faciès décrits précédemment se succèdent de façon régulière. Quatre types de séquences ont ainsi été déterminés. Les Figure VI.8 à Figure VI.11 mettent en évidence l'organisation de ces séquences dans les carottes.

- La première séquence, appelée **A**, est une séquence complète. Elle comprend tous les types de faciès. Elle est composée d'un sédiment beige-orangé à la base, pouvant présenter des alternances avec le faciès de boue carbonatée suivi par un sédiment bleuté. Elle se termine par le dépôt d'un sapropèle. Celui-ci peut être entièrement ou partiellement ré-oxydé. Les séquences A sont caractérisées par un rapport Ca/Sr relativement stable qui diminue dans le sédiment bleuté, par un rapport Ti/Ca qui augmente progressivement puis qui chute rapidement de la fin du sédiment bleuté jusqu'au sapropèle, et par une susceptibilité magnétique qui augmente progressivement puis diminue progressivement pour atteindre des valeurs proches de 0 dans le sapropèle.
- La deuxième séquence, appelée **B**, est une séquence tronquée au sommet. Elle ne comprend qu'une partie des types de faciès. Elle est composée d'un sédiment beige-orangé, pouvant présenter des alternances avec le faciès de boue carbonatée, surmontée d'un sédiment gris-bleu. Elle est caractérisée par un rapport Ca/Sr et une susceptibilité magnétique élevée dans le sédiment beige-orangé et faible dans le sédiment gris-bleu, et par un rapport Ti/Ca faible dans le sédiment beige-orangé et élevé dans le sédiment gris-bleu présentant une importante variabilité, et une susceptibilité qui augmente progressivement puis diminue progressivement dans le sédiment gris-bleu.
- La troisième séquence, appelée **C**, est une séquence tronquée à la base. Elle est composée d'un sédiment gris-bleu surmonté par le dépôt d'un sapropèle non ré-oxydé. Elle est caractérisée par des fortes valeurs du rapport Ca/Sr dans le sédiment gris-bleu et faible dans le sapropèle, par un rapport Ti/Ca faible dans le sédiment gris-bleu qui augmentent dans le sapropèle, et par une susceptibilité magnétique faible dans les deux faciès.
- La quatrième séquence, appelée **D**, est une séquence étendue. Elle comprend tous les types de faciès de la séquence A avec en plus à son sommet le dépôt du faciès gris-

bleu. Cette séquence présente les mêmes caractéristiques géochimiques et sédimentologiques que la séquence A.

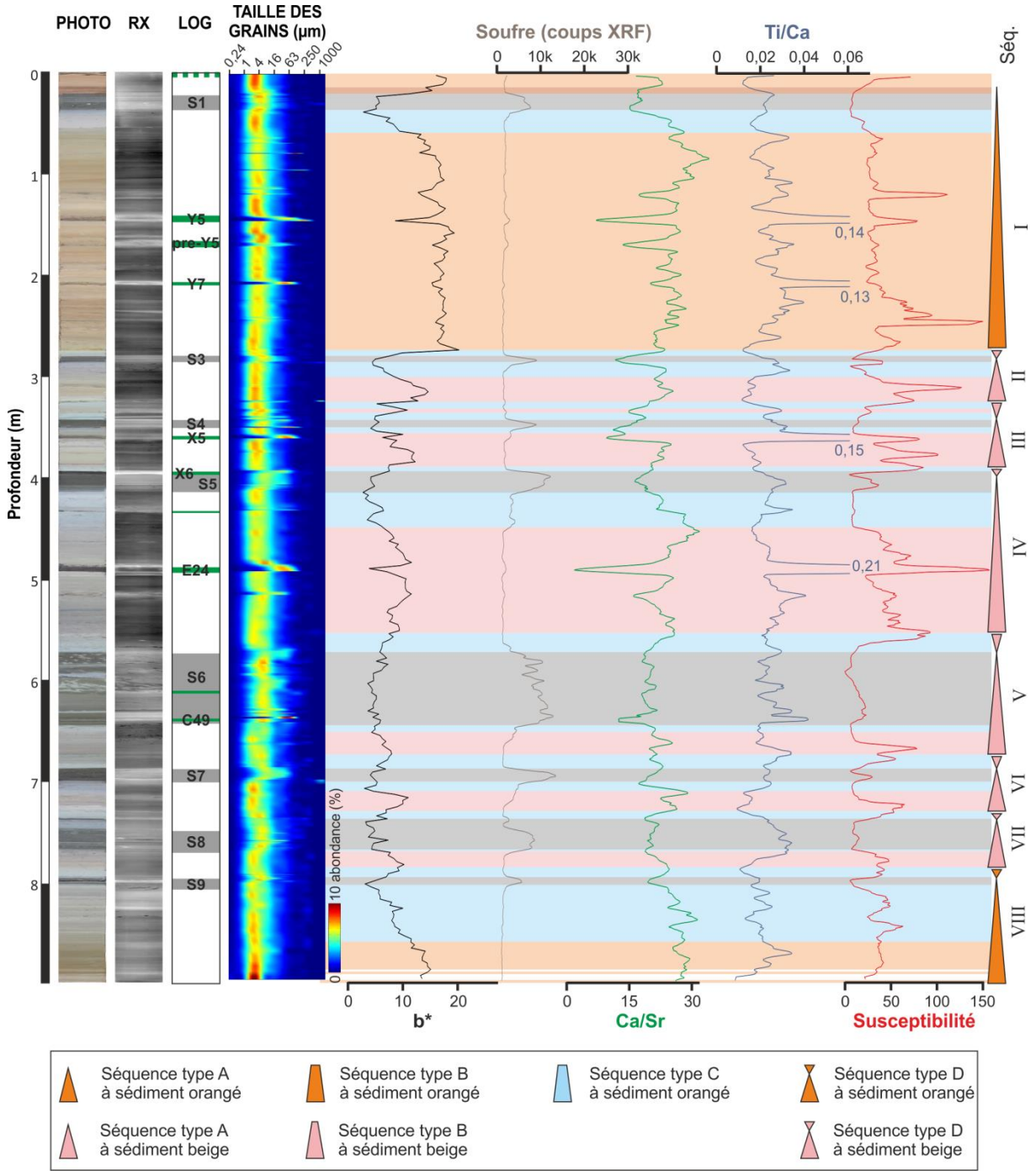


Figure VI.8 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC10

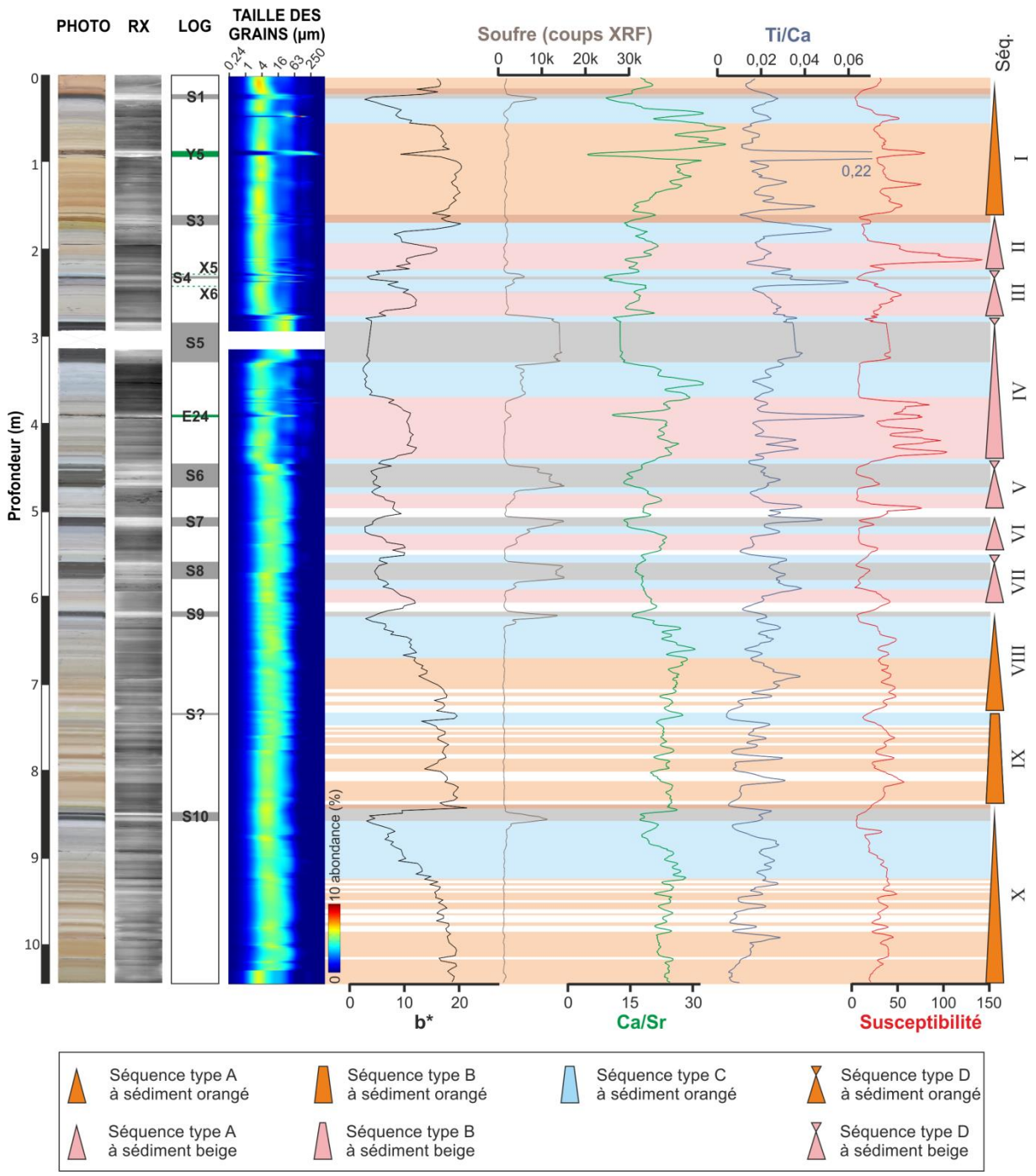


Figure VI.9 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC07

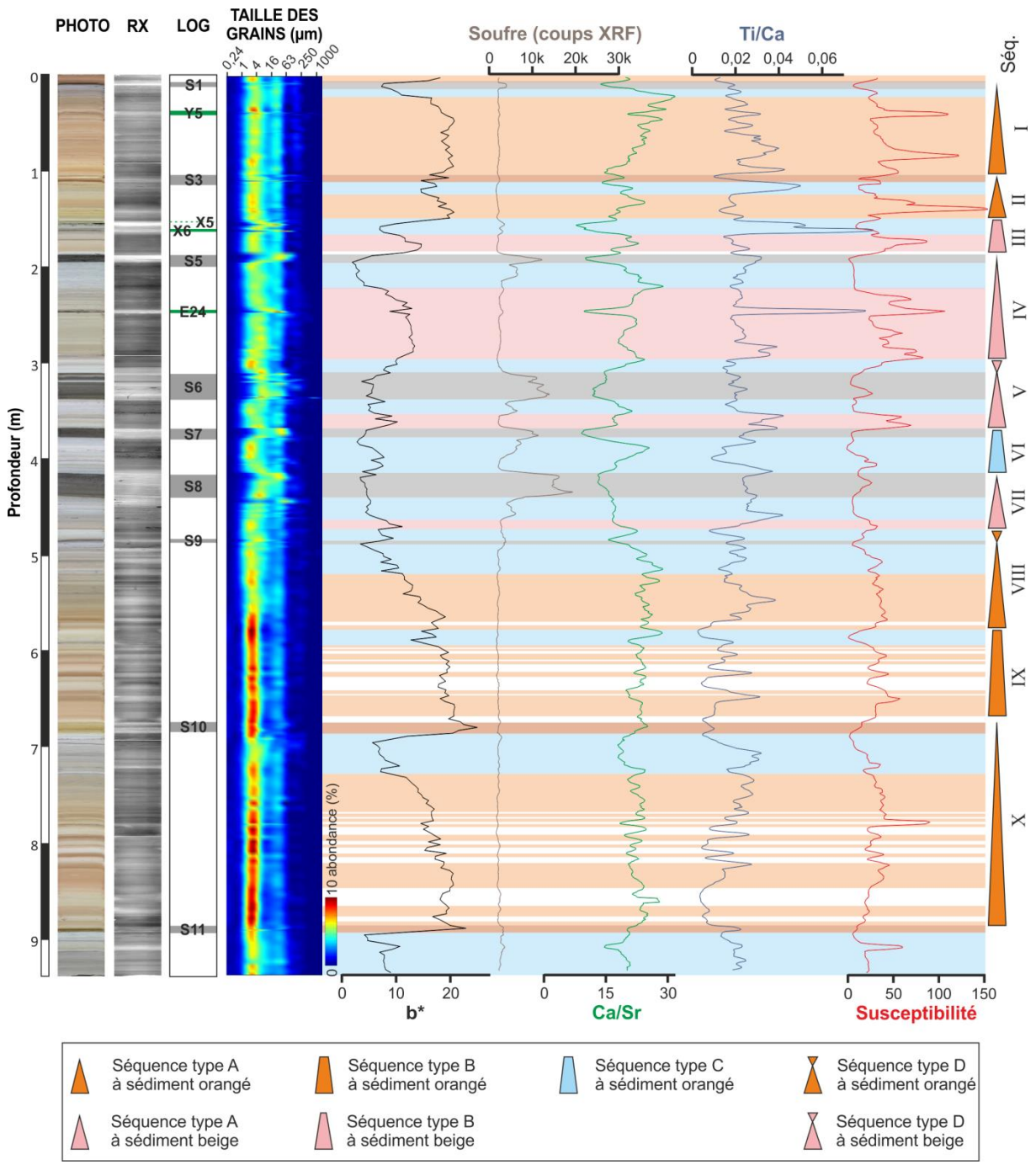


Figure VI.10 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC04

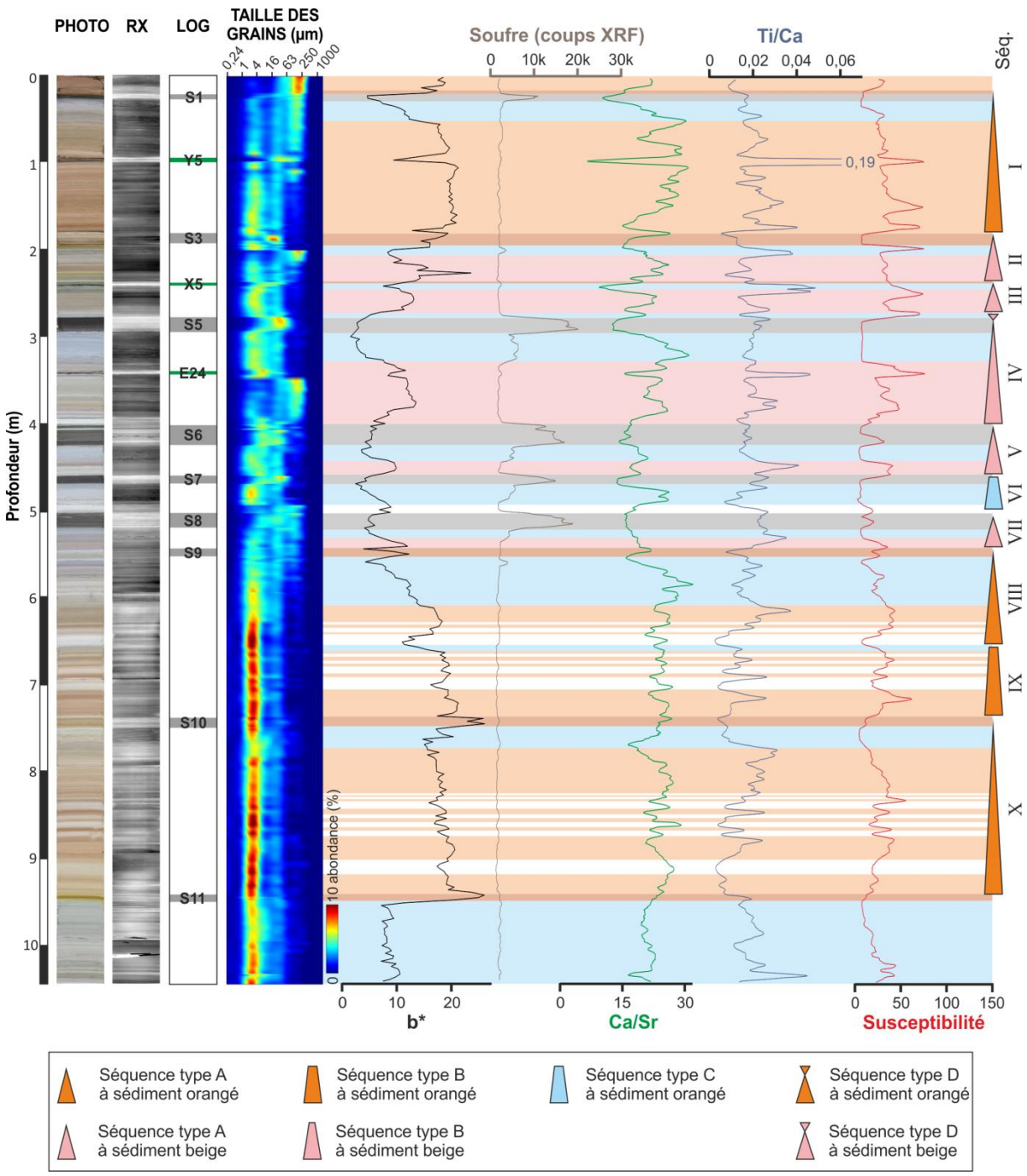


Figure VI.11 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC02

1.2. Reconstitution de la paléohydrologie

1.2.1. Oxygénation des eaux de fond et intensité de la circulation dans le bassin ionien

Plusieurs outils ont été utilisés afin de reconstruire l'oxygénation des eaux de fond et l'intensité de leur circulation dans le bassin ionien. La colorimétrie, et notamment l'indice b* qui correspond à une gamme de couleur allant du jaune au bleu, est utilisé comme indice

d'oxygénation des eaux de fond. La médiane des silts et la susceptibilité magnétique sont utilisés comme indices d'intensité de circulation des masses d'eau.

D'après les travaux de Wilson et al. (1986, 1985), le sédiment présente une réponse aux conditions d'oxydo-réduction à l'interface eau-sédiment. Les conditions d'oxygénation des eaux de fond contrôlent la migration du front d'oxydation dans le sédiment et la précipitation des oxydes de fer et de manganèse. Le faciès beige-orangé se met en place lors de périodes durant lesquelles les eaux de fonds sont bien oxygénées tandis que le faciès bleu-gris correspond à des périodes présentant des eaux sous-oxygénées (Murat, 1991). Les sapropèles, liés à une non-décomposition de la matière organique et à l'absence de faune benthique, témoignent de périodes de sous-oxygénation sévère allant jusqu'à l'anoxie des eaux (Casford et al., 2003). Le faciès des boues carbonatées, lié à la présence de $CaCO_3$, ne résulte pas de variations d'oxygénation des eaux de fond (Murat, 1991). Ils ne seront donc pas pris en compte dans l'interprétation.

L'intensité de circulation des eaux de fond est généralement approchée qualitativement par la mesure de la médiane des silts (entre 10 et 63 µm ; McCave et al., 1995). Généralement, cette mesure est obtenue après décarbonatation du sédiment. Une valeur élevée de cette médiane est observée lorsque la charge détritique est élevée ou lorsque les courants de fond sont forts et associés à des dépôts contouritiques. En mer Ionienne, les courants de fond s'écoulent avec un faible débit (0,27-0,36 Sv ; Budillon et al., 2010) et la charge détritique d'origine continentale est faible. Sur la ride Méditerranéenne, les apports gravitaires sont inexistants en raison de son isolement par rapport à la plate-forme continentale. Nous avons donc fait le choix de mesurer la médiane des silts sur l'ensemble du sédiment. Ce proxy sera combiné à la susceptibilité magnétique qui permet de mesurer qualitativement la quantité de particules magnétiques présentes dans le sédiment. Ces particules magnétiques sont transportées par les courants et sont ainsi le témoin de l'intensité de la circulation océanique (Kissel et al., 2009, 1999). Larrasoana et al. (2003) ont également montré que de très faibles valeurs de susceptibilité magnétique témoignent de la présence de sapropèles associés à un arrêt de la ventilation océanique.

En mer Ionienne, il existe deux masses d'eau profondes, l'ADW qui se forme en mer Adriatique et l'EMDW qui se forme en mer Egée. Ces deux masses d'eau sont en concurrence dans le bassin Ionien (Theocharis et al., 2014). Les séquences décrites dans la partie précédente peuvent donc être interprétée en fonction de l'évolution des conditions d'oxygénation de l'ADW et/ou de l'EMDW, et par extension, à la vitesse de renouvellement

des eaux. La susceptibilité magnétique et la médiane des silts sont utilisées en complément dans le but d'essayer de tracer l'intensité de circulation des eaux profondes.

- La séquence de type A commence par une oxygénation brutale et importante (sédiment beige-orangé) des eaux profondes située juste au-dessus d'un dépôt sapropélique. S'en suit une décroissance progressive de cette oxygénation vers une période de sous-oxygénation (sédiment bleu-gris) suivie par une anoxie (dépôt d'un sapropèle).
- La séquence de type B témoigne des mêmes conditions d'oxygénation très rapide et importante suivie par une décroissance progressive vers une sous-oxygénation. Mais, dans ce cas, sans jamais atteindre l'anoxie.
- La séquence de type C ne résulte pas de conditions de bonne oxygénation en début de cycle. Le sédiment est déjà en sous-oxygénation puis évolue vers l'anoxie.
- La séquence de type D illustre la même évolution de l'oxygénation des eaux de fond jusqu'à dépôt du sapropèle que la séquence de type A. Dans ce cas, la présence d'un sédiment bleu après le sapropèle témoigne d'une ré-oxygénation plus progressive.

Le faciès beige-orangé de début de séquence peut présenter une couleur plutôt beige ou plutôt orangée. Ceci peut s'interpréter comme le reflet de la quantité d'oxygène dans l'eau. Le sédiment beige correspond à une période où les eaux de fond sont bien oxygénées et le sédiment orangé correspond à une période où les eaux sont très bien oxygénées.

Les carottes présentées précédemment montrent toutes une évolution des faciès et séquences sédimentaires très similaire. Ceci témoigne d'une réaction sédimentaire uniforme sur l'ensemble du bassin ionien à des échelles de temps de l'ordre de la centaine de milliers d'années. Elles peuvent être découpées en 3 phases distinctes, numérotées de la plus récente vers la plus ancienne. La phase 3 (Figure VI.12) présente une dominante oxydée (sédiment principalement orangé), elle s'étend de la fin du sapropèle 11 (403 ka) jusqu'au sapropèle 9 (235 ka). La phase 2 (Figure VI.13) présente une dominante réduite (sédiment principalement beige et bleu), elle s'étend de la fin du sapropèle 9 (235 ka) jusqu'au sapropèle 3 (76 ka). La phase 1 (Figure VI.13) présente une dominante oxydée (sédiment principalement orangé), elle s'étend de la fin du sapropèle 3 (76 ka) jusqu'à l'Actuel.

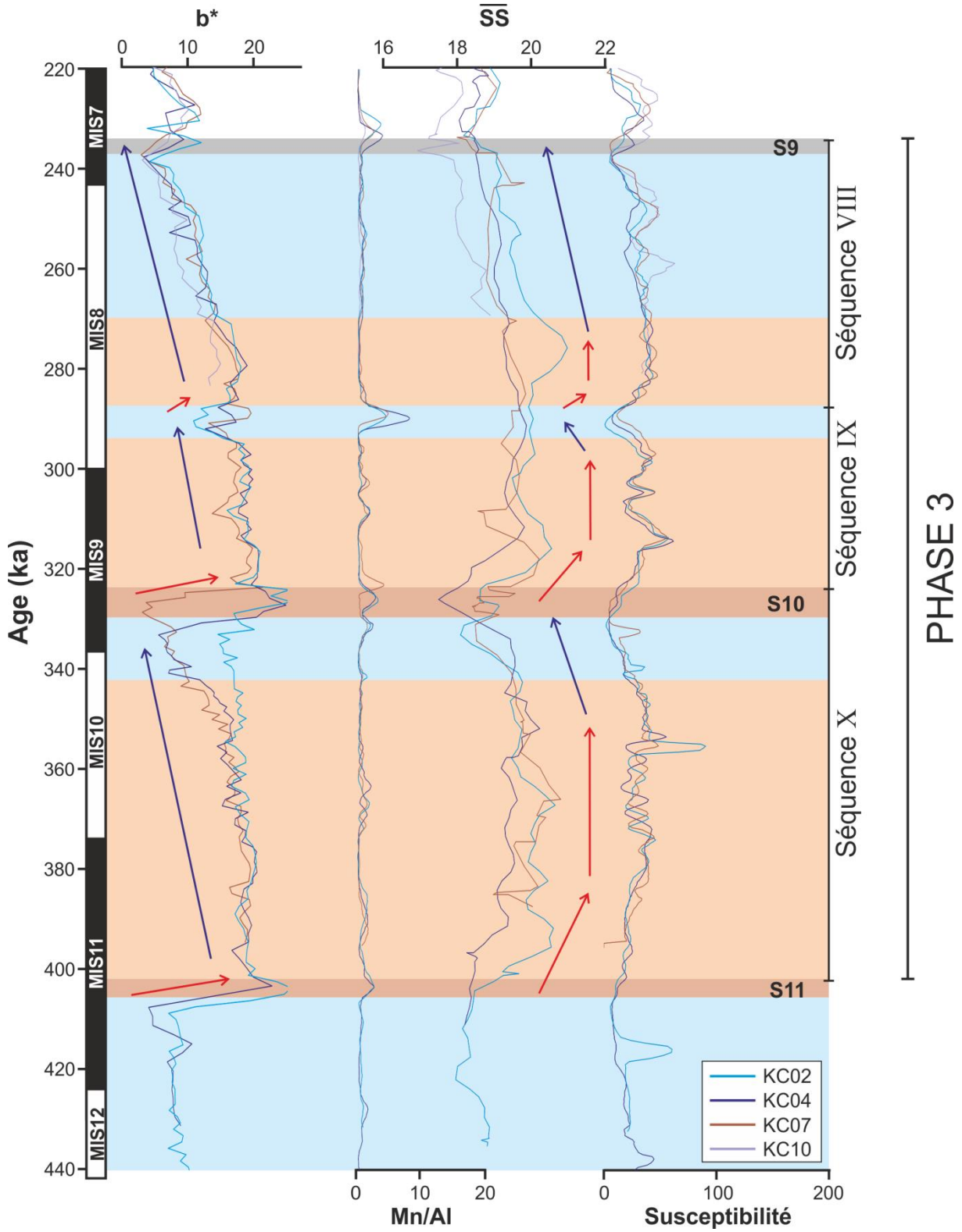


Figure VI.12 - Données sédimentologiques en âge pour la période allant de 440 à 220 ka: colorimétrie, Mn/Al, médiane des silts et susceptibilité.

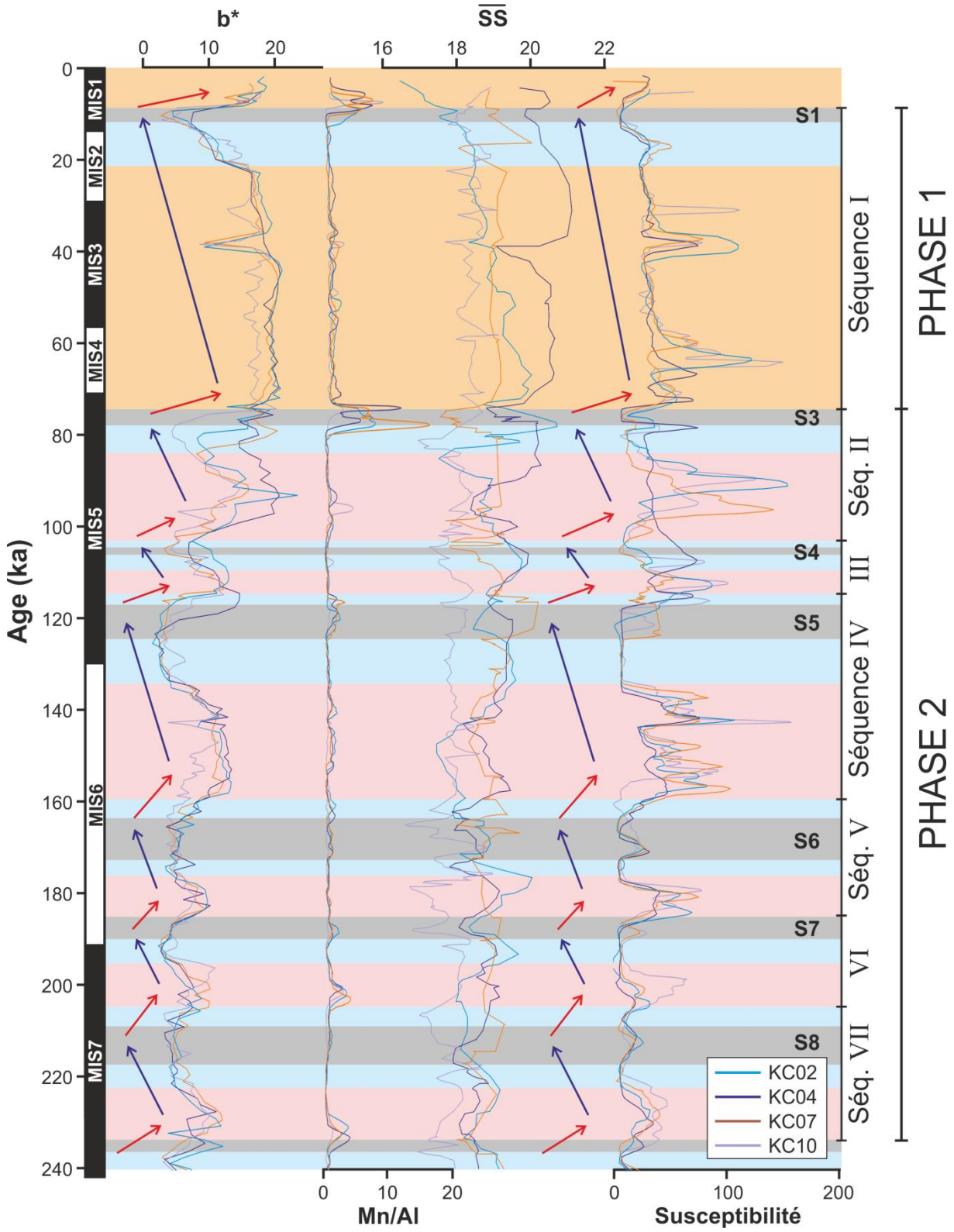


Figure VI.13 - Données sédimentologiques en âge pour la période allant de 240 ka à l'Actuel: colorimétrie, Mn/Al, médiane des silts et susceptibilité.

La phase 3 à dominante oxydée, entre 403 et 235 ka, est caractérisée par la succession de la séquence X de type A entre 405 et 320 ka, puis la séquence IX de type B entre 320 et 288 ka et enfin la séquence VIII de type A (pour KC02 et KC07) ou D (pour KC04) entre 288 et 235 ka (Figure VI.12). La séquence X dure 83 ka. La courbe colorimétrique b* met en évidence une ré-oxygénation très rapide des eaux de fond après le dépôt du sapropèle 11. Cette oxygénation décroit progressivement jusqu'au dépôt du sapropèle 10. La médiane des silts et la susceptibilité montrent une augmentation plus progressive puis la même tendance décroissante et atteignent des valeurs très faibles dans le sédiment bleu et le sapropèle 10 (Figure VI.12). La séquence IX, qui est incomplète, dure 32 ka et la séquence VIII dure 53 ka. Ces deux dernières séquences pourraient être considérées comme une unique séquence de type A puisqu'on observe les mêmes tendances dans la courbe colorimétrique, la médiane des silts et la susceptibilité magnétique durant 85 ka avec un léger ralentissement de l'oxygénation et de l'intensité des courants vers 290 ka n'ayant pas abouti au dépôt d'un sapropèle (Figure VI.12).

La phase 2 à dominante réduite, entre 235 et 76 ka, est caractérisée par la succession de 6 séquences (VII à II) plus courtes de type A, B et C et D (Figure VI.13). Les 3 premières séquences (VII, VI et V) se terminent par le dépôt des sapropèles 8, 7 et 6. Elles durent respectivement 26, 19 et 22 ka. La séquence IV se termine par le sapropèle 5, elle dure 46 ka. Les séquences III et II se terminent par les sapropèles 4 et 3, le plus souvent partiellement ou entièrement ré-oxydés. Ces deux séquences durent respectivement 15 et 25 ka. Dans cette période, l'oxygénation des eaux de fond entre les sapropèles est moins forte. La médiane des silts présente un signal plus bruité et ne montre pas toujours des valeurs plus élevées lorsque le sédiment est bien oxygéné (Figure VI.13). Ceci peut s'expliquer par la présence d'un grand nombre de sapropèles qui ont une forte variabilité granulométrique ainsi que par la résolution utilisée dans les prélèvements granulométriques. Par ailleurs, la médiane des silts semble montrer une augmentation progressive du sapropèle 6 jusqu'au sapropèle 3 (Figure VI.13). Contrairement à la médiane des silts, la susceptibilité magnétique est bien corrélée au signal d'oxygénation et montre des valeurs de plus en plus fortes au cours du temps (Figure VI.13). Cette augmentation de l'oxygénation associée à l'augmentation de la médiane des silts après le sapropèle 6 semble être liée à la sortie progressive d'un état à dominante réduite vers un état à dominante oxydée.

La phase 1 à dominante oxydée démarre à la fin du MIS5, il y a 76 ka et s'étend jusqu'à l'Actuel (Figure VI.13). Elle est composée de la séquence I de type A, entre 76 et 8 ka, qui se

termine par le dépôt du sapropèle 1. Elle dure 68 ka. Le début de cette séquence marque le retour à une forte oxygénation des eaux de fond. En effet, le sapropèle 3 est systématiquement ré-oxydé sauf sur l'escarpement d'Apulie (carotte KC10) et le rapport Mn/Al élevé témoigne d'un fort front d'oxydation sur la ride Méditerranéenne. La médiane des silts et la susceptibilité témoignent de plus fortes intensités de courant au début de la séquence puis d'une décroissance progressive jusqu'au dépôt du sapropèle 1.

