Déformation de la marge Est-Sicile et de l'arc calabrais : étude paléosismologique à travers l'enregistrement sédimentaire des turbidites

Laurine San Pedro

▶ **To cite this version:**

Laurine San Pedro. Déformation de la marge Est-Sicile et de l'arc calabrais : étude paléosismologique à travers l'enregistrement sédimentaire des turbidites. Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2016. Français. NNT : 2016BRES0102 . tel-01501894

HAL Id: tel-01501894
https://theses.hal.science/tel-01501894

Submitted on 4 Apr 2017

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 / UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
sous le sceau de l'Université Bretagne Loire
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE
Mention : Science de la Terre - Sédimentologie Marine
École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par
Laurine San Pedro
Préparée à
L'institut Européen de la Mer

Déformation de la marge Est-Sicile et de l'arc Calabrais : étude paléosismologique à travers l'enregistrement sédimentaire des turbidites

Thèse soutenue le 08/12/2016

devant le jury composé de :

Christian BECK
Professeur Emérite, Université Savoie Mont Blanc / Rapporteur
Jean-Noël PROUST
Directeur de Recherche, Université de Rennes 1 / Rapporteur
Jacques DEVERCHERE
Professeur, Université Bretagne Occidentale / *Examinateur*
Gueorgui RATZOV
Maitre de conférence, Université Nice Sophia Antipolis / *Examinateur*
Marc-André GUTSCHER
Directeur de recherche, Université Bretagne Occidentale / Directeur de thèse
Nathalie BABONNEAU
Maitre de Conférence, Université Bretagne Occidentale / Tuteur
Antonio CATTANEO
Chercheur, IFREMER Brest / Tuteur (Invité)

Thèse financée par :
La région Bretagne
Et par l'Université Bretagne Occidentale

Réalisée à :
L'Université de Bretagne Occidentale
Institut Universitaire Européen de la Mer - Laboratoire Domaines Océaniques
Ifremer – Unité Géosciences Marins - Laboratoire aléas géologiques et dynamique sédimentaires

Remerciements

Ça y est, ces trois années de thèse s'achèvent et il est temps pour moi de remercier toutes les personnes qui m'ont encadrée, aidée, soutenue et surtout qui m'ont permis de réaliser cette thèse dans les meilleures conditions.

En tout premier lieu, je souhaiterais remercier mes trois encadrants, particulièrement très présents tout au long de cette thèse. Marc-André, merci pour toutes nos discussions, tes conseils malgré que mon sujet ne soit pas ta thématique principale. Mais aussi pour tes encouragements, ta disponibilité, et tes corrections en français mais surtout en anglais. Et promis, je vais améliorer mon anglais à l'oral et mon accent très « authentique ». Nathalie, merci pour tous nos échanges, ton écoute et ta disponibilité tout au long de cette thèse. Merci aussi pour toutes nos discussions au labo ou chez toi sur des sujets autres que la thèse. Antonio, merci aussi pour ton encadrement, tes conseils et tes corrections malgré ton emploi du temps surchargé.

Je souhaiterais aussi remercier tous mes membres du jury, d'avoir accepté de lire et de corriger ma thèse donc merci à Christian Beck, Jean-Noël Proust, Gueorgui Ratzov et Jacques Deverchère.

Merci à Mickaël et Angélique du laboratoire sédimentologie de l'Ifremer ainsi que Véronique du labo Géomer pour m'avoir accueillie et expliquée l'utilisation des différents appareils dont j'ai eu besoin tout au long de ma thèse. Merci également à l'équipage du Suroît, sans qui l'acquisition des données de ma thèse n'aurait pas été possible.

Merci aux personnes qui ont contribué à cette thèse avec leurs conseils, leurs expertises, et leurs coups de main : Sam et Gueorgui pour avoir accepté de faire partie de mes membres de comité de thèse. Les discussions et conseils qui ont précédé et suivi m'ont permis de faire avancer mon travail. Merci à Marie, ma stagiaire qui a contribué aux analyses (en particulier en s'occupant d'une grande partie des analyses granulométriques).

Merci à toutes les personnes travaillant au LDO. Dans cette catégorie, vous êtes particulièrement nombreux. Pour commencer, je voudrais remercier tous les doctorants et anciens doctorants (j'espère n'oublier personnes) pour la bonne entente, la bonne humeur, nos repas du midi face à la mer, nos soirée en bar ou chez les uns et les autres :

Réjanne, tu es la première doctorante au labo que j'ai rencontré et la première amie que je me suis faite à Brest, ville où j'ai débarqué sans connaitre personne. Cette bonne entente a permis de bien améliorer mon arrivée dans une nouvelle ville et laboratoire. Ensuite, les doctorants de ma promo, Matthieu, (papa du frère de mon chat), Céline (à cheval entre la Havre et Brest), William et Nicolas coté LDO ; Gwendoline, Marta, Elda, Laurie du côté de l'Ifremer. Déjà présent au sein du labo à mon arrivé, il y a aussi Anna, ma co-bureau pendant la quasi-totalité de ces 3 ans, Morgane, partie au Etats-Unis mais avec qui j'ai encore de longue session Skype (de 3h minimum), Marie (Picot car y a plusieurs Marie), Assia, Romain et Tristan. Les années qui ont suivis m'ont aussi permis de rencontrer plein de nouveaux doctorants : Caro (avec nos petites soirée « test de nouvelles recettes »), Maxence, Alden, Virgil (mon deuxième co-bureau), Marie (Toby et Bidault), Huixin, Ian, Marion, Muriel, Rosa, Ruth, Charles, Manue, et même s'ils ne sont pas doctorants (mais ils font partis de notre joyeuse bande) Mathieu et Loïc. Parmi tous ces doctorants, il y en a un, d'un peu spécial, c'est, Clément. On a fait tout notre parcours universitaire ensemble puis tu as décroché (à ma plus grande joie), une thèse à Brest l'année suivante de mon arrivée. Merci pour ces 8 années passés ensemble (qui continuerons, je l'espère par la suite), de franche rigolade, de m'avoir accueillie dans ton bureau

ces dernières semaines quand j'étais à la recherche de tranquillité, et bien sûr pour toutes nos soirées spéciales « Top Chef », « Le meilleur pâtissier » et « Danse avec les Stars ».

Merci également aux gestionnaires du laboratoire (Aurélie, Carole, Caroline, …), pour vos réponses à toutes mes questions et votre aide pour la « paperasse ». Merci aussi à Christophe, l'informaticien du labo. Et merci à Aurélie (l'autre bordelaise du laboratoire) et Muriel pour toutes nos discussions au labo ou pendant les diverses manifestations auxquelles on a participé ensemble.

Maintenant, je souhaite remercier les personnes extérieures à l'IUEM et à la thèse qui m'ont soutenue durant ces trois années.

Un grand merci à l'équipe Bordelaise avec Andréa, Rémy, Marie, Coco, Sandra … avec qui j'ai passé mes années de fac et qui m'ont encouragé durant ma thèse. Je voudrais aussi remercier Séb, mon tuteur d'une bonne partie de mes stages et qui m'a fait découvrir les joies de l'étude des carottes sédimentaires.

Un grand merci aussi à Margaux, Laura et Elodie (Dagnogo et Jagueneau) pour votre soutien sans faille dans les bons et mauvais moments ainsi que nos grandes discussions téléphoniques (à cause de la distance qui nous séparent).

Et bien sûr, merci aux brestois, que j'ai rencontré durant ces trois années : JP et Chloé, merci pour votre soutiens, vos conseils et pour nos pauses repas hebdomadaires. Merci à François, Amandine … Merci à Alice, Anne, Lucie …, grâce à vous, j'ai pu continuer ma passion de la danse et décompresser au moins une fois par semaine.

Je souhaite aussi adresser un merci très spéciale à ma famille. Ma maman, qui a eu le courage de relire toute ma thèse pour traquer les fautes d'orthographes, mon papa, Alice et Lucas. Merci aussi à tout le reste de la famille pour votre soutien (Tatiny, Tonton Jean-Pierre, parrain Neil, Nono, Béatrice, Julie, Sandra …).

Je clôturerais ces remerciements en adressant un dernier merci particulier à Marcaurélio. Tu es arrivé durant ma thèse (en m'apportant gâteaux et viennoiseries car à l'époque tu avais déjà compris que j'étais très gourmande) et depuis, tu n'as pas arrêté de m'encourager, de me soutenir, malgré mes sautes d'humeurs quand j'étais stressée (en particulier durant ce dernier mois de thèse) et mes moment de doutes. La thèse et en particulier la fin a été grandement améliorée grâce à toi. Et merci aussi à toute ta famille pour leur soutien.

Résumé

La paléosismologie sous-marine est une discipline basée sur la reconnaissance et l'étude des séismes passés à partir d'archives sous-marines tels que les dépôts turbiditiques. Cette discipline, mise en place à partir des années 1990 au niveau de la zone des Cascades (côte Nord-Ouest des États-Unis) a, par la suite, été développée dans d'autres mers, océans et lacs.

La mer Ionienne est un petit bassin étroit et profond localisé au centre de la mer Méditerranée, bordé par deux prismes d'accrétions, la ride Méditerranéenne à l'Est et le prisme Calabrais à l'Ouest. L'Est de la Sicile et la région Calabre ont été soumises à plusieurs reprises, à des séismes historiques destructeurs, parfois suivis de tsunamis, comme par exemple le séisme de 1693 AD à Catane (magnitude 7,4) ou celui de 1908 à Messine (de magnitude 7,1). Ce dernier séisme a déclenché des glissements sous-marins et des courants de turbidités qui sont à l'origine de rupture de câbles sous-marins. Au niveau de la plaine abyssale Ionienne, un autre type de dépôt est décrit à partir des données sismiques et caractérisées par une couche transparente. Ces méga-dépôts de plusieurs mètres d'épaisseur, sont associés à de grands évènements extrêmes (séismes, tsunamis, éruptions volcaniques) et sont appelés mégaturbidites ou homogénites.

Les études réalisées durant cette thèse, se focalisent sur l'interprétation des turbidites et des méga-dépôts observés grâce à un nouveau jeu de données localisé dans la partie Ouest du prisme Calabrais et récolté durant la mission CIRCEE en octobre 2013. La compréhension des sources et des origines de ces dépôts est primordiale pour l'interprétation de l'enregistrement paléosismologique de la région. L'objectif général étant d'améliorer notre compréhension de la chronologie et l'origine des grands événements catastrophiques qui ont affecté la région.

Ces nouvelles données, qui incluent des carottes sédimentaires, de la bathymétrie et des profils sismiques (Chirp et HR), ont permis dans un premier temps de revisiter l'interprétation des processus sédimentaires et l'origine des méga-dépôts et en particulier, du dépôt le plus récent appelé « dépôt d'Augias ». Ce dernier, dont l'épaisseur atteint les douze mètres en plaine abyssale Ionienne, serait lié au séisme et tsunami de Crête en 365 AD. A partir de sa description sédimentologique et des diverses mesures réalisées, trois types de faciès ont été identifiés (faciès « mégaturbidite », « homogénite » et « turbidite sableuse épaisse ») et qui sont les résultats de différents processus sédimentaires.

La deuxième partie de cette thèse présente une étude paléosismologique des derniers 25 ka en mer Ionienne basée sur des modèles d'âges. La période de temps recouverte par les carottes englobe la fin de la dernière période glaciaire, la remontée du niveau marin et la période historique. Cela a permis de différencier les dépôts de la période historique où l'évènement déclencheur principal des courants de turbidités est le séisme. Par contre pour les dépôts antérieurs il a pu être démontré que les variations eustatiques et climatiques ont un fort impact sur la fréquence de turbidites.

Abstract

Submarine paleoseismology is a discipline based on the recognition and study of past earthquakes from submarine records such as turbidite deposits. This discipline was initially developed in the 1990's in the Cascadia region (north-west coast of the USA), and was subsequently, applied to other seas, oceans and lakes.

The Ionian Sea is a small, narrow and deep basin located in the central Mediterranean Sea and bounded by two accretionary wedges, the Mediterranean Ridge to the east and the Calabrian wedge to the west. Eastern Sicily and Calabria region have been repeatedly struck by destructive historical earthquakes, sometime followed by tsunamis, such as the 1693 AD earthquake in Catania (magnitude to 7.4) or the 1908 AD earthquake in Messina (magnitude to 7.1). This latter earthquake triggered a submarine landslide and turbidity currents that ruptured submarine cables. In the Ionian abyssal plain, another type of deposit is observed in seismic data, expressed as successive transparent layers. These mega-deposits, several meters in thickness, are associated with large extreme events (earthquakes, volcanic eruptions, tsunamis) and are named megaturbidites or homogenites.

The research conducted during this thesis focuses on the interpretation of turbidites and mega-deposits, observed by a new data set located in the western part of the Calabrian prism and acquired during the CIRCEE cruise, in October 2013. The understanding of the sources and the origin of these deposits is essential for the interpretation of paleoseismological record in the region. The general objective is to improve our understanding of the chronology and origin of major catastrophic events that have affected the region.

These new data, include piston cores, bathymetry and seismic profiles (Chirp and HR), and allow us, for first time, to revisit the interpretation of sedimentary processes and origin of mega deposits and in particular the most recent deposit named "Augias deposit" This deposit, whose thickness reaches 12 meters in Ionian abyssal plain, can be linked to the 365 AD Crete earthquake and associated tsunami. Based on the sedimentological description and different measurements that were conducted, three type facies could be identified ("megaturbidite", "homogenite" and "thick sandy turbidite") that are the expressions of different sedimentary processes.

The second part of this thesis represents a paleoseismological study of the last 25 ka in Ionian Sea based on age models. The time period covered by the cores includes the end of the last glacial period, the sea level rise and the historical period. This allowed identification of deposits from the historical period whose main trigger of turbidity currents are earthquakes. On the other hand for earlier deposits, eustatic and climatic variations are shown to have a stong effect on the frequency of turbidites.

Table des matières

Remerciements....3
Résumé....5
Abstract....7
Table des matières....9
Tables des illustrations....13
Tables des tableaux....21
Introduction....23

I. Synthèse bibliographique....29
I.1 Sédimentation sous-marine....29
I.1.1 Processus gravitaires....29
a. Les glissements en masse....29
b. Les écoulements gravitaires....30
c. Evolution temporelle et spatiales des écoulements gravitaires....37
I.1.2 Les systèmes turbiditiques....38
a. Classification des systèmes turbiditiques....39
b. Les éléments architecturaux des systèmes turbiditiques....41
c. Les facteurs de contrôles des systèmes turbiditiques et déclenchement des turbidites....45
d. Déclenchement des courants de turbidites....49
I.2 Séismes et aléas sismiques....49
I.2.1 Marges actives et zones de subduction....50
I.2.2 Causes des séismes....51
a. Cause tectonique....51
b. Cause volcanique....54
c. Cause humaine....54
I.2.3 Effet des séismes....54
a. Effet direct....55
b. Effet indirect....55
I.2.4 Mesure des séismes....56
a. Instrumentale....57
b. Historique....58
c. Paléosismologie....59

II. Le contexte Méditerranéen....65
II.1 Caractéristiques géologiques de la mer Ionienne....65

II.1.1 Evolution géodynamique de la mer Ionienne....65
a. La cinématique actuelle. 68
b. La sismicité historique....69
II.1.2 La ride méditerranéenne....72
II.1.3 Le prisme calabrais....73
II.1.4 La plaine abyssale Ionienne....75
II.2 Le climat durant les dernier 25 ka en Méditerranée orientale....76
II.3 La sédimentation profonde en mer Ionienne....77
II.3.1 Dépôts pélagiques....77
a. Dépôts hémipélagiques....78
b. Dépôts de sapropèle....78
II.3.2 Les téphras....80
II.3.3 Les dépôts gravitaires....83
a. Les turbidites....83
b. Les méga-dépôts (homogénite et/ou de mégaturbidite) en Méditerranée....85

III. Matériels et méthodes....99
III.1 Les campagnes à la mer....99
III.1.1 CIRCEE (2013)....99
III.1.2 Mission Dionysus (2014)....99
III.2 Données géophysiques....99
III.2.1 Sondeur multifaisceaux....99
III.2.2 Sondeur de sédiment....102
III.2.3 Sismique réflexion de haute résolution 72 traces....103
III.3 Données des carottages....104
III.3.1 Le carottage....104
III.3.2 Analyses non destructrices....108
a. Paramètres physiques par le banc multiparamètres MSCL (Multi-Sensor Core Logger)....108
b. Teneurs en éléments majeurs par le banc d'analyse Core Scanner XRF....109
III.3.3 Analyses destructrices....111
a. Mesures granulométriques....111
b. Etude pétrographique et minéralogique....112
III.4 Datations et contraintes stratigraphiques....112
III.4.1 Identification des Sapropèles (niveau S1)....113
III.4.2 La Tephrochronologie....114
III.4.3 La datation de tests d'organisme carbonaté au Carbone 14....115
III.4.4 Elaboration du modèle d'âge....118

IV. Les méga-dépôts en mer Ionienne 123
IV.1 Le dépôt d'Augias 123
IV.1.1 Présentation de l'article 123
IV.1.2 Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. 123
IV.1.3 Conclusion de l'article 141
IV.2 Les dépôts antérieurs au dépôt d'Augias en mer Ionienne 142
IV.2.1 Identification d'un second méga-dépôt 142
a. Description sédimentologique 142
b. Identification de la DTL sur les données sismiques CIRCEE 148
c. Age de la DTL 151
IV.2.2 La « Thick Transparent Layer » (TTL) 153
a. Description à partir des données sismiques 153
b. Datation de la TTL 156
IV.2.3 Autres méga-dépôts visible dans la sismique HR 156
IV.3 Discussion sur l'origine des méga-dépôts 158

V. Approche paléosismologique à partir des dépôts turbiditiques 163
V.1 Elaboration du modèle d'âge 163
V.1.1 Détermination des faciès sédimentaires 163
a. Le faciès hémipélagique 163
b. Les sapropèles : 164
c. Les téphras : 166
d. Les dépôts gravitaires 168
V.1.2 Mise en place du modèle d'âge 170
V.2 Etude paléosismique à partir des données CIRCEE 178
V.2.1 Sources sédimentaires en fonction des sites de carottage. 178
V.2.2 Période historique (Post-Augias) 182
V.2.3 Les dépôts turbiditiques pré-Augias 186
a. Période Holocène (2 à 10 ka) 186
b. Période glaciaire et déglaciation (10 à 25 ka) 187

VI. Discussion générale 191
VI.1 Paramètres de contrôle de l'activité turbiditique 191
VI.1.1 Variation des temps de récurrence en fonction de la localisation des carottes 191
VI.1.2 Influence de climatique et eustatisme sur les dépôts turbiditiques 191
a. Période glaciaire (25 à 10 ka) 191

b. Période Holocène (10 à 2 ka) 192
c. Période historique (2 ka à l'actuel) 192
VI.2 Mécanismes déclencheurs des courants de turbidité 193
VI.2.1 Evènements déclencheurs autre que les séismes/tsunamis 193
VI.2.2 Les séismes et les tsunamis : mécanismes déclencheurs principaux des courants de turbidités 194
a. Période Historique : comparaison avec des études paléosismologique à terre et en mer 194
b. Période Holocène et glaciaire (dépôts pré-Augias) 196

Conclusions et perspectives 201
Références bibliographiques 205
Annexe 1 225
Annexe 2 250

Tables des illustrations

Chapitre I : Synthèse bibliographique

Figure I.1 : Illustration des mécanismes de cohésion des particules de sédiments en fonction des processus gravitaires en milieu marin et de leur mise en place (d'après Potter (1992). 29
Figure I.2 : Classification des glissements en masses en mer (Mulder and Cochonat, 1996). 30
Figure I.3 : Classification des écoulements gravitaires en mer (Mulder and Cochonat, 1996).....31
Figure I.4 : Schéma illustrant la structure d'un écoulement gravitaire avec la tête et ses volutes et le corps de l'écoulement où les sédiments se retrouvent piégés dans le sillage (d'après Kneller and Buckee (2000). 31
Figure I.5 : Schéma représentatif des principaux écoulements gravitaires avec leurs dépôts associés, les profils de vitesses et le mécanisme dominant de support des grains (Mulder and Alexander, 2001).....33
Figure I.6 : Description de la séquence de Bouma (1962) subdivisée en 5 faciès sédimentaires (de Ta à Te) et associé à deux autres descriptions de turbidites. La séquence de Lowe (1982) décrit une turbidite plus grossière issue des courants de hautes-densité et affine le faciès Ta. La séquence de Stow and Shanmugam (1980) affine la partie fine de la séquence de Bouma (Shanmugam, 2000). ...35
Figure I.7 : Diagramme associé au faciès et séquence de dépôts d'une hyperpycnite en fonction de la magnitude d'une crue. La séquence 1 correspond au dépôt lors d'une crue de faible magnitude mais il n'y a pas de formation de courants hyperpycnaux. La séquence 2 illustre un dépôt lors d'une crue de faible magnitude mais le seuil critique de formation de courant hyperpycnaux est dépassé. La séquence 3 correspond à un dépôt lors d'une crue d'amplitude moyenne et la séquence 4 à une crue de forte amplitude avec une surface d'érosion dans le dépôt correspondant au pic de crue (Mulder, et al., 2001a). 36
Figure I.8 : Modèle de Kneller (1995) montrant l'évolution spatiale et temporelle des écoulements gravitaires (modifié d'après Kneller (1995) et permettant d'expliquer l'organisation granulométrique des séquences de dépôts ainsi que la nature érosive ou dépositionnelle de l'écoulement.....38
Figure I.9 : Modèle synthétique de Walker (1978) d'un système turbiditique et les dépôts associés aux différentes parties du système. 39
Figure I.10 : Classification de système turbiditique type selon Reading and Richards (1994) qui se base sur granulométrie (boue, sable, graviers) et sur l'alimentation du système (ponctuelle, multiples, non chenalisé en pied de pente). 40
Figure I.11 : Schéma illustrant l'évolution d'un chenal (Babonneau, 2002), soit en système aggradant avec comme exemple un profil sismique du système chenal-levée de l'Amazone (Flood, et al., 1991), soit en un système en incision avec comme exemple un système de chenal-levée du Bengale (Hübscher, et al., 1997).....43
Figure I.12 : Schéma illustrant le développement d'un nouveau système de chenal-levée après un phénomène d'avulsion et montrant la création de HARP'S (High Amplitude Reflector Packets) (Flood, et al., 1991; Flood and Piper, 1997). 44
Figure I.13 : Terminologie utilisée pour décrire les différentes géométries des lobes. Le lobe devient un objet sédimentaire intermédiaire entre le « lobe beds » qui correspond à un évènement unique et le « lobe complex » qui englobe l'ensemble des objets sédimentaires. D'après Prélat, et al. (2009) modifié par Mulder and Etienne (2010).....45
Figure I.14 : Modèle schématique d'une marge active avec un relief « jeune » et un climat humide créant une importante érosion ainsi qu'un bassin versant étroit et confiné associé à un système fluviatile réduit et un plateau continental étroit. Ce type de modèle favorise la mise en place de système turbiditique à dominance sableuse (Bouma, 2000). 47
Figure I.15 : Modèle schématique d'une marge passive avec un relief plus érodé, un bassin versant étendu associé à de grand système fluviatile, un plateau continental plus développé

favorisant le stockage de sédiment. Ce type de modèle favorise la mise en place de large système turbiditique à dominance argileuse (Bouma, 2000). 47
Figure I.16 : Carte de la sismicité mondiale de 0 AD à 2010 représentant les séismes d'une magnitude supérieure à cinq et la limite des plaques tectoniques (catalogue des séismes : (National Geophysical Data Center (2015). 50
Figure I.17 : Deux types de marges actives : marge en accrétion tectonique avec un prisme d'accrétion (A) et marge en érosion tectonique sans prisme d'accrétion (B) (Clift and Vannucchi, 2004). 51
Figure I.18 : Localisation des séismes (étoiles rouges) en fonction des différentes limites de plaques (Philip, et al., 2007). 52
Figure I.19 : Répartition de la sismicité le long d'une zone de subduction (Lallemand, et al., 2005). 53
Figure I.20 : Différents effets directs et indirects d'un séisme (Philip, et al., 2007). 54
Figure I.21 : Schéma représentant l'effet de seiche dans un bassin qui est un mouvement oscillatoire lié à une grande longueur d'onde (Mulder, et al., 2009) modifié à partir de Lemmim (1995). 56
Figure I.22 : Différentes études de séismes en fonction du temps qu'elles recouvrent avec des exemples. 57
Figure I.23 : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes avec la signification de chaque valeur et la magnitude approximative (EMS 98) (Issue du site : Swiss Service Swiss Seismological Service (2016): http://www.seismo.ethz.ch/edu/FAQ/index_EN). 58
Figure I.24 : Carte morpho-sédimentaire d'un réseau de canyons turbiditiques de la vallée d'Almeria (mer d'Alboran) mettant en évidence la rupture de plusieurs canyons à cause de la faille décrochante de Carboneras (García, et al., 2006). 60
Figure I.25 : Exemple de tranché en photo et son interprétation avec différentes unités qui correspondent à différents dépôts liés à des séismes dans la région (Huang, et al., 2015). 61

Chapitre II : Le contexte Méditerranéen

Figure II.1 : Carte du bassin méditerranéen à l'actuel montrant les différentes plaques et microplaques en jeu et les grandes unités et limites structurales (Faccenna, et al., 2014). 65
Figure II.2 : Carte paléo-géographique et tectonique de la marge méridionale du domaine téthysien durant le Campanien-Santorien (A) et durant l'Eocène supérieur (B) (Frizon de Lamotte et al., 2011). 66
Figure II.3 : Evolution géodynamique de la Méditerranée de 35 Ma à aujourd'hui. Les flèches rouges correspondent au déplacement des plaques et aux déformations internes. La croûte océanique montre seulement le domaine Méditerranéen, et non celui de l'atlantique et de la mer Noire (Jolivet, et al., 2006). 67
Figure II.4 : Cinématique actuelle entre l'Afrique et l'Eurasie le long de la limite simplifiée des plaques basée sur les études géologiques et géodésiques (Serpelloni, et al., 2007). 68
Figure II.5 : Vitesses géodésiques de la plaque Eurasiatique dans un référentiel Nubie/Afrique fixe (Faccenna, et al., 2014). 69
Figure II.6 : Carte tectonique simplifiée et cinématique de la partie orientale de la Méditerranée avec le ride méditerranéenne (Huguen et al., 2006). 72
Figure II.7 : Carte bathymétrique de la mer Ionienne montrant l'interprétation tectonique du prisme calabrais avec les quatre domaines morpho-structuraux (cadres blancs) ainsi que les principales structures tectoniques(Gutscher, et al., 2017). Les linéaments morpho-bathymétriques identifiés comme des failles et les structures principales sont interprétées à partir de la morphologie du fond. Les failles décrochantes et normales (en rouge) sont liées à la déchirure latérale de subduction (modifié Gutscher, et al. (2016). 74

Figure II.8 : Carte bathymétrique de la plaine abyssale Ionienne réalisée à partir des données IOC (1981) montrant le contour approximatif de la plaine abyssale (ligne en pointillée). Les croix hachurées représentent les reliefs non répertoriés par les données IOC avec, en particulier, le « Victor Hensen Seahill » (VHS). Le triangle noir est la position de la partie la plus profonde de la plaine abyssale (4140 m) (Hieke, et al., 2003).....75

Figure II.9 : Exemple de variations climatiques enregistrées dans une carotte sédimentaire (Z1, localisé dans la partie Nord-Est de la mer Ionienne – 39°15'11'' ; 19°51'59'') et dans des carottes de glaces (GICC05 est un combiné de plusieurs carottes sédimentaires prélevées dans la calotte glaciaire du Groenland). Le premier factor correspond à une analyse factorielle réalisé sur un assemblage de foraminifère et donnant des informations sur la température de l'eau (les valeurs basse correspondant à une baisse de la SST). Ces données sont corrélés avec le $\delta^{18}O$ de cette même carotte et avec le $\delta^{18}O$ des glaces (Wolff, et al., 2010). (figure modifié de (Geraga, et al., 2008). 77

Figure II.10 : Exemple de dépôts hémipélagiques (en orange) intercalés avec des dépôts turbiditiques de la carotte CALA 05 (35°42.557 ; 16°40.124) avec la photographie, l'imagerie rX, le log sédimentologique, la granulométrie et les données XRF (Polonia, et al., 2013b).....78

Figure II.11 : Exemple de carotte sédimentaire prélevée dans le bassin Levantin avec des dépôts de sapropèles (indiqué par les rectangles gris). Le TOC correspond au carbone organique total qui doit être supérieur à 2% dans les dépôts de sapropèles. La teneur en $CaCO_3$ caractérise la concentration en carbonate. Le rapport Ba/Al est un traceur géochimique pour montrer la productivité biologique (les valeurs élevée signifient une hausse de la productivité) (Emeis, et al., 2000). 79

Figure II.12 : Distribution des principaux centres volcaniques dans la région centre et orientale de la Méditerranée d'âge Quaternaire. Les points noires correspondent à des carottes sédimentaires qui contiennent des téphras (Keller, et al., 1978). Le point rouge correspond à la carotte KC01B utilisé dans l'étude de Insinga, et al. (2014). 80

Figure II.13 : Exemple d'étude de dépôts volcaniques corrélés entre plusieurs carottes sédimentaires localisées en mer Ionienne (Insinga et al., 2014).....81

Figure II.14 : Exemple de diagramme TAS (Total des Alcalins/Silicates – Le bas et al., 1986) avec l'étude de téphra observé dans la carotte KC01B (Insigua et al., 2014). La composition moyenne de divers volcans est représentée en pointillé (Lustrino, et al., 2011; Smith, et al., 2011; Melluso, et al., 2012; Tomlinson, et al., 2012; Albert, et al., 2013; Rotolo, et al., 2013). 82

Figure II.15 : Exemple des éruptions les plus importantes de l'Etna des années 1000 à 2000 (Hirn, et al., 1997).....82

Figure II.16 : Exemple de dépôts turbiditiques (en gris, jaune et vert) intercalés avec des dépôts hémipélagiques (en orange) observés dans la carotte CALA 04 (35°39.643 ; 16°34.845) avec la photographie, l'imagerie rX, le log sédimentologique, la courbe de susceptibilité magnétique (en noire), la taille des grains et la composition minéralogique (qz = quartz ; feld = feldspath ; bt = biotite ; mu = muscovite ; chl = chlorite ; plant fr. = fragment de plantes) (Polonia et al., 2013). 84

Figure II.17 : Cartes simplifiées montrant la localisation des couloirs turbiditiques de la partie Ouest du prisme calabrais ainsi que la localisation des câbles télégraphiques et leurs points de rupture suite au séisme de 1908 (Ryan and Heezen, 1965).....85

Figure II.18 : Carte bathymétrique montrant l'étendu des 3 mégaturbidites observées en Méditerranée et des logs sédimentologiques de carottes dans lequel ces méga-dépôts ont été décrits : la mégaturbidite des Baléares localisée au niveau de la plaine abyssale des Baléares, à l'Ouest (Rothwell, et al., 1998; Rothwell, et al., 2000), la mégaturbidite d'Augias localisée au niveau des plaines abyssales Ionienne et de Syrte (Cita and Aloisi, 2000; Hieke and Werner, 2000), au centre et la mégaturbidite d'Hérodotus, localisée au niveau de la plaine abyssale d'Hérodotus, à l'Est (Rothwell, et al., 2000). Les carottes sédimentaires sont localisées sur la carte par les points. 87

Figure II.19 : Courbe du niveau marine durant les derniers 120 ka (Shackleton, 1987) et position des mégaturbidites des Baléares (en violet) et d'Hérodotus (en orange) (Rothwell, et al., 2000). 88

Figure II.20 : Exemple d'un profil sismique fait avec un sondeur Parasound durant la mission Meteor 25 (1973) et montrant les 3 couches acoustiquement transparentes, localisé en mer

Ionienne : la mégaturbidite d'Augias (AT), la Deeper Transparent layer (DTL) et la Thick Transparent Layer (TTL) (Hieke, 2000).....89
Figure II.21 : Comparaison entre les deux types de dépôt d'Augias décrit par Cita and Aloisi (2000) avec le log sédimentologique des carottes, la taille des grains et la teneur en carbonate. Le type A est décrit à partir de la carotte D206 18PC (mission D206, 1993-1994) localisé sur la ride Méditerranéenne dans un petit bassin. Le type B est décrit à partir de la carotte MD 81 LC14 (mission MD81, 1995) prélevée dans la plaine abyssale de Syrte.....91
Figure II.22 : répartition du dépôt « Deeper Transparent Layer » (point noirs) avec les épaisseurs en mètre obtenues grâce à l'étude des profils sismiques (exemple en Figure II.20 et Figure II.23). Les lignes en petits pointillés correspondent au contour des plaines abyssales Ionienne et Syrte. Les lignes en grands pointillés correspondent à la répartition du dépôt d'Augias (Hieke, 2000).....93
Figure II.23: Exemple d'un profil sismique fait avec un sondeur Parasound durant la mission Meteor 25 (1973) avec les trois méga-dépôts localisés en mer Ionienne, dont la DTL et la TTL (Hieke, 2000). 94
Figure II.24 : Exemple d'un profil sismique enregistré durant la mission Meteor 17 (1969) avec le dépôt Thick Transparent Layer localisé en plaine abyssale Ionienne (Hieke, 2000). 94
Figure II.25 : Répartition du dépôt « Thick Transparent Layer » (point noirs) avec les épaisseurs en mètre, obtenues grâce à l'étude des profils sismiques (exemple en Figure II.20, Figure II.23 et Figure II.24). Les lignes en petits pointillés correspondent au contour des plaines abyssales Ionienne et Syrte. Les lignes en grands pointillés correspondent à la répartition du dépôt d'Augias (Hieke, 2000). 95

Chapitre III : Matériels et méthodes

Figure III.1 : Carte bathymétrique multifaisceaux avec des données issues de différentes missions et compilation : R/V Meteor mission 86 2010 (M86); R/V Meteor mission 112 2014 (M112), CIRCEE R/V Le Suroît mission 2013 (CIRCEE); compilation des données SHOM, compilation des données EMODNET, compilation des données MediMapet jeu de données GEBCO. La topography est issue des données de la NASA (SRTM). Les points rouges et jaunes correspondent aux carottes sédimentaires et les lignes blanches correspondent aux profils CHIRP, les deux ayant été collectés durant la mission CIRCEE. 101
Figure III.2 : Exemple de deux même profils sismiques réflexion réalisé pendant la mission CIRCEE avec différentes sources et récepteurs acoustiques et montrant ainsi des résolutions différentes. A gauche, le profil HR 12 est un profil haute résolution réalisé à partir d'un dispositif sismique de 72 traces. A droite, le profil très haute-résolution CHIRP 58 réalisé avec un sondeur de sédiment CHIRP. Les échelles verticales sont exprimées en seconde temps double et convertis en mètre grâce à la vitesse du son dans l'eau d'une moyenne de 1500 m/s. 103
Figure III.3: Schéma du carottier Kullemberg (modifié à partir du site Ifremer) et avec une photo du carottier utilisé pendant la mission CIRCEE.....105
Figure III.4 : Exemple de données acquises avec le banc MSCL sur la carotte KCIR-12 avec le log sédimentologique et la photographie ainsi que les courbes de susceptibilité magnétique (en rouge), de densité (en bleue) et des ondes de vitesse P (en vert). 109
Figure III.5 : Exemple de résultats obtenu à partir du XRF sur la carotte KCIR-12 avec le log sédimentologique et la photographie ainsi que les courbes des éléments calcium (orange) et titane (blue) et le rapport Ca/Ti (vert). 110
Figure III.6 : Exemple des différentes représentations de la granulométrie de la carotte KCIR-12 (basée sur les analyses Laser du granulomètre) avec le log sédimentologique et la photographie : la médiane D50 (noir), le pourcentage de sable (rouge) et d'argile (bleu) et une cartographie de la granulométrie (la distribution des grains en en %). 112
Figure III.7 : Exemple du dépôt de sapropèle S1 entrecoupé avec des dépôts hémipélagiques observé dans la carotte KCIR-12 avec le log sédimentologique de la carotte et un zoom de la photo de

la carotte (localisé par le rectangle rouge sur le log) ainsi que la courbe Ba/Al, indicateur géochimique des sapropèles. 113
Figure III.8 : Exemple d'un dépôt de téphra observé dans la carotte KCIR-05 avec le log sédimentologique de la carotte et un zoom de la photo de la carotte (localisé par le rectangle rouge sur le log) ainsi que la courbe de susceptibilité magnétique, indicateur de dépôt de téphra. 114
Figure III.9 : Exemple de réalisation d'un modèle d'âge avec le logiciel OxCal sur la carotte CIRCEE KCIR-12 illustré par le log stratigraphique et la photo. Sur la carotte avec une profondeur hémipélagique, les turbidites sont localisé par des traits noirs. Dans le modèle, les datations au ^{14}C non calibrées sont intégrées. Le modèle utilisé est modèle Bayésien avec P_séquence, avec comme paramètre, la courbe de calibration MARINE13 et un ΔR=147±33 ans. Le paramètre k choisi pour les modèles CIRCEE est de 0,5 et le pas d'échantillonnage de 1 cm. Le modèle final obtenu donne un âge pour chaque dépôt turbiditiques sur 1 sigma (68%). 120

Chapitre IV : Les méga-dépôts en mer Ionienne

Figure IV.1 : Logs sédimentologiques des carottes KCIR-05, KCIR-09, KCIR-11 et KCIR-12 avec les photos, la courbe de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Les pointillés noirs délimitent le méga-dépôt d'Augias et le deuxième méga-dépôt. 144
Figure IV.2 : Zoom sur le 2ème méga dépôt de la carotte KCIR-05 avec le log sédimentologique, la photo, la courbe de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Le cadre en pointillé noir entoure le méga-dépôt et qui est classé parmi le type de faciès « turbidite sableuse épaisse ». 145
Figure IV.3 : Zoom sur le 2ème méga dépôt des carottes KCIR-09 et KCIR-12 avec leurs logs sédimentologiques, leurs photos, les courbes de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Les cadres en pointillé noir entourent le méga-dépôt classé parmi le type de faciès « mégaturbidite ».146
Figure IV.4 : Zoom sur le 2ème méga dépôt de la carotte KCIR-11 avec le log sédimentologique, la photo, la courbe de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Le cadre en pointillé noir entoure le méga-dépôt qui est classé parmi le faciès type « homogénite ». 147
Figure IV.5 : Exemple des profils sismiques CIRCEE HR 12 et CHIRP Ch 58 à la même échelle, sans et avec les interprétations des trois derniers méga-dépôts observés en mer Ionienne. Les profils sont localisés sur les Figure IV.6 et Figure IV.9 149
Figure IV.6 : Carte illustrant la distribution de la DTL faites par Hieke (2000) et la nouvelle répartition de la DTL basée sur les profils sismiques CHIRP CIRCEE. Les épaisseurs du méga-dépôt sont mesurées à partir des profils CIRCEE. Les rectangles noirs correspondent à la position des profils sismiques de la Figure IV.5 et de la Figure IV.8. 150
Figure IV.7 : Modèle d'âge de la carotte KCIR-05 avec à droite, le log simplifié de la carotte (la légende des couleurs est la même que celle utilisée dans la Figure IV.1) et sa photo. A gauche, le modèle d'âge réalisé à partir du logiciel OxCal avec le P_sequence, l'indice k égal à 0.5 et la courbe bleue qui correspond au modèle d'âge de la carotte à 1σ (68%). 152
Figure IV.8 : Profils sismiques CIRCEE HR 16-1 et CHIRP Ch 85 sans et avec les interprétations des trois méga-dépôts observés en mer Ionienne. Les profils sont localisés sur les Figure IV.6 et Figure IV.9. 154
Figure IV.9 : Carte illustrant l'extension régionale de la TTL au fond de la plaine abyssale Ionienne, proposée par Hieke (2000) et la nouvelle cartographie basée sur les profils sismiques CIRCEE. Les épaisseurs du méga-dépôt sont mesurées à partir des profils CIRCEE. Les rectangles noirs correspondent à la position des profils sismiques des Figure IV.5 et Figure IV.8. 155

Figure IV.10 : Profil sismique de HR 16-1 montrant le dépôt d'Augias (jaune), la TTL (violet), et le 4ème, 5ème et 6ème méga-dépôts (rouge) identifiés dans ce profil et 3 zooms du profil avec les épaisseurs des méga-dépôts. 157

Chapitre V : Approche paléosismologique à partir des dépôts turbiditiques

Figure V.1 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 mettant en évidence le faciès hémipélagique, défini à partir des rapports géochimiques tels que Ca/Ti (vert), le Ti/Al (violet) et Zr/Rb (noir). La courbe bleue correspond au pourcentage d'argile. Les rectangles rouge et orange situés sur le log correspondent aux deux zooms des photos. Les courbes granulométriques rouge et orange situées dans le graphique entre les deux photos correspondent à deux échantillons prélevés dans les faciès hémipélagiques et localisés sur les photos par les croix.....164

Figure V.2 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 montrant le faciès de sapropèle, défini à partir d'une faible densité (bleu), des rapports géochimiques tels que Ca/Ti (vert), Zr/Rb (noir) et Ba/Al (orange). Les croix sur le zoom photo du dépôt correspondent aux échantillons prélevés dont le spectre granulométrique est représenté en bas à droite. 165

Figure V.3 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 montrant le faciès des téphras, défini à partir d'un pic de susceptibilité magnétique (rouge), des rapports géochimiques tels que Ti/Al (violet) et Ca/Ti (vert). La croix rouge sur le zoom photo du dépôt correspond à un échantillon prélevé dont le spectre granulométrique est représenté dans le graphique en haut à droite. 166

Figure V.4 : Résultats des études géochimiques réalisées avec une microsonde électronique sur des ponces et des verres du téphra de la carotte KCIR-05. Les données sont incorporées au diagramme TAS (Le Bas, et al., 1986) et sont comparées aux données déjà existantes (Wulf, et al., 2008; Albert, et al., 2013; Insinga, et al., 2014) des téphras Y-1 (ou I-1) issue d'une éruption volcanique de l'Etna en 16 ka ou 18 ka. 167

Figure V.5 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 mettant en évidence les turbidites, définis à partir d'un pic de la densité (bleu), des rapports d'éléments chimiques tels que Ti/Al (violet) et Zr/Rb (noir) et de la taille des grains (pourcentage d'argile en bleu et pourcentage de sable en rouge). Les rectangles rouge et orange situés sur le log correspondent aux deux zooms des photos. Les courbes granulométriques rouge et orange situées entre les deux photos correspondent à deux échantillons prélevés à la base des turbidites et localisés sur les photos par les croix. 169

Figure V.6 : Modèle âge de la carotte KCIR-09 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge). 171

Figure V.7 : Modèle âge de la carotte KCIR-11 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge). 172

Figure V.8 : Modèle âge de la carotte KCIR-12 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge). 173

Figure V.9 : Représentation des deux modèles âges post- et pré-Augias assemblés, de la carotte KCIR-08 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte

(turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge). 175
Figure V.10 : Modèle âge de la carotte KCIR-05 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge). 176
Figure V.11 : Modèle âge de la carotte KCIR-02 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge). 177
Figure V.12 : a) Carte illustrant les différentes trajectoires potentielles des courants de turbidités qui alimentent les carottes. En jaune, les canyons et chenaux qui alimentent la carotte KCIR-05 et potentiellement la carotte KCIR-11, en bleu, les canyons et chenaux de la marge Est-Sicilienne qui alimentent les carottes KCIR-08, KCIR-09 et KCIR-12 et en rouge, les autres chenaux visibles dont certains alimentent la carotte KCIR-02. Deux zooms de la carte bathymétrique, au niveau du détroit de Messine (1), et le long de la marge Est Sicilienne (2). b) Profils bathymétriques localisés sur les cartes par des traits noirs et illustrant la morphologie à différents endroits du prisme Calabrais en coupe. 181
Figure V.13 : Corrélation entre les dépôts turbiditiques des trois carottes KCIR-08, KCIR-02 et KCIR-05 durant la période historique (post-Augias). Ces corrélations sont basées sur les modèles d'âges et les turbidites sont corrélées par la suite avec différents évènements (Figure V.14). La figure comporte pour chaque carotte, son log simplifié avec la photographie ainsi que le pourcentage de sable et d'argile, et trois rapports géochimiques (Zr/Rb en noir ; Ti/Al en violet et Ca/Ti en vert). ...183
Figure V.14 : Dépôts turbiditiques post-Augias des trois carottes associés aux évènements connus dans la région tels que les séismes associés à des tsunamis (trait pointillé rouge), les séismes sans tsunamis (trait en pointillé bleu) et les éruptions majeurs de l'Etna (point vert). Les âges des dépôts turbiditiques sont donnés avec leurs incertitudes (traits noirs avec la croix correspondant à la médiane de l'âge). 184
Figure V.15 : Carte illustrant les différentes sources sédimentaires en fonction des différents évènements visibles dans les carottes CIRCEE. Les sources sédimentaires correspondent aux tracés des canyons et chenaux turbiditiques identifiés sur la bathymétrie (trait rouge). Les traits en pointillé noirs correspondent à l'onde sismique potentielle par rapports aux dépôts identifiés dans les carottes sédimentaires. 185
Figure V.16 : Diagramme présentant les temps de récurrences des carottes en fonction du temps. Les traits noirs verticaux correspondent à chaque dépôt turbiditique identifié dans les carottes sédimentaires, les cadres rouges délimitent les deux périodes de temps et les traits noirs en pointillés correspondent aux changements du temps de récurrence identifiés pendant la période glaciaire (à 10, 11 et 16 ka). 187

Chapitre VI : Discussion générale

Figure VI.1 : Comparaison entre les dépôts turbiditiques post-Augias de la carotte KCIR-08 et CALA05 (Polonia, et al., 2013b; 2016a) ainsi que les dépôts de paléo-tsunamis à terre (De Martini, et al., 2012). Les deux profils sismiques illustrent la zone de prélèvement des carottes (dans des petits bassins derrières des rides anticlinales) localisés par des traits noirs sur la carte (les traits bleus correspondent aux canyons et chenaux turbiditiques – Figure V.12). 195
Figure VI.2 : Compilation des modèles d'âges et corrélation des dépôts turbiditiques entre les six carottes utilisées pour cette étude (chaque couleur pour les âges correspond à une carotte et le

numéro à coté correspond au numéro de la turbidite identifiée sur les log des Figure V.6, Figure V.7, Figure V.8, Figure V.9, Figure V.10, Figure V.11). 197

Figure VI.3 : Corrélation entre les carottes CIRCEE à partir des modèles d'âges. Les logs simplifiés de chaque carotte sont répartis selon le type de sources sédimentaires potentiel et leurs éloignements de cette même source (avec la distance moyenne entre la source sédimentaire et la carotte). Trois types de corrélations sont représenté : en jaune lorsque le mécanisme déclencheur est probablement un séisme, en violet, lorsque le mécanisme déclencheurs est non identifié et en vert, lorsque le mécanisme déclencheurs correspond à un évènement volcanique. 198

Figure VI.4 : Temps de récurrence entre les évènements considérés comme sismiques (en jaune) et tous les évènements identifiés (sismique et non déterminés en violet) dans les carottes CIRCEE. Ces temps de récurrence sont comparés au $\delta^{18}O$ de carotte de glace (GICC05 –(Vinther, et al., 2008) et de la courbe de variation du niveau marin (Camoin, et al., 2004). 200

Tables des tableaux

Tableau II.1 : Séismes et tsunamis répertoriés dans la région Sud Calabre et Est Sicile d'une magnitude supérieur à 6. L'échelle d'intensité des tsunamis est basée sur l'échelle de Sieberg-Ambraseys (Ambraseys, 1962) avec 1 : très léger ; 2 : léger ; 3 : assez fort ; 4 : Fort ; 5 : très fort ; 6 : désastreux et sur l'échelle de Papadopoulos and Imamura (2001) avec I : non ressentis ; II : à peine senti ; III : faible ; IV : largement observé ; V : fort ; VI : légèrement endommagé ; VII : endommagé ; VIII : fortement endommagé; IX : destructeur ; X : très destructeur ; XI : dévasté ; XII : complètement dévasté. Cette base de données est issue d'une compilation de plusieurs travaux : a : CPTI04 ; b : Guidoboni (1989) ; c : Ambraseys (1962) ; d : Guidoboni, et al. (2007) ; e : Papadopoulos, et al. (2010) ; f : Tinti, et al. (2004) ; g : Graziani, et al. (2006) ; h : CPTI11. Les déclencheurs des séismes correspondent à : ER : séisme sous-marin ; EA séisme à terre ; VA : associé à une éruption volcanique. 71

Tableau III.1 : Information sur des données bathymétriques utilisées pour la carte bathymétrique finale (Figure III.1) avec le nom de chaque donnée, sa résolution, le sondeur utilisé pour chaque mesure, le nom de la mission océanographique, l'année et le navire utilisé. 101

Tableau III.2 : Information sur les carottes CIRCEE collectées durant la mission CIRCEE avec leurs latitudes, longitudes, la profondeur de prélèvement, la longueur des carottes et des informations sur leurs localisations. 106

Tableau III.3 : Résumé des analyses effectuées sur chaque carotte sédimentaires prélevée durant la mission CIRCEE. Ces analyses ont été réalisées dans différents laboratoires (a) le laboratoire Géoscience Marines, Ifremer - Brest ; (b) le laboratoire Volcans et Magmax – Clermont-Ferrand ; (c) le laboratoire Domaines Océaniques, IUEM – Brest.....107

Tableau III.4 : Classification de la taille des grains selon Wentworth (1922).....111

Tableau III.5 : Dates ^{14}C réalisées sur les carottes CIRCEE avec la position du prélèvement. Les résultats sont obtenus grâce au programme ARTEMIS avec les âges BP non calibrés et leurs paramètres. Les âges sont calibrés à partir du logiciel CALIB REV 7.1 (Reimer et al., 2009) avec comme paramètres utilisés, la courbe de calibration MARINE13, et un ΔR de 147±33 ans. Les âges obtenus sont données soit en AD/BC ou en BP calendaire (2 sigma). 117

Tableau IV.1 : Résumé des caractéristiques sédimentologiques des trois parties qui composent le dépôt d'Augias, basée sur la description des faciès sédimentaires, la composition chimique (XRF), et la granulométrie des carottes CIRCEE.....141

Tableau IV.2 : Côte et épaisseur des deux derniers méga-dépôts (le dépôt d'Augias et la DTL) dans les carottes sédimentaires CIRCEE.....148

Tableau IV.3 : Comparaison entre différents méga-dépôts observés dans différents bassins océaniques et lacs avec leurs localisations, leurs épaisseurs, leurs volumes, leurs âges et l'évènement déclencheur.....159

Tableau V.1 : Nombre de turbidites et temps de récurrence entre ces dépôts par carottes.....182

Tableau VI.1 : Temps de retour entre les tous les évènements détecté dans les carottes CIRCEE selon trois périodes (période historique – 0-2 ka ; période Holocène – 2-10 ka ; période glaciaire – 10-25 ka) et temps de retour calculé entre les évènements sismiques détectés dans les carottes CIRCEE. 199

Introduction

Problématique

Les marges continentales, qu'elles soient actives ou passives, subissent d'importants processus d'érosion et de transferts sédimentaires, du continent vers les plaines abyssales. En fonction du type de marge, les processus gravitaires sous-marins peuvent modifier la morphologie de la marge et sont notamment à l'origine de la mise en place de systèmes turbiditiques. Ces systèmes sédimentaires, qui comprennent des zones d'érosion, de transport et de dépôt sédimentaire sont le lieu d'action de courants de turbidité. Ces derniers sont activés pendant des évènements de transport sédimentaire ponctuel déclenché par de grands évènements climatiques, volcaniques ou tectoniques.

Les dépôts issus de la sédimentation gravitaire (dépôts turbiditiques, méga-dépôts) font l'objet d'étude pour leur intérêt comme témoins d'évènements tectoniques soudains et parfois catastrophiques, tels que les séismes et les tsunamis, en particulier au niveau des zones de subduction. La reconnaissance de successions de différents dépôts (sédimentation continue pélagique et dépôts évènementiels) permet d'accéder à un enregistrement sédimentaire sur plusieurs milliers d'années. L'échantillonnage par carottage gravitaire, permet d'obtenir ces séries de dépôts.

En calant chronologiquement les dépôts gravitaires et en identifiant ceux qui sont potentiellement déclenchés par des évènements sismiques majeurs, nous pouvons accéder à l'évolution sismique d'une marge et améliorer son évaluation de l'aléa sismique. Cette méthode, utilisant les dépôts gravitaires (en particulier les turbidites) est appelée paléosismologie sous-marine. Cette discipline est relativement récente et en pleine expansion(Adam, 1990; Goldfinger, et al., 2003; Gràcia, et al., 2010; Pouderoux, 2011; Nelson, et al., 2012), mais la difficulté de cette méthode est de réussir à identifier les mécanismes déclencheurs des courants de turbidité qui peuvent avoir une origine variée (climatique, tectonique..). Une des critères utilisés pour répondre à ce problème est la synchronicité de dépôts identifiés dans des plusieurs systèmes turbiditiques différents. Les incertitudes sur les datations des évènements et sur l'identification des mécanismes de déclenchement peuvent être importantes et augmentent lorsque l'on applique cette méthode au-delà de la période historique (sur laquelle on n'a pas de connaissance des grands évènements catastrophiques). Les études paléosismologiques à long terme (plusieurs dizaines de milliers d'années) sont peu courantes (Pouderoux, et al., 2012; Köng, et al., 2016). Elles sont pourtant essentielles pour évaluer l'aléa sismique d'une région et par conséquence le risque sismique à long terme.

La mer Ionienne est un bassin méditerranéen situé entre deux prismes d'accrétions formés par deux subductions distinctes, liées à la convergence des plaques lithosphériques Eurasiatique et Africaine. La ride Méditerranéenne est formée par la subduction Hellénique à l'Est et la subduction Calabraise à l'Ouest est à l'origine du prisme Calabrais. Ces deux prismes d'accrétions sont le lieu de nombreux séismes, suivit parfois de tsunamis particulièrement violents, destructeurs et meurtriers, comme en témoigne le dernier événement observé en 1908 à Messine de magnitude 7,1 et qui fut responsable de plus de 72 000 morts. La fréquence de puissants séismes ayant affecté la région (une dizaine de séismes de magnitude entre 6,5 et 7,5 lors des derniers 500 ans (Jenny, et al., 2006), ainsi que les résultats des études existantes (Ryan and Heezen, 1965; Polonia, et al., 2013b; Polonia, et al., 2016a) suggèrent que c'est une zone propice aux études paléosismologiques.

Objectifs

Cette thèse s'insère dans le projet DECANTE «DEformation de la marge est-sicile et de l'arc CAlabrais : étude NeoTectonique et paléosismologique à travers l'Enregistrement sédimentaire des turbidites ». Les objectifs initiaux étaient d'obtenir une carte morpho-structurale du prisme Calabrais avec une identification des failles actives en domaine marin et de réaliser une chronologie des grands séismes à partir de l'enregistrement sédimentaire marin profond sur plusieurs milliers d'années. Lorsque le projet a été proposé, les données n'existaient pas encore. En effet, elles ont été acquises durant mon premier mois de thèse avec la mission CIRCEE en octobre 2013. Suite aux premières analyses effectuées (ouverture, description et photographie des carottes sédimentaires) les objectifs de la thèse ont été adaptés au jeu de données. Le volet néo-tectonique du projet a été réduit, pour se concentrer sur l'aspect paléosismologie. Avant ce travail, seuls quelques travaux de paléosismologie existaient et couvraient les périodes récentes (les derniers 1000 ans) (Ryan and Heezen, 1965; Polonia, et al., 2013b; Polonia, et al., 2016a). En plus des dépôts turbiditiques observés dans les carottes, un autre type de faciès sédimentaire a été identifié et qui résulterait de grands évènements catastrophiques. Il s'agit des méga-dépôts dont le plus récent (et le plus étudié) a été nommé « dépôt d'Augias ».

La campagne CIRCEE réalisée à bord du Suroît a permis d'acquérir des données géophysiques (bathymétrie, profils sismiques) et des carottes sédimentaires afin de répondre au mieux aux objectifs de cette thèse:

- Un premier objectif a été ciblé sur l'étude des méga-dépôts en mer Ionienne. Ces dépôts de volume exceptionnel sont connus depuis les années 80, mais un travail reste à réaliser pour comprendre l'origine de ces dépôts, leurs âges, les processus sédimentaires et les mécanismes déclencheurs qui sont à leurs origines.
- Le deuxième objectif est l'étude des turbidites pré- et post-Augias avec une approche paléosismologique (c'est à dire tenter d'identifier les sismo-turbidites) et d'établir leur chronologie depuis 25 ka (temps recouvert par les données acquises).

Le but final est donc d'améliorer l'évaluation de l'aléa sismique d'une zone de subduction à long terme sur les évènements majeurs (séismes et tsunamis).

Les différentes étapes du travail effectué sont les suivantes :

- la reconnaissance et la description des différents types de dépôts, identifiés dans les archives sédimentaires mais aussi à partir de données sismiques. Cette étape est primordiale pour déterminer les processus sédimentaires et les mécanismes déclencheurs possibles à la mise en place de chaque type de dépôts et en particulier pour les turbidites
- L'indentification des sources sédimentaires par les analyses sédimentologiques couplées avec l'étude de la morphologie des fonds marins (cartographie des canyons et des trajectoires probables des courants de turbidité).
- La datation des dépôts afin de les corréler entre eux mais aussi avec les évènements connus dans la région durant la période historique. Cette étape permet de valider la faisabilité de l'étude paléosismologique dans la région. Pour l'étude à plus long terme (plusieurs milliers d'année), d'autres processus sont pris en compte, tels que les variations climatiques et eustatiques.

Ce travail de recherche a pu être réalisé grâce à un financement 50% Université Bretagne Occidentale et 50% par la région Bretagne (bourse ARED), co-encadré par Marc-André Gustcher et Nathalie Babonneau (laboratoire Domaines Océaniques – UMR 6538) et par Antonio Cattaneo (IFREMER). Les premières analyses sédimentologiques ont été réalisées au laboratoire Environnements Sédimentaires du département Géosciences Marines de l'IFREMER (ouverture, photographies, mesures des paramètres physiques sur le banc MSCL et des éléments majeurs sur le banc Corescanner XRF). Les autres analyses ont été effectuées au laboratoire Domaines Océaniques de l'Université Bretagne Occidentale (granulométrie, échantillonnage, lavage, piquage de foraminifères,…).

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit de thèse s'articule autour de six chapitres : les trois premiers synthétisent le contexte scientifique de l'étude, les trois suivants sont basés sur la présentation des différents résultats et de leurs discussions.

- Le premier chapitre est consacré à une synthèse bibliographique sur la sédimentation sous-marine ainsi que sur les séismes et l'aléa sismique.
- Le second chapitre se concentre sur le contexte général de la zone d'étude, à savoir, le bassin méditerranéen et plus particulièrement la mer Ionienne en réunissant le contexte tectonique, climatiques, et la sédimentation profonde spécifiques à cette zone.
- Le troisième chapitre présente les données utilisées pour mener à bien cette étude ainsi que les méthodes appliquées.
- Le chapitre quatre est une présentation des méga-dépôts observé dans le bassin Ionien avec, sous forme d'un article, accepté dans la revue Marine Geology, et consacré au dépôt d'Augias, suivie d'une présentation des autres méga-dépôts identifiés dans la plaine abyssale Ionienne. Une discussion autour de leurs origines est proposée en les comparant à d'autres dépôts similaires en Méditerranée et ailleurs.
- Le chapitre cinq présente l'étude des turbidites pré- et post-Augias (couvrant les dernier 25 ka) ainsi que des sources sédimentaires potentielles à partir des carottes échantillonnées sur et au pied du prisme Calabrais. Cette étude sera précédée d'une présentation de la création des modèles d'âges utilisés.
- Le chapitre six est une discussion générale, qui examine les mécanismes déclencheurs des turbidites et des critères d'identification d'une sismo-turbidite. Ensuite les résultats de cette étude sont comparés aux résultats d'autres études paléosismologiques sur la même zone utilisant les mêmes méthodes (turbidites) ainsi que des travaux menés à terre.

Chapitre I :
Synthèse bibliographique

I.1 Sédimentation sous-marine 29
I.1.1 Processus gravitaires 29
a. Les glissements en masse 29
b. Les écoulements gravitaires 30
c. Evolution temporelle et spatiales des écoulements gravitaires 37
I.1.2 Les systèmes turbiditiques 38
a. Classification des systèmes turbiditiques 39
b. Les éléments architecturaux des systèmes turbiditiques 41
c. Les facteurs de contrôles des systèmes turbiditiques et déclenchement des turbidites 45
d. Déclenchement des courants de turbidites 49

I.2 Séismes et aléas sismiques 49
I.2.1 Marges actives et zones de subduction 50
I.2.2 Causes des séismes 51
a. Cause tectonique 51
b. Cause volcanique 54
c. Cause humaine 54
I.2.3 Effet des séismes 54
a. Effet direct 55
b. Effet indirect 55
I.2.4 Mesure des séismes 56
a. Instrumentale 57
b. Historique 58
c. Paléosismologie 59

I. Synthèse bibliographique

I.1 Sédimentation sous-marine

I.1.1 Processus gravitaires

Les processus gravitaires sous-marins regroupent l'ensemble des processus de transport de sédiment au sein d'un fluide sous l'action de la gravité (Middleton and Hampton, 1973). Ils sont le mécanisme principal de transport de sédiment depuis le domaine continental jusqu'au domaine profond et sont donc à l'origine des grands systèmes turbiditiques profonds (Figure I.1).

Leurs études et leurs classifications ont fait l'objet de plusieurs travaux (Middleton and Hampton, 1973; Mulder and Cochonat, 1996; Stow, et al., 1996; Shanmugam, 2000; Mulder and Alexander, 2001). La présence ou non de fluide interstitiel dans la masse sédimentaire durant le processus est un critère rhéologique majeur qui permet de différencier deux types de processus gravitaires : les mouvements de masse (sans fluide interstitiel) et les écoulements gravitaires (avec fluide interstitiel - (Mulder and Cochonat, 1996).

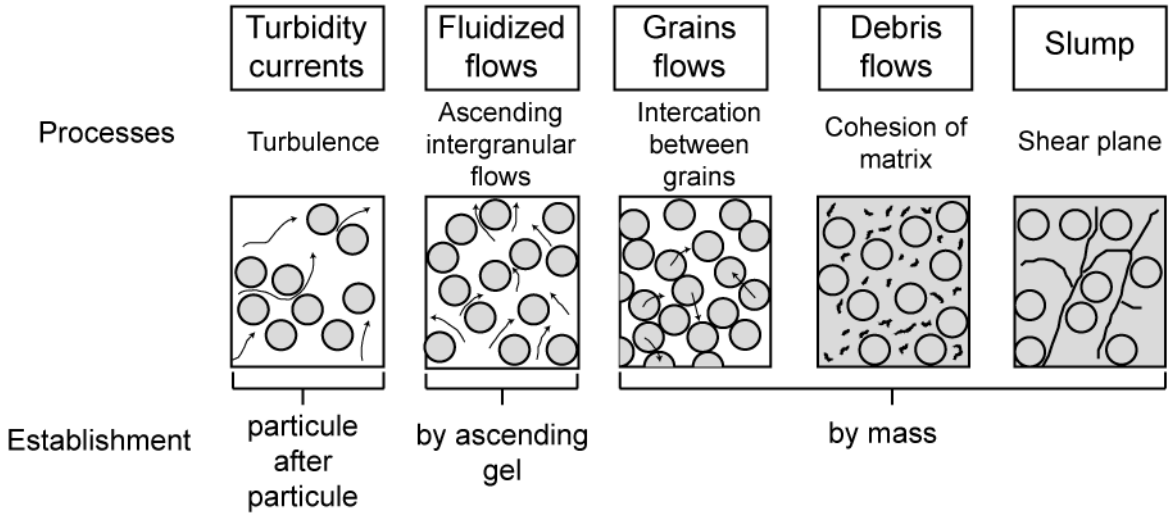


Figure I.1 : Illustration des mécanismes de cohésion des particules de sédiments en fonction des processus gravitaires en milieu marin et de leur mise en place (d'après Potter (1992).

a. Les glissements en masse

Les glissements en masse sont dus au déplacement de matériel sédimentaire homogène le long d'un plan de cisaillement. La structure interne du sédiment est peu déformée et la distance de transport est relativement courte. Trois types de glissements sont identifiables en fonction de la nature et de l'intensité de la déformation : le fluage (creeping), le glissement translationnel (slide) et le glissement rotationnel (slump) (Figure I.2).

Le fluage est une déformation lente du matériel sédimentaire sous une charge constante (qui est généralement le propre poids des sédiments déposés sur une pente) et sans apparition systématique de fractures (Hill, et al., 1982; Mulder and Cochonat, 1996).