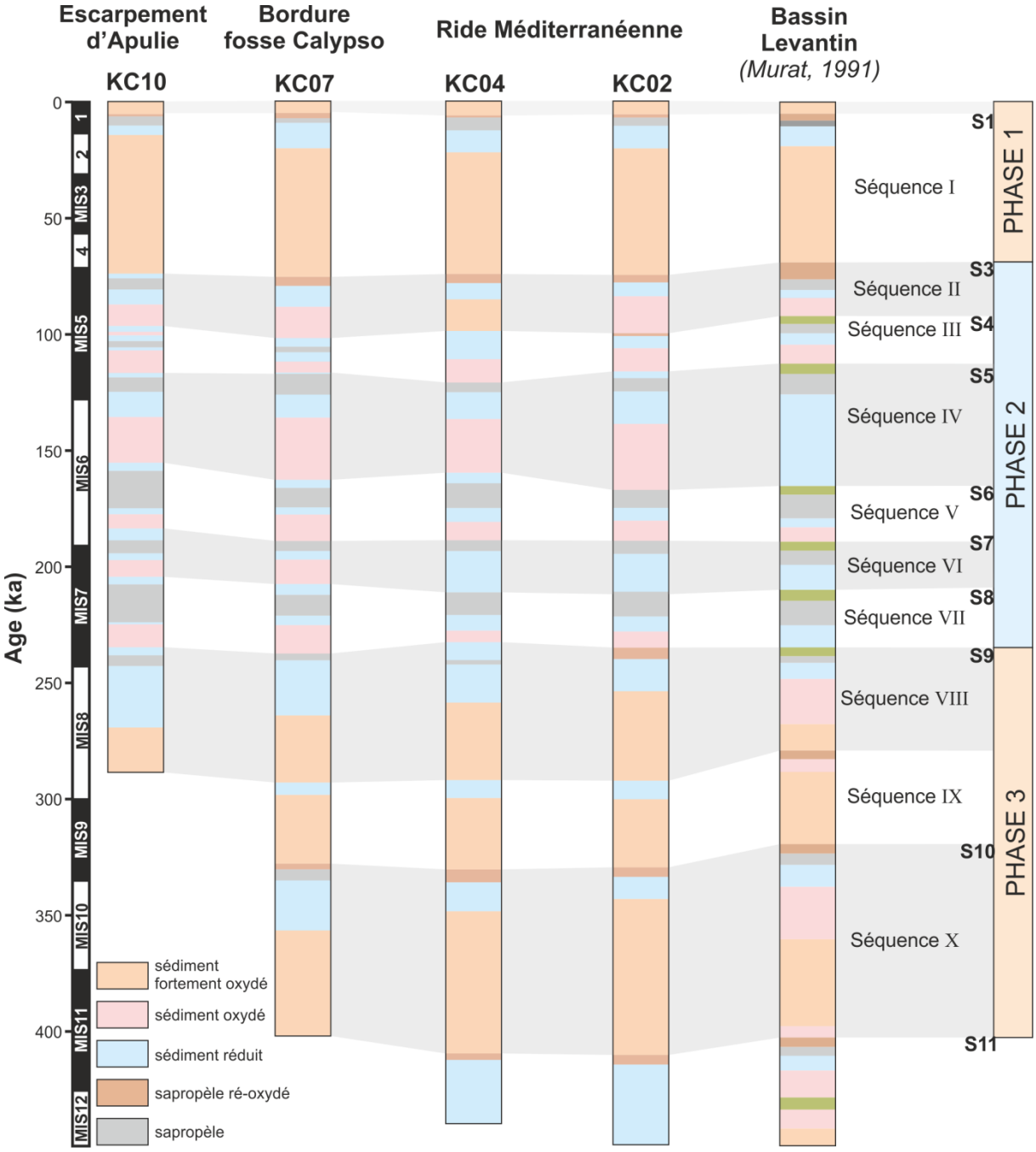


Figure VI.14 - Comparaison des séquences d'oxydo-réduction entre le bassin Ionien et la synthèse du bassin Levantin proposée par Murat (1991).

L'étude séquentielle des carottes a donc permis de mettre en évidence trois grandes périodes de conditions de circulation différentes : deux périodes à dominante oxydée et une période à dominante réduite. La forte similarité dans les caractéristiques chimiques et colorimétriques des sédiments des carottes étudiées, malgré les différents taux de sédimentation entre les carottes prélevées sur la ride Méditerranéenne et la carottes prélevée sur l'escarpement d'Apulie témoigne d'un processus global contrôlant la sédimentation à l'échelle du bassin Ionien. L'étude réalisée par Murat (1991) sur 6 carottes prélevées dans le bassin Levantin a mis en évidence le même type de séquences. La Figure VI.14 présente une synthèse de l'évolution séquentielle du bassin Levantin réalisée par Murat (1991) comparée avec nos résultats. Les 3 phases et leurs séquences décrites précédemment sont aussi présentes en Méditerranée orientale. Le processus contrôlant la sédimentation en mer Ionienne présente donc une extension plus globale, à l'échelle de tout le bassin Méditerranéen oriental. Il semble donc que la même masse d'eau profonde affecte quasi-simultanément tout le bassin.

1.2.2. Les facteurs de contrôle de l'oxygénation des eaux de fond

Nous avons vu précédemment (*1.2.1. Oxygénation des eaux de fond et intensité de la circulation dans le bassin ionien*) qu'il existe deux masses d'eau profondes en Méditerranée, l'ADW et l'EMDW. L'ADW se forme en mer Adriatique et entre en mer Ionienne par le détroit d'Otrante. L'EMDW se forme en mer Egée et s'écoule vers le bassin Levantin par le détroit de Crète Est et dans le bassin Ionien par le détroit de Crête Ouest. Un grand nombre d'études réalisées depuis le début des années 90 ont mis en évidence une inversion de la circulation profonde, connu sous le nom de *Eastern Mediterranean Transient* (EMT; Borzelli et al., 2009; Gasparini et al., 2005; Klein et al., 1999; Krokos et al., 2014; Nittis et al., 2003; Roether et al., 1996; Schroeder et al., 2006; Theocharis et al., 2014, 2002). Cette inversion est liée à l'augmentation de la formation des eaux égéennes, plus denses, qui entrainent un remplacement des eaux adriatiques dans le fond du bassin. Ce phénomène est lié à des hivers plus froids associés à une réduction des apports de la mer Noire, entrainant ainsi une augmentation de salinité, et donc de densité, des eaux égéennes. La Figure VI.14 semble montrer un changement dans le fonctionnement sédimentaire du bassin autour de 235 ka, au début du MIS7. Cette limite correspond à la transition entre les phases 3 et 2. Au cours de la phase 3, le sédiment est fortement carbonaté et la granularité présente un fort tri dans les argiles (Figure VI.8, Figure VI.9, Figure VI.10 et Figure VI.11). En mer Ionienne, les périodes de sous-oxygénation sont plus marquées (24 % du sédiment) que dans le bassin Levantin (19 % du sédiment). A partir de la phase 2, le sédiment est nettement moins

carbonaté et la granularité présente un moins bon tri qu'au cours de la phase 3 (Figure VI.8, Figure VI.9, Figure VI.10 et Figure VI.11). Les périodes de sous-oxygénation sont cette fois plus marquées dans le bassin Levantin (87 % du sédiment dans la phase 2 et 21 % dans la phase 1) que dans le bassin Ionien (58 % du sédiment dans la phase 2 et 19 % dans la phase 1). Ces différences sédimentologiques entre les phases 3 et 1 (oxydée) et la phase 2 (réduite) pourraient s'expliquer par un changement dans la source des eaux profondes, similaire à l'EMT mais à plus grande échelle de temps, avec deux sources égéenne et adriatique entre 440 et 235 ka puis entre 76 ka et l'Actuel et une source plutôt adriatique entre 235 ka et 76 ka (Figure VI.15). Cependant, les éventuels changements de source d'eau profonde ne permettent pas d'expliquer les alternances de phases oxydées et réduites puisque les phases 2 (réduite) et 1 (oxydée) présentent une sédimentation similaire. Ces deux états (oxydé / réduit) sont donc probablement liés à un autre facteur.

Les états à dominante oxydé et réduite sont directement liés aux dépôts des sapropèles puisque la quasi-totalité des séquences se terminent par le dépôt d'un sapropèle. La littérature sur leur formation est très riche. Il en ressort qu'il sont dans la plupart des cas reliés à de fortes valeurs d'insolation (Rossignol-Strick, 1985). Les dépôts de sapropèles ont généralement lieu lors des interglaciaires, à l'exception du sapropèle 6 qui se dépose au cours du sous-stade isotopique 6.5. Cependant, les courbes de $\delta^{18}O$ réalisées en Méditerranée centrale (Löwemark et al., 2006) montrent que le sous-stade isotopique 6.5 correspond à une période chaude pour un glaciaire, les valeurs de $\delta^{18}O$ sont légères et similaires à celles des MIS 5 et 7 (Figure VI.15). L'insolation a une influence directe sur la mousson Africaine. Ainsi chaque sapropèle est lié à une augmentation de la pluviométrie autour du bassin Méditerranéen (Rossignol-Strick, 1985). Cette augmentation de la pluviométrie est enregistrée dans les lacs africains (synthèse par Ducassou, 2006; Murat, 1991), dans le $\delta^{18}O$ des spéléothèmes (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2008, 2001) mais aussi dans la végétation qui s'enregistre par une part plus importante de grains de pollen arborés dans les archives sédimentaires prélevées au nord-ouest du Péloponnèse et au nord de la mer Egée (Tzedakis and Bennett, 1995; Tzedakis et al., 2003). La figure VI.15 met en évidence une excellente corrélation entre chaque doublet sédiment réduit/sapropèle et une augmentation de l'insolation à 35°N, ainsi qu'entre les dépôts des sédiments oxydés et une insolation plus faible. L'insolation semble bien être un facteur de contrôle dans nos enregistrements, puisque pour les sapropèles 9 à 3 chaque sous-oxygénation des eaux de fond est associée à une augmentation significative de l'insolation. Cependant, pour les séquences

X, IX et I, l'organisation est différente. Ces séquences se mettent en place lors de périodes où l'amplitude des variations de l'insolation est faible. Il en résulte que chaque augmentation de l'insolation n'est pas systématiquement liée à une période de sous-oxygénation des eaux de fond. De plus, les périodes de sous-oxygénation et sapropèles associés se situent systématiquement au niveau des transitions glaciaire/interglaciaire (MIS12-11 pour S11, MIS10-9 pour S10, MIS8-7 pour S9 et MIS2-1 pour S1). Ceci implique qu'un autre facteur contrôle le dépôt des sapropèles lorsque les amplitudes de variation de l'insolation sont faibles.

Depuis les années 90, une théorie concernant le sapropèle 1 indique que l'anoxie serait liée à une interruption de la formation des eaux profondes suite à de fortes décharges en eau douce lors de la déglaciation. Ces eaux douces proviendraient principalement de la mer Noire (Lane-Serff et al., 1997; Major et al., 2002; Ryan et al., 1997; Sperling et al., 2003). La Figure VI.15 met en évidence une synchronicité entre le début de la sous-oxygénation du bassin et la remontée du niveau marin à partir de 20 ka, le sapropèle 1 se déposant en haut niveau marin. Ce schéma semble se reproduire pour le dépôt des sapropèles 11, 10 et 9 (Figure VI.15). Le manque d'enregistrement ne nous permet pas de définir le début de la phase réduite avant le sapropèle 11. Les périodes de diminution de l'oxygénation observées semblent synchrones de la baisse du niveau marin et le début de l'anoxie coïncide avec le début de la remontée du niveau marin. Ainsi, les variations eustatiques associées aux décharges fluviatiles lors des déglaciations pourraient être un facteur de contrôle des conditions d'oxygénation à l'échelle du bassin. Dans le bassin oriental, deux sources peuvent être à l'origine des décharges d'eau douce. (1) La mer Caspienne et la mer Noire se déversent dans la mer Egée par le détroit du Bosphore. Leurs bassins versants drainent toute la partie centrale de la calotte fennoscandienne par deux fleuves majeurs : la Volga et le Dniepr (Chepalyga, 2007; Tudryn et al., 2016). Elle pourrait donc influencer les formations d'eaux profondes en mer Egée. (2) Le Pô, qui se jette dans la mer Adriatique, draine une grande partie des Alpes. Il pourrait donc également influencer les formations d'eau profonde adriatique.

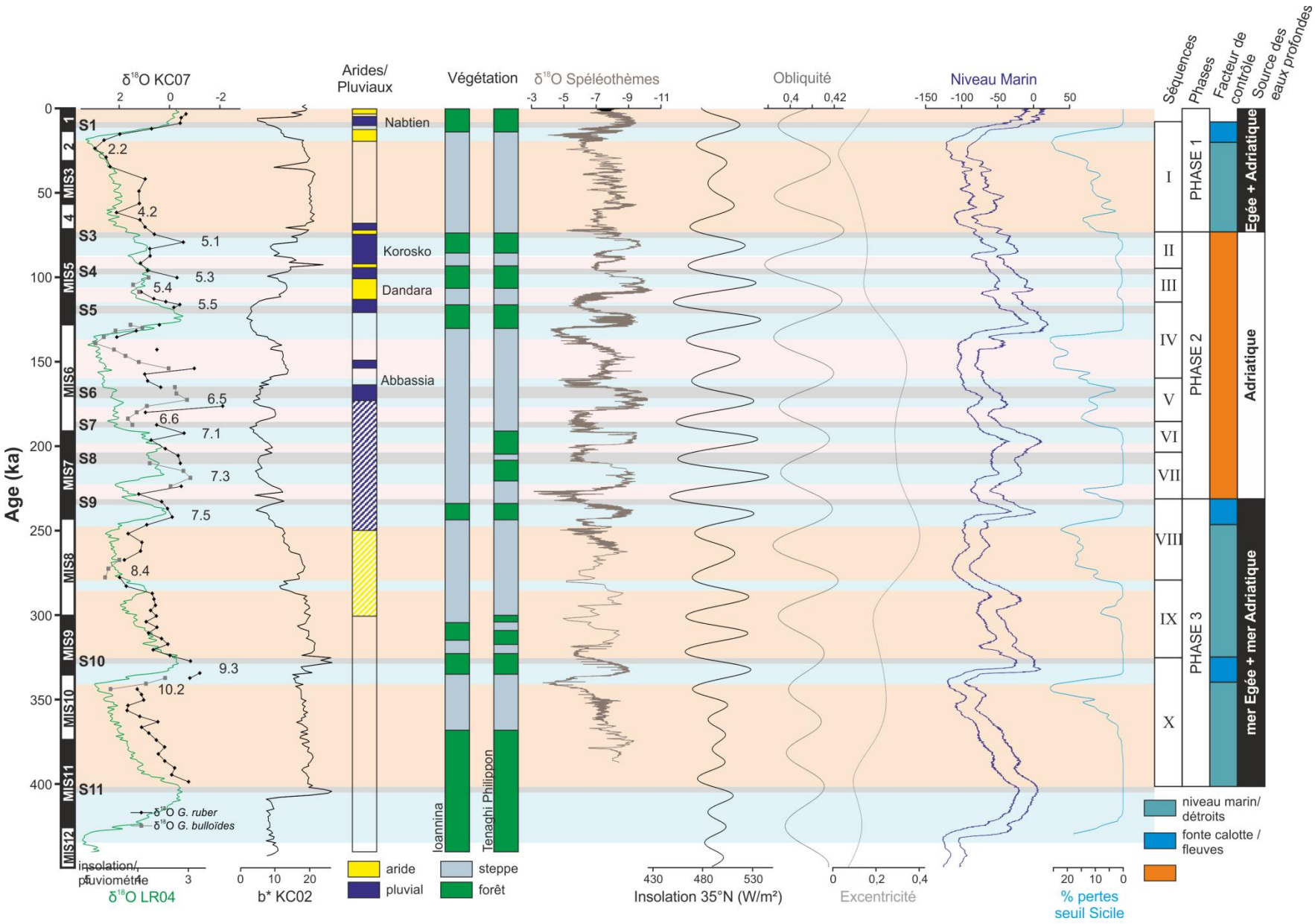
Les détroits jouent probablement un rôle majeur dans les conditions de circulation. Le détroit d'Otrante, les détroits de Crête, ou encore le détroit du Bosphore, mais aussi le détroit de Sicile, zone d'échange privilégiée entre les bassins méditerranéens oriental et occidental. La décroissance progressive de l'oxygénation au cours de la baisse du niveau marin pourrait également s'expliquer par le ralentissement progressif de la circulation lié à un changement dans les échanges entre les différents bassins de la Méditerranée. En bas niveau marin, la

surface mouillée entre la pointe ouest de la Sicile et le nord-est de la Tunisie diminue de 15 à 25 % (Figure VI.15). Cette chute réduit les échanges entre le bassin oriental et occidental, et notamment les apports d'eaux atlantiques.

1.3. Conclusion

Il semble donc que plusieurs facteurs contrôlent l'oxygénation des eaux profondes et la formation des sapropèles (Figure VI.15). Lorsque les variations de l'insolation sont faibles, les variations du niveau marin génèrent une prédisposition au bassin à pouvoir entrer en anoxie par une modification des échanges entre les bassins oriental et occidental par les différents détroits (Sicile, Otrante et Bosphore). Dans ce cas de figure, le déficit en oxygène serait déclenché par des décharges d'eaux douces venant du nord (Caspienne, mer Noire, Pô) qui bloquent la formation des eaux profondes en mer Adriatique et en mer Egée. Lorsque les variations de l'insolation sont fortes, l'influence de la mousson prend le dessus sur les variations du niveau marin et les périodes de déficit en oxygène sont plus récurrentes. Elles sont liées à l'augmentation de la pluviométrie sur le bassin méditerranéen et aux décharges du Nil dans le bassin Levantin.

Figure VI.15 - Comparaison des différents facteurs pouvant contrôler l'oxygénation des eaux profondes en Méditerranée centrale. b de la carotte KC02, arides et pluviaux africains (synthèse d'après Ducassou, 2006; Murat, 1991), évolution de la végétation dans les îles Ionienne et au Nord de la Grèce (en bleu pollen de steppe, en vert pollen arborés; Tzedakis and Bennett, 1995; Tzedakis et al., 2003), variations de la pluviométrie d'après de $\delta^{18}O$ des spéléothèmes (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2008, 2001), paramètres orbitaux, variations du niveau marin en mer Rouge (Grant et al., 2014), $\delta^{18}O$ LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005), $\delta^{18}O$ de la carotte KC07.*


δ18O KC07
Arides/ Pluviaux
Végétation
δ18O Spéléothèmes
Obliquité
Niveau Marin
Séquences
Phases
Facteur de contrôle
Source des eaux profondes
Age (ka)
S1
S3
S4
S5
S6
S7
S8
S9
S10
S11
MIS1
MIS2
MIS3
MIS4
MIS5
MIS6
MIS7
MIS8
MIS9
MIS10
MIS11
MIS12
Nabtien
Korosko
Dandara
Abbassia
Ioannina
Tenaghi Philippon
δ18O G. ruber
δ18O G. bulloïdes
δ18O LR04
b* KC02
aride
pluvial
steppe
forêt
Insolation 35°N (W/m²)
Excentricité
% pertes seuil Sicile
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
PHASE 1
PHASE 2
PHASE 3
Egée + Adriatique
Adriatique
mer Egée + mer Adriatique
niveau marin/ détroits
fonte calotte / fleuves

References

Argnani, A., 1990. The Strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. J. Geodyn. 12, 311–331.

Argnani, A., Bonazzi, C., 2005. Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. Tectonics 24.

Astraldi, M., Balopoulos, S., Candela, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G.., Manca, B., Theocharis, A., Tintoré, J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. Prog. Oceanogr. 44, 65–108. doi:10.1016/S0079-6611(99)00021-X

Barberi, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, F., Scandone, R., Villari, L., 1974. Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily. Earth Planet. Sci. Lett. 22, 123–132.

Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.-P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2004. The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and models. Phys. Oceanogr. Sea Straits 51, 411–440. doi:10.1016/j.dsr2.2003.08.004

Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P., Yi, H.I., 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. Mar. Geol. 188, 293–315. doi:10.1016/S0025-3227(02)00446-2

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Process. Landf. 26, 1237–1248.

Boccaletti, M., Nicolich, R., Tortorici, L., 1984. The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. Mar. Geol. 55, 219IN1223-222IN8245.

Borzelli, G.L.E., Gačić, M., Cardin, V., Civitarese, G., 2009. Eastern Mediterranean Transient and reversal of the Ionian Sea circulation. Geophys. Res. Lett. 36.

Budillon, G., Bue, N.L., Siena, G., Spezie, G., 2010. Hydrographic characteristics of water masses and circulation in the Northern Ionian Sea. APLABES Programme Phys. Chem. Biol. Charact. Deep-Water Coral Ecosyst. Ionian Sea Mediterr. 57, 441–457. doi:10.1016/j.dsr2.2009.08.017

Casford, J., Rohling, E., Abu-Zied, R., Fontanier, C., Jorissen, F., Leng, M., Schmiedl, G., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 103–119.

Catalano, S., De Guidi, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. J. Geodyn. 36, 445–467. doi:10.1016/S0264-3707(02)00035-2

Catalano, S., Romagnoli, G., Tortorici, G., 2010. Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift-flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily). Tectonophysics 486, 1–14.

Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice age terminations. science 326, 248–252.

Chepalyga, A.L., 2007. The late glacial great flood in the Ponto-Caspian basin, in: The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement. Springer, pp. 119–148.

Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. Quat. Res. 8, 205–235. doi:10.1016/0033-5894(77)90046-1

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. Crit. Quat. Stratigr. 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008

Ducassou, E., 2006. Évolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent.

Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth Planet. Sci. Lett. 233, 71–86.

Gardiner, W., Grasso, M., Sedgeley, D., 1995. Plio-pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean—Malta Plateau, Central Mediterranean. J. Geodyn. 19, 35–51. doi:10.1016/0264-3707(94)00006-9

Gardiner, W., Grasso, M., Sedgeley, D., 1993. Plio-Pleistocene stratigraphy and fault movement of the Malta Platform. UNESCO Techical Rep. Mar. Sci. 58, 111–116.

Gasparini, G.P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., Sansone, E., 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 52, 915–935. doi:10.1016/j.dsr.2005.01.001

Gatt, P.A., 2007. Controls on Plio-Quaternary foreland sedimentation in the region of the Maltese Islands. Boll.-Soc. Geol. Ital. 126, 119.

Grant, K., Rohling, E., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A., Tamisiea, M., 2014. Sea-level variability over five glacial cycles. Nat. Commun. 5.

Hoogakker, B., Rothwell, R., Rohling, E., Paterne, M., Stow, D., Herrle, J., Clayton, T., 2004. Variations in terrigenous dilution in western Mediterranean

Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle. Mar. Geol. 211, 21–43.

Hubscher, C., Spiess, V., 2005. Forced regression systems tracts on the Bengal Shelf. Mar. Geol. 219, 207–218. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.037

Jordan, T., Flemings, P., 1991. Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: A theoretical evaluation. J. Geophys. Res. Solid Earth 96, 6681–6699.

Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A., Blamart, D., 1999. Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 171, 489–502.

Kissel, C., Laj, C., Mulder, T., Wandres, C., Cremer, M., 2009. The magnetic fraction: A tracer of deep water circulation in the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 444–454.

Klein, B., Roether, W., Manca, B.B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1999. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 46, 371–414.

Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., Perivoliotis, L., Theocharis, A., 2014. On the continuous functioning of an internal mechanism that drives the Eastern Mediterranean thermohaline circulation: The recent activation of the Aegean Sea as a dense water source area. J. Mar. Syst. 129, 484–489. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.10.002

Kuhlmann, J., Asioli, A., Trincardi, F., Klügel, A., Huhn, K., 2015. Sedimentary response to Milankovitch-type climatic oscillations and formation of sediment undulations: evidence from a shallow-shelf setting at Gela Basin on the Sicilian continental margin. Quat. Sci. Rev. 108, 76–94. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.030

Lane-Serff, G.F., Rohling, E.J., Bryden, H.L., Charnock, H., 1997. Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation. Paleoceanography 12, 169–174.

Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Stoner, J.S., Richter, C., Wehausen, R., 2003. A new proxy for bottom-water ventilation in the eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 221–242.

Lermusiaux, P.F.J., Robinson, A.R., 2001. Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 48, 1953–1997. doi:10.1016/S0967-0637(00)00114-X

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two∼ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., Hajdas, I., 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition. Mar. Geol. 190, 19–34. doi:10.1016/S0025-3227(02)00340-7

Maselli, V., Trincardi, F., Asioli, A., Ceregato, A., Rizzetto, F., Taviani, M., 2014. Delta growth and river valleys: the influence of climate and sea level changes on the South Adriatic shelf (Mediterranean Sea). Quat. Sci. Rev. 99, 146–163. doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.014

Maselli, V., Trincardi, F., Cattaneo, A., Ridente, D., Asioli, A., 2010. Subsidence pattern in the central Adriatic and its influence on sediment architecture during the last 400 kyr. J. Geophys. Res. Solid Earth 115, B12106. doi:10.1029/2010JB007687

Max, M., Kristensen, A., Michelozzi, E., 1993. Small scale Plio-Quaternary sequence stratigraphy and shallow geology of the west-central Malta Plateau. Geol. Dev. Sicil.-Tunis. Platf. 117–122.

McCave, I., Hall, I.R., Bianchi, G.G., 2006. Laser vs. settling velocity differences in silt grainsize measurements: estimation of palaeocurrent vigour. Sedimentology 53, 919–928.

McCave, I., Manighetti, B., Robinson, S., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. Oceanogr. Lit. Rev. 10, 593–610.

Milliman, J., Farnsworth, K., 2011. Runoff, erosion, and delivery to the coastal ocean. River Disch. Coast. Ocean Glob. Synth. Camb. Univ. Press Camb. UK 13–69.

Mitchum, R.M., Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sediment. Geol. 70, 131–160.

Monaco, C., Antonioli, F., De Guidi, G., Lambeck, K., Tortorici, L., Verrubbi, V., 2004. Sea-level change and tectonic uplift during the Holocene in the Catania Plain (eastern Sicily). Riassunti E Guida Alle Escursioni 26.

Monaco, C., Bianca, M., Catalano, S., De Guidi, G., Tortorici, L., 2002. Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features. Boll Soc Geol Ital 1, 901–913.

Murat, A., 1991. Enregistrement sédimentaire des paléoenvironnements quaternaires en Méditerranée orientale (Thèse de Doctorat). Université de Perpignan.

Nittis, K., Lascaratos, A., Theocharis, A., 2003. Dense water formation in the Aegean Sea: numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient. J. Geophys. Res. Oceans 108.

Onken, R., Robinson, A.R., Lermusiaux, P.F., Haley, P.J., Anderson, L.A., 2003. Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the Tunisia-Sardinia-Sicily region. J. Geophys. Res. Oceans 108.

Osler, J., Algan, O., 1999. A high resolution seismic sequence analysis of the Malta Plateau. DTIC Document.

Patacca, E., Scandone, P., Giunta, G., Liguori, V., 1979. Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily). Geol. Romana 18, 331–369.

Piper, D.J., Aksu, A.E., 1992. Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotopic curve. Geology 20, 415–418.

Posamentier, H., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.

Posamentier, H., Allen, G., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland, ramp-type basins. Geology 21, 455–458.

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. Mar. Pet. Geol. 22, 775–804.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Robinson, A.R., Golnaraghi, M., 1994. The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea, in: Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples. Springer, pp. 255–306.

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., 1996. Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. Science 271, 333.

Rose, J., Meng, X., Watson, C., 1999. Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. J. Geol. Soc. 156, 435–448.

Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 49, 237–263.

Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorür, N., Sakinç, M., Yüce, H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. Mar. Geol. 138, 119–126. doi:10.1016/S0025-3227(97)00007-8

Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A., Brahim, M., 1999. Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 46, 1671–1703. doi:10.1016/S0967-0637(99)00026-6

Santoro, E., Ferranti, L., Burrato, P., Mazzella, M.E., Monaco, C., 2013. Deformed Pleistocene marine terraces along the Ionian sea margin of southern Italy: Unveiling blind fault-related folds contribution to coastal uplift. Tectonics.

Savini, A., Malinverno, E., Etiope, G., Tessarolo, C., Corselli, C., 2009. Shallow seep-related seafloor features along the Malta plateau (Sicily channel–Mediterranean Sea): Morphologies and geo-environmental control of their distribution. Mar. Pet. Geol. 26, 1831–1848.

Schroeder, K., Gasparini, G., Tangherlini, M., Astraldi, M., 2006. Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. Geophys. Res. Lett. 33.

Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, C., Emeis, K.., Erlenkeuser, H., Grootes, P.., 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 9–21. doi:10.1016/S0031-0182(02)00596-5

Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K., Roether, W., 2002. Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997–1999). MATER MAss Transf. Ecosyst. Response 33–34, 91–116. doi:10.1016/S0924-7963(02)00054-4

Theocharis, A., Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., 2014. An internal mechanism driving the alternation of the Eastern Mediterranean dense/deep water sources. Mediterr. Sea Temporal Var. Spat. Patterns 10, 9781118847572.

Tudryn, A., Leroy, S.A., Toucanne, S., Gibert-Brunet, E., Tucholka, P., Lavrushin, Y.A., Dufaure, O., Miska, S., Bayon, G., 2016. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater. Quat. Sci. Rev. 148, 29–43.

Tzedakis, P., Bennett, K., 1995. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. Quat. Sci. Rev. 14, 967–982.

Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W., Wijmstra, T.A., 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years. Earth Planet. Sci. Lett. 212, 197–212. doi:10.1016/s0012-821x(03)00233-4

Vai, G.B., Cantelli, L., Antonioli, F., 2004. Litho-palaeoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes. Museo archeologico Giovanni Capellini.

Van Wagoner, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090–1093.

Wang, Y.-J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z., Wu, J., Shen, C.-C., Dorale, J.A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon

record from Hulu Cave, China. Science 294, 2345–2348.

Weber, O., Gonthier, E., Faugères, J., 1991. Analyse granulometrique de sediments fins marins: Comparaison des resultats obtenus au Sedigraph et au Malvern. Bull Inst Géol Bassin Aquitaine 50, 107–114.

Wilson, T., Thomson, J., Hydes, D., Colley, S., Culkin, F., Sørensen, J., 1986. Oxidation fronts in pelagic sediments: Diagenetic formation of metal-rich layers. Science 232, 972–975.

Wilson, T.R.S., Thomson, J., Colley, S., Hydes, D.J., Higgs, N.C., Sørensen, J., 1985. Early organic diagenesis: The significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 811–822. doi:10.1016/0016-7037(85)90174-7

2. La plate-forme de Malte

2.1. Les principaux résultats

Le rôle potentiel du détroit de Sicile dans les échanges entre les bassins oriental et occidental nous a emmené à étudier la plate-forme de Malte, situé à l'est du détroit de Sicile à la jonction avec la mer Ionienne. Cette plate-forme peu profonde et émergée en bas niveau marin entraine une modification des échanges entre la Méditerranée occidentale et orientale par une réduction de la surface mouillée du détroit de Sicile. Cette étude s'appuie principalement sur des données de carottes et de sismique THR issues des campagnes océanographiques BASE07 et S2008079 du SHOM et de deux valorisations de transit en 2010 et 2014. Ces données recouvrent une surface de 3000 km² en grande partie situées à l'ouest de la plate-forme. L'objectif de cette étude est de définir l'influence du plateau de Malte sur les circulations océaniques en Méditerranée et notamment sur les échanges entre le bassin occidental et le bassin ionien. Elle s'appuie sur l'étude de l'architecture et du fonctionnement sédimentaire de la plate-forme au cours des derniers 400 ka. Les principaux résultats mettent en évidence un fonctionnement de la plate-forme de type delta malgré les faibles apports sédimentaires provenant de la Sicile. Ce fonctionnement est associé à une forte asymétrie de la sédimentation entre les parties ouest et est de la plate-forme liée aux courants peu profonds provenant de l'Atlantique et de la mer Ionienne qui circulent d'ouest en est.

2.2. Article: "Architecture and Quaternary evolution of the Malta Plateau"

Architecture and Quaternary evolution of the Malta Plateau

Authors

Eléonore Köng*[a], Sébastien Zaragosi[a], Jean-Luc Schneider[a], Hervé Gillet[a], Thierry Garlan[b]

**corresponding author:* eleonore.kong@u-bordeaux.fr

[a] EPOC, UMR CNRS 5805, Université de Bordeaux, allée Geoffroy Saint-Hilaire, CS 50023, 33615 Pessac

[b] SHOM/DOPS/HOM/Sédimentologie, 13 rue du Chatellier, CS 92803, 29228 Brest

Abstract

The Malta Plateau, a subject of little study so far, is located between the strait of Sicily and the Ionian Sea, between an extending (strait of Sicily's graben) and a subducting area (the Calabrian Arc). This shelf, partly emerged during sea level lowstands, is an important barrier for the water masses' circulation in the Mediterranean Sea, particularly for exchanges between the oriental and the occidental basins. The aim of this study is to characterise the architecture and the morphological evolution of the Malta Plateau over the last climatic cycles, and to highlight its impact on the water masses' circulation. It is based on the study of 3200 km of THR seismic line covering 3000 km² of the Malta Plateau and on the analysis of a sedimentary core. The results highlight four major erosional surfaces corresponding to the last four sea level lowstands. These surfaces separate two sedimentary sequences, an aggrading sequence corresponding to highstand and a prograding sequence corresponding to sea level falling stage. Despite of the low sediment supply from Sicily, the shelf has prograded over 16 km towards the Gela basin during the last 340 ka. This important progradation is linked to an important uplift versus subsidence ratio. The western and eastern parts of the Malta plateau are separated by a Messinian ridge. This ridge, emerged during sea level lowstand, associated with the eastward circulation of the Atlantic and Ionian water masses leads a strong morphological asymmetry between the eastern and the western deposits.

Keywords: Malta Plateau ; architecture ; Quaternary ; Acoustic imaging ; sea level ; sedimentary supply

1. Introduction

The continental shelves have been widely studied all over the world (e.g. Berné et al., 2002; Hubscher and Spiess, 2005; Maselli et al., 2014, 2010; Piper and Aksu, 1992; Rabineau et al., 2005) and are strongly dependant, since the Mid-Pleistocene transition 800 ka ago, on 100 ka cyclicity of the sea level fluctuations (Clark et al., 2006). The establishment and preservation of sedimentary sequences linked to that cyclicity depends on the amount in sediment supply and the subsidence of the margin (Mitchum and Van Wagoner, 1991). These sedimentary sequences can be related to sea-level fluctuations thanks to the internal architecture of the clinoforms (Mitchum and Van Wagoner, 1991). Four distinct types of systems tracts can be recognised: transgressive systems tract (TST), highstand systems tract (HST), falling-stage systems tract (FSST) and lowstand systems tract (LST; Mitchum and Van Wagoner, 1991).

The Malta Plateau extends between Sicily and the Malta Island. This is an atypical shelf because it is bordered to the West by the Gela basin and the strait of Sicily affected by important subsidence processes (Argnani, 1990) and to the East by the Ionian Sea and the Calabrian Arc affected by uplift processes (Boccaletti et al., 1984). In addition, the central part of the Malta Plateau is composed by uplifted Messinian evaporites (Gardiner et al., 1995). This is also a key area for the water masses exchanges between the Mediterranean eastern and western basins, owing to its emersion during sea-level lowstands (Max et al., 1993; Vai et al., 2004).

The present study aims to determine the architecture and the evolution of the Malta Plateau over the last climatic cycles, and, subsequently to establish the processes affecting the sedimentary architecture of the shelf. To achieve these goals, we studied 3200 km of seismic lines obtained during two oceanographic campaigns STEREO-BASE 2007 and STEREO 2008 and two transit recovering conducted in 2010 and 2014 by the SHOM (French hydrological and oceanographic marine service) aboard RV *Beautemps-Beaupré*.

2. Background

2.1. Geological background

The Malta Plateau is a continental shelf, located between Sicily and Malta island, that extends over 10 000 km² (Fig. 1). It corresponds to the submarine extension of the Hyblean Plateau located in the South-East of Sicily (Savini et al., 2009). Ranging from 100 to 150 m depth, it separates the subducting Ionian basin from the rifted Strait of Sicily. The Malta

Plateau is bordered to the East by the Malta escarpment which separates the continental crust of the Malta Plateau from the oceanic crust of the Ionian sea (Argnani and Bonazzi, 2005). In the middle of the shelf, due to a mid-Pliocene uplift, the Messinian evaporites form a structural high (Messinian ridge; Fig. 1) connecting the Malta Island to the Hyblean Plateau (Gardiner et al., 1995).

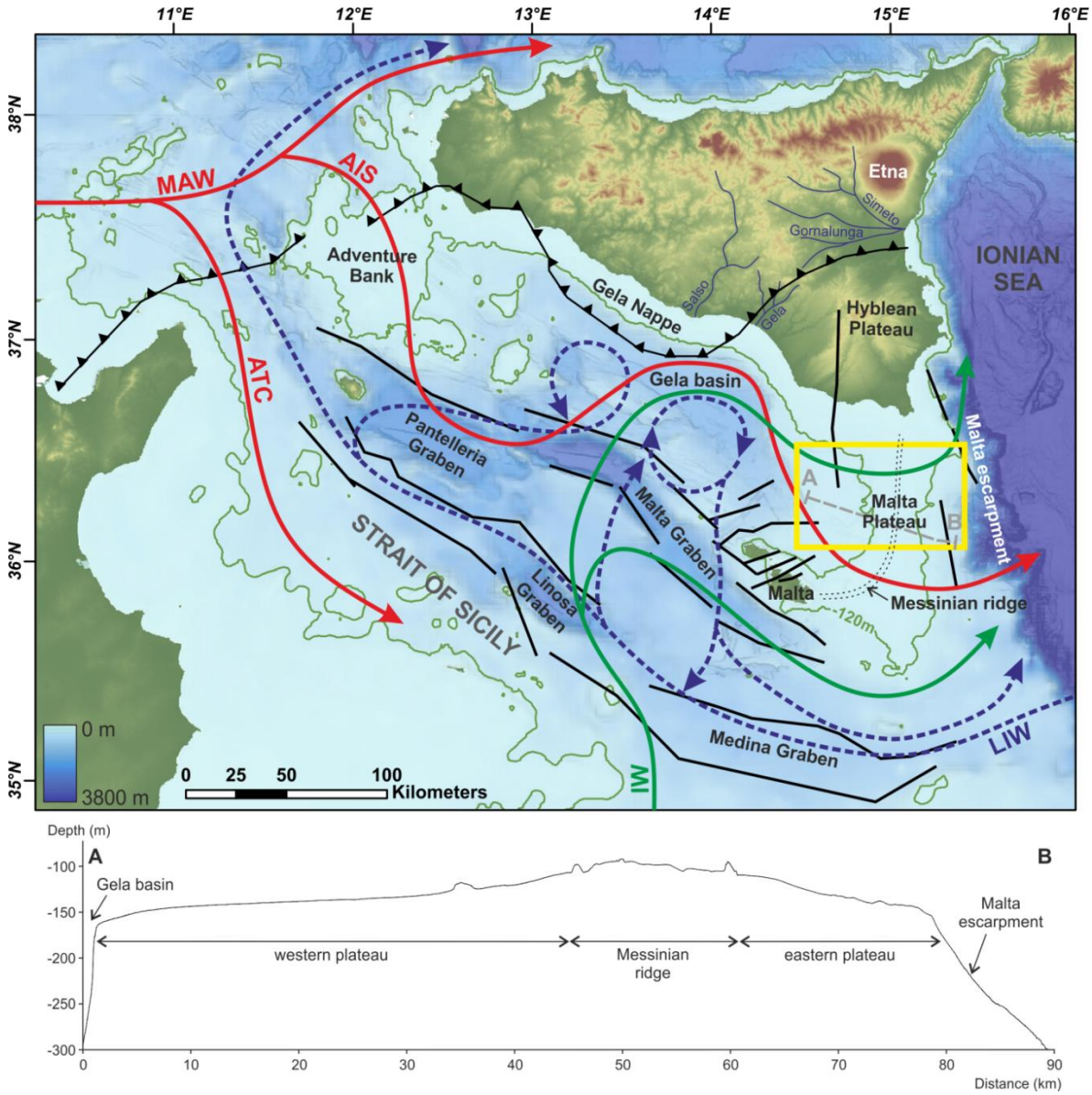


Figure 1: Main water mass circulations in the strait of Sicily (after Astraldi et al., 1999; Béranger et al., 2004; Lermusiaux and Robinson, 2001; Onken et al., 2003; Sammari et al., 1999). Surface currents: MAW (Modified Atlantic Water), ATC (Atlantic Tunisian Current), AIS (Atlantic Ionian Stream), IW (Ionian Water). Intermediate current: LIW (Levantine Intermediate Water). The black lines represent the main geological fault structures (Gardiner et al., 1995). The green line represents sea level lowstand of the last deglaciation (-120 m). Area of the study is located by a yellow rectangle.

This complex geological context is linked to the subduction of the Nubia plate underneath the Eurasia plate (Gardiner et al., 1995). It leads to the formation of a series extensional faults on the shelf from the Miocene to mid-Pliocene and normal faults on the western part of the shelf from the late Pliocene to Quaternary (Gardiner et al., 1995).

The surficial geology of the Malta Plateau is mainly composed of carbonate Plio-Quaternary sequences supported by the top of the Messinian (Barberi et al., 1974; Patacca et al., 1979). In the western part, Quaternary progradational deposits present a low thickness of around 300 m and are separated by closed spaced unconformities, suggesting a low subsidence rate (Gardiner et al., 1993; Max et al., 1993; Osler and Algan, 1999). During low sea-level periods, the continental shelf is significantly reduced, few studies suggest that the shoreline was located on the edge of the shelf (Max et al., 1993; Vai et al., 2004).

2.2. Oceanographic background

The Malta Plateau is located in the eastern part of the strait of Sicily. This strait is a key region in the Mediterranean Sea. It controls water exchanges between the eastern and western basins. The strait of Sicily is 150 km wide and reaches up to 550 m in depth on average in the eastern part, and is 450 km wide and reaches up to 900 m in depth in the western part. During low sea-level periods these widths are significantly reduced, the strait is only 50 km wide in the eastern part and 120 km in the western part.

The modern general circulation in the strait of Sicily is mainly driven by an anti-estuarine thermohaline circulation of the Mediterranean Sea. It is closely linked to the negative hydrological balance and the density gradient with the Atlantic Ocean (Robinson and Golnaraghi, 1994). The three main flow regimes are fresh-water of the Modified Atlantic Water (MAW) that flows to the East on the first 100-200 m in depth, salt water of the Ionian Water (IW) that flows to the West on the first 150 m, and salt water of the Levantine Intermediate Water (LIW) that flows to the West (Astraldi et al., 1999; Lermusiaux and Robinson, 2001). By entering in the strait of Sicily, the MAW is split in two streams (Fig. 1), the Atlantic Tunisian Current (ATC) along the Tunisian shelf (Béranger et al., 2004; Onken et al., 2003; Sammari et al., 1999) and the Atlantic Ionian Stream (AIS) along the Sicilian shelf (Béranger et al., 2004; Lermusiaux and Robinson, 2001). The IW separates into two main pathways, the first following the South of the Malta Plateau and the second following Sicily coastline and flowing to the East, passing above the Malta Plateau (Lermusiaux and Robinson, 2001). The LIW is also separates into two streams, the main flows to the West and

the second forms two cyclonic vortices in the Gela basin (Lermusiaux and Robinson, 2001). The current discharge reached 1.4 Sv in winter and 0.8 Sv in summer for the MAW and 1.02 Sv for the LIW (Béranger et al., 2004).

3. Materials and methods

3.1. Acoustic imaging

Bathymetry: the bathymetric metadata and Digital Terrain Model data products have been derived from the EMODnet Bathymetry portal (www.emodnet-bathymetry.eu). High-resolution multibeam bathymetry data was collected during the SHOM (French Hydrographic and Oceanographic Marine Service) oceanographic campaigns MOCOSED2012 on R/V *Pourquoi Pas ?* using the multibeam echosounder Reson Seabat 7150 (12 kHz) with a spatial resolution of 40 m and STEREO-BASE 2007, STEREO 2008 and two transits recovered in 2010 and 2014 on RV *Beautemps Beaupré* using he multibeam echosounder Simrad EM120 (12kHz) with a spatial resolution of 25 m for the oceanographic campaign and 200 m for the transits recovered.

Sub-bottom seismic lines: sub-bottom seismic lines were collected during the SHOM oceanographic campaigns STEREO-BASE 2007 (Fig. 2: black lines), STEREO 2008 (Fig. 2: grey lines) and two transits recovered in 2010 (Fig. 2: purple lines) and 2014 (Fig. 2: brown lines) on R/V *Beautemps Beaupré* using a Simrad SBP 120 emitting chirp pulses with a frequency modulation varying from 3 to 7 kHz, and the oceanographic campaign MOCOSED2012 (Fig. 2: blue lines) on R/V *Pourquoi Pas ?* using a chirp sonar Echoes 3500 emitting chirp pulses with a frequency modulation varying from 1.7 to 5.3 kHz. This set represents 3200 km of seismic profiles, spaced 550 m apart in average and covering 3000 km² of the Malta Plateau (Fig. 2).

3.2. Interpretation procedure and mapping

The interpretation of seismic data has been achieved using the description of reflection pattern, reflection termination and the overall shape of the units according to the method described by Hübscher and Spiess (2005). The time interval of sequences deposition is defined by the expected response of the sedimentary system to the sea-level variations, these variations are associated with specific types of geometry (Mitchum and Van Wagoner, 1991; Posamentier, 1988; Van Wagoner, 1988).

The mapping of erosional unconformities and thicknesses of seismic sequences was performed with manual pointing in Kingdom Software and interpolated in ArcGIS software using and IDW interpolation (cell size: 50 m, power: 0.1, constant search radius: 1500 m).

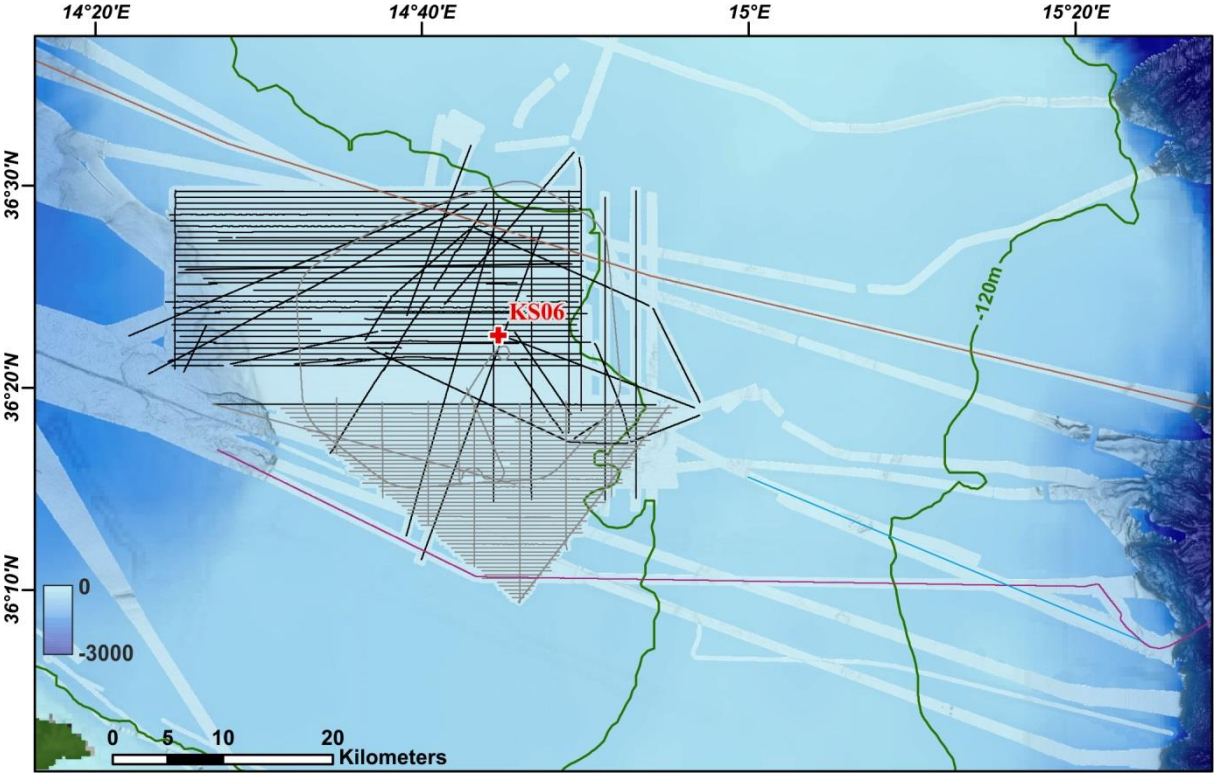


Figure 2: Location map of seismic lines and core KS06 on the Malta Plateau. The black lines belong to STEREO-BASE 2007 oceanographic campaign, the grey lines to STEREO 2008 campaign, the purple line to the 2010 transit recovered and the brown line to the 2014 transit recovered. The green line represents sea-level lowstand of the last glacial maximum (-120 m).

3.3. Sediment core analysis

A piston core was collected during the oceanographic campaign STEREO-BASE 2007 with a 1 ton Kullenberg corer.

Grain size: core was sampled with a step varying from 0.5 to 5 cm, depending on changes in sedimentological structures. Sediment was analysed with a Laser Diffraction Malvern™ Granulometers (MASTERSIZER 2000G; UMR EPOC). Total grain size distribution is presented with grain size on the x-axis and depth on the y-axis, the colour scale shows relative abundance of each grain-size fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red for high abundance). The 1st mode of the grain-size distribution was calculated with GRADISTAT v8 (Blott and Pye, 2001).

Petrographic observations were performed with a Leica DM6000 B Digital Microscope.

Radiometric dating was performed at the Poznan Radiocarbon Laboratory on turitella shells. ^{14}C radiometric dates are calibrated by MARINE13 curve with a global ocean reservoir of 400 years (Reimer et al., 2013).

4. Results

4.1. Core data

Core KS06, 200 cm long, is located on the western part of the Malta Plateau (36°22,618'N - 14°44,682'E; Fig. 2) at 140 m in depth. Its seismic profile (Fig. 3) shows a sequence with oblique stratifications of low to mid amplitude truncated to the top by a sub-continuous reflector with high amplitude. This reflector presents erosional incisions lower than to 1 m in depth filled by a ghostly facies of mid amplitude. At the top, an overlaying sequence of quasi-continuous stratification is present.

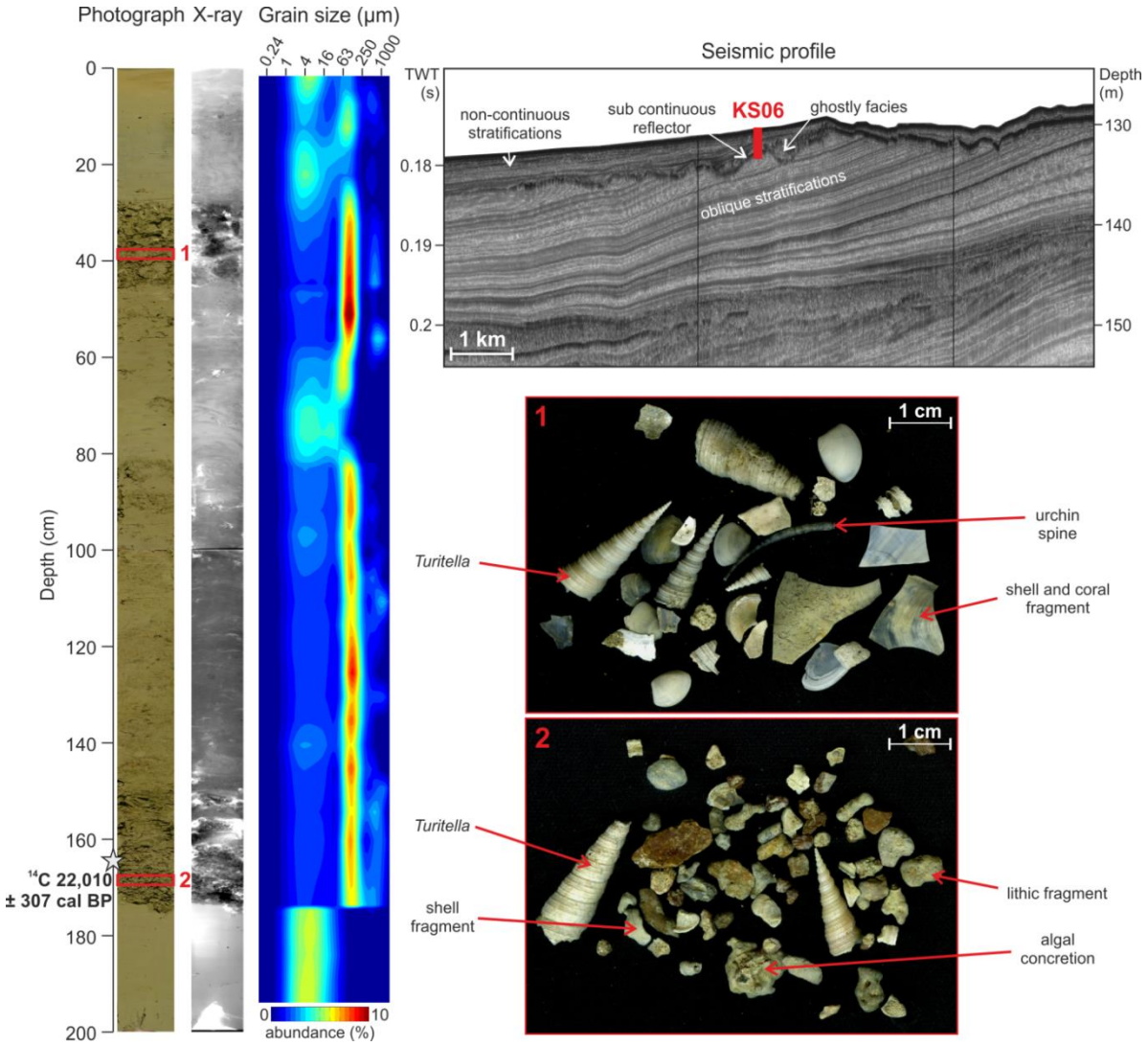


Figure 3: Photography, X-ray, grain-size, sedimentological composition of core KS06 and seismic profile.

From bottom to top, the core is composed by:

- homogenous clay (5 < 1st Mode < 7 µm) between 200 and 175 cm,
- erosive surface overlain by a sandy bed (100 < 1st Mode < 150 µm) between 175 and 80 cm composed by lithic fragments, shells fragments, *Turitella*, benthic foraminifera and algal concretions,
- short clay bed (5 < 1st Mode < 7 µm) between 80 and 70 cm,
- sandy bed between 70 and 22 cm (70 < 1st Mode < 125 µm) composed by lithic fragments, shell and coral fragments, *Turitella*, benthic foraminifera and urchin spines,
- clay interval (4 < 1st Mode < 5 µm) between 22 and 15 cm,
- short sandy bed (100 < 1st Mode < 110 µm) between 15 and 10 cm,
- clay interval on the last 10 cm (6 < 1st Mode < 7 µm).

One radiometric dating was performed above the erosive surface and provides an age of 22,010 ± 307 years cal BP. The erosive surface therefore corresponds to the MIS2 low sea level.

4.2. Seismic sequences and erosional surfaces

The seismic data and a line-drawing are presented on the southern West-East profile along Malta plateau (Fig. 4). It highlights four units separated by four erosional surfaces. Associated with a mapping of the seismic sequences (Fig. 5), five types of sequences are highlighted.

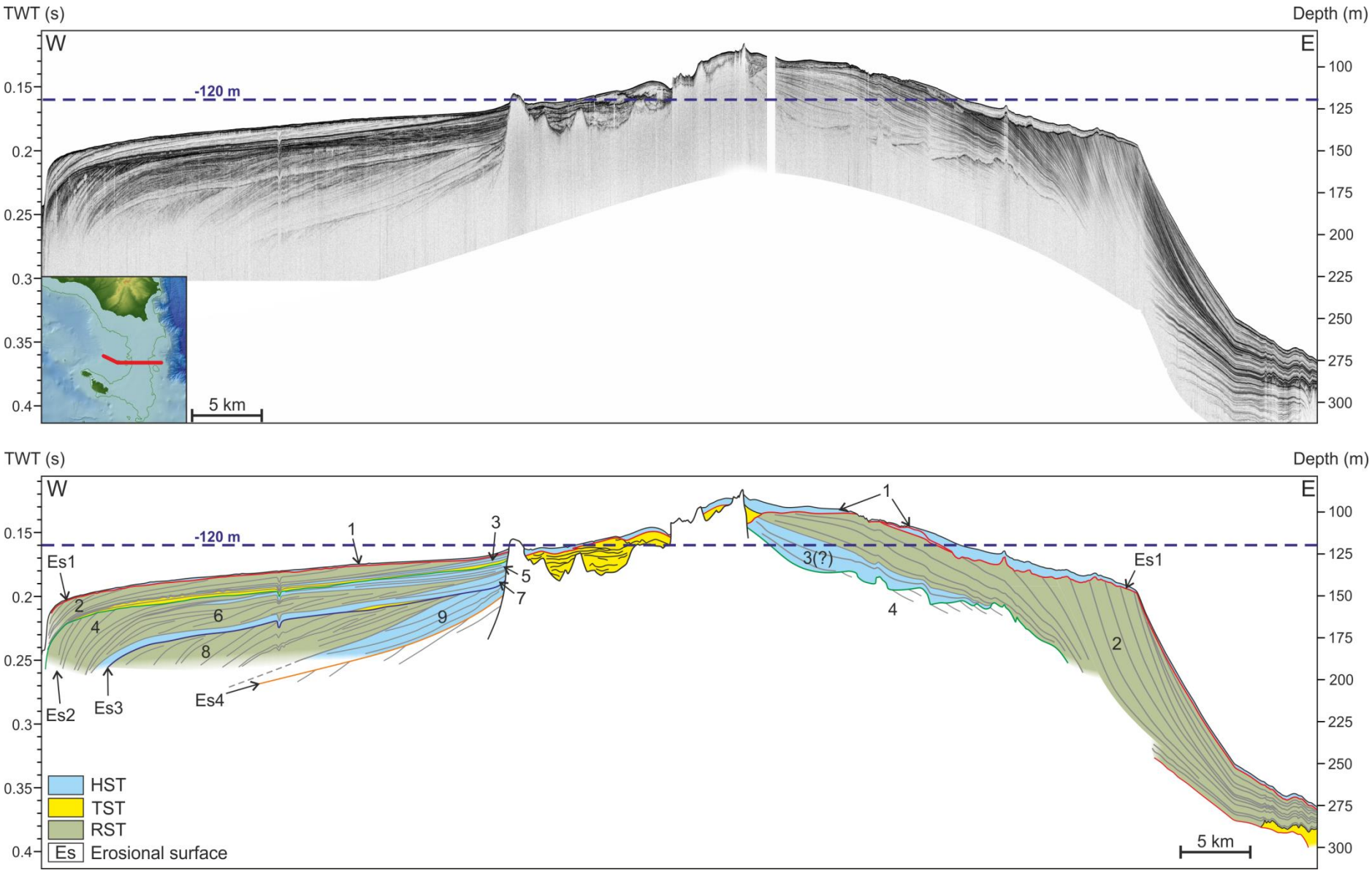
- *Type 1:* this type of sequence corresponds to sequence 1, the most recent and non-eroded. It is characterised by oblique stratifications of low to mid amplitudes (between 0 and -30 dB) that onlap above the shelf break. These clinoforms show angles between 0.1 and 0.5° at the bottom of the Messinian ridge that decrease and reach values between 0.05 to 0.1° towards the shelf break. It shows an important thickness (superior to 10 m) towards the end of the western shelf, on the Sicilian slope and on the edge of the shelf. The centre of the western shelf presents a lower thickness between 0 and 5 m. On the eastern shelf, sequence 1 displays a lenticular shape with a maximum thickness at its centre between 6 to 10 m (Fig. 5).
- *Type 2:* this type of sequence corresponds to sequences 2, 4-5 and 8. It is characterised by oblique stratifications of mid amplitudes (between 20 and -10 dB) that prograde on the shelf. These clinoforms shows angles, upstream of the shelf, between 0.1 and 0.05° in the western part and around 2° in the eastern part. Angles increase above the shelf

break reaching values between 0.2 and 0.4° in the western part and around 4° in the eastern part. It shows an increasing thickness toward the slope. It present values from 0 to 5 m upstream and up to 10 m downstream. To the East (for sequence 2), deposits corresponding to this sequence are much more developed, their thickness reaches up to 30 m (Fig. 5).

- *Type 3:* this type of sequence corresponds to sequences 3 and 7. It has the same characteristic as type 1. The difference is that it thins downstream ward. Values are up to 10 m upstream and down to 5 m on the edge of the shelf (Fig. 5).
- *Type 4:* this type of sequence corresponds to sequences 6 and 9. It has the same characteristics as type 1. The difference is that this type of sequence presents an elongated patch with north-south orientation. It measures 15 km in width and 10 to 20 m in thickness to the South of the shelf (Fig. 5).
- *Type 5:* this type of sequence corresponds to a ghostly facies of mid amplitude (between 20 and -20 dB; Fig. 4: in yellow).

Maps of erosional surfaces (Fig. 6) were performed without taking into account the subsidence rate that is difficult to estimate in this zone due to the high rate of erosion process during low sea levels. Erosional surface Es1 extends between 90 and 160 m in depth, Es2 between 110 and 190 m, Es3 between 120 and 220 m and Es4 between 135 and 250 m in depth. Figure 6 highlights an important progradation of the shelf toward the West. The shelf break has prograded by 12 km on average between the erosional surface Es4 and present day. On the eastern part of the shelf, shelf break has prograded by 7 km between Es2 and Es1. Erosional surfaces Es4 to Es2 reveal an elongated thalweg of 4 km in width and 15 m in depth on Es4 to 7 m in depth on Es2. This thalweg shows a NE-SW orientation from the South-East of Sicily to the Gela basin.

Figure 4: (following page) Acoustic subbottom profile intersecting the Malta escarpement from the West to the East and seismic facies identification. HST (in blue): Highstand System Tract, TST (in yellow): Transgressive System Tract, RST (in green): Regressive System Tract, Es: erosional surface.


TWT (s)
Depth (m)
W
E
-120 m
0.15
0.2
0.25
0.3
0.35
0.4
100
125
150
175
200
225
250
275
300
5 km
Es1
Es2
Es3
Es4
1
2
3
3(?)
4
5
6
7
8
9
HST
TST
RST
Es
Erosional surface

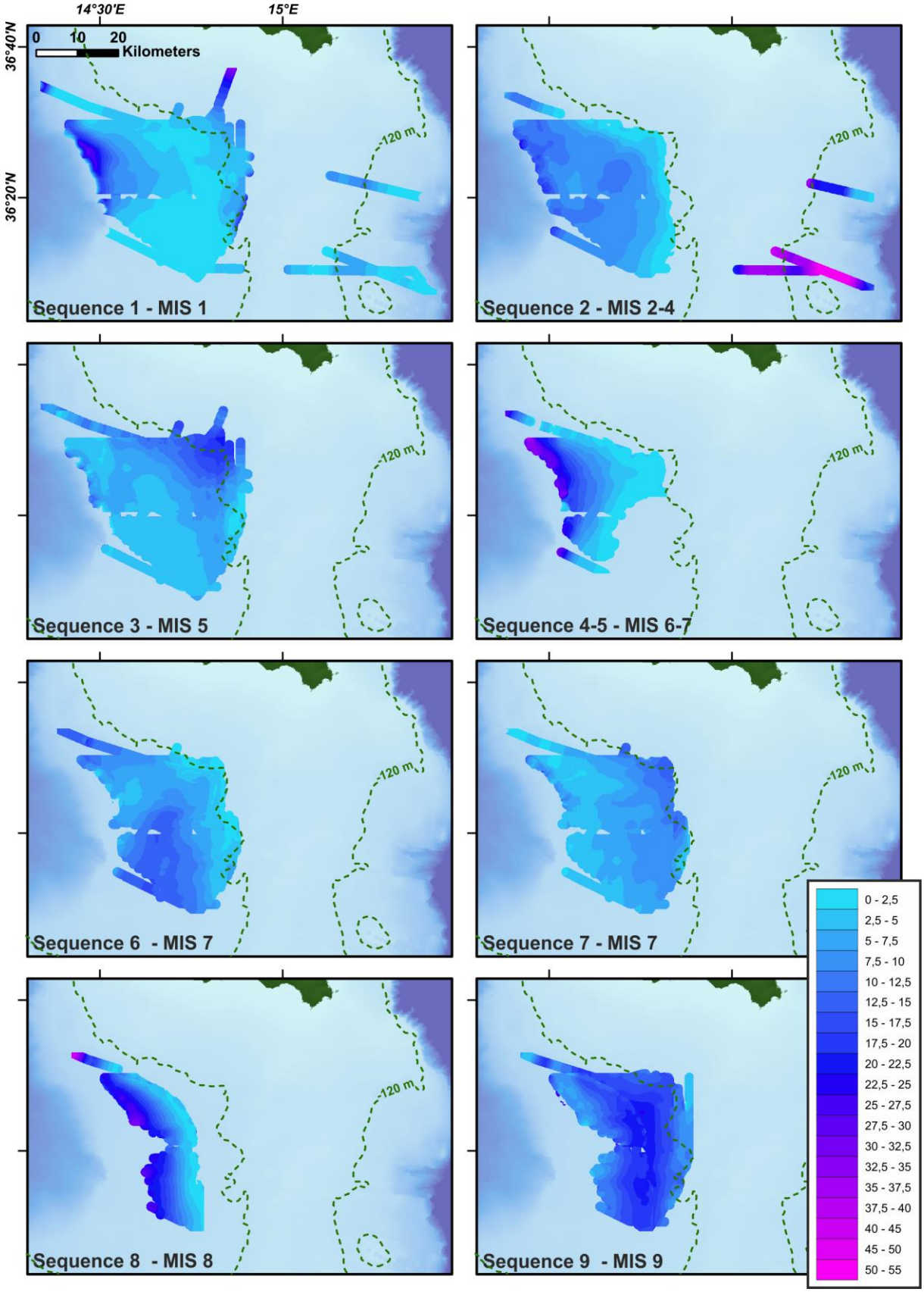


Figure 5: Isopach maps of sequences thickness (in meters).

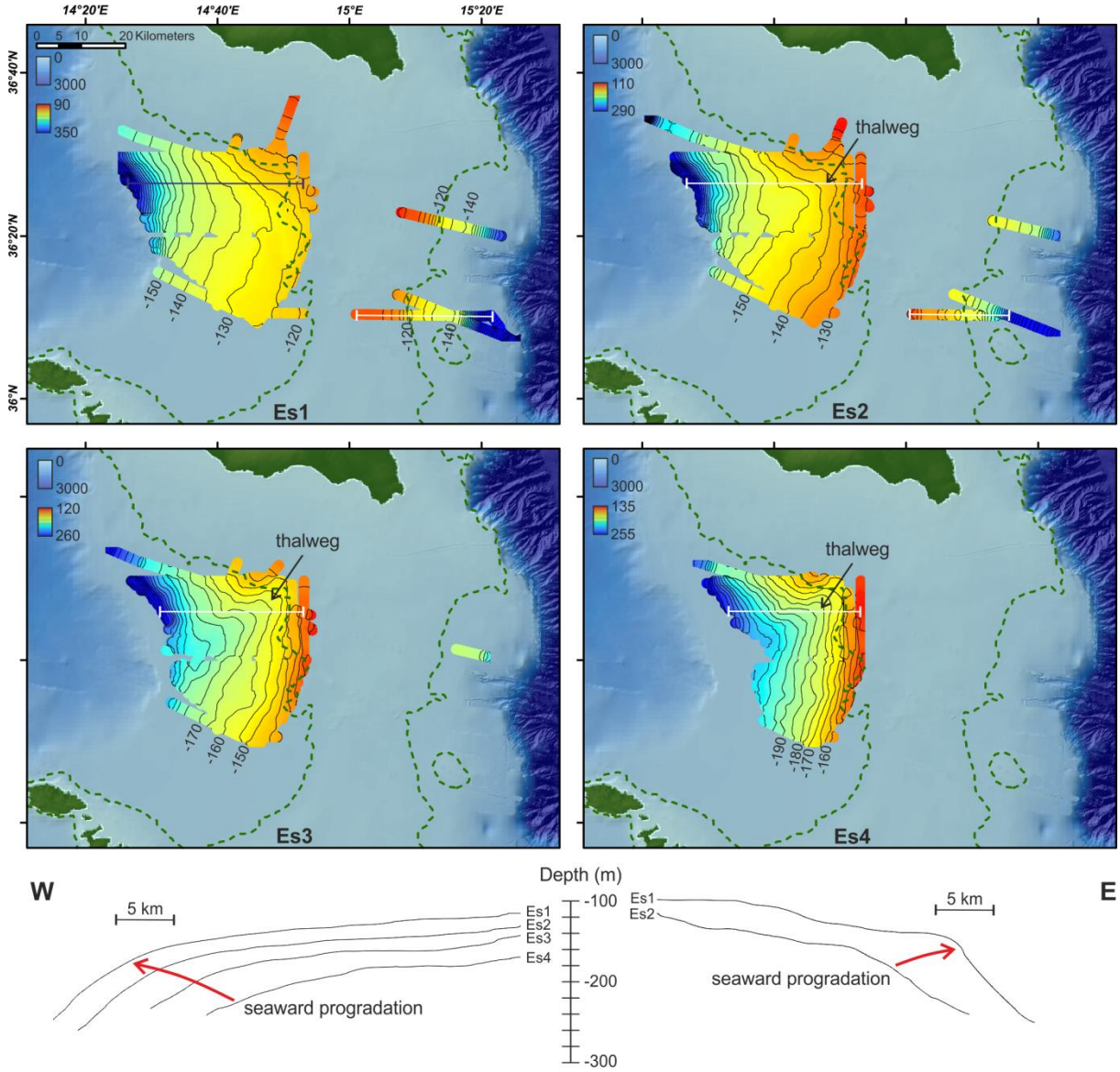


Figure 6: Isopach maps of the present day bathymetry (in meters) of erosional surfaces and evolution of cross sections

5. Discussion

5.1. Origin of seismic sequences

The surficial geology of the Malta Plateau is essentially composed of deposits that are mainly prograding seaward and that form a succession of four units, 10 to 20 m thick. They are separated by erosional surfaces. Each of these main units consists of at least two sequences. The first sequence is aggrading and located upstream from the shelf and the second sequence prograding on the shelf break. These sequences are systematically truncated at their top by a very strong continuous erosional surface that extends along the entire shelf.