Par la suite, le fluage peut générer un glissement (slide ou slump) qui sont des phénomènes de déformations et de déplacements de matériel sédimentaire le long d'un plan de cisaillement. Si cette surface de cisaillement est plane, le glissement sera dit translationnel (slide) et aura un

comportement rigide. Si cette surface de cisaillement suit une courbe, le glissement sera dit rotationnel (slump) et aura un comportement plastique. La différence entre ces deux types de glissements est aussi basée sur la valeur du ratio Skempton h/l (profondeur/longueur du glissement). Lorsque ce ration est inférieur à 0.15, il s'agit d'un glissement translationnel et lorsque ce ratio est compris 0.15 et 0.33, il s'agit d'un glissement rotationnel (Skempton and Hutchinson, 1969).

Ces processus se déroulent généralement en haut de la pente continentale, en bordure de plate-forme ou sur les flancs de canyons et chenaux dans des contextes de fortes pentes et d'accumulation sédimentaire importante.

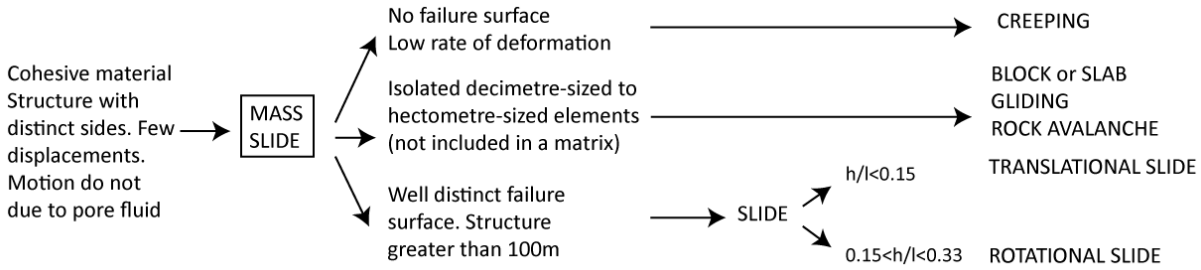


Figure I.2 : Classification des glissements en masses en mer (Mulder and Cochonat, 1996).

b. Les écoulements gravitaires

La première classification des écoulements gravitaires proposé par Middleton and Hampton (1973) est basée sur le mécanisme de support de particule, qui distingue les écoulements laminaires et les écoulements turbulents. L'écoulement laminaire correspond au transport des particules grâce à une cohésion de la matrice, des interactions grains à grains et des pressions interstitielles. La viscosité élevée de l'ensemble empêche le développement de phénomène de turbulence. L'écoulement est considéré comme turbulent lorsque le transport des particules est associé à de la turbulence. Le seuil de turbulence est fixé à une concentration en sédiment de 9 % (Bagnold, 1962). Cela permet une différenciation entre les écoulements laminaires qui sont supérieur à ce seuil avec une forte viscosité, et les écoulements turbulents qui sont inférieur à ce seuil avec une rhéologie fluide (Mulder and Cochonat, 1996).

Plusieurs classifications ont par la suite été réalisées à cause du nombre important de processus regroupés sous le terme d'écoulement gravitaire créant une confusion d'un point de vue terminologie (Middleton and Hampton, 1973; Lowe, 1982; Pickering, et al., 1989; Ghibaudo, 1992). La classification actuelle utilisée est celle proposée par Mulder and Alexander (2001), qui est basée sur des propriétés physiques de l'écoulement et de mécanisme de support de grains. Deux types d'écoulements ont été différenciés par les auteurs : les écoulements cohésifs et non cohésifs, tout en les regroupant selon leur régime de transport (laminaire ou turbulent) (Figure I.3).

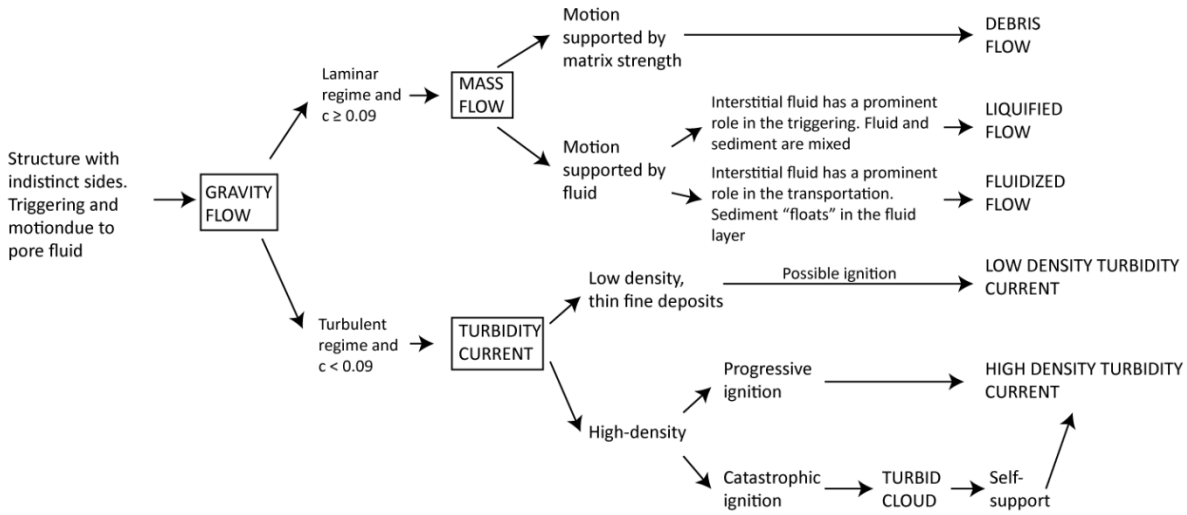


Figure I.3 : Classification des écoulements gravitaires en mer (Mulder and Cochonat, 1996).

Un écoulement gravitaire possède une structure bien particulière et est composé de trois parties principales : la tête, le corps et l'enveloppe des volutes qui forme en arrière de la tête un sillage turbulent (Figure I.4).

La tête de l'écoulement représente l'intrusion soudaine d'un fluide en mouvement dans un autre fluide ambiant immobile. Ce dernier présente une certaine viscosité qui s'oppose à l'intrusion du fluide. Cela va déterminer la forme de la tête de l'écoulement qui est surplombé d'un nez. La turbulence maximum de l'écoulement se trouvera au niveau de la tête. A l'arrière de la tête, d'importants volutes sont observées et participent à l'incorporation du fluide ambiant dans l'écoulement. La vitesse d'écoulement de la tête est moins importante que celle du corps mais son volume augmente avec la distance. La vitesse d'écoulement du corps est 30 à 40 % supérieure à la tête mais n'est pas uniforme (Kneller, et al., 1997, 1999). La zone où le maximum de la vitesse s'observe se situe proche de la base et engendre une division en deux région de l'écoulement (Kneller and Buckee, 2000) : une région interne dont le gradient de vitesse est positif contrairement à la région externe dont le gradient de vitesse est négatif. L'épaisseur de la partie interne n'excède pas la moitié de la région externe. Selon la vitesse de l'écoulement et de la nature du substratum, une érosion peut être engendrée.

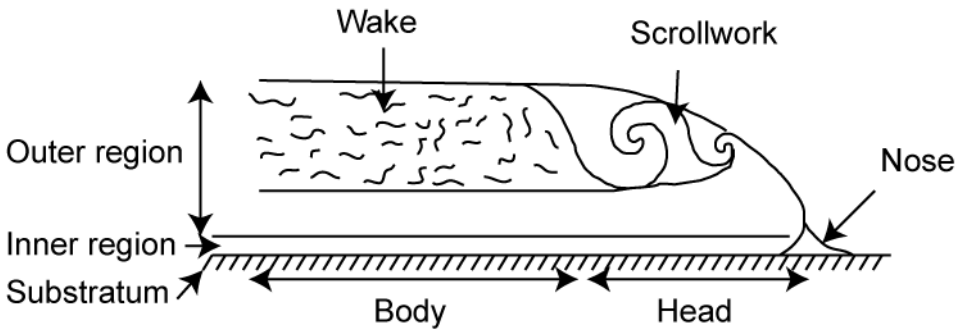


Figure I.4 : Schéma illustrant la structure d'un écoulement gravitaire avec la tête et ses volutes et le corps de l'écoulement où les sédiments se retrouvent piégés dans le sillage (d'après Kneller and Buckee (2000).

- ***Les écoulements laminaires***

La concentration en sédiment et la viscosité étant élevée dans ce type d'écoulement, la turbulence ne doit pas se développer. L'écoulement a un comportement de fluide plastique, non newtonien. Trois types d'écoulements laminaires existent et se différencient en fonction de la taille et de la concentration des sédiments, de la matrice ainsi que de la présence ou non de fluide : les coulées de débris (debris flows), les écoulements granulaires (grain flows) et les écoulements liquéfiés (fluidized flow) (Figure I.5).

Les coulées de débris (qui est un écoulement cohésif) correspondent à un déplacement en masse d'un matériel constitué d'éléments hétérogènes de tailles diverses (centimétrique à métrique) dans une matrice fine (silt ou argile). Leurs déplacements peuvent s'effectuer sur des pentes faibles (1 à 2°) grâce à la présence d'une langue d'eau fine présente sous l'écoulement (on parle de phénomène d'hydroplanning) et avec des vitesses variant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres par seconde (Mohrig, et al., 1998). La formation des dépôts se créer lorsque la résistance de cisaillement est supérieure aux forces motrices induites par la gravité. Cela va générer des dépôts constitués de conglomérat à matrice cohésive avec un faible classement des particules dû à l'absence de turbulence. Ils ne présentent pas de structures internes bien définies (Figure I.5).

Les écoulements granulaires (« grain flows ») sont un mélange très concentré de grains non cohésif où des collisions inter-granulaires vont créer une pression de dispersion. Ce type d'écoulement peut être constitué de silt, sables ou graviers et nécessite une forte pente pour entretenir l'écoulement (> 18°). Le dépôt intervient lorsque l'énergie cinétique devient inférieure par rapport à l'énergie dissipée par les chocs inter-granulaires (diminution de la pente). Le dépôt est reconnaissable grâce à une base érosive et un sommet bien net. Un granoclassement inverse à la base du dépôt lié à la pression dispersive est généralement observé (Figure I.5).

Les écoulements liquéfiés représentent une masse sédimentaire qui est liquéfié par l'injection d'un fluide (liquide ou gaz ; Mulder and Cochonat (1996). La liquéfaction est un processus instantané. C'est la pression inter-granulaire qui permet le maintien des particules (sable ou silt) en suspension. L'écoulement se déplace donc sur une pente par gravité et perdure tant que la pression des fluides interstitiels est supérieure à la pression hydrostatique. Lorsque la pression diminue (avec le transport), le dépôt se produit par un gel de l'ensemble de la base vers le sommet. Le type de dépôt obtenu est massif et homogène. Il est composé de sable et d'argile avec une forte concentration et faible tri de sédiment. Il présente aussi parfois des figures d'échappement de fluide (Figure I.5).

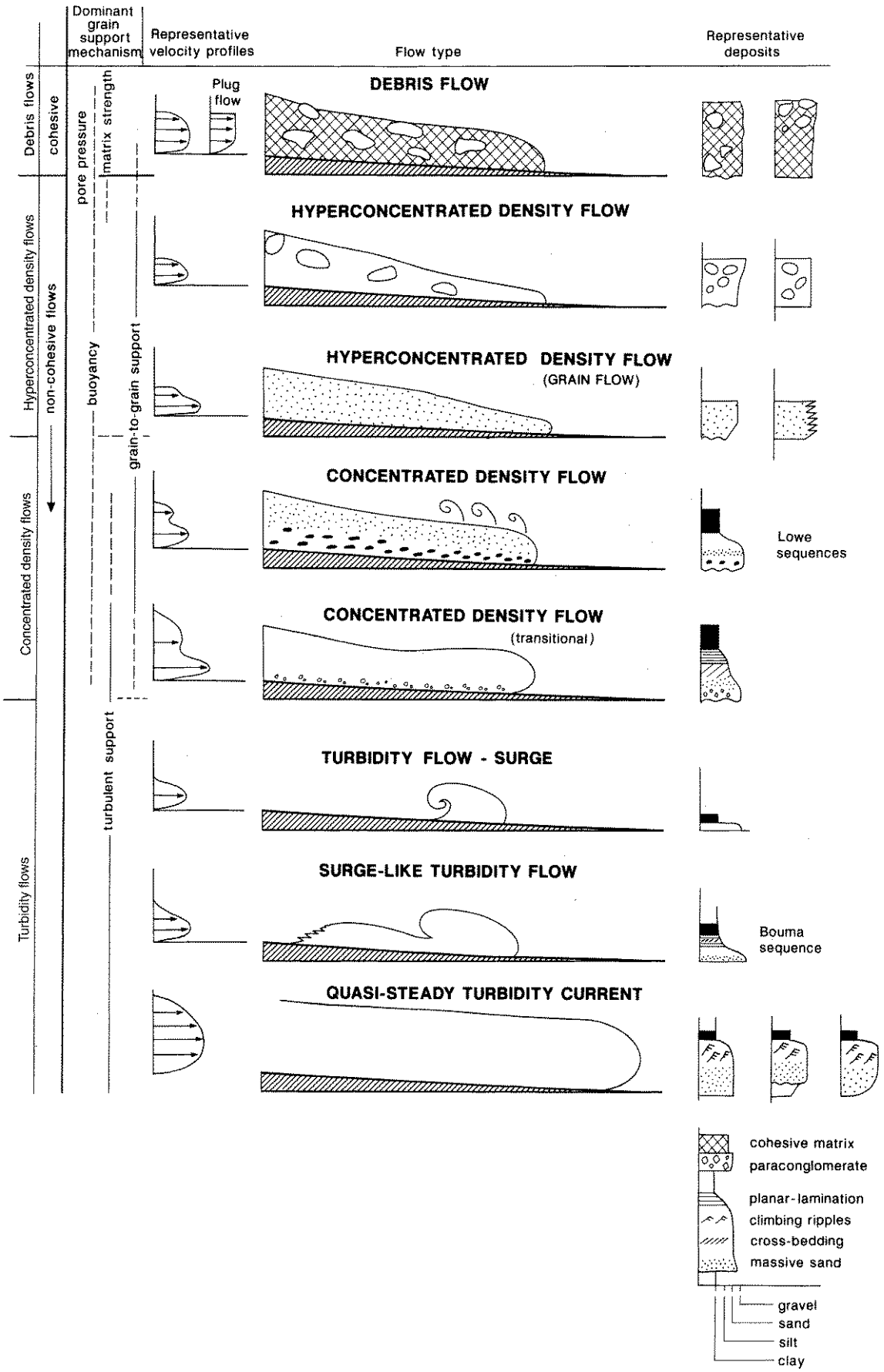


Figure I.5 : Schéma représentatif des principaux écoulements gravitaires avec leurs dépôts associés, les profils de vitesses et le mécanisme dominant de support des grains (Mulder and Alexander, 2001).

- ***Les écoulements turbulents***

Les écoulements turbulents sont de rhéologie fluide dans lequel les particules sont maintenues en suspension par des phénomènes de turbulences. La concentration sédimentaire varie mais reste inférieur à 9 % par rapport au volume total selon la limite de Bagnold (Bagnold, 1962).

Trois types d'écoulements turbulents sont identifiables : les bouffées turbides, les courants de turbidites et les courants hyperpycnaux. Les bouffées turbides et les courants de turbidités sont les écoulements particulaires turbulents les plus étudiés parmi les écoulements gravitaires à cause de leurs diversités. Malgré cela, leurs dynamismes sont encore assez mal contraints.

Les bouffées turbides correspondent à un écoulement de courte durée (de quelques heures à quelques jours) constitué d'un volume fini de fluide dense et non alimenté en continu (Ravenne and Beghin, 1983). Ce fluide peut être composé d'une solution saline pure, d'une solution saline et de particules telles que des silts ou du sable, ou simplement de sédiment en suspension (Laval, et al., 1988). Les bouffées turbides sont généralement composées d'une tête d'écoulement isolée, accompagnée parfois d'un corps réduit (« surge »). Les profils de vitesses montrent des vitesses plus importantes au centre l'écoulement ainsi qu'un gradient décroissant de la vitesse longitudinale (de la tête vers la queue de l'écoulement). Les dépôts obtenus par des bouffées turbides sont composés de bancs fins (parfois de simples lamines) ce qui les rend difficilement identifiables dans les enregistrements sédimentaires. A cause de leurs faible épaisseur, ces dépôts sont souvent érodés ou remobilisés tardivement par de la bioturbation (Figure I.5 ; Mulder and Alexander (2001).

Les courants de turbidité, présentent les mêmes caractéristiques hydrodynamiques que les bouffées turbides, mais avec une alimentation en continue grâce à de l'incorporation de sédiment tout le long du parcours ou par l'arrière du courant. Cela leur permet de perdurer plus longtemps (quelques heures à quelques semaines). La morphologie de l'écoulement est aussi plus étirée longitudinalement que celles des bouffées turbides avec un corps plus allongé et une queue plus diluée.

Les dépôts associés aux courants de turbidités sont des séquences granoclassés appelés turbidites (Kuenen and Migliorini, 1950; Kuenen, 1953). La représentation des dépôts turbiditiques de référence est celle proposée par (Bouma, 1962). Elle est divisée en cinq séquences, de Ta (base) à Te (sommet) suivant un granoclassement normal (Figure I.6) :

- La séquence Ta a un granoclassement normal grossier mais elle est dépourvue de structures internes. Elle est le plus souvent composée de sable de taille moyenne et parfois, accompagné de débris plus grossiers comme des galets ou des graviers.
- La séquence Tb est caractérisée par des laminations planes et est composée de sable de taille moyenne qui évolue vers des sables fins.
- La séquence Tc, composée de sable plus fin ou de silt, est caractérisée par des lamines obliques traduisant la migration de petites rides de courants. Cette séquence peut également présenter des petites convolutes qui résultent de la déstructuration des lamines obliques par des échappements d'eau.
- La séquence Td s'exprime par des laminations planes et parallèles due à une alternance entre les lamines silteuses et argileuses.
- La dernière séquence Te se compose d'argile homogène sans structures qui est le résultat de la décantation du nuage néphéloïde.

La première séquence Ta est due à un écoulement concentré (Mulder and Alexander, 2001) au-dessus d'une base érosive contrairement aux autres séquences qui résultent d'un écoulement turbulent.

La séquence de Bouma entière est rarement observée dans les dépôts. De plus, c'est une version simplifiée des séquences turbiditiques, c'est pourquoi, d'autre auteurs ont affiné certaines divisions telles que la séquence de Lowe (1982) qui complète la partie Ta de la séquence de Bouma ainsi que la séquence de Stow and Shanmugam (1980) qui subdivise les partie Tc à Te (Figure I.6).

La séquence de Lowe propose une description d'une turbidite dite grossière résultant des courants de haute densité. La séquence Ta correspond au sommet de la partie S3 de la séquence de Lowe dans lequel sont observées des figures d'expulsion de fluide. Cette séquence de Lowe a un granoclassement normal et est divisé en six parties. Les trois premières parties « S » correspondent à des sables et graviers fins et témoignent d'un transport par traction assimilable aux processus de « grains flows » (Stow, et al., 1996). Les trois autres parties nommées « R » représentent des sédiments graveleux qui sont due au transport tractif d'un écoulement puissant (Figure I.6).

La séquence de Stow and Shanmugam (1980), divisée en huit parties, affine la partie fine de la turbidite avec des variations géométriques des lamines à plus fine échelle ainsi qu'une intensification de la bioturbation. Trois principaux processus sont à l'origine de la mise en place des différentes parties : la suspension et la traction pour les séquences T0 à T2, le vannage et la floculation des argiles pour les séquences T3 à T5, et la suspension pour les séquences T6 à T8 (Figure I.6).

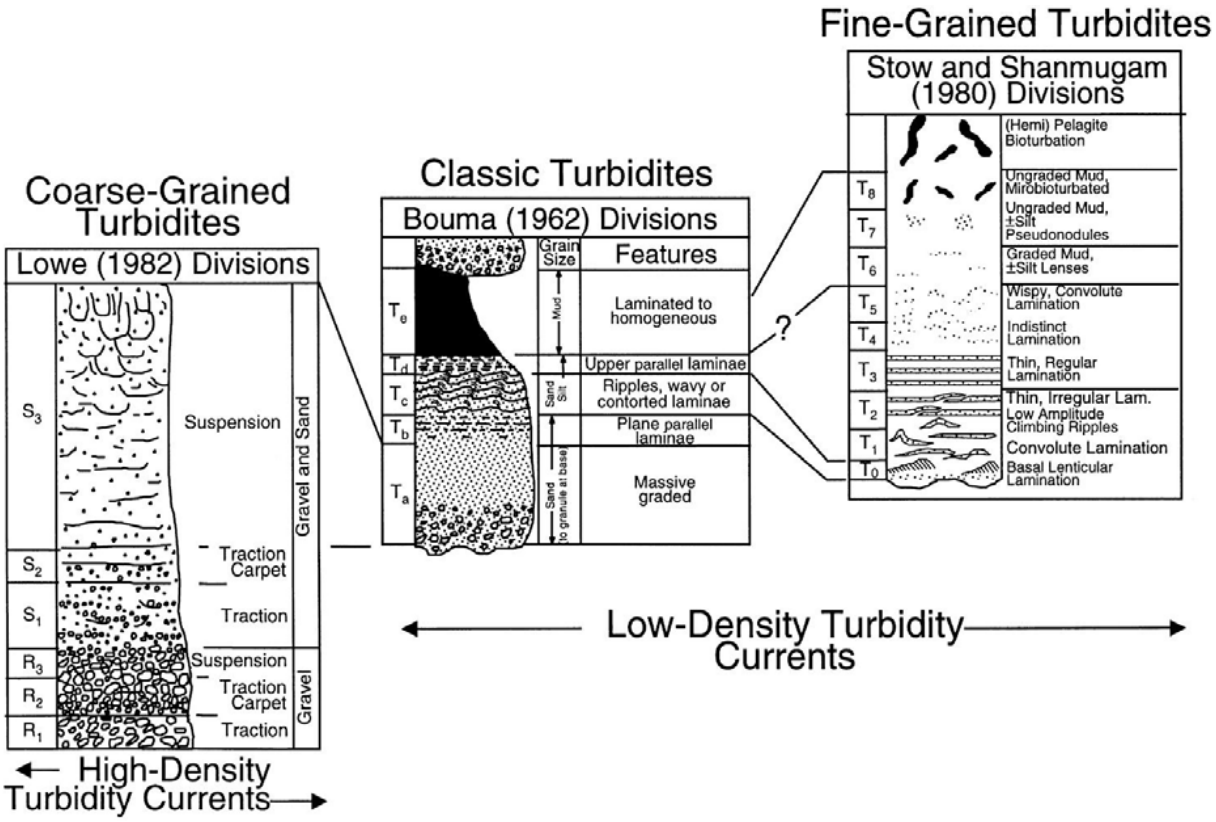


Figure I.6 : Description de la séquence de Bouma (1962) subdivisée en 5 faciès sédimentaires (de Ta à Te) et associé à deux autres descriptions de turbidites. La séquence de Lowe (1982) décrit une turbidite plus grossière issue des courants de hautes-densité et affine le faciès Ta. La séquence de Stow and Shanmugam (1980) affine la partie fine de la séquence de Bouma (Shanmugam, 2000).

Les courants hyperpycnaux se forment au niveau d'un prolongement de l'écoulement turbide à la sortie d'un fleuve ou rivière pendant une période de crue lorsque l'eau douce qui les compose et qui est chargé en sédiment en suspension, a une densité supérieure à celle de l'eau (Mulder and Syvitski, 1995). L'écoulement plonge grâce à la différence de densité. Ce mélange eau douce/sédiment génère ainsi un écoulement gravitaire turbulent appelé courant hyperpycnal. Le profil de vitesse de ce type de courant suit l'hydrogramme de crue dont la dynamique peut s'enregistrer dans les dépôts (Figure I.7).

En effet, un granoclassement inverse est observé à la base de la séquence ce qui correspond à la montée en charge suivie d'un granoclassement normal qui est lié à la décrue. Entre les deux dépôts, le pic de crue se caractérise par une érosion parfois relativement importante qui peut tronquée la première partie du dépôt. Ces derniers sont alors semblables à des dépôts turbiditiques et les différencier devient donc compliqué (Mulder, et al., 2001a).

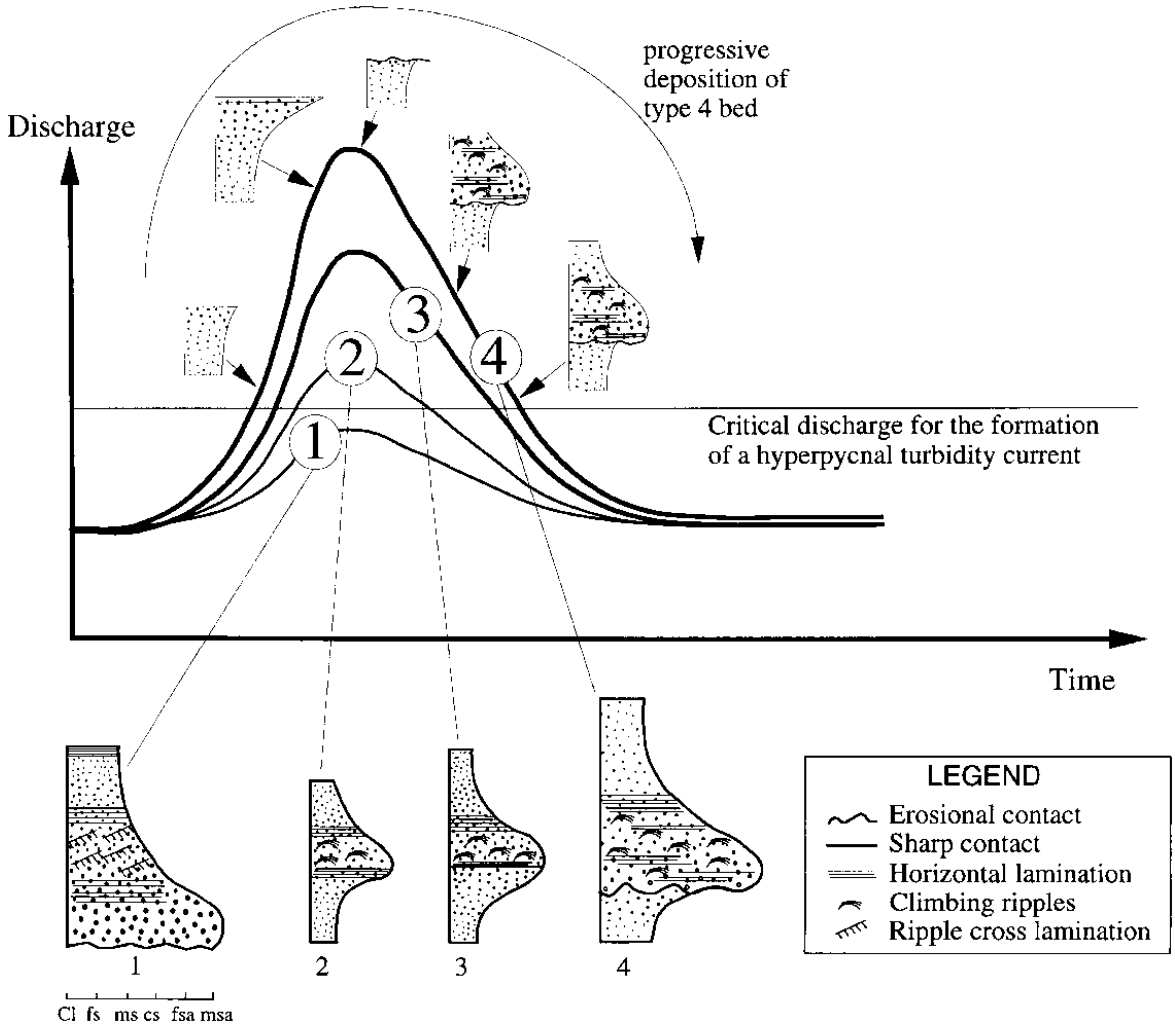


Figure I.7 : Diagramme associé au faciès et séquence de dépôts d'une hyperpycnite en fonction de la magnitude d'une crue. La séquence 1 correspond au dépôt lors d'une crue de faible magnitude mais il n'y a pas de formation de courants hyperpycnaux. La séquence 2 illustre un dépôt lors d'une crue de faible magnitude mais le seuil critique de formation de courant hyperpycnaux est dépassé. La séquence 3 correspond à un dépôt lors d'une crue d'amplitude moyenne et la séquence 4 à une crue de forte amplitude avec une surface d'érosion dans le dépôt correspondant au pic de crue (Mulder, et al., 2001a).

c. Evolution temporelle et spatiales des écoulements gravitaires

Durant les écoulements gravitaires, les différentes caractéristiques hydrodynamiques varient au cours du temps. Le courant peut se concentrer ou se diluer en fonction de la quantité de fluide et de sédiment incorporé, faisant ainsi varier le volume, la concentration et le dynamisme de l'écoulement durant son parcours (Middleton and Hampton, 1973; Mulder and Alexander, 2001). Mais les différents modèles proposés jusqu'ici, n'incorpore pas l'évolution temporelle des écoulements (seul l'évolution spatiale est intégrée). Le modèle proposé par (Kneller, 1995) est le premier à intégrer l'évolution temporelle en plus de l'évolution spatiale durant l'écoulement turbiditique (Figure I.8).

Son modèle propose six types d'écoulement différents qui permettent d'expliquer l'organisation granulométrique verticale et horizontale des séquences de dépôts ainsi que la nature érosive ou dépositionnelle de l'écoulement. Dans ce modèle et avec la distance, l'écoulement évolue selon trois cas :

- L'écoulement peut s'accélérer lors de l'augmentation de la pente ou lors d'un rétrécissement à cause d'objet topographie (convergence du courant). On parlera d'écoulement accumulatif.
- L'écoulement peut décélérer durant une diminution de la pente ou au débouché d'un chenal (divergence du courant). L'écoulement sera de type déplétif.
- L'écoulement garde une vitesse constante, ce qui correspond à un écoulement de type uniforme.

De même qu'au cours du temps, l'écoulement varie aussi avec trois autres cas :

- La vitesse de l'écoulement augmente : Waxing**.**
- La vitesse de l'écoulement diminue : Waning**.**
- La vitesse de l'écoulement reste constante : Steady**.**

Grâce à ces six cas, neuf types d'écoulements sont possibles mais seulement cinq d'entre eux engendrent un dépôt sédimentaire. Les quatre autres écoulements sont soit érosifs ou ne permettent simplement pas le dépôt.

Dans le cas d'un écoulement de type waning, la séquence de dépôt sera toujours granodécroissante même lors de variation spatiale. Pour les deux autres cas de variation temporelle, seule la combinaison avec un écoulement déplétif va créer un dépôt. Lors d'un écoulement de type steady combiné avec un écoulement déplétif, la granulométrie de la séquence de dépôt sera constante. La combinaison entre l'écoulement de type waxing et de type déplétif, va engendrer un dépôt avec un granoclassement inverse. La séquence turbiditique de type Bouma s'observe avec un écoulement de type waning (Shanmugam, 2000).

L'intérêt d'un tel modèle permet d'expliquer la variabilité des séquences turbiditiques mais aussi de comprendre le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique d'un écoulement.

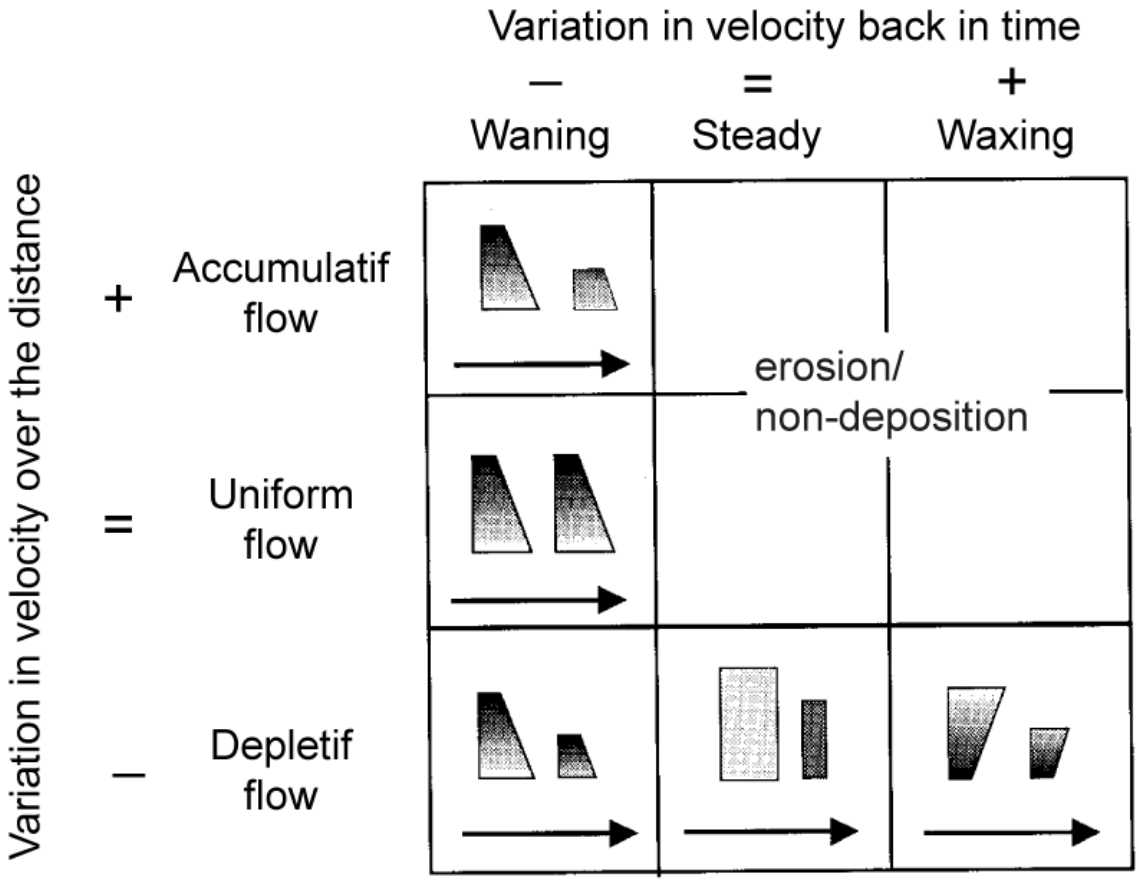


Figure I.8 : Modèle de Kneller (1995) montrant l'évolution spatiale et temporelle des écoulements gravitaires (modifié d'après Kneller (1995) et permettant d'expliquer l'organisation granulométrique des séquences de dépôts ainsi que la nature érosive ou dépositionnelle de l'écoulement.

I.1.2 Les systèmes turbiditiques

Il existe deux types de système turbiditiques, les chenalisés et les non chenalisés.

Les systèmes non chenalisés sont engendrés par des instabilités de pentes ponctuelles et isolées (Piper and Normark, 2009). L'apport en sédiment s'effectue généralement par un glissement en masse qui peut évoluer en coulée de débris et en bouffée turbide lors de sa progression vers l'aval. L'alimentation en sédiment de ces systèmes n'est pas suffisamment régulière pour en faire des systèmes durables. C'est pour cette raison qu'ils sont le plus souvent ponctuels et que leur système sédimentaire est peu évolué et non chenalisé.

Les systèmes chenalisés se forment grâce à une alimentation en sédiment régulière et abondante comme par exemple, à l'embouchure d'un fleuve. Les écoulements gravitaires s'effectuent de la tête des canyons évoluant sur des longues distances dans des chenaux plus ou moins sinueux jusqu'à une zone de dépôt appelée lobes.

Le paragraphe suivant va se concentrer sur la description et le mode de fonctionnement des systèmes chenalisés.

a. Classification des systèmes turbiditiques

Les systèmes turbiditiques anciens et modernes sont particulièrement étudiés et plusieurs auteurs ont développé différents modèles afin de créer une classification (Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Normark, 1978; Walker, 1978; Heller and Dickinson, 1985; Reading and Richards, 1994). Le modèle proposé par Walker (1978), est un des plus aboutit pour l'époque et devient une référence dans le monde pétrolier (Figure I.9). L'auteur associe des séquences sédimentaires aux différentes parties qui composent un système turbiditique. Mais l'existence de nombreux facteurs de contrôle ne permet pas de représenter tous les systèmes.

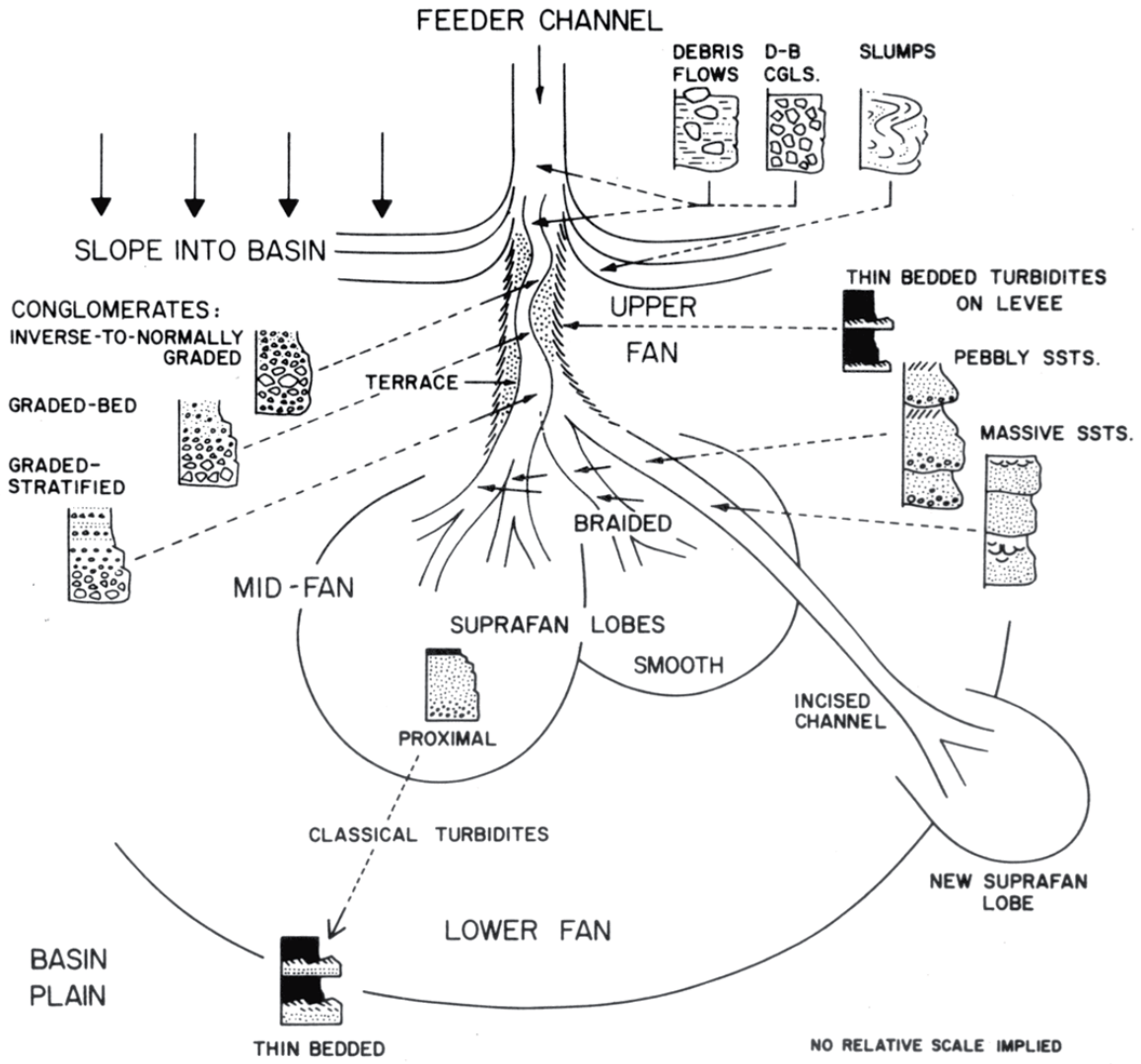


Figure I.9 : Modèle synthétique de Walker (1978) d'un système turbiditique et les dépôts associés aux différentes parties du système.

La classification servant aujourd'hui de référence est celle proposée par Reading and Richards (1994). Elle présente douze systèmes types qui se basent sur la nature des apports (boue, sable, graviers) et sur le mode d'alimentation du système (ponctuelle, multiples, non chenalisé en pied de pente) (Figure I.10). Mais dans la nature, avec l'évolution constante de la tectonique, du climat et du niveau marin, les systèmes peuvent évoluer d'un type à un autre.

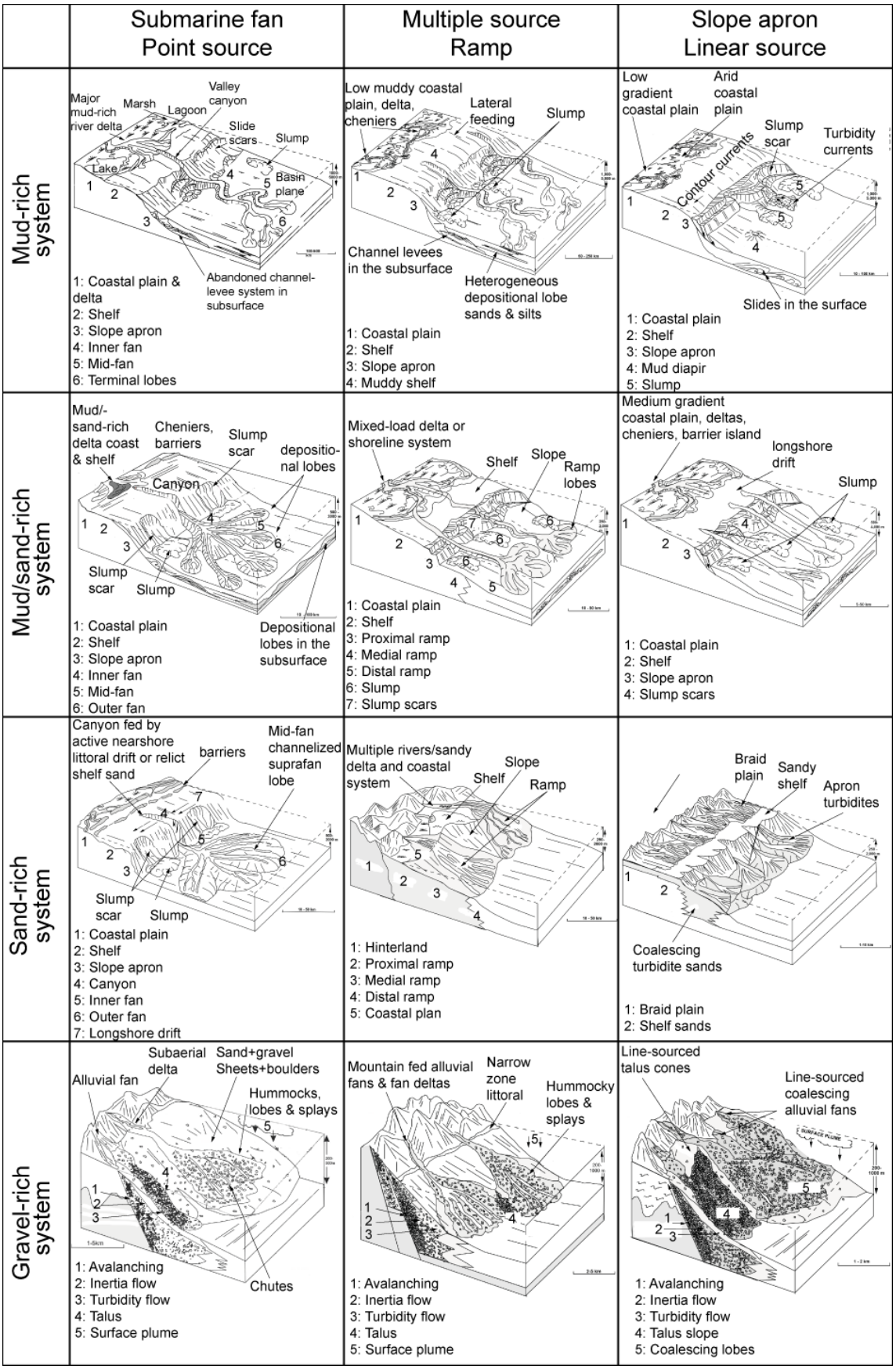


Figure I.10 : Classification de système turbiditique type selon Reading and Richards (1994) qui se base sur granulométrie (boue, sable, graviers) et sur l'alimentation du système (ponctuelle, multiples, non chenalisé en pied de pente).

b. Les éléments architecturaux des systèmes turbiditiques

- ***Le canyon (surfaces d'érosion)***

Les canyons sous-marins sont étudiés par Shepard (1936) et ont un rôle important dans le transfert sédimentaire depuis le continent vers le domaine profond. Ces structures concentrent les transferts d'énergie et de matière (Shepard and Dill, 1966; Shepard, 1981). La morphologie d'un canyon sous-marin est caractérisée par des flancs abrupts et un profil transversal en V, ce qui traduit typiquement une zone en érosion (Shepard, 1981). Des structures vont confirmer qu'il s'agit bien de zones d'érosion (et non de dépôt), telles que des sillons, des cicatrices d'arrachements et des ravines.

Trois parties composent généralement un canyon sous-marin : la tête, le corps et l'embouchure. La tête du canyon est la zone la plus proche de l'embouchure, avec une érosion très importante en haut du plateau continentale, créant une augmentation abrupte de la pente. Leur morphologie est assez variée prenant parfois la forme d'un amphithéâtre ouvert vers la côte ou arrondis vers le bas de pente ou encore, étroit et ramifié, …

La transition entre la tête et le corps du canyon se traduit par un changement de la pente et dans le cas des canyons ramifiés, par la disparition des ravines. Sa morphologie peut être en U ou en V et sa profondeur (par rapport aux bords du canyon) augmente rapidement. L'axe du canyon est le plus souvent contrôlé par la tectonique locale, c'est-à-dire, en rapport avec des structures déjà préexistantes (comme par exemple, des failles).

L'embouchure du canyon se localise en pied de pente continentale et est marquée généralement par une diminution de la pente et de la profondeur de l'incision.

La morphologie des canyons évolue aussi selon leur degré de maturité. Une distinction sera faite entre les canyons dits matures qui ont une connexion directe avec la source sédimentaire contrairement aux canyons dits immatures ou juvéniles, dont la connexion n'atteint pas le rebord du plateau continentale. L'apport sédimentaire de ces canyons sera donc plus faible (Farre, et al., 1983).

Trois hypothèses de formation des canyons sont proposées. La première serait liée à l'incision d'un ancien lit de rivière lors d'une phase d'émersion et qui se retrouverai ennoyé par la suite. On parlera d'une érosion fluviatile (Spencer, 1903; Shepard, 1981). La deuxième hypothèse propose un rapprochement progressif de la tête du canyon du bas vers le haut de pente grâce à des glissements, des déstabilisations et ou des courants gravitaires (Daly, 1936; Kuenen, 1937; Farre, et al., 1983). L'érosion sera dite régressive en tête de canyon. La dernière hypothèse est basée sur la génération de courants hyperpycnaux à l'embouchure des fleuves qui permettent un apport sédimentaire continu. Cela permet un entretien de l'incision axiale du canyon (Baztan, et al., 2005). L'érosion sera dans ce cas continue et progressive.

D'anciennes études basées sur des modèles de stratigraphie séquentielle montraient que l'érosion des canyons sous-marins se déroulait principalement durant les phases de baisse et de bas niveau marin. Durant la période de haut niveau marin, les canyons étaient supposés être déconnectés des embouchures de fleuves (Posamentier, et al., 1988). Or des études plus récentes tendent à montrer que même durant les périodes de haut niveau marin, l'apport sédimentaire via les canyons continu (Arzola, et al., 2008; Biscara, et al., 2011; Brocheray, et al., 2014).

- ***Système de chenaux-levées***

Les systèmes de chenaux-levées correspondent à une zone mixte, c'est à dire, une zone de transit et d'érosion ainsi qu'une zone de dépôt. Ces systèmes sont définis par un chenal axial bordé de part et d'autre par des reliefs appelés levées.

En amont, l'axe du chenal est une zone d'érosion et de transit (by-pass). Plus en aval, c'est une zone de dépôts d'éléments grossiers (sable, graviers) qui sera observé au centre du chenal et qui est caractérisé par des réflecteurs de hautes énergies appelés HAR'S (*High Amplitude Reflector Packets* – (Kastens and Shor, 1985). Les dépôts observés sur les levées sont dus aux débordements lors des passages des courants turbiditiques dans le chenal. Elles se construisent grâce aux dépôts des débordements successifs des courants et sont constitués majoritairement d'éléments les plus fins (silt, argile).

Deux types de complexes de chenaux-levées sont distingués (Figure I.11) : les systèmes en construction qui se caractérisent par une aggradation verticale du chenal, en simultanée avec les levées (exemple de l'Amazone ; Flood, et al. (1991). Quand le système devient trop imposant, un nouveau chenal se construit à côté de l'ancien généralement. Le deuxième type de système est en incision (donc en érosion) dont le chenal va s'approfondir et dont les levées s'élèvent peu (exemple du Zaïre ; Babonneau (2002) ou du Bengale ; Hübscher, et al. (1997). Ces deux types de complexe peuvent se succéder avec généralement un système en érosion en amont et un système en construction en aval. Cela démontre bien la perte d'énergie des écoulements turbiditiques tout le long du système avec la diminution de la pente.

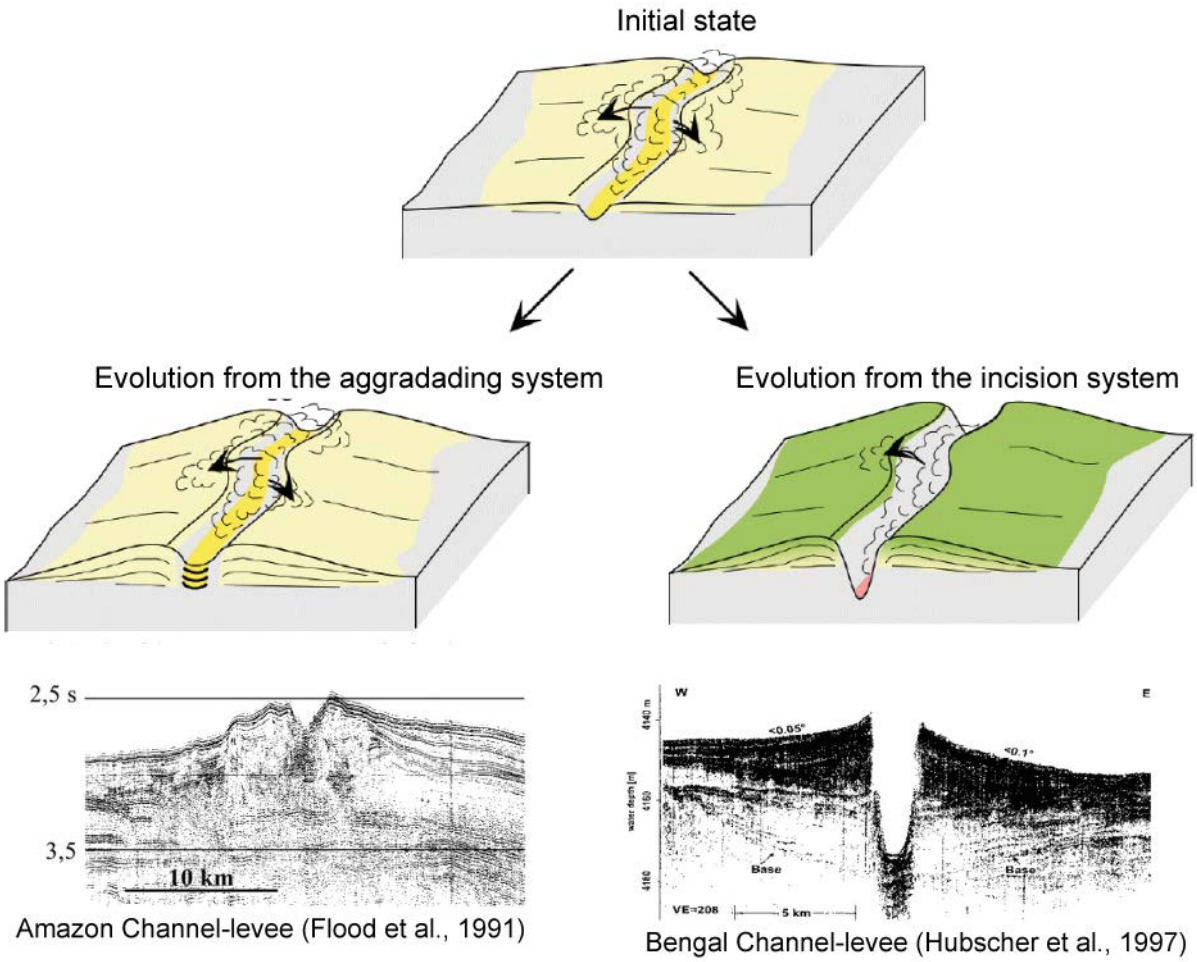


Figure I.11 : Schéma illustrant l'évolution d'un chenal (Babonneau, 2002), soit en système aggradant avec comme exemple un profil sismique du système chenal-levée de l'Amazone (Flood, et al., 1991), soit en un système en incision avec comme exemple un système de chenal-levée du Bengale (Hübscher, et al., 1997).

Le type de matériel transité par les chenaux va définir la forme des chenaux et des levées (Clark, et al., 1992; Galloway, 1998). En effet, plus le matériel sera grossier (de type sable), plus le chenal sera large, rectiligne, peu marqué et avec des levées de taille peu importante. En revanche, si le matériel transité est beaucoup plus fin (type argile ou silt), les chenaux seront plus creusés, sinueux et avec des levées plus développées. Dans ce derniers cas, des structures particulières sont décrites par de nombreux auteurs et appelées dunes sédimentaires (« sediment waves » ; (Normark, et al., 1980; Migeon, et al., 2000; Wynn and Stow, 2002). Ces structures qui se développent sur les levées, évoluent à contre-courant sur les pentes.

Les levées se construisent sur les flancs du chenal grâce au débordement de la partie fine des courants de turbidités et sont souvent dissymétriques. Cette morphologie peut s'expliquer par la force de Coriolis ou à cause de courants transversaux à l'écoulement. Pour ces débordements, deux processus sont identifiés : l'overspilling (Hiscott, et al., 1997) qui correspond à un débordement continu des écoulements sur de grandes distances et de part et d'autre du chenal et le processus de flow stripping (Piper and Normark, 1983) qui entraine un découplage de l'écoulement. La partie inférieure et concentrée reste dans le chenal alors que la partie sommitale et plus diluée déborde sur les flancs. Ce deuxième processus est le plus important dans la construction des levées. Dans les deux cas, le débordement entraine un appauvrissement de la partie la plus fine dans le chenal et explique

le transport de la fraction la plus grossière (sable) dans les chenaux et la formation de lobes sableux en aval des complexes de chenaux-levées.

Les complexes de chenaux-levées sont des structures instables dans le temps. Certains d'entre eux vont migrer brutalement, on parlera alors de phénomène d'avulsion (Figure I.12). Ce phénomène se produit lorsqu'un chenal actif est abandonné pour former un nouveau complexe de chenaux-levées. Il se déclenche lorsqu'une levée se rompt brutalement ou à cause de l'érosion d'écoulements turbulents de la rive externe des méandres lorsque les chenaux présentent une forte sinuosité. Les écoulements n'étant plus canalisés, ils perdent en intensité, se comporte comme des écoulements laminaires et finissent par déposer le sable transporté. Les dépôts crées forment des paquets sableux tabulaires appelés lobes d'avulsion (Flood, et al., 1991) et d'un point de vue sismique, ils sont désignés sous le termes de HARP'S. Ces HARP'S sont la base du prochain complexe de chenal-levée. L'ancien chenal est donc abandonné et recouvert des dépôts de débordements. Lorsque ce phénomène d'avulsion se produit à la limite entre le complexe chenal-levée et les lobes, une forme typique en éventail de lobes distaux sera observée.

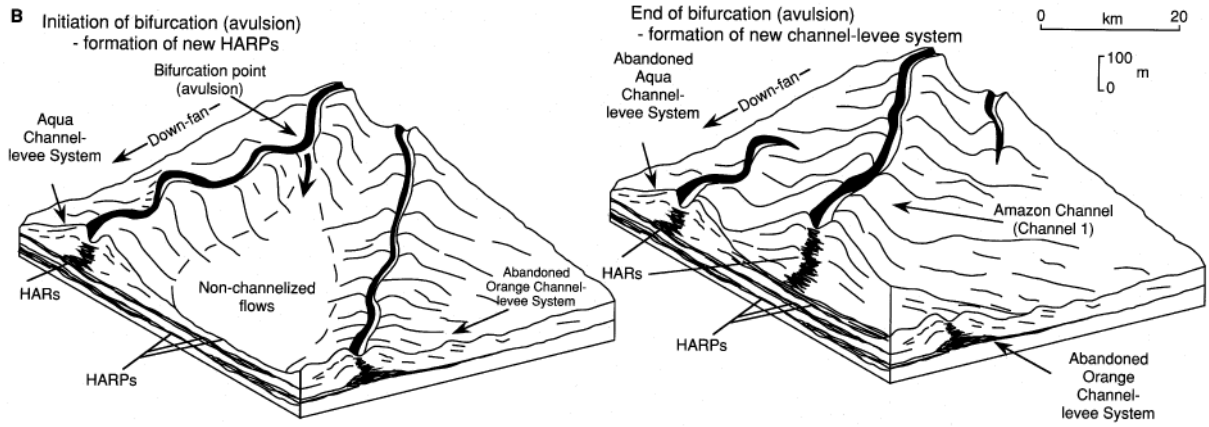


Figure I.12 : Schéma illustrant le développement d'un nouveau système de chenal-levée après un phénomène d'avulsion et montrant la création de HARP'S (High Amplitude Reflector Packets) (Flood, et al., 1991; Flood and Piper, 1997).

La transition entre le système de chenaux-levées et les lobes se fait de façon progressive et donne lieu à une zone appelée zone de transition chenal-lobe ou CLTZ (Channel-Lobe Transition Zone ; (Wynn, et al., 2002; Jegou, et al., 2008). La présence de cette zone est liée au ratio sable/argile des sédiments transportés. En effet, lorsque le ratio est faible (mud-rich), la CLTZ peut être absente, contrairement lorsque le ratio est fort, la CLTZ est présente et se caractérise par une zone de by-pass/érosion (Mulder and Etienne, 2010).

- ***Les lobes***

Le terme de lobe décrit un objet sédimentaire riche en sable, de forme ovoïde situé à l'embouchure d'une source d'apport sédimentaire ponctuel (Mulder and Etienne, 2010). Les lobes correspondent aux dépôts les plus distaux des systèmes turbiditiques (Mutti and Normark, 1991). La taille de ces structures sédimentaires est tributaire de la taille du système, de la taille et de la configuration du bassin et du volume de sédiments apportés par les courants. Ils peuvent varier de quelques mètres à plusieurs kilomètres (Mutti, 1985). Les lobes sableux de taille réduite et d'architecture simplifiée, se développe et se dépose en pied de pente et au débouché de ravines et de chenaux érosifs non matures (Deptuck, et al., 2008). Les lobes issus des systèmes riches en boue

sont chenalisés et vastes, et présente une grande variété dans la nature des dépôts (Twichell and Roberts, 1982; Bonnel, 2005).

Grâce à la multitude d'études réalisées sur ces objets sédimentaires, la compréhension de l'architecture des lobes a pu être peaufiné (Bonnel, 2005; Gervais, et al., 2006; Jegou, et al., 2008; Prélat, et al., 2009). Le terme lobe correspond à un élément architectural de 10 km de long et de 20 km de large environ avec une épaisseur de quelques mètres. Les lobes se divisent en plusieurs unités avec différentes échelles (Figure I.13), tels que le « *lobe elements* » de taille de l'ordre kilométrique, lui-même divisé en « *lobe beds* ». Lorsque plusieurs lobes dépendent d'une même source sédimentaires, ils seront regroupés sous l'appellation de « *lobe system* » et la compilation de ces derniers vont former un « *lobe complex* » (Prélat, et al., 2009). L'échelle de temps pour ces éléments varie, comprise entre l'ordre de l'évènement pour les « *lobe beds* » à plusieurs millions d'années pour les « *lobes complex* » (Mulder and Etienne, 2010).

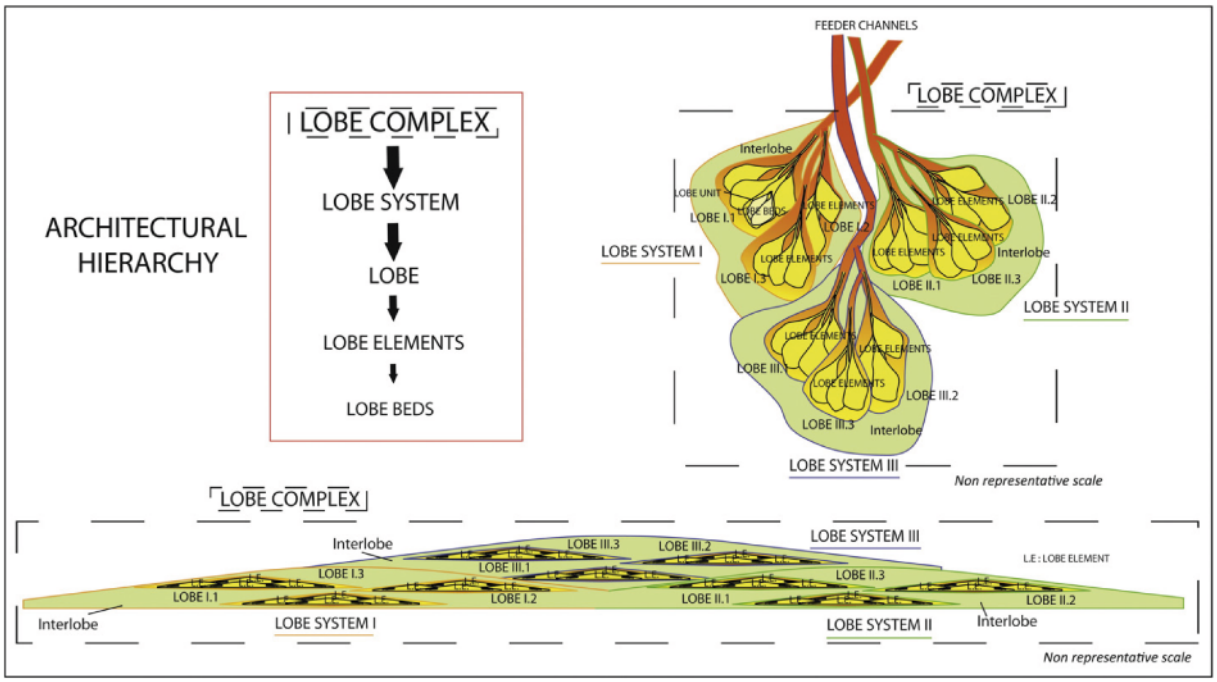


Figure I.13 : Terminologie utilisée pour décrire les différentes géométries des lobes. Le lobe devient un objet sédimentaire intermédiaire entre le « lobe beds » qui correspond à un évènement unique et le « lobe complex » qui englobe l'ensemble des objets sédimentaires. D'après Prélat, et al. (2009) modifié par Mulder and Etienne (2010).

c. Les facteurs de contrôles des systèmes turbiditiques et déclenchement des turbidites

Le développement des systèmes turbiditiques et la sédimentation sont dépendant de différents facteurs de contrôle dont l'origine est soit externe au système (mécanisme allocyclique tels que la tectonique, le climat et l'eustatisme), soit interne au système (mécanisme autocyclique tel que la compensation topographique) (Richards, et al., 1998).

L'interaction entre ces facteurs intervient dans la mise en place et l'édification des systèmes turbiditique dont la taille, la géométrie, les faciès et l'architecture sont variables. L'impact de chaque facteur, difficilement quantifiable, varie en fonction du système (Bouma, 2000).

- ***Tectonique et nature des apports sédimentaires***

La tectonique affecte les systèmes turbiditiques dans leur ensemble, de la source à la plaine abyssale. Les bassins servant de réceptacles aux apports sédimentaires sont affectés par la tectonique régionale qui va contrôlée notamment l'extension et la taille des systèmes turbiditiques. La tectonique va influencer le bassin versant (avec la présence de montagne ou non) et la forme du bassin (avec un confinement latéral et longitudinal du bassin) (Bouma, 2000).

- *Caractéristique du bassin versant :*

La géomorphologie du bassin versant influe directement sur la nature, la quantité d'apport, la fréquence et leurs répartitions au niveau de la marge continentale. Plusieurs caractéristiques sont à prendre en compte.