The first erosional surface (Es1) is the only one for which a temporal constrain is known thanks to core KS06. It corresponds to the last low sea level during the LGM (Last Glacial Maximum, 21 ka). In terms of lithology, this surface is expressed by an erosive surface between marine clay and detritic and bioclastic sand overlain with a second clay sequence. Clay sediments located under the erosional surface belong to the prograding sequence with oblique stratifications (Seismic sequence 2; Fig. 3 and 4). It therefore corresponds to a RST sequence (Regressive System Tract) of the MIS5 to MIS2. Sandy sediments located above the erosional surface Es1 belongs to a TST sequence (Transgressive System Tract) as described around Malta islands by Gatt (2007). Finally, clay sediments located above the sandy layer correspond to the Holocene HST (Highstand System Tract; Seismic sequence 1).

On the basis that sedimentary cycles are closely linked to sea-level fluctuations (Mitchum and Van Wagoner, 1991), it can be supposed that each erosional surface corresponds to a low sea level. All the sequences can then be situated in time due to their supposed link with eustatic fluctuations (Fig. 7). Similar erosional surfaces (Es1 to Es4) have already been dated on the Adriatic shelf by Maselli et al. (2010). Thereby, Es2 should be linked to MIS6 low sea level (140 ka), Es3 to MIS8 low sea level (270 ka) and Es4 to MIS10 low sea level (340 ka). The stratified sequences upstream from the shelf (Fig. 4: in blue) correspond to HST sequences; prograding sequences (Fig. 4: in green) to RST sequences and ghostly sequences (Fig. 4: in yellow), between erosive surfaces and HST, to TST sequences.

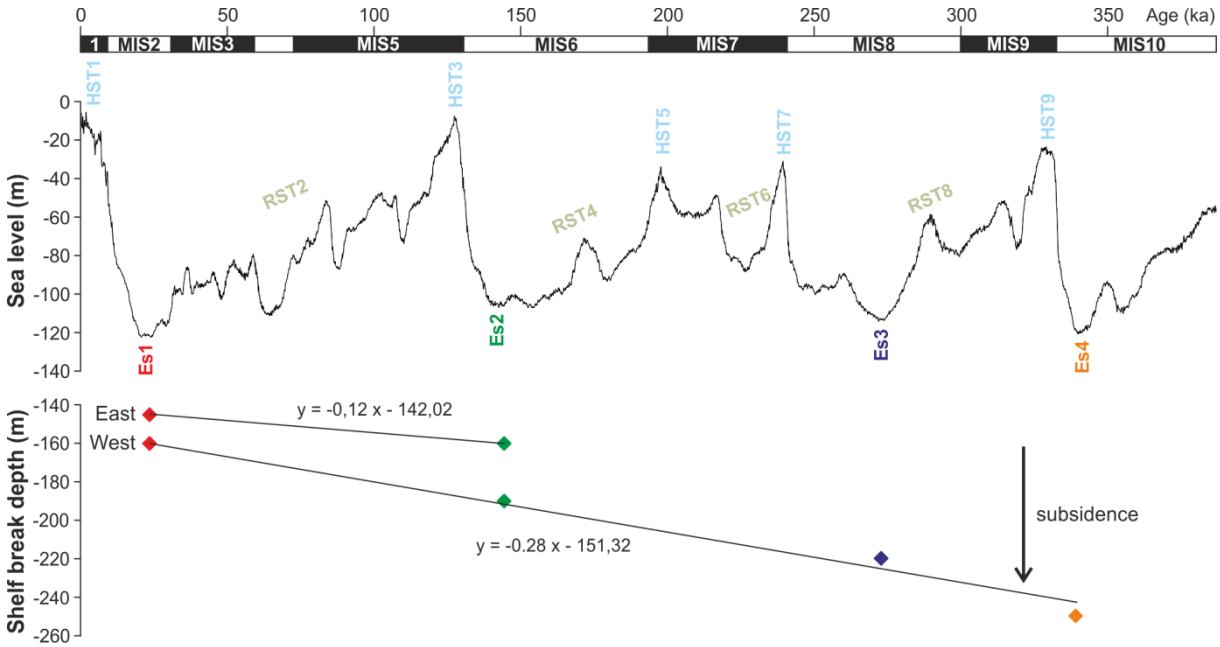


Figure 7: Present day position in depth of seismic sequences and Paleo Shelf break during lowstand from MIS1 to MIS10. Sea level curve is from (Grant et al., 2014).

5.2. Morphological evolution

MIS10 to MIS9: During MIS10 low sea level, the western part of the shelf is 20 to 30 km wide (Fig. 6: Es4). A thalweg is formed between two structural highs and extends to the South-West of the shelf (Fig. 6: Es4). The HST of the MIS9 filled this thalweg giving its elongated morphology with a NE-SW orientation and an important thickness, between 20 and 25 m, in the middle of the shelf (Fig. 5: Sequence 9). The erosional processes are significantly more consequential upstream and accentuate the elongated morphology of the HST deposits. The fall of the sea level during the MIS9 until the MIS8 forced the sedimentation on the edge of the shelf (Fig. 5: Sequence 8), leading a migration of the shelf break of 3 to 4 km westward.

MIS8 to MIS 7: Erosional processes during the low sea level of the MIS8 have the same configuration as the one of MIS10 and highlight the same thalweg with a NE-SW orientation (Fig. 6: Es3). Sediments of MIS7 HST sequence thin downstream but are thicker in the thalweg (Fig. 5: Sequence 7). During the MIS7, a first abrupt sea-level fall occurs and leads to the formation of the RST6 (Fig. 5: Sequence 6). The thickest part extends toward the south. This first fall is followed by a rise and then by the deposition of the RST4 during a second sea-level fall (Fig. 5: Sequence 4-5). The thickest part is found on the edge of the shelf, leading to a migration of the shelf break of 6 to 7 km westward.

MIS6 to MIS3: the erosional surface of MIS6 low sea level marks the same thalweg as the Es3 and Es4 but seems less developed, with a smaller depth by 8 meters (Fig. 6: Es2). Deposits of the RST from the MIS5 are similar to those of the RST7 of the MIS7, and are mainly located upstream (Fig. 5: Sequence 3). During the fall of sea level, an important dissimilarity can be observed between deposits from the western part and the eastern part of the shelf (Fig. 5: Sequence 2). To the East, deposits are 4 to 8 times thicker. To the West, sediments definitively filled the thalweg located along the shelf. The shelf break progrades between 2 and 3 km to the West and between 7 and 8 km to the East.

MIS2 to MIS1: During the low sea level of the LGM, the thalweg no longer appears, the erosional process is more linear from the centre of the shelf to the basin (Fig. 6: Es1). Finally, to the Holocene, two main areas of deposits can be observed. The first one is observed upstream, in shallow environments, and the second on the slope of the shelf (Fig. 5: Sequence 1).

Therefore, the same pattern seems to occur over time with an erosional surface followed by a transgressive filling, an aggrading sequence on the centre of the Malta Plateau and then a seaward prograding sequence.

5.3. Sediment supply

During high stands, deposits are mainly located upstream from the shelf in shallow environments, whereas during low stands deposits are constrained on the edge of the shelf. The seaward spreading of the shelf break is high, 16 km during the last 340 ka, despite that rivers in the South of Sicily are strongly limited, the few that exist present very low modern total suspended solids, around 0.13 Mt/yr for the Gela River with a catchment basin of 240 km² (Kuhlmann et al., 2015; Milliman and Farnsworth, 2011).

For comparison, the Gulf of Lion shows spreads of the shelf break seaward of around 19 km during the last 250 ka with a subsidence rate around 0.25 mm/yr (Rabineau et al., 2005). The Rhône River has a discharge of 54 km^3/yr and a catchment basin of 96,000 km² (Milliman and Farnsworth, 2011). In the western part of the Adriatic, the shelf break shows a landward progradation of 8 km during the last 250 ka with a subsidence rate around 0.3 mm/yr (Maselli et al., 2010). The rivers, as in Sicily, are strongly limited and present discharge around 0.2-0.3 km^3/yr and catchment basins smaller than 300 km². The difference between a seaward or a landward progradation of the shelf break is explained by the ratio sediment supply versus subsidence as discussed by Maselli et al. (2010). This ratio is highly dependent on the geodynamic configuration, passive margin versus active margin (Jordan and Flemings, 1991; Posamentier and Allen, 1993). In foreland basins, subsidence is higher than sediment supply and leads to a landward progradation, whereas on passive margins the sediment supply is higher than subsidence and leads a seaward progradation of the shelf.

Figure 7 highlights a subsidence on the western part of the platform. The slope of the regression line (Fig. 7) formed by the shelf break's depths allows the estimation of a subsidence rate to the West of about 0.28 mm/yr. To the East, the mechanics appear to be more complex. The external part of the platform displays a light subsidence of 0.12 mm/yr (Fig. 7). The internal part, close to the Messinian ridge, shows that the erosional surface Es1, corresponding to the last low sea level of -120 m, is now located at -98 m to the south and -89 m to the north. This position should be the result of an uplift triggered by the growth of the Messinian Ridge. Over the last 24 ka, the uplift can be estimated at 0.92 mm/yr to the South and 1.29 mm/yr to the North. These results are consistent with the results of studies performed

on emerged marine terraces that show uplift values between 0.7 and 1.7 mm/yr in the southern Italy (on the edge of Taranto Gulf, Catania plain and Hyblean Plateau; Catalano and De Guidi, 2003; Monaco et al., 2004, 2002; Santoro et al., 2013).

The Malta shelf shows a seaward progradation in an active margin context and seems to have, as the Gulf of Lion, a delta-type dynamic. Despite of the low input in sediments from Sicily rivers, uplift inland (eastern coast of Sicily) and on the central part of the Malta Plateau seems to be important enough (Catalano et al., 2010) to lead to a sediment supply to shelf higher than subsidence rates (Fig. 8). On the Malta Plateau, the determining factor is rather uplift versus subsidence than sediment supply from rivers versus subsidence. In addition, the shallow bathymetry of the shelf (< -200 m) and its flat morphology quickly forced the sedimentation to the edge of the shelf during the sea level fall. In low sea level, rivers can extend far from the present-day coastline and can feed the shelf directly downstream.

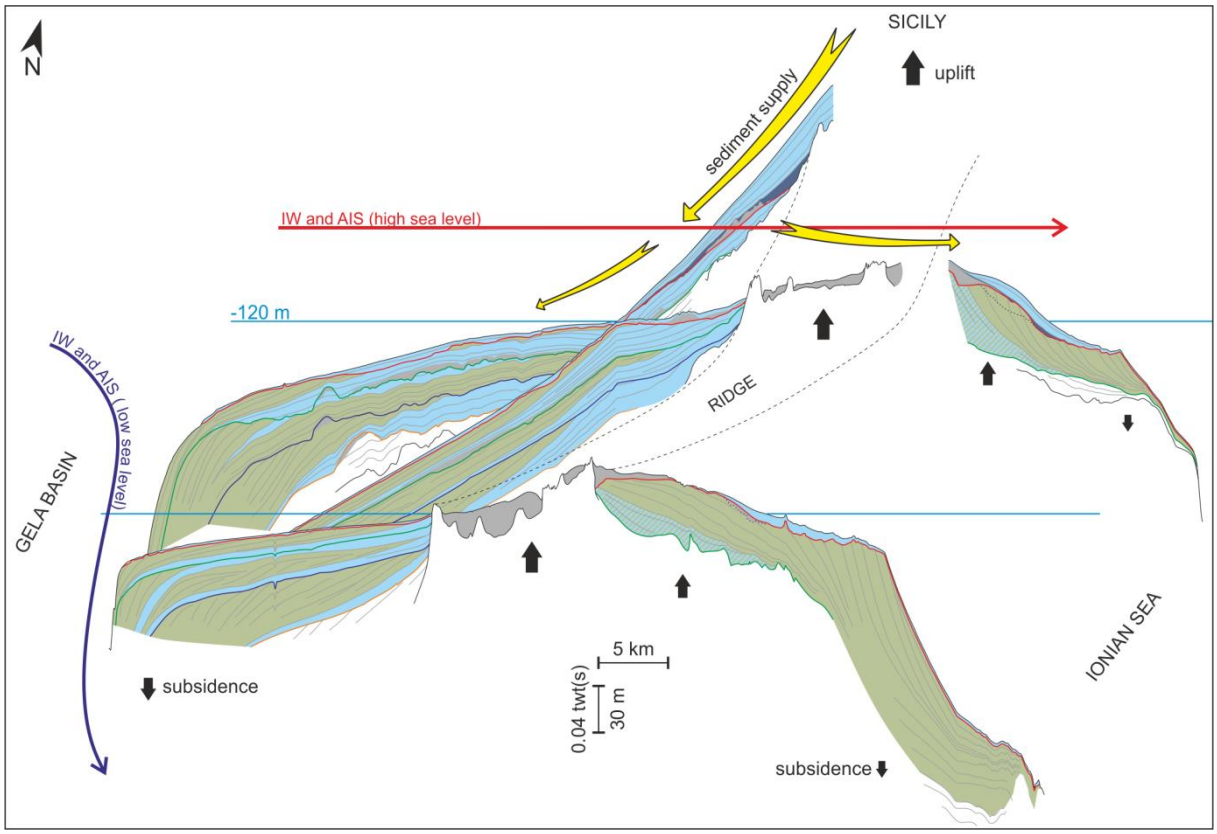


Figure 8: 3D reconstitution of the Malta Plateau morphology and sediment supply.

During the Holocene, thick deposits are located on the edge of the shelf and suggest another sediment origin. The LIW current in the Gela basin or IW and AIS streams can be responsible for the sediment deposits (Fig. 8). These kinds of deposits are not observed during the older high stand. The mechanism and current streams could have been different, or the strong erosional processes may have led to a loss of information. During the last two cycles

(MIS1 and MIS2-4), sedimentation appears significantly higher on the eastern part of the shelf than on the western part. This is probably linked to the influence of currents (IW and AIS) passing above the Malta Plateau toward the East, capturing sediments from Sicily (Fig. 8). The lack in the record for the older cycles highlights lower subsidence rates to the East, but also more important erosional processes during low stand attested by the presence of many canyons on the Malta escarpment.

6. Conclusion

This study has enabled us to describe the architecture of the Malta Plateau and its evolution over the last four climatic cycles. We can observe:

- A strong progradation of the western part of the shelf, despite of the low sediment supply from Sicily, linked to a continental uplift higher than the subsidence rate.
- The establishment of a North-South-trending thalweg from Sicily to the Gela basin during MIS10, 8 and 6. This thalweg is definitely filled during the Holocene.
- Strong erosional processes of the shelf during sea-level lowstand, due to the shallow depth of the Malta Plateau.
- An East/West asymmetry with sedimentation predominantly on the eastern part of the shelf. This asymmetry is linked to the Atlantic and Ionian water masses that flow eastward associated to the uplift of the internal eastern part of the shelf.

Acknowledgments

We would like to thank the SHOM (hydrological and oceanographic marine service) for the data, DGA (French Defence Procurement Agency, French Ministry of Defense) and CNRS (National Center of Scientific Research) of Normandy for PhD thesis funding. We are also grateful to EPOC technicians and engineers: P. Lebleu, I. Billy, O. Ther, and M.-C. Perello for the data acquisition. We would finally like to acknowledge Olivia Clayton who provide English-language support.

References

Argnani, A., 1990. The Strait of Sicily rift zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin. J. Geodyn. 12, 311–331.

Argnani, A., Bonazzi, C., 2005. Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. Tectonics 24.

Astraldi, M., Balopoulos, S., Candela, J., Font, J., Gacic, M., Gasparini, G.., Manca, B., Theocharis, A., Tintoré, J., 1999. The role of straits and channels in understanding the characteristics of Mediterranean circulation. Prog. Oceanogr. 44, 65–108. doi:10.1016/S0079-6611(99)00021-X

Barberi, F., Civetta, L., Gasparini, P., Innocenti, F., Scandone, R., Villari, L., 1974. Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanological evidence from Sicily. Earth Planet. Sci. Lett. 22, 123–132.

Béranger, K., Mortier, L., Gasparini, G.-P., Gervasio, L., Astraldi, M., Crépon, M., 2004. The dynamics of the Sicily Strait: a comprehensive study from observations and models. Phys. Oceanogr. Sea Straits 51, 411–440. doi:10.1016/j.dsr2.2003.08.004

Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P., Yi, H.I., 2002. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. Mar. Geol. 188, 293–315. doi:10.1016/S0025-3227(02)00446-2

Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surf. Process. Landf. 26, 1237–1248.

Boccaletti, M., Nicolich, R., Tortorici, L., 1984. The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. Mar. Geol. 55, 219IN1223-222IN8245.

Borzelli, G.L.E., Gačić, M., Cardin, V., Civitarese, G., 2009. Eastern Mediterranean Transient and reversal of the Ionian Sea circulation. Geophys. Res. Lett. 36.

Budillon, G., Bue, N.L., Siena, G., Spezie, G., 2010. Hydrographic characteristics of water masses and circulation in the Northern Ionian Sea. APLABES Programme Phys. Chem. Biol. Charact. Deep-Water Coral Ecosyst. Ionian Sea Mediterr. 57, 441–457. doi:10.1016/j.dsr2.2009.08.017

Casford, J., Rohling, E., Abu-Zied, R., Fontanier, C., Jorissen, F., Leng, M., Schmiedl, G., Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 103–119.

Catalano, S., De Guidi, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. J. Geodyn. 36, 445–467. doi:10.1016/S0264-3707(02)00035-2

Catalano, S., Romagnoli, G., Tortorici, G., 2010. Kinematics and dynamics of the Late Quaternary rift-flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily). Tectonophysics 486, 1–14.

Cheng, H., Edwards, R.L., Broecker, W.S., Denton, G.H., Kong, X., Wang, Y., Zhang, R., Wang, X., 2009. Ice age terminations. science 326, 248–252.

Chepalyga, A.L., 2007. The late glacial great flood in the Ponto-Caspian basin, in: The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement. Springer, pp. 119–148.

Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. Quat. Res. 8, 205–235. doi:10.1016/0033-5894(77)90046-1

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. Crit. Quat. Stratigr. 25, 3150–3184. doi:10.1016/j.quascirev.2006.07.008

Ducassou, E., 2006. Évolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent.

Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D., Cai, Y., Zhang, M., Lin, Y., Qing, J., An, Z., Revenaugh, J., 2005. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. Earth Planet. Sci. Lett. 233, 71–86.

Gardiner, W., Grasso, M., Sedgeley, D., 1995. Plio-pleistocene fault movement as evidence for mega-block kinematics within the Hyblean—Malta Plateau, Central Mediterranean. J. Geodyn. 19, 35–51. doi:10.1016/0264-3707(94)00006-9

Gardiner, W., Grasso, M., Sedgeley, D., 1993. Plio-Pleistocene stratigraphy and fault movement of the Malta Platform. UNESCO Techical Rep. Mar. Sci. 58, 111–116.

Gasparini, G.P., Ortona, A., Budillon, G., Astraldi, M., Sansone, E., 2005. The effect of the Eastern Mediterranean Transient on the hydrographic characteristics in the Strait of Sicily and in the Tyrrhenian Sea. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 52, 915–935. doi:10.1016/j.dsr.2005.01.001

Gatt, P.A., 2007. Controls on Plio-Quaternary foreland sedimentation in the region of the Maltese Islands. Boll.-Soc. Geol. Ital. 126, 119.

Grant, K., Rohling, E., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A., Tamisiea, M., 2014. Sea-level variability over five glacial cycles. Nat. Commun. 5.

Hoogakker, B., Rothwell, R., Rohling, E., Paterne, M., Stow, D., Herrle, J., Clayton, T., 2004. Variations

in terrigenous dilution in western Mediterranean Sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle. Mar. Geol. 211, 21–43.

Hubscher, C., Spiess, V., 2005. Forced regression systems tracts on the Bengal Shelf. Mar. Geol. 219, 207–218. doi:10.1016/j.margeo.2005.06.037

Jordan, T., Flemings, P., 1991. Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism: A theoretical evaluation. J. Geophys. Res. Solid Earth 96, 6681–6699.

Kissel, C., Laj, C., Labeyrie, L., Dokken, T., Voelker, A., Blamart, D., 1999. Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 171, 489–502.

Kissel, C., Laj, C., Mulder, T., Wandres, C., Cremer, M., 2009. The magnetic fraction: A tracer of deep water circulation in the North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 288, 444–454.

Klein, B., Roether, W., Manca, B.B., Bregant, D., Beitzel, V., Kovacevic, V., Luchetta, A., 1999. The large deep water transient in the Eastern Mediterranean. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 46, 371–414.

Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., Perivoliotis, L., Theocharis, A., 2014. On the continuous functioning of an internal mechanism that drives the Eastern Mediterranean thermohaline circulation: The recent activation of the Aegean Sea as a dense water source area. J. Mar. Syst. 129, 484–489. doi:10.1016/j.jmarsys.2013.10.002

Kuhlmann, J., Asioli, A., Trincardi, F., Klügel, A., Huhn, K., 2015. Sedimentary response to Milankovitch-type climatic oscillations and formation of sediment undulations: evidence from a shallow-shelf setting at Gela Basin on the Sicilian continental margin. Quat. Sci. Rev. 108, 76–94. doi:10.1016/j.quascirev.2014.10.030

Lane-Serff, G.F., Rohling, E.J., Bryden, H.L., Charnock, H., 1997. Postglacial connection of the Black Sea to the Mediterranean and its relation to the timing of sapropel formation. Paleoceanography 12, 169–174.

Larrasoana, J.C., Roberts, A.P., Stoner, J.S., Richter, C., Wehausen, R., 2003. A new proxy for bottom-water ventilation in the eastern Mediterranean based on diagenetically controlled magnetic properties of sapropel-bearing sediments. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 221–242.

Lermusiaux, P.F.J., Robinson, A.R., 2001. Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 48, 1953–1997. doi:10.1016/S0967-0637(00)00114-X

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20.

Löwemark, L., Lin, Y., Chen, H.-F., Yang, T.-N., Beier, C., Werner, F., Lee, C.-Y., Song, S.-R., Kao, S.-J., 2006. Sapropel burn-down and ichnological response to late Quaternary sapropel formation in two∼ 400 ky records from the eastern Mediterranean Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 239, 406–425.

Major, C., Ryan, W., Lericolais, G., Hajdas, I., 2002. Constraints on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial–interglacial transition. Mar. Geol. 190, 19–34. doi:10.1016/S0025-3227(02)00340-7

Maselli, V., Trincardi, F., Asioli, A., Ceregato, A., Rizzetto, F., Taviani, M., 2014. Delta growth and river valleys: the influence of climate and sea level changes on the South Adriatic shelf (Mediterranean Sea). Quat. Sci. Rev. 99, 146–163. doi:10.1016/j.quascirev.2014.06.014

Maselli, V., Trincardi, F., Cattaneo, A., Ridente, D., Asioli, A., 2010. Subsidence pattern in the central Adriatic and its influence on sediment architecture during the last 400 kyr. J. Geophys. Res. Solid Earth 115, B12106. doi:10.1029/2010JB007687

Max, M., Kristensen, A., Michelozzi, E., 1993. Small scale Plio-Quaternary sequence stratigraphy and shallow geology of the west-central Malta Plateau. Geol. Dev. Sicil.-Tunis. Platf. 117–122.

McCave, I., Hall, I.R., Bianchi, G.G., 2006. Laser vs. settling velocity differences in silt grainsize measurements: estimation of palaeocurrent vigour. Sedimentology 53, 919–928.

McCave, I., Manighetti, B., Robinson, S., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. Oceanogr. Lit. Rev. 10, 593–610.

Milliman, J., Farnsworth, K., 2011. Runoff, erosion, and delivery to the coastal ocean. River Disch. Coast. Ocean Glob. Synth. Camb. Univ. Press Camb. UK 13–69.

Mitchum, R.M., Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. Sediment. Geol. 70, 131–160.

Monaco, C., Antonioli, F., De Guidi, G., Lambeck, K., Tortorici, L., Verrubbi, V., 2004. Sea-level change and tectonic uplift during the Holocene in the Catania Plain (eastern Sicily). Riassunti E Guida Alle Escursioni 26.

Monaco, C., Bianca, M., Catalano, S., De Guidi, G., Tortorici, L., 2002. Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features. Boll Soc Geol Ital 1, 901–913.

Murat, A., 1991. Enregistrement sédimentaire des paléoenvironnements quaternaires en Méditerranée orientale (Thèse de Doctorat). Université de Perpignan.

Nittis, K., Lascaratos, A., Theocharis, A., 2003. Dense water formation in the Aegean Sea: numerical

simulations during the Eastern Mediterranean Transient. J. Geophys. Res. Oceans 108.

Onken, R., Robinson, A.R., Lermusiaux, P.F., Haley, P.J., Anderson, L.A., 2003. Data-driven simulations of synoptic circulation and transports in the Tunisia-Sardinia-Sicily region. J. Geophys. Res. Oceans 108.

Osler, J., Algan, O., 1999. A high resolution seismic sequence analysis of the Malta Plateau. DTIC Document.

Patacca, E., Scandone, P., Giunta, G., Liguori, V., 1979. Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (southeastern Sicily). Geol. Romana 18, 331–369.

Piper, D.J., Aksu, A.E., 1992. Architecture of stacked Quaternary deltas correlated with global oxygen isotopic curve. Geology 20, 415–418.

Posamentier, H., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.

Posamentier, H., Allen, G., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland, ramp-type basins. Geology 21, 455–458.

Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E., Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. Mar. Pet. Geol. 22, 775–804.

Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP.

Robinson, A.R., Golnaraghi, M., 1994. The physical and dynamical oceanography of the Mediterranean Sea, in: Ocean Processes in Climate Dynamics: Global and Mediterranean Examples. Springer, pp. 255–306.

Roether, W., Manca, B.B., Klein, B., Bregant, D., 1996. Recent changes in eastern Mediterranean deep waters. Science 271, 333.

Rose, J., Meng, X., Watson, C., 1999. Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. J. Geol. Soc. 156, 435–448.

Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 49, 237–263.

Ryan, W.B.F., Pitman III, W.C., Major, C.O., Shimkus, K., Moskalenko, V., Jones, G.A., Dimitrov, P., Gorür, N., Sakinç, M., Yüce, H., 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. Mar. Geol. 138, 119–126. doi:10.1016/S0025-3227(97)00007-8

Sammari, C., Millot, C., Taupier-Letage, I., Stefani, A., Brahim, M., 1999. Hydrological characteristics in the Tunisia–Sardinia–Sicily area during spring 1995. Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap. 46, 1671–1703. doi:10.1016/S0967-0637(99)00026-6

Santoro, E., Ferranti, L., Burrato, P., Mazzella, M.E., Monaco, C., 2013. Deformed Pleistocene marine terraces along the Ionian sea margin of southern Italy: Unveiling blind fault-related folds contribution to coastal uplift. Tectonics.

Savini, A., Malinverno, E., Etiope, G., Tessarolo, C., Corselli, C., 2009. Shallow seep-related seafloor features along the Malta plateau (Sicily channel–Mediterranean Sea): Morphologies and geo-environmental control of their distribution. Mar. Pet. Geol. 26, 1831–1848.

Schroeder, K., Gasparini, G., Tangherlini, M., Astraldi, M., 2006. Deep and intermediate water in the western Mediterranean under the influence of the Eastern Mediterranean Transient. Geophys. Res. Lett. 33.

Sperling, M., Schmiedl, G., Hemleben, C., Emeis, K.., Erlenkeuser, H., Grootes, P.., 2003. Black Sea impact on the formation of eastern Mediterranean sapropel S1? Evidence from the Marmara Sea. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 190, 9–21. doi:10.1016/S0031-0182(02)00596-5

Theocharis, A., Klein, B., Nittis, K., Roether, W., 2002. Evolution and status of the Eastern Mediterranean Transient (1997–1999). MATER MAss Transf. Ecosyst. Response 33–34, 91–116. doi:10.1016/S0924-7963(02)00054-4

Theocharis, A., Krokos, G., Velaoras, D., Korres, G., 2014. An internal mechanism driving the alternation of the Eastern Mediterranean dense/deep water sources. Mediterr. Sea Temporal Var. Spat. Patterns 10, 9781118847572.

Tudryn, A., Leroy, S.A., Toucanne, S., Gibert-Brunet, E., Tucholka, P., Lavrushin, Y.A., Dufaure, O., Miska, S., Bayon, G., 2016. The Ponto-Caspian basin as a final trap for southeastern Scandinavian Ice-Sheet meltwater. Quat. Sci. Rev. 148, 29–43.

Tzedakis, P., Bennett, K., 1995. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe. Quat. Sci. Rev. 14, 967–982.

Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W., Wijmstra, T.A., 2003. Comparison of changes in vegetation in northeast Greece with records of climate variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years. Earth Planet. Sci. Lett. 212, 197–212. doi:10.1016/s0012-821x(03)00233-4

Vai, G.B., Cantelli, L., Antonioli, F., 2004. Litho-palaeoenvironmental maps of Italy during the last two climatic extremes. Museo archeologico Giovanni Capellini.

Van Wagoner, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions.

Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial-and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature 451, 1090–1093.

Wang, Y.-J., Cheng, H., Edwards, R.L., An, Z., Wu, J., Shen, C.-C., Dorale, J.A., 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science 294, 2345–2348.

Weber, O., Gonthier, E., Faugères, J., 1991. Analyse granulometrique de sediments fins marins: Comparaison des resultats obtenus au Sedigraph et au Malvern. Bull Inst Géol Bassin Aquitaine 50, 107–114.

Wilson, T., Thomson, J., Hydes, D., Colley, S., Culkin, F., Sørensen, J., 1986. Oxidation fronts in pelagic sediments: Diagenetic formation of metal-rich layers. Science 232, 972–975.

Wilson, T.R.S., Thomson, J., Colley, S., Hydes, D.J., Higgs, N.C., Sørensen, J., 1985. Early organic diagenesis: The significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta 49, 811–822. doi:10.1016/0016-7037(85)90174-7

3. Conclusion

La sédimentation hémipélagique du fond du bassin ionien semble enregistrer des cycles d'oxygénation des masses d'eau profondes. Trois grandes phases ont pu être mises en évidence :

- Deux phases de bonne oxygénation du MIS11 au MIS8 puis du MIS4 au MIS1 regroupant des séquences sédiment oxydé-réduit-sapropèle d'une durée de 68 000 à 85 000 ans.
- Une phase de mauvaise oxygénation du MIS7 au MIS5 regroupant des séquences sédiment oxydé-réduit-sapropèle d'une durée de 19 000 à 26 000 ans.

Ces différentes phases semblent être en lien avec les variations eustatiques et donc les échanges entre les bassins oriental et occidental, les décharges d'eau douce provenant du nord (Pô, mer Noire) et du sud (Nil) et les variations de l'insolation et donc de la mousson africaine.

Les surfaces d'érosion successives observées sur le plateau témoignent de périodes d'émersion du plateau lors des bas niveaux marins. Le plateau de Malte agit donc comme un rempart à la circulation est-ouest des masses d'eau. Cependant l'architecture sédimentaire du plateau ne permet pas de définir précisément l'influence du plateau de Malte sur les circulations océaniques puisqu'il semble enregistrer une sédimentation provenant principalement de la Sicile. Néanmoins, l'uplift affectant les évaporites messiniennes estimé entre 0,92 et 1,29 cm/an au centre du plateau laisse à penser que l'émersion du plateau en bas niveau marin n'a pas toujours été complète. Les échanges entre les bassins occidental et oriental n'ont pas toujours dû être affectés aussi drastiquement.

PARTIE 3 – GEOACOUSTIQUE MARINE

CHAPITRE VII – EXPRESSION ACOUSTIQUE DES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DE LA MER IONIENNE

1. Répartition des environnements sédimentaires modernes de la mer Ionienne

L'étude des 14 carottes de la campagne MOCOSED2012 et des 3 carottes de la campagne STEREO-BASE2007 ont permis de mettre en évidence la forte variabilité de la couverture sédimentaire de la mer Ionienne. Cette variabilité est intimement liée à la variété des environnements de dépôt, des sources et des processus de transports et de dépôts sédimentaires. L'analyse des 17 carottes nous a permis de différencier 9 environnements de dépôts types pour la mer Ionienne ainsi que 5 types de processus de dépôt. Le Tableau VII.1 représente une synthèse de ces environnements et la sédimentation caractéristique associée.

Les 9 environnements sont caractérisés principalement par leur morphologie et leur localisation :

- Plateau de Malte : environnement peu profond (< 200 m) présentant un relief relativement plat situé entre la Sicile et les îles de Malte.
- Arc Calabrais – Lobe ouest : environnement profond (> 1000 m) présentant une succession de rides d'accrétion et de bassins intra-pente, situé le long de l'escarpement de Malte et de la Sicile.
- Arc Calabrais – Axe de drainage : environnement profond (> 1000 m) drainant les apports de la Sicile et de l'escarpement de Malte vers le basin profond.
- Arc Calabrais – Lobe est : environnement profond (> 1000 m) caractérisé par une succession de rides d'accrétions.
- Arc Calabrais – Axe de drainage est : environnement profond (> 1000 m) drainant les apports de l'Italie du Sud (Calabre, Basilicate, Pouilles) et l'escarpement d'Apulie vers le bassin profond.
- Bassins profonds : environnement très profond (> 3000 m) présentant très peu de déformations, localisés au pied des prismes d'accrétion.
- Ride Méditerranéenne – Pente de ride d'accrétion : environnement profond (> 2000 m) isolé des apports continentaux directs et soumis à des instabilités gravitaires.
- Ride Méditerranéenne – Sommet de ride d'accrétion : environnement profond (> 2000 m) isolé des apports continentaux directs.

- Escarpement d'Apulie : environnement moyennement profond (1000 – 2000 m) situé dans le prolongement de la région des Pouilles en Italie, il sépare la mer Ionienne du détroit d'Otrante.