Les reliefs et leur climat associés à la hauteur des montagnes jouent un rôle sur la quantité, la nature et la fréquence des apports sédimentaires. Par exemple, si le relief est dit « jeune » (lié à un taux de surrection élevé), cela va favoriser l'érosion d'importants volumes sédimentaires vers le bassin versant. Cette érosion sera amplifiée si un climat humide y est associé et va développer des systèmes turbiditiques à dominance sableuse (Bouma, 2000). La taille du bassin versant influence le transit sédimentaire avec le réseau fluviatile et son organisation, la distance source-embouchure associé à l'alimentation à l'embouchure (ponctuelle avec un fleuve unique ou multiple). Suivant ces caractéristiques, le bassin peut soit piéger le sédiment dans le bassin versant lui-même, soit permettre au sédiment de transiter jusqu'à l'embouchure du fleuve.

Lorsque les bassins sont étroits et confinés, ils sont souvent associés à des marges actives et alimentés par un système fluviatile réduit avec une alimentation ponctuelle, une pente continentale abrupte (Figure I.14). Cela va favoriser la mise en place de système turbiditique à dominante sableuse et de petite taille (exemple : système actuel du Golo en Corse ; (Gervais, et al., 2004).

Au contraire, les marges passives peuvent engendrer des bassins étendus alimentés par de grands fleuves et dont la pente continentale est assez faible (Figure I.15). Cela favorise le développement des larges systèmes turbiditiques à dominance argileuse (exemple : système de l'Indus ou du Bengale ; (Reading and Richards, 1994; Bouma and Ravenne, 2004).

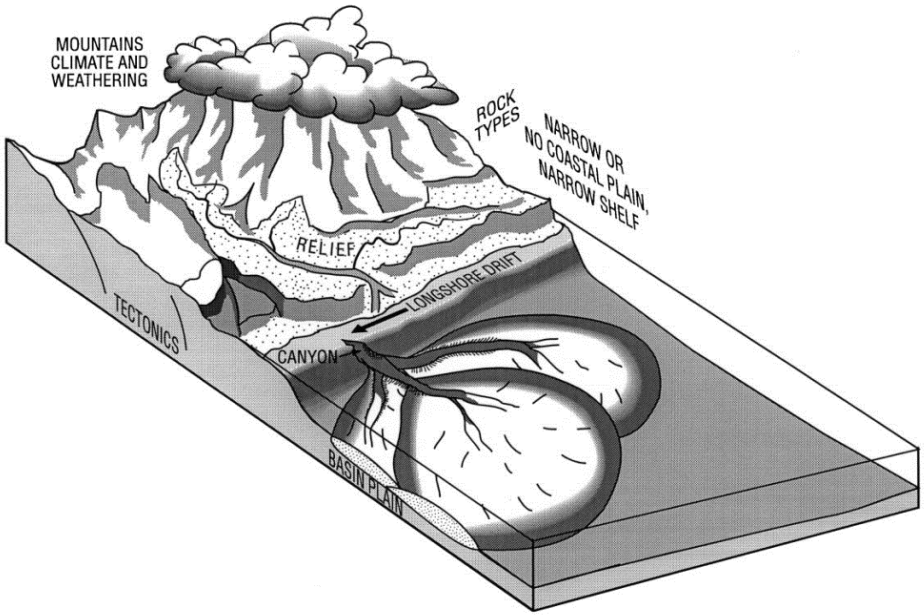


Figure I.14 : Modèle schématique d'une marge active avec un relief « jeune » et un climat humide créant une importante érosion ainsi qu'un bassin versant étroit et confiné associé à un système fluviatile réduit et un plateau continental étroit. Ce type de modèle favorise la mise en place de système turbiditique à dominance sableuse (Bouma, 2000).

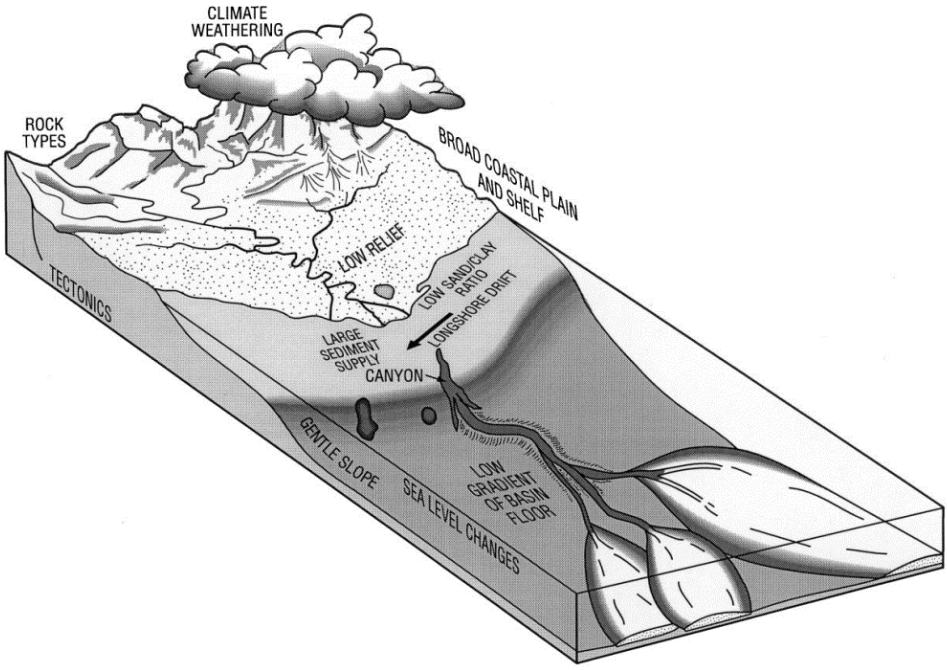


Figure I.15 : Modèle schématique d'une marge passive avec un relief plus érodé, un bassin versant étendu associé à de grand système fluviatile, un plateau continental plus développé favorisant le stockage de sédiment. Ce type de modèle favorise la mise en place de large système turbiditique à dominance argileuse (Bouma, 2000).

- *Caractéristique du plateau continental :*

Les sédiments apportés par les fleuves jusqu'à l'embouchure doivent transiter par le plateau continental pour rejoindre le bassin profond. La morphologie du plateau dépend essentiellement du type de marge sur lequel il se développe. La taille du plateau et la présence de canyons sous-marins sont des facteurs déterminants pour le transit sédimentaire. Dans le cas des marges actives, le plateau continental est souvent étroit (voire inexistant), cela rend le transfert de sédiment plus

efficace vers le bassin profond et grâce à la présence de canyons sous-marins (Figure I.14). Pour les marges passives, le plateau continental est beaucoup plus développé ce qui favorise le stockage des sédiments sur le plateau (Figure I.15).

La connexion entre l'embouchure du fleuve et la tête du canyon est aussi un facteur à prendre en compte. En effet, si la tête du canyon est connecté directement à l'embouchure du fleuve (exemple du Var – (Mulder, et al., 1998), le transport du sédiment vers le bassin profond sera facilité. Inversement, si le canyon n'est pas connecté directement à un fleuve, le sédiment sera en premier lieu stocké sur le plateau et transitera par le canyon à la suite d'une haute énergie de transport sédimentaire tel que des vagues de tempête, des courants tidaux et littoraux (Covault and Graham, 2010).

- *Caractéristiques du bassin :*

Les systèmes turbiditiques se développent dans des bassins profonds aux tailles et morphologies diverses. La plupart des systèmes turbiditiques étudiés à partir des affleurements sont issus de bassins étroits, confinés et liés à la tectonique locale. Ces bassins piègent le sédiment et sont contrôlés par la tectonique locale avec par exemple, la création de ces bassins perchés dans des bassins avant-arcs sur marge active. A l'opposé de ces petits systèmes turbiditiques, les grands éventails turbiditiques, situés généralement sur des marges passives, se créent au débouchés de grands fleuves (par exemple, le Congo, l'Amazone …). Ces systèmes, étudiés grâce aux données sismiques et aux carottages se développent sur plusieurs centaines de kilomètres dans les plaines abyssales. Ces systèmes turbiditiques sont, pour la plupart, composés d'empilement de système de chenaux-levées à dominance argileuse.

Mais le bassin et sa morphologie peuvent aussi être influencés par des taux de subsidence et des phénomènes de tectonique gravitaire, sur de grande échelle de temps. Par exemple, le fluage des dépôts salifères sous-jacents, qui peuvent déformés la pente sous-marine et créer des bassins intra-pentes qui piégeront les écoulements turbiditiques (ce phénomène est observé dans le golfe du Mexique (Prather, et al., 1998).

L'environnement climatique du bassin versant a aussi une influence sur le volume et la nature des apports sédimentaires. Le climat conditionne le couvert végétal et de ce fait, impact l'érosion des sédiments. Durant des périodes de climat froid et sec, observés en période glaciaire, le couvert végétal diminue ce qui va favoriser l'érosion du relief. Mais durant cette même période, les sédiments sont stockés au niveau des réseaux fluviatiles car le débit d'eau est réduit. Durant les périodes interglaciaires lorsque le climat est chaud et humide, le couvert végétal augmente ce qui réduit l'érosion mais l'augmentation du débit des fleuves va augmenter le transfert sédimentaire vers les systèmes turbiditiques.

- ***Eustatisme***

Les variations du niveau marin est un autre facteur qui influence les apports sédimentaires dans les bassins profonds (Posamentier and Vail, 1988). La connexion entre le réseau hydrographique et la tête des canyons peut être continue ou discontinue en fonction du niveau marin et du type de marge (taille du plateau continental). Des études antérieures ont souvent montré que les systèmes turbiditiques se développent surtout en période de bas niveau marin (Shanmugam and Moiola, 1982; Shanmugam, et al., 1985; Bouma, 2004) car le plateau continental est moins large et favorise le creusement des vallées continentales. Cela augmente les transferts sédimentaires.

Durant les périodes de haut niveau marin, le transfert sédimentaire vers le domaine profond est beaucoup moins efficace car les sédiments sont stockés sur le plateau continental (qui s'élargie durant cette période). Mais des études ont montré que certains systèmes fonctionnent tout de même durant les périodes de haut niveau marin (particulièrement lorsque le plateau continental est très étroit) (Covault and Graham, 2010).

d. Déclenchement des courants de turbidites

Le déclenchement des courants de turbidité peut être dissocié des facteurs de contrôle vu précédemment. Ces évènements déclencheurs sont multiples (Piper and Normark, 2009; Goldfinger, 2011; Talling, 2014) :

- Séismes (Goldfinger, et al., 2012).
- Eruption volcaniques (Hunt, et al., 2011).
- Tsunami (Shanmugam, 2011).
- Glissements de terrain subaérien dans le milieu marin.
- Les vagues de tempête (Mosher, et al., 2004).
- Les crues (Mulder, et al., 2001b).
- Courants hyperpycnaux et autres courants (Mulder, et al., 2003).

Ces déclencheurs sont des processus instantanées mais d'autres déclencheurs de plus long termes peuvent aussi déstabiliser du sédiment (Goldfinger, 2011), comme :

- « L'auto-chargement » en sédiment sur une pente.
- La déstabilisation des hydrates de gaz (Rothwell, et al., 1998).
- Changement du niveau marin (Rothwell, et al., 2000).
- Déstabilisation sur un mont volcanique ou sur une ile (Hunt, et al., 2011).
- Autres facteurs.

Les évènements déclencheurs sont multiples mais les séismes sont considérés comme la première cause d'évènement déclencheur d'instabilité de pente au niveau des marges actives. Dans certains cas, c'est aussi l'association de plusieurs de ces facteurs déclencheurs qui sont à l'origine des turbidites.

I.2 Séismes et aléas sismiques

Un séisme correspond à un mouvement soudain d'un volume de roche contre un autre, se produisant le plus souvent dans la partie peu profonde de la lithosphère (< 70 km). En surface, cela se manifeste par une secousse ou série de secousses plus ou moins violentes du sol. L'origine de cette rupture se situe au niveau de l'hypocentre ou foyer et le point situé à la verticale du foyer correspond à l'épicentre. Dans la vaste majorité des cas, la rupture résulte du mouvement de plaques lithosphériques dans un contexte de tectonique globale. Ce mouvement (de distension, de compression ou de coulissage) créer une contrainte qui va déformer les roches superficielles de façon élastique, dans un premier temps. Lorsque le seuil d'élasticité sera atteint, l'énergie accumulée va être libérée sous forme d'un mouvement soudain le long d'un plan de faille et par des vibrations qui se propageront dans toutes les directions. Si les contraintes sur ce plan de faille continue, de l'énergie va de nouveau s'accumuler jusqu'à une prochaine rupture. La fréquence de ces ruptures pour un même plan varie entre quelques dizaines à quelques milliers d'années.

La majorité des séismes se situe à la limite de plaques et les plus violents se produisent au niveau des zones de subduction (Figure I.16).

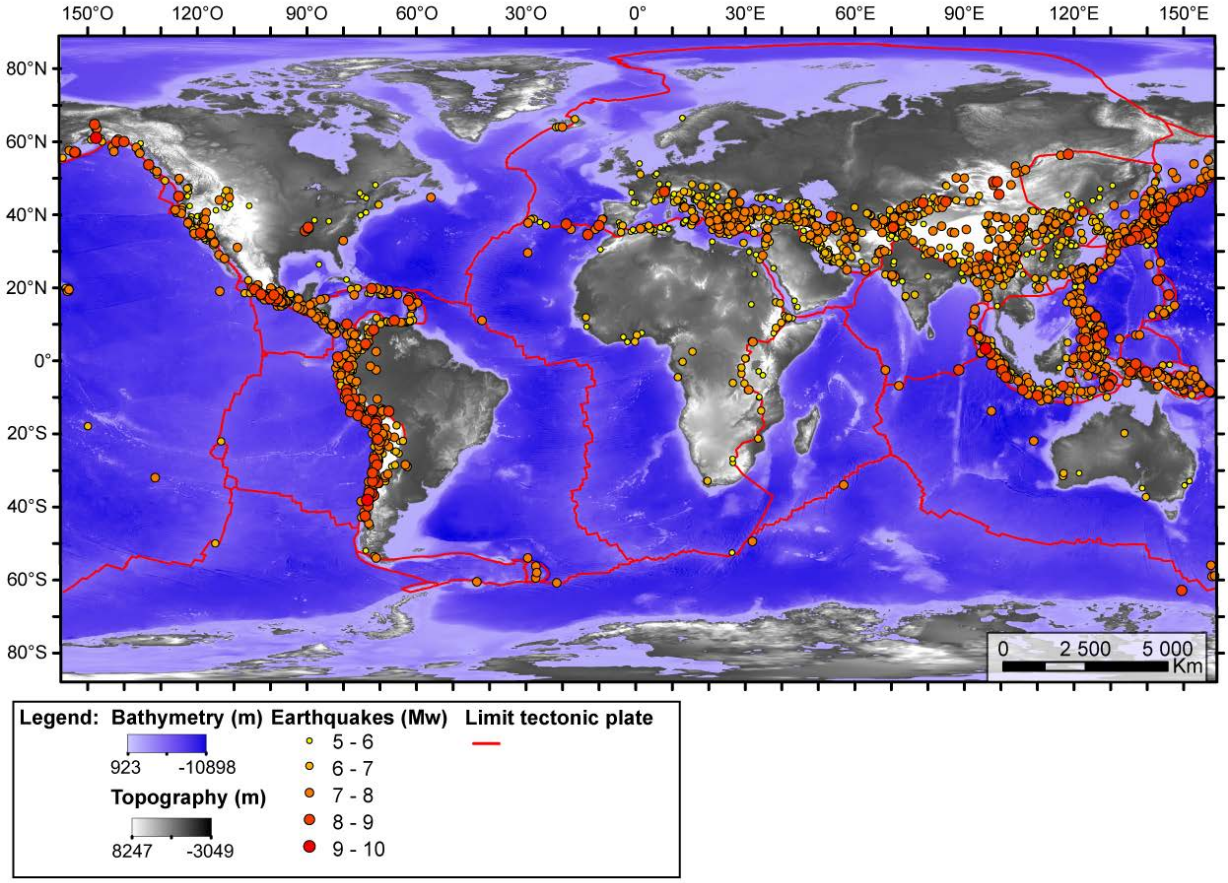


Figure I.16 : Carte de la sismicité mondiale de 0 AD à 2010 représentant les séismes d'une magnitude supérieure à cinq et la limite des plaques tectoniques (catalogue des séismes : (National Geophysical Data Center (2015).

I.2.1 Marges actives et zones de subduction

Les études sur l'âge des fonds marins ont montré que le plancher océanique en moyenne a moins de 200 Ma. Ceci est très peu par rapport à l'âge de la Terre qui est d'environ 4,5 Ga. Cette constatation a permis, entre autre, d'établir la notion de croissance et destruction des fonds océaniques dans les années 60 et élaborer la théorie de la tectonique des plaques (Le Pichon, 1968; McKenzie, 1969).

Différentes types de marges bordent les plaques océaniques : les zones de formation de la croute océanique (zone d'accrétion océanique) qui se manifestent par une dorsale, les zones de cisaillements marquées par des failles transformantes et les zones de convergences qui correspondent au zone de subduction et de collision. Sur les 67 000 km de frontière de subduction dénombrée à la surface du globe, 82 % sont une subduction océanique dont les 4/5 se localisent en bordure de l'océan pacifique (Lallemand, et al., 2005). Les zones de subductions se caractérisent par le plongement d'une plaque lithosphérique sous une autre plaque et ont fait l'objet de diverses classifications. La plus connue est celle proposée par Uyeda and Kanamori (1979) en se basant sur l'âge de la plaque plongeante, la nature de la plaque chevauchante et la présence ou non d'un prisme d'accrétion. Deux grands types de subduction sont alors reconnus, le type Mariannes et le type Chili :

- La subduction des Mariannes est caractérisée par une plaque plongeante vielle et fortement inclinée. Des contraintes extensives sont observées au niveau de la plaque supérieure engendrant une ouverture arrière-arc. Les grabens présents sur la plaque plongeante piégeraient le matériel glissé de la marge. Ce type de marge ne présenterait pas de prisme d'accrétion et la sismicité y est plutôt faible.

- La subduction du Chili présente une plaque plongeante faiblement inclinée et jeune associée à de fortes contraintes compressives. Le frottement important de l'interface de la subduction induit un entrainement de la marge dans la subduction et la formation d'un prisme d'accrétion (associé à une forte sismicité).

Toutefois, cette classification n'inclue pas toute la diversité observée parmi les zones de subduction. C'est pour cela que d'autres auteurs ont proposé d'autres types de classification. L'une d'entre elles différencie les marges en accrétion tectonique des marges en érosion tectonique (Clift and Vannucchi, 2004). Elle se base sur la présence ou non de prisme d'accrétion (Figure I.17).

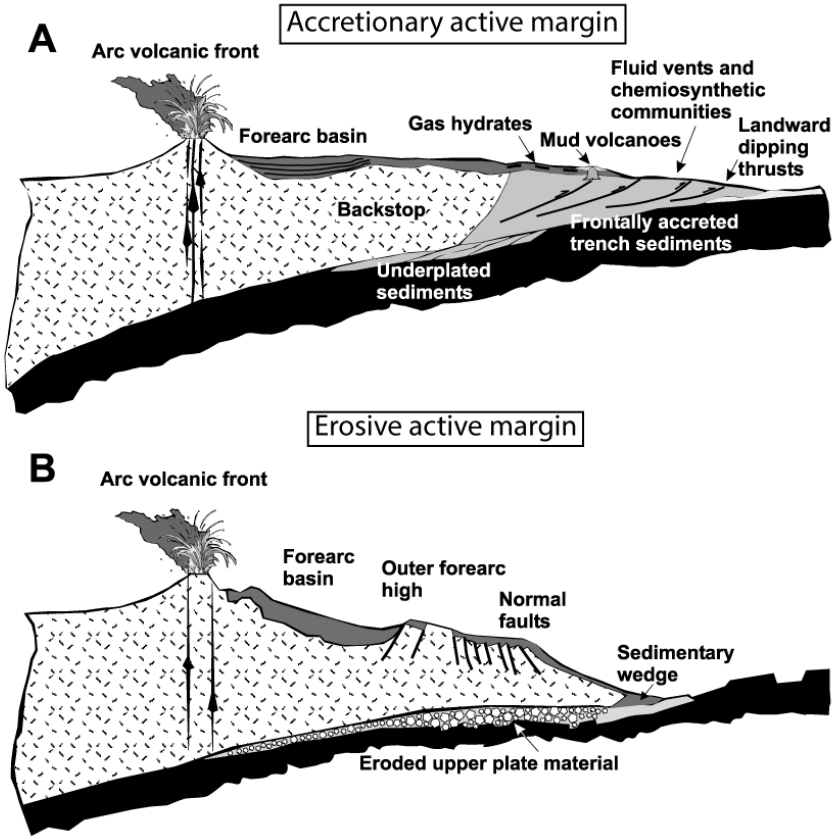


Figure I.17 : Deux types de marges actives : marge en accrétion tectonique avec un prisme d'accrétion (A) et marge en érosion tectonique sans prisme d'accrétion (B) (Clift and Vannucchi, 2004).

I.2.2 Causes des séismes

Les causes des séismes sont généralement d'ordre tectonique mais les causes peuvent être aussi liées aux activités volcaniques ou humaines.

a. Cause tectonique

La distribution des séismes dans le monde est liée aux mouvements des plaques lithosphériques, c'est-à-dire à la tectonique des plaques. Selon la profondeur de l'hypocentre des séismes, trois types

de séismes sont distingués : les séismes superficiels dont la profondeur n'excède pas les 60 km et représentent la majorité des séismes ; les séismes intermédiaires localisés entre 60 et 300 km de profondeur et les séismes profonds dont la profondeur est de 300 à 700 km.

Les séismes se situent principalement à la limite de plaques mais certain cas montrent une sismicité loin de toute limite. Elle sera appelé sismicité intra-plaques et peut être due à des réactivations d'anciennes structures tectoniques. La dynamique des plaques peut se regrouper en trois types : les zones en extension (dorsales océaniques), de coulissage (zone de cisaillement) et en convergence (zone de subduction ou orogénèse) (Figure I.18).

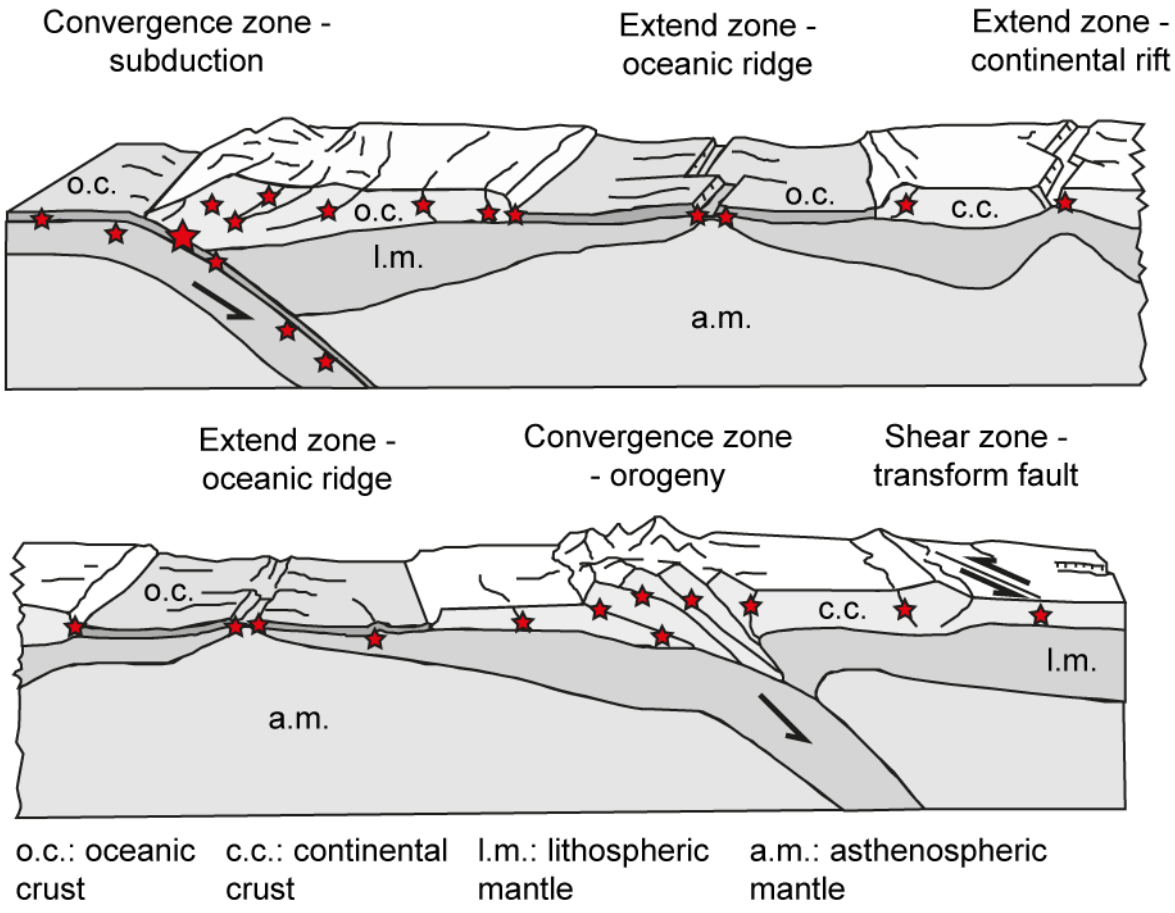


Figure I.18 : Localisation des séismes (étoiles rouges) en fonction des différentes limites de plaques (Philip, et al., 2007).

Les séismes localisés aux zones en extension sont associés principalement aux dorsales océaniques ou aux rifts. Ce sont des séismes superficiels, de faible à moyenne magnitude qui sont, pour la plupart, situés en milieu marin. Certaines zones en extension sont localisées en milieu continental comme le rift Est-Africain ou les dorsales qui traversent l'Islande ou l'Afar.

Les zones où deux plaques coulissent latéralement l'une contre l'autre le long d'une faille transformante sont des zones de cisaillement. Les séismes localisés dans ces zones sont superficiels et de fortes magnitudes. La faille transformante la plus connu est celle de San Andreas en Californie et qui est à l'origine de nombreux séismes.

Les séismes localisés sur les zones de convergences se développent dans deux contextes différents. Dans un premier temps, on distingue les séismes des zones de subductions qui regroupent

la majorité des séismes (dont les séismes profonds), car c'est dans cette zone qu'à lieu la déformation la plus intense. Le plongement d'une plaque océanique sous une autre plaque entraine de nombreuses fractures et ruptures tout le long de l'enfoncement. La localisation des foyers suit cet enfoncement des plaques définissant le plan de Wadati-Benioff. Les séismes enregistrés en zone de subduction enregistrent les magnitudes les plus importantes et sont aussi les plus meurtriers.

La sismicité des zones de subduction se localise en trois endroits distincts (Figure I.19):

- au niveau de la plaque chevauchante (supérieure) qui génère des séismes en lien avec la compression de la zone avant-arc. Ils peuvent avoir une magnitude importante et sont dus, dans le plus souvent des cas, à de grands accidents subparallèles à la subduction.

- au niveau de la plaque subductée (inférieure) où se produisent la majorité des séismes avec trois types : les séismes superficiels, liés à la flexure de la lithosphère océanique en extension à la surface ; les séismes intermédiaires**,** liés probablement à la déshydratation du slab ; les séismes profonds liés à la compression du slab et aux changements de phases.

- au niveau de la zone interplaques. Ces derniers sont les plus destructeurs (le plus fort séisme connu est de magnitude 9.5 au Chili en 1960 – (Cifuentes, 1989) et résultent du frottement entre les deux plaques pendant la convergence.

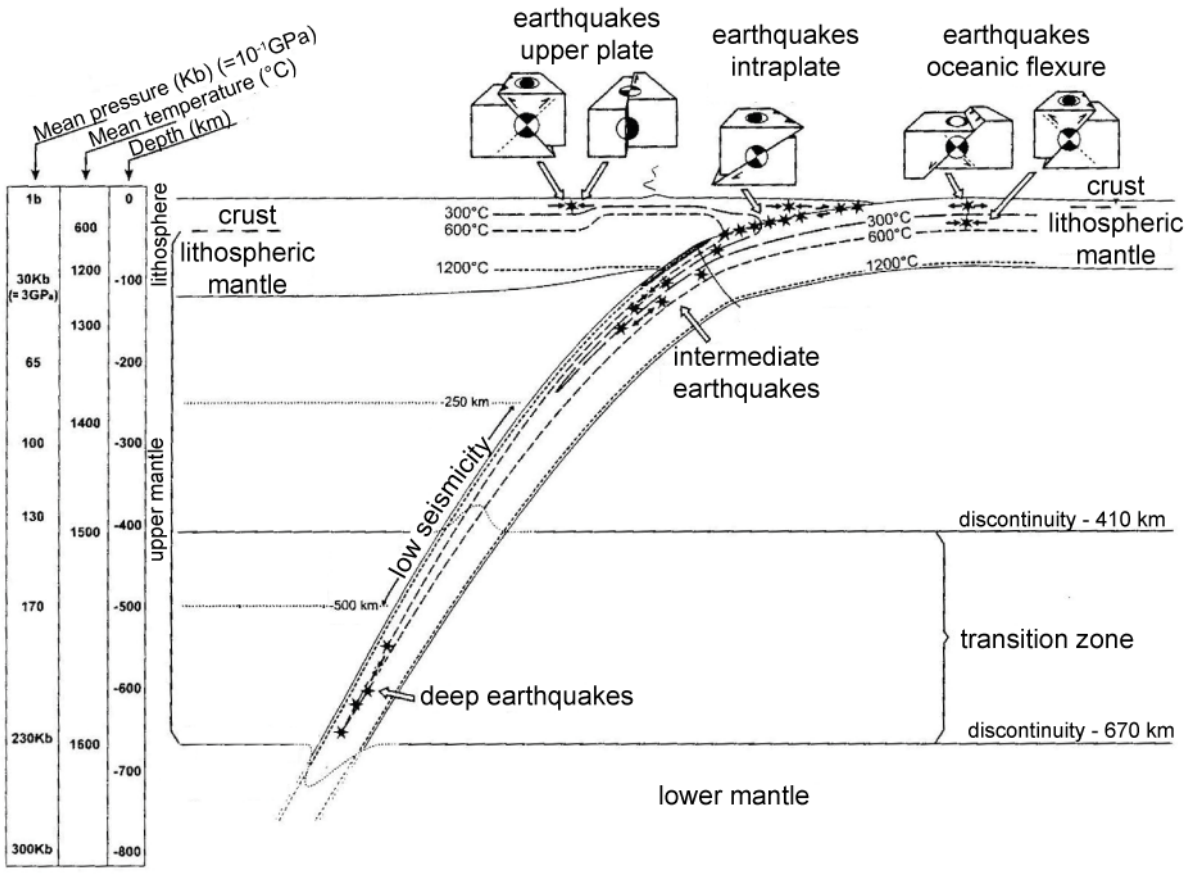


Figure I.19 : Répartition de la sismicité le long d'une zone de subduction (Lallemand, et al., 2005).

Dans un second temps, après disparition partielle ou totale de la plaque océanique, une collision entre deux plaques continentales se crée et se traduit par une orogénèse. Les déformations qui en résultent sont la création de chaine de montagnes et la sismicité observée est principalement

superficielle et diffuse. Dans certain cas, quelques séismes intermédiaires et profonds ont été enregistrés (exemple dans la chaine Alpine ou en Andalousie).

b. Cause volcanique

L'activité volcanique est souvent accompagnée d'une activité sismique. Certains séismes sont simplement volcaniques et généralement superficiels. Dans ce cas, ils correspondent à des ébranlements liés à la remontée du magma dans la cheminée du volcan. Ces séismes ont une magnitude très faible et servent de précurseurs à une éruption volcanique. Le deuxième type de séisme est appelé séisme volcano-tectonique. Ils sont localisés plus profondément (jusqu'à 40 km) et correspondent à l'ouverture de fracture sous le volcan (avec injection de magma).

La nature du magma et donc le type de volcanisme engendre des séismes différents. Pour les volcans dont le magma est moins visqueux comme l'Etna, la magnitude des séismes excède rarement cinq (sur l'échelle de Richter). Contrairement aux volcans de type explosif, avec un magma plus visqueux, la fréquence des séismes et leurs magnitudes sont plus importantes (exemple du volcan du Krakatoa – (Spicak, et al., 2002).

c. Cause humaine

Les séismes dont la cause est liée à l'activité humaine sont appelés séismes anthropiques. Ils peuvent être liés à des explosions comme les tirs d'explosifs réalisés durant l'exploitation de carrière, ou encore, les explosions générées par les essais nucléaires. L'homme peut aussi interférer sur les conditions de déclenchement des séismes en modifiant l'environnement dans lequel il se trouve, les séismes seront donc dit induits. Par exemple, une sismicité induite par la construction de barrage (Chassiot, et al., 2016) ou par les activités minières (Kozłowska, et al., 2016).

I.2.3 Effet des séismes

Les effets liés aux séismes peuvent être soit directs, soit indirects et dans certains cas, un effet peut avoir plusieurs cause (exemple des tsunamis) (Figure I.20).

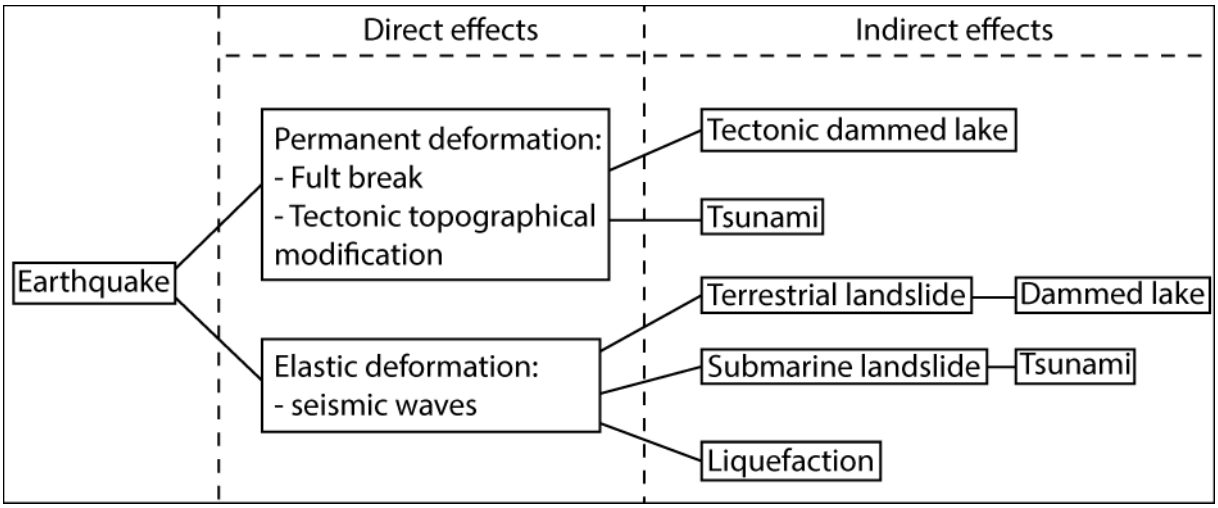


Figure I.20 : Différents effets directs et indirects d'un séisme (Philip, et al., 2007).

a. Effet direct

Les effets directs des séismes correspondent à une manifestation en surface associée au fonctionnement d'une faille, qui entraine une déformation permanente co-sismique en modifiant la surface topographique.

Le séisme est dû à un déplacement de faille, donc suite au séisme, on peut observer le rejet de la faille (qui peut être verticale ou horizontale). Ce rejet de taille diverses (de quelques centimètres à plusieurs mètres), peut créer une nouvelle géomorphologie du paysage (exemple : modification d'un réseau hydrographique à terre (Klinger, et al., 2011). Les caractéristiques de ces ruptures diffèrent selon plusieurs paramètres tels que : le type de faille (normale, inverse, décrochement) ; le type de matériaux de surface et de subsurface (cohérence, épaisseur …). Au niveau des zones de subduction, suite à certains séismes de très forte magnitude, des élévations ou des affaissements co-sismiques du sol ont pu être observés (exemple suite au séisme du Chili en 1960 – Mw = 9,5 ou le séisme de l'Alaska en 1964 – Mw = 9,2).

Dans certains cas, lors de séisme plus profond, aucune rupture en surface ne sera observée. Toutefois, la propagation des ondes sismiques vont être à l'origine de plusieurs effets indirects.

b. Effet indirect

Suite au séisme, des effets dits indirects se produisent. Dans cette catégorie, il s'agit des effets qui ne relèvent pas directement de la tectonique comme pour les effets directs. On parle aussi d'effet secondaire. L'étude des séismes récents a permis de mettre à jour plusieurs phénomènes plus ou moins important qui résultent de la propagation d'ondes sismiques émises suite au séisme.

- ***Glissement de terrain et éboulement terrestre ou marin***

Induit par les ondes sismiques, les séismes sont parfois à l'origine d'écoulement gravitaire terrestre ou sous-marin, de taille différente (allant de la chute de blocs de pierre au courant de turbidité). En plus des conditions topographiques et géologiques locales, leurs importances et leurs nombres va dépendre de la magnitude/intensité du séisme (Keefer, 1984). D'autres facteurs, comme le climat ou le niveau marin, peuvent influencer le déclenchement ou non des glissements de terrain suite au passage des ondes sismiques.

- ***Liquéfaction***

Certaines formations géologiques superficielles qui sont formées de sédiment meuble gorgé d'eau, et sous l'effet des secousses sismiques, perdent leurs cohésions et se « liquéfient ». A cause du poids des niveaux sus-jacents, de l'eau et du sédiment (sable) sont éjectés via des fissures.

- ***Tsunami et effet de seiche***

Les tsunamis sont provoqués par la modification de la topographie sous-marine dont l'origine peut donc être les séismes mais aussi les glissements de terrain et les éruptions volcaniques sous-marine.

L'effet de seiche correspond à un mouvement oscillatoire suite à une grande longueur d'onde dans un bassin produit par des ondes qui peuvent être liées aux séismes, au vent, aux tsunamis ou au glissement sous-marin (Forel, 1892). Deux caractéristiques sont nécessaires pour créer un effet de seiche : un bassin de taille restreinte et un important volume d'eau pour initier le mouvement (Figure I.21).

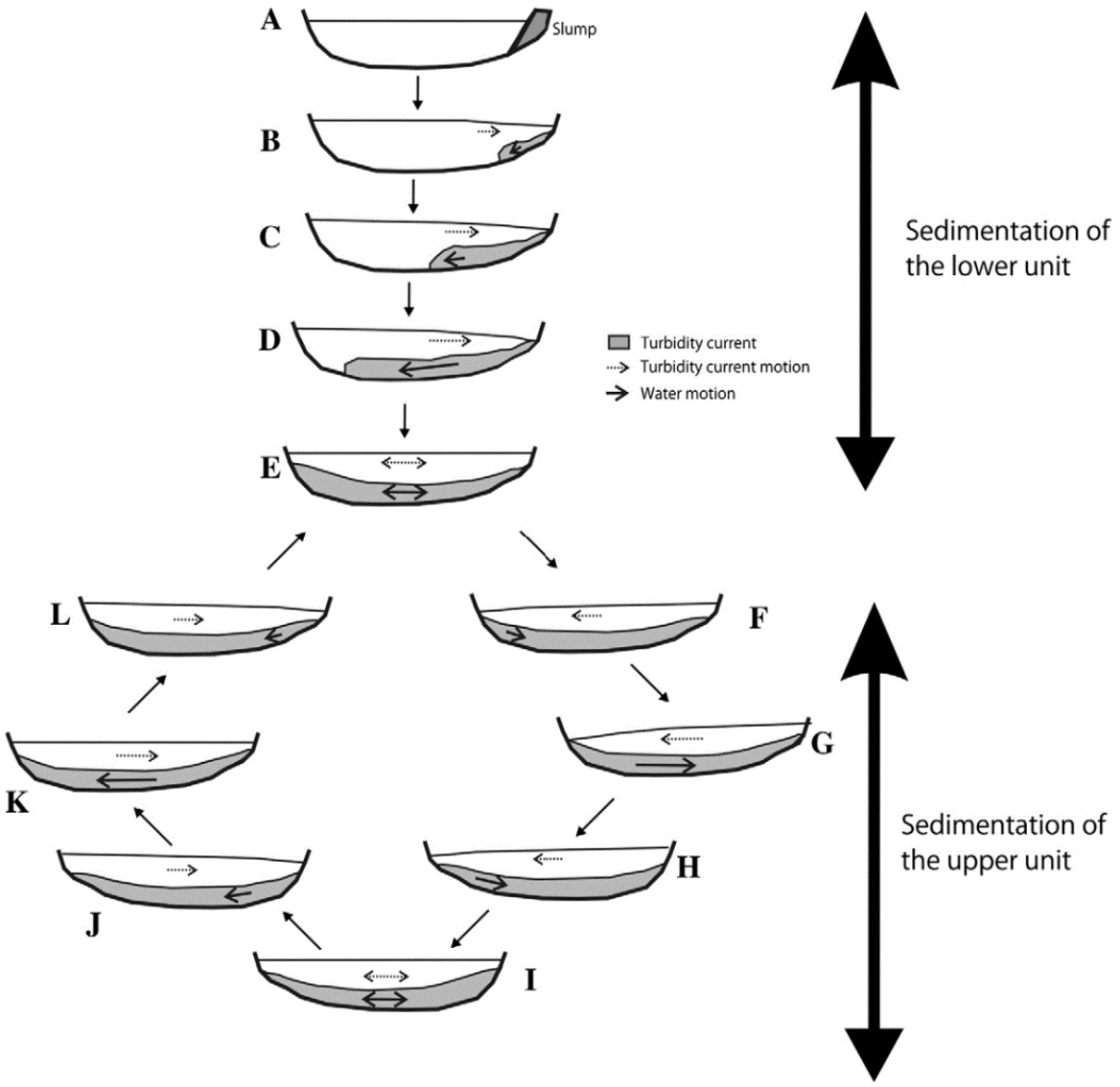


Figure I.21 : Schéma représentant l'effet de seiche dans un bassin qui est un mouvement oscillatoire lié à une grande longueur d'onde (Mulder, et al., 2009) modifié à partir de Lemmim (1995).

I.2.4 Mesure des séismes

L'étude des séismes est différente en fonction de la période de temps qu'elle recouvre. Plus le temps augmente, plus l'incertitude est importante. Les mesures de séismes récentes se basent sur des enregistrements instrumentaux (par sismomètre et/ou accéléromètre). Mais afin de remonter plus loin dans le temps et de créer des bases de donnes sismiques les plus complètes possible, d'autres méthodes sont utilisées comme la sismicité historique, l'archéosismologie et la paléosismologie (Figure I.22).

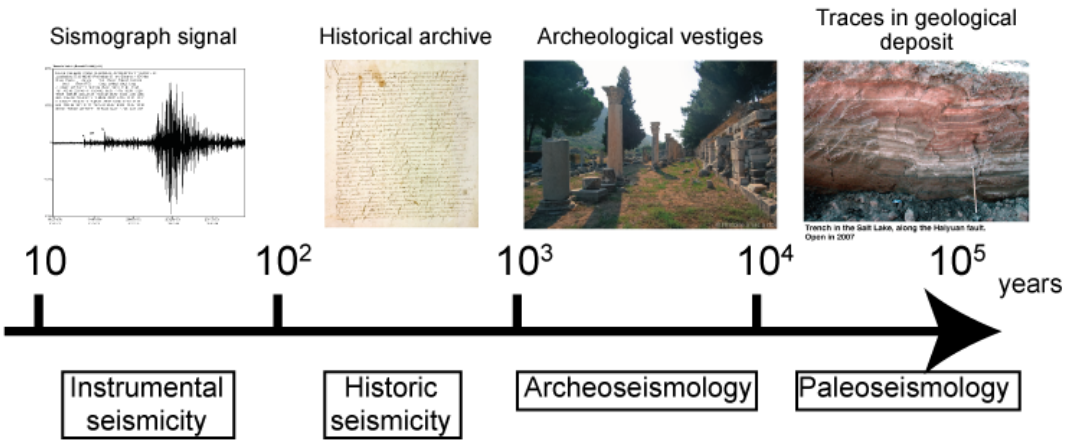


Figure I.22 : Différentes études de séismes en fonction du temps qu'elles recouvrent avec des exemples.

a. Instrumentale

Les zones qui présentent une importante sismicité sont surveillées grâce à un réseau mondial de sismomètres qui capte et localise les foyers des séismes (Worldwide Standardized Seismograph Network, en place depuis 1945).

Les séismes sont évalués selon deux échelles :

- l'échelle de magnitude de Richter, mise en place en 1935, donne la magnitude d'un séisme. Celle-ci est calculée à partir de l'amplitude du signal enregistrée sur un sismomètre :

$$M = \log\left(\frac{A}{T}\right) + f(\Delta, h) + a$$

A = maximum d'amplitude des ondes en 10^{-6} m enregistré à 100km de l'épicentre ;
T = période des ondes (en secondes) ;
f(Δ,h) = correction de la dimension de l'amplitude des ondes en fonction de la distance épicentrale (Δ) et de la profondeur (h) du foyer ;
a = constante empirique (fonction du sismographe utilisé et de la nature du sous-sol où se trouve la station d'enregistrement).

Cette échelle de magnitude ne possède pas de limite mais la magnitude la plus importante enregistrée à ce jour est de 9,5 localisé au Chili en 1960 (Cifuentes, 1989).

- une échelle macrosismique d'intensité établie sur les ressenties de la population et sur les effets du séisme sur le terrain. Plusieurs échelles d'intensités ont été réalisées mais la dernière utilisée en Europe (depuis 1992) est l'échelle EMS 98 (European Macroseismic Scale). Elle comporte douze niveaux (Figure I.23).

EMS-98 Intensity	Felt	Impact	Magnitude (Approxi-mat Value)	Building Damage (Masonry)
I	Not felt	Not felt		
II-III	Weak	Felt indoors by a few people. People at rest feel a swaying or light trembling.	2 – 3	
IV	Light	Felt indoors by many people, outdoors by very few. A few people are awakened. Windows, doors and dishes rattle.		
V	Moderate	Felt indoors by most, outdoors by few. Many sleeping people wake up. A few are frightened. Buildings tremble throughout. Hanging objects swing considerably. Small objects are shifted. Doors and windows swing open or shut.	4	
VI	Strong	Many people are frightened and run outdoors. Some objects fall. Many houses suffer slight non-structural damage like hair-line cracks and falling of small pieces of plaster.		
VII	Very strong	Most people are frightened and run outdoors. Furniture is shifted and objects fall from shelves in large numbers. Many well-built ordinary buildings suffer moderate damage: small cracks in walls, fall of plaster, parts of chimneys fall down; older buildings may show large cracks in walls and failure of in-fill walls.	5	
VIII	Severe	Many people find it difficult to stand. Many houses have large cracks in walls. A few well built ordinary buildings show serious failure of walls, while weak older structures may collapse.		
IX	Violent	General panic. Many weak constructions collapse. Even well built ordinary buildings show very heavy damage: serious failure of walls and partial structural failure.	6	
X+	Extreme	Most ordinary well built buildings collapse, even some with good earthquake resistant design are destroyed.	7	

© Swiss Seismological Service

Figure I.23 : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes avec la signification de chaque valeur et la magnitude approximative (EMS 98) (Issue du site : Swiss Service Swiss Seismological Service (2016): http://www.seismo.ethz.ch/edu/FAQ/index_EN).

b. Historique

La sismicité historique se base principalement sur des textes et archives relatant les séismes majeurs dans une région. Il s'agit de recenser le maximum de données pour compléter les bases de données sismiques sur la période antérieure à la sismicité instrumentale. La sismologie historique est restée pendant très longtemps, la seule source d'information d'évènement sismique avant la mise au point des sismographes. Comme cette méthode se base sur des écrits, la période recouverte dans le temps varie en fonction des zones d'études (de quelques siècles à plusieurs millénaires – en fonction de la présence humaine et de leur capacité à garder des traces des évènements passés).

D'un point de vue méthodologique, il faut, dans un premier temps, recueillir le maximum de témoignages sur un évènement (lettres, journaux, registres paroissiaux, ouvrages, inscription murale, gravure …) et essayer de vérifier leurs authenticités. En effet, un document relatant l'évènement a pu être recopié, traduit, déformé par les auteurs, entrainant des erreurs (Levret and Volant, 2004). De plus, en fonction de l'auteur et de l'époque, la façon de raconter l'évènement sismique est différente. Une fois le nombre de données suffisantes, l'intensité du séisme est évaluée et une carte d'isoséiste peut être déterminée. Plus le séisme sera important et son intensité forte, plus le nombre de données sera importantes. C'est une des raisons pour laquelle, lorsque l'on s'éloigne dans le temps, les bases de données des séismes sont moins fournies. La fréquence des séismes ne diminue pas forcément, c'est juste que les séismes de moindre intensité ne sont pas forcément répertoriés. L'échelle de ces séismes utilisés est l'échelle des intensités. Dans certain cas, la magnitude a été calculée à partir de modélisation (absence d'instrument). Un des effets des évènements sismiques, sont les tsunamis. Ces évènements sont aussi généralement relatés dans les écrits et depuis quelques décennies, des catalogues leurs sont aussi consacrés.

Une autre discipline permet de compléter et vérifier les données de la sismicité historique, c'est l'archéosismologie. Cette méthode se base sur des vestiges archéologiques qui fournissent des précisions sur les datations de dépôts pléistocène et holocène mais aussi sur la localisation et l'évaluation des effets d'un séisme. Ces deux méthodes nécessitent toutefois, la présence de l'homme (et de vestiges) dans les zones où se déclenche le séisme.

c. <u>Paléosismologie</u>

L'étude paléosismologique est basée sur des données géologiques permettant la reconnaissance des séismes passés, l'identification de leurs origines et la déduction potentielle des failles actives (McCalpin, 2009). Les études paléosismologiques sont particulièrement importantes pour l'évaluation de l'aléa sismique dans une zone car elles aident à déterminer le potentiel sismique d'une faille sur une période de temps beaucoup plus longues que la sismicité instrumentale ou historique (Nelson, et al., 2012). Elles s'effectuent autant à terre qu'en mer, chacune aillant des avantages et des inconvénients.

- ***Etude à terre***

A terre, l'accès aux données est plus facile mais l'inconvénient principal est l'érosion. Cela efface une bonne partie des données ainsi, la période de temps recouverte est moins importante. Plusieurs méthodes et observations permettent de localiser les failles et de mesurer l'impact des séismes et de les dater, tels que les études géomorphologiques directe du paysage, la réalisation de tranchée pour visualiser les failles en profondeur mais aussi la surrection ou la surélévation de terrasses marines.

- études géomorphologique

Un séisme résultant d'un déplacement de faille, la visualisation de cette dernière s'observe parfois directement dans le paysage sous différentes formes tels qu'un escarpement de faille, des étangs affaissés, des décalages de terrasses fluviatiles, le déplacement de cours d'eau. Afin de retracer la chronologie des séismes, des datations sur des différents niveaux sont réalisées (exemple sur l'étude de la faille de Batang – plateau central Tibet en Chine – (Huang, et al., 2015). Le déplacement d'une faille peut être visible grâce à des infrastructures, comme par exemple, le déplacement d'une route causé par une faille en Nouvelle Zélande suite à un séisme (Nováková, 2016). Dans certains cas, les failles peuvent traverser des canyons sous-marins et les décaler ce qui

va entrainer un arrêt d'approvisionnement en sédiment pour certains systèmes turbiditiques (Figure I.24) (García, et al., 2006).

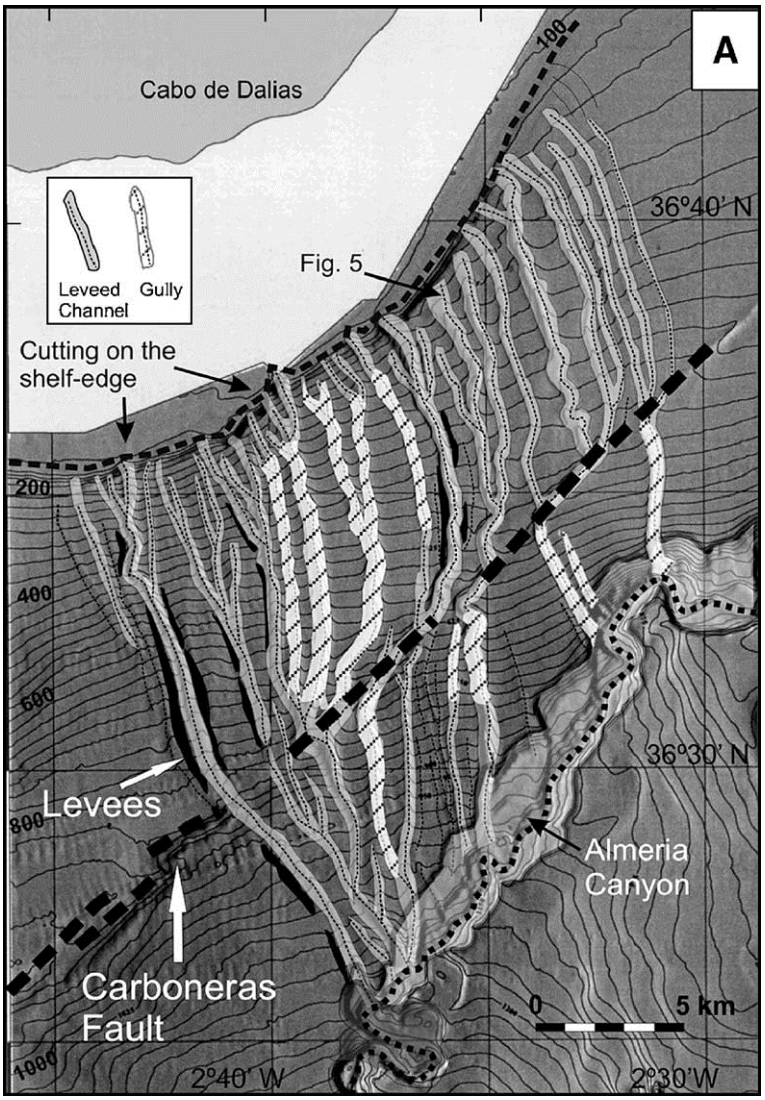


Figure I.24 : Carte morpho-sédimentaire d'un réseau de canyons turbiditiques de la vallée d'Almeria (mer d'Alboran) mettant en évidence la rupture de plusieurs canyons à cause de la faille décrochante de Carboneras (García, et al., 2006).

- étude par tranchée d'une faille

Certains déplacements de faille recoupent plusieurs niveaux sédimentaires et afin de calculer au mieux le déplacement, des tranchées sont réalisées. Cette méthode permet en particulier de dater l'activité temporelle de la faille. Suite à un séisme, le relief créer par le rejet de la faille peut être comblé par des sédiments pendant la période inter-sismique. La zone de réalisation de la tranchée est choisie grâce à une première étude géomorphologique de surface puis à partir d'étude d'images satellites et/ou photographies aériennes. L'emplacement est choisi en fonction de plusieurs critères tels que les apports sédimentaires (fort taux de dépôt), les phénomènes d'érosion et la géométrie de la zone de faille. Après la tranchée, des études stratigraphiques et sédimentologiques vont être réalisées sur les différents niveaux sédimentaires. Le but étant de dater les derniers niveaux recoupés par une faille. Cela va permettre d'établir une chronologie relative des différents événements tectoniques (Figure I.25).

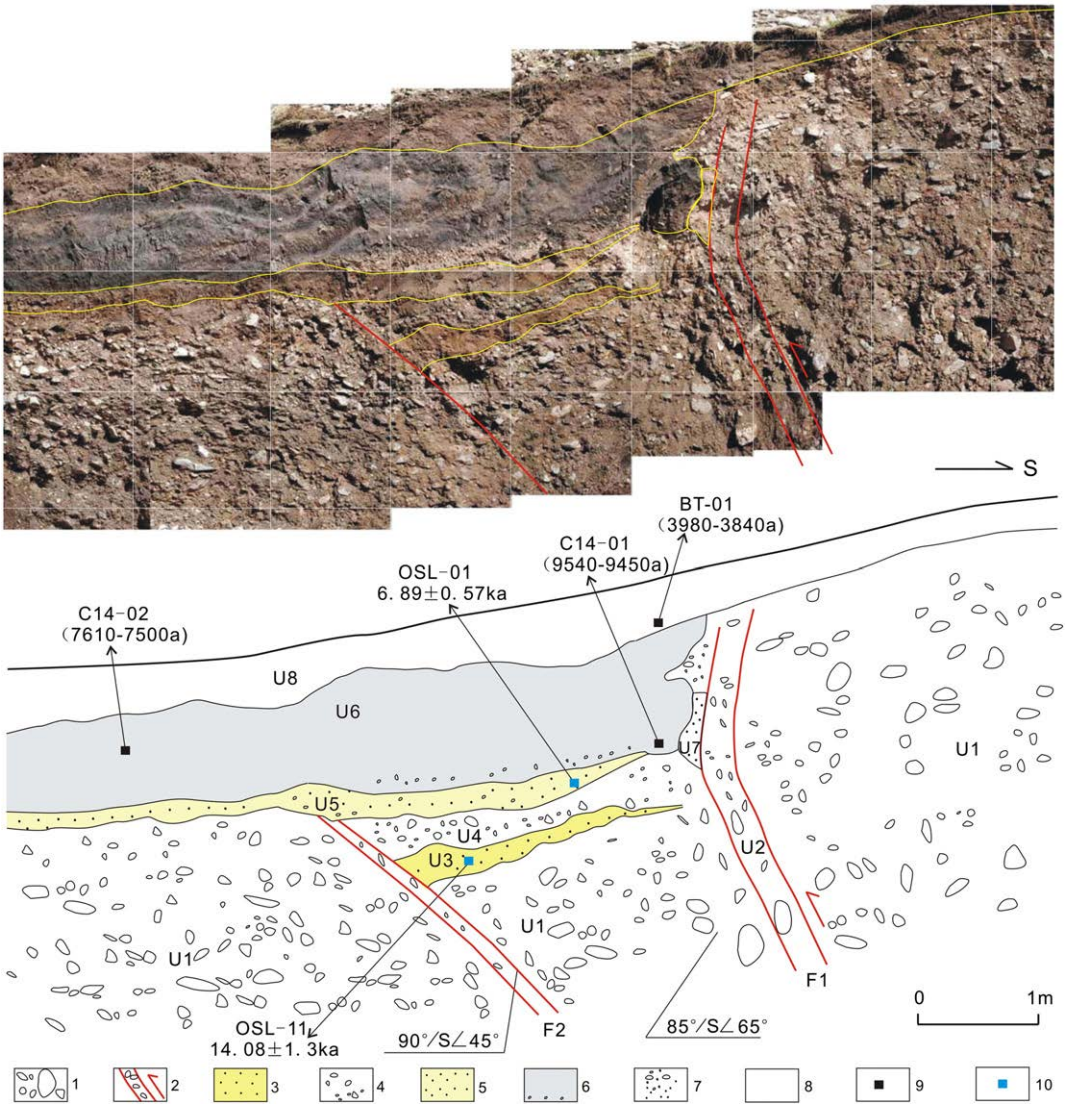


Figure I.25 : Exemple de tranché en photo et son interprétation avec différentes unités qui correspondent à différents dépôts liés à des séismes dans la région (Huang, et al., 2015).

- la surrection ou la surélévation des terrasses marines

La modification de ligne de rivage et de terrasse marines résulte parfois d'un séisme. La datation des terrasses marines permettent de connecter directement des mouvements tectoniques à un séisme quand ce mouvement fait suite à un séisme. Mais le lien entre le soulèvement et les séismes n'est pas toujours évident. En effet, dans certaines zones d'étude, il faut faire la différence entre le soulèvement régulier dans la génération de terrasse marine et les surélévations dues à des séismes (Armijo, et al., 1996; Shikakura, 2014)

- ***La paléosismologie sous-marine - Etude des dépôts turbiditiques***

Contrairement à la paléosismologie à terre, les archives marines sédimentaires sont souvent mieux conservées et présentent une bonne couverture spatiale et temporelle. L'enregistrement des séismes à partir des dépôts turbiditiques permet d'avoir un enregistrement quasi-continu sur de grande échelle de temps (jusqu'à plusieurs dizaine de milliers d'années) (Nelson, et al., 2012). La paléosismologie a été mise en place à partir des années 1990, au niveau de la zone des Cascades, le long de la côte ouest des États-Unis (Adam, 1990; Nelson, et al., 1996; Goldfinger, et al., 2003;

Goldfinger, et al., 2007). Cette méthode s'appuie sur l'identification des turbidites, déclenchées par des séismes côtiers (Goldfinger, et al., 2003; Beck, 2009; Gràcia, et al., 2010). Elle a ensuite été appliquée dans plusieurs mers et océans tels que Taiwan (Huh, et al., 2004; Lehu, et al., 2016), Japon (Nakajima and Kanai, 2000; Noda, et al., 2008), la mer Méditerranée (Polonia, et al., 2013b), la Nouvelle-Zélande (Pouderoux, 2011) … ainsi que dans des lacs tels que des lacs dans les Alpes (Strasser, et al., 2006) ou des lacs situés au SE du Chili (Bertrand, et al., 2008).

Précédemment, il a été vu que les facteurs déclencheurs des turbidites pouvaient être variés (I.1.2.d.Déclenchement des courants de turbidites). Donc différencier l'évènement déclencheur n'est pas toujours évident. Dans notre étude paléosismologique, il est donc essentiel de reconnaitre lorsque le séisme est l'évènement déclencheur. Pour cela, deux méthodes peuvent être utilisées :

- Un examen sédimentologique des turbidites basé sur la composition des dépôts qui sera liée à la composition typique d'un environnement et à sa transformation à cause de la déstabilisation de pente. Cela permet aussi de donner des information sur la zone source des turbidites (Noda, et al., 2008; Beck, 2009).

- La synchronicité entre des dépôts turbiditiques issue de plusieurs systèmes turbiditiques différents ce qui permet de faire des tests sur le déclenchement des courants de turbidités synchrone (Goldfinger, et al., 2003; Gràcia, et al., 2010). Cette méthode est, à l'heure actuelle, la plus utilisée et la plus fiable. Si des dépôts turbiditiques sont corrélables entre eux sur un jeu de données de carottes très espacées, on peut déduire que leurs dépôts sont synchrones. Les séismes ou autres phénomènes géologiques violents seraient très probablement l'évènement déclencheur. Cette méthode vient compléter les datations absolues qui à elles seules ne permettent pas de démontrer un évènement.

Ces méthodes peuvent aussi s'appuyer (quand cela est possible) sur une base de données des séismes pour les dépôts les plus récents (Goldfinger, 2011). Il en existe des diverses en fonction des zones géographiques. Cela permet de conforter que la zone d'étude est propice à une étude paléosismologique sous-marine. Lorsque les dépôts deviennent trop anciens pour être corrélable avec les bases de données, ce sont les méthodes citées ci-dessus qui prennent le relais pour définir un dépôt turbiditique de turbidite co-sismique. Toutefois, pour les périodes plus anciennes, il est nécessaire de bien identifier tous les événements déclencheurs de courant de turbidité dans la zone d'étude et de justifier que l'évènement sismique est bien le déclencheur.

Chapitre II :
Le contexte Méditerranéen

II.1 Caractéristiques géologiques de la mer Ionienne.....65
II.1.1 Evolution géodynamique de la mer Ionienne.....65
a. La cinématique actuelle. 68
b. La sismicité historique.....69
II.1.2 La ride méditerranéenne.....72
II.1.3 Le prisme calabrais.....73
II.1.4 La plaine abyssale Ionienne.....75

II.2 Le climat durant les dernier 25 ka en Méditerranée orientale 76

II.3 La sédimentation profonde en mer Ionienne.....77
II.3.1 Dépôts pélagiques.....77
a. Dépôts hémipélagiques.....78
b. Dépôts de sapropèle 78
II.3.2 Les téphras 80
II.3.3 Les dépôts gravitaires.....83
a. Les turbidites 83
b. Les méga-dépôts (homogénite et/ou de mégaturbidite) en Méditerranée 85

II. Le contexte Méditerranéen

II.1 Caractéristiques géologiques de la mer Ionienne

II.1.1 Evolution géodynamique de la mer Ionienne

Le bassin méditerranéen est situé entre deux plaques tectoniques majeures, la plaque Africaine, et Eurasiatique ainsi que la plaque Arabique, plus à l'Est (Figure II.1). Entre ces deux grandes plaques et entourant en grande partie la Méditerranée, se trouvent de nombreux blocs continentaux, chaines de montagnes, arcs volcaniques (moderne et ancien) et des bassins océaniques (dont plusieurs bassins arrière arc) qui témoignent d'une longue histoire de collision. Les mouvements cinématiques actuels entre ces blocs et les grandes plaques génèrent des zones de déformation et par conséquent de la sismicité.

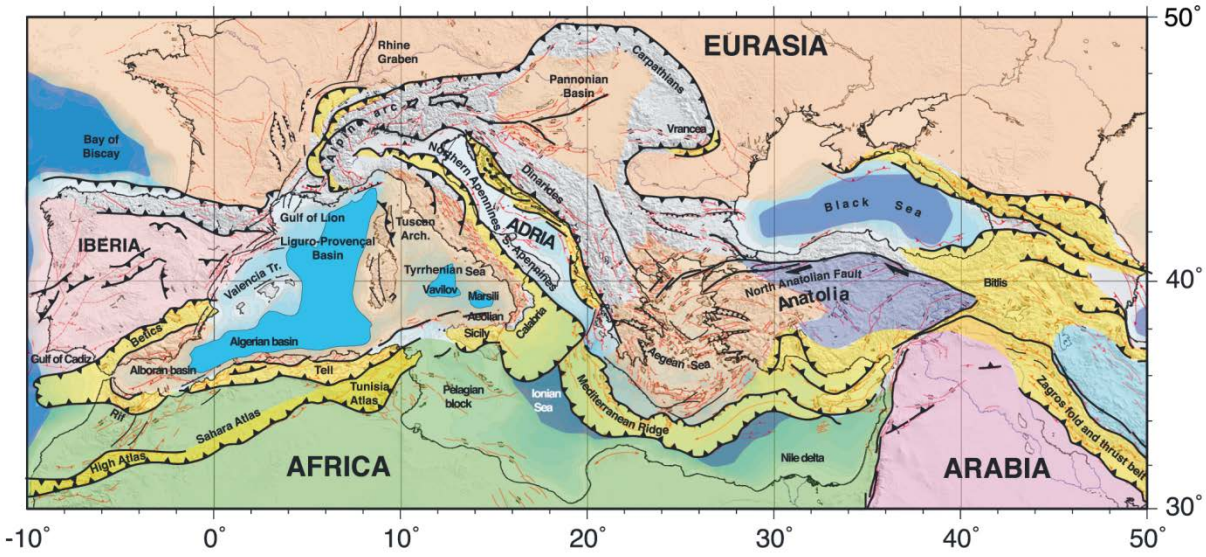


Figure II.1 : Carte du bassin méditerranéen à l'actuel montrant les différentes plaques et microplaques en jeu et les grandes unités et limites structurales (Faccenna, et al., 2014).

Dans les années 80, une première étude proposait que la formation de la Méditerranée orientale aurait commencé entre 130 et 80 Ma et résulterait de la rotation anti-horaire de l'Apulie par rapport à l'Afrique (Dercourt, et al., 1986). Le domaine ouvert au cours de cette rotation correspondrait à l'océan Mésogéen (Dercourt, et al., 1986). Mais des études plus récentes à terre et en mer, apportent de nouvelles informations sur la paléogéographie de la Méditerranée orientale (Hieke, et al., 2003; Minelli and Faccenna, 2010; Frizon de Lamotte, et al., 2011). L'ouverture du bassin Ionien et de la Méditerranée orientale aurait commencé au Trias-Jurassique (Frizon de Lamotte, et al., 2011) et se serait poursuivit durant la remontée de l'Afrique vers l'Europe pendant le Crétacé supérieur (84 Ma - Figure II.2) (Rosenbaum, et al., 2002). Ensuite, l'évolution géodynamique de la Méditerranée, durant le Tertiaire et le Quaternaire, est principalement contrôlée par deux phénomènes :

- La convergence Afrique-Eurasie et la subduction vers le nord de la plaque Africaine.
- Le retrait de la plaque plongeante téthysienne et l'ouverture de plusieurs bassins d'arrière-arc (Jolivet and Faccenna, 2000).

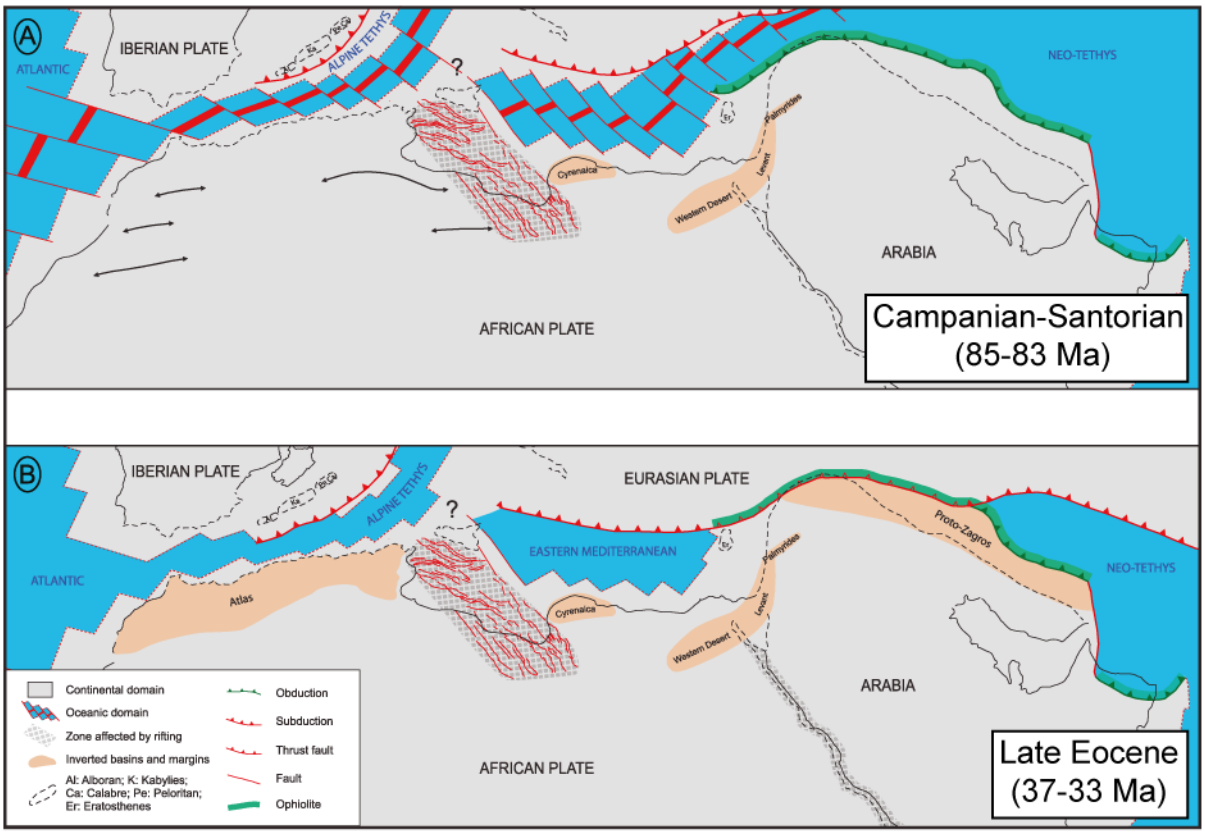


Figure II.2 : Carte paléo-géographique et tectonique de la marge méridionale du domaine téthysien durant le Campanien-Santorien (A) et durant l'Eocène supérieur (B) (Frizon de Lamotte et al., 2011).

L'escarpement de Malte, situé en bordure Ouest du bassin Ionien, serait l'expression d'une marge transformante qui s'est développée durant le rifting de la marge Nord du Gondwana (Frizon de Lamotte, et al., 2011; Gallais, et al., 2011; Gallais, et al., 2013). Sa formation, datée du Jurassique moyen au début du Crétacé, marque la morphologie du bassin Ionien grâce à un premier approfondissement de celui-ci. Cet accident sera repris à partir du Crétacé moyen avec le soulèvement tectonique du plateau Hybléen.

A partir de l'Oligocène (35-30 Ma - Figure II.3), l'évolution de la Méditerranée Centrale et Occidentale est contrôlée par une subduction à pendage vers le NW (sous l'Ibérie et la France actuelle) et par son mouvement rétrograde généralement nommé en anglais « *slab rollback* » (recul du panneau plongeant). Ce recul de slab produit l'ouverture du bassin Liguro-provençale (entre 30 et 16 Ma) avec la rotation du bloc Corso-Sarde associée (Malinverno and Ryan, 1986; Faccenna, et al., 2011). Ensuite lors d'un second épisode de recul, la mer Tyrrhénienne s'ouvre (entre 12 Ma à aujourd'hui) (Malinverno and Ryan, 1986; Faccenna, et al., 2011). Les épisodes de retrait ont été accompagnés par la fragmentation progressive de la zone de subduction (Faccenna, et al., 2011). La relique de cette large zone de subduction s'exprime à l'actuel par une anomalie de vitesses rapides d'ondes-P sismiques, imagée par la tomographie recouvrant la majorité de la Méditerranée Occidentale dans la partie inférieure du manteau supérieur (dans des profondeurs entre 500km et 670km) (Wortel and Spakman, 2000).

Vers la fin de l'Oligocène (23 Ma - Figure II.3), la subduction méditerranéenne est bloquée entre deux zones de collisions. A l'Est, la collision entre la future plaque Arabique et Eurasie. A l'Ouest, la collision entre Péninsule Ibérique et le Nord de la marge de la plaque Africaine (Jolivet, et al., 2006).

A partir de l'Aquitanien (23 Ma), le régime de subduction évolue en extension avec le retrait du slab qui devient prédominant (Jolivet and Faccenna, 2000). Cela conduit à la formation de quatre bassins d'arrière-arc : la mer d'Alboran, le bassin Liguro-Provençal, la mer Tyrrhénienne et la mer Egée (Jolivet, et al., 2006). Des rifts se forment au niveau de ces bassins, comme par exemple, à l'Ouest, de la croûte océanique est créée au niveau du bassin Liguro-Provençal (Jolivet, et al., 2006).

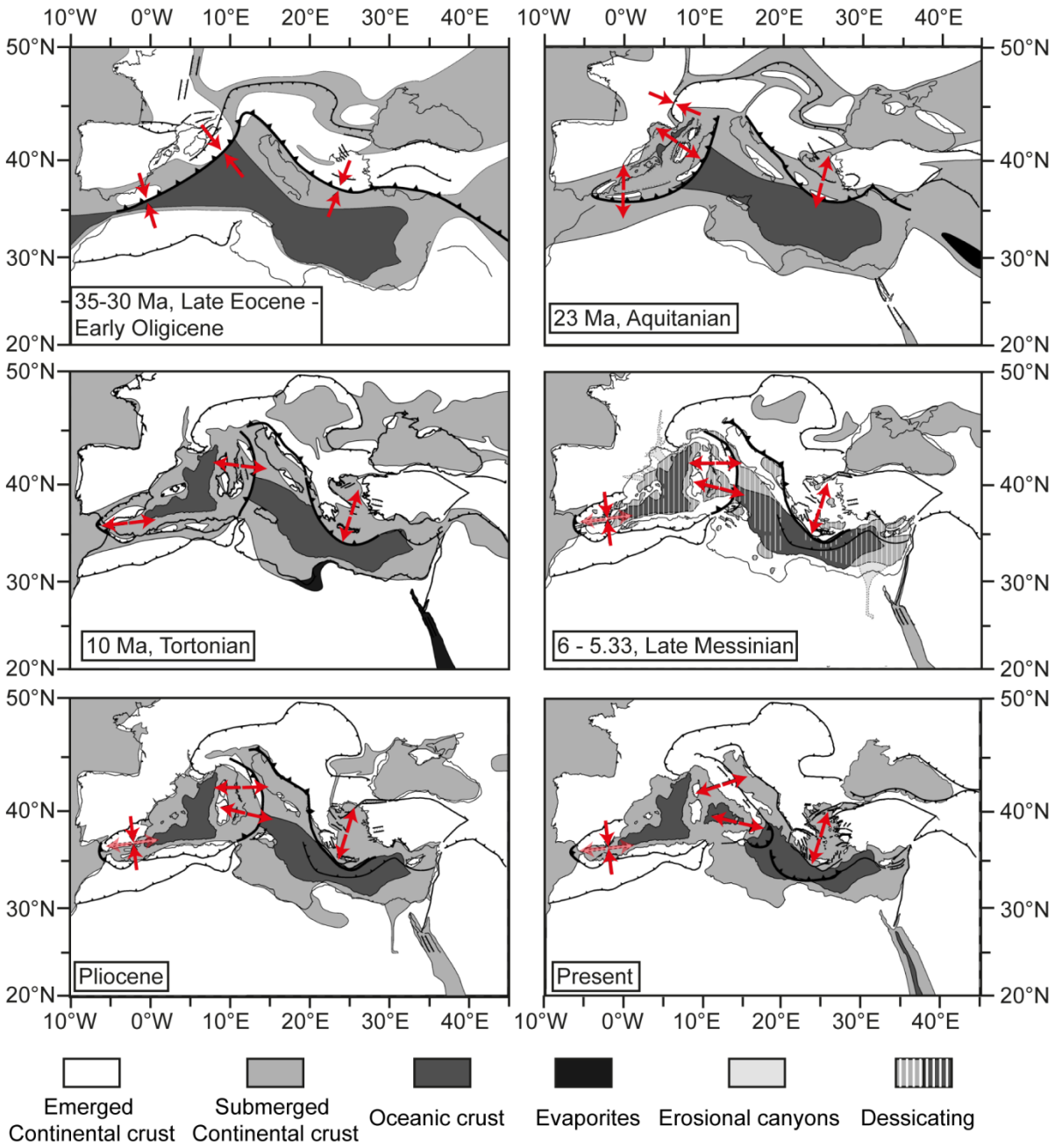


Figure II.3 : Evolution géodynamique de la Méditerranée de 35 Ma à aujourd'hui. Les flèches rouges correspondent au déplacement des plaques et aux déformations internes. La croûte océanique montre seulement le domaine Méditerranéen, et non celui de l'atlantique et de la mer Noire (Jolivet, et al., 2006).

Le bassin méditerranéen est progressivement isolé de la Téthys et de l'océan Indien à l'Est, durant le Tortonien (10 Ma) avec la collision entre la plaque Africaine et la plaque Eurasiatique. La fermeture définitive se situe aux alentours de 7-8 Ma (Popov, et al., 2004) (Figure II.3). A cette même période, l'ouverture du bassin ouest de la Méditerranée est terminée (excepté le Sud de la mer

Tyrrhénienne). La région d'Alboran est caractérisée pendant le Tortonien par la poursuite de l'extension et du bassin en subsidence (Montenat and Ott d´Estevou, 1990).

Durant le Messinien (5,9-5,3 Ma), la fermeture du passage océanique entre l'Ibérie et l'Afrique liée à la convergence Afrique/Eurasie va entrainer une crise majeure avec l'abaissement du niveau marin en Méditerranée et la précipitation de sel dans tout le bassin méditerranéen, dite « Crise de Salinité » (Figure II.3). Cet évènement court (600 ka, (Krijgsman, et al., 1999) entraine la formation d'épais dépôts évaporitiques, (500 - 3000 m d'épaisseur) dans les bassins les plus profonds. La fin de cette crise est liée à une ré-ennoiement grâce à une reconnexion avec l'océan Atlantique suite à l'ouverture du détroit de Gibraltar (Krijgsman, et al., 1999).

Les conséquences de cette crise ont eu pour effet la ré-incision et une réorganisation du réseau de drainage de la Méditerranée durant cette baisse du niveau marin (Loget, et al., 2005).

A partir du Pliocène (Figure II.3), les principales évolutions géodynamiques sont liées à l'ouverture rapide de la mer Tyrrhénienne, donc à l'élargissement du bassin profond de l'Ouest de la Méditerranée et à la construction d'un prisme d'accrétion, la ride méditerranéenne. La succession des formations des divers bassins arrière-arc a produit la physiographie actuelle de la Méditerranée.

a. <u>La cinématique actuelle.</u>

L'étude de la cinématique régionale et générale actuelle permet de mieux appréhender la déformation en Méditerranée. Les données acquises par GPS durant les 20 dernières années donnent des indications sur la cinématique absolue actuelle (Figure II.4) (Serpelloni, et al., 2007; D'Agostino, et al., 2011; Nocquet, 2012; Palano, et al., 2012). Mais des études complémentaires sont nécessaires pour discuter du mouvement des plaques à plus long terme. Les travaux de cinématique à long terme se basent sur les anomalies magnétiques mesurées en mer (DeMets, et al., 1990), sur les mécanismes au foyers de séismes (DeMets, et al., 1990) ainsi que sur des modèles géologiques globaux tel que NUVEL-1A (DeMets, et al., 1994). Ce modèle permet de prédire les mouvements relatifs des plaques considérés comme rigides et moyennées sur les 3 derniers millions d'années. Les modèles cinématiques ainsi que les données GPS indiquent une diminution de la vitesse de convergence entre les deux plaques d'est en ouest (Figure II.4) ainsi qu'un changement de direction qui est plutôt N-S en Méditerranée orientale et NW-SE en Méditerranée occidentale et l'Ibérie (Serpelloni, et al., 2007).

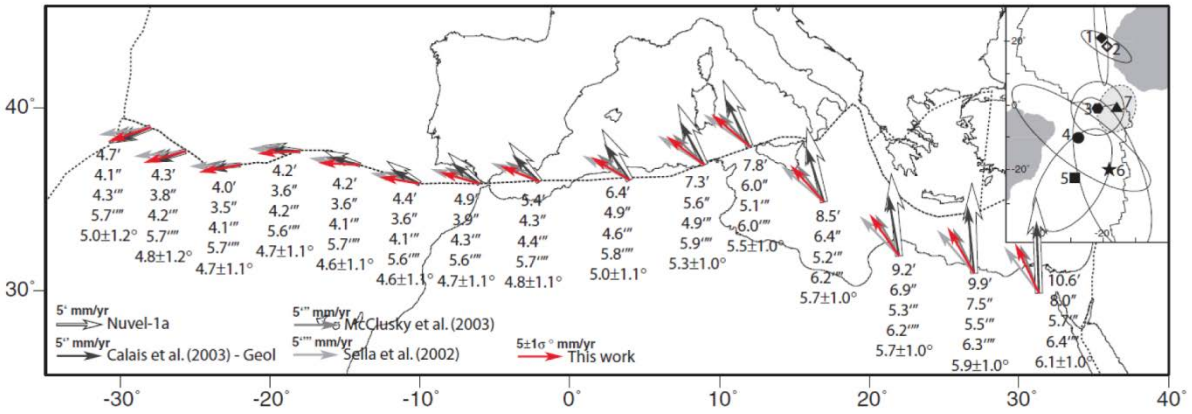


Figure II.4 : Cinématique actuelle entre l'Afrique et l'Eurasie le long de la limite simplifiée des plaques basée sur les études géologiques et géodésiques (Serpelloni, et al., 2007).

Des études récentes montrent un pôle de rotation entre les plaques Nubie (Nord et Ouest de l'Afrique) et Eurasie localisé au large de l'ouest de l'Afrique et proche de la dorsale Médio-Atlantique (Serpelloni, et al., 2007). La Figure II.5 montre les vitesses horizontales de la plaque Eurasiatique par rapport à la plaque Nubienne. Les mouvements les plus importants se situent au niveau de la Méditerranée orientale avec une rotation antihoraire et un taux de convergence de l'ordre de 20 à 30 mm/yr (Reilinger, et al., 2006; Hollenstein, et al., 2008; Floyd, et al., 2010; Le Pichon and Kreemer, 2010). La lithosphère Nubienne subducte sous la lithosphère continentale d'Egée avec une vitesse proche de 40 mm/yr, ce qui contraste avec les faibles taux de convergence (environ 5 mm/yr) au centre et à l'ouest de la Méditerranée (Faccenna, et al., 2014)-Figure II.5).

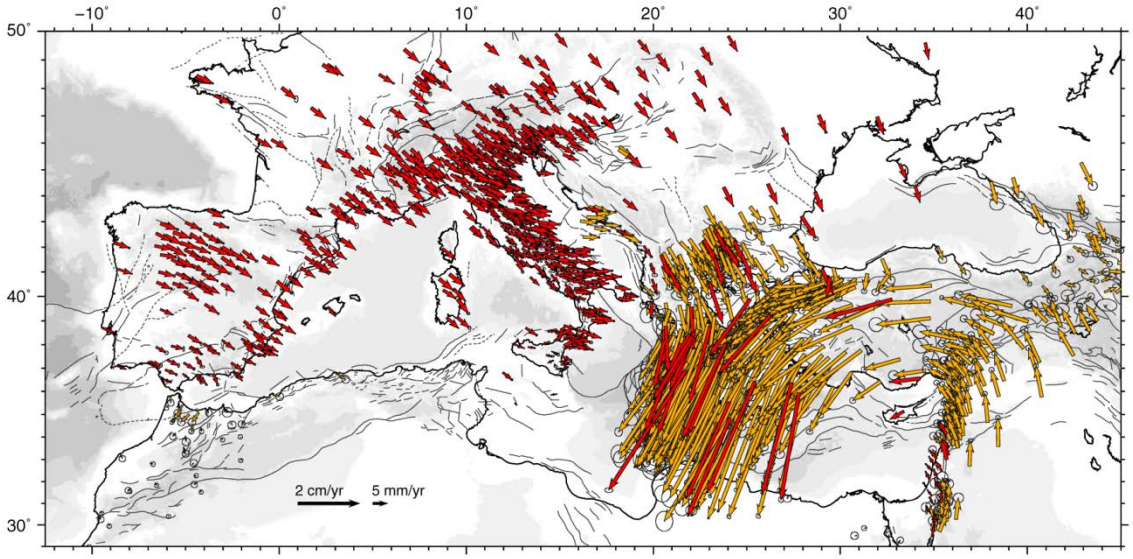


Figure II.5 : Vitesses géodésiques de la plaque Eurasiatique dans un référentiel Nubie/Afrique fixe (Faccenna, et al., 2014).

b. La sismicité historique

Les pourtours de la mer Ionienne et plus particulièrement de la région Est Sicile - Sud Calabre, ont été frappés par de nombreux séismes historiques destructeurs parfois associés à des tsunamis comme par exemple celui de 1169 et 1693 en Sicile, de 1783 en Calabre et plus récemment en 1908 au niveau du détroit de Messine (Tableau II.1) (Tinti, et al., 2004; Guidoboni, et al., 2007; Papadopoulos, et al., 2010; Rovida, et al., 2011). Ces évènements destructeurs ont un impact humain et économique important. Par exemple, le séisme et tsunami de 1908 a fait plus de 72 000 morts et il a entièrement détruit la ville de Messine et la région Sud Calabre. Les vagues du tsunami ont atteint les 10 m et ont impacté la côte Est sicilienne et le Sud de l'Italie, environ 10 min après le séisme (RMS Special report, 2008). La source de certains séismes historiques a été liée à des failles normales crustales localisées en Calabre et Sicile (Tinti, et al., 2004; Jenny, et al., 2006). Le séisme de 1908 est interprété comme une rupture d'une faille normale au niveau du détroit de Messine et associé à l'extension de ce détroit, mais la localisation exacte reste incertaine (Tinti and Armigliato, 2003; Aloisi, et al., 2012). De plus, il est possible que le tsunami qui a suivi ne soit pas lié à la même source. Il a été proposé que ce tsunami a pu être généré par un ou plusieurs glissements sous-marins en mer Ionienne suite au séisme (Billi, et al., 2008).

Mais pour d'autres séismes, comme ceux de 1693 et 1169, leurs sources restent encore incertaines. Pour le séisme de 1693 d'une magnitude de 7,4, qui a généré un tsunami, plusieurs sources sont proposées selon les études. Elles sont basées sur des écrits historiques et sur

l'observation des lignes isoséistes ouvertes vers la mer Ionienne. Certains auteurs proposent une source en mer due à un mouvement extensif le long de l'escarpement de Malte (Tinti, et al., 2001; Tinti and Armigliato, 2003) et d'autres proposent une source liée à un mouvement sur le plan de la faille de la subduction calabraise (Gutscher, et al., 2006).

Informations							Earthquake		Tsunami	
Years BP	Years AD	Month	Day	Location	Lat.	Long.	Earthquake Magnitude	Earthquake Intensity	Intensity	Triggering
2041	-91			Reggio Calabria?	38.100	15.650	6.3 (a)			
1576	374			Reggio Calabria	38.100	15.650	6.3 (a)			
1585	365	7	21	Crete	35.200	23.200	8 (b)	10	6 - X (e)	ER
1589	361			Sicily	37.500	14.000	6.6 (a)		4 - VI(e)	ER
1150	800			Kythira Strait	35.500	23.000	6.6 (a)	10	4 - VIII (f)	EA
1097	853	8	31	Messina	38.180	15.550	6.3 (a)			
825	1125	6	7	Siracusa	37.082	15.285	5.7 (d)	9		
781	1169	2	4	Eastern Sicily	37.215	14.949	6.4 (d)	10	3 - IV (f)	VA
621	1329	6	28	Eastern Sicily	37.730	15.000	5 (d)	6.5	3 - VII (f)	ER
408	1542	12	10	Siracusa	37.215	14.944	6.7 (d)	10		
324	1626	4	4	South Calabria	38.851	16.456	6 (d)	9		
312	1638	3	27	Tyrrhenian Calabria	39.048	16.289	7 (d)	11	2 - III (f)	EA
301	1649	1		Messina Straits	38.187	15.549	4.5 (d)	6	2 - III (f)	ER
291	1659	11	5	Central Calabria	38.694	16.249	6.5 (d)	10		
257	1693	1	9	Eastern Sicily	37.141	15.035	6.2 (d)	8.5	5 - VII (f)	ER
257	1693	1	11	Eastern Sicily	37.140	15.013	7.4 (d)	11	2 - III (f)	ER
207	1743	02	20	North Ionian Basin	39.852	18.777	7.1 (d)	9	2 - III (f)	ER
167	1783	2	5	Calabria	38.297	15.970	7.0 (d)	11	4 - V (f, g)	
167	1783	2	7	Calabria	38.580	16.201	6.6 (d)	10.5	2 - III (f, g)	
167	1783	3	28	Calabria	38.785	16.464	6.9 (d)	11	2 - III (f, g)	
164	1786	3	10	North Sicily	38.102	15.021	6.1 (d)	9		
159	1791	10	13	Calabria centrale	38.636	16.268	6.0 (d)	9		
132	1818	2	20	Eastern Sicily	37.603	15.140	6.2 (d)	9.5	4 - VI (e)	ER
118	1832	3	8	Calabria	39.079	16.919	6.5 (d)	10	3 - IV (f)	EA
84	1866	2	6	Crete	36.200	23.300	7.1 (c)	9	4 - VI(e)	ER
56	1894	11	6	Southern Calabria	38.288	15.870	6 (d)	9	3 - IV (f)	EA
45	1905	9	8	Calabria	38.819	15.943	7 (h)	11	4 - V (f)	EA
42	1908	12	28	Messina Straits	38.146	15.687	7.1 (d)	11	6 - X (f)	ER

Tableau II.1 : Séismes et tsunamis répertoriés dans la région Sud Calabre et Est Sicile d'une magnitude supérieur à 6. L'échelle d'intensité des tsunamis est basée sur l'échelle de Sieberg-Ambraseys (Ambraseys, 1962) avec 1 : très léger ; 2 : léger ; 3 : assez fort ; 4 : Fort ; 5 : très fort ; 6 : désastreux et sur l'échelle de Papadopoulos and Imamura (2001) avec I : non ressentis ; II : à peine senti ; III : faible ; IV : largement observé ; V : fort ; VI : légèrement endommagé ; VII : endommagé ; VIII : fortement endommagé; IX : destructeur ; X : très destructeur ; XI : dévasté ; XII : complètement dévasté. Cette base de données est issue d'une compilation de plusieurs travaux : a : CPTI04 ; b : Guidoboni (1989) ; c : Ambraseys (1962) ; d : Guidoboni, et al. (2007) ; e : Papadopoulos, et al. (2010) ; f : Tinti, et al. (2004) ; g : Graziani, et al. (2006) ; h : CPTI11. Les déclencheurs des séismes correspondent à : ER : séisme sous-marin ; EA séisme à terre ; VA : associé à une éruption volcanique.

II.1.2 La ride méditerranéenne

En Méditerranée orientale un vaste complexe sédimentaire déformé appelé la ride méditerranéenne est observé (Kastens, et al., 1992). Dans un premier temps, cette ride, découverte dans les années 60 avait été interprétée comme une dorsale (Heezen and Ewing, 1963). Ce n'est qu'à partir de 1978 que les géologues ont compris que cette ride est liée à la subduction Africaine sous l'Eurasie (Ryan, et al., 1982). Cette ride, longue de 1300 km, s'étend du bassin Levantin jusque dans la partie Est du bassin Ionien (Figure II.6) (Huguen, et al., 2001). La largeur varie entre 150 et 300 km avec un maximum pour la partie occidentale, au niveau du bassin Ionien. Cette largeur résulte de l'écaillage tectonique des sédiments présents sur le fond de la plaine abyssale Ionienne et de Syrte (> 6 km d'épaisseur), formant ainsi un énorme prisme d'accrétion (De Voogd, et al., 1992; Kastens, et al., 1992; Truffert, et al., 1993; Huguen, et al., 2006). Le butoir de cette ride correspond à la partie la plus méridionale de la plaque Européenne et est localisé à une centaine de kilomètres au sud de la Crête (Le Pichon, et al., 2002). La partie centrale de la ride méditerranéenne est plus déformée et se caractérise par la présence de chevauchements et de rétrochevauchements dans le prisme (Huguen, et al., 2006). Au niveau de la partie Est, la ride s'élargie avec un rétrochevauchement moins prononcé. Les mêmes processus s'observent dans la partie occidentale de la ride, ce qui conduit à la distinction de deux domaines structuraux, le domaine externe et interne (Huguen, et al., 2001).

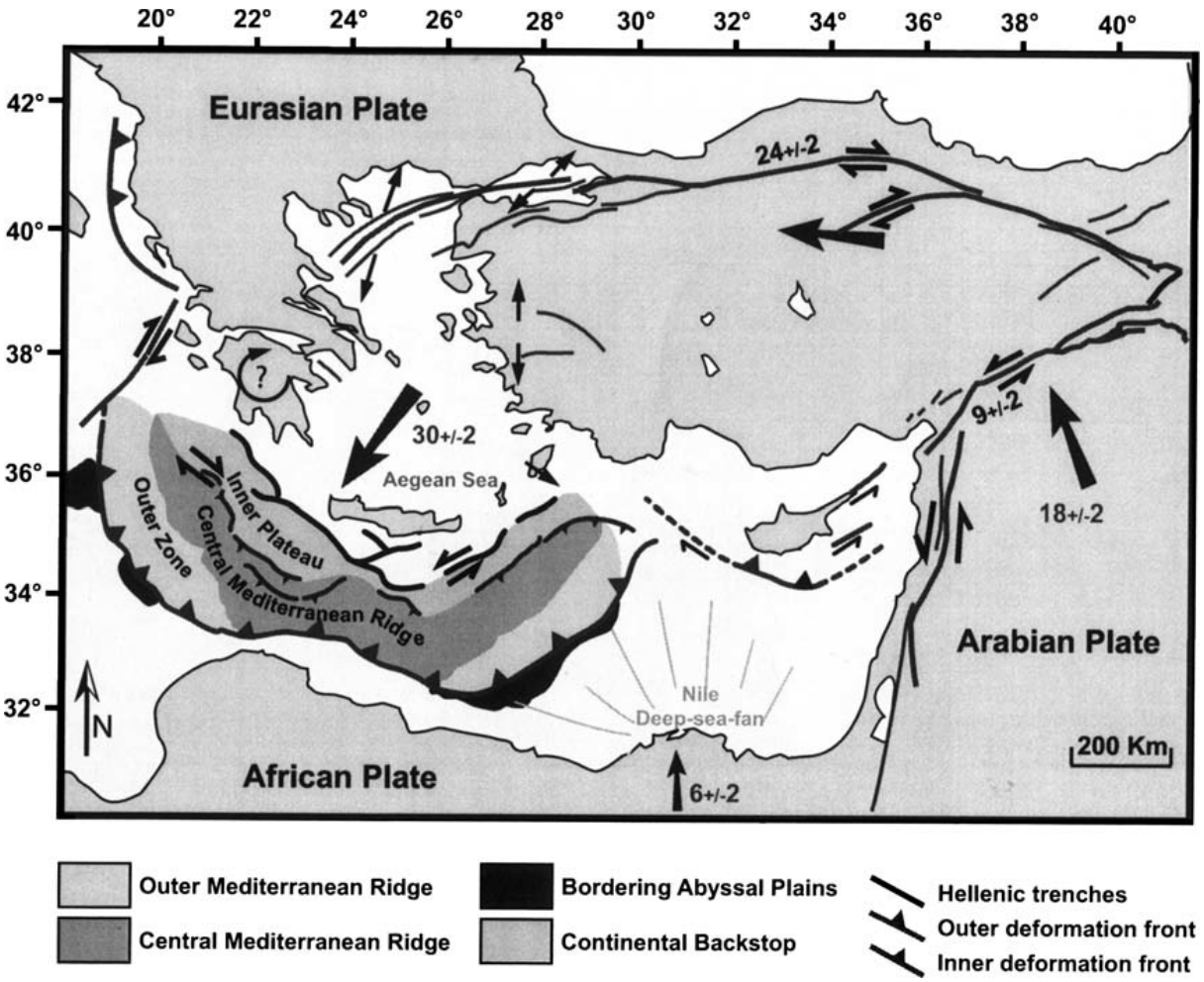


Figure II.6 : Carte tectonique simplifiée et cinématique de la partie orientale de la Méditerranée avec le ride méditerranéenne (Huguen et al., 2006).

II.1.3 Le prisme calabrais

Le prisme calabrais est un prisme d'accrétion formé à partir de la convergence entre les plaques Africaine et Eurasiatique (D'Agostino, et al., 2008). Situé au Nord-Ouest du bassin Ionien, il est délimité latéralement par les escarpements de Malte et d'Apulie, respectivement au Sud-ouest et au Nord-Est. Les données récentes de GPS indiquent un taux de convergence lent de l'ordre de 2 à 5 mm/an (D'Agostino, et al., 2011). Cette subduction est caractérisée par un volcanisme d'arc actif (les îles éoliennes) et un bassin arrière-arc, la mer Tyrrhénienne, qui s'est ouverte depuis le Miocène (Faccenna, et al., 2004; Jolivet, et al., 2006; Faccenna, et al., 2014). L'évolution de la Méditerranée Centrale et le Sud de l'Italie a été contrôlé par le recul du panneau plongeant « *slab rollback* » (Faccenna, et al., 2001; Faccenna, et al., 2004; Faccenna, et al., 2014).

La limite Nord de la plaine abyssale est marquée par des ondulations visibles sur le fond qui représente le front de déformation du prisme d'accrétion calabrais. Ce dernier, grâce à l'interprétation de données sismique multi-traces récentes, peut être découpé longitudinalement et latéralement (Polonia, et al., 2011). Le prisme est divisé en deux lobes Est et Ouest basés sur des différences de déformations, de structures et de taux de déformations (Polonia, et al., 2011; Gallais, et al., 2012). La limite entre les deux lobes pourrait correspondre à une faille crustale selon certaines interprétations (Polonia, et al., 2011; Polonia, et al., 2016b).

D'un point de vue division longitudinale, quatre domaines morpho-structuraux ont été identifiés dans la Mer Ionienne lié au complexe de subduction Calabrais (Minelli and Faccenna, 2010; Polonia, et al., 2011; Gallais, et al., 2012) (Figure II.7) :

- Le plateau interne (ou le bassin Crotone-Spartivento) est un bassin d'avant-arc de 200 km de long et de 40 km de large, situé au large du Sud-Calabre. Ce bassin de subsidence est relativement peu déformé et rempli de sédiments d'âge Plio-Quaternaire.
- Le prisme pré-messinien (ou ride d'accrétion interne) représente la partie intérieure du prisme et est composé de sédiments pré-messiniens accrétés principalement durant la crise Messinienne. Ce domaine est séparé du prisme post-Messinien par une rampe externe.
- Le prisme post-messinien (ride d'accrétion externe) est composé de sédiments messiniens et Plio-Quaternaires déposés au-dessus des évaporites (dépôts caractéristiques de la crise Messinienne) et déformés dans une série d'anticlinales avec un très faible angle de surface.
- L'avant-pays ionien (ou plaine abyssale Ionienne) est composé de sédiments d'âge Plio-Quaternaire non déformés représentant le bassin d'avant-pays du prisme calabrais et de la ride méditerranéenne.

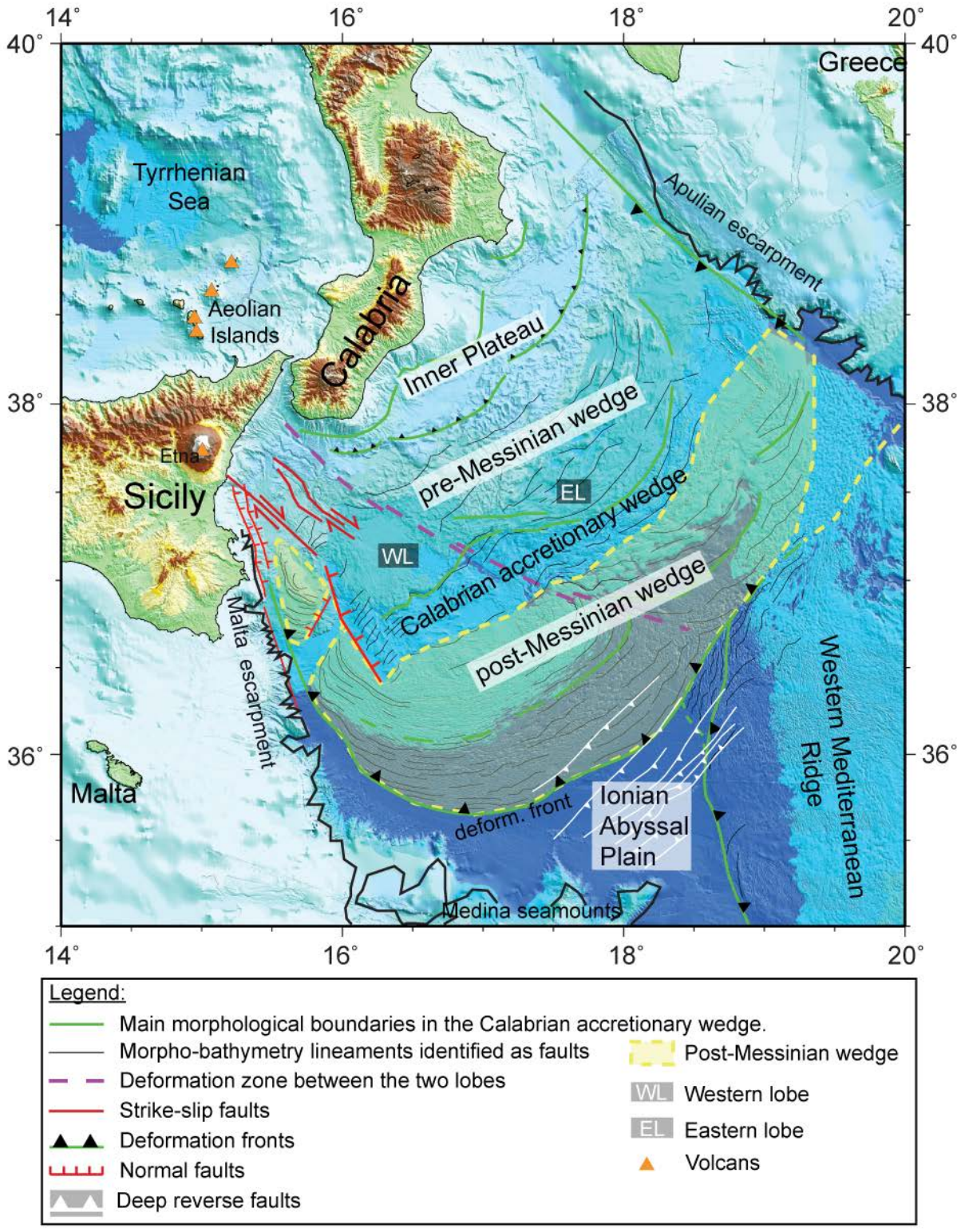


Figure II.7 : Carte bathymétrique de la mer Ionienne montrant l'interprétation tectonique du prisme calabrais avec les quatre domaines morpho-structuraux (cadres blancs) ainsi que les principales structures tectoniques(Gutscher, et al., 2017). Les linéaments morpho-bathymétriques identifiés comme des failles et les structures principales sont interprétées à partir de la morphologie du fond. Les failles décrochantes et normales (en rouge) sont liées à la déchirure latérale de subduction (modifié Gutscher, et al. (2016).

II.1.4 La plaine abyssale Ionienne

La plaine abyssale Ionienne est un bassin profond situé entre les deux prismes d'accrétions décrits précédemment : la ride méditerranéenne à l'Est et le prisme calabrais à l'Ouest (Figure II.8). Les monts de Médine (ou ride de Médina) délimitent le bassin au sud. Les bords de la plaine abyssale sont caractérisés par des changements de niveaux important dans la bathymétrie au niveau des deux prismes d'accrétions (lorsque le fond marin légèrement ondulé change en une pente plus importante voir même une rupture de pente) (Hieke, et al., 2003). En revanche, au sud de la plaine, le fond marin augmente progressivement vers la ride de Médina au sud (Hieke, et al., 2003). La charte bathymétrique de la Méditerranée (IBCM) propose que le bassin soit délimité par le contour -4000 m de profondeur (Intergovernmental Oceanographic Commision - I.O.C. (1981), sachant que le point le plus profond est situé à 4140 m avec une superficie estimée à 5000 km^2. Sa surface n'est pas parfaitement plane et sans relief, comme le montre par exemple, la présence d'une ride appelé le « *Victor Hensen Seahill* » (VHS), émergeant au Sud-Est de la plaine abyssale (Hieke and Wanninger, 1985). Elle se situe entre 3660 et 3740 m de profondeur, longue de 10,5 km et large de 1,75-2,4 km. La hauteur maximum observée est de 320 m.

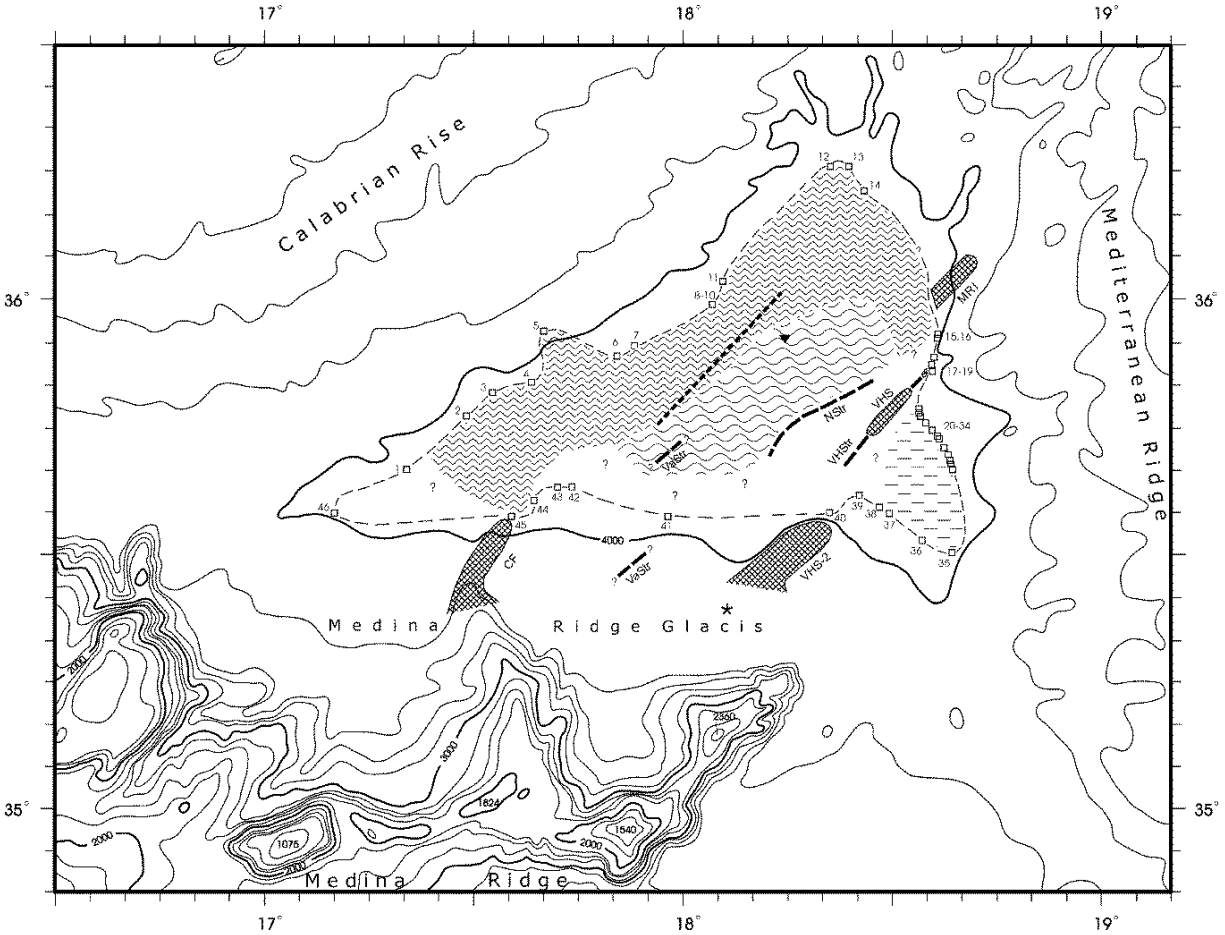


Figure II.8 : Carte bathymétrique de la plaine abyssale Ionienne réalisée à partir des données IOC (1981) montrant le contour approximatif de la plaine abyssale (ligne en pointillée). Les croix hachurées représentent les reliefs non répertoriés par les données IOC avec, en particulier, le « Victor Hensen Seahill » (VHS). Le triangle noir est la position de la partie la plus profonde de la plaine abyssale (4140 m) (Hieke, et al., 2003).

La composition de la croûte au niveau de la plaine abyssale Ionienne diverge selon les auteurs, elle est interprétée comme une relique de l'océan Téthys (Finetti, 1982; Catalano, et al., 2001) ou comme de la croûte continentale amincie (Hinz, 1974; Hieke, et al., 2003; Roure, et al., 2012). Cette

plaine abyssale fait partie de la plaque Africaine en subduction sous les arcs calabrais et hellénique (Hieke, et al., 2003) constituant un vaste piège à sédiment. Les premières données sismiques de forte pénétration ont mis en évidence une croûte épaisse de 8-10 km (Makris, et al., 1986; De Voogd, et al., 1992) se situant en dessous d'une épaisse couche sédimentaire de 6-8 km, composée de sédiments pélagiques Mésozoïque-Cénozoïque, d'une couche Messinienne et d'une succession de couches turbiditiques Plio-Quaternaire (Minelli and Faccenna, 2010).

II.2 Le climat durant les dernier 25 ka en Méditerranée orientale

La mer Méditerranée est localisée entre la latitude 30°N et 45°N environ. Les zones côtières entourant cette mer sont soumises à une zone climatique marquée par des fronts atmosphériques qui régulent les transferts de chaleurs entre l'équateur et les hautes latitudes. Cela engendre des contrastes climatiques sur le pourtour Méditerranéen.

Par le passé, le climat a évolué principalement à cause de la variation des mouvements orbitaux de l'axe de la Terre. Cela se caractérise surtout par une alternance de périodes glaciaires et interglaciaires, elles-mêmes marquées par des évènements climatiques dans certaines régions (par exemple, dans l'hémisphère nord, le Younger Dryas). Ces variations modifient l'environnement terrestre et marin, ce qui engendre des répercussions sur la faune et la flore locale mais aussi sur, la température de l'eau de surface (SST), sur la salinité … Plusieurs études s'attardent donc sur la reconstitution du climat, basées sur divers outils comme, par exemple, les assemblages de foraminifères ou étude des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}O$) (Geraga, et al., 2008; Kontakiotis, 2016).

Au cours des derniers 25 ka, des études, en particulier sur des foraminifères, ont permis de mettre en évidence plusieurs variations en Méditerranée orientale (Kontakiotis, 2016) et en mer Ionienne (Geraga, et al., 2008). Pendant les derniers 25 ka le climat a varié avec la dernière période glaciaire suivit de l'interglaciaire actuel (Figure II.9). Le maximum de la période glaciaire se situe vers 18 ka, ce qui correspond au maximum du volume de glace et au niveau marin le plus bas (calculé d'une moyenne de -120 m) avant une remontée des températures et de fonte de glace. Certaines de ces informations se retrouvent enregistrées par différentes espèces de foraminifère (comme la température de l'eau) et montrent bien une période de refroidissement en mer Ionienne durant cette période.

A partir de 15 ka, l'augmentation de la SST (température de l'eau) témoigne du réchauffement global et donc de la rentrée dans la période interglaciaire actuelle (Figure II.9). Toutefois, cette période ne sait pas faite progressivement et a connu des évènements climatiques abrupts, tel que le Bølling-Allerød (ou GI-1) daté entre 14,7 et 12,9 ka (Björck, et al., 1998; Lowe, et al., 2008). Cet évènement se caractérise par une forte hausse des températures soudaines (sur une période de 200-300 ans). Le Bølling-Allerød est suivi d'un autre évènement climatique qui durera entre 1000 et 2000 ans, le Younger Dryas, qui correspond à une chute des températures nette. La fin du Younger Dryas se situe aux alentours de 12 ka et est marquée par la hausse progressive des températures. Cela marque aussi l'entrée dans l'Holocène. La période entre 10,5 et 7 ka va être marquée par le dépôt du sapropèle 1 en Méditerranée orientale. Durant ce dépôt, un nouveau refroidissement abrupt qui ne durera que 1 ou 2 ka, aura lieu vers 8,2 ka et il sera le dernier évènement abrupt de l'Holocène. Cette période sera toutefois encore marquée par quelques faibles variations climatiques (l'optimum climatique médiéval et le petit âge glaciaire).

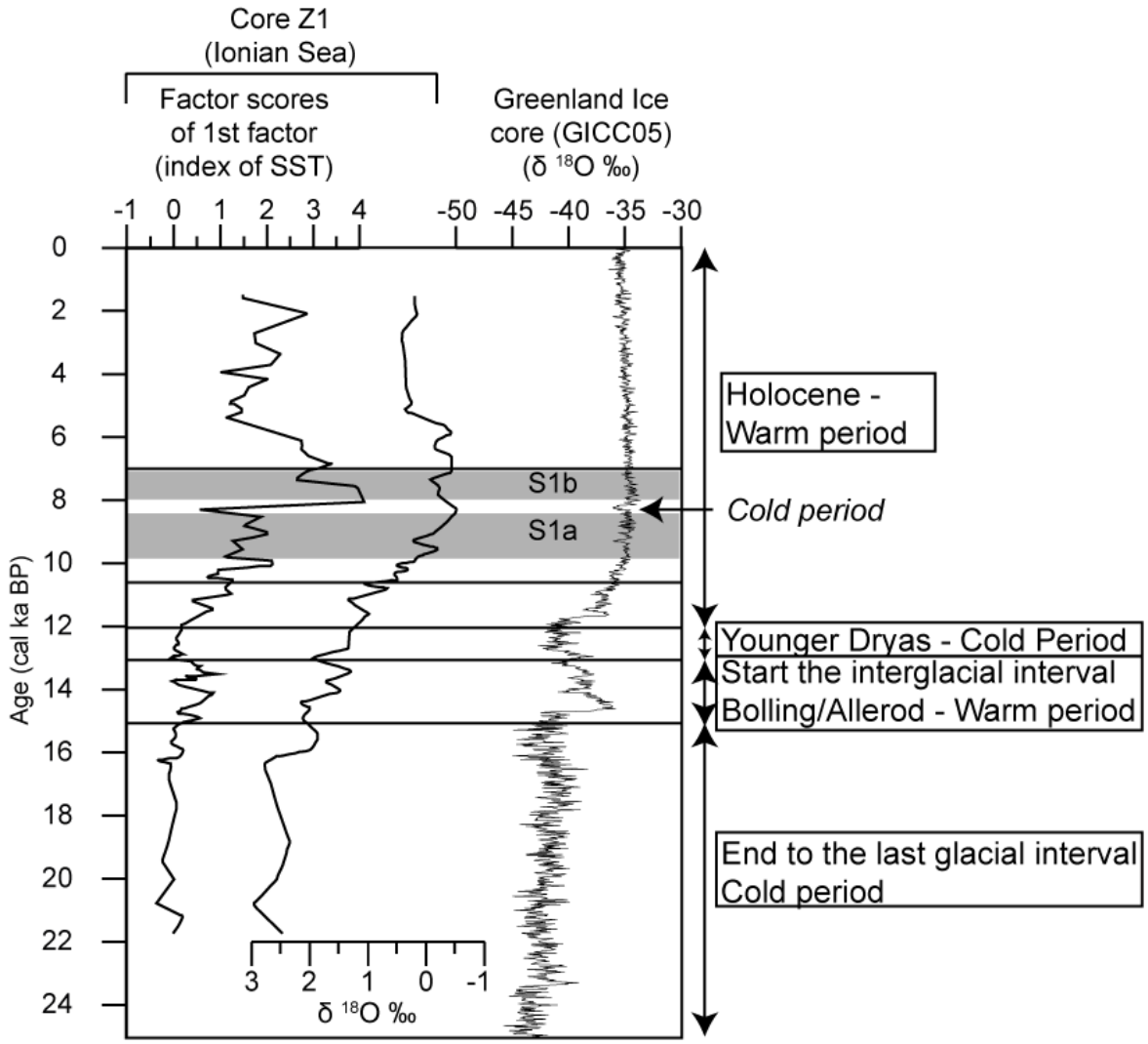


Figure II.9 : Exemple de variations climatiques enregistrées dans une carotte sédimentaire (Z1, localisé dans la partie Nord-Est de la mer Ionienne – 39°15'11'' ; 19°51'59'') et dans des carottes de glaces (GICC05 est un combiné de plusieurs carottes sédimentaires prélevées dans la calotte glaciaire du Groenland). Le premier factor correspond à une analyse factorielle réalisé sur un assemblage de foraminifère et donnant des informations sur la température de l'eau (les valeurs basse correspondant à une baisse de la SST). Ces données sont corrélés avec le $\delta^{18}O$ de cette même carotte et avec le $\delta^{18}O$ des glaces (Wolff, et al., 2010). (figure modifié de (Geraga, et al., 2008).

II.3 La sédimentation profonde en mer Ionienne

Les dépôts observés dans la sédimentation profonde ainsi que leurs origines en mer Ionienne sont très variés. La plupart sont facilement identifiables et ont été particulièrement étudiés comme les sapropèles, ou les téphras. L'objectif de la partie suivante est de décrire et d'expliquer la formation de ces dépôts qu'ils soient issus de processus de décantation ou de processus gravitaire que l'on peut observer en mer Ionienne.

II.3.1 Dépôts pélagiques

Par définition, les sédiments pélagiques correspondent à un dépôt constitué de micro-fossiles dilués par une fraction non-biogène très fine (de type argile), et dont les éléments sont d'origine terrigène, authigène ou cosmique. La sédimentation pélagique se dépose lentement sur les fonds marins, à travers la colonne d'eau, avec des particules produites en surface. En mer Ionienne, on

peut différencier deux types de dépôts pélagiques : les dépôts hémipélagique et les dépôts de sapropèles.

a. Dépôts hémipélagiques

Les dépôts hémipélagiques se forment par la lente accumulation sur les fonds marins, d'un mélange entre des micro-organismes et de fines particules détritiques d'origine diverses. Ces dépôts sont souvent intercalés avec les dépôts turbiditiques. La composante détritique de ces dépôts correspond généralement à des minéraux d'origine continentale (quartz, feldspath …). C'est dans ces parties du dépôt que l'on prélève des échantillons afin de réaliser des datations (pour le $\delta^{18}O$ ou ^{14}C par exemple) car ils correspondent à des dépôts non-remaniés.

La reconnaissance des dépôts hémipélagiques dans une carotte sédimentaire se fait grâce à la granulométrie (qui est à dominance argileuse) et à la géochimie, qui dépend de la zone de prélèvement. En mer Ionienne, les dépôts hémipélagiques sont généralement riches en calcium (grâce notamment à la présence de foraminifères) (Figure II.10).

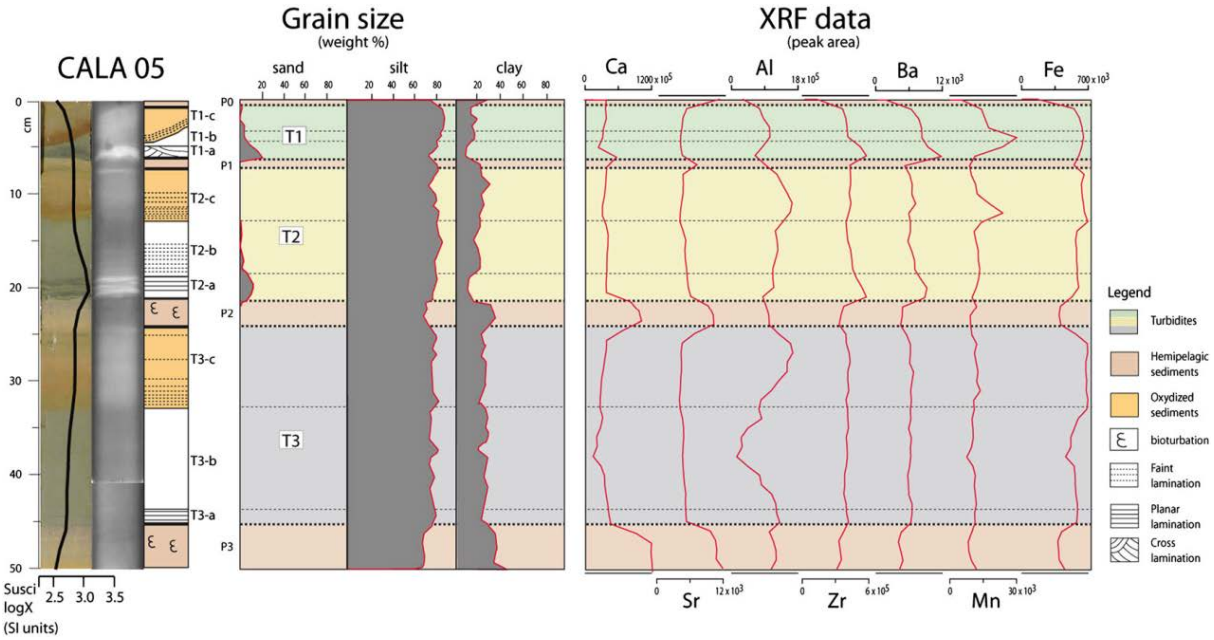


Figure II.10 : Exemple de dépôts hémipélagiques (en orange) intercalés avec des dépôts turbiditiques de la carotte CALA 05 (35°42.557 ; 16°40.124) avec la photographie, l'imagerie rX, le log sédimentologique, la granulométrie et les données XRF (Polonia, et al., 2013b).

b. Dépôts de sapropèle

Dans la sédimentation pélagique de la Méditerranée, et en partie sur le bassin occidental et le bassin Ionien, certains niveaux sont caractérisés par des dépôts sombres appelés sapropèles. Ils ont été définis et décrits par Kidd, et al. (1978) en Méditerranée orientale. Il s'agit de niveaux riches en matière organique dont le pourcentage de carbone organique total (TOC) dépasse les 2 % avec une épaisseur minimum de 1 cm (Figure II.11). Ils contiennent généralement des foraminifères planctoniques et parfois des débris végétaux. Ils sont complètement dépourvus de foraminifères benthiques. Cette absence de faune des fonds marins et la préservation de matière organique témoigne de fonds marins pauvre en oxygène, voir anoxique. Les dépôts sont numérotés de 1 au nombre de sapropèles observés dans des carottes avec le S1 qui correspond au plus récent. Sur les derniers 420 ka, 10 sapropèles ont été identifiés en Méditerranée orientale.

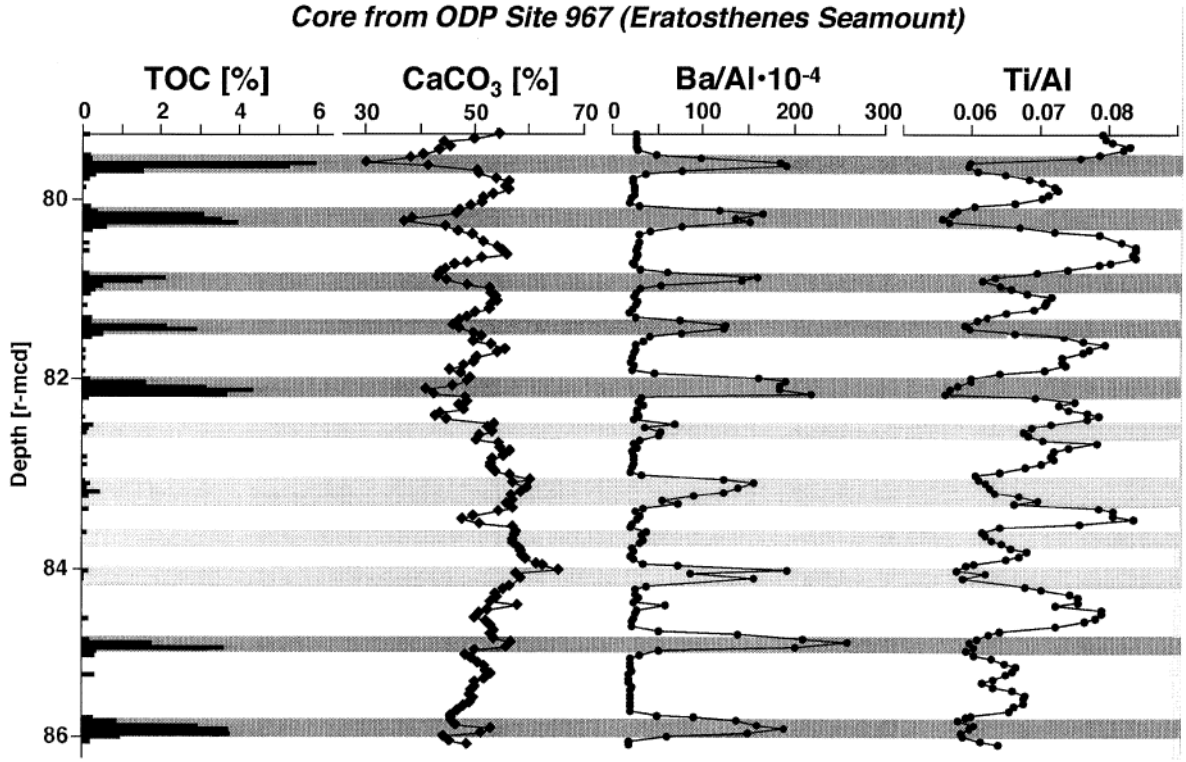


Figure II.11 : Exemple de carotte sédimentaire prélevée dans le bassin Levantin avec des dépôts de sapropèles (indiqué par les rectangles gris). Le TOC correspond au carbone organique total qui doit être supérieur à 2% dans les dépôts de sapropèles. La teneur en $CaCO_3$ caractérise la concentration en carbonate. Le rapport Ba/Al est un traceur géochimique pour montrer la productivité biologique (les valeurs élevée signifient une hausse de la productivité) (Emeis, et al., 2000).

Le dernier sapropèle enregistré dans les sédiments marins est nommé S1 et il s'est produit au début de l'Holocène (Paterne, 2006). La datation de la base et du sommet du dépôt est variable en fonction de la zone d'étude et des auteurs. Cela varie entre 6,3 et 8 ka pour le sommet et entre 8,3 et 11,8 pour la base (Cita, et al., 1977; Jorissen, et al., 1993; Lourens, et al., 1996; Rossignol-Strick, 1999).

Deux hypothèses principales expliqueraient la formation des sapropèles :

- Une diminution, voir un arrêt de la formation d'eau profonde en raison d'une stratification de la colonne d'eau qui conduirait à une anoxie des fonds marins. Cette diminution peut être due à une arrivée massive d'eau douce par les fleuves (par exemple, par le Nil lors des périodes de mousson intenses) et/ou par une augmentation des températures favorisant la stratification (Cita, et al., 1977).
- Une augmentation de la productivité primaire grâce à une meilleure disponibilité des éléments nutritifs apporté par les rivières et qui serait responsable d'une forte exportation de matière organique vers les fonds marins (Corselli, et al., 2002).

D'autres études expliquent que c'est la combinaison des deux hypothèses qui est à l'origine des sapropèles (Rohling and Gieskes, 1989; Emeis, et al., 2000). Malgré une littérature riche sur ce sujet, les mécanismes de formations de sapropèles restent encore débattus.

La plupart des sapropèles se forment durant les périodes interglaciaires (avec quelques exceptions) et seraient liés à des périodes de forte mousson Africaine (Rossignol-Strick, 1983).