Tableau VII.1 - Synthèse des environnements de dépôt et du type de sédimentation associée. TS : turbidite silicoclastique ; TV : turbidite volcanoclastique ; Sl : slump.

Environnements de dépôts		**Types de sédimentation**						
		hémipélagique	téphras	sapropèles	gravitaire			Remplissage de transgression
					TS	TV	Sl	
Plateau de Malte		x	x	x				x
Arc Calabrais	Lobe ouest	x	x	x	x	x	x	
	Axe de drainage ouest	x	x	x		x		
	Lobe est	x	x	x		x		
	Axe de drainage est	x	x	x	x			
Bassins profonds		x	x	x	x			
Ride Méditerranéenne	Sommet de ride d'accrétion	x	x	x				
	Pente de ride d'accrétion	x	x	x			x	
Escarpement d'Apulie		x	x	x				

Les 9 environnements présentés précédemment sont caractérisés par plusieurs types de sédimentation :

- Sédiments hémipélagiques : caractérisés par un mode granulométrique entre 3 et 5 µm. Ils correspondent à la sédimentation marine.
- Tephra : ne présente pas de granularité caractéristique car il est lié à une éruption volcanique donnée présentant un mode de fragmentation et de dispersion qui lui est propre.

- Sapropèles : ne présentent pas de granularité caractéristique car il sont composés d'une proportion variable entre la matière organique et les coquilles d'organismes planctoniques.
- Sédimentation gravitaire : elle se présente sous 3 principales formes. Un remplissage sableux dans les fonds de chenaux, les glissements gravitaires de type slump sur les pentes et les turbidites silicoclastiques et volcanoclastiques présentant une base généralement silteuse à sableuse.
- Remplissage de transgression marine : caractérisé par un remplissage sableux.

La Figure VII.1 présente la synthèse de la répartition géographique des différents environnements de dépôt en mer Ionienne et la sédimentation associée en Figure VII.2. La sédimentation associée au dépôt d'éruptions volcaniques et les sapropèles ne sont pas représentés puisqu'ils correspondent à une sédimentation ubiquiste. L'arc Calabrais est la zone ou le taux de sédimentation est le plus élevé. Il peut être séparé en trois zones principales :

- La partie ouest, le long de la Sicile et de l'escarpement de Malte, présente des taux de sédimentation supérieurs à 10 cm/ka. Elle est caractérisée par une sédimentation principalement turbiditique silteuse sur l'arc et en bordure de l'axe de drainage. La sédimentation hémipélagique est très peu représentée en raison de la fréquence élevée des dépôts turbiditique et de l'érosion qu'ils engendrent.
- La partie est, le long de de l'escarpement d'Apulie, et la zone interne du lobe ouest présentent des taux de sédimentation compris entre 5 et 10 cm/ka. Ces zones sont caractérisées par une sédimentation turbiditique fine, silteuse, intercalée dans la sédimentation hémipélagique.
- La zone profonde du lobe est présente des taux de sédimentation inférieurs à 5 cm/ka. Elle est caractérisée par une sédimentation turbiditique argilo-silteuse très fine en proportion plus faible intercalée dans la sédimentation hémipélagique.

En dehors de l'arc Calabrais, deux autres zones sont identifiées :

- Les bassins profonds enregistrent principalement les grands évènements turbiditiques, mégaturbidites ou homogénites. Les taux de sédimentation sont très forts mais ne peuvent pas être calculés en raison du manque de données.

- Les zones qui enregistrent une sédimentation principalement hémipélagique. Elles peuvent être séparées en deux catégories. Les zones isolées où la sédimentation est très faible, moins de 3 cm/ka. Les zones proches des côtes, sur la plate-forme, où la sédimentation est plus forte, supérieure à 10 cm/ka.

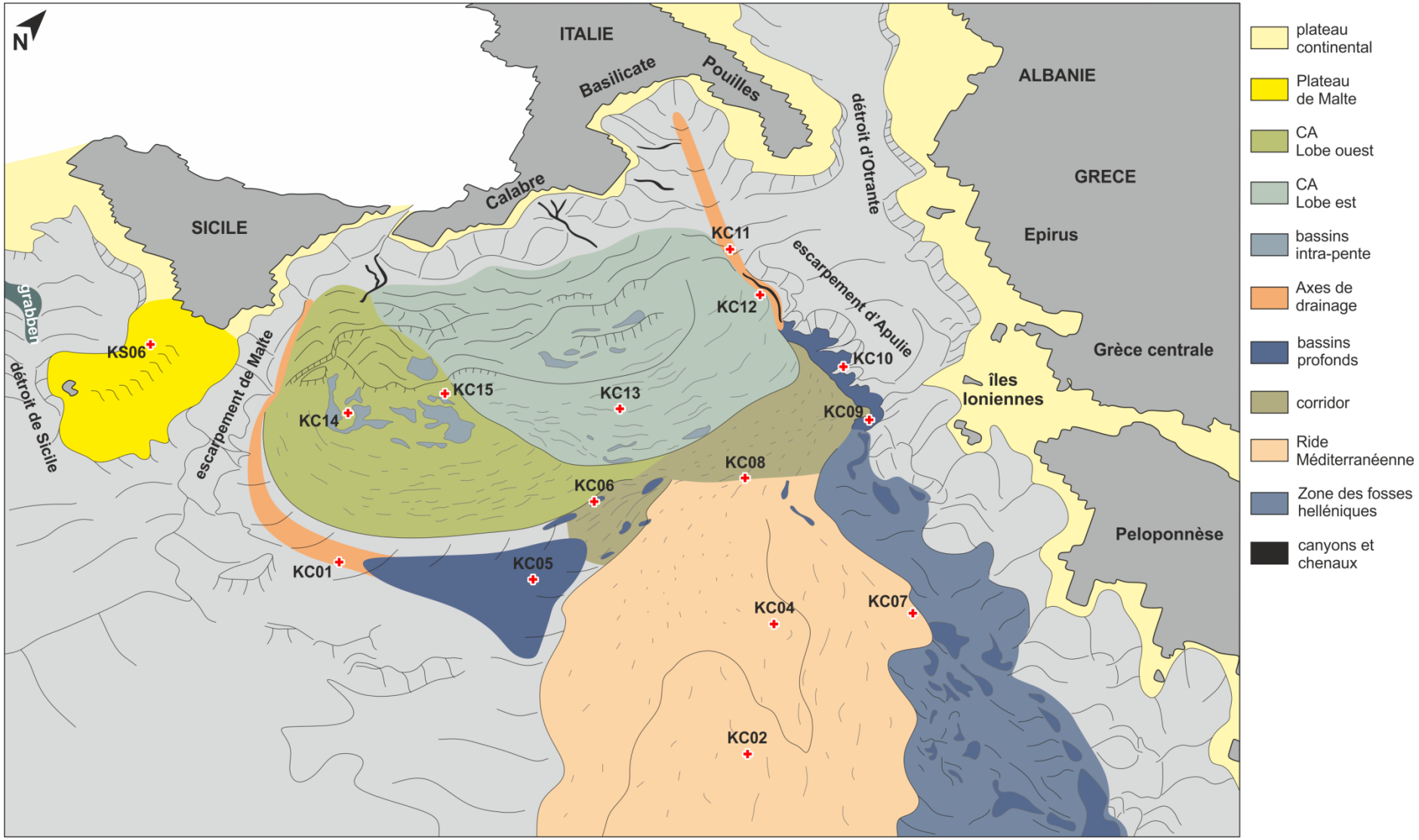


Figure VII.1 - Carte synthétique des environnements de dépôts de la mer Ionienne.

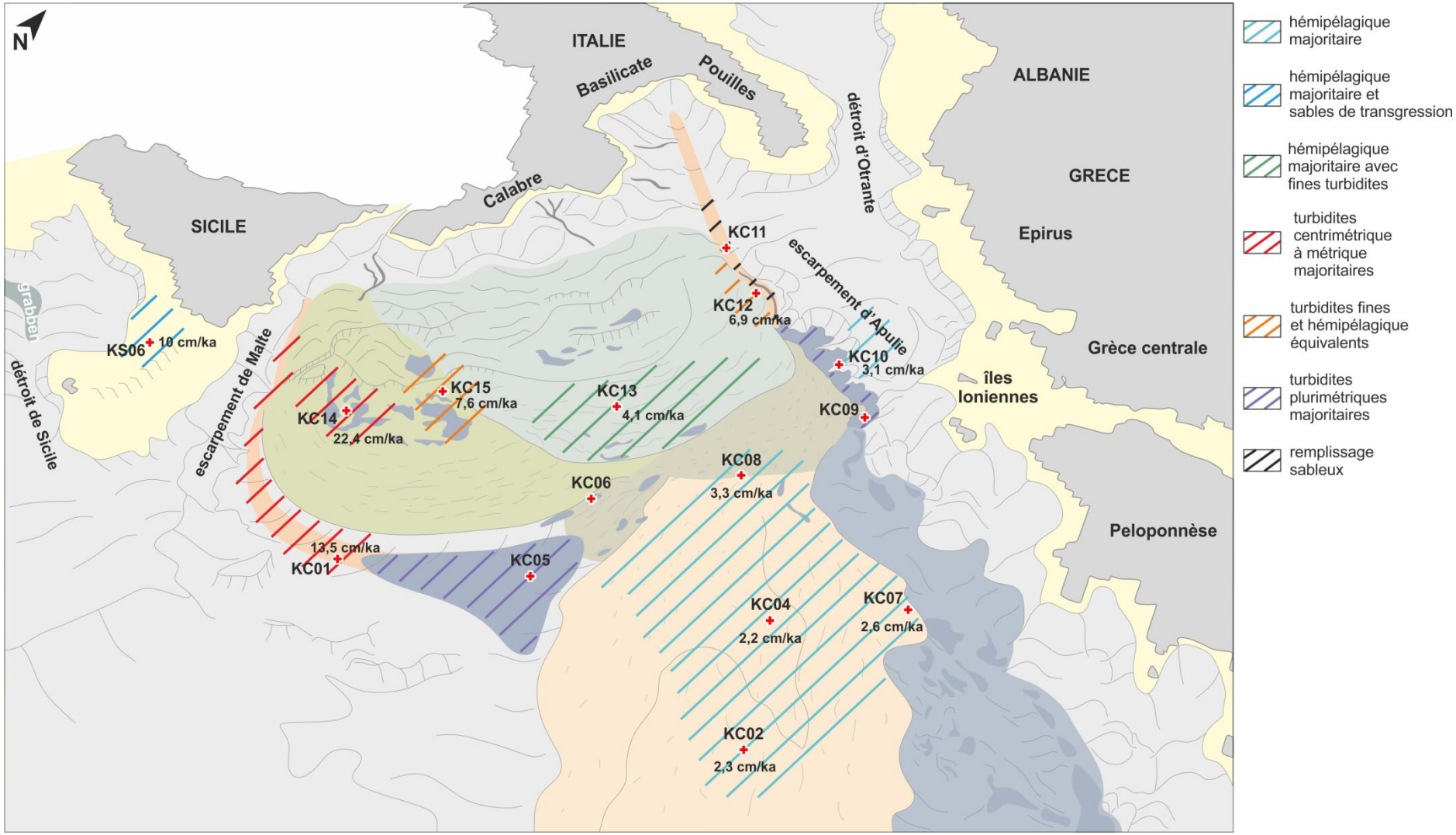


Figure VII.2 - Carte synthétique de la sédimentation en mer Ionienne.

2. Expression acoustique des caractéristiques sédimentaires de la mer Ionienne

Le logiciel « simulateur » développé par le SHOM a pour but de transcrire des données sédimentologiques telles que le grain moyen ou la porosité en paramètres acoustiques, la célérité des ondes acoustiques (de compression et de cisaillement) et leur atténuation par exemple. Pour ce faire, il utilise des formules empiriques associées à des modèles qui sont dépendants de la granularité du sédiment ou de sa porosité mais aussi du type d'environnement dans lequel les sédiments se sont déposés (plate-forme, plaine abyssale, etc. ; Garlan, 2004 ; Plantevin et Garlan, 2002).

L'objectif principal de cette étude est donc de définir les modèles empiriques adaptés aux environnements sédimentaires de la mer Ionienne. Les carottes utilisées ont été choisies selon les environnements sédimentaires, le type de sédimentation défini précédemment et par la qualité des données acoustiques disponibles. Trois carottes correspondent à des dépôts majoritairement turbiditiques : KC09 pour les mégaturbidites, KC14 pour les turbidites centrimétriques à métriques et KC01 pour les turbidites centimétriques. 1 carotte correspond à des dépôts majoritairement hémipélagiques : KC07. Une carotte correspond à des dépôts hémipélagiques et d'épais niveaux sableux : KS03.

2.1. Paramètres d'entrée du modèle

Le « simulateur » permet de calculer 5 paramètres pour les sédiments superficiels peu ou pas soumis à la compaction.

- Célérité des ondes P (C_p), aussi appelées ondes de compression ou ondes longitudinales. Leur propagation entraine une compression puis une dilatation du milieu dans lequel elles se propagent.
- Célérité des ondes S (C_s), aussi appelées ondes de cisaillement, se propagent en engendrant une déformation du milieu perpendiculaire au sens de propagation.
- Atténuation des ondes P (α_p) : correspond à la perte d'intensité des ondes P au fur et à mesure de leur propagation.
- Atténuation des ondes S (α_s) : correspond à la perte d'intensité des ondes S au fur et à mesure de leur propagation.

Dans les sédiments marins, la propagation des ondes acoustiques est fortement dépendante de la teneur en eau puisque celle-ci est plus compressible que les sédiments. La

porosité et la compaction du sédiment jouent donc un rôle important dans la vitesse de propagation des ondes, ces deux paramètres étant fortement dépendants de la taille et de la forme des grains (Plantevin et Grivelet, 2002).

2.1.1. Les valeurs de célérité C_p

Il existe plusieurs modèles permettant de calculer les paramètres acoustiques décris précédemment (Plantevin et Grivelet, 2002).

Anderson et Hampton (1980) proposent 2 types de relations, une en lien avec la taille moyenne des grains (M) et une en lien avec la porosité (n).

$$C_p = 1772 - 34{,}7\, M - 0{,}59\, M^2$$

$$C_p = 2506 - 27{,}58\, n + 0{,}1868\, n^2$$

Bennel (1979) propose le même type de relation à 20°C et 5 Atm où M_Z correspond à une moyenne graphique obtenue à partir de courbes granulométriques cumulées.

$$C_p = 1975{,}6 - 88{,}07\, M_Z + 3{,}334\, {M_Z}^2$$

$$C_p = 2782{,}6 - 34{,}997\, n + 0{,}2348\, n^2$$

$M_z = (\phi16 + \phi50 + \phi84) / 3$ ou $M_z = (\phi25 + \phi50 + \phi75) / 3$

Hamilton et Bachman (1982) proposent 3 types de relation à 23°C et 1 Atm pour chaque paramètre mesuré (porosité et moyenne granulométrique) selon les environnements de dépôt des sédiments : plateau continental, monts abyssaux, plaine abyssale.

$$C_p(plateau\ continental) = 1952{,}5 - 86{,}26\, M_Z + 4{,}14\, {M_Z}^2$$

$$C_p(monts\ abyssaux) = 1594{,}3 - 10{,}2\, M_Z$$

$$C_p(plaine\ abyssale) = 1609{,}7 - 10{,}8\, M_Z$$

$$C_p(plateau\ continental) = 2502 - 23{,}45\, M_Z + 0{,}14\, n^2$$

$$C_p(monts\ abyssaux) = 1410{,}6 + 1{,}177\, n$$

$$C_p(plaine\ abyssale) = 1564{,}6 - 0{,}597\, n$$

Bachman (1989) utilise une relation intermédiaire utilisant un rapport R qui permet d'obtenir la célérité *in situ* en le multipliant par la célérité de l'eau à l'interface eau-fond. Ces formules sont applicables sans correction d'environnement.

$$R = 1{,}296 - \ 6{,}01e^{-2}M_Z + 2{,}83e^{-3}{M_Z}^2$$

$$R = 1{,}675 - \ 1{,}639e^{-2}n + 9{,}762e^{-5}n^2$$

$$C_p\ (in\ situ) = R\ \times\ C_p\ (eau\ \text{à}\ l'interface\ eau - fond)$$

Le modèle de Bachman (1989) étant le seul à être indépendant de l'environnement et, étant donné la forte variabilité des environnements de dépôts en mer Ionienne, c'est ce modèle qui a été choisi pour notre étude. L'unité de la célérité est le m/s.

2.1.2. Les autres paramètres (Cs, atténuation α_p et α_s, enfouissement)

Célérité des ondes S (m/s) : la célérité des ondes S est calculée à partir des valeurs de célérité des ondes P. Bachmann (1989) propose deux formules pour les sédiments enfouis entre 0 et 29,6 m de profondeur, la première est valable pour les silts et les argiles et la seconde pour les sables. Elle est dépendante de la profondeur d'enfouissement du sédiment (z).

$$\frac{C_P}{C_S}(silts\ et\ argiles) = 12{,}41 - 0{,}2316\ z$$

$$\frac{C_P}{C_S}(sables) = 15{,}53\ z^{-0{,}235}$$

Atténuation des ondes P (dB/m.kHz) : notée α elle est calculée à partir des valeurs de la taille moyenne des grains par Hamilton et Bachman (1982).

$$Pour\ 0 <\ M_Z < 2{,}6 : \alpha^{(f)} = 0{,}4556 + 0{,}0245\ M_Z$$

$$Pour\ 2{,}6 <\ M_Z < 4{,}5 : \alpha^{(f)} = 0{,}1978 + 0{,}1245\ M_Z$$

$$Pour\ 4{,}5 <\ M_Z < 6 : \alpha^{(f)} = 8{,}0399 - 2{,}5228\ M_Z + 0{,}20098\ {M_Z}^2$$

$$Pour\ 6 <\ M_Z < 9{,}5 : \alpha^{(f)} = 0{,}9431 - 0{,}2041\ M_Z + 0{,}00177\ {M_Z}^2$$

Atténuation des ondes S (dB/m.kHz) : en raison de la faible profondeur des sédiments de notre étude (< 16 m sous l'interface eau-fond), où $C_S < C_P$, ce paramètre a une influence négligeable sur les pertes par réflexion.

2.2. Validation du modèle

2.2.1. Relation célérité / granularité

Les formules utilisées pour calculer la célérité sont basées sur la médiane granulométrique ou sur la porosité d'un niveau sédimentaire. L'objectif est donc de voir si,

dans les sédiments de la mer Ionienne, il existe une relation linéaire entre la médiane granulométrique et la célérité mesurée dans les niveaux sédimentaires correspondant. La Figure VII.3 présente en abscisse la médiane granulométrique en unité Phi et en ordonnée la célérité mesurée en m/s. Cette relation met en évidence 4 populations de grains, caractérisées par leur nature et leur processus de dépôt. Les relations célérité / granularité obtenues sont différentes. Dans l'ensemble, on observe une mauvaise corrélation entre la médiane granulométrique et la célérité mesurée pour les dépôts hémipélagique et les sapropèles, les coefficients de corrélation sont inférieurs à 0,1. Pour les dépôts de turbidites et les téphras les coefficients de corrélation sont nettement meilleurs, entre 0,3 et 0,5.

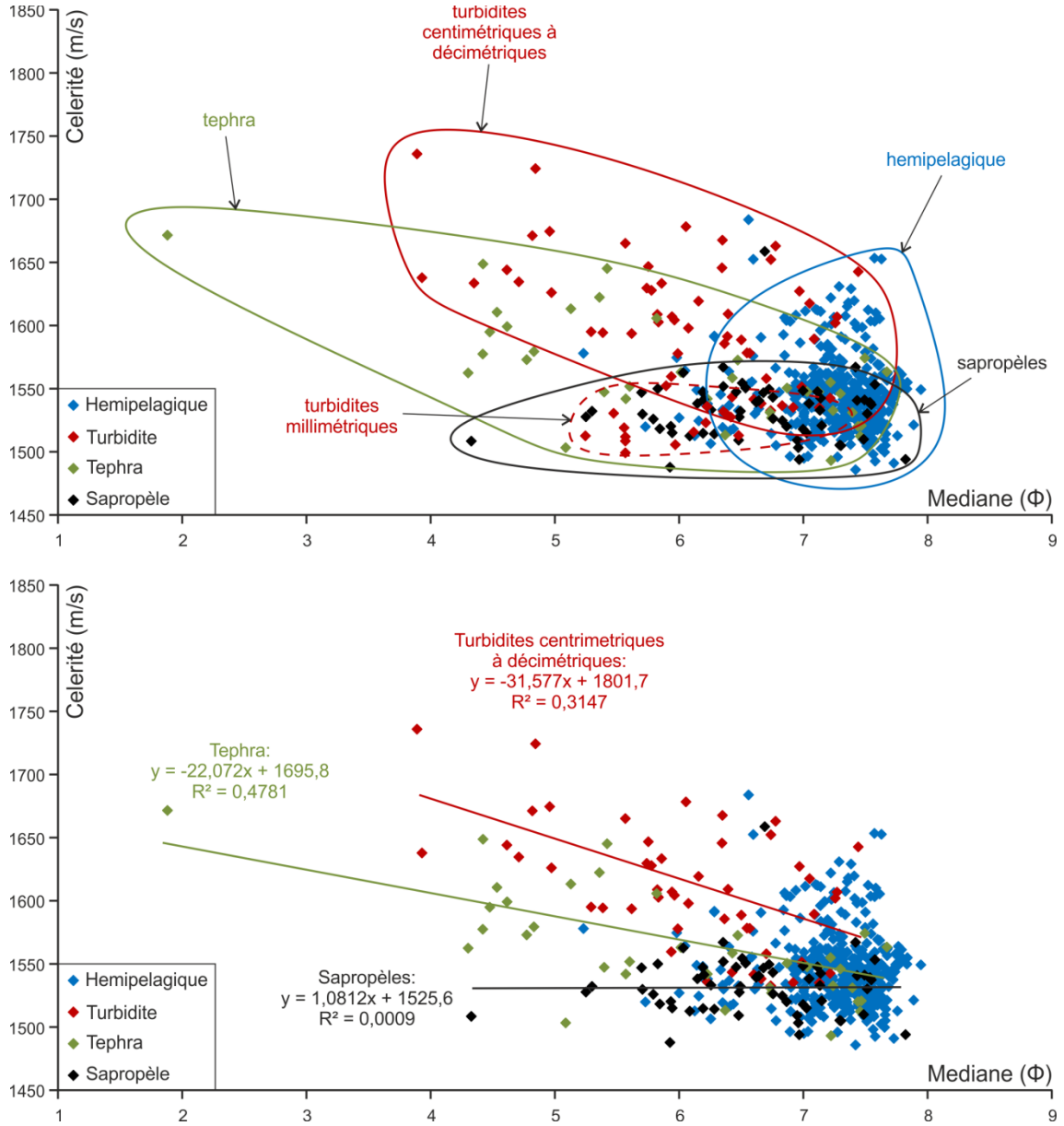


Figure VII.3 - Relation entre la médiane granulométrique et la célérité mesurée pour l'ensemble des carottes MOCOSED2012.

La population de grains correspondant aux turbidites centimétriques à décimétriques présente une bonne corrélation entre la médiane granulométrique et la célérité (Figure VII.3). Elle est probablement liée au processus de dépôt des turbidites qui permet un bon tri des particules. Dans ce cas, la médiane est un paramètre représentatif de la population granulométrique (Figure VII.4). Lorsque les turbidites sont fines (millimétriques), les mesures de célérité sont fortement influencées par les niveaux hémipélagiques inférieurs et supérieurs. En effet, la mesure de célérité est réalisée sur une épaisseur centimétrique, supérieure à l'épaisseur du dépôt turbiditique.

Les téphras présentent un coefficient de corrélation supérieur à celui des turbidites (Figure VII.3). Ce résultat peut être lié à la nature plus homogène des particules volcaniques et à leur forte porosité. Le tephra correspondant à Y5 dans la carottes KC07 présente, par exemple, une porosité résiduelle de 69 % (mesure réalisée par Patrick Guyomard au SHOM, par mesure du volume perdu après séchage du sédiment). Néanmoins, la granularité des téphras pouvant présenter une certaine variabilité, la médiane granulométrique est moins représentative que pour les dépôts de turbidites (Figure VII.4).

La médiane granulométrique des sapropèles ne présente aucune corrélation avec la célérité (Figure VII.3). La présence de matière organique et d'une grande quantité de faunes planctoniques (notamment de ptéropodes) entrainent une très forte porosité et un classement granulométrique très mauvais. Trois valeurs de porosité ont été mesurées dans la carotte KC07. Les sapropèles S1 et S5 ont une porosité de 80% et le sapropèle S6 une porosité de 74% tandis qu'un niveau hémipélagique présente une porosité de 58% sur le 1er mètre de la carotte KC07. La granularité des sapropèles est très variable d'un sapropèle à l'autre et la médiane granulométrique ne caractérise pas correctement les populations de grains à cause de leur mauvais tri (Figure VII.4).

La corrélation grâce à une régression linéaire de la taille des grains d'un sédiment hémipélagique avec la célérité n'est pas représentative en raison de l'organisation en forme de patatoïde des différents points de sédiment hémipélagique (Figure VII.3).

Ainsi, la granularité ne semble pas être le paramètre optimal pour calculer la célérité des ondes acoustique dans les sédiments en mer Ionienne en raison de la forte variabilité des processus de dépôt et de la nature des sédiments. Malgré tout, l'absence de mesures de porosité sur toutes les carottes ne permet pas d'utiliser les formules utilisant la porosité.

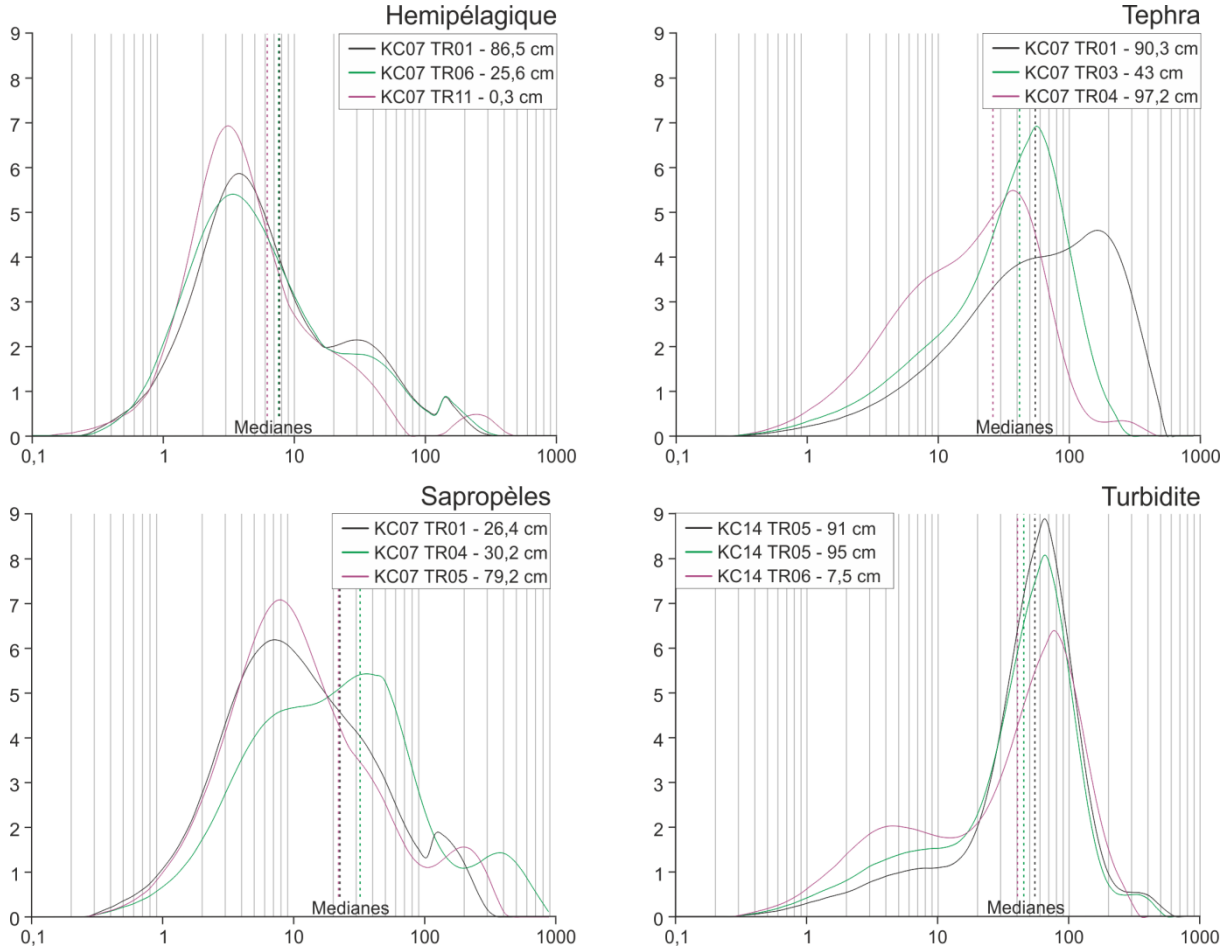


Figure VII.4 – Exemples de courbes granulométriques caractéristiques en fonction de la nature des particules et du processus de dépôt.

2.2.2. Célérité mesurée versus célérité calculée

Les analyses granulométriques des carottes sédimentaires réalisées à haute résolution permettent l'intégration de très fines variations lithologiques dans le modèle acoustique. Chaque couche lithologique est caractérisée par la médiane granulométrique et la célérité mesurée. Ces points de célérité mesurée servent de points de contrôle pour valider le modèle. Les Figure VII.5 et Figure VII.6 présentent un log synthétique des carottes étudiées et un graphique représentant les valeurs de célérité mesurée (en blanc), calculée (en rouge) et une marge d'erreur de 2% (en vert).

La célérité calculée au sommet des carottes (les premiers centimètres) est systématiquement en dehors des la marge d'erreur des 2%. La célérité mesurée est plus faible que celle calculée, ceci est lié à la forte teneur en eau du sédiment. Dans l'ensemble, la célérité calculée présente une bonne corrélation avec la célérité mesurée malgré quelques écarts notamment dans les bases de turbidites et les niveaux de téphras millimétriques.

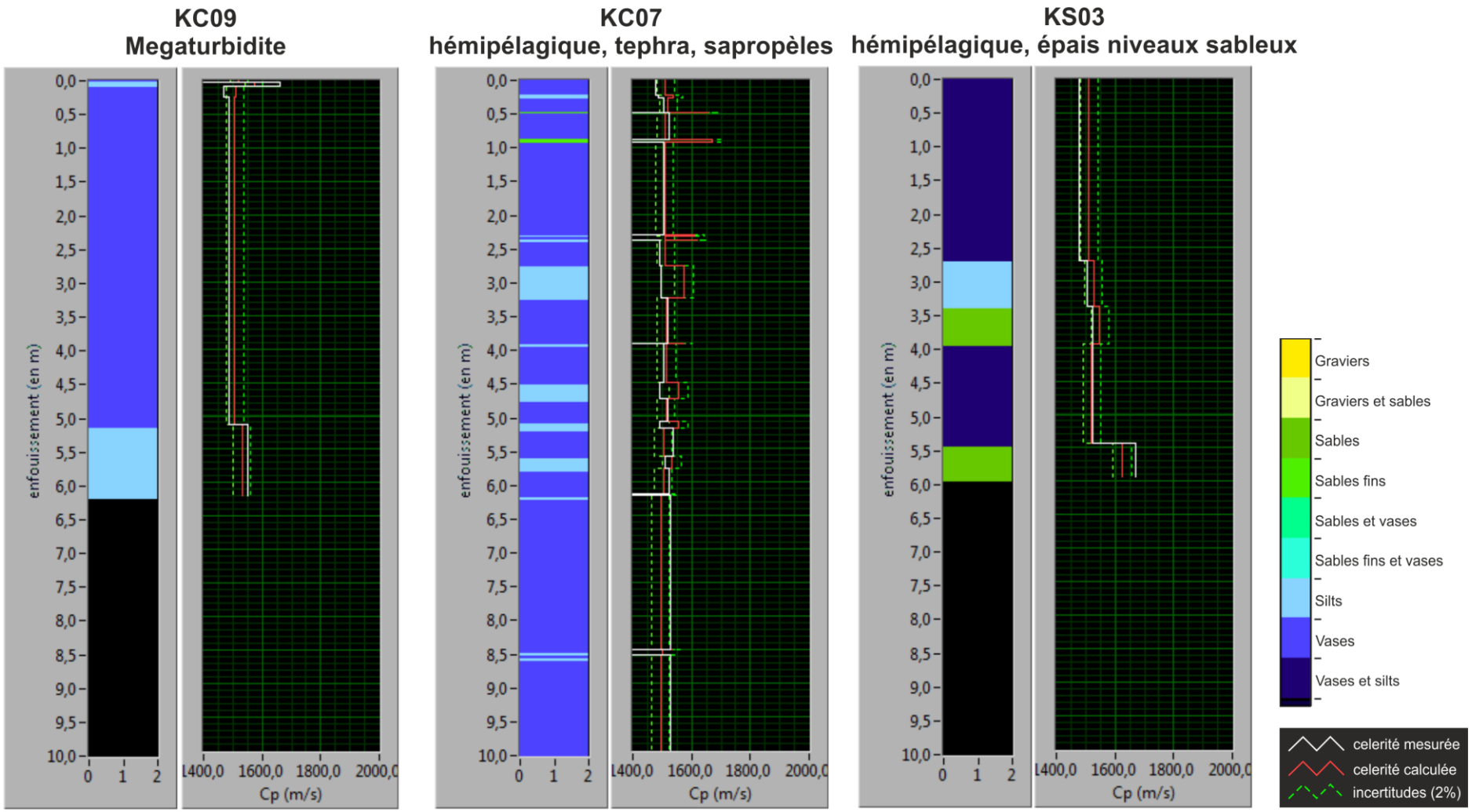


Figure VII.5 - Comparaison de la célérité mesurée avec la célérité calculée à partir de la formule de Bachmann pour les carottes principalement vaseuses : KC09, KC07 et KS03.