Seulement, ce dernier n'explique pas à lui-seul la formation de ce type de dépôt. D'autres paramètres plus ou moins variables favoriseraient la création de sapropèles comme, l'apport d'eau douce par la fonte des glaciers (Olausson, 1961) ou l'augmentation du niveau marin (Fairbank, 1989).

II.3.2 Les téphras

La zone méditerranéenne est marquée par plusieurs régions volcaniques avec une activité explosive récurrente durant le Quaternaire. Les dépôts observés suite aux éruptions volcaniques sont appelés téphras. Ce terme a été définit par Thorarinsson (1954) et il les décrit comme étant des dépôts contenant du matériel volcanique (ponces et/ou verres volcaniques) déposé par les retombés de particules volcaniques suite à une éruption volcanique. Les particules peuvent être transportées par le vent et se déposent en mer, permettant ainsi l'enregistrement des téphras dans le sédiment marin.

Autour de la mer Ionienne, les deux principales sources de téphra sont : les provinces volcaniques italiennes (les îles Eoliennes, l'Etna, Pantelleria les provinces Campanienne et Romaines) et les provinces autour de l'arc hellénique (Santorin, Milos, et Nisyros) (Figure II.12).

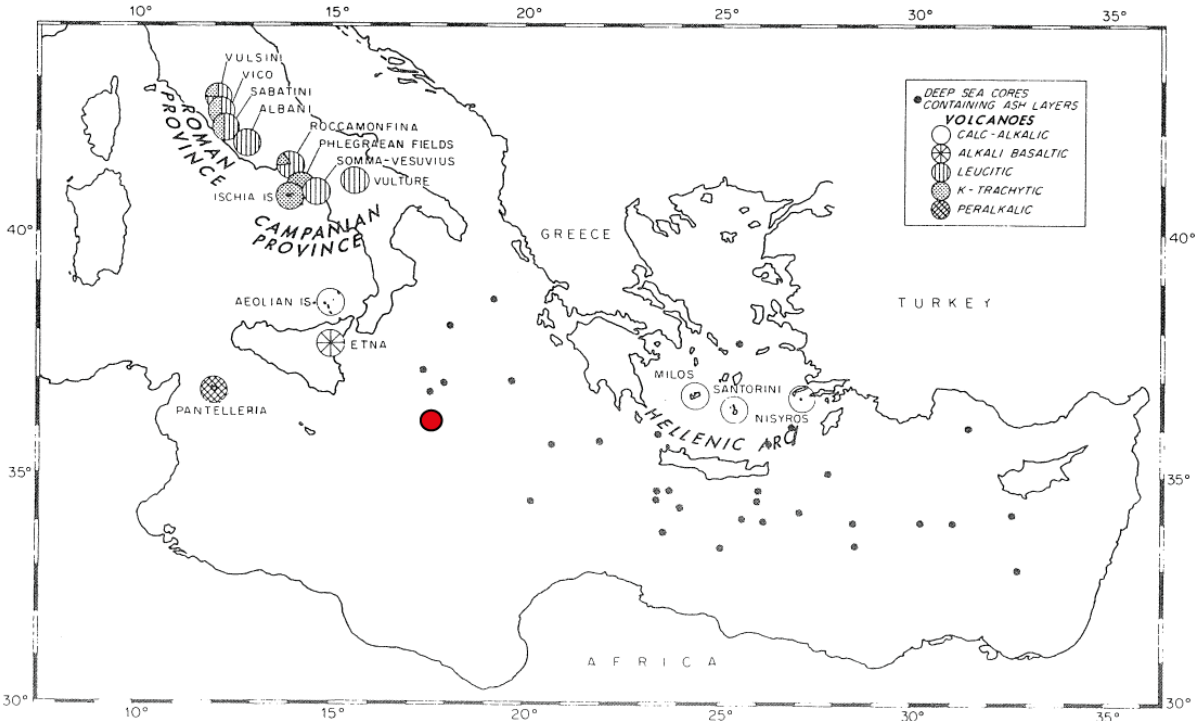


Figure II.12 : Distribution des principaux centres volcaniques dans la région centre et orientale de la Méditerranée d'âge Quaternaire. Les points noires correspondent à des carottes sédimentaires qui contiennent des téphras (Keller, et al., 1978). Le point rouge correspond à la carotte KC01B utilisé dans l'étude de Insinga, et al. (2014).

Les premières découvertes sur des téphras observés dans des carottes sédimentaires prélevées en Méditerranée orientale remontent à la Swedish Deep-Sea Expedition de 1947-1948. Par la suite de nombreuses études menées sur les téphras dans cette région ont permis le développement de la téphrochronologie en Méditerranée créant ainsi une base de données la plus complète possible de ces dépôts. Par exemple, les travaux menés par Insinga, et al. (2014), ont permis de compléter une base de données réalisée à partir de l'étude de téphras visibles sur plusieurs carottes localisées en mer ionienne (Figure II.13). Des analyses géochimiques sont réalisées sur les particules volcaniques pour déterminer la composition des téphras et les identifier. Afin de connaitre le type de volcanisme associé aux dépôts, les résultats géochimiques sont intégrés dans un diagramme mis en place par Le

Bas, et al. (1986) (Figure II.14). Cela facilite la reconnaissance d'un téphra, permettant de l'associer à un volcan particulier et à une éruption volcanique spécifique. L'âge de ces dépôts a aussi été calculé à partir de divers méthodes tels que $^{40}Ar/^{39}Ar$, Ra/Th ou l'utilisation de l'isotope de l'oxygène (Insinga, et al., 2014). Les téphras, lorsqu'ils ne sont pas remaniés, peuvent donc être de bons marqueurs stratigraphiques dans les carottes sédimentaires.

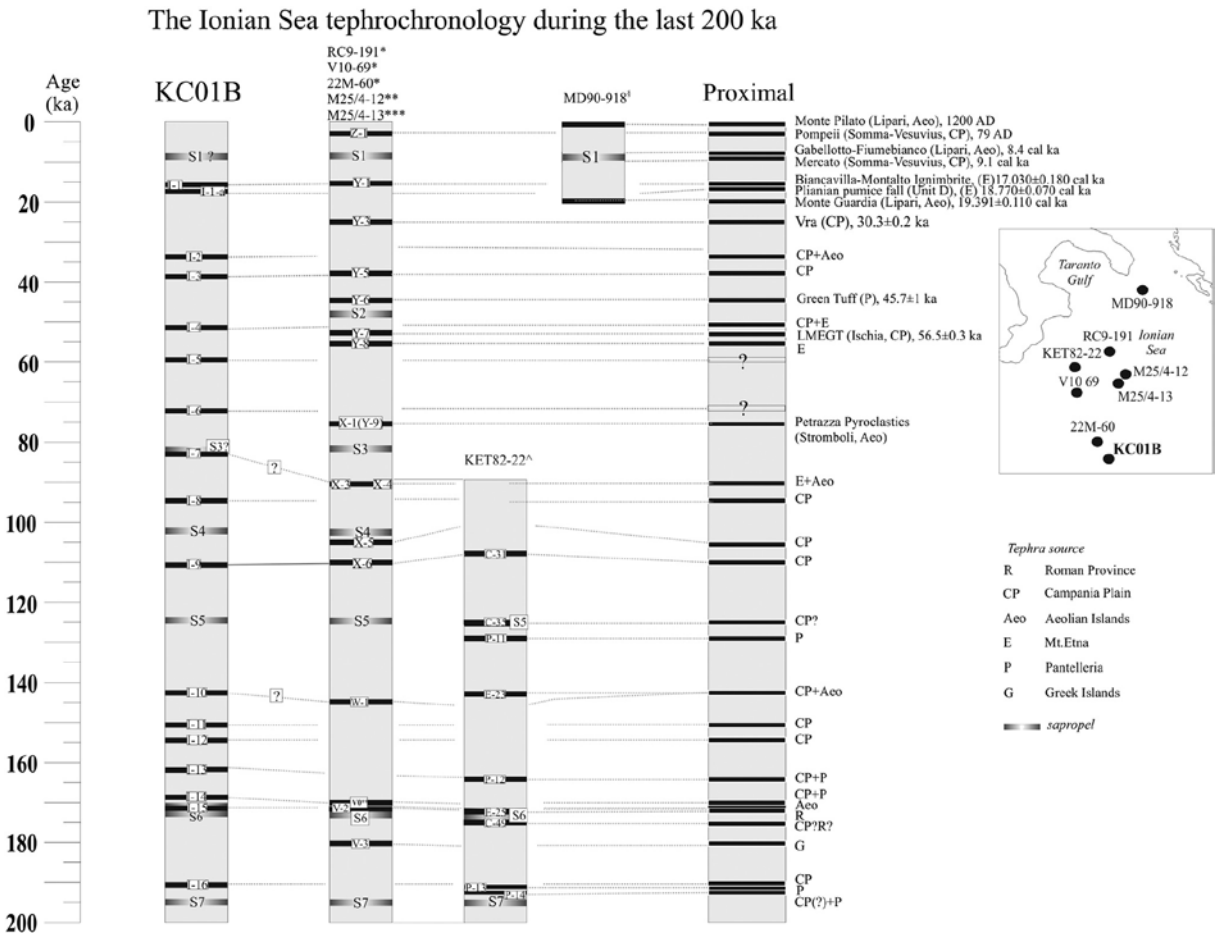


Figure II.13 : Exemple d'étude de dépôts volcaniques corrélés entre plusieurs carottes sédimentaires localisées en mer Ionienne (Insinga et al., 2014).

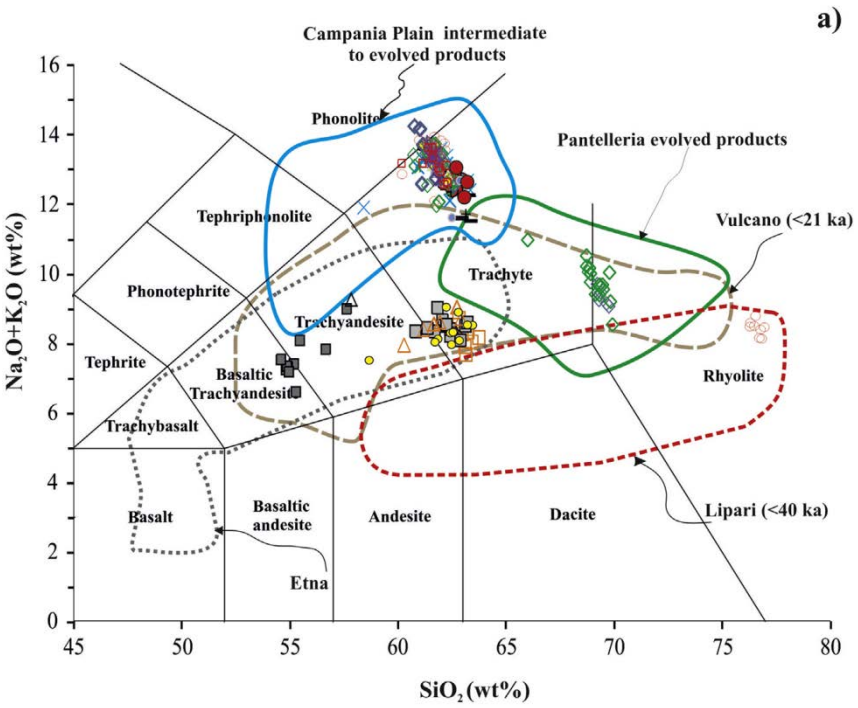


Figure II.14 : Exemple de diagramme TAS (Total des Alcalins/Silicates – Le bas et al., 1986) avec l'étude de téphra observé dans la carotte KC01B (Insigua et al., 2014). La composition moyenne de divers volcans est représentée en pointillé (Lustrino, et al., 2011; Smith, et al., 2011; Melluso, et al., 2012; Tomlinson, et al., 2012; Albert, et al., 2013; Rotolo, et al., 2013).

Des études similaires ont été réalisées sur le volcan Etna (Tanguy, 1981; Tanguy, et al., 2007; Branca, et al., 2011; Tanguy, et al., 2012) se trouvant en Sicile à partir de données de téphra, mais surtout à partir de données terrestres. Cela permet d'avoir un historique assez complet sur les éruptions de volcan, plus ou moins violentes, et particulièrement actif sur les trois derniers millénaires (Figure II.15).

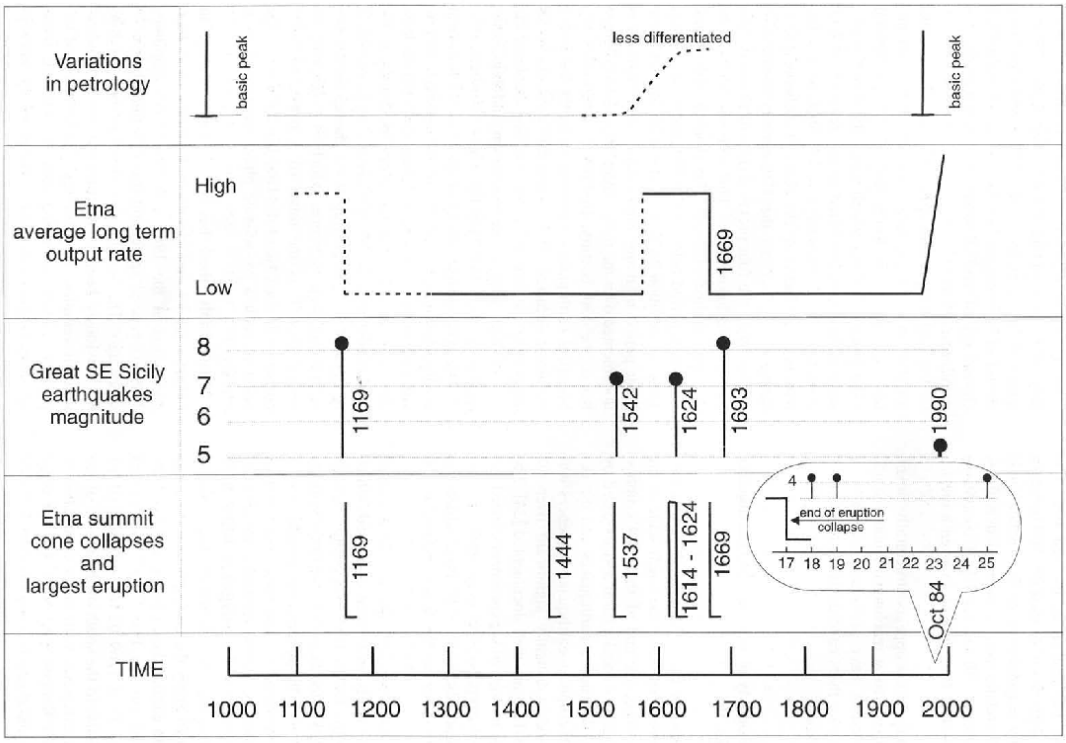


Figure II.15 : Exemple des éruptions les plus importantes de l'Etna des années 1000 à 2000 (Hirn, et al., 1997).

II.3.3 Les dépôts gravitaires

Les dépôts gravitaires sont le résultat de mouvements de masses, tels que des courants de turbidités, des coulées de débris, des glissements … Les dépôts qui en résultent ont des caractéristiques bien définies (chapitre I.1.1). La partie suivante ne traitera que des dépôts turbiditiques en mer Ionienne et des méga-dépôts observés en mer Méditerranée.

a. Les turbidites

Les dépôts turbiditiques ont été définit par Bouma (1962) et correspondent à une couche détritique avec un granoclassement normal. Ce type de dépôt est étudié en mer Ionienne par divers auteurs et sont le plus souvent associés à des séismes et/ou tsunamis (Ryan and Heezen, 1965; Kastens, 1984; Perri, et al., 2012; Polonia, et al., 2013b).

Les dépôts turbiditiques étudiés en mer Ionienne sont généralement composés d'une base sableuse, érosive avec des structures et le dépôt est granoclassé (Ryan and Heezen, 1965; Perri, et al., 2012; Polonia, et al., 2013b). Toutefois, la composition diffère en fonction de la source de sédiment et de ce fait de la localisation des carottes sédimentaires. Par exemple, les carottes étudiées par Perri, et al. (2012) ont été prélevées au large de la marge Nord-Calabraise. La composition principale des turbidites est un sable quartzofelsdpathique avec des fragments de roches métamorphiques et plutoniques, caractéristiques des montagnes Sila (situé en Calabre).

D'autres dépôts turbiditiques ont été étudiés dans des carottes prélevées le long du front de déformation du prisme calabrais (Ryan and Heezen, 1965; Polonia, et al., 2013b). Ils sont composés de sable détritique provenant des roches métamorphiques et cristallins observées au Sud de la Calabre et au Nord-Est de la Sicile (Duplaix, 1958). Dans certains dépôts, des minéraux volcaniques sont aussi observés (Ryan and Heezen, 1965). Ces informations indiquent que la source du sédiment serait le détroit de Messine. Les études plus récentes menées par Polonia, et al. (2013b) ont permis de compléter la description des dépôts turbiditiques avec en particulier un pic de susceptibilité magnétique et de Zr à la base et un pic de Mn et Ba au sommet des dépôts (Figure II.16).

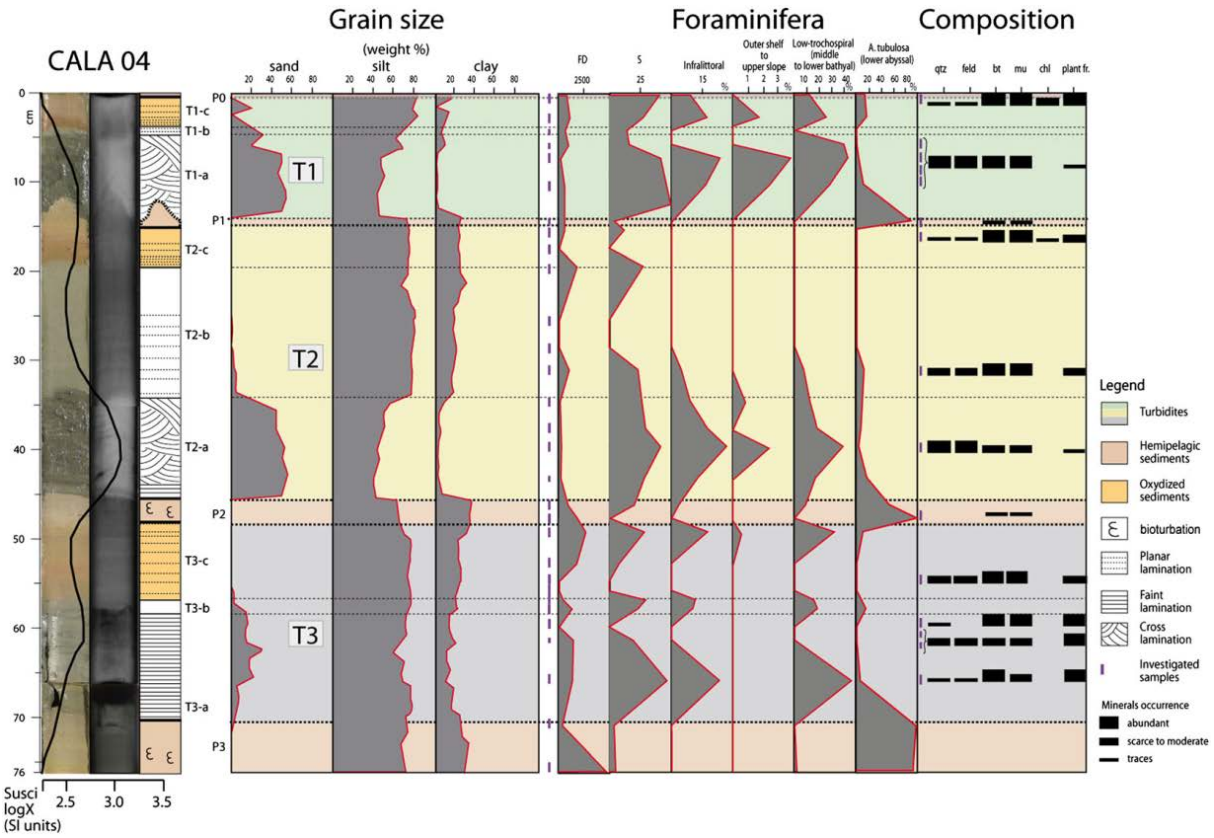


Figure II.16 : Exemple de dépôts turbiditiques (en gris, jaune et vert) intercalés avec des dépôts hémipélagiques (en orange) observés dans la carotte CALA 04 (35°39.643 ; 16°34.845) avec la photographie, l'imagerie rX, le log sédimentologique, la courbe de susceptibilité magnétique (en noire), la taille des grains et la composition minéralogique (qz = quartz ; feld = feldspath ; bt = biotite ; mu = muscovite ; chl = chlorite ; plant fr. = fragment de plantes) (Polonia et al., 2013).

Les dépôts turbiditiques observés dans les carottes prélevées dans le nord du bassin Ionien sont liés aux décharges fluviatiles des fleuves qui drainent les monts Sila. Mais les dépôts situés le long du front de déformation sont liés aux séismes et aux tsunamis enregistrés dans la région Sud-Calabre et Est-Sicile.

Suite au séisme de Messine en 1908, un glissement sous-marin et une coulée turbiditique a pu être mise en évidence dans le détroit de Messine grâce à la rupture d'un câble de télégraphe situé entre Gallico et Gazzi à 250 m de profondeur (Ryan and Heezen, 1965) (Figure II.17). D'autres ruptures ont été localisées en mer Ionienne sur un autre câble sous-marin, tiré entre les îles de Malte et de Zante ainsi qu'au nord de la Sicile, avec une rupture sur le câble entre Milazzo et l'île de Lipari. Le dépôt turbiditique lié à cet évènement est observé dans plusieurs carottes sédimentaires (Ryan and Heezen, 1965; Polonia, et al., 2013b) et daté récemment grâce aux isotopes du Plomb 210 et au Cesium 137 (Polonia, et al., 2013b). C'est grâce à ces ruptures de câbles et à ces études que le lien entre les séismes et les dépôts turbiditiques a pu être démontré.

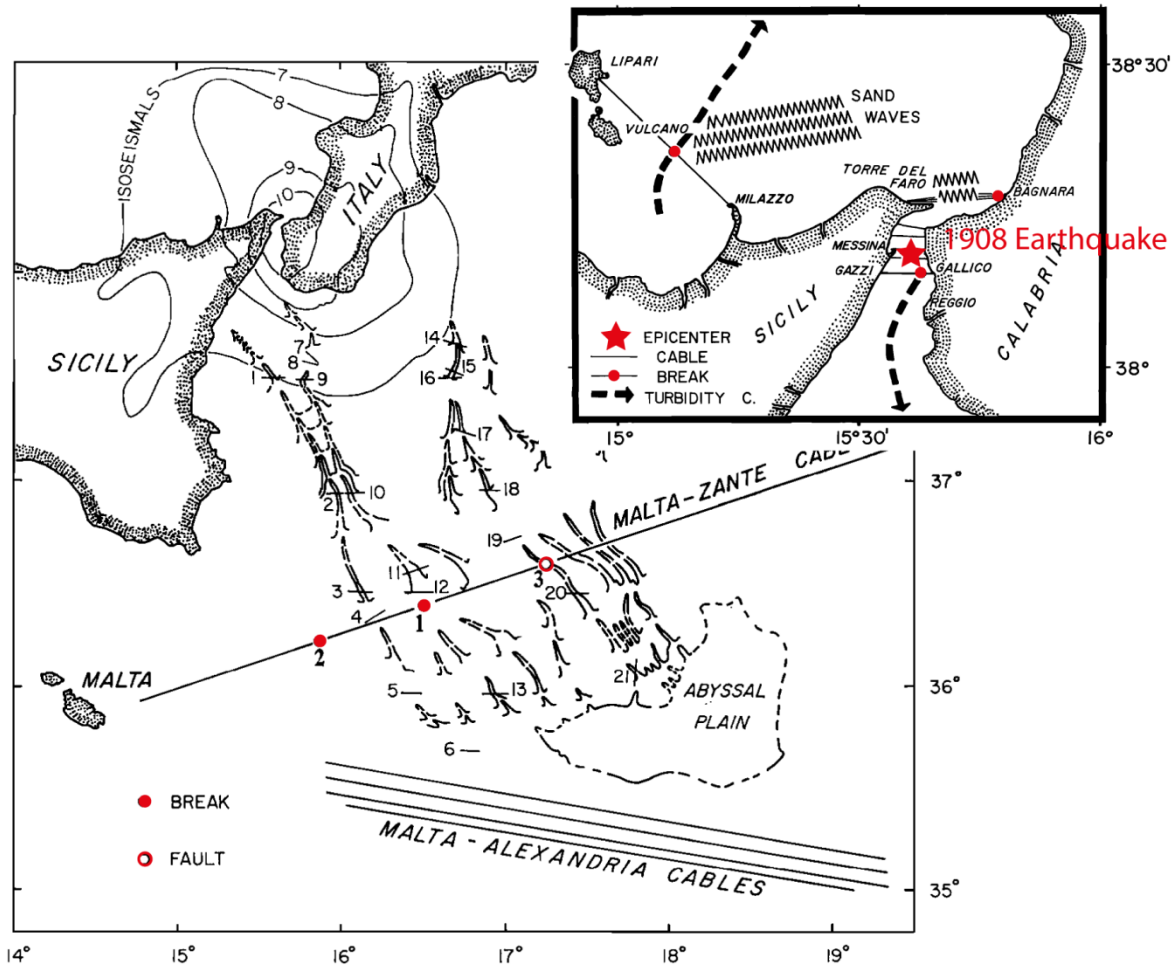


Figure II.17 : Cartes simplifiées montrant la localisation des couloirs turbiditiques de la partie Ouest du prisme calabrais ainsi que la localisation des câbles télégraphiques et leurs points de rupture suite au séisme de 1908 (Ryan and Heezen, 1965).

Les études plus récentes menées par Polonia, et al. (2013b) ont permis de relier des dépôts turbiditiques observés dans des carottes sédimentaires, à d'autres séismes connus grâce aux datations par ^{14}C. Le deuxième dépôt turbiditique a été daté entre 1527-1814 AD, ce qui permet de relier cette turbidite au séisme de 1542 (magnitude 6,7) ou 1693 (magnitude 7,4). La troisième turbidite, a été datée entre 1063 et 1417 AD. Pendant cette période, un séisme d'une magnitude 6,4 a été enregistré en 1169 qui est probablement l'évènement déclencheur du courant de turbidite.

b. Les méga-dépôts (homogénite et/ou de mégaturbidite) en Méditerranée

Le terme mégaturbidite a été introduit par Mutti, et al. (1984) et définit par Bouma (1987). Il est utilisé pour définir un dépôt épais, vaste et relativement homogène. Sa composition diffère de la série sédimentaire dans laquelle la couche a été trouvée. La taille des grains peut varier entre des larges blocs et l'argile. Ce terme a été proposé pour décrire dans un premier temps une couche exceptionnellement épaisse et de grande étendue de carbonate datant de l'Eocène visible dans les Pyrénées (Mutti, et al., 1984). Il a été ensuite utilisé pour décrire d'autre méga-dépôts tels que la mégaturbidite de Contessa dans une formation du Miocène en Italie (10 à 16 m d'épaisseur, un volume de 30 km^3 et étendue sur 140 km) (Ricci Lucchi, 1985) ou la mégaturbidite située en plaine abyssale de Hatteras (au large des côtes Sud-Est des Etats-Unis) d'une épaisseur de quatre m et un volume de sédiment estimé à 100 km^3 (Elmore, et al., 1979).

Un deuxième terme désignant le même type de dépôt que la mégaturbidite, a été décrit à partir de données de carottage en mer Ionienne (Kastens and Cita en 1981). Il s'agit de l'homogénite. Ce dépôt est aussi un dépôt épais, gris, argileux homogène sans structure apparente et dont la granulométrie est décroissante de la base vers le sommet. Sa base est nette, parfois érosive. Il a été employé afin de décrire le méga-dépôt d'Augias visible au niveau de la plaine abyssale Ionienne.

Ces deux types de dépôt sont utilisés pour décrire des méga-dépôts dans la littérature, l'utilisation d'un des deux termes dépend de l'auteur et des outils utilisés. Dans le domaine des dépôts marins silicoclastiques profonds, plusieurs processus peuvent être à l'origine de ce type de dépôt comme les glissements, les écoulements de débris, les courants de turbidité de haute densité, les courants de turbidité, les écoulements fluidisés, du transport hémipélagique et des couches des nuages néphéloïdes.

Plusieurs mégaturbidites ou homogénites ont été étudiés dans le monde dans différentes mers, océans ou lacs (Chapron, et al., 1999; Bertrand, et al., 2008; Wetzel and Unverricht, 2013) mais la suite du paragraphe sera consacrée à celles étudiées en Méditerranée. Elles se situent dans trois bassins différents, une dans le bassin des Baléares à l'ouest, une au niveau de la plaine abyssale Herodotus à l'Est et une troisième dans le bassin Ionien, au centre (Figure II.18).

- ***Méga dépôt du bassin des Baléares***

Ce bassin, situé en Méditerranée Occidentale, est bordé par le système du Var et du Rhône au nord, la Corse et la Sardaigne à l'Est, la marge Algérienne au Sud et les îles Baléares à l'ouest et délimité par l'isobathe 2800 m. Dans ce bassin d'une superficie de 77 000 km^2, des données sismiques de haute résolution ont mis en évidence un dépôt épais, latéralement continu et acoustiquement transparent. L'épaisseur du dépôt est estimée à 8-10 m et se situe à 10-12 m sous la surface du fond marin. Cinq carottes sédimentaires contenant ce dépôt ont mis en évidence un dépôt de boue épais sans structure avec une base sableuse/silteuse (de taille inférieur à 20 cm). La position et l'épaisseur des dépôts observés dans les carottes correspondent aux couches acoustiquement transparentes observées dans les profils sismiques. La continuité de ce dépôt dans plusieurs profils sismiques montre qu'il s'agit d'un seul dépôt lié à un seul évènement. De plus, la composition géochimique du dépôt étant similaire dans les cinq carottes, confirme qu'il s'agit bien d'un évènement unique. Si le dépôt était présent sur toute la surface du bassin, le volume de sédiment de cette mégaturbidite serait de 600 km^3 (Rothwell, et al., 2000) (Figure II.18).

Les datations ^{14}C, effectuées dans les carottes sédimentaires, estiment l'âge du dépôts à environ 22 ka cal BP. A cette même période, le niveau marin est au plus bas et le volume des glaces au maximum, entrainant une déstabilisation des hydrates de gaz (clathrate) dans le monde entier. Leurs déstabilisations auraient pu favoriser des instabilités gravitaires et créer ce genre de méga-dépôt (Rothwell, et al., 1998) mais à partir des données sismiques, les auteurs estiment leurs quantités insuffisantes pour être l'évènement déclencheur de cette mégaturbidite (Rothwell, et al., 2000). La seconde hypothèse proposée est un apport sédimentaire important pendant la période de bas niveau marin des trois fleuves majeurs qui bordent la marge nord-ouest méditerranéenne. L'accumulation importante de sédiment terrigène sur la marge pourrait être l'origine de ce méga-dépôt (Bellaiche, 1993).

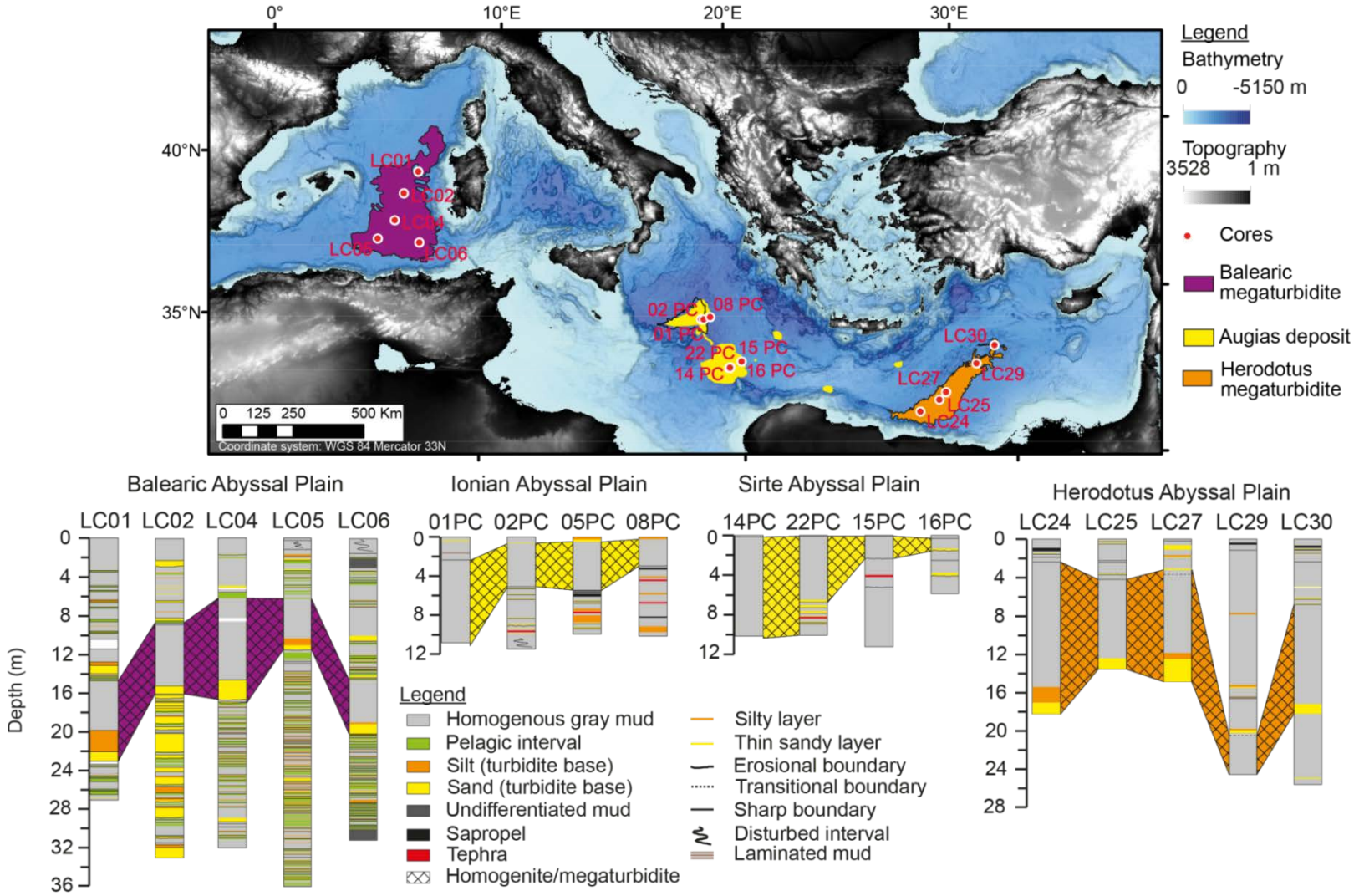


Figure II.18 : Carte bathymétrique montrant l'étendu des 3 mégaturbidites observées en Méditerranée et des logs sédimentologiques de carottes dans lequel ces méga-dépôts ont été décrits : la mégaturbidite des Baléares localisée au niveau de la plaine abyssale des Baléares, à l'Ouest (Rothwell, et al., 1998; Rothwell, et al., 2000), la mégaturbidite d'Augias localisée au niveau des plaines abyssales Ionienne et de Syrte (Cita and Aloisi, 2000; Hieke and Werner, 2000), au centre et la mégaturbidite d'Hérodotus, localisée au niveau de la plaine abyssale d'Hérodotus, à l'Est (Rothwell, et al., 2000). Les carottes sédimentaires sont localisées sur la carte par les points.

- ***Méga-dépôt de la plaine abyssale d'Hérodotus***

La plaine abyssale d'Hérodotus est un basin allongé, d'orientation Nord-Est - Sud-Ouest, délimité par l'isobathe 3000 m et situé au niveau de la partie nord-ouest du cône du Nil. La surface de ce bassin est de 27 000 km^2. Les cinq carottes, prélevées dans ce bassin, sont dominées par des turbidites boueuses épaisses et sans structures dont les sédiments proviennent du cône du Nil. Mais chacune de ces carottes est marquée par la présence d'une turbidite d'une épaisseur de 9 à 14 m et dont les sédiments proviendraient de la déstabilisation de la marge Nord-Africaine. La composition géochimique des sédiments étant identique dans les cinq carottes, l'hypothèse d'un même évènement à l'origine de ce dépôt est probable. Le volume calculé de sédiment pour ce dépôt serait de 300-400 km^3 (Rothwell, et al., 2000) (Figure II.18).

Les premières estimations d'âge de cette mégaturbidite datent ce dépôt à environ 27 ka (Reeder, et al., 1998). Cette âge, confirmé par des datations au ^{14}C plus récente (Reeder, et al., 2000), montre que cette mégaturbidite s'est déposée durant le dernier bas niveau marin (Rothwell, et al., 2000).

L'origine des deux mégaturbidites décrites précédemment est encore mal contrainte. Plusieurs auteurs suggèrent que la remontée du niveau marin peut être un facteur déclenchant pour ces dépôts (Figure II.19) (Cita, et al., 1984a; Rothwell, et al., 1998; Rothwell, et al., 2000).

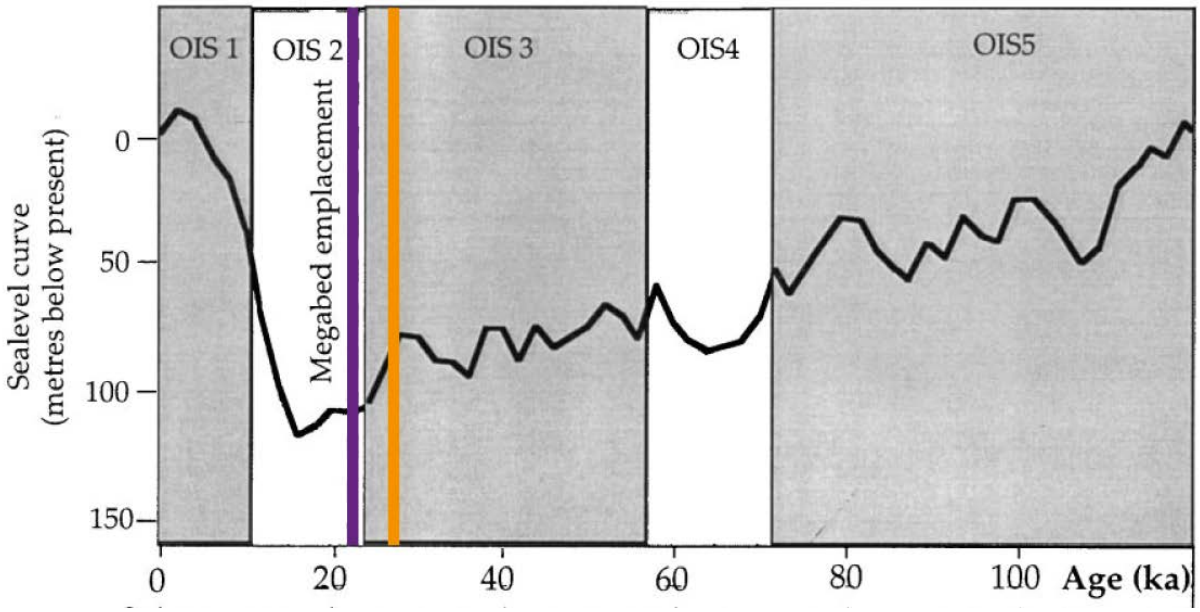


Figure II.19 : Courbe du niveau marine durant les derniers 120 ka (Shackleton, 1987) et position des mégaturbidites des Baléares (en violet) et d'Hérodotus (en orange) (Rothwell, et al., 2000).

- ***Méga-dépôts de la plaine abyssale Ionienne***

La sédimentation de la plaine abyssale Ionienne est marquée par la présence de trois couches acoustiquement transparentes appelées méga-dépôts dans la dernière centaine de mètres de sédimentation (Figure II.20). La découverte de la couche la plus récente date de 1978.Elle a été décrite pour la première fois en début des années 80 (Kastens and Cita, 1981). Ce dépôt est appelé le dépôt d'Augias. D'autres études ont permis de montrer que ce méga-dépôt n'était pas le seul observé en mer Ionienne. Deux autres couches acoustiquement transparentes sont visibles dans des profils sismiques. Elles sont appelées Deeper Transparent Layer (DTL ; Hieke and Wanninger (1985) et Thick Transparent Layer (TTL - Hieke (2000).

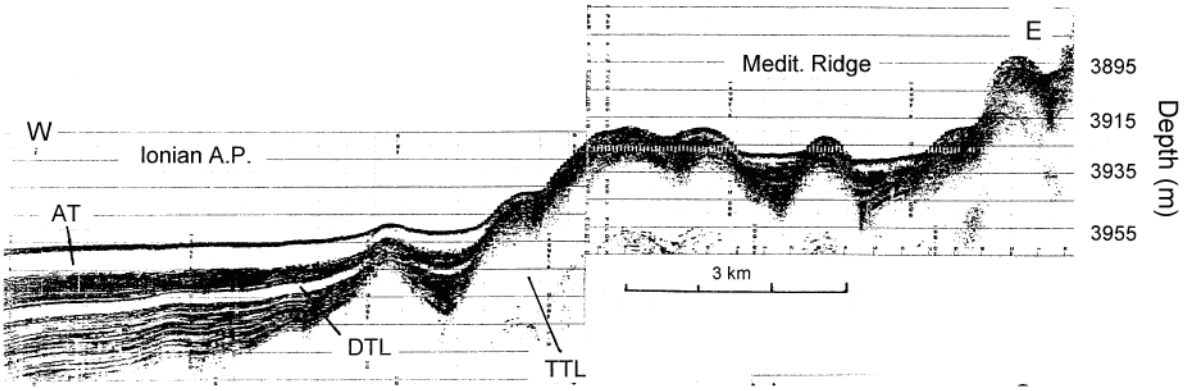


Figure II.20 : Exemple d'un profil sismique fait avec un sondeur Parasound durant la mission Meteor 25 (1973) et montrant les 3 couches acoustiquement transparentes, localisé en mer Ionienne : la mégaturbidite d'Augias (AT), la Deeper Transparent layer (DTL) et la Thick Transparent Layer (TTL) (Hieke, 2000).

- Le dépôt d'Augias :

Le dépôt d'Augias est le méga-dépôt le plus récent observé en mer Ionienne. C'est aussi le plus étudié (Kastens and Cita, 1981; Cita, et al., 1984b; Hieke, 1984; Cita, et al., 1996; Cita and Aloisi, 2000; Hieke, 2000; Hieke and Werner, 2000; Polonia, et al., 2013a; Polonia, et al., 2016c; San Pedro, et al., 2016). Les premières études sont issues de données de deux missions océanographiques en 1978 dans l'Est de la Méditerranée et plus particulièrement au niveau de petits bassins entourés de rides appelées la surface en « cobblestone » (surface composée de pavés arrondis). Cette topographie rugueuse forme des bassins et des rides sur lequel est superposé un système complexe de transport et de processus sédimentaires à petite échelle (Kastens and Cita, 1981). Dans ces bassins, une multitude de carottes sédimentaires ont été prélevées, dans lesquelles on observe une couche épaisse de boue grise, appelée homogénite (Kastens and Cita, 1981; Hieke, 1984; Cita, et al., 1996). Les premières analyses montrent que ce dépôt épais est constitué principalement d'aragonite et de quartz, ainsi que des nanofossiles (Kastens and Cita, 1981). La base est érosive. L'unité commence par une dépôt composé de sable de quelques centimètres et granoclassé (Kastens and Cita, 1981; Hieke, 1984). La particularité de ce dépôt est une partie supérieure argileuse, homogène, sans structure et épaisse (de 1 à 7 m d'après Kastens, 1981 ; jusqu'à 12 m d'après Hieke, 1984).

Suite à la description du dépôt d'Augias, quatre types d'homogénites ont été décrites par Cita, et al. (1996), chacune liée à leur localisation :

- « *Closed cobblestone* » (petit bassin fermé) : l'homogénite est décrite comme étant des turbidites composées de matériel pélagique remobilisé (appelée « turbidite pélagique » de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, de provenance locale. Elles s'observent dans les petits bassins des rides Méditerranéenne et Calabraise. Des dépôts de coulées de débris peuvent être présents à la base des turbidites (dans les bassins au-dessus de 200 m).
- La plaine abyssale: le dépôt observé correspond à une mégaturbidite de 10-20 m d'épaisseur, observée dans les plaines abyssales Ionienne et de Syrte. La source du dépôt est considérée comme étant la marge continentale africaine. Elle s'identifie aussi par des couches acoustiques transparentes sur les profils de sondeur de sédiment CHIRP.
- « *Open Cobblestone* » (petit bassin ouvert) : le type d'homogénite correspond exclusivement au dépôt trouvé sur la pente externe de la ride Méditerranéenne près du front de déformation. Contrairement aux dépôts décrits précédemment, la base de la turbidite est

érosive. Ce niveau se dépose dans les petits bassins par l'écoulement des courants de turbidité de provenance Africaine.

- Bassin anoxique profond : l'homogénite est similaire à celle du premier type (closed cobblestone) mais le relief des bassins est plus important (jusqu'à 800 m) et le dépôt s'effectue dans les bassins anoxiques profonds de la ride méditerranéenne.

Ces quatre types d'homogénites ont par la suite été simplifié en deux types d'homogénite par Cita and Aloisi (2000) : les turbidites pélagiques (type A) et les turbidites de plaine abyssale (type B) (Figure II.21).

Le type A correspond à des turbidites de provenance locale de moins de 10 m d'épaisseur avec une base sans érosion apparente (Cita and Aloisi, 2000). La fraction pélagique homogène contient des foraminifères et des ptéropodes. Les structures typiques de la séquence de Bouma ou autres structures sédimentaires ne sont pas visibles. Ce type d'homogénite est observé dans les petits bassins visibles au niveau des rides Calabraise et Méditerranéenne. L'origine des sédiments est locale et est interprétée comme la remise en suspension et la décantation des sédiments non consolidés des fonds marins après le passage répété des ondes de tsunamis (Cita and Aloisi, 2000).

Le type B du dépôt d'Augias est visible au niveau des plaines abyssales et est décrit comme une turbidite terrigène de plusieurs mètres d'épaisseur avec un maximum d'épaisseur de 24 m observé dans la plaine abyssale de Syrte (Rothwell and Party (1995). Sa base, granoclassée et érosive, est constituée de sable bien trié ainsi que de fragments de micas et d'éléments biogéniques tels que des bryozoaires, des ptéropodes et des foraminifères avec occasionnellement des laminations (Cita and Aloisi, 2000). Le sommet du dépôt est composé d'argile grise sans structure. L'augmentation de la composition en carbonate de la base vers le sommet s'explique par la présence d'aragonite dans le sédiment et plus particulièrement la présence de squelettes d' algue verte *Halimeda sp* (Hieke, 1984). La présence de ces éléments indique que la source de sédiment est éloignée et peu profonde. Elle serait localisée au niveau du Golfe de Syrte (Hieke, 1984). Ce dépôt appelé mégaturbidite serait déclenché par la vague de tsunami le long des côtes Libyennes. D'après l'étendue du dépôt et son épaisseur, le volume de sédiment est de 65 km^3. Les turbidites présentent dans les petits bassins au niveau des deux rides seraient due à une mobilisation du sédiment non consolidé déjà présent sur place après le passage de la vague de tsunami (Kastens and Cita, 1981; Cita, et al., 1982).

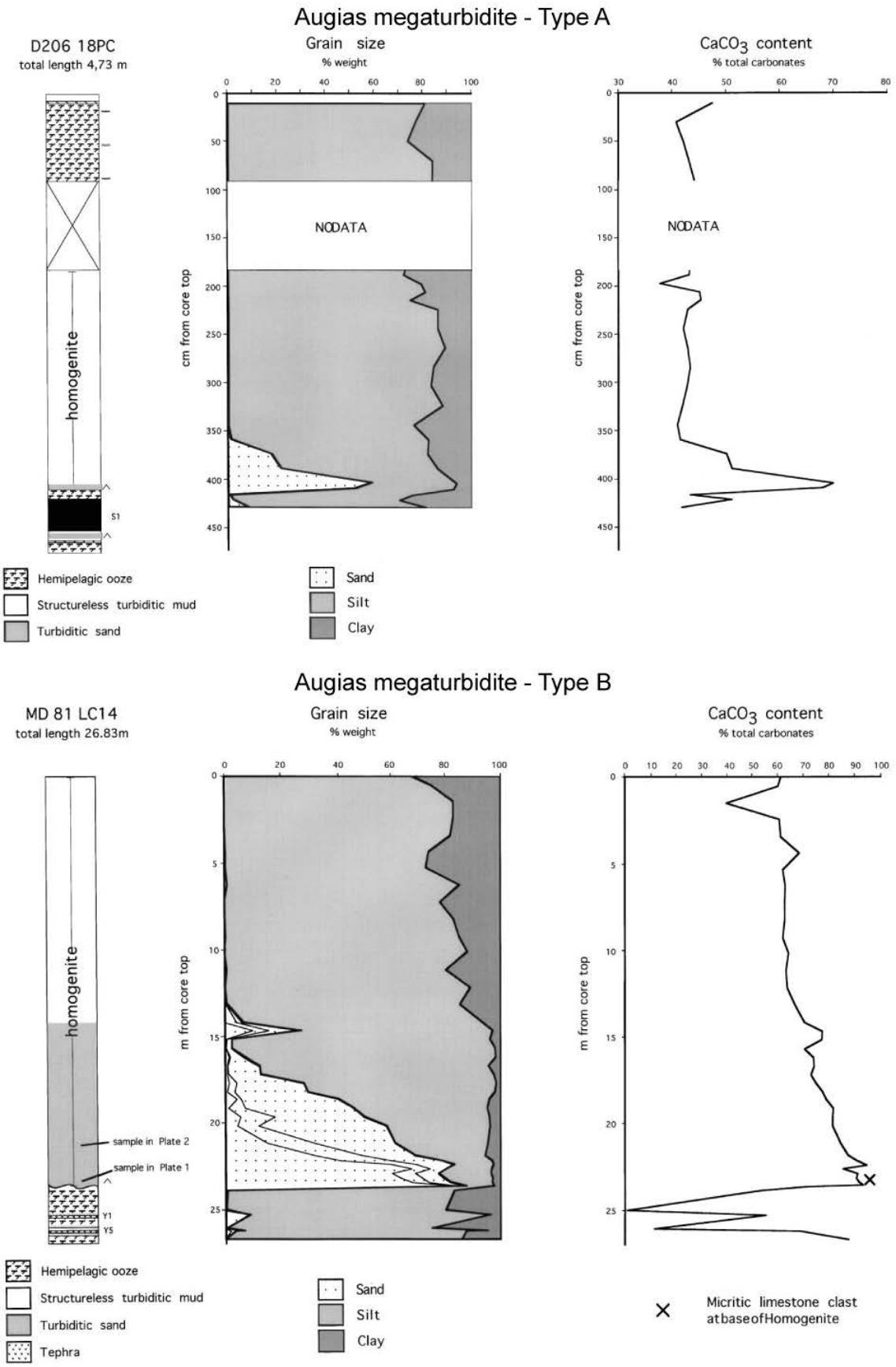


Figure II.21 : Comparaison entre les deux types de dépôt d'Augias décrit par Cita and Aloisi (2000) avec le log sédimentologique des carottes, la taille des grains et la teneur en carbonate. Le type A est décrit à partir de la carotte D206 18PC (mission D206, 1993-1994) localisé sur la ride Méditerranéenne dans un petit bassin. Le type B est décrit à partir de la carotte MD 81 LC14 (mission MD81, 1995) prélevée dans la plaine abyssale de Syrte.

Dans un premier temps, l'âge du dépôt a été déterminé de façon indirecte à partir d'une interpolation linéaire du taux de sédimentation entre le sapropèle S1 (dont le sommet a été daté autour de 8 ka ; (Kidd, et al., 1978) et la base du dépôt. Pour cette méthode, les auteurs estimaient qu'il n'y avait pas d'érosion calculant ainsi un âge compris entre 3100 et 4400 ans BP (Kastens and Cita, 1981). A cette période, la violente éruption du volcan Santorin, créant un effondrement de ce dernier, est daté entre 1627-1600 BC (Friedrich, et al., 2006; Manning, et al., 2006) est reconnue comme ayant créé un tsunami. Cet événement catastrophique fut donc interprété comme l'évènement déclencheur de ce dépôt (Kastens and Cita, 1981).

Plus récemment, des datations au ^{14}C du dépôt d'Augias ont été réalisées sur plusieurs carottes sédimentaires à partir de foraminifères planctoniques (Polonia, et al., 2013a; Polonia, et al., 2016c). Les échantillons ont été prélevés de part et d'autre du dépôt d'Augias et la réalisation du modèle d'âge a été effectuée à partir du logiciel OxCal grâce à une interpolation linéaire. La fenêtre de temps la plus étroite calculée pour ce dépôt est 364-415 ans AD (Polonia, et al., 2016c). L'évènement déclencheur qui aurait créé cette mégaturbidite serait le séisme et le tsunami de Crête de 365 AD (Polonia, et al., 2013a).

Les deux autres homogénites ont été initialement décrites à partir de données sismiques (Hieke, 2000). Ces deux homogénites ont été imagées et cartographiées grâce aux données acquises durant 4 missions autour de la plaine abyssale Ionienne et celle de Syrte : METEOR 17 (1969), SONNE 30 (1984), METEOR 25 (1993) et METEOR 40 (1997) (Figure II.20, Figure II.23, Figure II.24). A cause de la résolution limitée des profils sismiques, il reste de l'incertitude sur l'épaisseur, la distribution et le volume de ces dépôts.

- Deeper-Transparent Layer (DTL) :

Ce dépôt atteint une épaisseur maximum de 7 m au niveau de la plaine abyssale Ionienne, au Nord-Ouest de la structure Medina – Victor Hensen (Hieke and Dehghani, 1999) (Figure II.20, Figure II.22, Figure II.23). Au Sud-Est de cette structure, l'épaisseur de ce dépôt n'excède pas les 5 m. Par la suite, l'épaisseur du dépôt décroit rapidement sur les bords du bassin Ionien. Au niveau du gap Ionien (zone de transition entre les deux plaines abyssales Ionienne et Syrte), la DTL est enregistrée sur une petite zone avec une épaisseur de 4 m maximum. La surface recouverte par la DTL est plus petite que celle du dépôt d'Augias (Figure II.22). Dans la plaine abyssale de Syrte, la distribution de la DTL coïncide avec l'extension de la plaine abyssale. Une épaisseur de 10 m maximum est observée au Nord-Est du bassin. Le volume de sédiment, calculé par Hieke, au niveau de la plaine abyssale Ionienne est de 20 km^3 et de 5,5 km^3 pour la plaine abyssale de Syrte. En incluant la partie dans le Gap Ionien, on obtient une valeur totale de 26 km^3.

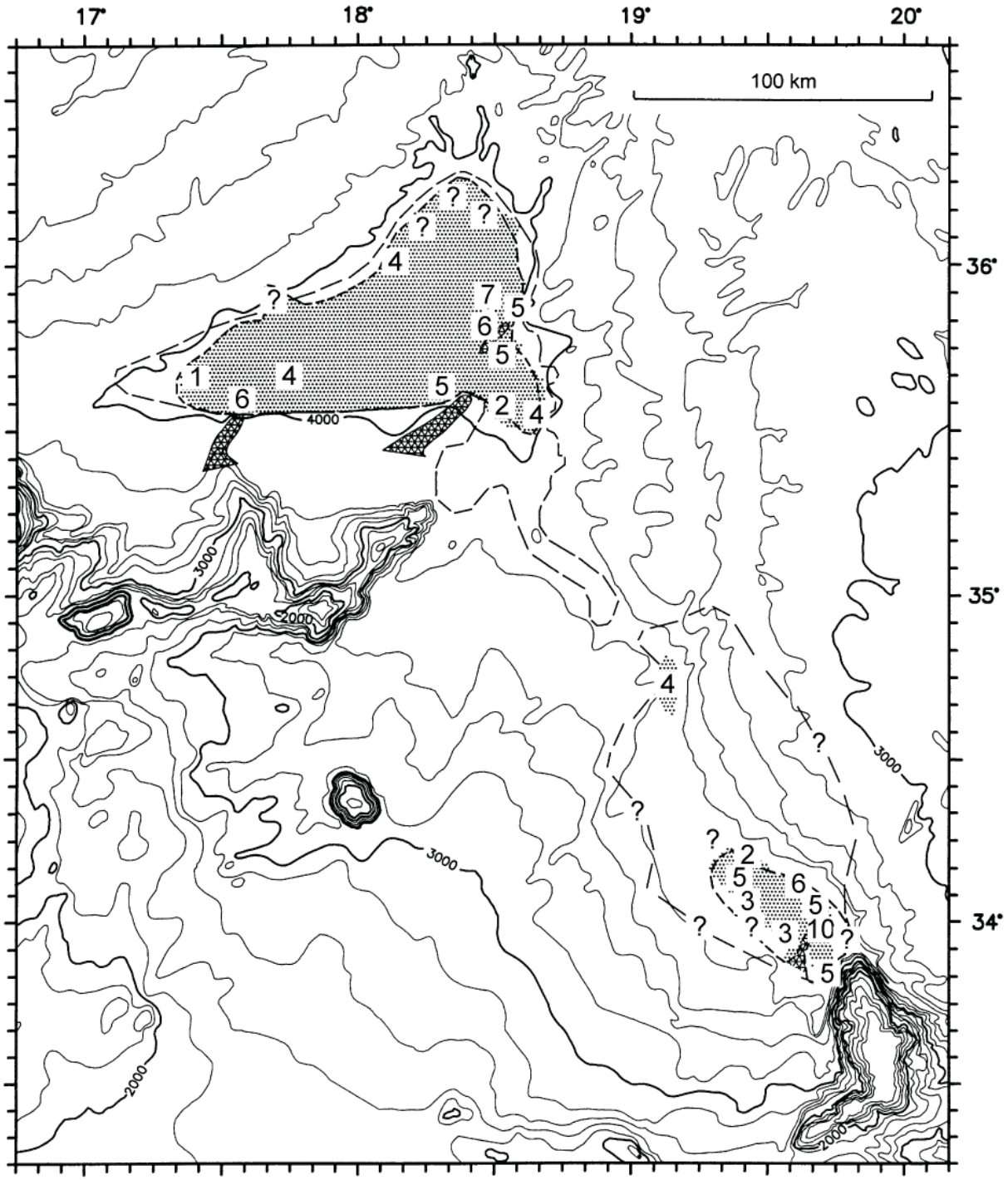


Figure II.22 : répartition du dépôt « Deeper Transparent Layer » (point noirs) avec les épaisseurs en mètre obtenues grâce à l'étude des profils sismiques (exemple en Figure II.20 et Figure II.23). Les lignes en petits pointillés correspondent au contour des plaines abyssales Ionienne et Syrte. Les lignes en grands pointillés correspondent à la répartition du dépôt d'Augias (Hieke, 2000).

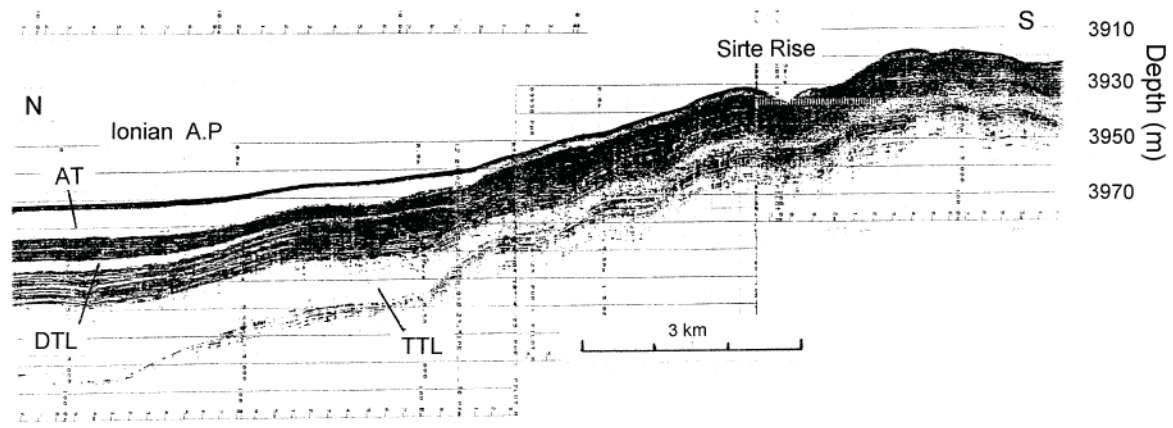


Figure II.23: Exemple d'un profil sismique fait avec un sondeur Parasound durant la mission Meteor 25 (1973) avec les trois méga-dépôts localisés en mer Ionienne, dont la DTL et la TTL (Hieke, 2000).

- Thick Transparent Layer (TTL)

Sur les données sismiques haute résolution de la partie centrale de la plaine abyssale Ionienne, seul le sommet du dépôt de la TTL est imagé, la pénétration du signal acoustique des outils utilisés étant insuffisante (exemple sur la Figure II.23), la profondeur de pénétration du signal est de 4040 m et le sommet du dépôt commence à 4010 m). Mais grâce à des données sismiques de résolution inférieure, l'épaisseur maximum observée est d'environ 35 m à l'Est du mont sous-marin Victor Hensen (Figure II.24). Ce dépôt est plus étendu que la DTL et le dépôt d'Augias (Figure II.25). Le sommet de la TTL est aussi observé au niveau du Gap Ionien avec une épaisseur minimum de 10 m. Les données ne permettent pas d'observer la base du dépôt au niveau de la plaine abyssale de Syrte à cause de la résolution des données sismiques. Le volume de sédiment minimum calculé au niveau de la plaine abyssale Ionienne est de 150 km^3. En ajoutant une estimation de 35 km^3 de sédiment au niveau de la plaine abyssale de Syrte, la TTL doit avoisiner les 200 km^3 de sédiment au minimum (Hieke, 2000).

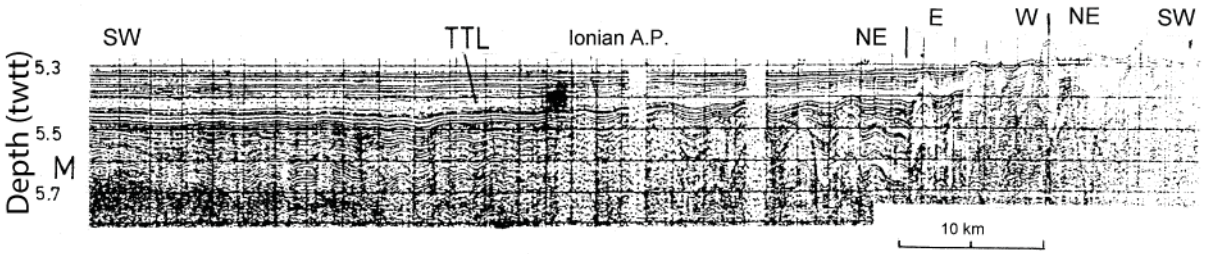


Figure II.24 : Exemple d'un profil sismique enregistré durant la mission Meteor 17 (1969) avec le dépôt Thick Transparent Layer localisé en plaine abyssale Ionienne (Hieke, 2000).

L'âge de ces deux dépôts a été calculé à partir d'un taux de sédimentation moyen de 15 cm/ka dans la sédimentation pélagique (Cita, et al., 1978; Hieke, 2000). Hieke estime donc que la DTL et la TTL se seraient déposées respectivement aux alentours de 235 ± 50 ka et 650 ± 100 ka. Sachant qu'en se basant par analogie sur le dépôt d'Augias, il suppose que ces deux dépôts sont liés à des évènements extrêmes tels qu'une éruption volcanique, un séisme et/ou un tsunami. Pour le volcan du Santorin, un évènement volcanique, d'une magnitude comparable à l'évènement Minoen, s'est produit vers 200 ka et pourrait donc être à l'origine du dépôt de la DTL (Hieke, 2000).

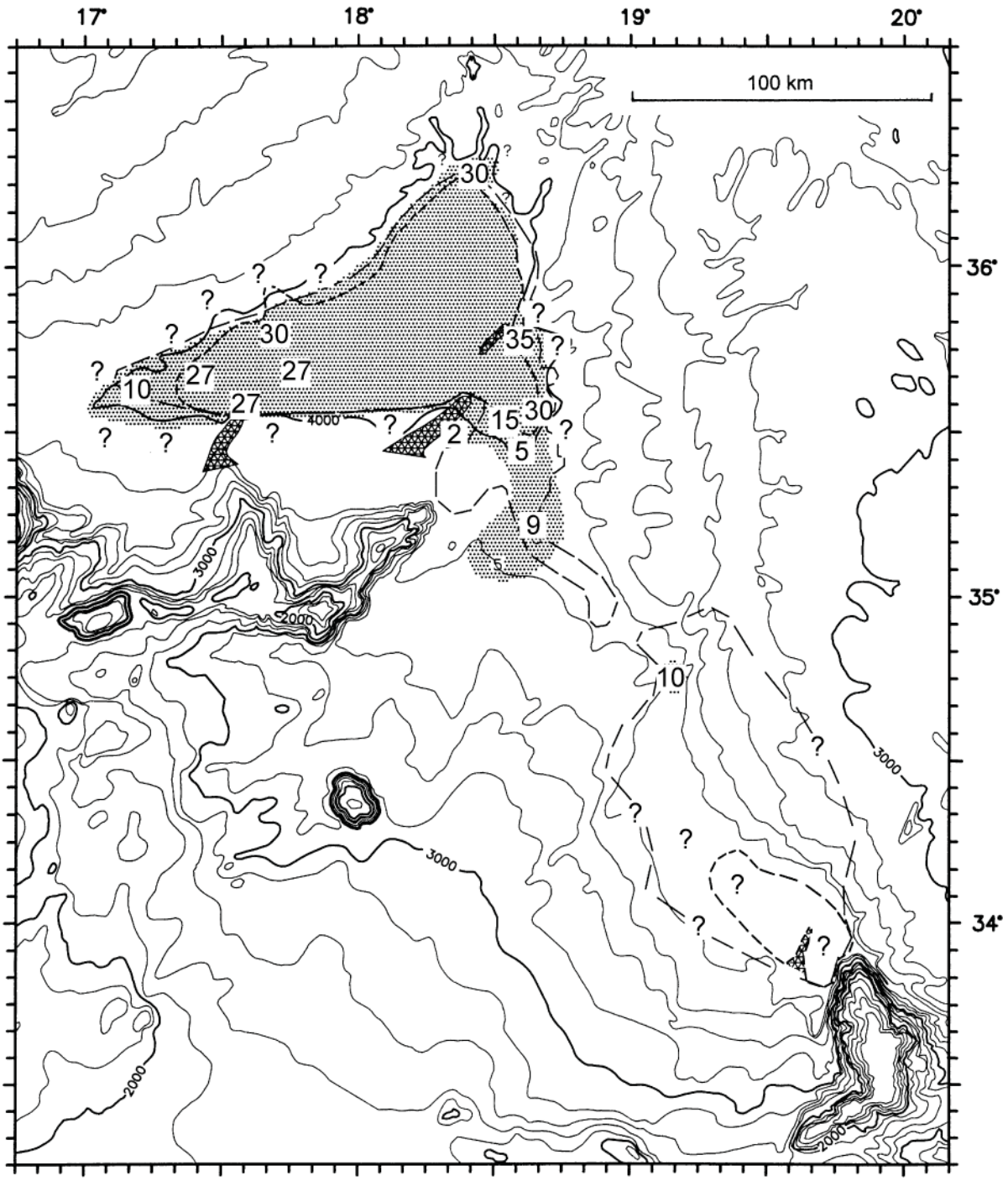


Figure II.25 : Répartition du dépôt « Thick Transparent Layer » (point noirs) avec les épaisseurs en mètre, obtenues grâce à l'étude des profils sismiques (exemple en Figure II.20, Figure II.23 et Figure II.24). Les lignes en petits pointillés correspondent au contour des plaines abyssales Ionienne et Syrte. Les lignes en grands pointillés correspondent à la répartition du dépôt d'Augias (Hieke, 2000).

La sédimentation en Méditerranée aurait donc enregistré des dépôts évènementiels particulièrement épais, qui pourraient être liés à des évènements extrêmes.

Chapitre III :
Matériels et méthodes

III.1 Les campagnes à la mer 99
III.1.1 CIRCEE (2013) 99
III.1.2 Mission Dionysus (2014) 99

III.2 Données géophysiques 99
III.2.1 Sondeur multifaisceaux 99
III.2.2 Sondeur de sédiment 102
III.2.3 Sismique réflexion de haute résolution 72 traces 103

III.3 Données des carottages 104
III.3.1 Le carottage 104
III.3.2 Analyses non destructrices 108
a. Paramètres physiques par le banc multiparamètres MSCL (Multi-Sensor Core Logger) 108
b. Teneurs en éléments majeurs par le banc d'analyse Core Scanner XRF 109
III.3.3 Analyses destructrices 111
a. Mesures granulométriques 111
b. Etude pétrographique et minéralogique 112

III.4 Datations et contraintes stratigraphiques 112
III.4.1 Identification des Sapropèles (niveau S1) 113
III.4.2 La Tephrochronologie 114
III.4.3 La datation de tests d'organisme carbonaté au Carbone 14 115
III.4.4 Elaboration du modèle d'âge 118

III. Matériels et méthodes

III.1 Les campagnes à la mer

Les données utilisées durant cette thèse regroupent des carottes sédimentaires, des profils sismiques et des données de bathymétrie, acquis durant deux campagnes océanographiques : la mission CIRCEE (2013) et la mission DIONYSUS (2014).

III.1.1 CIRCEE (2013)

La campagne CIRCEE (*Calabrian arc Ionian sea Research and Catastrophic historical EarthquakEs in southern Italy : a high – resolution seismic survey*) à laquelle j'ai participé, a eu lieu du 2 au 24 octobre 2013 à bord du N/O Le Suroît. Elle avait pour but de réaliser une étude néo-tectonique de la marge active calabraise. Les deux objectifs principaux étaient de déterminer l'activité de ces failles sous la Mer Ionienne et ainsi que leur potentiel sismogène et d'essayer d'établir la période de récurrence de grands séismes dans cette région (en étudiant les enregistrements sédimentaires par les dépôts de turbidites).

Durant la mission, 17 carottes sédimentaires ont été prélevées (dont 10 utilisées dans cette thèse), des données bathymétriques ainsi que des profils echosondeur CHIRP et 18 profils sismiques de haute résolution 72 traces, ciblés sur la partie Est du prisme calabrais. (Figure III.1).

III.1.2 Mission Dionysus (2014)

La campagne Dionysus (*Deep structure of the IONian sea and SicilY : wide-angle seismic SUrvey of the calabria Subduction zone and Tethys margins*) s'est déroulée du 10 octobre au 01 novembre 2014 à bord du navire allemand F/S METEOR, en collaboration avec les laboratoires de l'Institut GEOMAR (Germany) et Géosciences Marines de l'IFREMER.

L'objectif principal de la mission était d'imager la géométrie profonde et l'architecture sismique de la zone de subduction Calabraise et de la lithosphère de la mer ionienne, afin de mieux comprendre les processus de subduction, la néotectonique de la subduction calabraise ainsi que les aléas sismiques de la région Calabre et Sicile.

Pour répondre à cet objectif, 62 OBS (Ocean Bottom Seismometer) ont été déployés en mer, complété par des stations sismiques à terre en Sicile (acquisition de 900 km de profils sismiques grand-angle et réflexion), associés à l'acquisition de données bathymétriques. Dans le cadre de cette thèse, les données bathymétriques complètent le jeu de données disponibles (Figure III.1).

III.2 Données géophysiques

III.2.1 Sondeur multifaisceaux

La cartographie des fonds marins s'effectuent à l'aide de sondeur multi-faisceaux (SMF) qui est un système acoustique fixé sous la coque du navire. Cela permet d'obtenir de manière précise des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie) au fur et à mesure l'avancée du navire.

L'acquisition des données se fait selon la méthode appelée des « faisceaux croisés ». Le sondeur émet un éventail de faisceaux sonores perpendiculaire à la trajectoire du navire. L'antenne de réception (placé perpendiculaire à l'antenne d'émission) reçoit le signal réfléchi par le fond marin. La surface couverte sur le fond, qui correspond au croisement des faisceaux d'émission et de réception, a une largeur équivalente à 1,5 à 3 fois la profondeur d'eau (selon le sondeur et la profondeur).

Le temps de propagation des ondes dans l'eau varie en fonction des conditions du milieu. Afin d'obtenir des données bathymétriques les plus précises possibles, des profils de célérité ou de température, salinité et pression sont effectués à intervalles réguliers grâces à des sondes.

Les données bathymétriques sont par la suite traitées à partir du logiciel CARAÏBES 4.1. (CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la bathymétriE des Sonars et sondeurs multifaisceaux), développé par l'IFREMER. Une fois l'importation des données de bathymétrie, de navigation et de célérité faits, plusieurs traitements sont réalisés avec ce logiciel, tels que : la correction automatique ou manuelle des sondes erronées qui provoque des artefacts sur la cartographie bathymétrique ; le recalage de la navigation ; la correction de marée, le maillage des données qui permet de générer un Modèle numérique de Terrain (MNT) ; les corrections des sondes dus au changement de célérité de l'eau … Une fois toutes ces corrections apportés, le MNT final est exportée sous format Ascii pour être utilisé par le logiciel ArcGIS et généré ainsi des diverses cartes bathymétriques

Durant la mission CIRCEE, l'acquisition bathymétrique s'est faite à partir du sondeur Kongsberg EM300. 860 faisceaux permettaient d'obtenir une fauchée d'environ 6 km de large pour des profondeurs variant entre 2000 et 4000 m de profondeur et une résolution métrique. Cela permet d'avoir une grille bathymétrique finale pour ces données d'environ avec un pas de 60 m.

Ces données bathymétriques ont été complétées par des données acquises durant d'autres missions océanographiques tels la mission Dionysus (2014) M86 (2011-2012) et M112 (2014) (laboratoires IFREMER et GEOMAR) avec un sondeur Kongsberg EM120 et une compilation des données SHOM issue de différentes missions comme par exemple la mission MOCOSED 2012 (SHOM et Université de Bordeaux) avec un sondeur EM7150. Ainsi qu'à partir de bases de données tel que EMODnet, MediMap (Loubrieu et al., 2007) et GEBCO. La grille bathymétrique finale a une résolution qui varie entre 30 m pour les données de la mission M86 et 1000 m pour les données GEBCO (Tableau III.1).

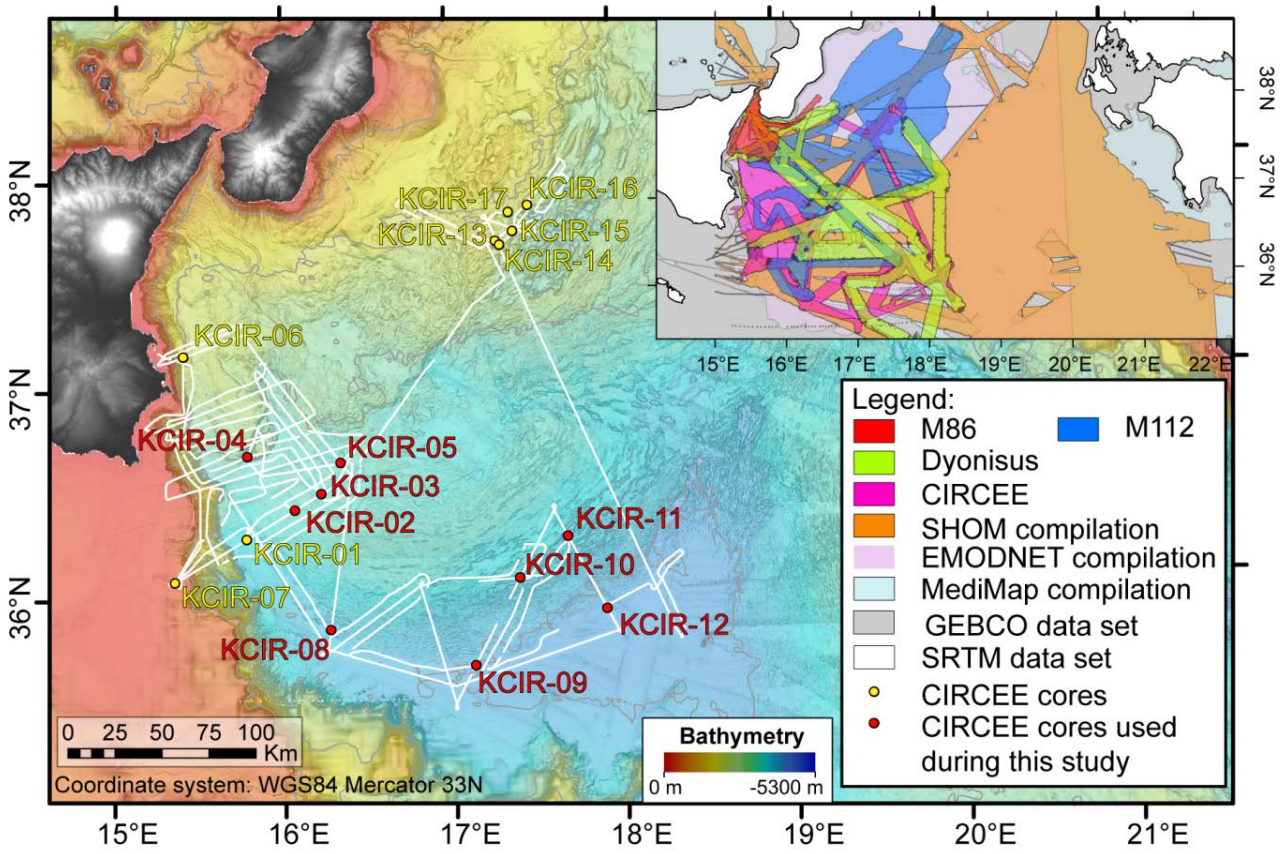


Figure III.1 : Carte bathymétrique multifaisceaux avec des données issues de différentes missions et compilation : R/V Meteor mission 86 2010 (M86); R/V Meteor mission 112 2014 (M112), CIRCEE R/V Le Suroît mission 2013 (CIRCEE); compilation des données SHOM, compilation des données EMODNET, compilation des données MediMapet jeu de données GEBCO. La topography est issue des données de la NASA (SRTM). Les points rouges et jaunes correspondent aux carottes sédimentaires et les lignes blanches correspondent aux profils CHIRP, les deux ayant été collectés durant la mission CIRCEE.

Name of bathymetric data	Grid spacing (m)	Multibeam echosounder	Cruise	Years	Vessel
M86	30	Kongsberg EM3120		2011-2012	R/V Meteor
Dionysus	60	Kongsberg EM3120	Dionysus	2014	R/V Meteor
M112	60			2014	R/V Meteor
CIRCEE	60	Kongsberg EM300	CIRCEE	2013	R/V Le Suroît
Shom	50		Compilation		
Shom	50	EM7150	Mocosed	2012	R/V Pourquoi pas
Emodnet	276		Compilation	1992-2015	
Medimap	417		Compilation		
Gebco	1050				

Tableau III.1 : Information sur des données bathymétriques utilisées pour la carte bathymétrique finale (Figure III.1) avec le nom de chaque donnée, sa résolution, le sondeur utilisé pour chaque mesure, le nom de la mission océanographique, l'année et le navire utilisé.

III.2.2 Sondeur de sédiment

Le sondeur de sédiment repose sur le principe de la sismique réflexion qui permet l'étude de la profondeur, de l'épaisseur et de l'agencement des couches sédimentaires du sous-sol à partir d'ondes acoustiques créées artificiellement à la surface de la colonne d'eau.

Le sondeur de sédiment est un sondeur mono-faisceau, dont l'antenne sert à la fois d'émetteur et de récepteur. Les ondes acoustiques émises par l'émetteur vont se réfléchir à l'interface de deux milieux d'impédances acoustiques différents (qui dépend de la nature du sédiment, et notamment de sa densité). Le signal réfléchi reçu est traité et fourni une coupe du terrain (géométrie de réflecteur et faciès acoustique), exprimés en temps double (ms). La résolution verticale et la pénétration du signal acoustique dans les sédiments dépendent des gammes de fréquence et de la puissance du signal émis.

Durant la mission CIRCEE, le sondeur de sédiment CHIRP envoie un signal acoustique d'une durée de 50 ms (20 ms par petit fond) et dont la fréquence varie entre 5300 Hz et 1800 Hz (Figure III.2).

Le traitement des données acquis via le logiciel SUBOP, développé par l'IFREMER, a été réalisé durant la mission à partir d'une chaine de transformation « Sism O Shom » durant le premier leg et à partir des routines utilisant les programmes du package SU/CWP (*Seismic Unix*, *Center of Wave Phenomena* de *Colorado School of Mines*) pour le deuxième leg. Ces deux chaînes de traitement ont conduit à la fabrication de plusieurs types de fichiers :

1) des fichiers *.sgy : données corrigées de la houle et du délai d'enregistrement. Ces données, avec le fichier de navigation correspondant, peuvent être visualisées directement sur des logiciels classiques (Kingdom Suite et Kogeo) ;
2) Fichiers *.nav : fichiers de localisation en coordonnées géographiques (en ASCII) ;
3) Fichiers graphiques *.pdf en format PDF ;
4) Fichiers graphiques *.png en format PNG.

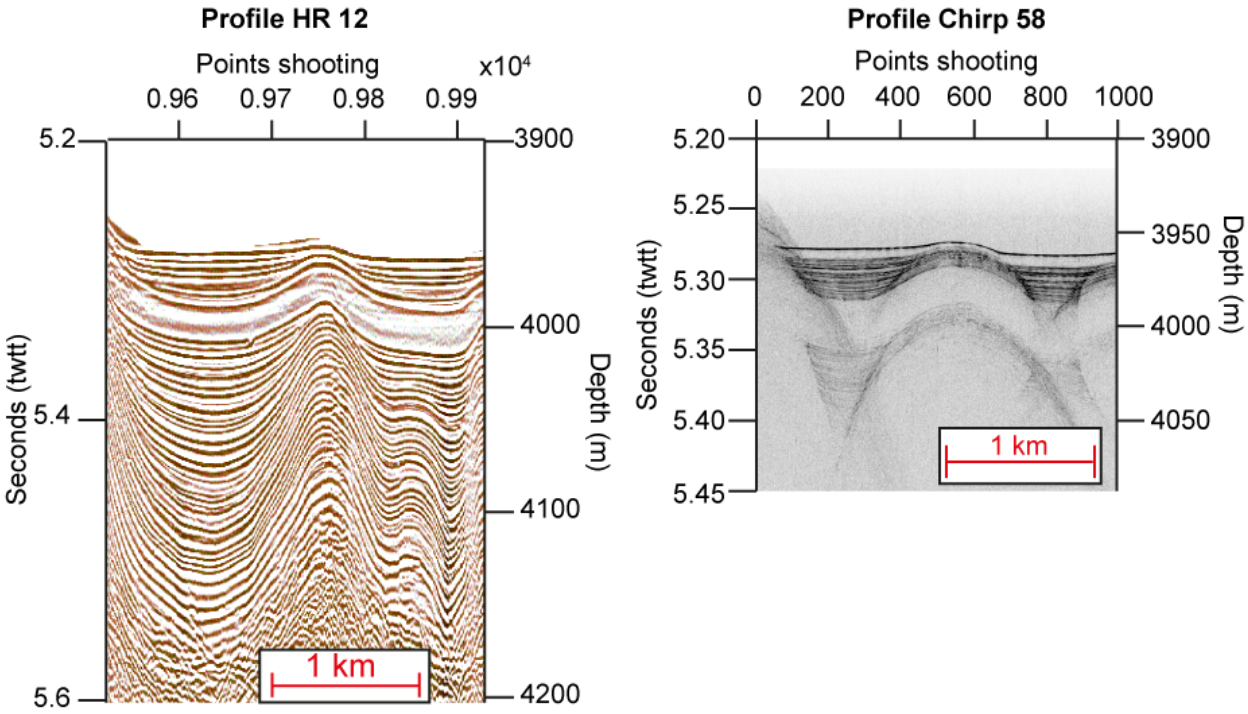


Figure III.2 : Exemple de deux même profils sismiques réflexion réalisé pendant la mission CIRCEE avec différentes sources et récepteurs acoustiques et montrant ainsi des résolutions différentes. A gauche, le profil HR 12 est un profil haute résolution réalisé à partir d'un dispositif sismique de 72 traces. A droite, le profil très haute-résolution CHIRP 58 réalisé avec un sondeur de sédiment CHIRP. Les échelles verticales sont exprimées en seconde temps double et convertis en mètre grâce à la vitesse du son dans l'eau d'une moyenne de 1500 m/s.

III.2.3 Sismique réflexion de haute résolution 72 traces

Une onde sismique est produite à partir d'une source sismique dans l'eau (généralement des canons à air). Cette onde est réfléchit par le fond de mer et par les principales interfaces géologiques du sous-sol et est enregistrée par des capteurs (ou hydrophones) situés dans une flute sismique, tractée par le navire. Chaque train d'ondes enregistré par un capteur pour un tir de canon à air constitue une trace sismique. L'addition de différentes traces (sismique multitraces) sur une verticale permet une augmentation du rapport signal/bruit et donc de la résolution et de la pénétration apparente du signal pour l'obtention du profil sismique final (section en temps-double en secondes ou millisecondes).

Durant la mission CIRCEE, les données acquises sont issues d'un dispositif sismique de 72 traces avec un espacement moyen entre chaque trace de 6,25 m et disposé le long d'une flute sismique de 450 m et tracté 150 m derrière le navire à une vitesse moyenne de 5 nœuds. La source sismique est un réseau de canon à air de 6 mini-GI avec un volume totale 111 inch3, soit 1,8 litres. La cadence de tir était de 7 s pour un espacement moyen de 16 m.

Les données acquises ont par la suite été contrôlées à bord du navire à partir du logiciel SISPEED (IFREMER). Les données ont été filtrées avec un filtre passe-bande de 70-425 Hz, regroupées et une vitesse constante de 1500 m/s de migration a été utilisée en utilisant le logiciel Seismic Unix (Center of Wave Phenomena de la Colorado School of Mines). Tout comme pour le traitement des données Chirp, plusieurs types de fichiers ont été produits à la suite de ces traitements :

1) des fiches de profil PDF
2) des fichiers *.segd brut
3) Fichier *.seg original filtré à 20-800 Hz (profilxxx.seg)
4) Fichier *.seg stacké, filtré à 70-425 Hz (stack_profilxxx_v1540_g0.seg)
5) Fichier *.seg, stacké, migré et filtré à 70-425 Hz (mig_profilxxx_v1540_g0.seg)
6) fichier *.seg, stacké et migré, filtré à 70-425 Hz, muté, contenant la navigation en coordonnées géographiques (degrés décimaux multipliés par 1000000)
7) Fichier *.nav : navigation en coordonnées géographiques (lon/lat/bin en ASCII)
8) Les images des fichiers traités en PDF, PNG et PS

III.3 Données des carottages

III.3.1 Le carottage

Les carottes de sédiment permettent d'obtenir un échantillon représentatif de l'accumulation des couches sédimentaires au fond de l'océan sur plusieurs mètres.

Les carottes obtenues durant la mission CIRCEE ont été réalisées à partir d'un carottier gravitaire à piston de type Küllenberg (Figure III.3). Ce type de carottier permet une pénétration dans le sédiment océanique de plusieurs mètres d'épaisseur (en fonction du type de sédiment). Il est constitué d'un tube en acier à l'intérieur duquel on insère un second tube (chemise) en pvc (d'un diamètre de 10 cm). Sur le N/O Suroît, la longueur maximum de tube utilisée pendant la campagne CIRCEE est de 10 m mais qui peut être réduite en fonction de la nature du sédiment (plus le sédiment est estimé dur et résistant à la pénétration du carottier, plus la longueur sera courte).

Ce système est surmonté d'un lest de plusieurs tonnes et d'un bras d'armement qui est maintenu sous tension grâce à un contrepoids suspendu à son extrémité.

Le carottier, suspendu à un câble, est descendu dans la colonne d'eau, jusqu'à ce que le contrepoids touche le fond océanique et déclenche la chute du carottier qui va tomber verticalement par gravité et pénétrer le sédiment. Le carottier est par la suite arraché au sédiment et remonté sur le navire. Le tube en pvc, présent dans le carottier est retiré, découpé en sections d'un mètre qui seront ensuite numérotés, mesurés et bouchés aux deux extrémités.

Pendant l'opération de carottage, le piston qui se situe en bas du carottier au début de la pénétration est sensé rester stationnaire. En théorie, le tube doit s'enfoncer et le piston doit rester au niveau du fond de la mer, permettant un bon remplissage du tube dans la carotte sans effet de sussion. Malheureusement, durant la mission CIRCEE, à cause des fortes profondeurs d'eau supérieures à 3000 m et de l'élasticité du câble de carottage, ce piston a subi le fort rebond élastique du câble au moment de la chute du carottier et une très forte accélération vers le haut. Ce phénomène à provoquer une forte aspiration du sédiment dans le carottier, visible par une déformation du sédiment proche des parois, on parle alors de « pistonnage » du sédiment. Le pistonnage du sédiment peut donc entrainer une surestimation des épaisseurs des dépôts dans les carottes sédimentaires et qui est difficilement quantifiable. De plus, dans tronçons de carottes, le sédiment était gorgé d'eau, empêchant leurs ouvertures. Nous avons donc été obligé de faire décanter un peu le sédiment afin d'enlever le surplus d'eau. Cela entraine donc une diminution l'épaisseur mesuré ensuite lors de la description. Pour le calcul du taux de sédimentation et pour la création de modèle d'âge, cela entraine une petite erreur qu'il faut inclure dans les incertitudes, quand cela est possible.

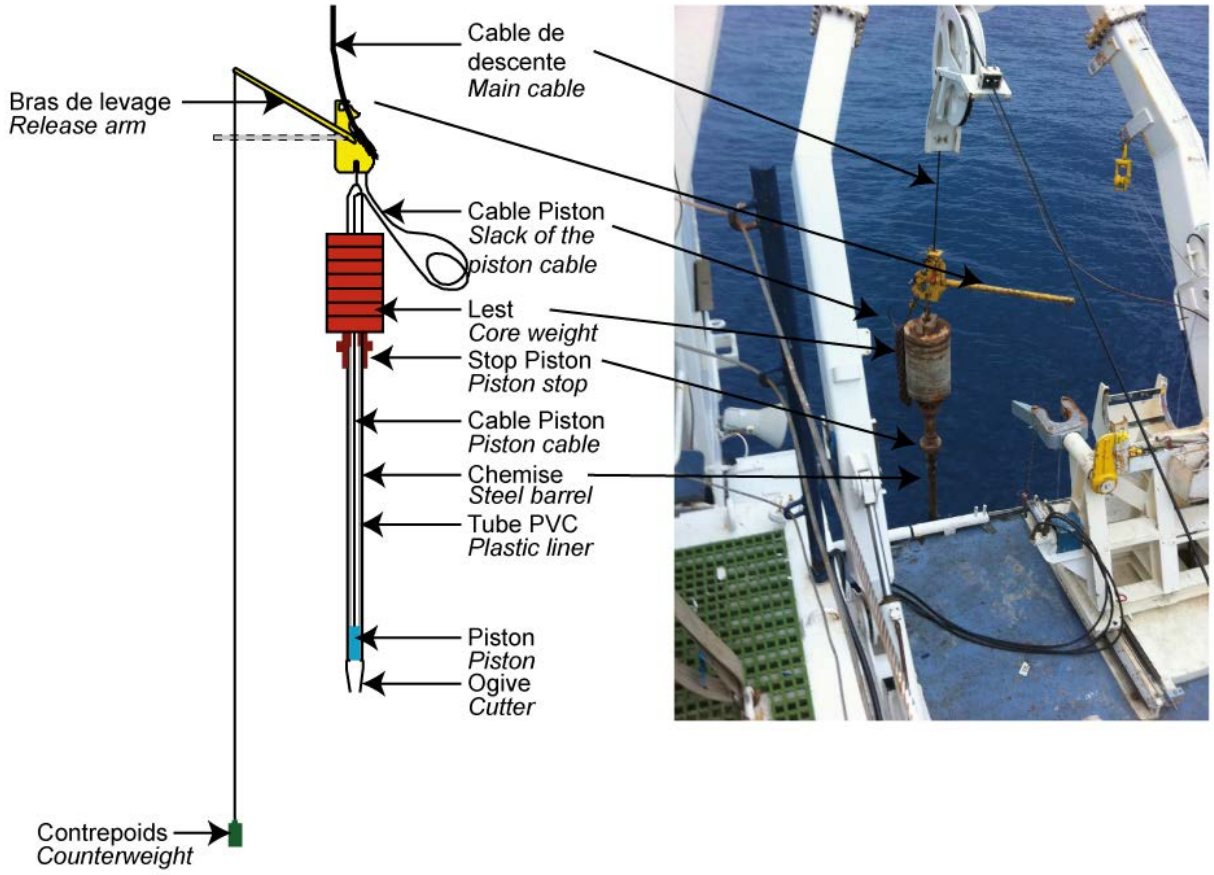


Figure III.3: Schéma du carottier Kullemberg (modifié à partir du site Ifremer) et avec une photo du carottier utilisé pendant la mission CIRCEE.

- ***Description des données***

Au total, 17 carottages ont été réalisés lors de la mission CIRCEE en octobre 2013 à bord du navire N/O Le Suroît. Cinq de ces carottes ont été prélevés à proximité de volcans de boue (de KCIR-13, à KCIR-17), une carotte sur la pente continentale Est-Sicilienne, proche de l'Etna (KCIR-06), une carotte sur le plateau Hybléen au-dessus de l'escarpement de Malte, à faible profondeur (KCIR-07), et 10 carottes sur la partie ouest et sud du prisme calabrais (KCIR-01, -02, -03, -04, -05, -08, -09, -10, -11, -12). Ce sont ces dix carottes qui ont été étudiées durant la thèse (Tableau III.2– Annexe 1 :).

Toutes les carottes ont été analysées avec différents outils et méthodes aux laboratoires Environnements sédimentaires de l'Ifremer et Domaines Océaniques à l'IUEM (Tableau III.3).

Cores	Lat. (N)	Long. (E)	Depth. (m)	Core length (m)	Location
KCIR-01	36°17.828	15°46.491	3558	3.4	Slope of the Malta Escarpment
KCIR-02	36°26.208	16°03.703	3285	5.09	On the top of the anticlinal ridge of the Calabrian wedge.
KCIR-03	36°30.82	16°13.27	3364	3.48	In the syn-tectonic basin.
KCIR-04	36°41.70	15°46.90	3225	6.32	In Alfeo valley.
KCIR-05	36°39.70	16°20.20	3340	7.89	In the syn-tectonic basin located in west Calabrian wedge.
KCIR-06	37°10.462	15°24.116	1851	6.39	On the Hyblean plateau above the Malta Escarpment.
KCIR-07	36°05.49	15°20.99	252	7.8	On the Malta Escarpment platform.
KCIR-08	35°51.728	16°16.135	3810	7.04	At the deformation front, between two anticlinal ridges.
KCIR-09	35°40.852	17°07.122	3996	6.57	In a confined basin located between the deformation front and the Ionian abyssal plain.
KCIR-10	36°05.804	17°23.408	3806	8.44	In a perched basin of the Calabrian wedge.
KCIR-11	36°17.46	17°40.75	3760	8.05	In the perched basin of the Calabrian wedge.
KCIR-12	35°56.436	17°53.960	4069	8.27	On the top of the anticlinal ridge located along the deformation front.
KCIR-13	37°42.806	17°17.202	2027	2.55	At the summit of the Odysseus mud volcano.
KCIR-14	37°41.606	17°18.708	2067	0*(corer bent, sedim. recovered in bags)	At the summit of the Circee mud volcano.
KCIR-15	37°45.505	17°23.502	2245	2.86	On the SSW flank of the Calypso mud volcano.
KCIR-16	37°52.903	17°29.204	2295	2.37	On a mudflow of the Cetus mud volcano.
KCIR-17	37°51.001	17°22.198	1997	2.95	At the crater of the Archimede mud volcano.

Tableau III.2 : Information sur les carottes CIRCEE collectées durant la mission CIRCEE avec leurs latitudes, longitudes, la profondeur de prélèvement, la longueur des carottes et des informations sur leurs localisations.

Cores	Oppening	MSCL	Description	Photo	XRF_10kV	XRF_30kV	XRF_50kV	Tephra analysis	Magnetic susceptibility 10 s	Granulometry (number of samples)	Sample for mineralogical studies.
KCIR-01	4 (a)	4 (a)	4 (a)	4 (a)	4 (a)	4 (a)				131 (c)	
KCIR-02	6 (a)	6 (a)	6 (a)	6 (a)	6 (a)	6 (a)	2 (a)	2 (b)		175 (c)	
KCIR-03	4 (a)	4 (a)	4 (a)	4 (a)	4 (a)	4 (a)				73 (c)	
KCIR-04	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	3 (a)			258 (c)	
KCIR-05	8 (a)	8 (a)	8 (a)	8 (a)	8 (a)	8 (a)	2 (a)	1 (b)		193 (c)	3 (c)
KCIR-06	7(a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)		6 (b)	7 (a)		
KCIR-07	9 (a)	9 (a)	9 (a)	9 (a)	9 (a)	9 (a)					
KCIR-08	8 (a)	8 (a)	8 (a)	8 (a)	8 (a)	8 (a)				117 (c)	2 (c)
KCIR-09	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	7 (a)	2 (a)			144 (c)	1 (c)
KCIR-10	10 (a)	10 (a)	10 (a)	10 (a)	10 (a)	10 (a)	1 (a)	1 (b)		126 (c)	
KCIR-11	10 (a)	10 (a)	10 (a)	10 (a)	10 (a)	10 (a)	1 (a)	1 (b)		130 (c)	1 (c)
KCIR-12	9 (a)	9 (a)	9 (a)	9 (a)	9 (a)	9 (a)	2 (a)	1 (b)		158 (c)	1(c)
KCIR-13	3 (a)	3 (a)	3 (a)	3 (a)							
KCIR-14	1 (a)	1 (a)	1 (a)	1 (a)							
KCIR-15	3 (a)	3 (a)	3 (a)	3 (a)							
KCIR-16	3 (a)	3 (a)	3 (a)	3 (a)							
KCIR-17	3 (a)	3 (a)	3 (a)	3 (a)							
Total	**102**	**102**	**102**	**102**	**89**	**89**	**31**	**12**	**7**	**1505**	**8**

Tableau III.3 : Résumé des analyses effectuées sur chaque carotte sédimentaires prélevée durant la mission CIRCEE. Ces analyses ont été réalisées dans différents laboratoires (a) le laboratoire Géoscience Marines, Ifremer - Brest ; (b) le laboratoire Volcans et Magmax – Clermont-Ferrand ; (c) le laboratoire Domaines Océaniques, IUEM – Brest.

III.3.2 Analyses non destructrices

Chacune des carottes, prélevé durant la mission CIRCEE, a d'abord été ouverte section par section. Chaque section a été cotée, surfacée, photographiée, puis la lithologie, les faciès et structures sédimentaires ont été décrits pour la réalisation du log sédimentologique (description sédimentologique de la succession verticale). Une demie-section a été utilisée pour l'ensemble des analyses présentées ci-après, l'autre moitié a été archivée.

a. Paramètres physiques par le banc multiparamètres MSCL (Multi-Sensor Core Logger)

Les paramètres physiques des carottes ont été mesurés avec un intervalle de 1 cm à partir du banc MSCL (Multi Sensor Core Logger) développé par la société Geotek (Figure III.4).

Les paramètres acquis par cet outil sont :

- La densité (gamma-ray) mesurée à partir d'une source radioactive de ^{137}Cs. La source émet des rayons gamma qui traverse le sédiment. En fonction de la densité du sédiment, il est plus ou moins atténué.

- La susceptibilité magnétique est réalisée lors du passage de la carotte au travers d'un anneau magnétique. Cet anneau émet un champ électromagnétique et mesure les variations d'induction magnétique du sédiment. Sur une carotte, afin d'avoir une plus grande précision sur les variations de la susceptibilité magnétique, la mesure a été réalisée une seconde fois sur la demi-section d'une carotte ouverte, avec un temps de mesure prolongé à 10 s (KCIR-06).

- La vitesse de propagation des ondes P est mesurée grâce à deux capteurs situés sur le côté de l'appareil. Un des capteurs va générer une impulsion à une certaine fréquence qui sera reçu par le capteur de réception. L'appareil va enregistrer le délai qu'aura mis l'onde pour traverser le sédiment et de donner une information sur le type de sédiment. Une augmentation de la vitesse des ondes est observée lorsque le sédiment est plus grossier (signalant la présence de silt/sable par exemple).

Ces mesures ont été réalisées sur les carottes fermées et les résultats sont enregistrés sur un tableur Excel. Le traitement des données consiste à supprimer les valeurs aberrantes dues généralement aux bouchons plastiques des carottes et/ou aux morceaux de polystyrène et à corriger les cotes afin d'avoir le meilleur calage avec le log sédimentologique (qui fait référence en terme de cote de la carotte).

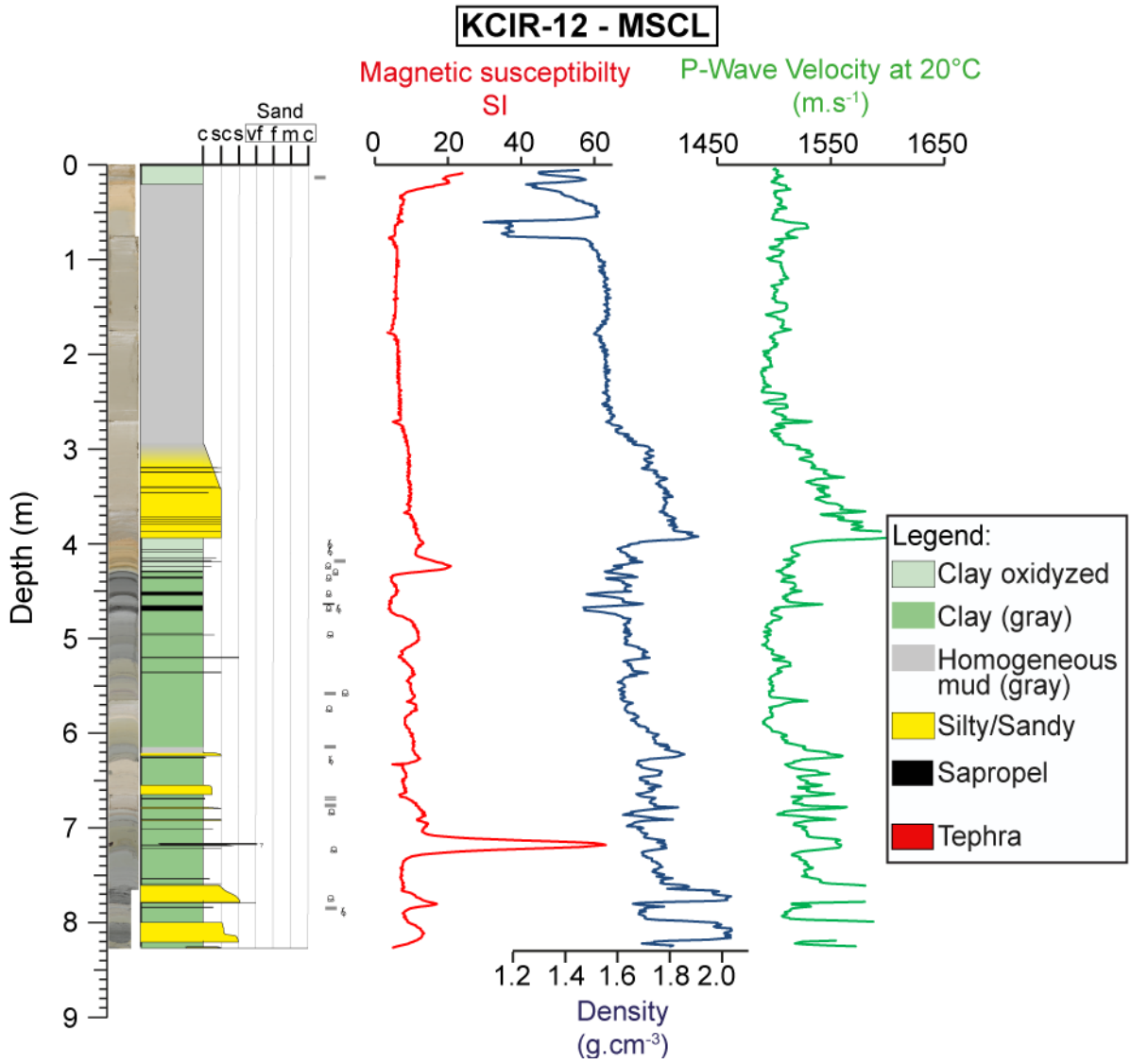


Figure III.4 : Exemple de données acquises avec le banc MSCL sur la carotte KCIR-12 avec le log sédimentologique et la photographie ainsi que les courbes de susceptibilité magnétique (en rouge), de densité (en bleue) et des ondes de vitesse P (en vert).

b. Teneurs en éléments majeurs par le banc d'analyse Core Scanner XRF

La spectrométrie par fluorescence X (ou XRF pour X-ray fluorescence) est une méthode d'analyse non destructrice qui permet de déterminer la composition chimique en éléments majeurs et mineurs du sédiment. Cette analyse rapide et qui demande peu de préparation (mesure effectué sur les tronçons des carottes ouverts) nous donne des valeurs semi-quantitatives. Les résultats, données en nombre de coups, dépendent de l'énergie incidente propre à chaque élément (Richter et al., 2006).

Les mesures sur les carottes CIRCEE ont été réalisées avec un pas d'analyse de 1 cm et une énergie incidente de 10 kV, 30 kV et pour certains tronçons de 50 kV. Le passage à 10 kV permet d'obtenir les éléments majeurs légers comme Al, Si, Ca, Ti et Fe, le passage à 30 kV permet d'obtenir les éléments traces comme le Zr et le Sr. Le passage à 50 kV sur certains tronçons a été réaliser pour connaitre la quantité de Barium, traceur de matière organique (Richter, et al.,

2006) (Figure III.5). Afin d'avoir une meilleure représentativité des éléments présents dans le sédiment, les résultats sont présentés sous forme de rapport :

- soit pour comparer des pôles différents, comme, par exemple, Ca/Ti. Ce rapport représente une abondance relative du matériel biogène ou terrigène pour les carottes CIRCEE. Ou le rapport Zr/Rb, qui permet de mettre en évidence les bases des turbidites (l'élément Zr est un minéral résistant à l'érosion (Rothwell, et al., 2006).

- soit pour effacer le « bruit ambiant » laissé par les éléments les plus abondant. Comme par exemple l'Aluminium ou la Silice qui sont particulièrement abondants dans les carottes CIRCEE.

Ces rapports changent en fonction de la zone d'étude et du type de sédiment présent dans les carottes.

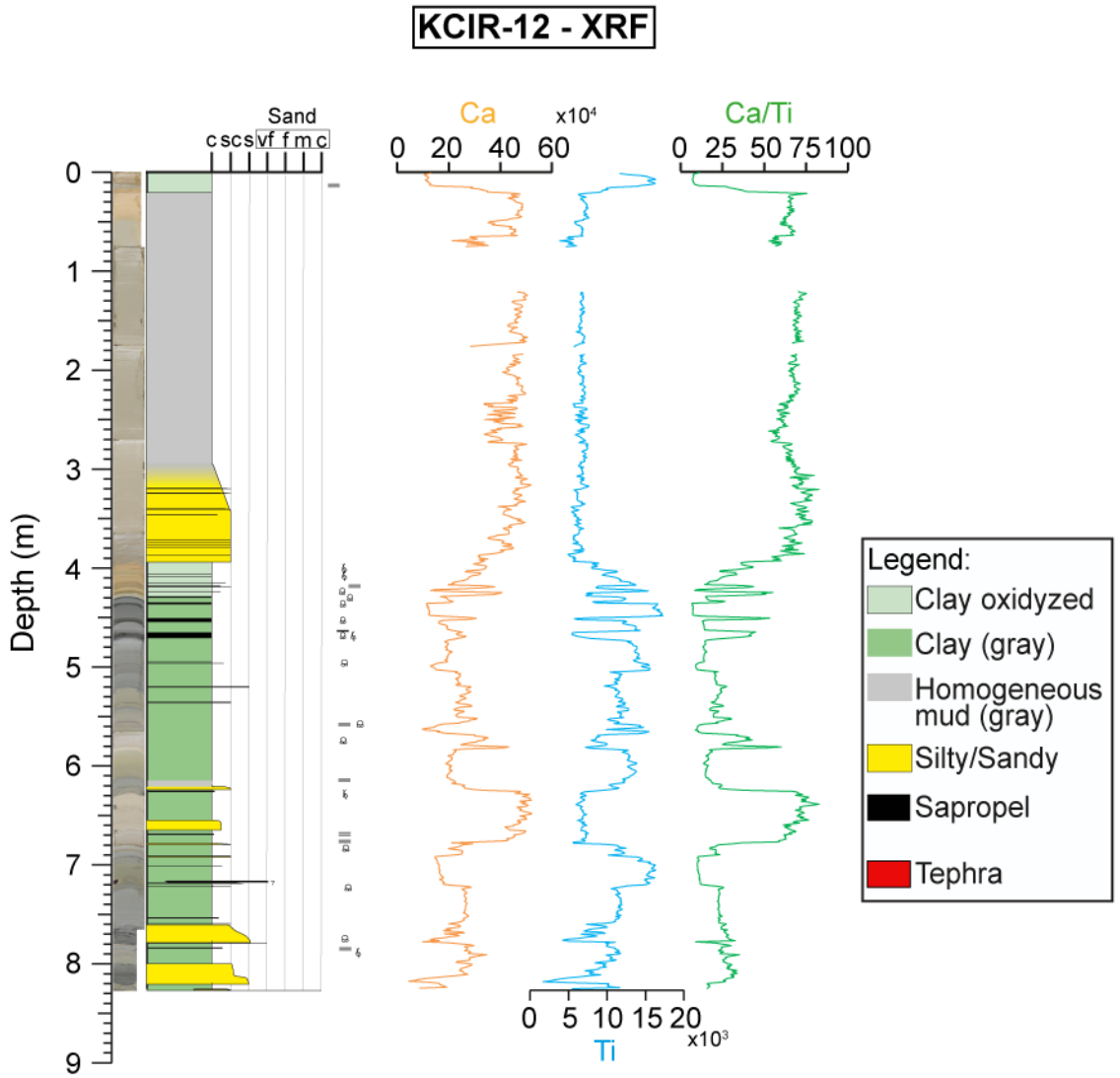


Figure III.5 : Exemple de résultats obtenu à partir du XRF sur la carotte KCIR-12 avec le log sédimentologique et la photographie ainsi que les courbes des éléments calcium (orange) et titane (blue) et le rapport Ca/Ti (vert).

III.3.3 Analyses destructrices

a. Mesures granulométriques

La mesure de la taille des grains présents dans le sédiment a été réalisée à l'aide d'un granulomètre Laser Mastersizer 2000, au laboratoire GEOMER/Domaines Océaniques de l'IUEM. Cet appareil mesure la taille des grains d'un échantillon de 0.01 µm à 2000 µm (Tableau III.4) par le principe de la diffraction laser et calcule les proportions relatives en pourcentage des différentes classes granulométriques.

Le pas d'échantillonnage a été adapté en fonction des faciès sédimentaires reconnus lors de la description lithologique des carottes. Il varie entre 10 cm dans les parties homogènes et quelques millimètres sur des niveaux de fines lamines successives. 1505 échantillons au total ont été prélevés pour des analyses granulométriques Laser sur les 10 carottes.

Particles diameter (mm)	Particles diameter (µm)	Wentworth classification		Correspondence with simplified logs of cores
256		bowlder	Gravel	
64		cobble		
4		pebble		
2		granule		
1		very coarse	Sand	
0.5	500	coarse		coarse
0.25	250	medium		medium
0.125	125	fine		fine
0.0625	63	very fine		very fine
0.031	31	coarse	Silt	silt
0.0156	15.6	medium		
0.0078	7.8	fine		silty-clay
0.0039	3.9	very fine		
		clay	Clay	clay

Tableau III.4 : Classification de la taille des grains selon Wentworth (1922).

Les résultats de granulométrie Laser sont présentés sous différents formats (Figure III.6) :

- La médiane (D50), nous permet d'observer la tendance générale de la granulométrie sous forme d'une courbe le long d'une carotte.

- Le pourcentage de sable (diamètre des grains > 63 µm) versus le pourcentage d'argile (diamètre des grains < 3,9 µm), permet de mettre en évidence les dépôts les plus grossiers.

- La « cartographie » de la granularité d'une carotte sédimentaire permet d'imager les spectres complets de la répartition granulométrique le long de la carotte avec une interpolation de ce spectre entres les échantillons analysés. C'est une représentation quantitative (en pourcentage) de chaque classe granulométrique mesurée par échantillon, qui est obtenu grâce à un script réalisé avec le logiciel GMT (Annexe 2 : les scripts GMT). L'axe des abscisses est contraint à être en logarithme afin d'avoir une meilleur représentation de la granularité (valeur comprise entre 1 et 2000 µm). L'axe ordonné représente la profondeur des carottes et les couleurs varient en fonction du pourcentage de la taille des grains.

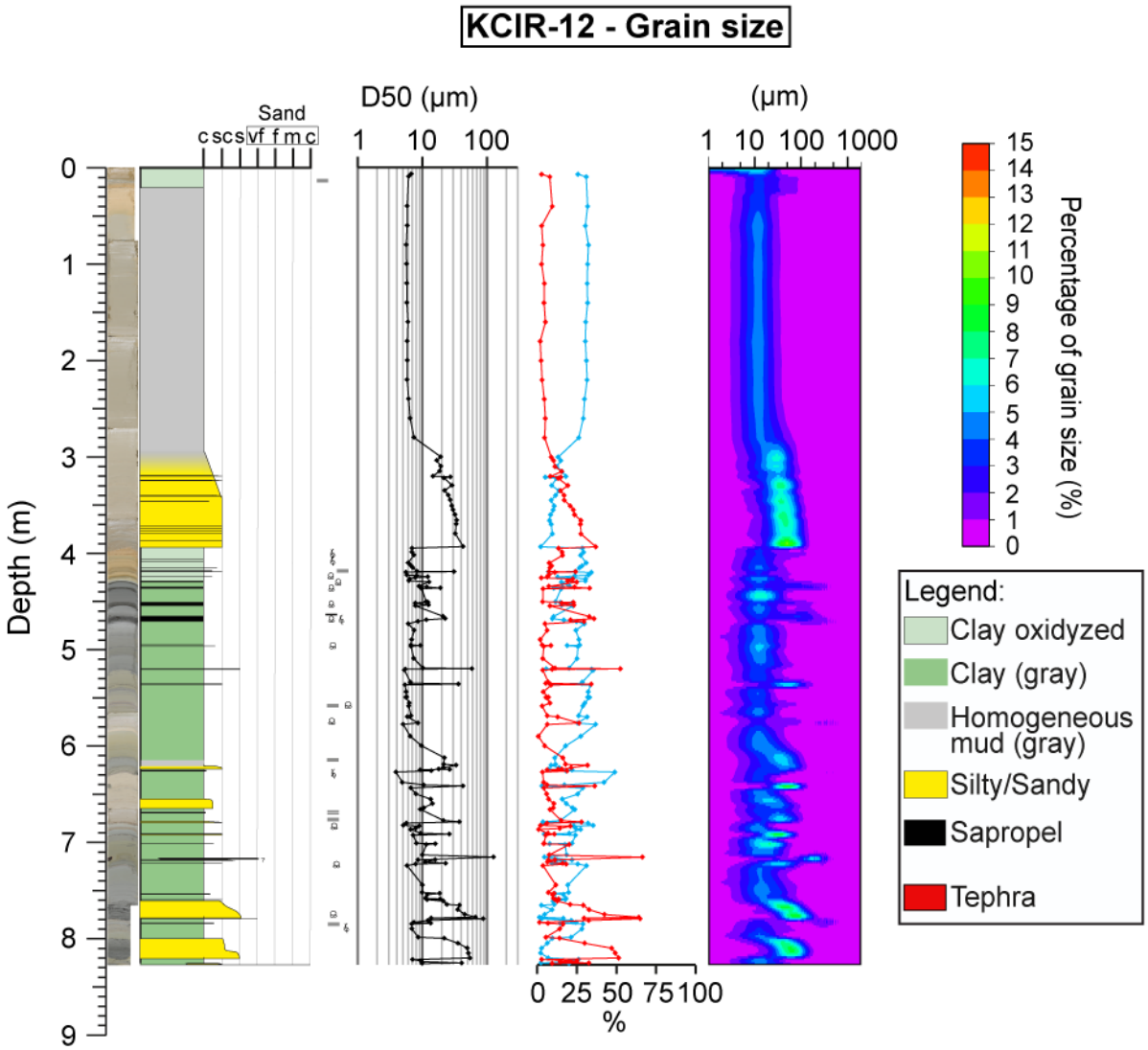


Figure III.6 : Exemple des différentes représentations de la granulométrie de la carotte KCIR-12 (basée sur les analyses Laser du granulomètre) avec le log sédimentologique et la photographie : la médiane D50 (noir), le pourcentage de sable (rouge) et d'argile (bleu) et une cartographie de la granulométrie (la distribution des grains en en %).

b. Etude pétrographique et minéralogique

Des études pétrographiques et minéralogiques ont été réalisées sur des sédiments sableux prélevés à la base de certaines turbidites afin d'en connaître la composition des éléments (ou grains). Après prélèvement, lavage et passage au tamis à 63 et 150 µm, les échantillons ont été étudiés à la loupe binoculaire et leurs contenus ont été décrits, photographiés et identifiés. Différents types éléments ont pu être observés dans les échantillons comme par exemple, des éléments biogènes (foraminifères planctoniques et benthiques, des ptéropodes …), des éléments terrigènes (minéraux de quartz, des débris végétaux) ainsi que des éléments volcaniques (ponces, verres volcaniques …).

III.4 Datations et contraintes stratigraphiques

La stratigraphie des carottes est basée sur la datation au carbone 14 mais aussi sur la description et la reconnaissance de dépôts reconnus et datés au préalable en Méditerranée tel que les sapropèles (dépôts enrichis en matière organique) et les téphras (dépôts de cendres volcaniques).

III.4.1 Identification des Sapropèles (niveau S1)

Les dépôts des sapropèles sont identifiés lors de la description lithologique des carottes. Ils sont reconnaissables grâce à leurs couleurs gris foncé/noir, leur texture « mousse » et la présence de nombreux foraminifères.

Ces dépôts riches en matière organique sont riche en élément Ba, Cu, Mo, Ni et Zn (Calvert, 1983; Emeis, et al., 2000). C'est pour cette raison que les tronçons susceptibles de contenir un dépôt de sapropèle, ont été passés au banc XRF (à 50kV) afin de détecter l'élément Ba. Ces informations contribuent à mieux repérer les niveaux de sapropèle. Les sapropèles peuvent parfois être entrecoupés avec des dépôts hémipélagiques gris foncés (Figure III.7).

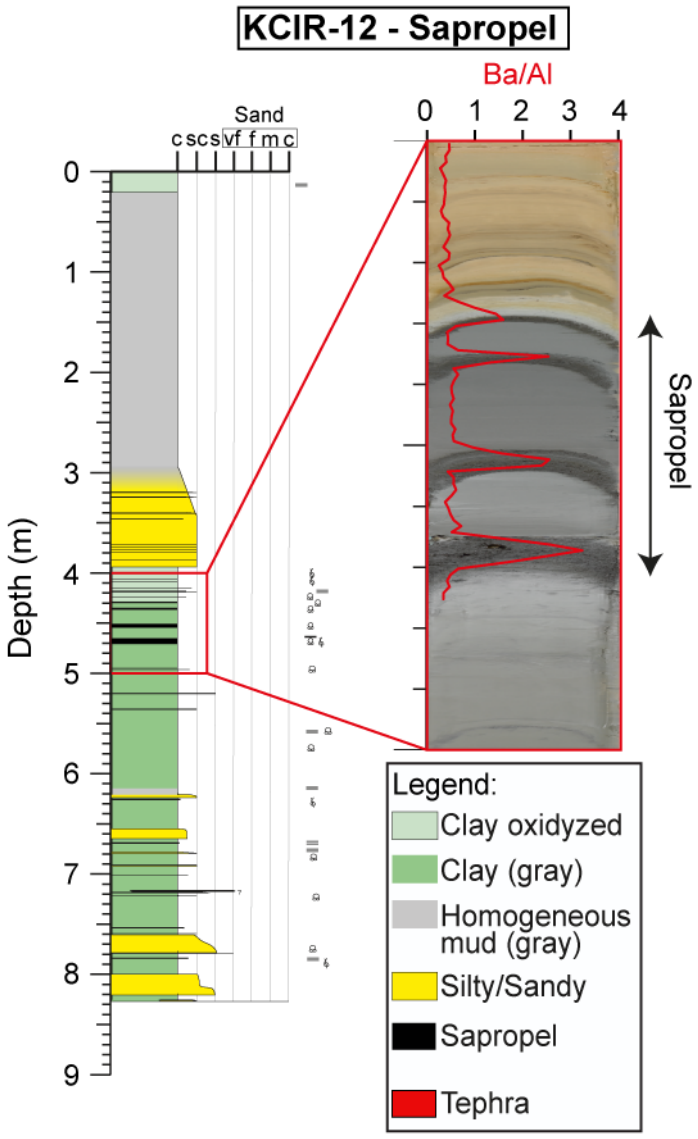


Figure III.7 : Exemple du dépôt de sapropèle S1 entrecoupé avec des dépôts hémipélagiques observé dans la carotte KCIR-12 avec le log sédimentologique de la carotte et un zoom de la photo de la carotte (localisé par le rectangle rouge sur le log) ainsi que la courbe Ba/Al, indicateur géochimique des sapropèles.

Ces dépôts et particulièrement le dernier enregistré (S1) sont très étudiés et l'âge de S1 est encore discuté (l'âge du sommet varie entre 6,3 et 7,9 ka et l'âge de la base varie entre 8,2 et 11,8 ka) (Cita, et al., 1977; Jorissen, et al., 1993; Lourens, et al., 1996; Rossignol-Strick, 1999; Emeis, et al.,

2003; Capozzi and Negri, 2009). En fonction de la localisation de la carotte, l'âge du dépôt peut varier. L'utilisation de ce dépôt comme marqueur stratigraphique peut servir comme simple indicateur mais l'imprécision reste toutefois assez importante. C'est pour cette raison que pour la création des modèles d'âge des carottes CIRCEE, le S1 n'est pas utilisé comme marqueur stratigraphique. De plus, dans certaine carotte, le dépôt de sapropèle a été en partie remobilisé par des turbidites, ce qui rend impossible leur utilisation pour les modèles d'âges.

III.4.2 La Tephrochronologie

Cette méthode de datation se base sur l'identification géochimique de niveaux de cendres volcaniques émis à la suite d'éruption volcanique et observés dans les carottes sédimentaires. Ce type de dépôt est reconnaissable lors de la description sédimentologique des carottes (présence de ponces et de verres volcaniques), à partir des données de susceptibilité magnétique (un pic est observé au niveau de ces dépôts) ainsi qu'à partir des données de granulométrie (granulométrie de type sable fin à moyen) (Figure III.8). Des échantillons sont prélevés, lavés, tamisé à 63 µm et monté sur des lames pour être analysés avec une microsonde électronique CAMECA SX100 au laboratoire Volcans et Magmax de l'université de Clermont-Ferrand. Cet appareil permet d'obtenir des analyses chimiques quantitatives de grande précision des éléments chimique qui composent un téphra. Ces mesures se font soit sur des ponces volcaniques, soit sur de verres volcaniques (en fonction de la composition du téphra). Les téphras sont caractérisés par une signature géochimique liée au volcan et/ou aux éruptions volcaniques.

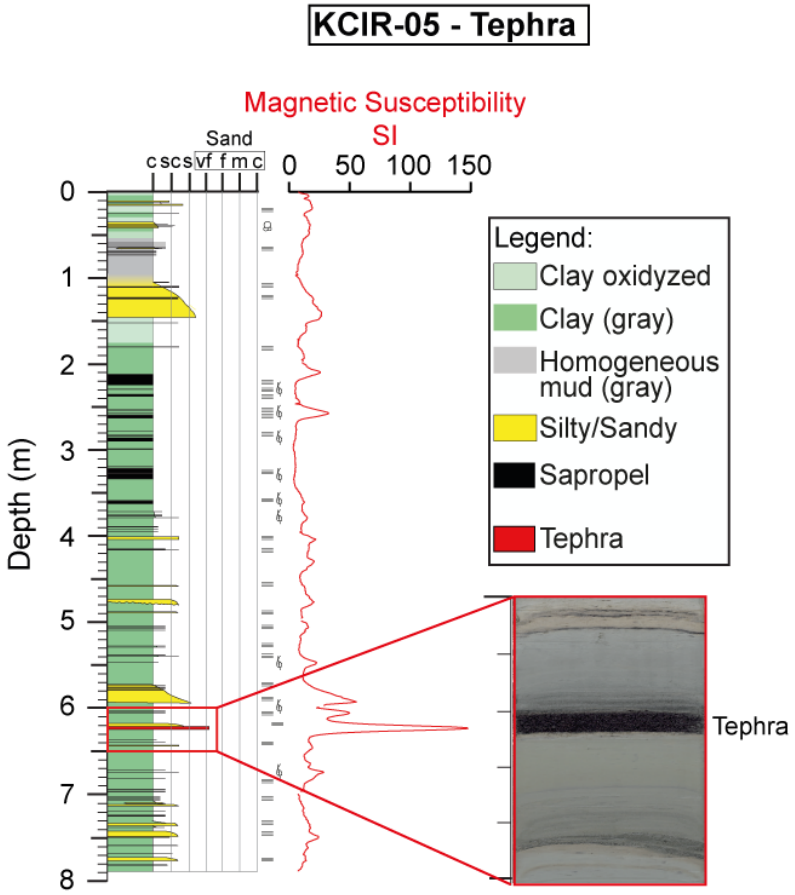


Figure III.8 : Exemple d'un dépôt de téphra observé dans la carotte KCIR-05 avec le log sédimentologique de la carotte et un zoom de la photo de la carotte (localisé par le rectangle rouge sur le log) ainsi que la courbe de susceptibilité magnétique, indicateur de dépôt de téphra.

La composition géochimique des téphras est par la suite comparée aux études déjà réalisées dans la région afin de les identifier et de les dater ainsi qu'à la classification de Le Bas, et al. (1986) qui est basée sur la géochimie des principaux oxydes (le pourcentage de SiO_2 par rapport au pourcentage de Na_2O+K_2O).

III.4.3 La datation de tests d'organisme carbonaté au Carbone 14

La datation au radiocarbone est un outil de datation, basée sur l'activité radiologique de l'isotope radioactif du carbone : ^{14}C.

Cette méthode permet de calculer l'âge absolu de l'échantillon analysé, d'âge inférieur à 40 ka sur des coquilles calcaires (test) d'organismes marins morts. A sa mort, le ^{14}C présent dans la coquille se désintègre selon la loi de décroissance radioactive, on parle alors de temps de demi-vie qui est de 5568 ± 30 ans pour le ^{14}C. L'âge de la mort de l'organisme est établi à partir de la différence entre la teneur initiale de ^{14}C et la quantité résiduelle restante.

Ces organismes absorbent le carbone présent dans l'atmosphère mais ce dernier n'est pas constant dans le temps (de Vries, 1958). Un jeu de données calibrés est donc nécessaire avec des échantillons connus et datés avec le ^{14}C (par exemple, sur des cernes d'arbre). Ces étalonnages ont permis la création de diverses courbes de calibration qui ont évolué avec le temps.

Les âges obtenus (^{14}C ka BP : Before Present) sont calibrés pour être exprimer en âge calendaire (^{14}C ka cal. BP) à partir du logiciel Calib REV7.1 et de la courbe de calibration Marine13 (Reimer, et al., 2009). Les âges calendaires correspondent à des âges en années avec comme base de départ l'année 1950. Ces âges peuvent être aussi convertis en âge AD (Après J.-C.) ou BC (Avant J.-C.).

Dans cette étude, ces analyses sont réalisées sur des foraminifères planctoniques. En milieu océanique, la teneur en ^{14}C est différente de celle de l'atmosphère à cause d'un délai d'incorporation du carbone atmosphérique dans les eaux marines et de la circulation marine. Il faut donc appliquer une correction à l'âge obtenu, appelé « effet réservoir » et qui est fixée à 400 ans dans l'Atlantique Nord (Bard, 1988). Les échantillons étant été prélevés dans un autre bassin, cet effet réservoir est différent. Une correction (ΔR) de 147 ± 24 ans est donc appliquée à cet effet, en mer Ionienne (basée les valeurs calculées au sud de la mer Adriatique et au niveau de Zante en Grèce, issue d'une base de donnée mondiale et répertoriée dans le logiciel CALIB REV7.1).

Pour réaliser ces datations, 23 échantillons de sédiment ont été prélevés dans des dépôts hémipélagiques. Les échantillons ont été lavés et tamisés avec un tamis à 150 µm avant d'être séchés à l'étuve. Les piquages de deux espèces de foraminifères planctoniques, les Globigerinoides ruber (var, alba et rosea) et Globigerinoides sacculifer (avec des poids total de l'échantillon qui varient entre 5 et 19 mg) ont été effectués sous loupe binoculaire. Ces deux espèces vivent dans la même tranche d'eau, ils intègrent le ^{14}C avec le même fractionnement.