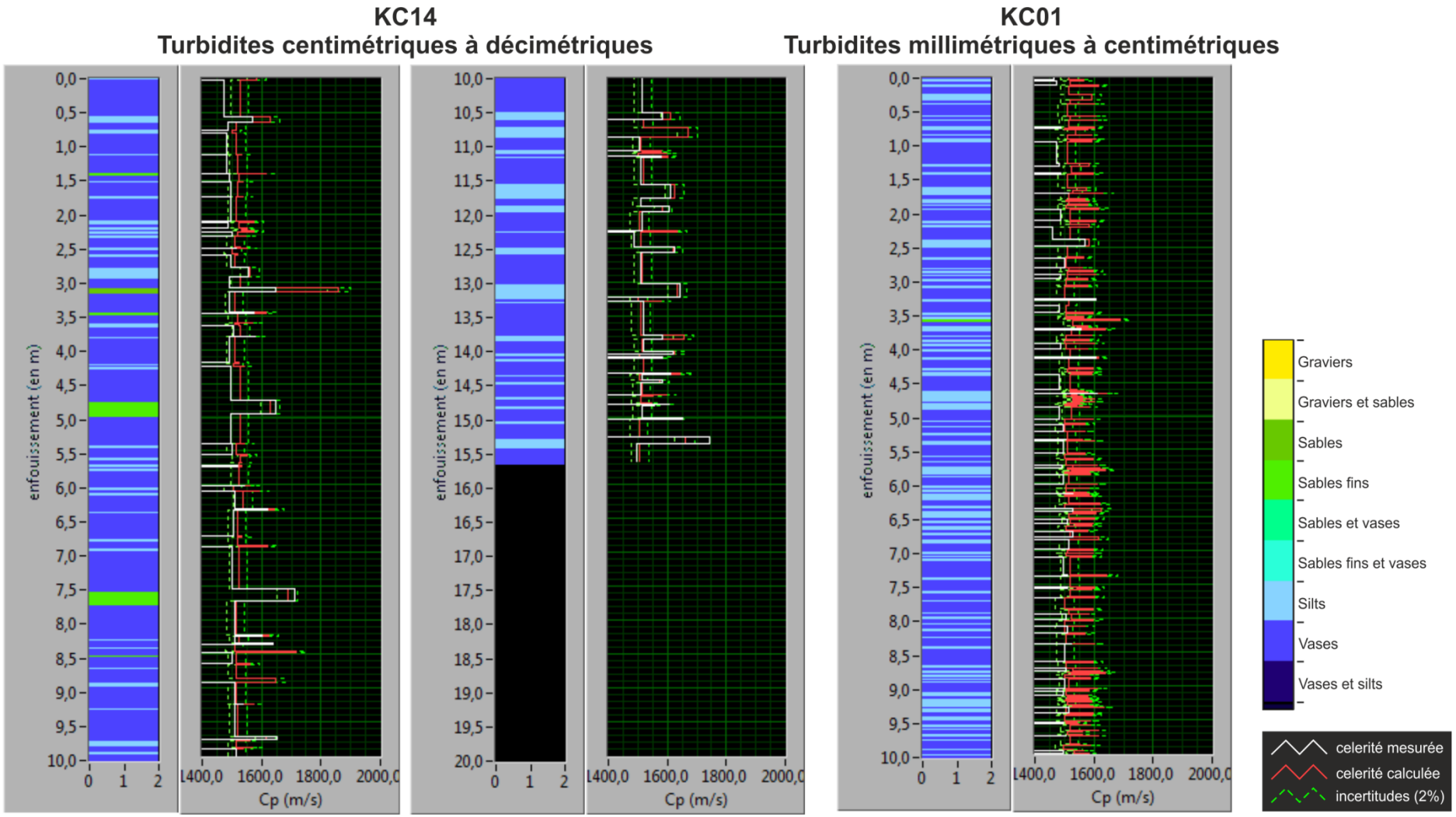


Figure VII.6 - Comparaison de la célérité mesurée avec la célérité calculée à partir de la formule de Bachmann pour les carottes majoritairement composées de turbidites : KC14 et KC01.

Le problème majeur de la modélisation acoustique est situé dans les sapropèles (Figure VII.5 : carotte KC07). La célérité calculée augmente dans les sapropèles par rapport aux niveaux hémipélagiques en raison de l'augmentation de la médiane granulométrique liée à la présence de faunes planctoniques. En réalité la célérité mesurée montre une diminution de la vitesse de propagation des ondes acoustiques. Cette différence est liée à la très forte porosité des sapropèles (> 75%). Pour pallier à ce problème, les valeurs de médiane granulométrique dans les sapropèles ont été corrigées artificiellement afin que la célérité calculée soit le plus proche possible de la réalité.

2.3. Influence de la lithologie sur la propagation des ondes acoustiques

2.3.1. Le coefficient de réflexion

A partir des données acoustiques calculées, le « simulateur » calcule le coefficient de réflexion des ondes acoustiques (en dB). Il correspond à la perte de transmission liée à l'absorption du signal acoustique au cours de sa propagation dans le sédiment. La perte du signal est représentée en fonction de la fréquence d'émission (entre 300 et 3000 Hz) de l'onde acoustique et de l'angle du signal (rasance en degré) à son arrivée à l'interface eau/sédiment (Figure VII.7).

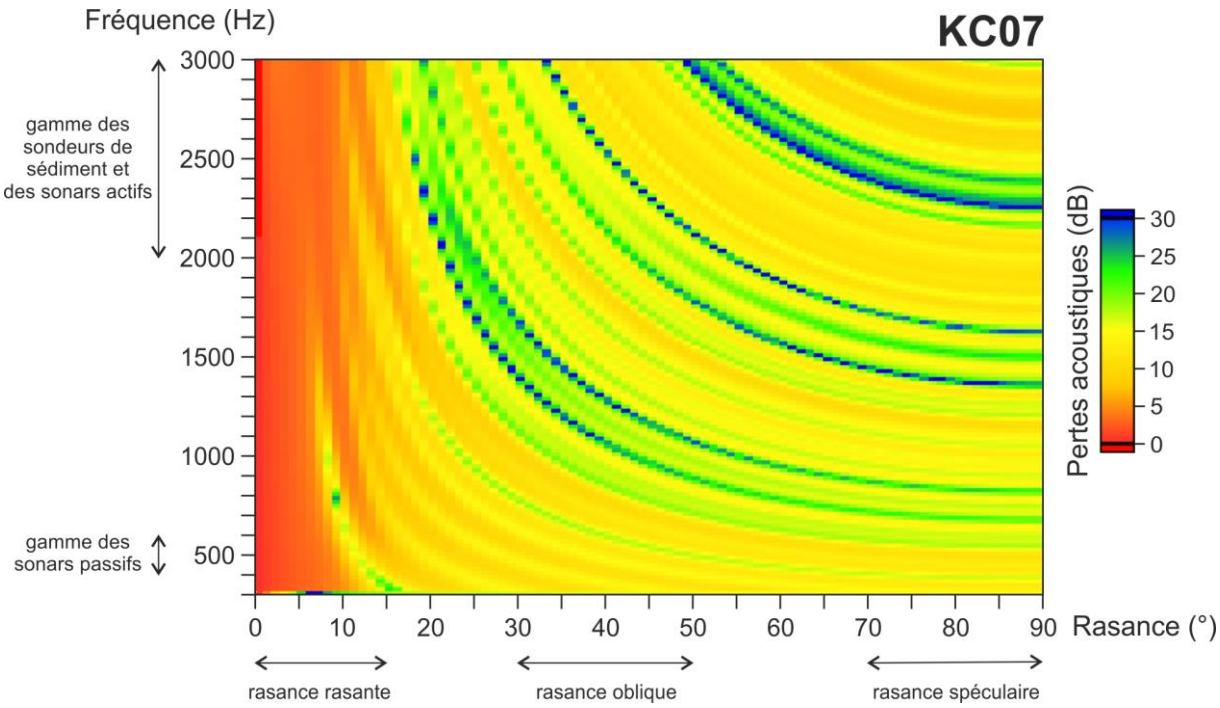


Figure VII.7 – Exemple de représentation graphique des pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la fréquence d'émission (en Hz) et de l'angle de rasance (en °).

La Figure VII.8 met en évidence de fortes variations dans l'absorption du signal acoustique selon les différentes lithologies. Les sédiments principalement hémipélagiques avec sapropèles et téphras semble être ceux qui absorbent le plus de signal tandis que la carotte KC09 très homogène en absorbe peu.

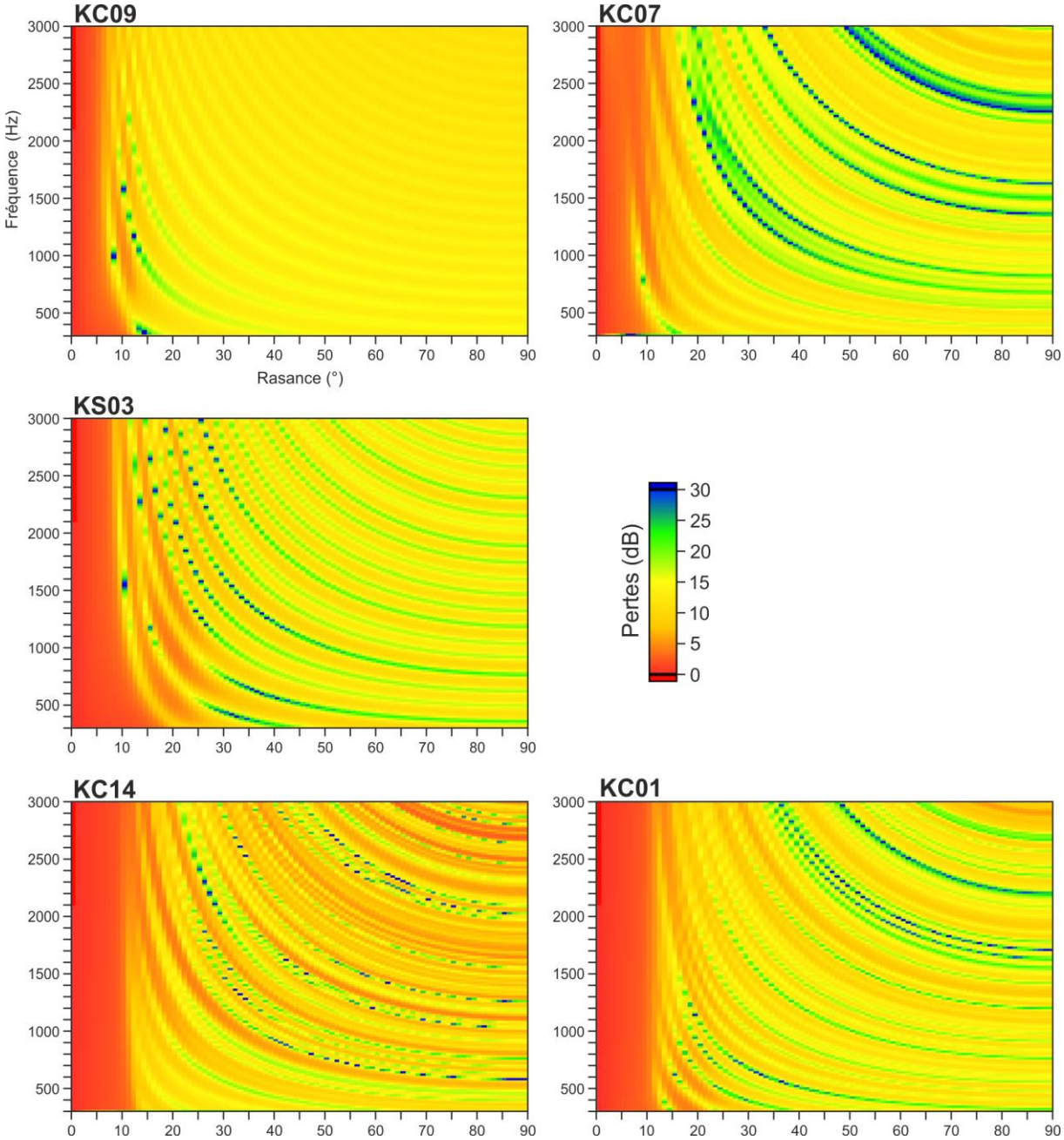


Figure VII.8 - Représentation graphique des pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la fréquence d'émission (en Hz) et de l'angle de rasance (en °) pour chaque type de sédimentation observée en mer Ionienne.

Ces résultats sont ensuite extraits sous forme de tableur dans le but de calculer des valeurs d'absorption moyennes en fonction des caractéristiques des sonars pouvant être utilisés. Les valeurs d'absorption seront présentées selon 3 gammes de fréquences et de rasances (angle de pénétration du signal dans le sédiment par rapport à l'horizontale):

- les fréquences comprises entre 2000 et 3000 Hz avec un angle de rasance spéculaire (entre 70 et 90°) correspondent à la gamme des sondeurs de sédiment. Ils correspondent aux sondeurs utilisés pour la recherche scientifique.
- les fréquences comprises entre 2000 et 3000 Hz avec un angle de rasance oblique (entre 30 et 50°) ou rasant (entre 1 et 15°) correspondent à la gamme des sonars actifs basse fréquence (Lurton, 2002) généralement utilisés sur les navires militaires.
- les fréquences comprises entre 400 et 600 Hz avec un angle de rasance oblique (entre 30 et 50°) ou rasant (entre 1 et 15°) correspondent à la gamme des sonars passifs très basse fréquence (Lurton, 2002) utilisé par les sous-marins et certains navires militaires spécialisés.

La gamme des sondeurs de sédiment (Figure VII.9**)**

Dans l'ensemble, les pertes sont réparties entre 5 et 24 dB. A 2000 Hz, les carottes présentant une granularité plutôt fine (KC01, KC07 et KC09) présentent les mêmes pertes entre 8 et 14 dB quelle que soit la rasance. La carotte avec des niveaux sableux assez massifs présente la même tendance avec une augmentation des pertes en dessous de 75° de rasance. En revanche, en présence d'un grand nombre de niveaux turbiditiques (KC14), les pertes présentent une plus forte variabilité, les pertes sont inférieures aux autres carottes (< 11dB) avec des pertes allant jusqu'à 24 dB entre 77 et 81° de rasance.

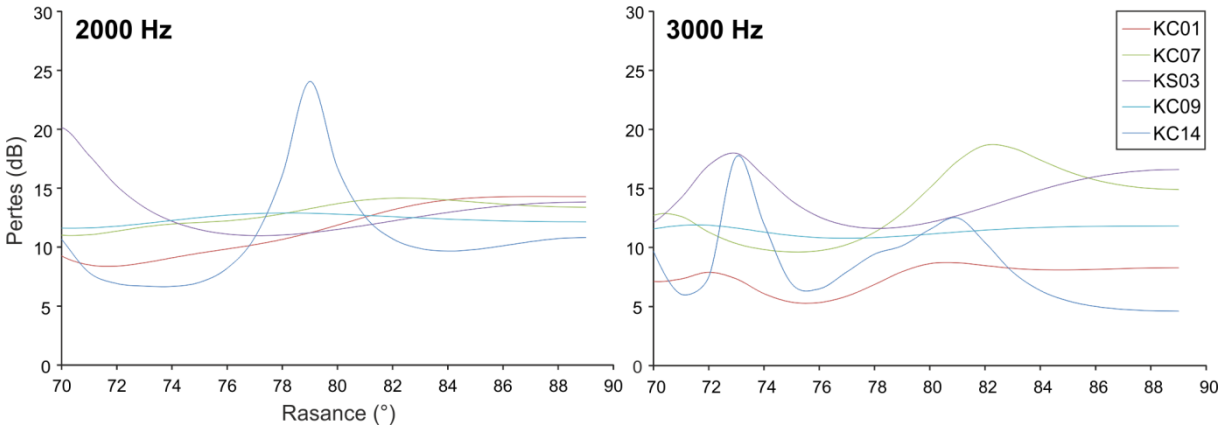


Figure VII.9 - Graphiques représentant les pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la rasance spéculaire (en °) et des fréquences de 2000 Hz et 3000 Hz.

A 3000 Hz, la variabilité est nettement plus forte en fonction de l'angle de rasance. Les valeurs de pertes oscillent entre 5 et 19 dB. Les plus fortes oscillations sont observées pour les carottes KC07 et KC14 qui présentent des variations sédimentologiques plus marquées. Dans l'ensemble, les pertes sont plus faibles à cette fréquence, à l'exception des carottes KC07 et KC03 qui présentent une augmentation des pertes pour des angles de rasance supérieurs à 80°. La carottes KC09 qui contient le moins de variations lithologiques montrent un signal très homogène autour de 11 dB quel que soit l'angle de rasance.

La gamme des sonars basse fréquence (Figure VII.10)

Pour des rasances obliques (30-50°), les pertes acoustiques présentent une forte variabilité. Elles oscillent entre 5 et 25 dB à 2000 Hz et entre 5 et 32 à 3000 Hz. Les carottes avec un enregistrement principalement turbiditique (KC01 et KC14) engendrent de plus faibles pertes que les carottes majoritairement hémipélagiques (KC07 et KS03), sauf à 3000 Hz où KC01 présente de plus fortes pertes. Le signal de la carotte KC09, comme pour le signal obtenu avec les caractéristiques des sondeurs de sédiment, est très stable en raison de la forte homogénéité du sédiment, les pertes oscillant entre 11 et 14 dB quel que soit la fréquence.

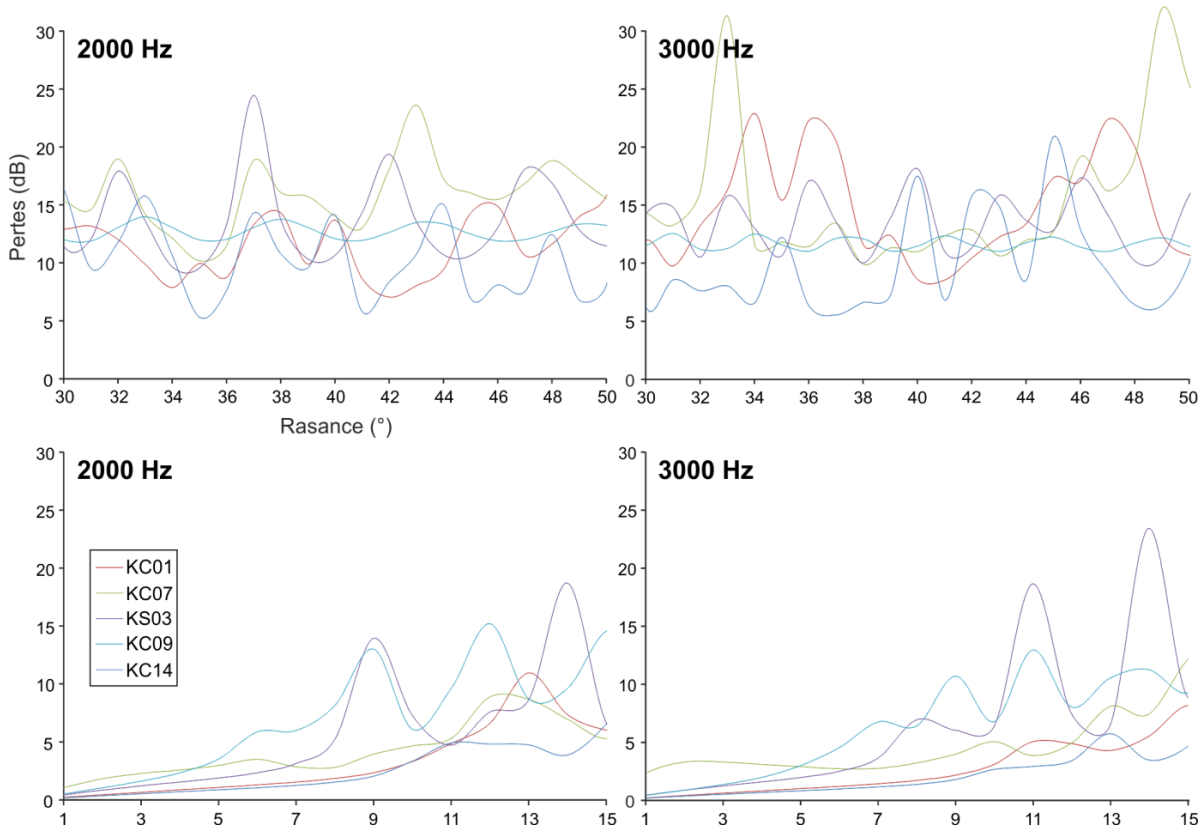


Figure VII.10 - Graphiques représentant les pertes du signal acoustique (en dB) en fonction des rasances obliques et rasantes (en °) et des fréquences de 2000 Hz et 3000 Hz.

Pour des angles incidents rasants (< 15°), les carottes avec une sédimentation principalement turbiditiques et KC07 entrainent des pertes inférieures à 5 dB. En dessous de ce seuil on peut considérer que les ondes acoustiques ne pénètrent pas le sédiment. Ce seuil est atteint à 11° pour KC01 et KC07 et 15° pour KC14. Cette différence réside dans le fait que la sédimentation est plus fine dans KC01 et KC07 que dans KC14. Pour les carottes KC09 et KC03, le signal continue d'osciller entre 6 et 19 dB jusqu'à un angle de rasance de 8°. Le signal de KC09 atteint son angle critique à environ 6°.

La gamme des sonars très basse fréquence (Figure VII.11)

Entre 400 et 600 Hz de fréquence, les signaux sont plus stables qu'à haute fréquence. Pour des angles de rasance obliques (30-50°), le signal est contraint, dans l'ensemble, à des pertes situées entre 9 et 18 dB. Les carottes KS03 et KC01 présentent néanmoins des pics de pertes supérieurs à 27 dB en dessous de 38° de rasance. Pour des angles de rasance rasants (< 15°), les signaux sont très similaires. A 400 Hz, l'angle critique est atteint entre des 10 et 12°, sauf pour KS03 où il est atteint avant 15°.

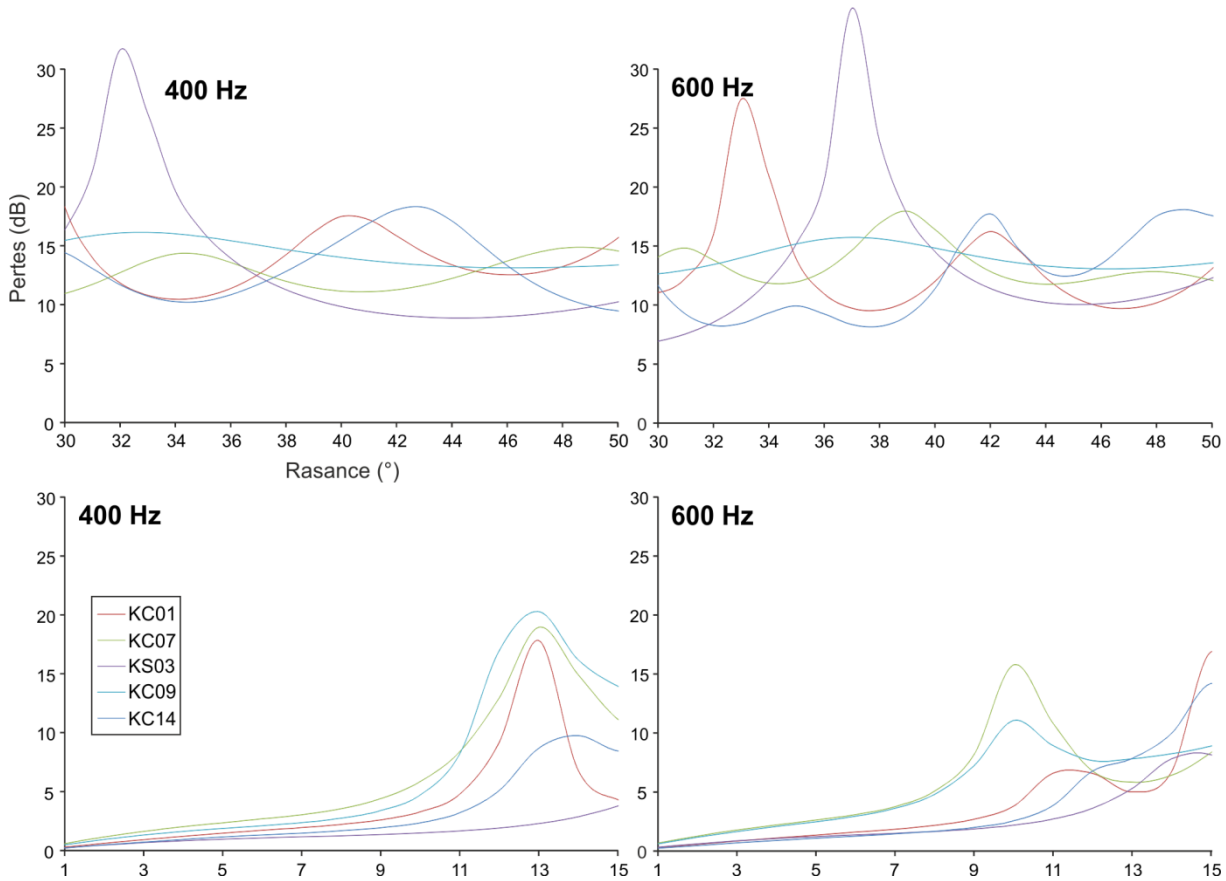


Figure VII.11 - Graphiques représentant les pertes du signal acoustique (en dB) en fonction des rasances obliques et rasantes (en °) et des fréquences de 400 et 600 Hz.

A 600 Hz, deux populations de réponse acoustique sont mises en évidence. Une première avec des angles critiques entre 10 et 13°, comprend les carottes avec le plus de variabilité granulométrique (KC14, KC01 et KC03). La seconde population présente un angle critique à 8°, elle est composée des carottes présentant le moins de variabilité granulométrique (KC07 et KC09).

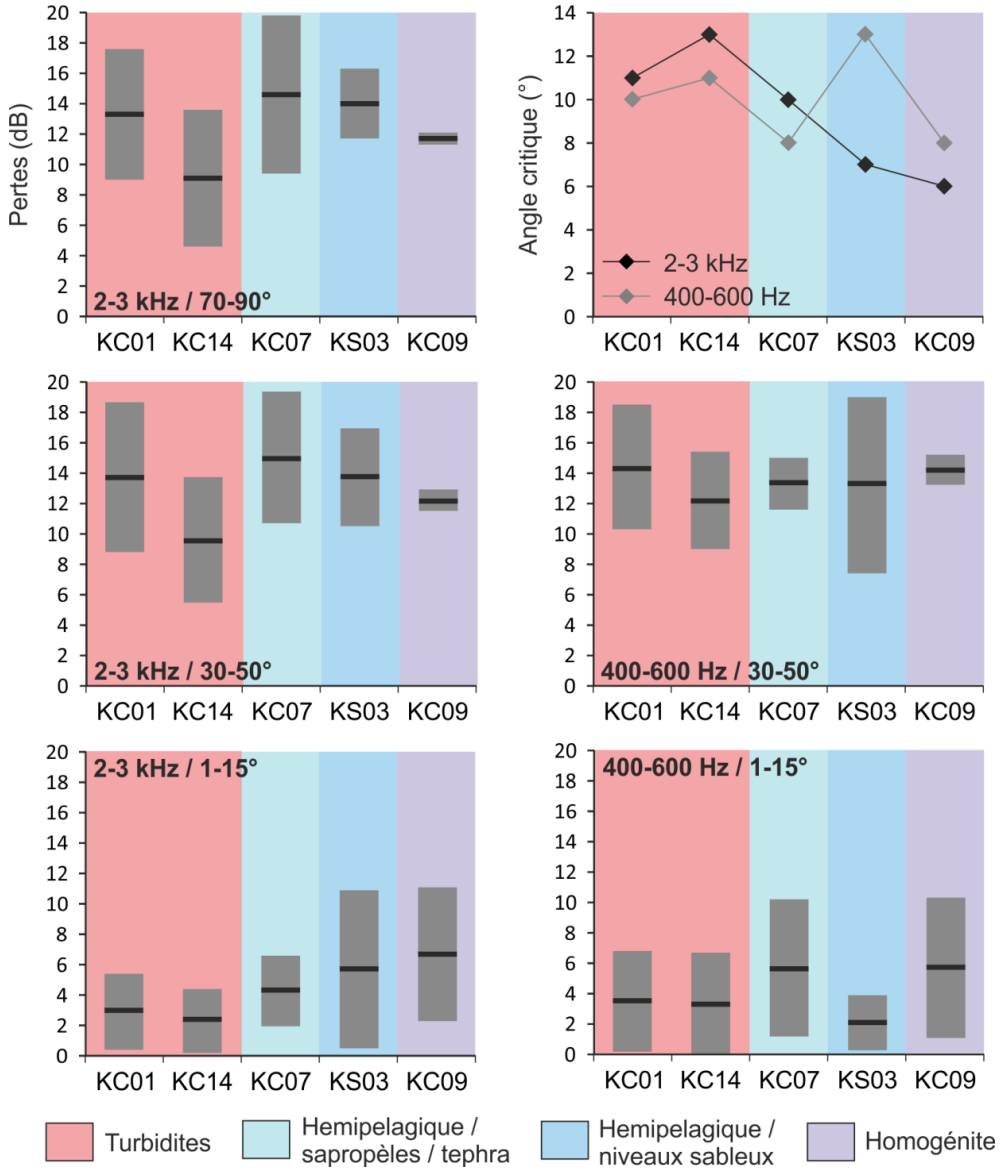


Figure VII.12 - Valeurs moyennes et écarts-types de l'absorption du signal acoustique (en dB) et angles critiques à partir duquel le signal ne pénètre plus le sédiment (en °) en fonction des environnements sédimentaires de la mer Ionienne.

La Figure VII.12 représente les valeurs d'absorption du signal (en dB) moyennes et permet de comparer les résultats selon les fréquences et la rasance utilisée. A 2000-3000 Hz, les résultats sont très similaires pour les rasances spéculaires (70-90°) et obliques (30-50°). En faible rasance (< 15°) l'absorption du signal par le sédiment est 2 à 3 fois plus faible. Cette

différence entre rasance incidente/oblique et rasante est plus forte pour les environnements présentant le plus de variations dans la granularité des sédiments.

A 400-600 Hz en rasance oblique, les variations sédimentaires ont une influence nettement plus faible, la perte du signal est similaire pour tous les environnements. D'un point de vue de l'angle critique il est plus important à haute fréquence pour les environnements turbiditiques et hémipélagiques et montre une tendance inverse pour les environnements très homogènes. Cependant les valeurs restent similaires. *A contrario*, en présence de niveaux sableux la différence d'angle critique est très importante. L'angle critique de basse fréquence est deux fois plus important que l'angle obtenu à haute fréquence.

2.3.2. L'indice de réverbération

L'indice de réverbération correspond à l'intensité de la réverbération des ondes acoustiques à l'interface eau/sédiment et s'exprime en dB/m². Il est dépendant de l'angle d'incidence des ondes, de la rugosité du sédiment à l'interface et des inhomogénéités du sédiment (Plantevin et Grivelet, 2002). Le signal se décompose en 3 parties (Figure VII.13). La première correspond à des incidences spéculaires, le signal a alors une forme de lobe plus ou moins étroit avec une décroissance angulaire marquée. Le deuxième correspond à un plateau présentant des valeurs de réverbération moyennes lié au microrelief et aux inhomogénéités du sédiment. Le troisième correspond à des incidences rasantes, il démarre autour de l'angle critique et présente une forte chute de la réverbération. La Figure VII.14 met en évidence un signal très stable pour les ondes acoustiques de faible fréquence. Ce signal est nettement plus bruité pour les ondes acoustiques à haute fréquence, notamment dans les environnements présentant une forte variabilité sédimentaire (KC01, KC14 et KC07).

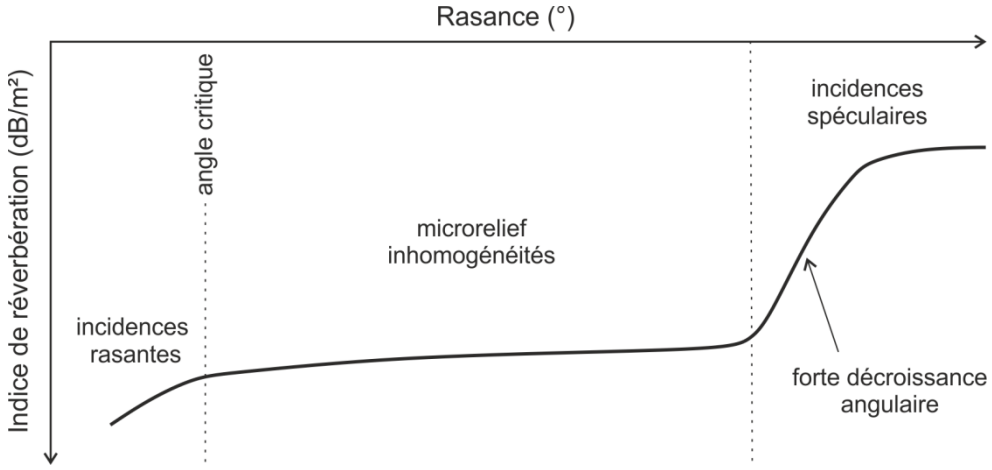


Figure VII.13 - Schéma type de l'évolution angulaire de l'indice de réverbération (d'après Guillon, 1999).

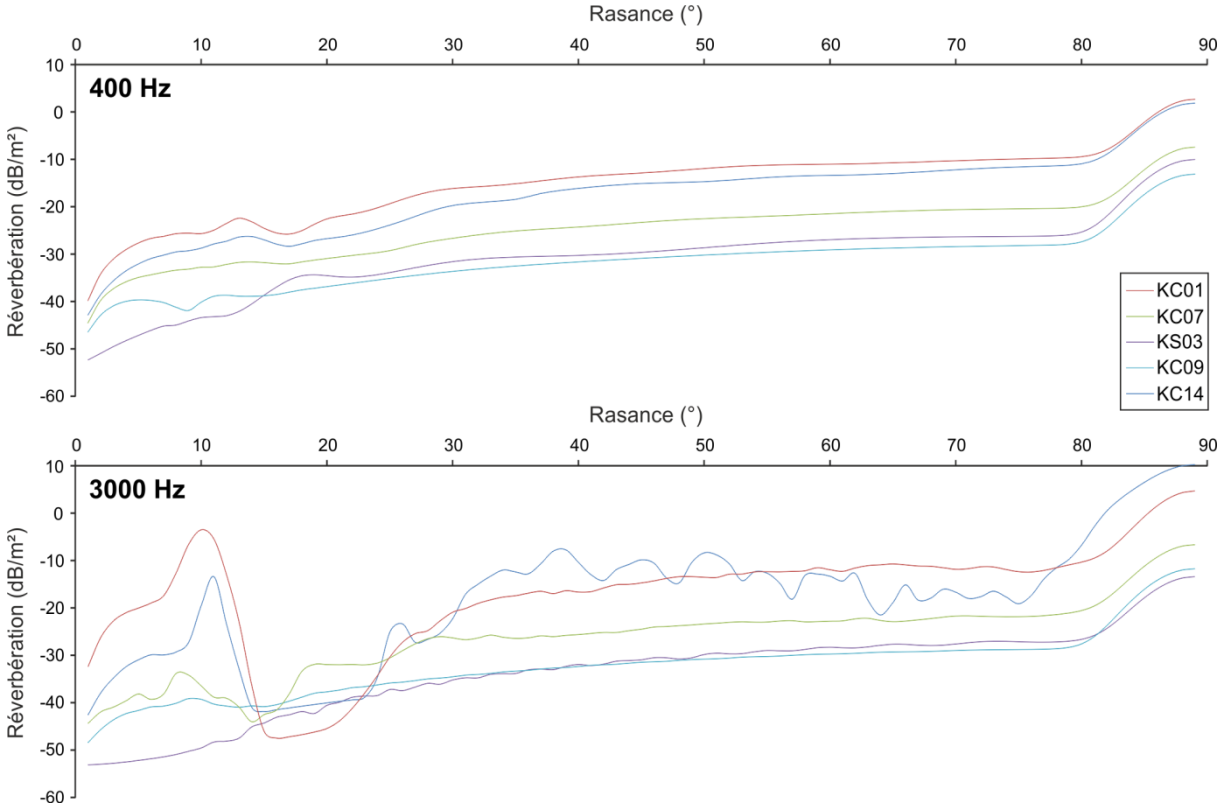


Figure VII.14 - Graphiques représentant l'indice de réverbération du signal acoustique (en dB/m²) à l'interface eau/sédiment en fonction de la rasance (en °) pour des fréquences de 400Hz et 3kHz.

Les fréquences de 3000 Hz (Figure VII.14)

Pour les réflexions spéculaires (entre 90 et 80°), l'indice de réverbération est plus fort (valeurs positives autour de 8 dB/m²) dans les environnements sédimentaires présentant des turbidites (KC01 et KC14). Dans les environnements sédimentaires plus fins et plus homogènes, l'indice de réverbération se situe autour de -10 dB/m². La variabilité granulométrique a donc une forte influence sur la réverbération du signal acoustique. Pour les incidences obliques (entre 80 et 30°), le plateau théorique est plus ou moins perturbé. La carotte KC14 qui présente le plus de variations sédimentaires est la plus perturbée puisque le signal varie entre -7 et -22 dB/m². Pour les autres carottes, le signal est relativement stable et présente un plateau avec des valeurs plus élevées, autour de -13 dB, pour les sédiments inhomogènes (KC01) et de plus en plus faible pour les sédiments de plus en plus homogènes, autour de -22 dB/m² pour KC07 et -30 dB/m² pour KC09 et KS03. Pour les incidences rasantes (< 30°), le signal devrait montrer une unique décroissance autour de l'angle critique mais on observe en réalité 2 phases de décroissances plus ou moins marquées. La première

autour de 30° et la seconde autour de l'angle critique. Ce sont les sédiments les plus inhomogènes qui présentent la plus forte chute autour de 30°.

Les fréquences de 400 Hz (Figure VII.14)

A basse fréquence le signal est très stable comparé à celui obtenu à haute fréquence. Les valeurs de l'indice de réverbération pour les réflexions spéculaires se situent autour de 2,5 dB/m² pour les sédiments inhomogènes et entre -7 et -13 dB/m² pour les sédiments plus homogènes. Le plateau correspondant aux réflexions obliques est bien marqué dans tous les environnements. Pour les réflexions rasantes, de petites perturbations sont observées comme aux hautes fréquences mais elles sont nettement moins marquées. Il semblerait donc que les basses fréquences soient moins sensibles aux inhomogénéités sédimentaires.

2.3.3. Cartographie des environnements acoustiques de la mer Ionienne

Cette partie propose l'élaboration d'une carte représentant les différents types de réponse acoustique du sédiment à haute et basse fréquence. 3 faciès ont été mis en évidence pour les hautes fréquences (Figure VII.15) :

- Faciès inhomogène à très forte variabilité granulométrique : il est caractérisé par une très forte variabilité de l'absorption selon l'angle d'incidence des ondes acoustiques et une forte réverbération à l'interface eau/sédiment. Il correspond au faciès sédimentaire à turbidites.
- Faciès intermédiaire présentant une variabilité granulométrique moyenne : il est caractérisé par une forte variabilité de l'absorption selon l'angle d'incidence des ondes acoustiques et une réverbération moyenne. Il correspond au faciès sédimentaire hémipélagique avec présence de téphras et sapropèles.
- Faciès homogène présentant une faible variabilité granulométrique : il est caractérisé par une faible variabilité de l'absorption selon l'angle d'incidence des ondes acoustiques et une réverbération faible. Il correspond au faciès sédimentaire principalement hémipélagique et aux homogénites.

A basse fréquence, le type de sédimentation en sub-surface (les premiers mètres) ne semble pas déterminant pour l'absorption du signal acoustique. Ainsi, les 3 mêmes groupes que pour les hautes fréquences ont été déterminés en fonction de la réverbération du sédiment : faible, moyenne et forte (Figure VII.15).

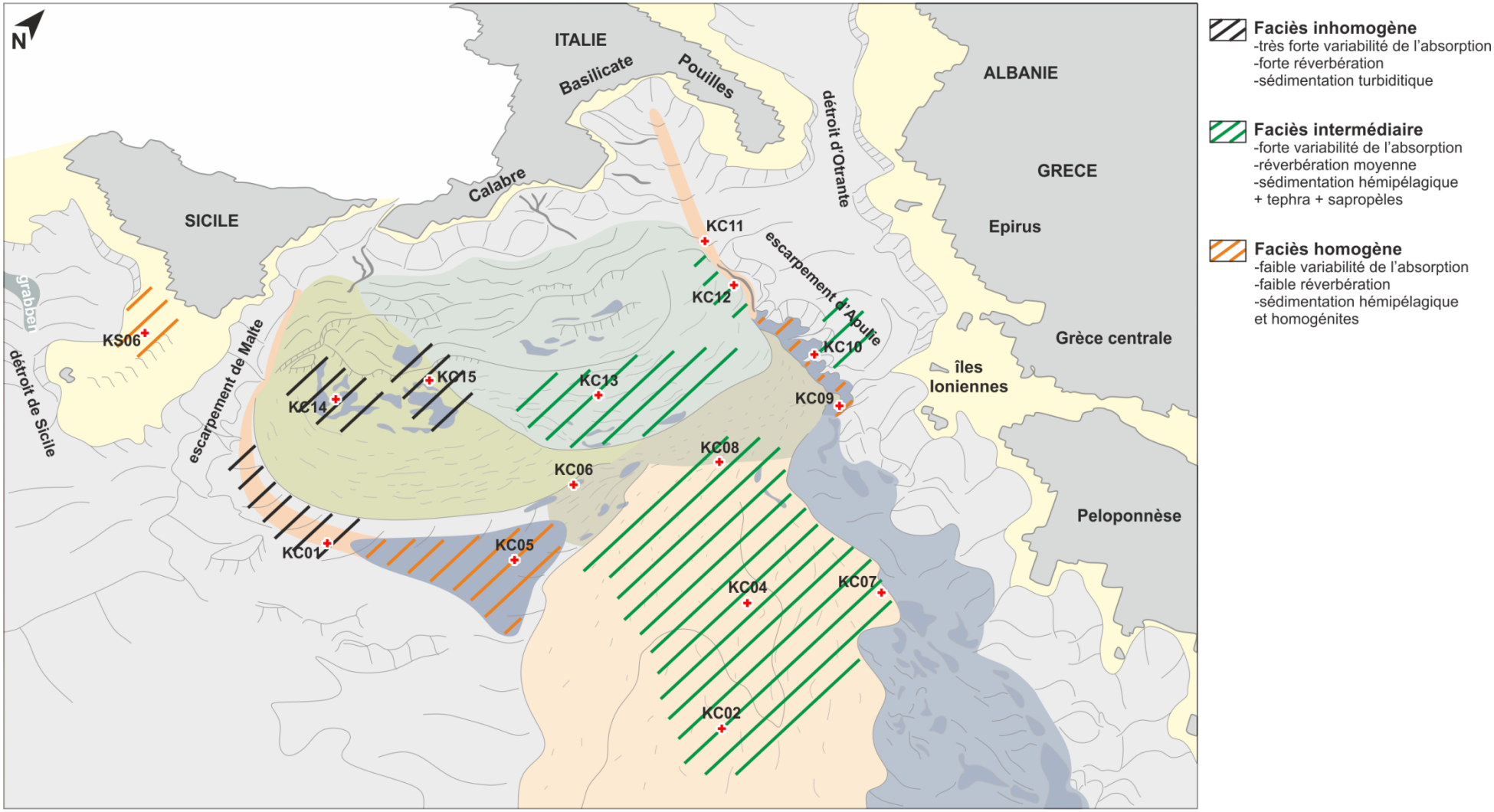


Figure VII.15 - Carte synthétique de la réponse acoustique du sédiment prenant en compte l'absorption de l'onde acoustique par le sédiment et la réverbération à l'interface eau/sédiment.

Cependant, les résultats obtenus sur le prisme Calabrais sont difficilement extrapolables au prisme entier en raison de la forte variabilité morphologique du prisme. Les zones de terrasses et les bassins formés entre les rides d'accrétion sont des zones caractérisées par le faciès inhomogène tandis que les sédiments qui se déposent sur les rides sont plutôt caractérisés par le faciès intermédiaire.

3. Conclusion

Ainsi, par comparaison avec une sédimentation très homogène (des vases ; Figure VII.16), l'influence de niveaux plus grossiers d'origine turbiditique ou les téphras semble avoir une influence négative sur l'absorption du signal acoustique dans le sédiment (Figure VII.16). La réverbération augmente par rapport à un niveau de vases homogènes et d'autant plus si la granularité augmente (Figure VII.17). Les couches formées par les dépôts silteux et sableux au sein d'un sédiment argileux agissent comme un rempart à la propagation des ondes dans le sédiment.

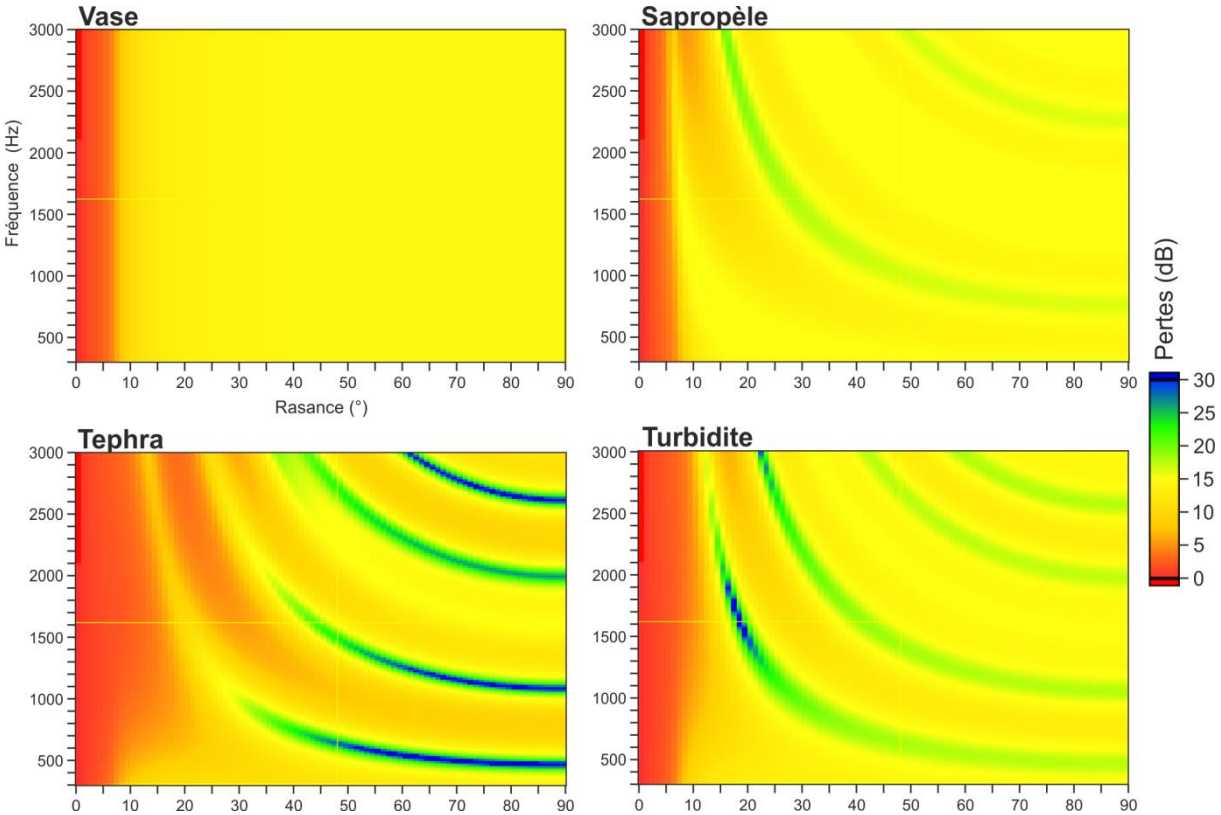


Figure VII.16 - Représentation graphique des pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la fréquence d'émission (en Hz) et de l'angle de rasance (en °) pour chaque type de sédiment observée en mer Ionienne. Modélisation réalisée pour des dépôts de vases (D50 = 6 µm) de 5 m dans lequel est intercalé un dépôt de sapropèles (D50 = 4 µm), tephra (D50 = 50 µm) ou turbidite silteuse (D50 = 20 µm) de 0,5 m.

A contrario, la présence de sapropèle semble avoir, à haute fréquence un effet positif sur l'absorption à haute fréquence pour les angles de rasance supérieurs à 30° mais négatif pour des angles inférieurs à 15° (Figure VII.16). A basse fréquence on observe l'inverse, les sapropèles ont un effet positif mais négatif lorsque les angles de rasance sont inférieurs à 15° et négatifs quand ils sont supérieure à 30° (Figure VII.16). La réverbération augmente, comme pour les dépôts de turbidite et les téphras (Figure VII.17). Le sapropèle agit comme une éponge et absorbe le signal acoustique en le ralentissant à cause de sa forte porosité mais néanmoins sans le réfléchir.

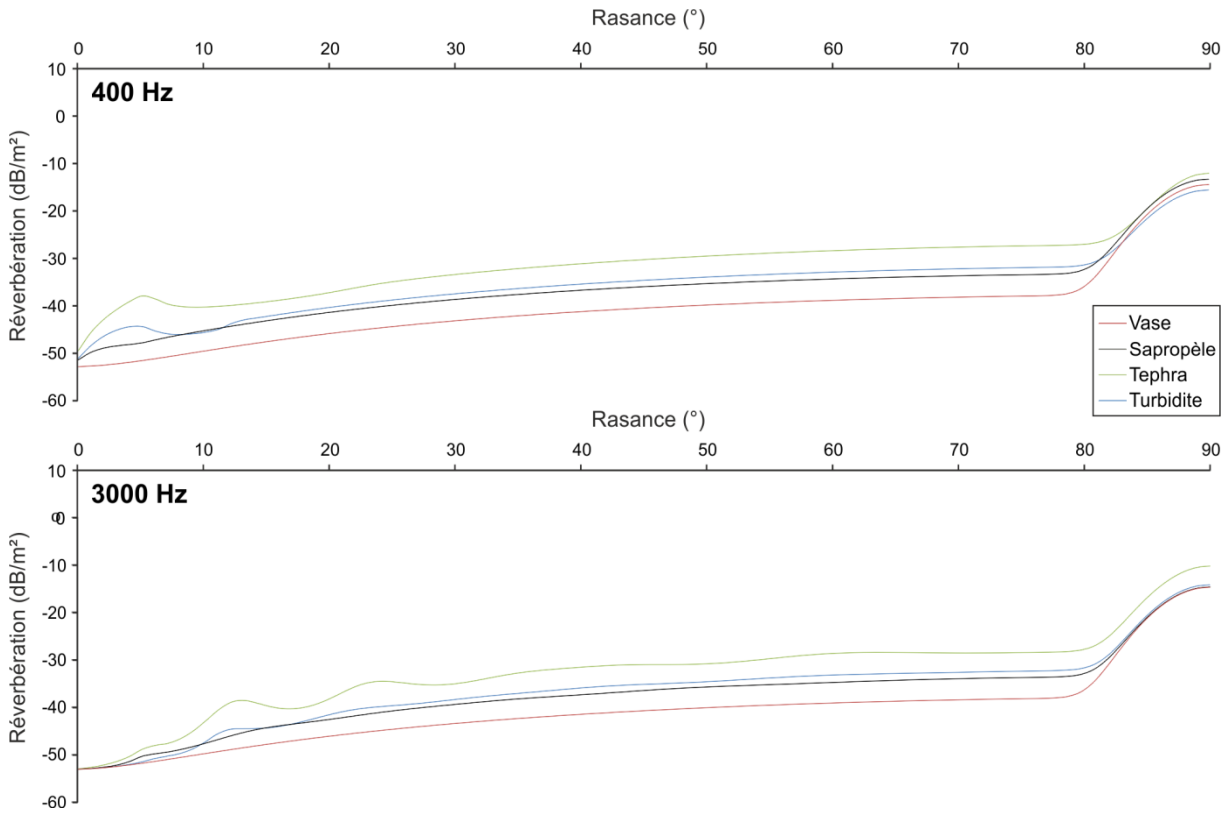


Figure VII.17 - Graphiques représentant l'indice de réverbération du signal acoustique (en dB/m²) à l'interface eau/sédiment en fonction de la rasance (en °) pour chaque type de sédiment observée en mer Ionienne. Modélisation réalisée pour des dépôts de vases (D50 = 6 µm) de 5 m dans lequel est intercalé un dépôt de sapropèles (D50 = 4 µm), tephra (D50 = 50 µm) ou turbidite silteuse (D50 = 20 µm) de 0,5 m.

Références

Anderson, A.L., Hampton, L.D., 1980. Acoustics of gas-bearing sediments I. Background. J. Acoust. Soc. Am. 67, 1865–1889.

Bachman, R.T., 1989. Estimating velocity ratio in marine sediment. J. Acoust. Soc. Am. 86, 2029–2032.

Bennell, J.D., 1979. Acoustic properties of marine sediments. University College of North Wales.

Garlan, T., 2004. Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente (Mémoire d'Habilitation à Dirigier des Recherches). Université des Sciences et Techniques de Lille. 155p

Guillon, L., 1999. Contribution à l'interprétation géoacoustique de la rétrodiffusion des fonds marins: influence de la stratification, des inclusions et de la porosité (Thèse de 3e cycle). Université du Mans. 214p

Hamilton, E.L., Bachman, R.T., 1982. Sound velocity and related properties of marine sediments. J. Acoust. Soc. Am. 72, 1891–1904.

Lurton, X., 2002. An introduction to underwater acoustics: principles and applications. Springer Science & Business Media.

Plantevin, P., Grivelet, P., 2002. Etude et réalisation d'un simulateur de sédiments pour l'étude du comportement acoustique des fonds marins: étude bibliographique. Société RMS, Rapport SHOM.

Conclusions générales et perspectives

Rappel des objectifs

L'objectif principal de cette étude était de définir le fonctionnement sédimentaire de la mer Ionienne au cours des derniers 400 000 ans. Ce travail s'appuie principalement sur des données sédimentologiques et acoustiques acquises lors de la campagne MOCOSED2012, complétée par des données provenant de la plateforme de Malte au cours des campagnes océanographique STEREO-BASE2007 et STEREO2008 et trois valorisations de transit réalisée en 2010, 2014 et 2016. Le travail s'est décliné en cinq objectifs principaux :

(1) établir une stratigraphie de la mer Ionienne pour les derniers 400 000 ans,

(2) établir un calendrier et déterminer les processus et les sources des risques naturels,

(3) déterminer l'évolution de la circulation des eaux de fonds et l'impact du détroit de Sicile sur les échanges en les bassins orientaux et occidentaux,

(4) déterminer des domaines sédimentaires et leur influence sur la réponse acoustique du fonds marin.

Principaux résultats

L'établissement d'une **stratigraphie** robuste est nécessaire pour la compréhension des systèmes sédimentaires. Elle permet de contraindre temporellement les dépôts et d'étudier leur variabilité à haute fréquence. Pour cela, un modèle stratigraphique a été réalisé à partir de datations au radiocarbone pour les périodes inférieures à 30 000 ans et d'isotopes de l'oxygène pour les périodes plus anciennes. Ce modèle a été corrélé avec l'indice spectrocolorimétrique b* et conforté par la tephrochronologie et la chronologie des sapropèles. Nous avons ainsi pu montrer que, pour le bassin Ionien, il est possible d'établir une stratigraphie fine avec des données de spectrocolorimétrie au vu de l'homogénéité du signal enregistré dans les archives sédimentaires.

Les résultats stratigraphiques ont ainsi permis d'évaluer l'évolution temporelle de la **sédimentation gravitaire liée aux catastrophes naturelles** (séismes, tsunamis, volcanisme). Les précédentes études conduites sur la mer Ionienne fournissaient des résultats sur la paléosismicité uniquement pour la période historique. Nos résultats ont permis d'étendre dans le temps les connaissances aux derniers 330 000 ans et ce pour la sédimentation gravitaire d'origine co-sismique mais également en lien avec le passage d'ondes de tsunami ou liée à l'activité volcanique de l'Etna.

Les **enregistrements co-sismiques** montrent plusieurs phases d'activité. Le lobe Ouest de l'arc Calabrais enregistre principalement deux périodes d'activité sismique entre 330 000 et 235 000 ans (MIS9-7) et entre 60 000 ans et l'Actuel (MIS3-1) séparées par une période de quiescence. Le lobe Est de l'arc Calabrais enregistre une seule période d'activité au cours des derniers 120 000 ans (MIS5-1) précédée par une phase de quiescence d'au moins 100 000 ans. La partie occidentale de la ride Méditerranéenne enregistre elle aussi une seule période d'activité entre 37 000 ans et l'Actuel (MIS2-1) précédée par une phase de quiescence d'au moins 200 000 ans. Toutes les périodes actives présentent des fréquences d'évènement de l'ordre du millier d'années sauf la partie la plus occidentale du prisme qui présente des fréquences pluri-centennales.

Pour ce qui est des enregistrements en lien avec l'**activité volcanique de l'Etna**, trois phases principales ont été mises en évidence par l'étude de la sédimentation gravitaire volcanoclastique sur le lobe Ouest de l'arc Calabrais. La première semble être en lien avec la phase d'émersion de l'Etna entre 330 000 et 280 000 ans (MIS9-8), la deuxième avec la mise en place du strato-volcan actuel il y a 60 000 ans et la troisième avec l'effondrement du flanc Est de l'Etna qui a entrainé la formation de la Valle del Bove au début de l'Holocène.

L'établissement d'un lien entre un dépôt gravitaire et un **tsunami** est plus délicat à définir. Les corrélations sont essentiellement basées sur la contemporanéité des dépôts avec les tsunamis connus pour la période historique. Un dépôt emblématique de la mer Ionienne décrit dans la littérature correspond à l'homogénite appelée Augias. D'abord relié au tsunami généré par l'éruption minoenne du Santorin (Cita and Aloisi, 1999; Hieke and Werner, 2000), les études plus récentes tendent à montrer qu'il serait plutôt contemporain du séisme de Crète en 365 AD (Polonia et al., 2016, 2013; San Pedro et al., 2016). Cet évènement a bien été identifié dans les archives sédimentaires de notre étude : dans la plaine abyssale ionienne mais aussi dans les bassins intra-pente du lobe ouest de l'arc Calabrais. Les résultats des datations ont permis de contraindre la datation de l'homogénite d'Augias entre 1158 BC et 165 AD. Ceci élimine les corrélations établies précédemment. Le tsunami recensé entre 1130 et 800 BC sur la côte sicilienne et les îles ioniennes (De Martini et al., 2009; Smedile et al., 2011; Vött et al., 2009, 2006) semble être une source plus probable au dépôt d'Augias. Un deuxième dépôt, que nous avons nommé Taphos, lié à un tsunami, a été identifié dans la zone nord-est du bassin Ionien. Daté à 4153 ans BC il est contemporain d'un tsunami majeur ayant affecté les côtes grecques en 4300 BC (Vött et al., 2015, 2011a, 2011b, 2009; Willershäuser et al., 2015). Un troisième évènement majeur a été identifié sur l'arc Calabrais et en bordure de la plaine

abyssale ionienne. L'origine de ce dépôt, daté à environ 21 000 ans, n'a pas pu être identifiée en raison de l'absence de références d'évènements pour la période pré-historique. Il pourrait être en lien avec un tsunami mais sa mise en place en bas niveau marin pourrait être aussi en lien avec des déstabilisations d'hydrates de méthane sur la plateforme continentale comme observé dans le bassin Levantin et le bassin occidental (Reeder et al., 2000; Rothwell et al., 2000).

La sédimentation en lien avec des catastrophes naturelles n'est néanmoins pas le seul type de sédimentation à être enregistré dans le bassin ionien. On observe, en effet, dans des zones isolées une **sédimentation principalement hémipélagique** dont la variabilité est **liée aux changements climatiques et eustatiques.** Les sapropèles n'ont pas été étudiés de façon indépendante mais intégrés de façon globale dans des séquences sédimentaires reflétant, de par leur couleur, les conditions d'oxygénations des masses d'eau profondes, les sapropèles correspondant aux stades ultimes d'anoxie du bassin. Dix séquences ont été mises en évidences au cours des derniers 430 000 ans, des séquences de longue durée (entre 68 000 et 85 000 ans) et des séquences de courte durée (entre 19 000 et 26 000 ans). Elles s'organisent en trois grandes phases. Deux phases correspondent à des périodes à dominante oxydée (séquences longues : 68 000 - 85 000 ans): de 403 000 à 235 000 ans (MIS11-8) et de 76 000 ans à l'Actuel (MIS4-1). Dans ce cas, l'oxygénation des masses d'eau est sous l'influence des variations eustatiques : la chute progressive du niveau marin appauvrit les eaux profondes en oxygène en raison de la diminution des échanges entre les différents bassins de la Méditerranée. Cette diminution des échanges semble liée à l'émersion partielle des détroits (Sicile, Otrante, Bosphore, Crête). Un possible lien entre les périodes d'arrêt complet de la ventilation et les décharges fluviatiles importantes (Pô, mer Noire) lors des périodes de fonte des calottes glaciaires alpines et fennoscandienne a également été envisagé. La troisième phase correspond à une période à dominante réduite (séquences courtes : 19 000 - 26 000 ans) de 235 000 à 76 000 ans (MIS7-5). L'oxygénation des masses d'eau profonde semble alors être principalement influencée par la mousson africaine qui entraine de fortes décharges du Nil dans le bassin Levantin et une augmentation des précipitations sur le pourtour méditerranéen.

Ces résultats nous ont ainsi amené à étudier la **plate-forme de Malte** à l'est du détroit de Sicile dans le but de **définir son influence sur les échanges entre les bassins occidental et oriental.** Au cours des quatre derniers cycles climatiques, la plate-forme de Malte a subit quatre grandes phases d'érosion en lien avec des émersions partielles au cours des bas

niveaux marins. Ces émersions sont le témoin d'une forte réduction de la surface d'échange entre les bassins lors des périodes glaciaires où le trait de côte migre fortement vers le sud. La sédimentation entre ces phases d'érosion présente une forte asymétrie est-ouest dont l'axe correspond à la présence d'évaporites du Messinien formant une ride en l'île de Malte et les monts Hybléens. Cette asymétrie semble être en lien avec les sens des courants de surface qui circulent d'ouest en est au-dessus de la plate-forme. Cependant, la position de la plate-forme de Malte entre unr zone en convergence (la mer Ionienne) et une zone de rifting (le détroit de Sicile) entraine une surrection mise en évidence par la présence de séquences sédimentaires marines au-dessus du bas niveau marin. Ceci laisse à penser que l'émersion du plateau de Malte n'a pas toujours été complète et que les échanges entre les bassins occidental et oriental n'ont pas toujours été affectés drastiquement comme lors du dernier maximum glaciaire.

Tous les résultats obtenus précédemment ont permis de définir des environnements sédimentaires types en mer Ionienne. Ces environnements sont primordiaux pour **la modélisation géoacoustique** car ils permettent de définir des domaines de réponse acoustique des sédiments utiles pour le traitement du signal des sonars utilisés pour la navigation militaire. La sédimentation en mer Ionienne est très hétérogène et chaque changement de granularité ou de porosité du sédiment de sub-surface présente une réponse différente à la propagation des ondes acoustiques. Les dépôts de turbidites et de téphras ont une influence négative sur la propagation du signal qui dépend de la granularité des dépôts. Plus la granularité augmente plus le dépôt agit comme un rempart et réfléchit les ondes acoustiques. Les dépôts de sapropèles agissent plutôt comme un éponge, ils absorbent le signal acoustique donc ralentissent sa propagation mais sans réfléchir le signal. Cette absorption du signal est fortement liée à l'importante porosité des sapropèles et à la présence de matière organique.

Perspectives

Le bassin Ionien, de par la convergence entre les plaques Nubie et Eurasie, correspond aux derniers stades de vie d'un océan. De ce fait, la tectonique et la sédimentation y sont très réduites ; et les faibles flux sédimentaires permettent ainsi d'enregistrer une multiplicité de processus sédimentaires.

L'étude de carottes relativement courtes (entre 10 et 18 mètres) a néanmoins permis d'obtenir des enregistrements sédimentaires pouvant atteindre les 430 000 ans. Il semble donc intéressant, pour de futures études, de réaliser des carottages plus longs, de l'ordre de 30 à

50 m, ce qui permettrait d'étendre les connaissances temporelles sur ce bassin encore trop peu étudié.

Des études portant sur les dépôts gravitaires en lien avec les catastrophes naturelles permettraient d'obtenir :

- Sur la zone la plus occidentale de l'arc, des enregistrements co-sismiques à haute résolution pouvant atteindre jusqu'à 200 000 ans ainsi qu'une datation plus précise de l'émersion de l'Etna et de ses différents changements morphologiques.
- Dans le bassin profond, des datations plus précises sur le dépôt d'Augias et les homogénites plus anciennes. Mais aussi sur l'extension géographique du dépôt Taphos.

Des carottages plus longs réalisés sur les rides d'accrétion et dans les zones isolées du bassin permettraient d'obtenir des enregistrements paléoclimatiques exceptionnels. Les faibles taux de sédimentation (environ 2,5 cm/ka) permettraient, avec des carottes d'une trentaine de mètres, d'obtenir des enregistrements jusqu'à plus d'1 million d'années, dépassant ainsi la « Mid-Pleistocene Transition ».

Sur la plate-forme de Malte, les carottages permettraient d'établir un cadre stratigraphique plus robuste aux différentes séquences sismiques observées. Il semble nécessaire d'étendre cette étude jusqu'au sud du plateau de Malte, dans le chenal de Sicile, qui pourrait enregistrer des variations dans les intensités et le sens des courants dans le but de mieux appréhender les échanges entre les bassins occidental et oriental.

Pour la modélisation acoustique, l'influence de la porosité a posé problèmes car il n'est pas possible de prendre en compte la granularité et la porosité. Il semble donc nécessaire, pour améliorer les performances de la modélisation géoacoustique, de faire des mesures systématiques de la porosité pour chaque dépôt sédimentaire en complément de la granularité ou alors de modifier la modélisation afin qu'elle puisse prendre en compte dans les calculs la granularité et la porosité en même temps.

Références

Cita, M.B., Aloisi, G., 1999. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203. doi:10.1016/S0037-0738(00)00071-3

De Martini, P.M., Barbano, M.S., Smedile, A., Gerardi, F., Pantosti, D., Del Carlo, P., Pirrotta, C., 2009. A unique 4000 year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). Mar. Geol. 276, 42–57. doi:10.1016/j.margeo.2010.07.005

Hieke, W., Werner, F., 2000. The Augias megaturbidite in the central Ionian Sea (central Mediterranean) and its relation to the Holocene Santorini event. Sediment. Geol. 135, 205–218.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G., Gasperini, L., 2013. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. Sci Rep 3.

Polonia, A., Vaiani, S.C., de Lange, G.J., 2016. Did the AD 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? Geology G37486-1.

Reeder, M.S., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., 2000. Influence of sea level and basin physiography on emplacement of the late Pleistocene Herodotus Basin Megaturbidite, SE Mediterranean Sea. Mar. Pet. Geol. 17, 199–218. doi:10.1016/s0264-8172(99)00048-3

Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D.A.V., Thomson, J., Kähler, G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. Sediment. Geol. 135, 75–88. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00064-6

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.-A., Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. Mar. Geol. doi:10.1016/j.margeo.2016.05.005

Smedile, A., De Martini, P.M., Pantosti, D., Bellucci, L., Del Carlo, P., Gasperini, L., Pirrotta, C., Polonia, A., Boschi, E., 2011. Possible tsunami signatures from an integrated study in the Augusta Bay offshore (Eastern Sicily—Italy). Mar. Geol. 281, 1–13. doi:10.1016/j.margeo.2011.01.002

Vött, A., Bareth, G., Brückner, H., Lang, F., Sakellariou, D., Hadler, H., Ntageretzis, K., Willershäuser, T., 2011. Olympia's harbour site Pheia (Elis, western Peloponnese, Greece) destroyed by tsunami impact. Erde 142, 259–288.

Vött, A., Brückner, H., Brockmüller, S., Handl, M., May, S., Gaki-Papanastassiou, K., Herd, R., Lang, F., Maroukian, H., Nelle, O., 2009. Traces of Holocene tsunamis across the Sound of Lefkada, NW Greece. Glob. Planet. Change 66, 112–128.

Vött, A., Fischer, P., Röbke, B.R., Werner, V., Emde, K., Finkler, C., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzis, K., Willershäuser, T., 2015. Holocene fan alluviation and terrace formation by repeated tsunami passage at Epitalio near Olympia (Alpheios River valley, Greece). Z. Für Geomorphol. Suppl. Issues 59, 81–123.

Vött, A., Lang, F., Brückner, H., Gaki-Papanastassiou, K., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Giannikos, A., Hadler, H., Handl, M., Ntageretzis, K., 2011. Sedimentological and geoarchaeological evidence of multiple tsunamigenic imprint on the Bay of Palairos-Pogonia (Akarnania, NW Greece). Quat. Int. 242, 213–239.

Vött, A., May, M., Bruckner, H., Brockmuller, S., 2006. Sedimentary Evidence of Late Holocene Tsunami Events near Lefkada Island (NW Greece)(with 11 figures and 2 tables). Z. Geomorphol. Suppl. 146, 139.

Willershäuser, T., Vött, A., Hadler, H., Ntageretzis, K., Emde, K., Brückner, H., 2015. Holocene palaeotsunami imprints in the stratigraphical record and the coastal geomorphology of the Gialova Lagoon near Pylos (southwestern Peloponnese, Greece). Z. Für Geomorphol. Suppl. Issues 59, 215–252.