Pour certains échantillons, le manque de matériel en foraminifères planctoniques dans un intervalle d'1 cm de dépôt hémipélagique a contraint à réaliser des mesures sur l'ensemble des foraminifères planctoniques (bulk).

Les échantillons ont été analysé au laboratoire LMC14 « Laboratoire de Mesure du Carbone 14 » en France, à partir du programme ARTEMIS.

L'ensemble des âges utilisés dans cette thèse est présenté dans le tableau suivant (Tableau III.5) :

Cores	Depth (m)	Species	mg C	Delta ^{13}C	pMC	Age BP	Age Cal. AD/BC ΔR=147±24 yr (95.8%)	Age Cal. BP ΔR=147±24 yr (95.8%)
KCIR-02	80-81.2	G. Ruber, G. Sacculifer	1,248	2,44	68,101 ± 0,182	3085 ± 30	BC 883-654	2603-2832
KCIR-02	109.5-111	G. Ruber, G. Sacculifer	1,233	2,72	59,039 ± 0,169	4235 ± 30	BC 2327-2028	4808-4858
KCIR-02	330.9-332.4	G. Ruber, G. Sacculifer	0,999	-1,05	28,232 ± 0,115	10160 ± 35	BC 9203-8866	10815-11152
KCIR-05	53.2-54	G. Ruber, G. Sacculifer	0,455	-1,61	78,267 ± 0,202	1970 ± 30	AD 464-672	1278-1486
KCIR-05	157-158.1	G. Ruber, G. Sacculifer	1,2	2,35	66,74 ± 0,184	3250 ± 30	BC 1049-806	2755-2998
KCIR-05	180-181.2	G. Ruber, G. Sacculifer	1,211	0,08	62,525 ± 0,176	3770 ± 30	BC 1688-1447	3396-3637
KCIR-05	431.2-432.2	G. Ruber, G. Sacculifer	0,789	-0,86	26,737 ± 0,135	10595 ± 40	BC 9896-9349	11298-11845
KCIR-05	592-593.2	G. Ruber, G. Sacculifer	0,743	-1,42	18,087 ± 0,108	13735 ± 50	BC 14114-13684	15633-16063
KCIR-08	27.4-28.4	G. Ruber, G. Sacculifer	0,788	-0,39	87,662 ± 0,215	1060 ± 30	AD 1336-1490	460-614
KCIR-08	42-43	G. Ruber, G. Sacculifer	1,263	5,5	82,806 ± 0,223	1515 ± 30	AD 928-1158	792-1022
KCIR-08	473.3-474.7	G. Ruber, G. Sacculifer	1,302	2,91	66,426 ± 0,181	3285 ± 30	BC 1105-839	2788-3054
KCIR-08	520.5-521.5	G. Ruber, G. Sacculifer				4700 ± 30	BC 2897-2677	4626-4846
KCIR-09	358.6-359.6	G. Ruber, G. Sacculifer	1.354	3.3	62.194 ±0.194	3815 ±30	BC 1746-1498	3447-3695
KCIR-09	372.3-373.3	G. Ruber, G. Sacculifer	0.527	-0.5	55.398 ±0.184	4745 ±30	BC 3000-2730	4679-4949
KCIR-09	570-571	G. Ruber, G. Sacculifer				13570 ±60	BC 13868-13358	15307-15817

KCIR-10	0.5-1.5	Bulk	1,098	7,4	80,377 ± 0,247	1755 ± 30	AD 685-892	1058-1265
KCIR-10	636-637	Bulk	0,696	3,8	64,46 ± 0,191	3525 ± 30	BC 1518-1280	3707-3884
KCIR-11	1-2	Bulk	1,047	7,1	83,434 ± 0,236	1455 ± 30	AD 1010-1210	740-940
KCIR-11	273-274	Bulk	0,617	8,5	64,422 ± 0,224	3530 ± 30	BC 1416-1173	3122-3365
KCIR-11	379-380	Bulk	1,642	8,5	25,713 ± 0,137	10910 ± 45	BC 10525-10044	11993-12474
KCIR-11	601.5-602.5	G. Ruber, G. Sacculifer	0,944	4,8	13,439 ± 0,115	16120 ± 70	BC 17028-16701	18650-18977
KCIR-12	398.1-399.2	Bulk	0,563	0,3	62,083 ± 0,203	3830 ± 30	BC 1769-1508	3457-3718
KCIR-12	572-573	Bulk	0,898	1,6	21,561 ± 0,13	12325 ± 50	BC 11851-11509	13458-13800

Tableau III.5 : Dates ^{14}C réalisées sur les carottes CIRCEE avec la position du prélèvement. Les résultats sont obtenus grâce au programme ARTEMIS avec les âges BP non calibrés et leurs paramètres. Les âges sont calibrés à partir du logiciel CALIB REV 7.1 (Reimer et al., 2009) avec comme paramètres utilisés, la courbe de calibration MARINE13, et un ΔR de 147±33 ans. Les âges obtenus sont données soit en AD/BC ou en BP calendaire (2 sigma).

.

III.4.4 Elaboration du modèle d'âge

Le cadre chronostratigraphique des carottes CIRCEE a été établi à partir du logiciel OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009). Ce programme a été conçu pour l'analyse de l'information chronologique. Les capacités du programme peuvent être divisées en deux catégories principales. La première étant le calcul probable d'un âge pour chaque échantillon scientifiquement datés (par calibration radiocarbone par exemple). La deuxième est l'analyse de groupe d'évènements qui sont liés par le biais de relations stratigraphique (Bronk Ramsey, 2008). C'est pour la deuxième catégorie que le logiciel a été utilisé. Le but a donc été de dater le plus précisément possible chaque dépôt turbiditique décrit dans les carottes sédimentaires CIRCEE.

Les turbidites sont des dépôts instantanés, contrairement au dépôt hémipélagique (I.1.1.b. Les écoulements gravitaires). Pour la création du modèle d'âge, il faut donc déduire leur épaisseur pour avoir une continuité linéaire dans les âges. La base des dépôts turbiditiques est clairement identifiée à la description de la carotte, car un changement brutal de la granulométrie y est observé. Le sommet des turbidites est plus difficile à déterminer car sa limite peut être progressive (limite entre dépôt du nuage néphéloïde et la reprise du processus de dépôt hémipélagique). Pour la plupart des dépôts, cette limite a pu être déterminée à partir de sa description morphologique (un changement de couleur est observé dans certain cas) et des données granulométriques. Une fois cette détermination réalisée, l'épaisseur de chaque turbidite est calculée et soustrait à l'épaisseur totale de la carotte. Ce travail, nécessaire pour réaliser nos modèles d'âges, nous permet d'obtenir une carotte avec une profondeur dite « hémipélagique » (Figure III.9).

Plusieurs paramètres doivent être pris en compte pour la construction du modèle d'âge qui est écrit sous forme d'un script dans le logiciel :

- La courbe de calibration marine de référence. Dans les modèles construits pour les carottes CIRCEE, nous avons utilisé la courbe Marine13 (courbe de référence la plus récente). Cette courbe prend en compte l'âge réservoir moyen de référence de 400 ans.
- La détermination du ΔR (147 ± 24 ans), le même utilisé avec le logiciel CALIB.
- Le modèle de dépôt.

Le logiciel OxCal propose plusieurs modèles de dépôts, et pour la construction du modèle d'âge des carottes CIRCEE, nous avons utilisé le modèle Bayésien avec P_séquence. Ce modèle basé sur la loi statistique de Poisson, assimile la sédimentation hémipélagique comme un processus aléatoire. La variation du taux de sédimentation est prise en compte par le logiciel et définit par le paramètre k (compris entre 0 et 1). Plus sa valeur sera élevée, plus le taux de sédimentation sera régulier. Pour les carottes CIRCEE, le paramètre a été fixé à 0,5 car, à la base des dépôts turbiditique, on observe de l'érosion mais aussi, parce qu'on estime que le taux de sédimentation a du varier au cours des dernier 24 ka.

- Le pas d'interpolation entre chaque profondeur (fixé à 1 cm dans les carottes CIRCEE).

La suite du modèle se construit en introduisant diverses fonctions comme la détermination de la base et du sommet du modèle, la position de chaque dépôt turbiditique associé à sa profondeur hémipélagique, et la datation ^{14}C non calibré avec son incertitude et sa position hémipélagique dans la carotte. On obtient à la fin un modèle d'âge final avec un âge pour chaque dépôt rentré dans le logiciel initialement (turbidite, sapropèle).

Les modèles d'âges obtenus comportent plusieurs incertitudes quantifiables ou non :

- Une première incertitude existe sur le prélèvement des échantillons, Afin d'avoir assez de matériel, l'échantillon est prélevé sur une tranche de 1 cm de sédiment donc l'âge obtenu pour l'échantillon se base sur une tranche de sédiment et non à un endroit précis de la carotte. L'incertitude, difficilement quantifiable varie en fonction du taux de sédimentation de la carotte.

- Le choix de l'échantillonnage est important, il faut ainsi éviter toutes les zones où le sédiment a pu être remanié (par exemple, les turbidites). Les échantillons sont prélevés dans des dépôts hémipélagiques, là, ou le remaniement de sédiment est le plus faible. Malgré ces précautions, la datation peut être faussée. Pour vérifier s'il n'y pas d'erreur, la meilleure solution est d'utiliser des point de références, tels que des dépôts dont la date est connue (comme par exemple les téphras, les sapropèles …) et vérifier auprès du modèle si les dates correspondent Cette vérification n'a pas pu se faire sur toutes les carottes par manque de point de référence.

- Lors de l'analyse ^{14}C de chaque échantillon il existe une incertitude qui est quantifiable. Plus la datation de l'échantillon est élevée, plus l'incertitude sur l'âge sera grande. Cette incertitude est prise en compte par le logiciel.

- Pour construire le modèle, une épaisseur de chaque turbidite est mesurée. Si la base est généralement bien déterminée, l'estimation du sommet l'est beaucoup moins. Il existe donc une incertitude basée sur cette épaisseur approximative et non quantifiable.

- Les dépôts turbiditiques entrainent la plupart du temps, une érosion du sédiment se trouvant en dessous et qui varie en fonction de chaque dépôt. Cette érosion n'est quantifiable que lorsque l'on connait l'âge précis du dépôt. Dans le cas contraire, il est assez difficile d'estimer cette érosion.

- Il faut aussi tenir compte de la surestimation des dépôts liés au pistonnage dans les carottes lorsqu'il y en a ainsi que la sous-estimation de l'épaisseur lié à la décantation des dépôts.

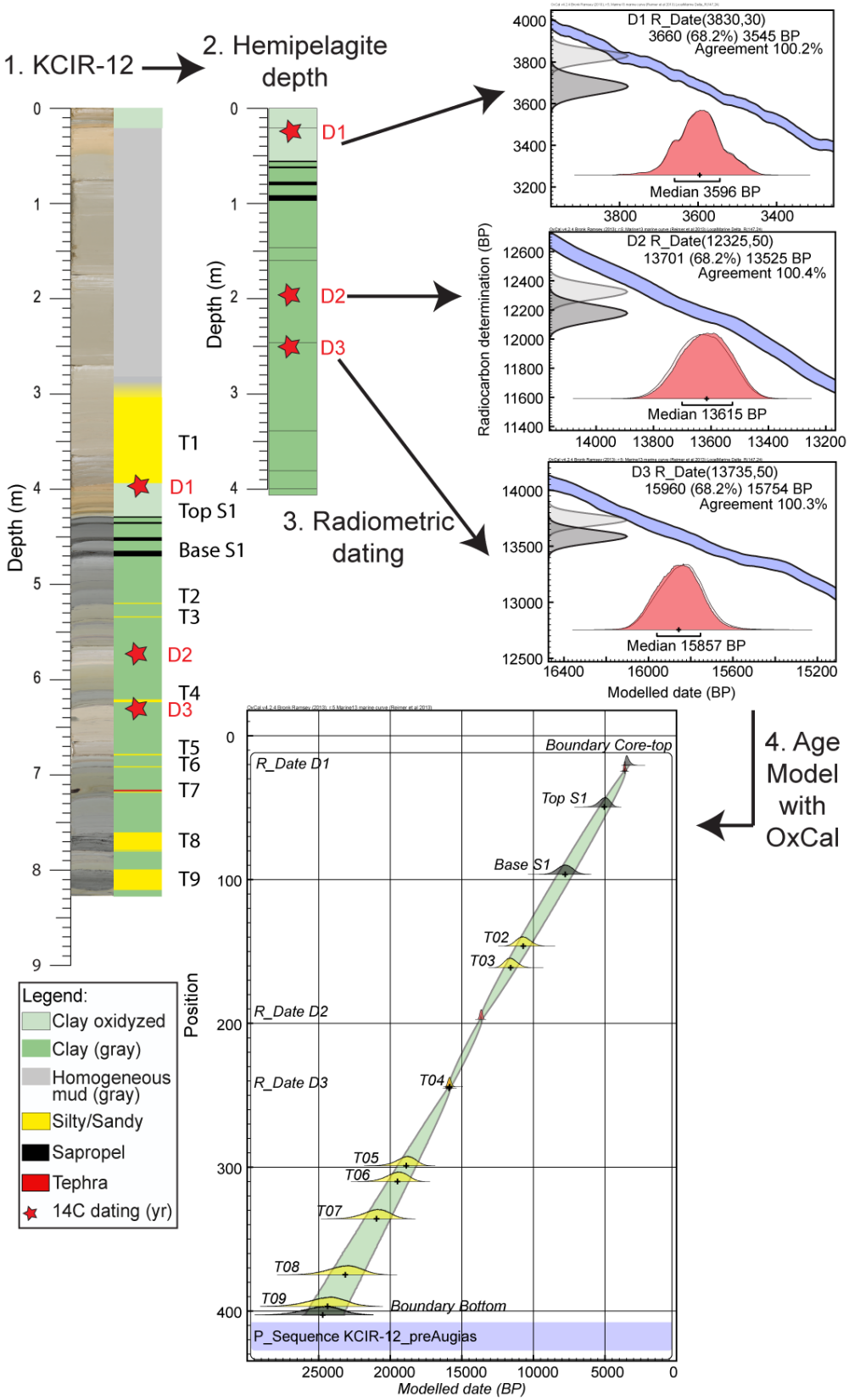


Figure III.9 : Exemple de réalisation d'un modèle d'âge avec le logiciel OxCal sur la carotte CIRCEE KCIR-12 illustré par le log stratigraphique et la photo. Sur la carotte avec une profondeur hémipélagique, les turbidites sont localisé par des traits noirs. Dans le modèle, les datations au ^{14}C non calibrées sont intégrées. Le modèle utilisé est modèle Bayésien avec P_séquence, avec comme paramètre, la courbe de calibration MARINE13 et un ΔR=147±33 ans. Le paramètre k choisi pour les modèles CIRCEE est de 0,5 et le pas d'échantillonnage de 1 cm. Le modèle final obtenu donne un âge pour chaque dépôt turbiditiques sur 1 sigma (68%).

Chapitre IV :
Les méga-dépôts en mer Ionienne

IV.1 Le dépôt d'Augias.....123

IV.1.1 Présentation de l'article 123

IV.1.2 Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. 123

IV.1.3 Conclusion de l'article 141

IV.2 Les dépôts antérieurs au dépôt d'Augias en mer Ionienne 142

IV.2.1 Identification d'un second méga-dépôt 142

a. Description sédimentologique.....142

b. Identification de la DTL sur les données sismiques CIRCEE.....148

c. Age de la DTL 151

IV.2.2 La « Thick Transparent Layer » (TTL).....153

a. Description à partir des données sismiques.....153

b. Datation de la TTL 156

IV.2.3 Autres méga-dépôts visible dans la sismique HR 156

IV.3 Discussion sur l'origine des méga-dépôts.....158

IV. Les méga-dépôts en mer Ionienne

Sur le fond des différents bassins méditerranéens, des méga-dépôts appelés mégaturbidites ou homogénites ont été décrits à partir des données sismiques et /ou sédimentologiques (Kastens and Cita, 1981; Cita, et al., 1984a; Hieke, 1984; Rothwell, et al., 1998; Cita and Aloisi, 2000; Hieke, 2000; Hieke and Werner, 2000; Rebesco, et al., 2000; Reeder, et al., 2000; Rothwell, et al., 2000; Polonia, et al., 2013a; Polonia, et al., 2016c). D'autres méga-dépôts sont observés et étudiés ailleurs dans le monde comme, par exemple, une succession de vingt-trois mégaturbidites localisées en mer d'Arabie, à 850 km du delta de l'Indus (Bourget, et al., 2013) ou une autre mégaturbidite observée en mer de Chine et liée au tsunami de 350 ans BP (Wetzel and Unverricht, 2013). Il s'agit de dépôts évènementiels qui sont caractérisés par des épaisseurs, des extensions et des volumes de sédiment particulièrement importants pour un seul événement. Leurs origines ont longtemps été discutées et sont encore relativement mal contraintes à l'heure actuelle.

En mer Ionienne, on peut notamment observer six méga-dépôts dans les données sismiques : le dépôt d'Augias, la « Deeper Transparent Layer » (DTL), la « Thick Transparent Layer » (TTL) et les $4^{ème}$, $5^{ème}$ et $6^{ème}$ méga-dépôts. Les deux dépôts les plus récents sont aussi décrits à partir de leurs caractéristiques sédimentologiques grâce aux carottes sédimentaires CIRCEE.

Le but de ce chapitre est de présenter les travaux réalisés sur ces méga-dépôts observés en mer Ionienne à partir des données acquises pendant la campagne CIRCEE, afin de discuter plus précisément des processus de déclenchement de ces dépôts et leurs origines (source sédimentaire). Pour cela, la première partie est consacrée au méga-dépôt d'Augias, le plus récent, sous la forme d'un article publié dans Marine Geology. La deuxième partie détaille les nouvelles informations acquises sur les autres méga-dépôts observés en mer Ionienne. Enfin, la dernière partie de ce chapitre permet une mise en perspective avec la comparaison de ces dépôts avec d'autres méga-dépôts décrits dans la littérature.

IV.1 Le dépôt d'Augias

IV.1.1 Présentation de l'article

En mer Ionienne, le méga-dépôt le plus récent est appelé dépôt d'Augias. A sa découverte dans les années 70 et 80, plusieurs hypothèses ont été émises sur son origine et sur les sources des sédiments qui le constituent (Kastens and Cita, 1981; Hieke, 1984; Cita and Aloisi, 2000). Le dépôt d'Augias recouvre la totalité de la plaine abyssale Ionienne avec une épaisseur maximum de 12 m et un volume estimé à 65 km^3. Il a longtemps été associé à l'éruption du Santorin en 1600-1627 BC. Mais des études récentes (Polonia, et al., 2013a), ont permis de dater plus précisément ce dépôt et de suggérer qu'il serait lié au séisme et tsunami de Crête en 365 AD. Le but de notre étude a donc été de préciser l'âge de ce dépôt à partir d'un jeu de carotte plus large et étendu que précédemment et de déterminer plus précisément ses processus de mise en place ainsi que son origine. Une étude approfondie de la sédimentologie du dépôt (faciès, granulométrie, composition chimique) a permis de réaliser une avancée significative pour la compréhension des processus sédimentaires en jeu permettant de remonter aux mécanismes déclencheurs de tels évènements.

Ce travail est basé sur des nouvelles données acquises durant la mission CIRCEE en octobre 2013, (carottes sédimentaires, profils de sondeur de sédiment CHIRP et bathymétrie de haute résolution).

IV.1.2 Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data.

Marine Geology xxx (2016) xxx–xxx

Contents lists available at ScienceDirect

Marine Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/margo

Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data

San PedroL.[a,*], BabonneauN.[a], GutscherM.-A.[a], CattaneoA.[b]

[a] Laboratoire Domaines Océaniques, UMR 6538, Université de Brest – IUEM –, Plouzané, France
[b] IFREMER, Institut Carnot EDROME, Géosciences Marines, Plouzané, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 29 October 2015
Received in revised form 26 April 2016
Accepted 9 May 2016
Available online xxxx

Keywords:
Submarine paleoseismology
Ionian Sea
Homogenite
Megaturbidite
Augias deposit

ABSTRACT

In the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), several thick acoustically transparent layers are present including the Augias deposit. The Augias deposit is the most recent, thick layer covering the entire floor of the Ionian Abyssal Plain with an average thickness of 10–12 m and a maximum thickness of up to 24 m in the Sirte Abyssal Plain. This deposit has also been observed in several adjacent smaller basins in waters deeper than 3000 m. Its estimated volume is>65 km^3. There are multiple plausible hypotheses regarding its age and triggering event, which include the 1600 BC Santorini volcanic caldera collapse, the 365 AD Crete M 8.5 earthquake and other smaller earthquakes such as the 374 AD Calabria M 6.3 earthquake and the 361 AD Sicily M 6.6 earthquake. Understanding the cause of this mass-transport deposit is crucial for improving the natural hazard assessment of a vast area between southern Italy and western Greece. In this study, we propose a new interpretation of the Augias deposit in terms of sedimentary processes and origin, based on sediment cores collected in the NW Ionian Sea during the CIRCEE cruise onboard R/V Le Suroit in October 2013.

The sedimentological analysis of seven piston cores reveals three sedimentary facies corresponding to the Augias deposit: 1) "homogenite", 2) "megaturbidite" and 3) "thick sandy turbidite". These sedimentary facies are distributed within specific morpho-tectonic regions as defined by newly acquired bathymetric data, indicating a strong control by transport and depositional processes. Sixteen radiocarbon dates obtained above and below the Augias deposit indicate a possible time window of about 500 years. This means that we cannot definitively prove a link to the 365 AD Crete earthquake, but we regard it as the most likely trigger. Other depositional models may be plausible, but here we propose a sequence of events as follows: (1) earthquake shock and possible triggering of submarine mass flow in the eastern part of the Ionian Sea (western Hellenic subduction zone); (2) tsunami waves amplified by the confined morphology of the Sicily and Calabria continental shelves inducing an intense re-suspension of fine-grained sediment and massive destabilization at the heads of submarine canyons triggering turbidity currents; (3) gravity driven downslope transport of suspended sediment toward the deep basin and decantation; and (4) a final stage of decantation from seiche waves forming the majority of the homogenite facies in the Ionian Abyssal Plain.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Several acoustically transparent layers are found in at least three different basins in the Mediterranean Sea: the Herodotus basin (in the eastern Mediterranean Sea) (Reeder et al., 2000); the Balearic Abyssal Plain (in the western Mediterranean Sea) (Rothwell et al., 1998); the Ionian Sea (in the central Mediterranean Sea) (Cita and Aloisi, 2000; Hieke and Werner, 2000; Polonia et al., 2013; Fig. 1). Several hypotheses have been proposed regarding their origin and triggering mechanisms, all associated to catastrophic events (volcanic activity, megathrust earthquakes, tsunamis …). Identifying the parameters that have influenced the deposition of such layers is crucial to strengthen our understanding of geohazard in the Mediterranean Sea region. The present paper focuses on the most recent acoustically transparent layer found in the Ionian Sea, named hereinafter the Augias deposit. This layer offers an excellent opportunity to disentangle at least part of the open questions concerning the origin of those acoustically transparent layers, because it is a relatively accessible deposit - buried only a few metres below the seafloor - and it is present in a sedimentary succession rich in stratigraphic markers (e.g. sapropels and tephras; Fig. 2). The Augias deposit was first described by Kastens and Cita (1981) in the Ionian Sea. Since then, several oceanographic campaigns across the central and eastern Mediterranean Sea have collected kilometres of echosounder profiles and more than 50 cores to unravel the distribution, properties, origin and triggering mechanisms of such sedimentary unit (Fig. 3). However, no definitive answers have been provided concerning its depositional process and origin. Additional data acquired

* Corresponding author.
E-mail address: laurine.sanpedro@univ-brest.fr (L. San Pedro).

http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005
0025-3227/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

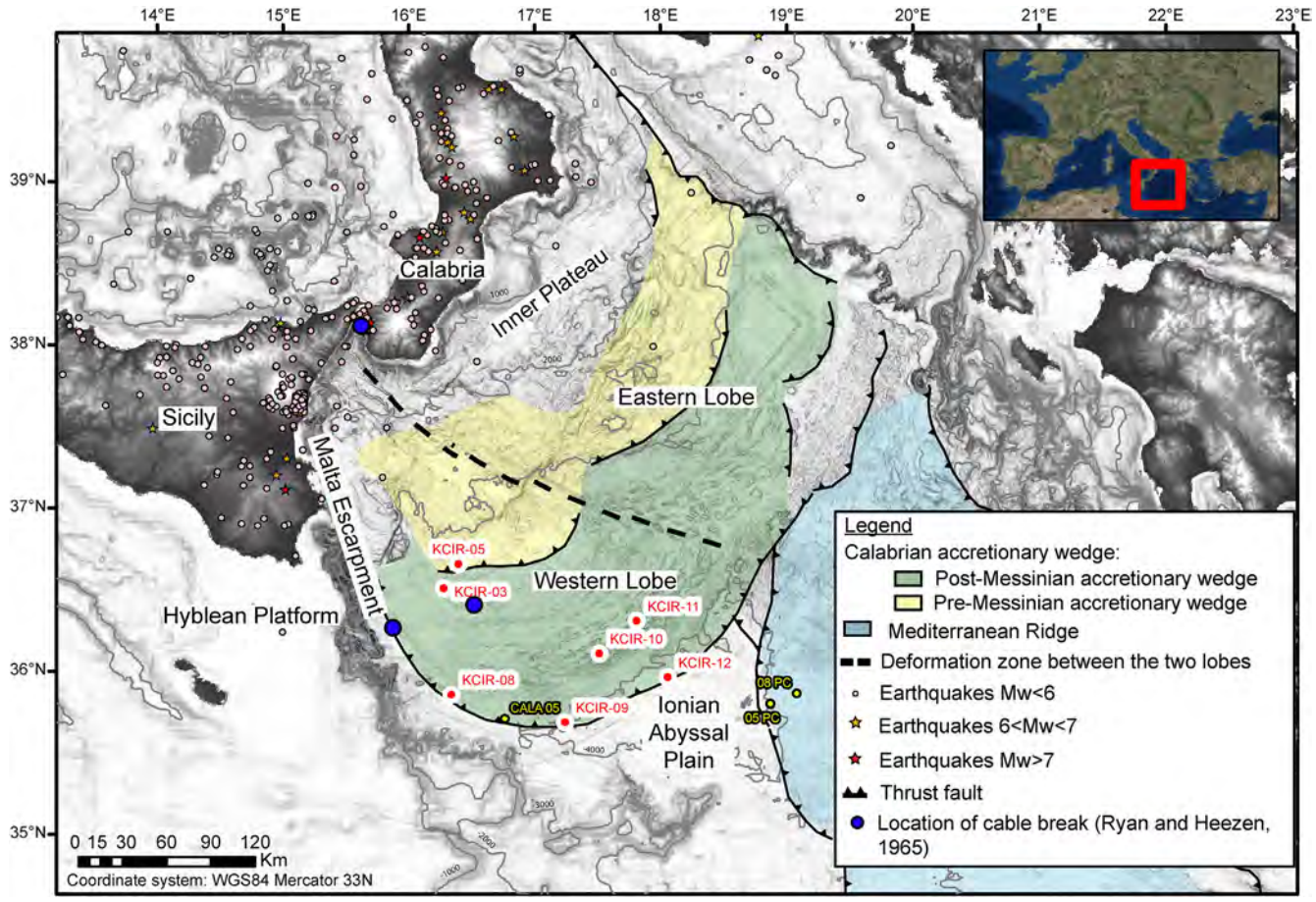


Fig. 1. Structural map of the Calabrian accretionary wedge derived from the interpretation of seismic data (Polonia et al., 2011; Gallais et al., 2012). Bathymetric data compiled from CIRCEE data, RV Meteor data (M86 and M111 - Dionysus), EMODnet data, SHOM data (French Hydrographic Service), MediMap data (Loubrieu et al., 2007) and GEBCO. Red points represent the CIRCEE sediment cores used in this study and yellow points are cores (Cita and Aloisi, 2000; Polonia et al., 2011) described in Fig. 2. Blue points correspond to the location of cable breaks after the 1908 Messina earthquake and tsunami (Ryan and Heezen, 1965). The earthquake epicentres are from the catalogue CPTI04 spanning the time period from 217 B.C. to 2002 AD (Gasperini et al., 2004).

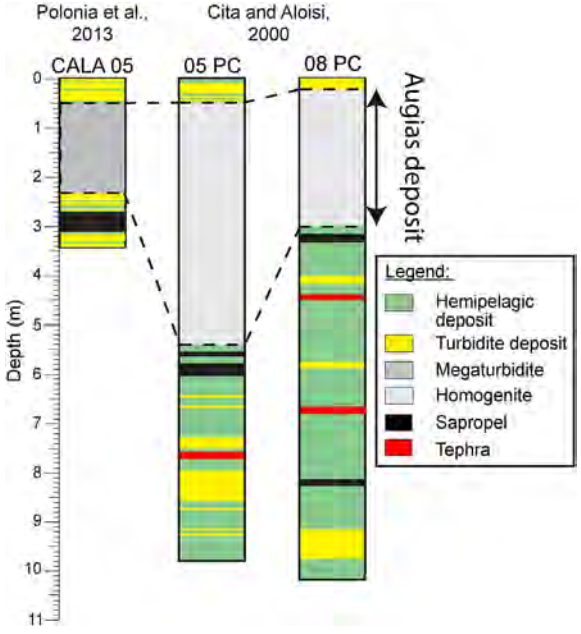


Fig. 2. Schematic stratigraphy of recent sedimentary deposits in the Ionian Sea showing the main turbidites, tephras, and sapropel layers as well as the Augias deposit (modified from Cita and Aloisi, 2000; Polonia et al., 2013). The location of these cores is shown in Fig. 1 (yellows points).

during the recent CIRCEE survey onboard R/V Le Suroit in October 2013 provide new evidence to understand the suite of processes, which formed the Augias deposit (Fig. 1).

This paper presents a high-resolution analysis of a set of piston cores collected across a wide range of geomorphological settings of the Ionian Sea that highlight the spatial variability in terms of thickness and sedimentary facies within the Augias deposit. The objectives are to estimate the age and origin of the Augias deposit, and to describe the sedimentary processes and the triggering mechanism that produced this type of thick deposit in the Mediterranean Sea region.

2. Geological setting

2.1. Seismotectonic setting of the Calabrian Arc

The Ionian Sea is a deep and narrow basin in the Central Mediterranean Sea. It is bounded by two accretionary wedges formed by the Calabrian and the Hellenic subduction zones, respectively to the northwest and to the east (Fig. 1).

The Calabrian accretionary wedge (Fig. 1) is caused in part by the convergence between the African and Eurasian plates (D'Agostino et al., 2008) as well as by the roll-back of the Ionian-Tyrrhenian slab toward the southeast. The Calabrian accretionary wedge is bounded to the west by the Sicily margin, characterized by the Malta escarpment, and to the north-east by the Apulian escarpment. The Malta escarpment is an extremely steep continental slope bordering the Ionian Sea and marks a transition between the Hyblean continental platform (with

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

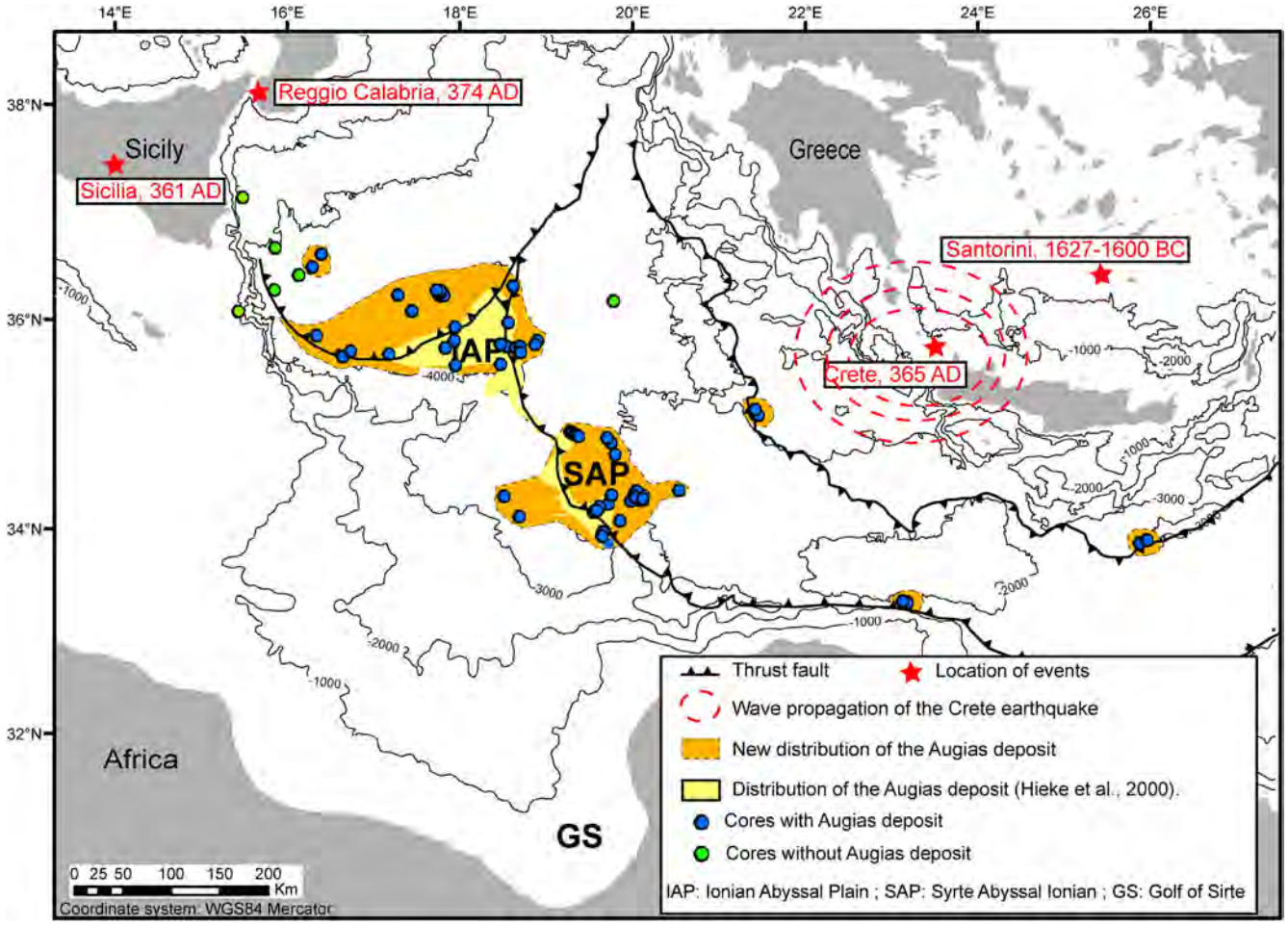


Fig. 3. Map illustrating the distribution of the Augias deposit based on seismic profiles (yellow from Hieke et al., 2000) and on sediment cores described by Cita et al. (1996); Hieke (2000); Polonia et al. (2013) and CIRCEE data. Red stars represent the hypothesised epicentres for the origin of the Augias deposit.

shallow water carbonates), to the west and a deep marine environment to the east (3000–4000 m depth). The dip of the slope varies between 10° and 30° and the escarpment is deeply incised by submarine canyons (Gutscher et al., 2015).

Based on the interpretation of seismic profiles, Polonia et al. (2011) suggested three morpho-structural domains of the Calabria accretionary wedge. They are identified following different tectonic processes (frontal accretion, overlap and fault complex): the post-Messinian wedge, the pre-Messinian wedge and the inner plateau (Polonia et al., 2011).

Rapid Holocene uplift is reported in the region, with 2.4 mm/yr in eastern Sicily and between 1 ± 0.1 mm/yr and 2.1 mm/yr in southwestern Calabria (Westaway, 1993; Antonioli et al., 2006). This coastal uplift, favoured an increase of sediment discharge toward continental shelves, with possible sediment remobilization during earthquakes and tsunamis. A causal link between an earthquake and a turbidity current was provided by the 1908 Messina earthquake (M7.5). This earthquake generated a tsunami with maximum observed run-up of about 10 m striking the coast of Sicily and southern Calabria (Boschi et al., 2000). After these events, two successive submarine cable breaks occurred, in the strait of Messina and further south, in the Ionian Sea. These cable breaks were caused by the turbidity currents travelling downslope (Ryan and Heezen, 1965) (Fig. 1). The associated turbidite deposit was also recovered in sediment cores by Ryan and Heezen (1965) and more recently, by Polonia et al. (2013).

The Central Mediterranean Sea and specifically the Ionian Sea has been the site of destructive earthquakes sometimes associated with tsunami with waves of up to 10 m (Tinti et al., 2004). In the eastern Mediterranean Sea, the 365 AD Crete is a historical earthquake that created a major tsunami wave felt along the African, Sicilian and Italian coasts according to written sources and simulations (Shaw et al., 2008). The magnitude of the 365 AD earthquake is estimated to have been M8 or even higher (Ambraseys et al., 1994) and it generated 9 m of uplift in western Crete (Pirazzoli et al., 1982, 1996). The earthquake and subsequent tsunami destroyed many towns along the coast of Crete. The tsunami itself hit Central and Eastern Mediterranean Sea and flooded several towns in Libya, Cyprus, Greece, Egypt, the Adriatic and the Sicily coast and destroyed Alexandria in Egypt (Stiros, 2001).

2.2. Late Quaternary sedimentation in the Ionian Sea

Different facies have been described in sediment cores sampled in the Ionian Sea: sapropel layers, tephra layers, turbidite deposits and thick transparent layers (homogenites and megaturbidites) (Fig. 2). The definitions of these facies are summarized in Table 1. These different facies are intercalated with hemipelagic deposits, which in the Ionian Sea, are characterized by clay layers usually containing planktonic foraminifera, pteropods and shell debris.

2.3. The Augias deposit in the literature

The Augias deposit is regionally extensive, covering both the Ionian and Sirte Abyssal Plains and the volume calculated of the mobilized sediment is estimated to be at least 65 km^3 (Hieke and Werner, 2000). The

ARTICLE IN PRESS

Table 1
Definition of different facies observed in the Central and Eastern Mediterranean, based on description of cores sampled in Ionian Sea.

Name facies	Definition	Sedimentary processes	References
Hemipelagic deposit	A type of marine sediment that consists of fine-grained biogenic and terrigenous material	Accumulation of marine sediment present in water column	Ochoa et al., 2013
Turbidite	A detrical sediment layer with graded bedding. This is a sequence of five division, each with its own characteristic sedimentary structure. In the Ionian Sea, this facies is described by a graded layer of coarse sands and silts	Deposited by turbidty currents	Bouma, 1962; Ryan and Heezen, 1965
Megaturbidite	A thick, extensive, relatively homogenous deposit from an exceptionally large mass flow, consisting of material that is different from the adjacent sedimentary series and lacking submarine fan geometries	Transported by a gravity-driven, bottom-hugging, density current or mass flow	Bouma, 1987
Homogenite	The unit is uniform gray marl, much thicker than most strata found in the Mediterranean and the grain size decreases regularly from base to top of the unit	The homogenite was emplaced by a gravity-controlled process	Kastens and Cita, 1981
Sapropel	A black/gray organic carbon-rich layers, with a 1 cm thickness minimum, a total organic carbon upper 2% and set in open marine pelagic sediment. These deposits are mainly observed in the east Mediterranean	Accumulation of organic matters by anoxic conditions in the deep sea	Kidd et al., 1978
Tephra	A volcanic material (pumice or/and volcanic glasses) deposited by the fallout of volcanic particles after a volcanic eruption	Fall out after volcanic eruption	Thorarinsson, 1954

thickness of the Augias deposit mapped by Hieke and Werner (2000); Fig. 3) varies within the Ionian Sea area. Thickness variations are observed between the Calabrian Rise (accretionary wedge) and the Western Mediterranean ridge where the sedimentary sequence is incorporated into the "undulation zone" (Hinz, 1974).In the Sirte Abyssal Plain, the thickness of the Augias deposit increases from the northwest to the southeast from about 10 m to 18 m, with a maximum thickness of 24 m found in the small south-eastern portion of the Sirte Abyssal Plain. In the Ionian Abyssal Plain, the thickness of Augias deposit remains nearly constant over large parts of the plain and the maximum thickness is 10 to 12 m.

In the literature, the Augias deposit is described as composed of different facies depending on its location in the Ionian Sea: type A and type B.

Type A is a pelagic turbidite less than 10 m thick. The base is consistently conformable and without obvious erosion (Cita and Aloisi, 2000). The pelagic fraction contains planktonic foraminifera and pteropods and is homogeneous. This deposit is observed in small perched basins of the Calabrian and Mediterranean wedge. The origin of the Augias deposit of type A is linked to resuspension and decantation of sediment after the repeated passage of tsunami waves (Cita and Aloisi, 2000).

Type B is described as a terrigenous turbidite of several metres in thickness (with a maximum thickness of 24 m; Rothwell and Marion Dufresne Cruise 81 Scientific Party, 1995). The base consists of a well-sorted sandy unit composed of well-rounded mica flakes and biogenic components (including Bryozoa, gastropods, benthic and planktonic foraminifera) and contains occasional secondary laminae of coarser material (Cita and Aloisi, 2000). Above the normal-graded base, the deposit is a homogeneous structureless muddy layer. The carbonate content increases at the base of the homogeneous part, explained by the presence of aragonite, which is interpreted as skeleton fragments of the green algae *Halimeda* sp. (Hieke, 1984). This type B deposit is located in the Ionian and Sirte Abyssal Plains and extends to east basin to Cyrene Seamount (Western Herodotus). The inferred sediment source was the inner plateau of the Sirte Gulf where the tsunami wave was particularly destructive (Hieke, 1984).The first age estimation of the Augias deposit was indirectly determined in the Ionian Abyssal Plain with a linear interpolation of sedimentation rates between the top sapropel S1 and base of Augias deposit, assuming no erosion (Kastens and Cita, 1981): the estimated age resulted between 3100 and 4400 yr BP. It was first proposed that the Augias deposit was linked to a mega-tsunami, because it covers the entire Ionian Abyssal Plain. Its origin was initially associated to the Bronze Age catastrophic eruption of Santorini dated at 3500 yr BP (Kastens and Cita, 1981). More recent work with new sediment cores and radiocarbon dates presented the 365 AD Crete earthquake as the most likely candidate to be the triggering event for the Augias deposit (Polonia et al., 2013).

3. Data and methods

3.1. Bathymetry and Chirp profiles

Geophysical and sedimentological data were collected during the CIRCEE cruise in October 2013 on the R/V Le Suroit. The data includes piston cores (Kullenberg corer), Chirp echosounder profiles and bathymetric data.

The bathymetric map is based on a compilation of several surveys including EM300 multibeam data (RV Le Suroit), EM7150 multibeam data (RV Pourquoi Pas?), EM120 multibeam data (RV Meteor) and different bathymetric data such as MediMap (Loubrieu et al., 2007) and GEBCO. The processing of the data provided a final grid of 60 × 60 m and a vertical resolution around 2 m.

Chirp echosounder profiles were acquired along the multibeam bathymetry surveys of CIRCEE with a signal frequency that varies between 5300 Hz to 1800 Hz, a penetration in the sediment of about 80 m and a resolution about 0.75 m.

3.2. Core data and analyses

Seven cores were collected in the Ionian Sea during the CIRCEE cruise, at water depth between 3300 and 4050 m. The main characteristics of the cores are summarized in Table 2 (locations in Fig. 1). Visual description characterized the main lithologies and allowed to define sedimentary facies.

Physical parameters (Gamma-Density, Magnetic susceptibility and *P*-wave velocity) were acquired with a Multi-Sensor Core-Logger (Geotek Ltd) with a sampling interval of 1 cm. The chemical composition of major elements is obtained with an Avaatech XRF Core-Scanner equipped with a variable optical system allowing measurements at resolutions between 10 and 0.1 mm. The selected measurement area was 8 mm and the step-size was set at 1 cm. Each core was analysed at 10, 30 and 50 kV for specific sections. Sediment cores were sampled for grain-size analyses using a Malvern laser micro-granulometre, for the

Table 2
Name and location of Kullenberg piston cores (latitude and longitude in decimals degrees, water depth and recovered core length).

Cores	Lat. (N)	Long. (E)	Depth (m)	Core length (m)
KCIR-03	36°30.82	16°13.27	3364	3.48
KCIR-05	36°39.70	16°20.20	3340	7.89
KCIR-08	35°51.73	16°16.14	3810	7.04
KCIR-09	35°40.85	17°07.12	3996	6.57
KCIR-10	36°05.80	17°23.41	3806	8.44
KCIR-11	36°17.46	17°40.75	3760	8.05
KCIR-12	35°56.44	17°53.96	4069	8.27

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

0.01 - 2000 μm fraction; sample intervals are adapted and chosen according to sedimentary facies. The mineralogical composition of sandy layers was determined with stereomicroscope.

The sediment core chronology is reconstructed with AMS radiocarbon dating on planktonic foraminifera (Table 3). Samples were collected at the top of cores and below the base of some turbidites in well-identified hemipelagite beds. We picked approximately 10 mg of planktonic foraminifera specimens (mixed or two specific specimen) from the >250 mm fraction. These samples were then analysed at the LMC14 "Laboratoire de Mesure du Carbone 14" at Saclay, France (ARTEMIS program). Radiocarbon ages were calibrated with CALIB REV7.0.4 software, using the MARINE13 calibration Curve (Reimer et al., 2009) and corrected for an average marine reservoir effect of 147 ± 24 years (i.e., South Adriatic, Italy and Zante, Greece, from CALIB database).

4. Results

4.1. Morphological description of the study area

The study area includes the western lobe of the Calabrian accretionary wedge, the Messina Strait, the submarine slope of the Malta Escarpment and the Ionian Abyssal Plain (Fig. 4). Distinct morphologic structures (Fig. 4) emerge from the analysis of bathymetric data, with different seafloor features that are expressions of various sedimentary and tectonic processes.

The abyssal plain is the deep basin located between the Mediterranean Ridge and Calabrian accretionary wedges, in the southern Ionian Sea. It is roughly defined by the 4000 m contour depth (IOC, 1981). The Ionian Abyssal Plain constitutes one of the forelands of the Mediterranean Ridge (Hieke et al., 2003). The nature of this deep abyssal plain is interpreted either as a Tethysian oceanic relic (Finetti, 1982; Catalano et al., 2001) or as a foundered and thinned continental crust (Hinz, 1974; Hieke et al., 2003; Roure et al., 2012). The abyssal plain is the sink of sedimentary transport systems and hosts the thickest Augias deposit (maximum 10–12 m).

The deformation front corresponds to a zone composed of small anticlinal ridges and it is marked by a gently undulating seafloor (Gallais et al., 2012). This domain is located between the Ionian Abyssal Plain and small perched basins. The anticlinal ridges were formed during the subduction of the African plate under the Calabrian arc, along the front of deformation (Finetti, 1982; Minelli and Faccenna, 2010; Polonia et al., 2011; Gutscher et al., 2015). The limit between this domain and several perched basins is somewhat arbitrary because the ridge morphology changes progressively into a series of small perched basins when moving northwards within the Calabrian prism.

Perched basins are located on the deformation front of the accretionary wedge, more precisely on the post-Messinian accretionary wedge. They consist of small isolated basins surrounded by ridges formed by the accretionary wedge and named "cobblestone topography" (Cita et al., 1984; Cita et al., 1996), "small perched basins" (Cita and Aloisi, 2000), or "confined perched basins" (Polonia et al., 2013). These basins are elongated in the direction parallel to the deformation front. On average, these basins are 50–200 m deep, roughly 1–2 km wide and 5–15 km long. They have the same orientation as the anticlinal ridges and also change direction further north.

An area composed of large basins is located on the middle prism, at the limit between the post- and the pre-Messinian prism. This limit is marked by a small scarp (thrust fault) and roughly follows the 3000 m depth contour (Polonia et al., 2011). The basins vary in size from 10 to 30 km and are commonly connected by channels.

The western corridors represent the north-western and western extremity of the Calabrian prism, along the Sicilian continental margin and the Malta escarpment. The western corridors are formed by canyons and channels shaped by turbidity currents. Canyons and channels observed to the north of Ionian Sea, have their sources in Messina Strait and northeast Sicilian margin and terminate in large basins. Other canyons begin at east Sicilian Margin, Malta Escarpment and Medina seamounts, follow the deformation front and terminate in the Ionian Abyssal Plain (Fig. 4).

Fields of sediment waves are observed at the foot of the Malta Escarpment and in the southern Ionian Abyssal Plain. These are oriented roughly orthogonal to the Malta Escarpment consistent with downslope turbidite transport in this valley and represent 20–50 m high, and 5–10 km long ridges. The definition of these sedimentary structures is "large scale depositional bedforms, generated beneath a current flowing at, or close to, the seafloor" (Wynn et al., 2000).

4.2. Core description

Sediment cores that penetrate the entire vertical extent of the Augias deposit were acquired at seven locations as part of the CIRCEE data set (Figs. 4a, 5 and 6, Table 2). The facies, observed in these cores, are described in Table 1.

Core KCIR-03 is located in the western part of the post-Messinian accretionary wedge. The core is composed of three thick turbidites with fine sandy base and a few fine silty turbidites. Under each deposit, the color of the clay layer is orange/brown. The base of the core is characterized by a 1-m thick, grayish clay layer.

Core KCIR-05 is located in the western part of the pre-Messinian accretionary wedge. This core consists of a succession of silty-clay turbidites alternating with gray clay layers. Between 210 and 360 cm, we observed the sapropel S1 composed of shell debris and foraminifera sub-divided in 8 dark layers alternating with clay layer. The upper part is composed of a thick clay deposit (94 cm thick, megaturbidite;

Table 3
AMS radiocarbon dates used to construct the age model. This age were calibrated with CALIB REV 7.0.4.

Cores	Depth (cm)	Species	^{14}C age BP (uncalibrated)	Age calibrated BP with AR = 147 ± 24	Age calibrated AD/BC with AR = 147 ± 24
KCIR-05	53.2–54	G. Ruber, G. Sacculifer	1970 ± 30	1278–1486	AD 464–672
KCIR-05	157–158.1	G. Ruber, G. Sacculifer	3250 ± 30	2755–2998	BC 1049–806
KCIR-05	180–181.2	G. Ruber, G. Sacculifer	3770 ± 30	3396–3637	BC 1688–1447
KCIR-08	27.4–28.4	G. Ruber, G. Sacculifer	1060 ± 30	460–614	AD 1336–1490
KCIR-08	42–43	G. Ruber, G. Sacculifer	1515 ± 30	792–1022	AD 928–1158
KCIR-08	473.3–474.7	G. Ruber, G. Sacculifer	3285 ± 30	2788–3054	BC 1105–839
KCIR-08	520,5–521,5	G. Ruber, G. Sacculifer	4700 ± 30	4626–4846	BC 2897–2677
KCIR-09	358.6–359.6	G. Ruber, G. Sacculifer	3815 ± 30	3447–3695	BC 1746–1498
KCIR-09	372.3–373.3	G. Ruber, G. Sacculifer	4745 ± 30	4679–4949	BC 3000–2730
KCIR-10	0.5–1.5	Bulk	1755 ± 30	1058–1265	AD 685–892
KCIR-10	636–637	Bulk	3525 ± 30	3707–3884	BC 1411–1165
KCIR-11	1–2	Bulk	1455 ± 30	740–940	AD 1010–1210
KCIR-11	273–274	Bulk	3530 ± 30	3122–3365	BC 1416–1173
KCIR-11	379–380	Bulk	10910 ± 45	11993–12474	BC 10525–10044
KCIR-12	398.1–399.2	Bulk	3830 ± 30	3457–3718	BC 1769–1508
KCIR-12	572–573	Bulk	12325 ± 50	13458–13800	BC 11851–11509

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

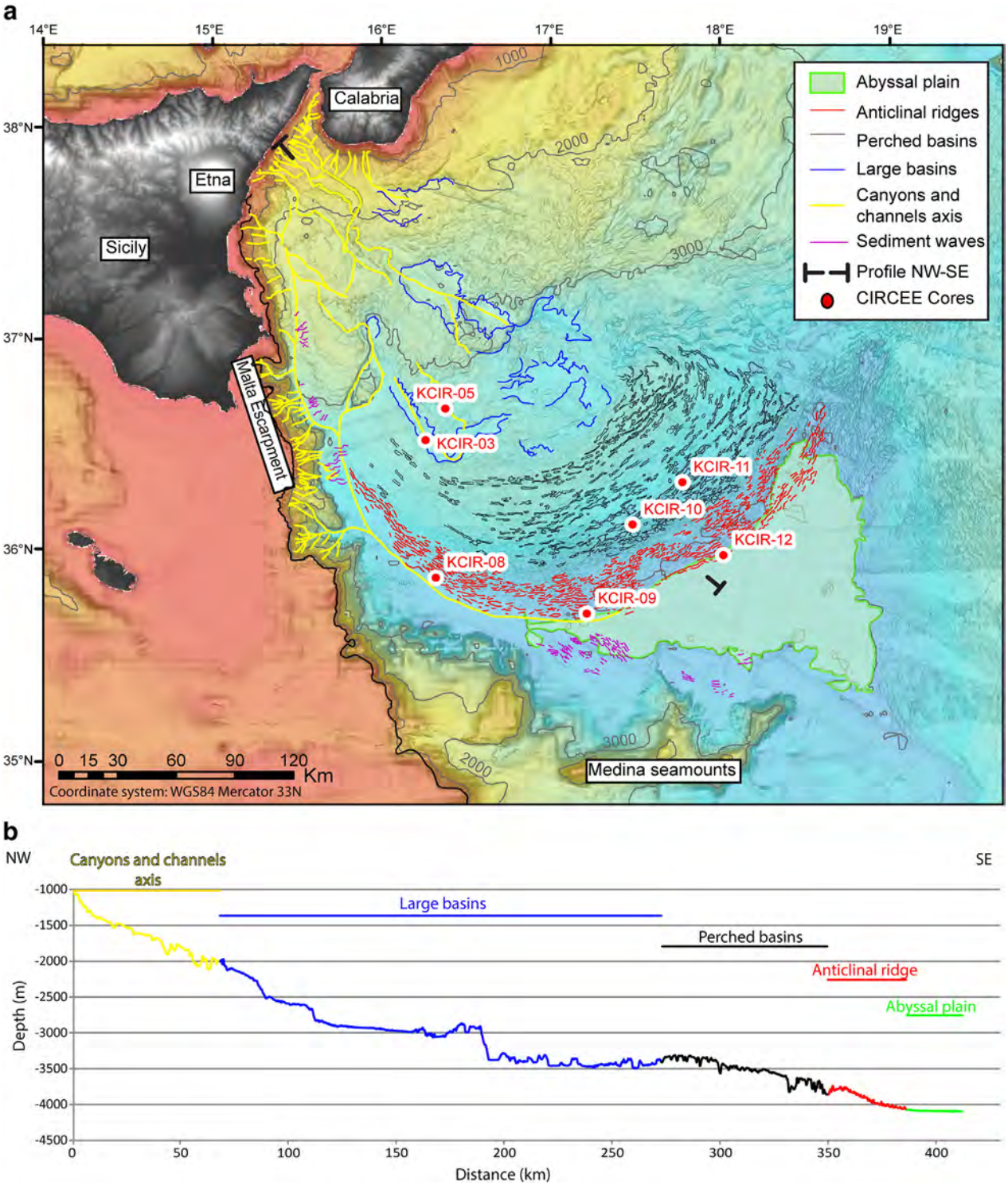


Fig. 4. a) Morpho-bathymetric interpretation of the Calabrian accretionary wedge showing: the limit of the Ionian Abyssal Plain (green area), anticlinal ridges (red lines), small basins (black lines), large basins (blue lines), submarine canyons axes (yellow lines), and sediment waves (magenta lines). The black line corresponds to the limit between the Malta escarpment (to east) and the Hyblean platform (to west). (b) Bathymetric profile NW-SE from the Messinia Straits to the Ionian Abyssal Plain crossing the different physiographic domains.

see Table 1) and a succession of fine silty turbidites alternating with clay layers.

Core KCIR-08 is located between two small anticlinal ridges, on the edge of the accretionary wedge. The lower part of this core is composed of a succession of four silty turbidites (5 to 20 cm-thick) alternating with grayish clay layers. The upper part of the core is characterized by three gray silty turbidites showing normal grading and laminations. Between these two parts, a gray clay deposit is observed with a thickness of 386 cm (megaturbidite; see Table 1).

Core KCIR-09 is located between the Ionian Abyssal Plain and the edge of the deformation front of the accretionary wedge, in a small confined basin. The base of this core is characterized by silty-clay and silty turbidites alternating with grayish clay layers. A thick turbidite is observed (50 cm thick), followed by a thick gray muddy deposit with a

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

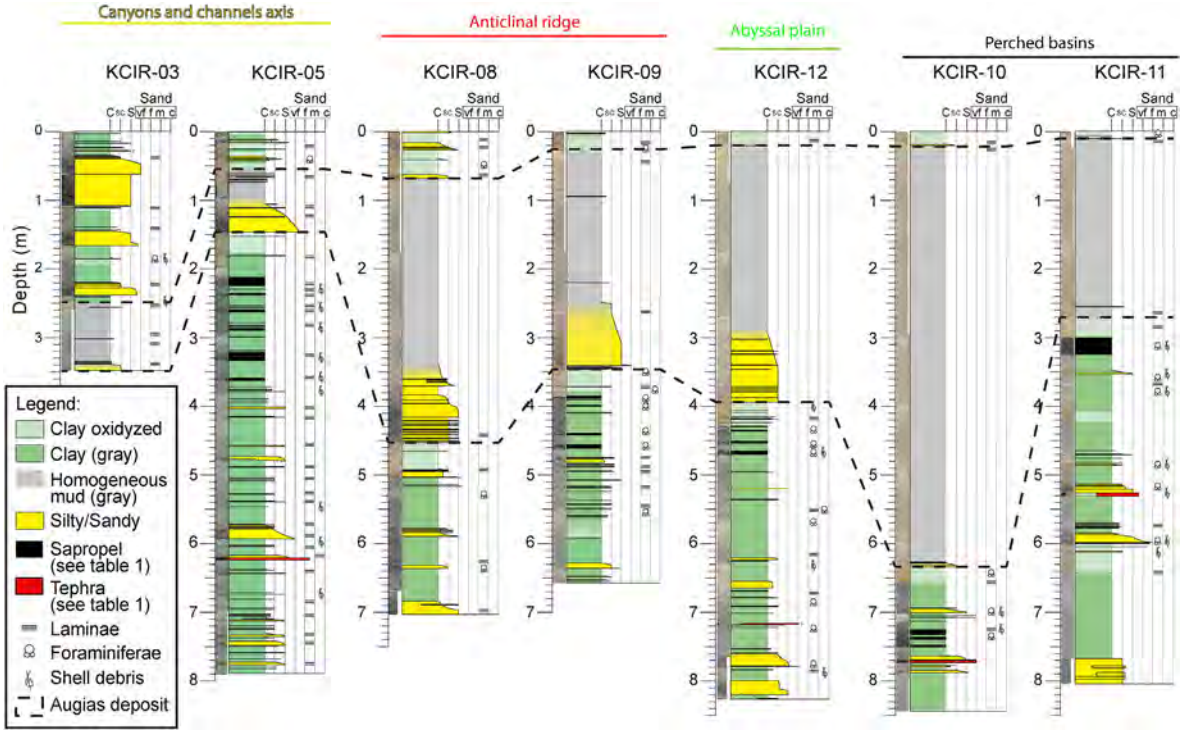


Fig. 5. Sedimentological logs and photos of the seven CIRCEE cores used in study. The locations are shown in Figs. 1 and 4.

silty base and laminations. The sapropel S1 is observed between 385 and 460 cm, divided in 4 layers. The top of the core is composed of brown clay. Between the sapropel layer and the top, we observe a gray clay turbidite (315 cm thick, megaturbidite, see Table 1).

Core KCIR-12 is located on a topographic high, in small anticlinal ridges, between the Ionian Abyssal Plain and the edge of the deformation front. The description of this core is similar to KCIR-09 with alternating silty-clay or silty turbidites and clay layers, with a thick turbidite (60 cm thick). We observe sapropel S1 between 430 and 470 cm, divided in 5 layers and a gray clay turbidite (374 cm thick, megaturbidite; see Table 1).*Cores KCIR-10* and *KCIR-11* were collected in small, perched basins on the accretionary wedge. The lower

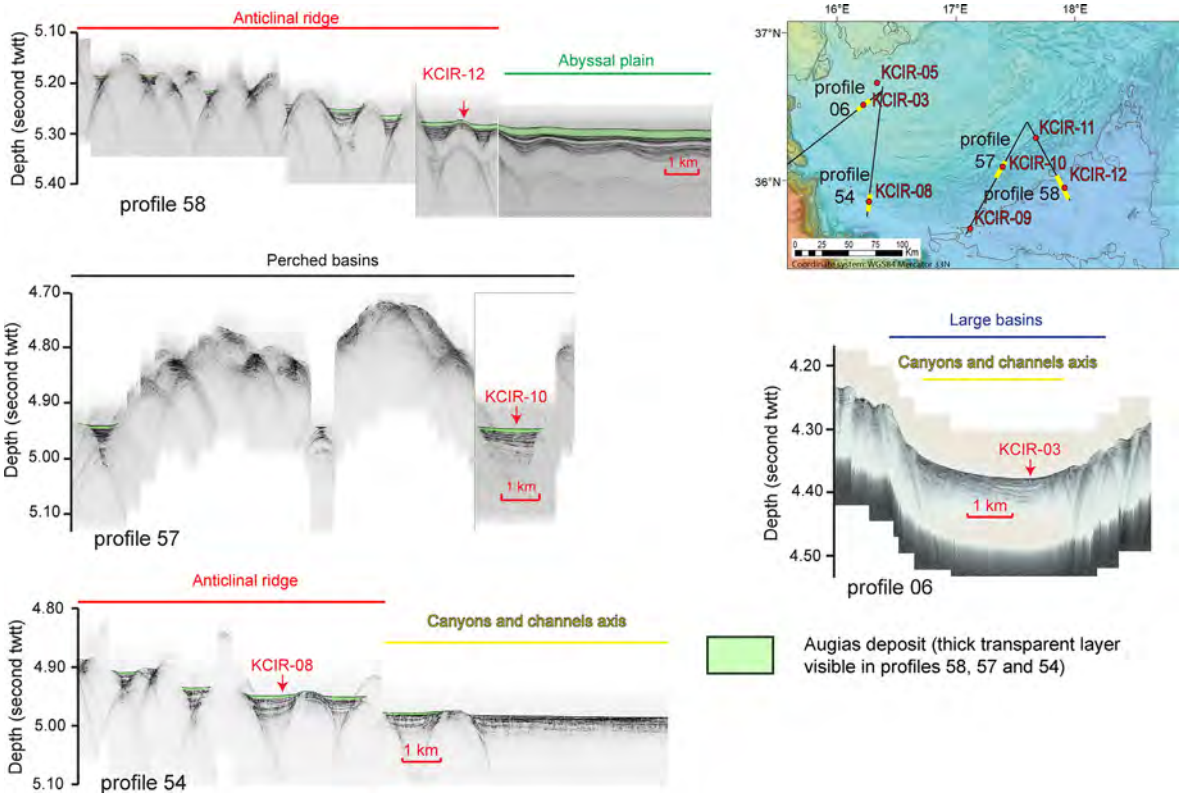


Fig. 6. Chirp echosounder profiles showing the Augias deposit as an acoustically transparent layer (CIRCEE data) and the different domains described in Fig. 4.

part of KCIR-10 core is composed of silty or fine sandy turbidites alternating with gray clay layers. One of the turbidites contains volcanic particles (pumices). The sapropel S1 is observed with some shell debris and divided in 5 layers. This core is mostly composed of a thick gray clay layer (615 cm thick, homogenite; see Table 1). At the top of the cores, a pelagic clay layer and a thin silty-clay turbidite are present.

The base of the *core KCIR-11* is composed of a thick gray clay layer (162 cm thick) with a laminated silty-clay base. Above this deposit, the composition is similar to core KCIR-10 with alternating silty-sandy turbidites and gray clay layers. One of the turbidites contains volcanic particles (pumices) and we also observed the sapropel S1 (non subdivided) and a thick gray clay layer (244.5 cm thick, homogenite; see Table 1).

4.3. Spatial variability of the Augias deposit

4.3.1. Seismic description of the Augias deposit

The Augias deposit sampled in sediment cores is observed in Chirp profiles as a transparent layer of variable thickness (from tens of m to a few tens of cm; Fig. 6, green layer). This transparent layer is visible in the abyssal plain, between anticlinal ridges and in perched basins. Although in some Chirp profiles this layer is not visible because the resolution is not sufficient its observed physical continuity in Chirp profiles allows us to correlate the Augias deposit between different cores as the same deposit.