Liste des figures

PARTIE 1 – GENERALITES

CHAPITRE I – CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DE LA MER IONIENNE

Figure I.1 - Reconstruction paléogéographique et paléotectonique de la paléo-Téthys à 420, 300 et 260 Ma (Stampfli and Borel, 2004). 13

Figure I.2 - Reconstruction paléogéographique et paléotectonique de la néo-Téthys à 180, 121 et 70 Ma (Stampfli et Borel, 2004). 14

Figure I.3 - (page suivante) Reconstruction paléogéographique et paléotectonique du bassin méditerranéen à 45, 30 et 15 Ma (Carminati et Doglioni, 2005). 15

Figure I.4 - Vue en coupe de l'évolution de la Méditerranée centrale au cours des derniers 45 Ma (Carminati et Doglioni, 2005). 17

Figure I.5 - Représentation schématique en 5 étapes de l'évolution de l'arc Calabrais au cours des 15 derniers millions d'années (Minelli et Faccenna, 2010). R1 à R5 correspondent à la position du front de subduction. 18

Figure I.6 - Représentation schématique en 4 étapes de l'évolution de la ride Méditerranéenne Ouest depuis la fin du Miocène (Reston et al., 2002). Pre-MR : ride pré-messinienne ; post-MR : ride post-messinienne. 19

Figure I.7 - Configuration actuelle des plaques Adriatique et Nubie (Viti et al., 2011). Position des séismes de magnitude supérieure à 5 depuis l'an 1600 AD (d'après les catalogues CMT: www.globalcmt.org, CATGR1900: www.geophysics.geol.uoa.gr et Mantovani et al., 2008). 21

Figure I.8 - Cinématique actuelle de la Méditerranée centrale (Viti et al., 2011). 22

Figure I.9 - Graphique des séismes recensés en Italie au cours des derniers 18 000 ans (Galli et al., 2008). 23

Figure I.10 - Distribution, pétrochimie associée et âges des systèmes volcaniques italiens (Peccerillo, 2005). Les provinces volcaniques sont représentées en gris : Toscane, intra-Apennins, Romane, Ernici-Roccamonfina, Campanien, arc Eolien, Sicile, Sardaigne et mer Tyrrhénienne Sud. Les figurés pleins correspondent aux systèmes volcaniques émergés et les figurés vides aux systèmes volcaniques sous-marins. 24

Figure I.11 - Illustrations représentant l'évolution morphologique de l'Etna au cours des derniers 300 000 ans (d'après Kieffer, 1985). 26

Figure I.12 - Cartes des environnements méditerranéens pendant les deux derniers extrêmes climatiques : l'optimum Holocène et le dernier maximum glaciaire (Petit-Maire et Vrielynck, 2004). 28

Figure I.13 - Représentation schématique de la circulation thermohaline en mer Méditerranée (Lascaratos et al., 1999). 29

Figure I.14 - Schéma de la circulation des eaux de surface en Méditerranée (Pinardi et Masetti, 2000). 30

Figure I.15 - Schéma de la circulation des eaux intermédiaires (LIW) en Méditerranée (Pinardi et Masetti, 2000). 31

Figure I.16 - Schéma synthétique de la circulation en Méditerranée après l'EMT (Lionello et al., 2006). 31

Figure I.17 - Principaux systèmes fluviatiles en Italie (Milliman et Farnsworth, 2011). 32

Figure I.18 - Principaux systèmes fluviatiles en Grèce, Albanie et Croatie (Milliman et Farnsworth, 2011). 33

Figure I.19 - Modèles d'échanges des eaux entre la mer Noire et la mer Egée au cours de la dernière déglaciation (Major et al., 2002). 34

Figure I.20 - Carte topographique, bathymétrique et de localisation des différentes zones du bassin ionien. Les données lithologiques de l'Italie sont issues de l'Italian Servizi litologica (http://sgi.isprambiente.it/geoportal) et celle de la Grèce de Kilias et al. (2010) 35

Figure I.21 - Vue en 3D des escarpements de Malte et d'Apulie (exagération verticale ×5)..... 37

Figure I.22 - Physiographie des prismes d'accrétion de la mer Ionienne : l'arc Calabrais et la ride Méditerranéenne, principalement failles et chevauchements, d'après Polonia et al. (2011) et Huguen et al. (2006). FTK : faille transformante de Céphalonie. Positions des profils bathymétriques de la Figure I.24 et des profils sismiques THR de la Figure I.25 et Figure I.26..... 39

Figure I.23 - Profils bathymétriques de l'arc Calabrais et de la ride Méditerranéenne et position de principaux domaines morphostructuraux (exagération verticale ×20). Position des profils en Figure I.22. 40

Figure I.24 - Profils sismiques THR des lobes ouest et est de l'arc Calabrais. Position des profils en Figure I.22. 41

Figure I.25 - Profils sismiques THR des lobes ouest et est de l'arc Calabrais. Position des profils en Figure I.22. 42

Figure I.26 - Vue en 3D des plaines abyssales nord et ionienne (exagération verticale ×5). Position des profils sismiques THR de la Figure I.27. 43

Figure I.27 - Profils sismiques THR des zones profondes de la mer Ionienne. Position des profils en Figure I.26. 45

CHAPITRE II – LES ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

Figure II.1 - Exemples de processus et leurs interactions influençant le transport et le dépôt des sédiments en domaine marin profond (Stow et Mayall, 2000). 53

Figure II.2 - Représentation topographique du flanc est de l'Etna avant et après la formation de la Valle del Bove (Calvari et al., 2004). 54

Figure II.3 - Classification des écoulements gravitaires selon le mécanisme de transport des grains, les vitesses d'écoulement, formes idéales des écoulements et logs sédimentaires des dépôts (Mulder et Alexander, 2001). 56

Figure II.4 - Modèles de faciès pour les turbidites (d'après Bouma et al., 1962 ; Lowe, 1982 ; Stow et Shanmugam, 1980)..... 57

Figure II.5 - Initiation, processus de transport et mécanisme de dépôt des séquences sédimentaires (Stow et al., 1996 ; Stow et Johansson, 2000 ; Stow et Mayall, 2000). GF : "grain flow", FF : flot

fluidifié, LF : flot liquéfié, DF : “debris flow” ; TC : courant de turbidité ; HDT : courant de turbidité de haute densité; LDT: courant de turbidité de faible densité. 58

Figure II.6 - Profil sismique à 4kHz montrant le dépôt d'une unité transparente « homogénite » en Méditerranée centrale (Kastens et Cita, 1981). 59

Figure II.7 - Dépôt d'une mégaturbidite (ou homogénite) avec influence d'un effet de seiche (Mulder et al., 2009)..... 60

Figure II.8 - Evolution du processus de décantation des particules volcaniques à l'interface air-eau. (A) Retombées à la surface de l'eau. (B) Augmentation de la concentration des particules dans la couche d'eau de surface. (C) Convection par surconcentration et génération d’un courant gravitaire vertical (Carey, 1997)..... 62

Figure II.9 - Modèle de dépôt des turbidites volcanoclastiques primaires et secondaire (Schneider et al., 2001)..... 63

Figure II.10 - Reconstruction du cadre tephrochronologique de la mer Ioniene au cours des derniers 200 000 ans (Insinga et al., 2014). 64

Figure II.11 - Schéma de la circulation verticale en Méditerranée orientale à l'Actuel (A) et lors de la formation d'un sapropèle (B). Modifié d’après Rohling (1994). ASW : Atlantic Surface Water ; MIW : Mediterranean Intermediate Water ; EMDW : Eastern Mediterranean Deep Water ; EMdIW : Eastern Mediterranean deep Intermediate Water ;ODW: Old Deep Water. 67

Figure II.12 - Synthèse des déformations in situ générées en fonction de la magnitude d'un séisme (Rodríguez-Pascua et al., 2000). 69

Figure II.13 - Exemples à l'affleurement de déformations in-situ non associées à la liquéfaction (Rodríguez-Pascua et al., 2000). 70

Figure II.14 - Exemples à l'affleurement de déformations in-situ associées à la liquéfaction (Rodríguez-Pascua et al., 2000). 71

Figure II.15 - Exemple à l'affleurement de micro-failles (Calvo et al., 1998). 71

CHAPITRE III – MATERIEL ET METHODES

Figure III.1 - Localisation des carottes sédimentaire de la mer Ionienne et du plateau de Malte issues des campagnes MOCOSED2012 et STEREO-BASE 2007. La longueur (en m) des carottes est signalée en gras-italique et la profondeur (en m) en gras..... 81

Figure III.2 - Système de coordonnées sphérique CIELab (Debret et al., 2011) dont les trois axes de coordonnées sont L* (noir/blanc), a* (vert/rouge) et b* (bleu/jaune)..... 82

Figure III.3 - Photographie de la carotte KC02 (campagne océanographique MOCOSED2012) mettant en évidence les fortes variations de couleur du sédiment..... 83

Figure III.4 - Radiographie X de la carotte KC14 (campagne océanographique MOCOSED2012) mettant en évidence les structures lithologiques. 84

Figure III.5 - Exemple de cartographie de la granularité des sédiments pour une carotte enregistrant une sédimentation turbiditique fine (KC15) et une carotte enregistrant une sédimentation principalement hémipélagique (KC07). 87

Figure III.6 - Exemple de lame mince réalisée dans la carotte KC14. Hp : hémipélagique..... 88

Figure III.7 - Exemples de particules observées après un lavage du sédiment. 89

Figure III.8 - Courbe de calibration du pourcentage de $CaCO_3$ pour la carotte KC07..... 90

Figure III.9 - Evolution de l'âge réservoir au sud de la mer Adriatique au cours des derniers 16 000 ans (Siani et al., 2001). 92

Figure III.10 - Bathymétrie de la mer Ionienne issue de la compilation réalisée par le SHOM (valorisations de transit et campagne océanographique MEDEE), de la campagne océanographique MOCOSED2012 et des valorisations de transit effectuées par le SHOM (2010, 2014)..... 96

Figure III.11 - Bathymétrie du plateau de Malte issue des campagnes océanographiques STEREO-BASE2007, STEREO2008 et des valorisations de transit effectuées par le SHOM..... 97

Figure III.12 - Exemple de sismique CHIRP inexploitable en raison de la microtopographie complexe de la ride Méditerranéenne. 98

PARTIE 2 – ACTIVITE SEDIMENTAIRE D'UN SYSTEME EN CONTEXTE TECTONIQUE CONVERGENT : LA MER IONIENNE

CHAPITRE IV – STRATIGRAPHIE DES DERNIERS 400 000 ANS EN MER IONIENNE

ARTICLE

Spectrocolorimetry, a non-destructive method for marine sediments dating in the central Mediterranean Sea over the last 430 ka.

Figure 1: Location map. Bathymetry is issued from GEBCO (http://www.gebco.net/) and contours are in meters. Red crosses show the location of the sediment cores used in this study. Red triangles indicate the location of volcanoes. The Ionian Sea presents two accretionary ridges, the Calabrian Arc in blue and the Mediterranean ridge in red..... 108

Figure 2: Core KC07 dating. Radiometric dating (in blue), photograph, X-ray, Log, grain size, b* curve, Sulfur content, Organic carbon content, δ18O curve and correlation with *δ18O curve of MD40-1-10 from Löwermark et al. (2006) and δ18O curve LR04 from Lisiecki and Raymo (2005).. 112

Figure 3: Age model (black lines) and its error margin (grey areas) of core KC07 obtained with δ18O analyses and built using a linear interpolation implemented with the CLAM package v.2.2 of R software (Blaauw, 2010). Radiometric dates are in blue, tephra in green and sapropels in grey. Core location in fig. 1. 113

Figure 4: Hemipelagic cores' datings in correlation with b* curve of core KC07..... 114

Figure 5: Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) classification diagram (Le Bas et al., 1986) for the volcanic glass fragments. Tephra glasses show phonolitic, trachytic and rhyolitic populations in composition. H.A is the molecular ratio of the peralkaline index defined by H.A. = mol(Na2O+K2O)/Al2O3. (a) corresponds to cores from the Mediterranean ridge. (b) corresponds

to the core from the Apulia escarpment. (c) and (d) correspond to the cores from the Calabrian Arc. Geochemical oxide's values is available in the supplementary material. 115

Figure 6: Tephra correlations between the cores. Green areas correspond to tephra layers; grey areas correspond to sapropels.. 118

Figure 7: Comparison of b* curve for sapropel 10 (KC07) and re-oxidize sapropel 10 (KC04). 120

Figure 8: Synthesis of b* curves from cores KC07 and KC04, δ18O from KC07, log of colours in cores and tephra layers. 121

Figure IV.1 – Datation des carottes par corrélation avec la carotte KC07 grâce aux courbes spectrocolorimétriques b*. 133

Figure IV.2 – Corrélations des tephra pour les carottes de la mission MOCOSED2012. 134

CHAPITRE V – PROCESSUS SEDIMENTAIRES GRAVITAIRES ET DEFORMATIONS

ARTICLE

Untangling the turbidite activity of the Calabrian Arc over the last 60 ka.

Fig. 1. Locationmap and physiography of the Calabrian Arc. Bathymetry is issued from GEBCO (http://www.gebco.net/) and contours are inmetres. The Calabrian Arc structure of the map and longitudinal depth profiles are derived from(Polonia et al., 2011). The accretionary ridge presents twolobes, western and eastern, segmented by twowedges, pre and post-Messinian. Red crosses show sediment cores used in this study. Blue lines represent the location of the main rivers, canyons and channels (solid lines) and unchanneled streams (dashed lines; modified from Polonia et al., 2013b). The brownline represents the sea level lowstand for the last glaciation (−120m). Simplified geology of Italy derived fromthe Italian servizi litologica (http://sgi.isprambiente.it/geoportal/). The kinematicmap of theMediterranean Sea is modified fromViti et al. (2011). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 169

Fig. 2. Close-up on the cores locations. (a) and (c) Bathymetry is issued from MOCOSED2012 cruise. Longitudinal depth profiles are at the same scale and present the local morphology. (b) and (d) CHIRP profiles fromMOCOSED2012 cruise present stratigraphy of the core's locations areas, their locations are representedwith a red line on (a) and (c). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.). 170

Fig. 3. Stratigraphy, sedimentary logs and facies occurrence. Core's locations are presented on Fig. 1.White stars indicate the calibratedAMS-14C dates (Table 2). Green stars indicate tephra. Red stars indicate analysed volcaniclastic turbidites with electron microprobe. Grain size distribution is represented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentages (from dark blue for low abundance to dark red colour for high abundance). Magnetic susceptibility of the sediments in SI, Ca/Ti and S + Br/Al ratios, turbidites number per metre of sediments. TS corresponds to siliciclastic turbidites, TV to volcaniclastic turbidites and Hp to hemipelagic

sediment. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 171

Fig. 4. Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of sapropel S1 present in core KC14. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentages (from dark blue for low abundance to dark red colour for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. S1 is interbedded by a turbidite layer and a tephra linked to the Lipari volcano. Core location in Fig. 1. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.). 172

Fig. 5. (a) Total Alkali versus Silica (TAS — wt.%) diagram (Le Bas et al., 1986) classifies the glass shards as phonolitic, trachytic and rhyolitic populations in composition. (b) Total Alkali versus Silica (TAS — wt.%) diagram (Le Bas et al., 1986) classifies the pumices from volcaniclastic turbidites as trachytic populations in composition. H.A is themolecular ratio of the per alkaline index defined by H.A.=mol(Na2O+K2O) / Al2O3. These compositional characters are compatible with Campanian, Etnean and Aeolian provenance. Geochemical oxide's values in Tables 3 and 5. 173

Fig. 6. Agemodel (black line) and its error margin (grey areas) of core KC14were built using a linear interpolation implemented with the CLAM package v.2.2 of R software (Blaauw, 2010). Radiometric dates are in blue, tephra in green and sapropel S1 in light green. Y1 correspond to tephra layer from the Etna, Y5 and Y7 correspond to tephra layers from the Phlegrean Fields. Sediment rates are calculated using two methods: between the ^{14}C radiocarbon dates and by a 5 ka interval from the age model. Core location in Fig. 1. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.). 174

Fig. 7. Age model (black line) and its error margin (grey areas) of core KC01 built using a linear interpolation implemented with the CLAM package v.2.2 of R software (Blaauw, 2010). Radiometric dates are in blue and tephra in green. Y1 corresponds to tephra layers from the Etna. Sediment rates are calculated using two methods: between the ^{14}C radiocarbon dates and by a 5 ka interval from the age model. Core location in Fig. 1. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 175

Fig. 8. Grain sizemeasurements, X-ray pictures and thin section of a siliciclastic turbidite (TS facies) present in core KC14. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentages (fromdark blue for lowabundance to dark red colour for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. Core location in Fig. 1. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.). 176

Fig. 9. Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of a volcaniclastic turbidite (TV facies) and Y1 tephra present in core KC14. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percentage (from dark blue for low abundance to dark red colour for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. Core location in Fig. 1. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.) 177

Fig. 10. Sedimentary logs, calibrated radiometric dates (years BP; Table 2), tephra and correlation of the sedimentary cores.. 178

Fig. 11. Return times of co-seismic turbidites calculated by a 10 ka interval. Core locations in Fig. 1. 179

Fig. 12. Reconstruction of the main underwater flow on the Calabrian Arc..... 180

ARTICLE

Does gravity-driven deposits could be a witness of the seismic activity of accretionary wedges in the Ionian Sea over the last 330 ka ?

Figure 1: Location map and physiography of the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge. Bathymetry is issued from GEBCO (http://www.gebco.net/) and contours are in meters. The Calabrian Arc structure of the map derived from Polonia et al. (2011). The Mediterranean Ridge structure of the map derived from Huguen et al. (2006). Grey lines correspond to tectonic context: faults and overlaps (Gallais et al., 2011; Huguen et al., 2006; Viti et al., 2011). Red crosses show sediment cores used in this study. The purple triangles correspond to volcanoes. Acronyms correspond to: WL: Calabrian Arc western lobe, EL: Calabrian Arc eastern lobe, pre-MR: pre-messinian ridge, post-MR: post-messinian ridge, IAP: Ionian abyssal plain, Co: corridor between the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge, KTF: Kephalonia Transform Fault, OZ: Mediterranean Ridge outer zone, CZ: Mediterranean Ridge central zone, IZ: Mediterranean Ridge inner zone, LB: Levantine basin..... 187

Figure 2: Close-up on the cores locations. Bathymetry is issued from MOCOSED2012 cruise. Longitudinal depth profiles are at the same scale and present the local morphology. CHIRP profiles from MOCOSED2012 cruise present stratigraphy of the core's locations areas, their locations are represented with a red line on bathymetry. 193

F igure 3: (following page) Sedimentary logs and facies occurrence. Core's locations are presented on fig. 1. Grain size distribution is represented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). 194

Figure 4: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the turbidite facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1. 196

Figure 5: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the megaturbidite facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1. 197

Figure 6: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the folded and liquefaction facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1. 198

Figure 7: Picture of core KC08 with folded layers, tephra, sapropels and stratigraphic markers. Core location in fig. 1. 199

Figure 8: Grain size measurements, X-ray pictures and thin section of the fault facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each

fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). Core location in fig. 1. 200

Figure 9: Grain size measurements, X-ray pictures, thin section and Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) diagram (Le Bas et al., 1986) of the volcanic layer facies present in core KC15. Grain size distribution is presented by cartography of the relative abundance of each fraction in percent (from dark blue for low abundance to dark red color for high abundance). PPL corresponds to plane polarised light and XPL to crossed polarised light. Core location in fig. 1..... 201

Figure 10: Stratigraphy based on δ18O, 14C and sapropels of core KC07 and correlations with KC08, KC12, KC13 and KC15 based on b* colour index curve. Blue lines correspond to radiocarbon dating of core KC07 (Table 2). Red triangles correspond to tephra layers and empty red triangle to not analysed tephra layers... 202

Figure 11: Total Alkali versus Silica (TAS – wt. %) diagram (Le Bas et al., 1986) classifies the glass shards as phonolitic, trachytic and rhyolitic populations in composition. H.A is the molecular ratio of the peralkaline index defined by H.A. = mol(Na2O+K2O)/Al2O3. These compositional characters are compatible with Campanian and Pantelleria provenance. Geochemical oxide's values are available in the supplementary material. 204

Figure 12: Reconstruction of the main underwater flow on the Calabrian Arc and the western Mediterranean Ridge. Acronyms correspond to: WL: Calabrian Arc western lobe, EL: Calabrian Arc eastern lobe, IAP: Ionian abyssal plain, Co: corridor between the Calabrian Arc and the Mediterranean Ridge, HT: Hellenic Trench. 208

Figure 13: Log in age of the gravity-driven deposits (turbidites, megaturbidites, folded layers, faults and volcaniclastic layers). Sea level curve derived from (Grant et al., 2014). Cores locations in fig. 1 and fig. 12 for core KC14..... 210

Figure 14: Overview of periods of possible seismic activity of the accretionary wedges of the Ionian Sea and the occurrence of volcaniclastic layers linked to Etna morphology changing over the last 350 ka. Etna periods derives from Kieffer (1985) and Branca et al. (2008). 215

Figure V.1 - Carte de localisation des carottes et physiographie de la mer Ionienne. La position des carottes est présentée avec des croix rouges. La bathymétrie est issue de la campagne océanographique MOCOSED2012, des valorisations de transits du Beautemps-Beauprés 2010 et 2014 et de la base de données EMODnet (http://www.emodnet.eu/). 222

Figure V.2 - Caractéristiques sédimentologiques de la carotte KC05, sismique THR et contexte morphologique du site de carottage..... 223

Figure V.3 - Radioscopie rX d'un sédiment homogène, laminé et présentant des convolutes pour la carotte KC05. 224

Figure V.4 - Caractéristiques sédimentologiques de la carotte KC06, sismique THR et contexte morphologique du site de carottage..... 226

Figure V.5 - Caractéristiques sédimentologiques de la carotte KC09, sismique THR et contexte morphologique du site de carottage..... 228

Figure V.6 - Radioscopies rX des laminations, convolutes et fragments ligneux de la carotte KC09.229

Figure V.7 - Caractéristiques sédimentologiques de la mégaturbidite de la carotte KC12. Les rectangles rouges entre la photo et les rX correspondent au positionnement des lames minces de la Figure V.8. 230

Figure V.8 - Lame minces et composition de la fraction sableuse de la mégaturbidite de la carotte KC12. 231

Figure V.9 - Caractéristiques sédimentologiques des dépôts de mégaturbidite des carottes KC14 et KC01. 234

Figure V.10 - Zoom sur la limite supérieure de l'homogénite Augias 235

Figure V.11 - Compilation des datations du dépôt d'Augias en mer Ionienne (KC14: Köng et al., 2016 ; CALA: Polonia et al., 2013a ; KCIR: San Pedro et al., 2016). 235

Figure V.12 - Modèle de dépôt de l'homogénite de la plaine abyssale ionienne. 237

Figure V.13 - Modèle de dépôt de l'homogénite du bassin profond situé au pied de la plate-forme grecque. 237

Figure V.14 - Origine et transfert des sédiments des dépôts d'homogénites. Augias en orange, Taphos en bleu, et l'évènement de 21 000 ans en rouge. 239

Figure V.15 - Age et sources potentielles des évènements extrêmes enregistrés en mer Ionienne. 240

CHAPITRE VI – INFLUENCE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION

Figure VI.1 - Carte de localisation des carottes et physiographique de la mer Ionienne. La position des carottes est représentée avec des croix rouges. La bathymétrie est issue de la Campagne océanographique MOCOSED2012, des valorisations de transits du Beautemps-Beaupré 2010 et 2014 et de la base de données EMODnet (http://www.emodnet.eu/). 248

Figure VI.2 - Contexte morphologique des carottes KC10 et KC07. 249

Figure VI.3 - Contexte morphologique des carottes KC04 et KC02. 250

Figure VI.4 - Faciès sédimentaire des boues carbonatées (en blanc), argiles beige-orangées (en orange) et argiles bleu-gris (en bleu). Carotte KC07, section 10. 251

Figure VI.5 - Faciès sédimentaire des sapropèles. Carotte KC07, section 07, sapropèle 9. 253

Figure VI.6 - Faciès sédimentaire des sapropèles partiellement ré-oxydés. Carotte KC07, section 09, sapropèle 10 254

Figure VI.7 - Faciès sédimentaire des sapropèles fantôme. Carotte KC07, section 02, sapropèle 3 .. 255

Figure VI.8 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC10 257

Figure VI.9 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC07 258

Figure VI.10 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC04 ... 259

Figure VI.11 - Organisation séquentielle des faciès et leurs caractéristiques dans la carotte KC02 ... 260

Figure VI.12 - Données sédimentologiques en âge pour la période allant de 440 à 220 ka: colorimétrie, Mn/Al, médiane des silts et susceptibilité. 263

Figure VI.13 - Données sédimentologiques en âge pour la période allant de 240 ka à l'Actuel: colorimétrie, Mn/Al, médiane des silts et susceptibilité..... 264

Figure VI.14 - Comparaison des séquences d'oxydo-réduction entre le bassin Ionien et la synthèse du bassin Levantin proposée par Murat (1991)..... 266

Figure VI.15 - Comparaison des différents facteurs pouvant contrôler l'oxygénation des eaux profondes en Méditerranée centrale. b* de la carotte KC02, arides et pluviaux africains (synthèse d'après Ducassou, 2006; Murat, 1991), évolution de la végétation dans les îles Ionienne et au Nord de la Grèce (en bleu pollen de steppe, en vert pollen arborés; Tzedakis and Bennett, 1995; Tzedakis et al., 2003), variations de la pluviométrie d'après de $\delta^{18}O$ des spéléothèmes (Cheng et al., 2009; Dykoski et al., 2005; Wang et al., 2008, 2001), paramètres orbitaux, variations du niveau marin en mer Rouge (Grant et al., 2014), $\delta^{18}O$ LR04 (Lisiecki and Raymo, 2005), $\delta^{18}O$ de la carotte KC07. 270

ARTICLE

Architecture and Quaternary evolution of the Malta Plateau

Figure 1: Main water mass circulations in the strait of Sicily (after Astraldi et al., 1999; Béranger et al., 2004; Lermusiaux and Robinson, 2001; Onken et al., 2003; Sammari et al., 1999). Surface currents: MAW (Modified Atlantic Water), ATC (Atlantic Tunisian Current), AIS (Atlantic Ionian Stream), IW (Ionian Water). Intermediate current: LIW (Levantine Intermediate Water). The black lines represent the main geological fault structures. The green line represents sea level lowstand of the last deglaciation (-120 m). Area of the study is located by a yellow rectangle..... 245

Figure 2: Location map of seismic lines and core KS06 on the Malta Plateau. The black lines belong to STEREO-BASE 2007 oceanographic campaign, the grey lines to STEREO 2008 campaign, the purple line to the 2010 transit recovered and the brown line to the 2014 transit recovered. The green line represents sea-level lowstand of the last glacial maximum (-120 m)..... 248

Figure 3: Photography, X-ray, grain-size, sedimentological composition of core KS06 and seismic profile.. 249

Figure 4: (following page) Acoustic subbottom profile intersecting the Malta escarpement from the West to the East and seismic facies identification. HST (in blue): Highstand System Tract, TST (in yellow): Transgressive System Tract, RST (in green): Regressive System Tract, Es: erosional surface. 252

Figure 5: Isopach maps of sequences thickness (in meters)..... 253

Figure 6: Isopach maps of the present day bathymetry (in meters) of erosional surfaces and evolution of cross sections 254

Figure 7: Present day position in depth of seismic sequences and Paleo Shelf break during lowstand from MIS1 to MIS10. Sea level curve is from (Grant et al., 2014)..... 255

Figure 8: 3D reconstitution of the Malta Plateau morphology and sediment supply. 258

PARTIE 2 – GEOACOUSTIQUE MARINE

CHAPITRE VII – EXPRESSION ACOUSTIQUE DES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DE LA MER IONIENNE

Figure VII.1 - Carte synthétique des environnements de dépôts de la mer Ionienne. 307

Figure VII.2 - Carte synthétique de la sédimentation en mer Ionienne. 308

Figure VII.3 - Relation entre la médiane granulométrique et la célérité mesurée pour l'ensemble des carottes MOCOSED2012. 312

Figure VII.4 – Exemples de courbes granulométriques caractéristiques en fonction de la nature des particules et du processus de dépôt. 314

Figure VII.5 - Comparaison de la célérité mesurée avec la célérité calculée à partir de la formule de Bachmann pour les carottes principalement vaseuses : KC09, KC07 et KS03..... 315

Figure VII.6 - Comparaison de la célérité mesurée avec la célérité calculée à partir de la formule de Bachmann pour les carottes majoritairement composées de turbidites : KC14 et KC01. 316

Figure VII.7 – Exemple de représentation graphique des pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la fréquence d'émission (en Hz) et de l'angle de rasance (en °). 317

Figure VII.8 - Représentation graphique des pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la fréquence d'émission (en Hz) et de l'angle de rasance (en °) pour chaque type de sédimentation observée en mer Ionienne. 318

Figure VII.9 - Graphiques représentant les pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la rasance spéculaire (en °) et des fréquences de 2000 Hz et 3000 Hz. 319

Figure VII.10 - Graphiques représentant les pertes du signal acoustique (en dB) en fonction des rasances obliques et rasantes (en °) et des fréquences de 2000 Hz et 3000 Hz. 320

Figure VII.11 - Graphiques représentant les pertes du signal acoustique (en dB) en fonction des rasances obliques et rasantes (en °) et des fréquences de 400 et 600 Hz. 321

Figure VII.12 - Valeurs moyennes et écarts-types de l'absorption du signal acoustique (en dB) et angles critiques à partir duquel le signal ne pénètre plus le sédiment (en °) en fonction des environnements sédimentaires de la mer Ionienne. 322

Figure VII.13 - Schéma type de l'évolution angulaire de l'indice de réverbération (d'après Guillon, 1999). 324

Figure VII.14 - Graphiques représentant l'indice de réverbération du signal acoustique (en dB/m²) à l'interface eau/sédiment en fonction de la rasance (en °) pour des fréquences de 400Hz et 3kHz. 324

Figure VII.15 - Carte synthétique de la réponse acoustique du sédiment prenant en compte l'absorption de l'onde acoustique par le sédiment et la réverbération à l'interface eau/sédiment. 326

Figure VII.16 - Représentation graphique des pertes du signal acoustique (en dB) en fonction de la fréquence d'émission (en Hz) et de l'angle de rasance (en °) pour chaque type de sédiment observée en mer Ionienne. Modélisation réalisée pour des dépôts de vases (D50 = 6 µm) de 5 m dans lequel est intercalé un dépôt de sapropèles (D50 = 4 µm), tephra (D50 = 50 µm) ou turbidite silteuse (D50 = 20 µm) de 0,5 m. 327

Figure VII.17 - Graphiques représentant l'indice de réverbération du signal acoustique (en dB/m²) à l'interface eau/sédiment en fonction de la rasance (en °) pour chaque type de sédiment observée en mer Ionienne. Modélisation réalisée pour des dépôts de vases (D50 = 6 µm) de 5 m dans lequel est

intercalé un dépôt de sapropèles (D50 = 4 µm), tephra (D50 = 50 µm) ou turbidite silteuse (D50 = 20 µm) de 0,5 m.. 328

Liste des tableaux

PARTIE 1 – GENERALITES

CHAPITRE I – CADRE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DE LA MER IONIENNE

CHAPITRE II – LES ENREGISTREMENTS SEDIMENTAIRES CARACTERISTIQUES DE LA MER MEDITERRANEE

Tableau II.1 - Synthèse des différents tephra observés en mer Ionienne sur les derniers 200 000 ans. 65

Tableau II.2 - Synthèse des âges de la base des sapropèles observés en méditerranée orientale sur les derniers 200 000 ans (Konijnendijk et al., 2014 ; Lourens, 2004). 68

CHAPITRE III – MATERIEL ET METHODES

Tableau III.1 - Récapitulatif des données issues des différentes campagnes océanographiques utilisées dans cette étude. VT : valorisation de transit ; PP? : Pourquoi Pas ? ; BB : Beautemps-Beaupré ; PM : Plateau de Malte ; MI : mer Ionienne. 79

Tableau III.2 - Caractéristiques des carottes sédimentaires analysées et utilisée au cours de cette étude. AC : arc Calabrais ; RM : ride Méditerranéenne ; PAI : plaine abyssale ionienne ; PG : plate-forme grecque ; EA : escarpement d'Apulie ; PM : plateau de Malte. 80

Tableau III.3 - Récapitulatif des mesures granulométriques effectuées. 86

Tableau III.4 - Récapitulatif des mesures réalisées sur les différentes carottes sédimentaires. 90

Tableau III.5 - Récapitulatif des datations radiocarbone effectuées. G. ruber : Globigerinoides ruber ; G. bulloides : Globigerina bulloides..... 93

Tableau III.6 - Récapitulatif des méthodes de datation utilisées en fonction des carottes. 95

PARTIE 2 – ACTIVITE SEDIMENTAIRE D'UN SYSTEME EN CONTEXTE TECTONIQUE CONVERGENT : LA MER IONIENNE

CHAPITRE IV – STRATIGRAPHIE DES DERNIERS 400 000 ANS EN MER IONIENNE

ARTICLE

Spectrocolorimetry, a non-destructive method for marine sediments dating in the central Mediterranean Sea over the last 430 ka.

Table 1: Cores' locations in degrees, water depth of sampling and cores' length. 109

Table 2: Radiometric ages performed on core KC07. 111

Table 3: Dates of tephra obtained with age models compared with literature.. 117

Table 4: Dates of sapropels bases obtained with age models compared with literature..... 119

Supplementary material 1: Electron microprobe analyses of glass shards in tephra layers for cores KC02, KC04, KC07, KC10, KC12 and KC13..... 125

Supplementary material 2: Spectrocolorimetry curves b* for cores KC07 and KC04..... 128

CHAPITRE V – PROCESSUS SEDIMENTAIRES GRAVITAIRES ET DEFORMATIONS

ARTICLE

Untangling the turbidite activity of the Calabrian Arc over the last 60 ka.

Table 1 Cores' locations in degrees, cores' length, corers' lengths and depths sampling. 166

Table 2 Radiometric ages for samples collected in hemipelagic sediments..... 167

Table 3 Electron microprobe analyses of glass shards in tephra layers. 167

Table 4 Dates of sapropel S1 and tephra obtained with the age model compared with literature..... 168

Table 5 Electron microprobe analyses of pumices in volcaniclastic layers. 168

ARTICLE

Does gravity-driven deposits could be a witness of the seismic activity of accretionary wedges in the Ionian Sea over the last 330 ka ?

Table 1: Cores' locations in degrees, cores' length, and depths sampling. 192

Table 2: Radiometric ages for samples collected in hemipelagic sediments..... 203

Table 3: Tephra's position, thickness, composition and dating.. 205

Table 4: Dates of tephra obtained with age models compared with literature. 207

CHAPITRE VI – INFLUENCE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA SEDIMENTATION

PARTIE 3 – GEOACOUSTIQUE MARINE

CHAPITRE VII – EXPRESSION ACOUSTIQUE DES CARACTERISTIQUES SEDIMENTAIRES DE LA MER IONIENNE

Tableau VII.1 - Synthèse des environnements de dépôt et du type de sédimentation associée. 304