4.3.2. Sedimentological facies of the Augias deposit

We observed similarities in the Augias deposit between among the seven cores studied. This deposit can be divided into three units common to all seven cores: (1) the basal interval; (2) the homogeneous muddy interval; and (3) the upper interval.

(1) : the clay layer below the Augias deposit is beige oxidized clay. The transition to the Augias deposit is marked by an abrupt grain-size change from a clay layer to a silt/fine sand layer. The Augias basal interval is characterized by a silty/sandy well-sorted sediment, showing normal grading and laminations. In most of the cores, the basal contact is erosional and the coarser interval contains foraminifera and/or shell debris.
(2) : the thickest unit of the Augias deposit is a grayish clay layer. This layer is homogeneous, well-sorted without visible laminations. The thickness varies depending on the core location in a range of 0.94 to 6.15 m. The geochemical signature of this unit shows higher values in Ca/Ti (with the exception of core KCIR-05).
(3) : The top of the Augias deposit is marked by a sharp color change from gray to orange due to the oxidation of sediment above the Augias deposit. The top is marked by a thin oxidized black/brown level and a peak of Ca/Ti interpreted as a higher amount of carbonate.

Due to these similarities, the Augias deposit could be correlated in all the seven CIRCEE cores studied here. However, within the Augias deposit itself we observed a high degree of variability from one core to another. The Augias deposit has been divided into three facies, according to thickness, grain size and composition (Table 4).

Facies 1 is visible in core KCIR-05 (Fig. 7). The basal interval is sandy, 40 cm thick and the basal contact is erosive. Grain size analysis indicates normal grading with 90% sand at the base decreasing to 5% at the top of this interval. The sand contains planktonic foraminifera, fragment of minerals (micas) and fragment of pyritised vegetal debris (Fig. 7). The geochemical signature of the base is marked by a low content of Ca and the presence of pyritised vegetal debris indicated by a peak of Bromium. As commonly observed in turbidites (Table 1), Facies 1 exhibits normal grading and the clay layer is thin. The upper part is laminated. Facies 1 is observed only in the north-western part of the Calabrian accretionary wedge, close to the East Sicilian margin. We name Facies 1 “thick sandy turbidite”.

Facies 2 is observed in cores KCIR-08, KCIR-09 and KCIR-12 (Fig. 8). The base is erosive, coarse and laminated. The thickness of the base is roughly constant (about 1 m). However, each core presents a peculiar sediment composition of the basal interval:

- KCIR-08: The basal interval is divided into two parts. The upper part (370–400 cm) has an abrupt change of Ca concentration and a low magnetic susceptibility. This basal interval is composed of up to 95% of planktonic foraminifera and some mineral fragments (micas) and volcanic pumice. The lower part of the basal interval (400–452 cm) is laminated and marked by a low concentration of Ca and a peak of magnetic susceptibility. It is composed of foraminifera (mainly planktonic), bivalves and pteropod fragments.
- KCIR-09: The basal interval consists exclusively of planktonic foraminifera and some pteropod fragments.
- KCIR-12: the grain size of the basal interval is finer than in the other two cores with a peak at 50 microns. At the base, we observed only a few foraminifera and minerals.

We name Facies 2 “megaturbidite”. It is located at the southern boundary of the Calabrian accretionary prism, in small basins (Fig. 4).

Facies 3 is described in cores KCIR-10 and KCIR-11 (Fig. 9). The basal interval is fine and thin or locally undifferentiated from underlying sediment. The sand content in the base is less than 50%. No sedimentary structures are observed. The coarse content of the basal interval is only composed of foraminifera and some sponge spicules in KCIR-10. Facies 3 is observed within the accretionary wedge in small, perched basins and we name it “homogenite”.

4.4. Age model and sedimentation rate

The chronostratigraphic framework of CIRCEE cores was established by radiocarbon dating (Fig. 10). In the Central Mediterranean Sea, two sedimentary facies can also be used as chronostratigraphic markers: tephras and sapropels (Fig. 10; in purple and black in log). However, the uncertainties of this method are too high for the last few thousand

Table 4
Age and thickness of Augias deposit at distinct locations in the study area.

Cores	Top Augias deposit (cm)	Base Augias deposit (cm)	Thickness Augias deposit (cm)	Sedimentation rate (cm/ka)	Age of Augias deposit BC	Erosion below Augias deposit (cm)
KCIR-03	249	?				
KCIR-05	54	148	94	28.3 ± 0.1	591.6 ± 121	27 ± 3
KCIR-08	68	454	386	23.3 ± 0.6	127.8 ± 122	11 ± 4
KCIR-09	26	341	315	8.2 ± 0.1	269.3 ± 136	5.2 ± 1
KCIR-10	20	635	615	9.9 ± 0.1	1115.4 ± 104	14.8 ± 1
KCIR-11	9.5	254	244.5	11.2 ± 0.2	1160.4 ± 123	17 ± 1
KCIR-12	20	394	374	17.3 ± 0.1	1407.6 ± 131	30.7 ± 2

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

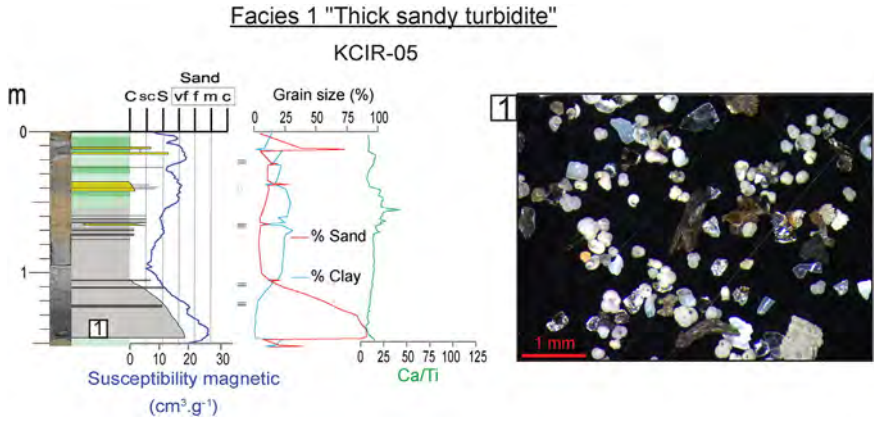


Fig. 7. Sedimentological log of core KCIR-05 with photo, magnetic susceptibility, grain size profiles (percentage of sand and clay), chemical composition (Ca/Ti ratio obtained by XRF core scanner) and microfacies photograph of the coarse fraction (>150 um).

years. When sapropels are present in cores, they are mostly interfingered with fine turbidites. The identification of the top and base is too uncertain to use these deposits as stratigraphic markers.

The identification of tephras is based on chemical composition, the depth in the core (approximate stratigraphic location) and on visual identification of tephra (Keller et al., 1978; Insinga et al., 2014). Tephras observed in CIRCEE cores are composed of pumices which come from Mont Etna. The identification by chemistry of these pumices allows us to identify them as two tephra layers already described in the literature: the pre-Y1 and the Y1 tephra, dated respectively at 18.14 ka BP and 16.7 ka BP (Insinga et al., 2014). However, in CIRCEE cores most tephras are associated with turbidites. These are probably reworked and cannot be used directly as stratigraphic markers.

Hemipelagic sedimentation rates were calculated for each core with ^{14}C dates. These dates have other uncertainties including those due to the coring deformation, modifying the depth of each deposit in core, the apparent sedimentation rate and; uncertainties on the ^{14}C measurement: laboratory analytical precision; calibration procedure; reservoir

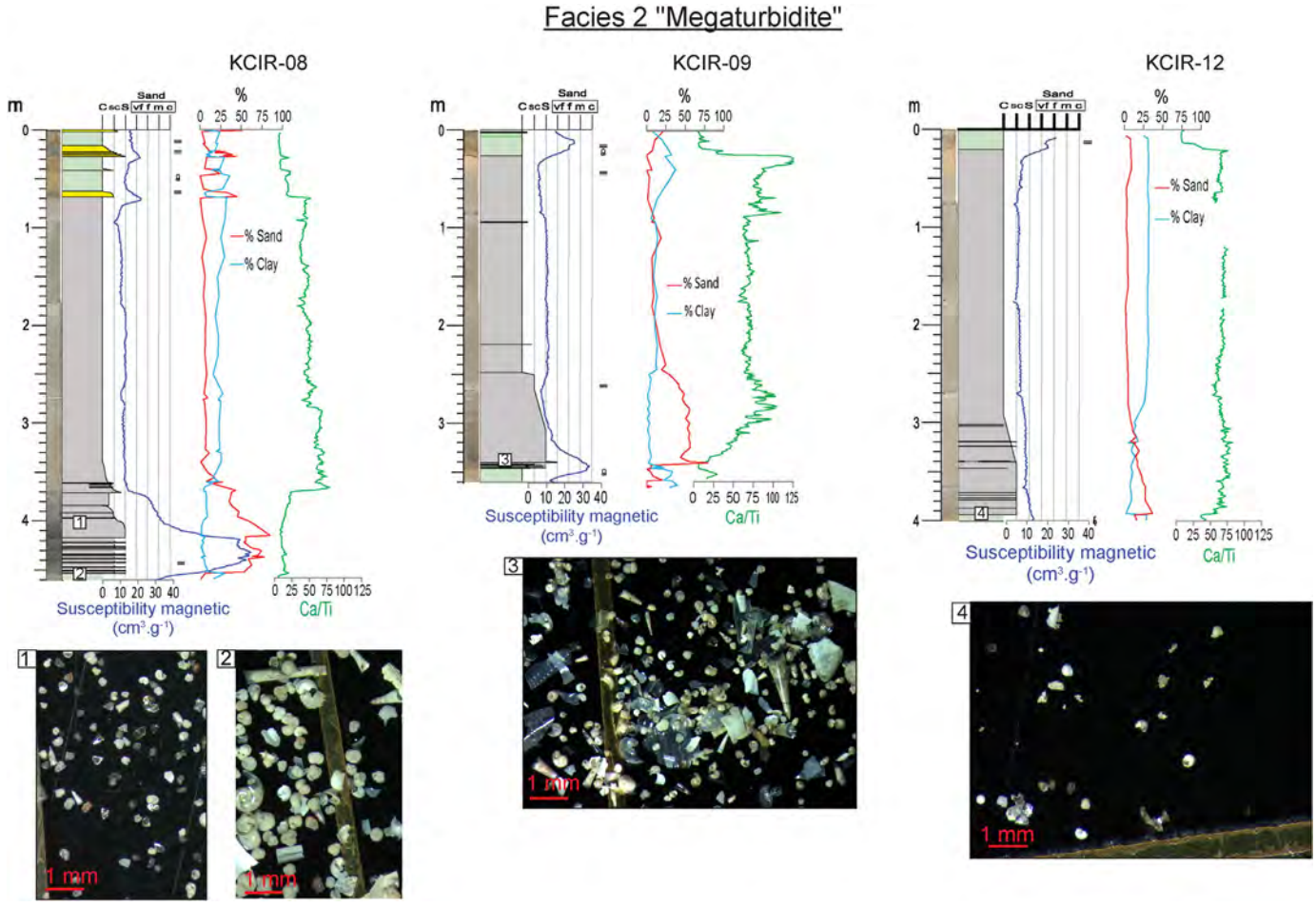


Fig. 8. Sedimentological logs of cores KCIR-08, KCIR-09 and KCIR-12 with photos, magnetic susceptibility, grain size profiles (percentage of sand and clay), chemical composition (Ca/Ti ratio obtained by XRF core scanner) and microfacies photographs of the coarse fraction (>150 um).

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

ARTICLE IN PRESS

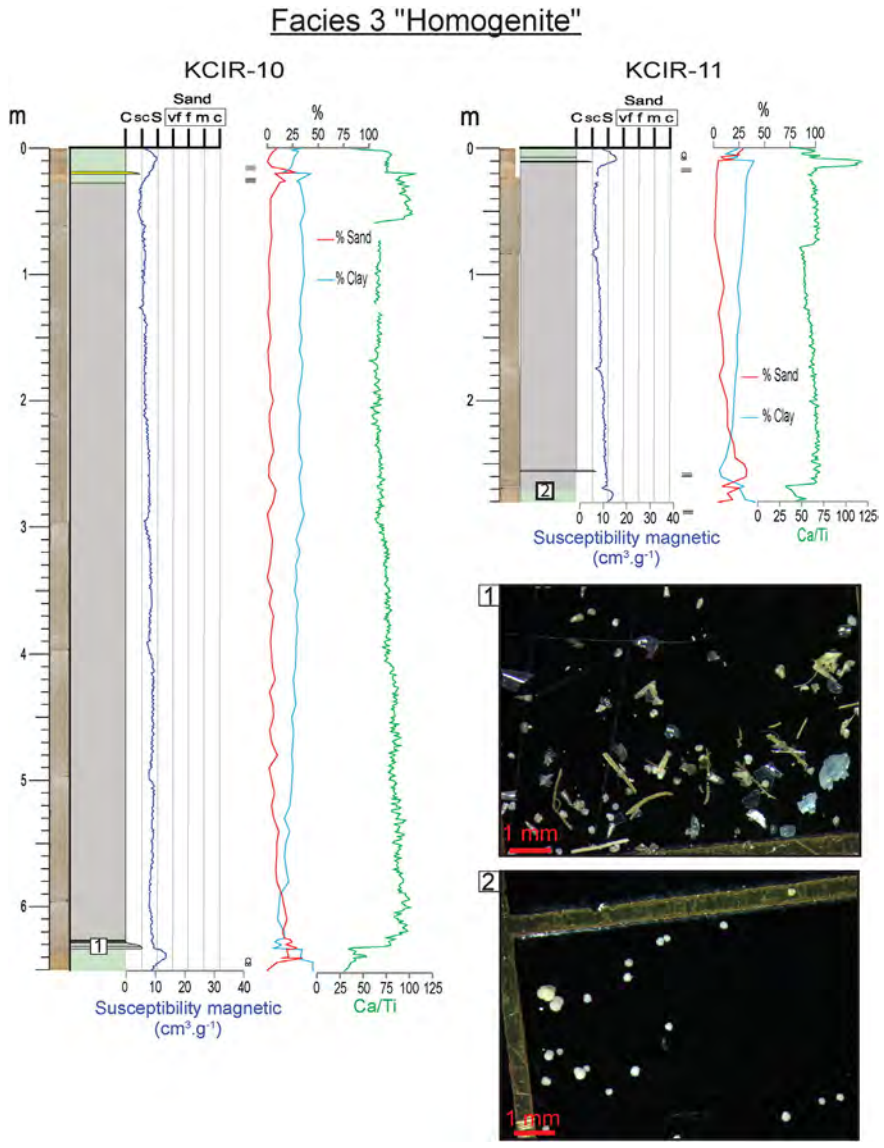


Fig. 9. Sedimentological logs of cores KCIR-10 and KCIR-11 with photos, magnetic susceptibility, grain size profiles (percentage of sand and clay), chemical composition (Ca/Ti ratio obtained by XRF Corescanner) and microfacies photographs of the coarse fraction (>150 um).

age error (Lowe et al., 2007). For reservoir age, a mean deltaR was calculated in the basins around the Ionian Sea (CALIB software). This value is 147 ± 24 yr (i.e., South Adriatic, Italy and Zante, Greece, from CALIB database). Additional uncertainties concern the continuity of the sedimentary record with difficulties to estimate erosion at the base of turbidites. Other potential errors come from bioturbation and non-linearity in sediment accumulation which can created potential variations in the rate of hemipelagic accumulation (Pope et al., 2015).

Hemipelagic sedimentation rates are calculated for each core between two ages collected below the Augias deposit, removing the turbidite deposits from the sedimentary column, by linear interpolation, as presented in Table 4. Sedimentation rates are different according to core location, varying from 8.1 to 28.4 cm/ka. The age of the base of Augias deposit is calculated in each core (assuming no erosion). It varies between 127.8 ± 122 yr BC and 1407 ± 131 yr BC (Table 4). Furthermore, radiocarbon dates sampled above and below the Augias deposit allow to define a time window for this deposit. After age calibration, the Augias deposit results dated between 464 ± 104 AD and 127 ± 122 BC.

5. Discussion

5.1. Age of the Augias deposit and related event

The acoustic facies and the continuity of the Augias deposit in Chirp profiles shows it is a synchronous event (Cita and Aloisi, 2000; Hieke, 1984; Hieke and Werner, 2000) (Fig. 6). Different events could have triggered turbidity currents: volcanic activity, collapse of the volcano, gas hydrate dissociation, earthquakes and/or tsunamis during the time window of the Augias deposit. However, there is no observed evidence of volcanic eruptions (tephras) nor collapse of the volcano (no volcanic particle in sediment succession and no historical archives). In the Ionian Sea, the gas hydrate existence is unknown. The most probable triggering event for the Augias event is an earthquake and/or a tsunami. For the range of plausible ages for the Augias deposit (464 ± 104 AD to 127 ± 122 BC) (Fig. 11), only three earthquake events (> 6) are known in this part of the Mediterranean Sea, based in the historical archive (e.g., Friedrich et al., 2006; Manning et al., 2006; Papadopoulos et al., 2010; Stiros, 2001; Polonia et al., 2013). They include: 1) the 361 AD

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

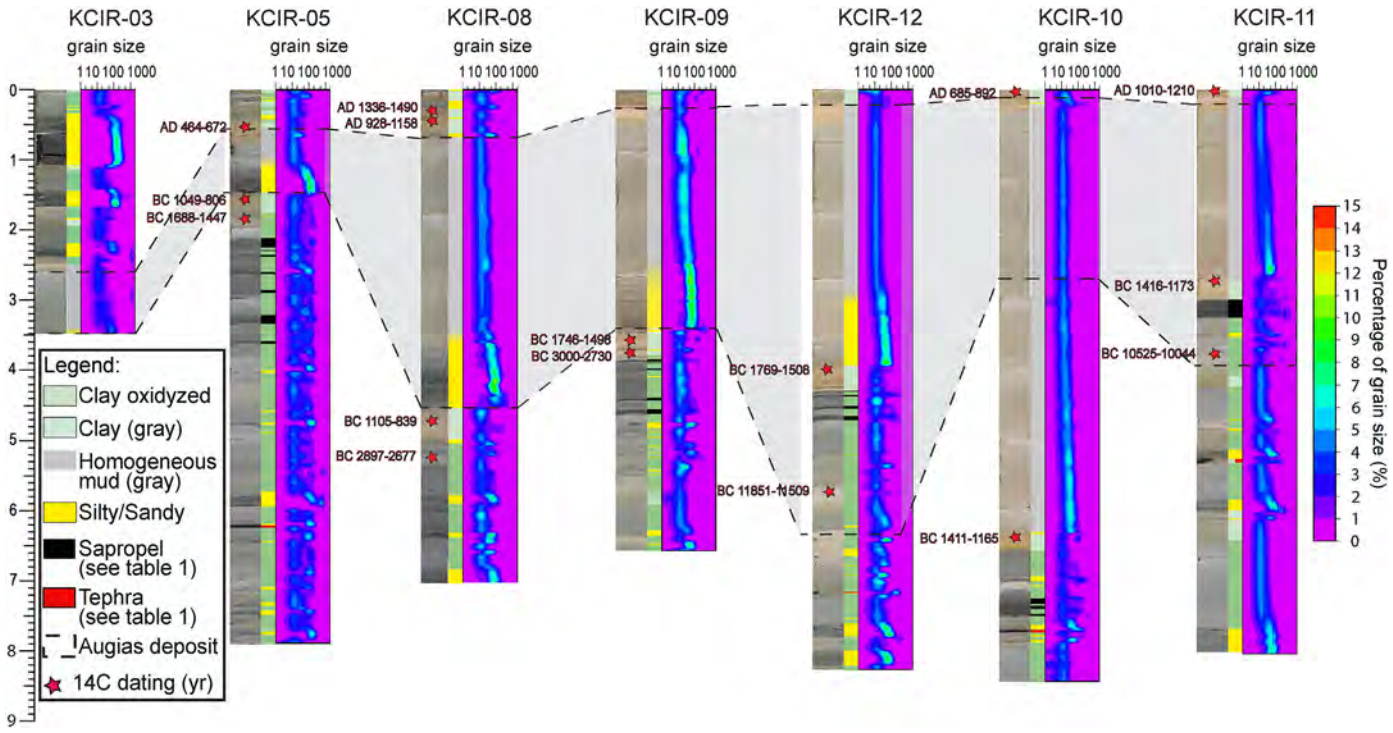
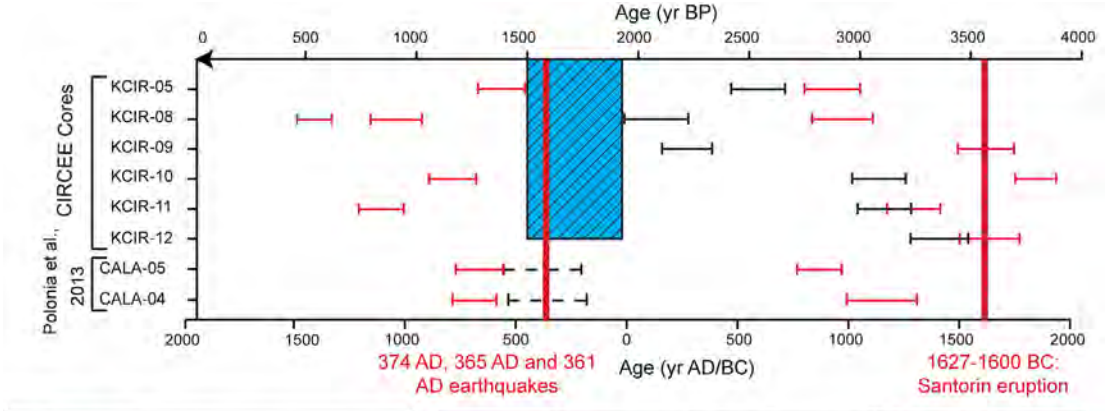


Fig. 10. Correlation panel showing core photographs, simplified columns of sedimentary facies and grain size spectrum (scale on the right side). Red stars indicate calibrated radiocarbon dates. The Augias deposit is indicated by the gray interval.

Sicily earthquake (M = 6.6) with no available information regarding a possible tsunami; 2) the 365 AD Crete earthquake (> 8) and the associated tsunami with an intensity of 6 based on the Sieberg-Ambraseys scale (Ambraseys, 1962); 3) the 374 AD Reggio Calabria earthquake (M = 6.3), with no available information regarding a possible tsunami.

The first hypothesis for the origin of the Augias deposit was the Santorini caldera collapse commonly dated at 3500 yr BP (Kastens and Cita, 1981). In fact, more recent work on this event indicates a calendar date of 1627–1600 BC (Friedrich et al., 2006, Manning et al., 2006). In either case, this event does not correspond to the ages calculated in our study (Fig. 11). The Augias deposit in the CIRCEE cores is dated well after the Santorini collapse event. It must therefore be linked to a more recent event.

In the CIRCEE cores, the Augias deposit presents normal grading from the basal interval to the homogenous muddy interval and no erosion surface within the Augias deposit. This supports the interpretation that the deposit was laid down in a single event. Furthermore, in the Chirp data we observe the continuity of Augias deposit in the Ionian Abyssal Plain, in the Sirte Abyssal Plain and over the southern Calabrian wedge (CIRCEE data and Hieke, 2000). In order to create a deposit of such a relevant thickness over such a large area, the triggering event was likely very powerful in order to mobilize so much sediment. The



Date (yr)	Location	Latitude	Longitude	Earthquake Magnitude	Tsunami
1627-1600 BC	Santorini	25.402	36.394		X
374 AD	Reggio Calabria	38.100	15.650	6.30	
365-7-21 AD	Crete	35.2	23.2	8	X
361 AD	Sicilia	37.500	14.000	6.60	

Table with majors events known in the Ionian Sea area (CPTI04, 2004; Tinti et al., 2004)

Fig. 11. Chronological diagram with the time intervals of Augias deposits given by radiocarbon datings in the CIRCEE core data set (radiocarbon dates in red). It is estimated the base of Augias deposit thanks to sedimentation rates and it is considers that the Augias event is generated by the Crete earthquake at 365 AD (in black). This result is compared to data of Polonia et al. (2013).

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

most probable event corresponding to the age interval estimated for the Augias deposit is the 365 AD Crete earthquake and tsunami. The correlation between the Augias deposit and the 365 AD Crete earthquake was initially suggested by Vigliotti (2008), and recently strengthened by Polonia et al. (2013).

Onshore studies have reported tsunami deposits observed at several locations along the east coast of Sicily and in particular in Augusta Bay (De Martini et al., 2010; De Martini et al., 2012; Smedile et al., 2011; Smedile et al., 2012). These tsunami deposits are linked to major historical earthquakes and tsunami (for example, in Augusta Bay, the 1908, 1693 and 1169 events) and two far-field tsunamis (Crete 365 AD and Santorini 1600 BC). Geological evidence confirms that the Crete 365 AD tsunami strongly affected the entire eastern coast of Sicily (De Martini et al., 2012).

The main uncertainties of the age models are generated by the difficulty to estimate the amount of erosion at the base of the Augias deposit: this factor induces the high variability of age range. Assuming the Augias deposit was caused by the Crete earthquake (dated 365 AD), we have calculated potential erosion thickness at the base of this deposit.

Erosion of core KCIR-05 is about 27 ± 3 cm. This core is located near at the Sicilian Margin and Messina Strait, along the path of turbidity current. The continental sediment supply is more important and the turbidity current is more powerful (coarser grain size), inducing thicker erosion on the pathway. Core KCIR-08 presents an estimated erosion at the base of Augias of 11 ± 4 cm. The core location is near the pathway of turbidity currents, but it is isolated by anticlinal ridges. This location could explain the smaller amount of erosion at this core site. The amount of erosion below the Augias deposit estimated in the core KCIR-09 is the lowest of all CIRCEE cores (5.2 ± 1 cm). KCIR-09, located in a small confined basin, is isolated by physiographic barriers and is not fed by terrestrial sediment sources. In core KCIR-12, the erosion below the Augias deposit is calculated to be about 30.7 ± 2 cm. This core is collected in topographic high promoting erosion during the flow of turbidity current. Cores KCIR-10 and KCIR-11 are located in perched basins. The amount of erosion at the base of the Augias deposit is between 14.8 ± 1 cm and 17 ± 1 cm. Our hypothesis to explain this erosion is: the pelagic sediment deposited in the perched basin is very fine (clay), and not consolidated, easily available for mobilization in low-density turbidity currents.

5.2. Sedimentary processes

The Augias deposit is divided into three units and three sedimentary facies (Table 5) with different grain size, chemical and mineralogical composition (Figs. 7, 8, 9), providing information on sedimentary processes and sediment source (Fig. 12).

In core KCIR-05 (Facies 1, thick sandy turbidite; Fig. 7), the basal interval of Augias deposit contains fragments of pyritised vegetal debris and micas, indicating a continental source rich in organic matter. It also contains pumices suggesting a Sicily coast and Messina Strait source, near Etna. The erosive base indicates high-energy basal flow within the turbidity current. Turbidity currents generated during the Augias event were directed into several channels observed on the seafloor inducing high-energy flows and the deposit of the thick sandy turbidite facies. At this core site, the main sediment source therefore comes from the Messina straits area.

For cores KCIR-08, KCIR-09, and KCIR-12 (Facies 2 “megaturbidite”; Fig. 8), the grain size and the composition of the basal interval of Augias deposit are different, likely due to the geomorphological setting of core locations. The basal interval of core KCIR-08 is coarser and contains volcanic pumice, indicating a continental source as the Sicilian margin. Core KCIR-08 is located about 50 km from the foot of the Malta Escarpment. The grain size (silt) of basal interval of core KCIR-09 and KCIR-12 suggests a more distal character. The composition of the basal interval indicates a source along the Sicilian margin, possibly near the Etna volcano. The process linked to the deposition of the basal deposit is possibly a turbidity current triggered by the earthquake waves or tsunami generated after a 365 AD Crete earthquake. The turbidity current followed the anticlinal ridges domain, between the Calabrian ridge and the Malta escarpment.

In cores KCIR-10 and KCIR-11 (Facies 3 “homogenite”; Fig. 9), the basal interval is fine and thin. Turbidity currents containing coarse-grained sediments apparently do not reach the small perched basins. The homogeneous part of Augias deposit is formed by sediment remobilisation and decantation of a nepheloid cloud after the triggering of multiple turbidity currents at different water depth, and after the resuspension of fine sediments generated by tsunami wave on the shelves. Local turbidity currents could have reworked the unconsolidated sediment present at the seabed and in perched basins (Mulder et al., 2009).

Table 5
Summary of information on Augias basal interval according to facies with location, geochemical, composition and sedimentary processes and associated with origin of sediment.

Name of facies	Facies 1: Thick sandy turbidite	Facies 2: Megaturbidite			Facies 3: Homogenite	
Location	Northwestern part of the Calabrian accretionary wedge	Southern boundary of the Calabrian accretionary wedge			Small perched basin	
Cores	KCIR-05	KCIR-08	KCK-09	KCIR-12	KCIR-10	KCIR-11
Thickness of Augias base deposit (cm)	43	114	93	100	9	1
Geochemical	low Calcium Peak Bromium	higher Calcium			higher Calcium	
Composition						
Planktonic foraminifera	X	X	X	X	X	X
Mineral	fragment of micas	fragment of micas		fragment of micas		
Pteropod fragment		X	X			
Pyritized vegetal debris	X					
Volcanic pumice		X				
Sponge spicule					X	
% sand	>75%	50–75%	50%	25%	< 25%	
Erosive?	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes	Yes
Other information		laminated divided in two part peak of magnetic susceptibility			No sedimentary structures	
Sedimentary processes	High-energy turbidity current	Turbidity current triggered by earthquake and/or tsunami			Remobilisation and decantation of a nepheloid cloud (reworked the unconsolidated sediment)	
Origin of sediment	Messina strait area	Sicilian margin			local sediment	

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

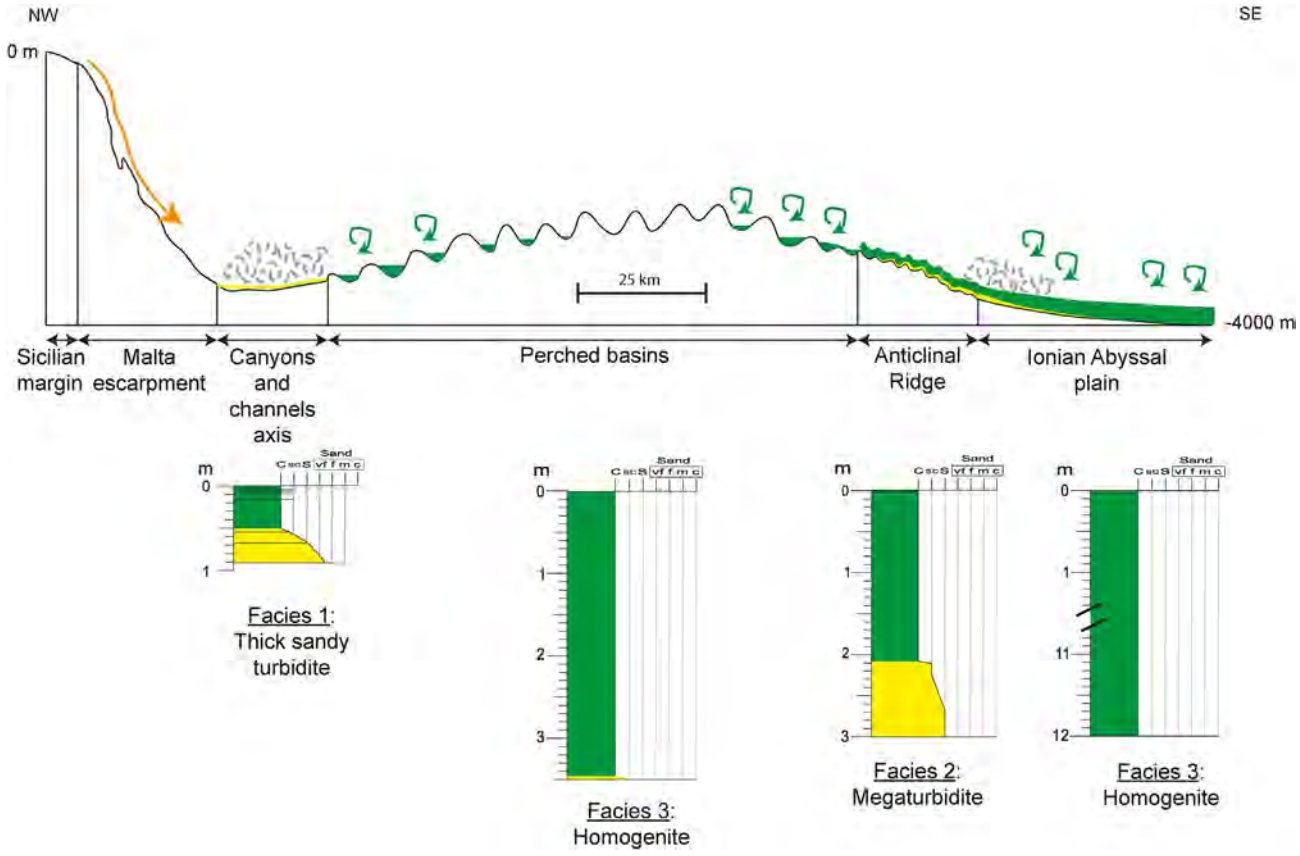


Fig. 12. Schematic section of the Ionian Sea showing the location of the three sedimentary facies of the Augias deposits according to the basin physiography and water depth.

The homogeneous upper part of the Augias deposit covers the Ionian and Sirte Abyssal Plains and a large part of the Calabrian accretionary wedge (Fig. 12). The sediment volume was estimated at 65 km^3 (Hieke and Werner, 2000) but, recent studies suggest it had a larger volume (Fig. 2).

5.3. Augias event reconstruction

The analysis of sedimentary facies and processes previously described allows us to propose a reconstruction of the Augias event in four stages (Fig. 13). This reconstruction is based on the assumption

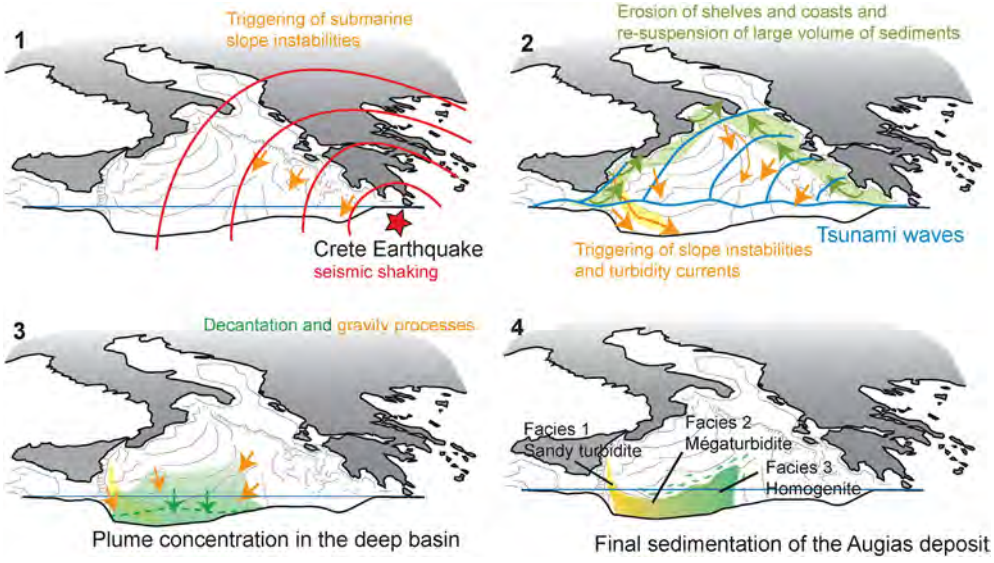


Fig. 13. Scenario for the Augias event in four stages: (1) earthquake shaking, (2) tsunami implying re-suspension of sediment and gravity instabilities, (3) concentration of sediment plume in the deep basin, (4) deposition of the homogenite facies by decantation coupled with local gravity processes.

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

ARTICLE IN PRESS

that the Augias deposit is linked to AD 365 Crete earthquake and tsunami.

The first stage is the triggering factor of the event. It is most likely associated to a major earthquake and, during the identified time window of 500 years, the AD 365 Crete earthquake is the most important, with a magnitude estimated around 8 (Fig. 13). Another study in the Ionian Sea has shown that earthquakes can trigger submarines gravity instabilities (Ryan and Heezen, 1965). So, with this order of magnitude, the seismic shock of the Crete earthquake probably triggered submarine gravity instabilities in the Hellenic subduction area. In the Ionian basin, possible gravity flows could be triggered by the seismic shock but there are no available data to support this hypothesis.

The second stage is the impact of a large tsunami in the confined Ionian Sea (Fig. 13). Wave height was probably amplified by the morphology of the basin and the shelves and coastal areas could be reworked by the dynamics of large waves. Large volumes of sediments were likely eroded and fine-grained material was resuspended in the water column. Intense transport processes induced by the tsunami on shelves probably triggered numerous slope instabilities at the shelf break and especially in the canyon heads. Large turbidity currents may have occurred, as attested to by sandy turbidite and megaturbidite facies coming from the Messina strait. However, it is unclear if the seismic shock, the tsunami waves or the combined effects of both processes could have triggered turbidity currents.

The third stage corresponds to the reconcentration of fine-suspended sediment in the deepest part of the Ionian basin (Fig. 13). The process leading to the deposition of the homogenite (several metres thick of homogeneous structureless clay) is probably complex, combining gravity processes on the slope and decantation of the plume, with a possible role of the confined Ionian Basin in generating oscillatory flows (seiche effect, Mulder et al., 2009). Even if the homogenite facies can be interpreted as the exclusive result of decantation of clay rich sediment, the possible role of sediment gravity processes is attested by: (1) the absence of homogenite in water depth shallower than 3000 m; (2) the variable thickness of the homogenite deposit with a strong thickening in basins and particularly in the Ionian Abyssal Plain (basin filling); and (3) the thick hemipelagic sediment gap estimated at the base of the homogenite in the small confined basins implying erosional processes.

The fourth stage is mainly decantation of the sediment plume concentrated in the deep part of the Ionian Basin, until the final deposition of the Augias deposit (Fig. 13).

Several large submarine landslides are described in the Mediterranean Sea (Camerlenghi et al., 2010) and globally (Bourget et al., 2013; Mulder et al., 2009; Wynn et al., 2010). The triggering mechanism of these events is often hard to prove unequivocally, as multiple potential triggers are possible (e.g., Urlaub et al., 2013). For example, the Herodotus Basin Megaturbidite (eastern Mediterranean) is linked to period of lowering sea level during the last glacial period. This change of sea level likely destabilised the outer shelf and created a megaturbidite with a thickness of 20 m (Reeder et al., 2000). Another megaturbidite has also been identified in the Balearic Abyssal Plain in western Mediterranean (Rothwell et al., 1998). The estimated age is about the Last Glacial Maximum. The origin of this megaturbidite is still debated. The triggering event could be an earthquake/tsunami or gas hydrate dissociation, caused by a lowering of hydrostatic pressure on clathrate (linked to low sea level) (Rothwell et al., 1998).

6. Conclusions

The Augias deposit is an atypical sediment accumulation formed by a catastrophic event probably associated with a major tsunami in the Ionian Sea. On the basis of an integrated study of the regional distribution of the deposit, the sedimentological facies, the chemical composition, the potential age combined with the detailed morphology of the western Ionian Sea, we propose a new model for the deposition processes of the Augias deposit.

New bathymetric data (including CIRCEE data) provide a more accurate morphological analysis of the seafloor, distinguishing six morphological domains: the Ionian Abyssal Plain, anticlinal ridges, perched basins, large basins, canyons and channels, and an area of sediment waves.

Seven sediment cores of the CIRCEE data set sampled the Augias deposit. The detailed sedimentological analysis of the Augias deposit allows us to distinguish three different sedimentary facies: facies 1 “thick sandy turbidite”, facies 2 “megaturbidite” and facies 3 “homogenite”. The regional distribution of the facies follows morphological areas and water depths and indicates different sedimentary processes associated to the Augias event.

Sedimentary facies, chemical composition within the same deposit (particularly in the basal interval) show the multi-source and multi-processes character of the Augias deposit. We propose that the sources are distributed all around the Ionian basin. In this paper, we highlight: (1) a source of sediment coming from the Messina strait and Sicily coast by high-energy flows and turbidity currents; (2) turbidity currents from the Sicilian Margin to the Ionian Abyssal Plain, following the deformation front of the southern accretionary wedge; (3) the thickest part of the homogenite formed by fine-grained sediment remobilisation by tsunami wave and concentration of a nepheloid cloud in the deepest part of the Ionian Sea.

Our age models obtained by radiocarbon dating of the hemipelagic sediments, in agreement with the interpretation of Polonia et al. (2013), show that the 365 AD Crete earthquake and tsunami are the most likely events to explain the origin of the Augias deposit. We thus propose that the tsunami generated by the 365 AD earthquake hit the eastern coast of Sicily and the Messina Strait triggering widespread submarine gravity instabilities and remobilizing fine-grained sediment.

Acknowledgements

We thank the Captain (Jean-René LeGlehen) and crew of N/O Suroit (CIRCEE survey, 2013; doi 10.17600/13020060) and also colleagues T. Garlan and Y. Le Faou (SHOM), S. Zaragosi and E. Kong (Univ. Bordeaux) participating to campaign and discussions. Marie Guilcher provided precious analytical support. Funding for this study was provided from the European Union's Seventh Framework Programme (FP7/2007-2013) under grant agreement no. 603839 (Project ASTARTE - Assessment, Strategy and Risk Reduction for Tsunamis in Europe) and the INSU-CNRS project Artemis for ^{14}C dating. We thank the editor, Peter Talling and the reviewers, Hugo Pouderoux and Mike Clare, for their constructive and helpful comments.

References

Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean. Bull. Seismol. Soc. Am. 52, 895–913.
Ambraseys, N., Melville, C., Adams, R., 1994. The Seismicity of Egypt, Arabia and the Red Sea. Cambrige Univsersity Press, Cambridge.
Antonioli, F., Ferranti, L., Lambeck, K., Kershaw, S., Verrubbi, V., Dai Pra, G., 2006. Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). Tectonophysics 422, 23–40.
Boschi, E., Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Valensise, G., Gasperini, P., 2000. Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 B.C. to 1997. Ann. Geofis 43, 609–868.
Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits. Elsevier, Amsterdam.
Bouma, A.H., 1987. Megaturbidite: an acceptable term? Geo-Mar. Lett. 7, 63–67.
Bourget, J., Zaragosi, S., Rodriguez, M., Fournier, M., Garlan, T., Chamot-Rooke, N., 2013. Late Quaternary megaturbidites of the Indus Fan: origin and stratigraphic significance. Mar. Geol. 336, 10–23.
Camerlenghi, A., Urgeles, R., Fantoni, L., 2010. A database on submarine landslides of the Mediterranean Sea. Sumarine Mass Movements And their Consequences 28, pp. 503–513.
Catalano, R., Doglioni, C., Merlini, S., 2001. On the Mesozoic Ionian Basin. Geophys. J. Int. 144, 49–64.
Cita, M.B., Aloisi, G., 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. Sediment. Geol. 135, 181–203.

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

ARTICLE IN PRESS

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Kastens, K.A., McCoy, F.W., 1984. New findings of bronze age homogenites in the Ionian Sea: geodynamic implications for the mediterranean. Mar. Geol. 55, 47–62.

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.

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. 113, B12413. http://dx.doi.org/10.1029/2008jb005860.

De Martini, P.M., Barbano, M.S., Smedile, A., Gerardi, F., Pantosti, D., Del Carlo, P., Pirrotta, C., 2010. A unique 4000 year long geological record of multiple tsunami inundations in the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy). Mar. Geol. 276, 42–57.

De Martini, P.M., Barbano, M.S., Pantosti, D., Smedile, A., Pirrotta, C., Del Carlo, P., Pinzi, S., 2012. Geological evidence for paleotsunamis along eastern Sicily (Italy): an overview. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 2569–2580.

Finetti, I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of central mediterranean. Boll. Geofis. Teor. Appl. 24, 247–312.

Friedrich, W.L., Kromer, B., Friedrich, M., Heinemeier, J., Pfeiffer, T., Talamo, S., 2006. Santorini eruption radiocarbon dated to 1627–1600 B.C. Science 312, 548.

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.

Gasperini, P., Camassi, R., Mirto, C., Stucci, M., gruppo di lavoro CPTI, 2004. Catalogo parametrico dei terremoti italiani, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna (http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/).

Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Mercier de Lepinay, B., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., LeFaou, Y., Barreca, G., Micallef, A., Rovere, M., 2015. Tectonic expression of an active slab-tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). Tectonics 34. http://dx.doi.org/10.1002/2015TC003898.

Hieke, W., 1984. A thick holocene homogenite from the Ionian Abyssal Plain (eastern mediterranean). Mar. Geol. 55, 63–78.

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 Sedimentary Geology. 135 pp. 205–218.

Hieke, W., Hirschleber, H.B., Dehghani, G.A., 2003. The Ionian Abyssal Plain (central Mediterranean sea): morphology, subbottom structures and geodynamic history — an inventory. Mar. Geophys. Res. 24, 279–310.

Hinz, K., 1974. Results of Seismic Refraction and Seismic Reflexion Measurements in the Ionian Sea, Geol. Jahrb., Reihe E. pp. 33–65.

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.

IOC – Intergovernmental Oceanographic Commission, 1981. International Bathymetric Chart of the Mediterranean, 1:1,000,000 (Lat. 38°). 10 sheets. Head Department of Navigation Oceanogr, Leningrad.

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

Keller, J., Ryan, W.B.F., 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.

Kidd, R.B., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1978. Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 42A, 421–443.

Loubrieu, B., Mascle, G., Medimap group (19 authors), 2007. Morpho-bathymetry of the Mediterranean Sea, Ifremer - CIESM.

Lowe, J.J., Blockley, S., Trincardi, F., Asioli, A., Cattaneo, A., Matthews, I.P., Pollard, M., Wulf, S., 2007. Age modelling of late Quaternary marine sequences in the Adriatic: towards improved precision and accuracy using volcanic event stratigraphy. Cont. Shelf Res. 27, 560–582.

Manning, S.W., Ramsey, C.B., Kutschera, W., Higham, T., Kromer, B., Steier, P., Wild, E.M., 2006. Chronology for the Aegean Late Bronze Age 1700–1400 B.C. Science 312, 565–569.

Minelli, L., Faccenna, C., 2010. Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). Tectonics 29, TC4004.

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.

Ochoa, J., Wolak, J., Gardner, M.H., 2013. Recognition criteria for distinguishing between hemipelagic and pelagic mudrocks in the characterization of deep-water reservoir heterogeneity. AAPG Bull. 97 (10), 1785–1803.

Papadopoulos, G.A., Daskalaki, A., Fokaefs, A., Giraleas, N., 2010. Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean Sea: strong earthquakes and tsunamis in the West Hellenic Arc and Trench System. J. Earthq. Tsunami 4, 145–179.

Pirazzoli, P., Thommeret, J., Thommeret, Y., Laborel, J., Montagionni, L., 1982. Crustal block movements from Holocene shorelines: Crete and Antikythira (Greece). Tectonophysics 68, 27–43.

Pirazzoli, P., Laborel, J., Stiros, S.C., 1996. Earthquake clustering in the Eastern Mediterranean during historical times. J. Geophys. Res. 101, 6083–6097.

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.

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, 1285. http://dx.doi.org/10.1038/srep01285.

Pope, E.L., Talling, P.J., Urlaub, M., Hunt, J.E., Clare, M.A., Challenor, P., 2015. Are large submarine landslides temporally random or do uncertainties in available age constraints make it impossible to tell? Mar. Geol. 369, 19–33.

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.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 51, 1111–1150.

Rothwell, R.G., Marion Dufresne Cruise 81 Scientific Party (Eds.), 1995. Marion Dufresne Cruise 81: Mediterranean Giant Piston Coring Transect. Cruise Report (MAST II PALEOFLUX Programme) (p. 117 pp.).

Rothwell, R.G., Thomson, J., Kähler, G., 1998. Low-sea-level emplacement of a very large late Pleistocene "megaturbidite" in the western Mediterranean Sea. Nature 392, 377–380.

Roure, F., Casero, P., Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. Tectonics 31, TC3006.

Ryan, W.B.F., Heezen, B.C., 1965. Ionian Sea Submarine Canyons and the 1908 Messina turbidity current. Geol. Soc. Am. Bull. 76, 915–932.

Shaw, B., Ambraseys, N.N., England, P.C., Floyd, M.A., Gorman, G.J., Higham, T.F.G., Jackson, J.A., Nocquet, J.M., Pain, C.C., Piggott, M.D., 2008. Eastern Mediterranean tectonics and tsunami hazard inferred from the AD 365 earthquake. Nat. Geosci. 1, 268–276.

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.

Smedile, A., De Martini, P.M., Pantosti, D., 2012. Combining inland and offshore paleotsunamis evidence: the Augusta Bay (eastern Sicily, Italy) case study. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 12, 2557–2567.

Stiros, S.C., 2001. The AD 365 Crete earthquake and possible seismic clustering during the fourth to sixth centuries AD in the Eastern Mediterranean: a review of historical and archaeological data. J. Struct. Geol. 23, 545–562.

Thorarinsson, S., 1954. The eruption of Hekla, 1947-48II, 3, the tephra-fall from Hekla, March 29th, 1947. Visindafélag Íslendinga, pp. 1–3.

Tinti, S., Maramai, A., Graziani, L., 2004. The new catalogue of Italian Tsunamis. Nat. Hazards 33, 439–465.

Urlaub, M., Talling, P.J., Masson, D.G., 2013. Timing and frequency of large submarine landslides: implications for understanding triggers and future geohazard. Quat. Sci. Rev. 72, 63–82.

Vigliotti, L., 2008. Comment on "Lost tsunami" by Maria Teresa Pareschi et al. Geophys. Res. Lett. 35, L02608.

Westaway, R., 1993. Quaternary uplift of southern Italy. J. Geophys. Res. 98 (B12) (21, 741-21, 772).

Wynn, R.B., Weaver, P.P.E., Ercilla, G., Stow, D.A.V., Masson, D.G., 2000. Sedimentary processes in the Selvage sediment-wave field, NE Atlantic: new insights into the formation of sediment waves by turbidity currents. Sedimentology 47, 1181–1197.

Wynn, R.B., Talling, P.J., Masson, D.G., Stevenson, C.J., Cronin, B.T., Le Bas, T.P., 2010. Investigating the timing, processes and deposits of the one of the world's largest submarine gravity flows: the "bed 5 event" off northwest africa. Adv. Nat. Technol. Hazards Res. 28, 463–474.

Please cite this article as: San Pedro, L., et al., Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological ..., Marine Geology (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2016.05.005

IV.1.3 Conclusion de l'article

Cet article apporte une description plus complète du méga-dépôt d'Augias, en particulier sur les différents faciès qui le composent. La caractérisation fine des faciès sédimentaires et la datation de l'événement nous ont permis de discuter les processus de mise en place et l'origine du dépôt.

La description sédimentaire des carottes couplée à des études géochimiques, granulométriques et physiques montrent une similarité pour le dépôt d'Augias dans les sept carottes CIRCEE. Cette description nous permet de reconnaitre d'autre méga-dépôts dans les carottes sédimentaires (Tableau IV.1). Le dépôt est divisé en trois parties :

- une partie basale qui comporte les éléments les plus grossiers et des structures sédimentaires.
- un intervalle médian homogène argileux gris
- une partie supérieure argileuse de couleur orangée.

Units	Upper part	Homogeneous part	Base interval
Sediment grainsize	clay layer	clay layer well-sorted	Silty/sandy well-sorted
Texture	homogene	homogene	normal grading
Structure	without visible lamination	without visible lamination	lamination
Geochemical	peak of Ca/Ti	higher Calcium (without KCIR-05)	
Colour	orange	gray	gray
Others informations			clayey layer below the base is beige

Tableau IV.1 : Résumé des caractéristiques sédimentologiques des trois parties qui composent le dépôt d'Augias, basée sur la description des faciès sédimentaires, la composition chimique (XRF), et la granulométrie des carottes CIRCEE.

Malgré une certaine uniformité dans la description du dépôt d'Augias (Tableau IV.1), une différence d'épaisseur et de composition de la partie basale montre une variabilité de ce méga-dépôt par rapport à la localisation des carottes. Par exemple, l'épaisseur de ce dépôt varie entre 94 et 615 cm en fonction de la localisation des carottes. L'étude sédimentologique détaillée a permis de différencier trois types de faciès :

- Le faciès « turbidite sableuse épaisse » est caractérisée par une épaisseur inférieure à 1 m, la base du dépôt est composée à 90% de sable et contient des débris végétaux pyritisés. Ce faciès n'est observé que dans la carotte KCIR-05 localisée dans la partie nord-ouest du prisme calabrais.
- Le faciès « mégaturbidite » présente une base grossière, laminée et érosive. La partie supérieure du dépôt, homogène et argileuse, est beaucoup plus épaisse que dans la carotte KCIR-05. Ce faciès est observé dans les 3 carottes KCIR-08, KCIR-09 et KCIR-12, situées le long du front de déformation.
- Le faciès « homogénite » est un dépôt épais homogène, sans structure visible et sa partie basale est réduite ou absente. Ce faciès est décrit dans les deux carottes KCIR-10 et KCIR-11, prélevées au sud du prisme calabrais dans des petits bassins isolés.

Ces trois faciès indiquent trois sources de sédiments et des processus sédimentaires différents. Une source venant du détroit de Messine et de la partie Nord de la marge Sicilienne par des courants de turbidité de haute énergie (faciès turbidite épaisse sableuse). Une deuxième source provenant plutôt de la marge Est-Sicilienne amenant du sédiment par des courants de turbidité jusque dans la plaine abyssale Ionienne en longeant le front de déformation (faciès mégaturbidite). La partie homogène du dépôt d'Augias serait alors formée par le mélange issu de la remobilisation du sédiment en place, mis en suspension par les vagues de tsunami ainsi que par le nuage néphéloïde des courants turbiditiques dans la partie profonde de la mer Ionienne (faciès mégaturbidite et homogénite).

Des datations ^{14}C réalisées en-dessous et au-dessus du dépôt d'Augias ont permis d'exclure totalement l'hypothèse avancé par Kastens and Cita (1981) associant ce dépôt à l'évènement explosif du volcan Santorin à environ 1600 BC. Elles confirment plutôt l'évènement de Crête en 365 AD comme le déclencheur le plus probable. La détermination de l'évènement a permis aussi d'estimer l'érosion engendrée par ce méga-dépôt. Le taux de sédimentation hémipélagique calculé pour chaque carotte a permis de connaitre l'âge de chacune des bases du dépôt. A partir de là, entre l'âge obtenu et l'âge de l'évènement, l'épaisseur de sédiment manquant a pu être calculé (*tableau 4 de l'article* - IV.1.2).

IV.2 Les dépôts antérieurs au dépôt d'Augias en mer Ionienne

Dans les carottes sédimentaires et les données sismiques recueillies durant la mission CIRCEE, d'autres méga-dépôts sont également observés. Contrairement au dépôt d'Augias, ils ne sont pas souvent accessibles par carottage, leur étude a donc été beaucoup moins approfondie. Seuls quelques travaux sont disponibles à leur sujet (Hieke, 2000; Polonia, et al., 2013a). Un deuxième méga-dépôt est identifié dans certaines carottes sédimentaires CIRCEE et plusieurs autres méga-dépôts sont visibles dans les données sismiques dont la « Deeper Transparent Layer » (DTL) et la « Thick Transparent Layer », déjà identifié et décrit par Hieke (2000). Depuis, seule la DTL a fait a fait l'objet de récentes analyses sédimentologiques par Polonia, et al. (2013a). Ces méga-dépôts étant récurrents en mer Ionienne au cours du Quaternaire, il est crucial d'identifier les processus de mise en place de ces dépôts et de déterminer les facteurs de déclenchement de ces évènements géologiques de grande ampleur.

IV.2.1 Identification d'un second méga-dépôt

a. Description sédimentologique.

Dans quatre carottes de la campagne CIRCEE, un dépôt antérieur au dépôt d'Augias présente quelques caractéristiques sédimentologiques communes avec celui d'Augias, mais avec toujours une épaisseur moindre (Figure IV.1) :

- Un dépôt argileux clair, sous ce second méga-dépôt.
- Une base grossière, granoclassée, à dominante sableuse d'épaisseur variable (1 - 21 cm).
- Un dépôt homogène argileux gris, d'épaisseur variable (11 - 45 cm) en continuité sur la base sableuse.
- Le sommet de la partie argileuse change de couleur et devient orangée avec, dans certaines carottes, une lamine argileuse marron marquant la fin du dépôt (KCIR-09, KCIR-11).

- D’un point de vue géochimique, la partie argileuse grise claire sous ce dépôt est marquée par une augmentation du rapport Ca/Ti contrairement au dépôt d’Augias (cette caractéristique est particulièrement bien visible dans les carottes KCIR-08, KCIR-11, KCIR-12).

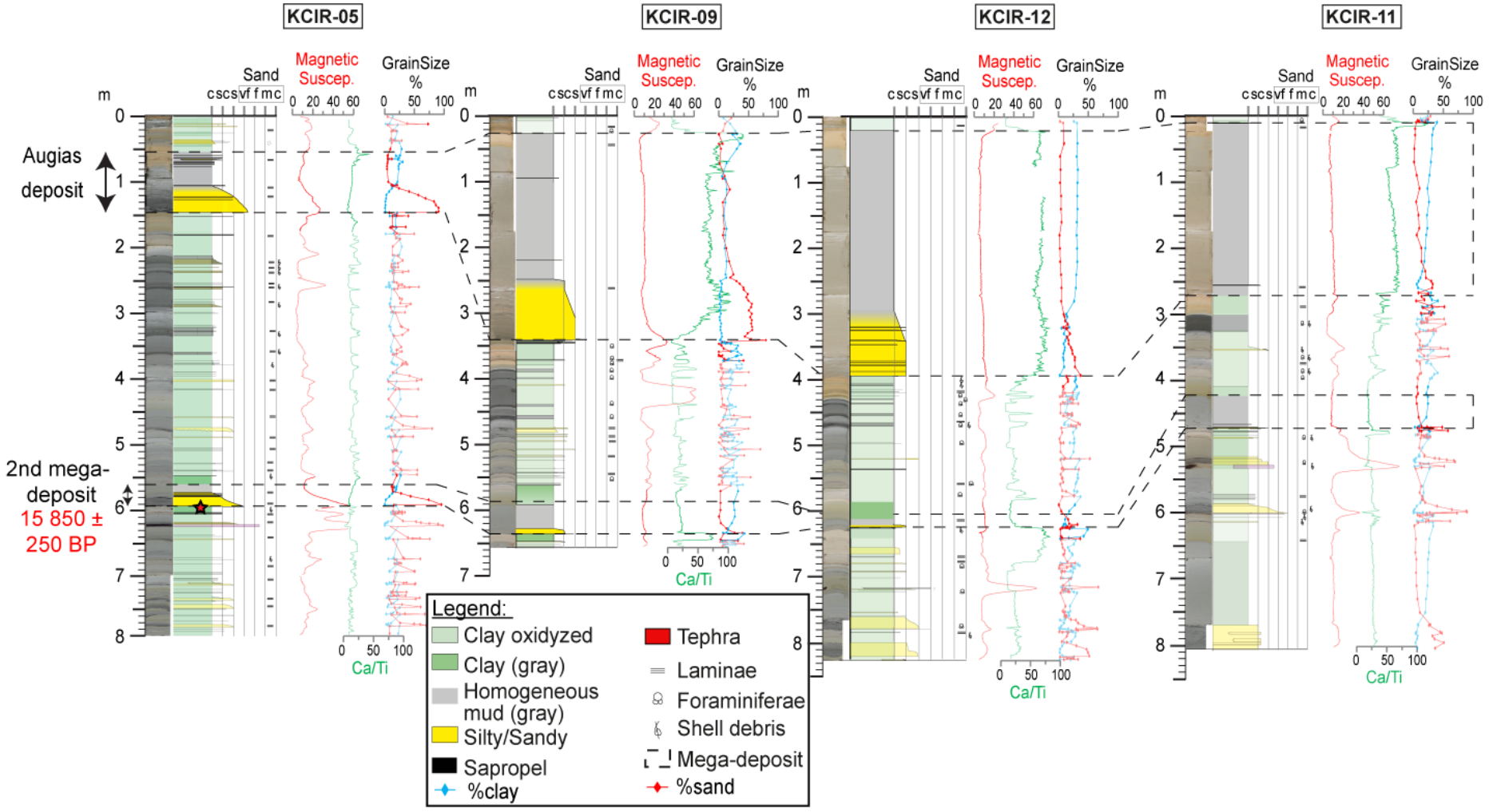


Figure IV.1 : Logs sédimentologiques des carottes KCIR-05, KCIR-09, KCIR-11 et KCIR-12 avec les photos, la courbe de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Les pointillés noirs délimitent le méga-dépôt d'Augias et le deuxième méga-dépôt.

Les trois faciès sont également reconnus à partir de leurs caractéristiques sédimentologiques, géochimiques et physiques. Comme pour le dépôt d'Augias, les principales différences sont observées au niveau de la base des dépôts.

- Pour la carotte KCIR-05, ce deuxième méga-dépôt présente les mêmes caractéristiques que le dépôt d'Augias de cette même carotte, à savoir, un rapport Ca/Ti faible avec une augmentation dans la partie homogène grise, une granulométrie grossière (90% sable). Avec le dépôt d'Augias, ce sont les seules turbidites silico-clastiques observées dans les carottes CIRCEE qui atteignent ce pourcentage de sable. Sa base est laminée et un pic de susceptibilité magnétique est visible (Figure IV.2). Cette description correspond en tout point au faciès « turbidite épaisse sableuse » du dépôt d'Augias (description des faciès dans le *tableau 5 de l'article* - IV.1.2, Figure IV.1).

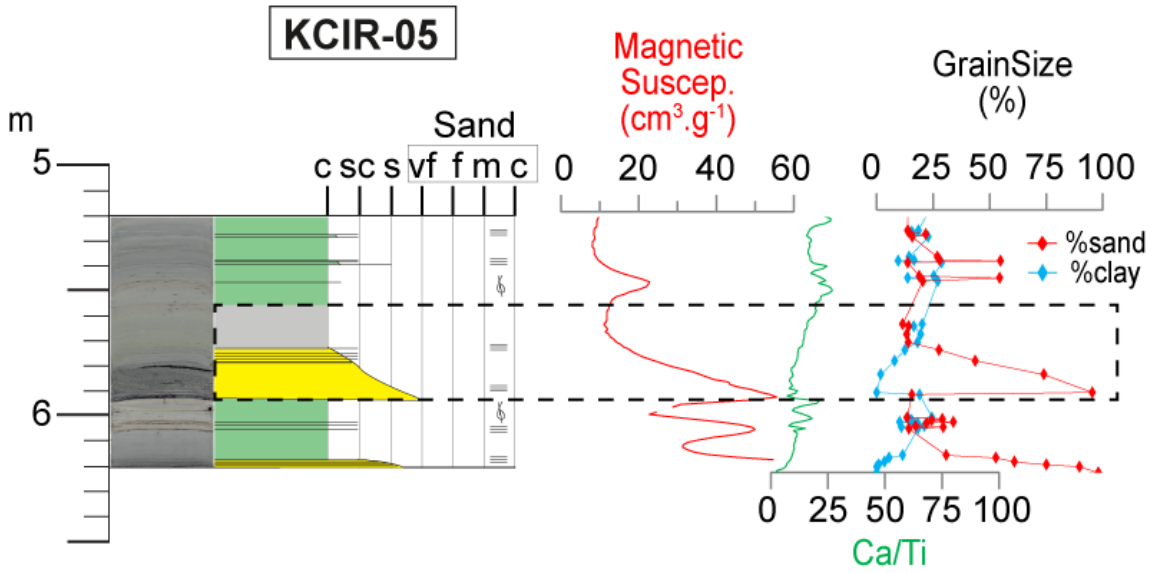


Figure IV.2 : Zoom sur le 2ème méga dépôt de la carotte KCIR-05 avec le log sédimentologique, la photo, la courbe de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Le cadre en pointillé noir entoure le méga-dépôt et qui est classé parmi le type de faciès « turbidite sableuse épaisse ».

- Pour les carottes KCIR-09 et KCIR-12, malgré une unité basale beaucoup moins épaisse que celle du dépôt d'Augias, elles sont granoclassées, argilo-silteuses et érosives. Par contre, contrairement au dépôt d'Augias, le rapport Ca/Ti est particulièrement faible sur toute la longueur du 2ème méga-dépôt (Figure IV.3). Cette description permet tout de même de classer ce type de dépôt dans le faciès « mégaturbidite » (*tableau 5 de l'article* - IV.1.2).

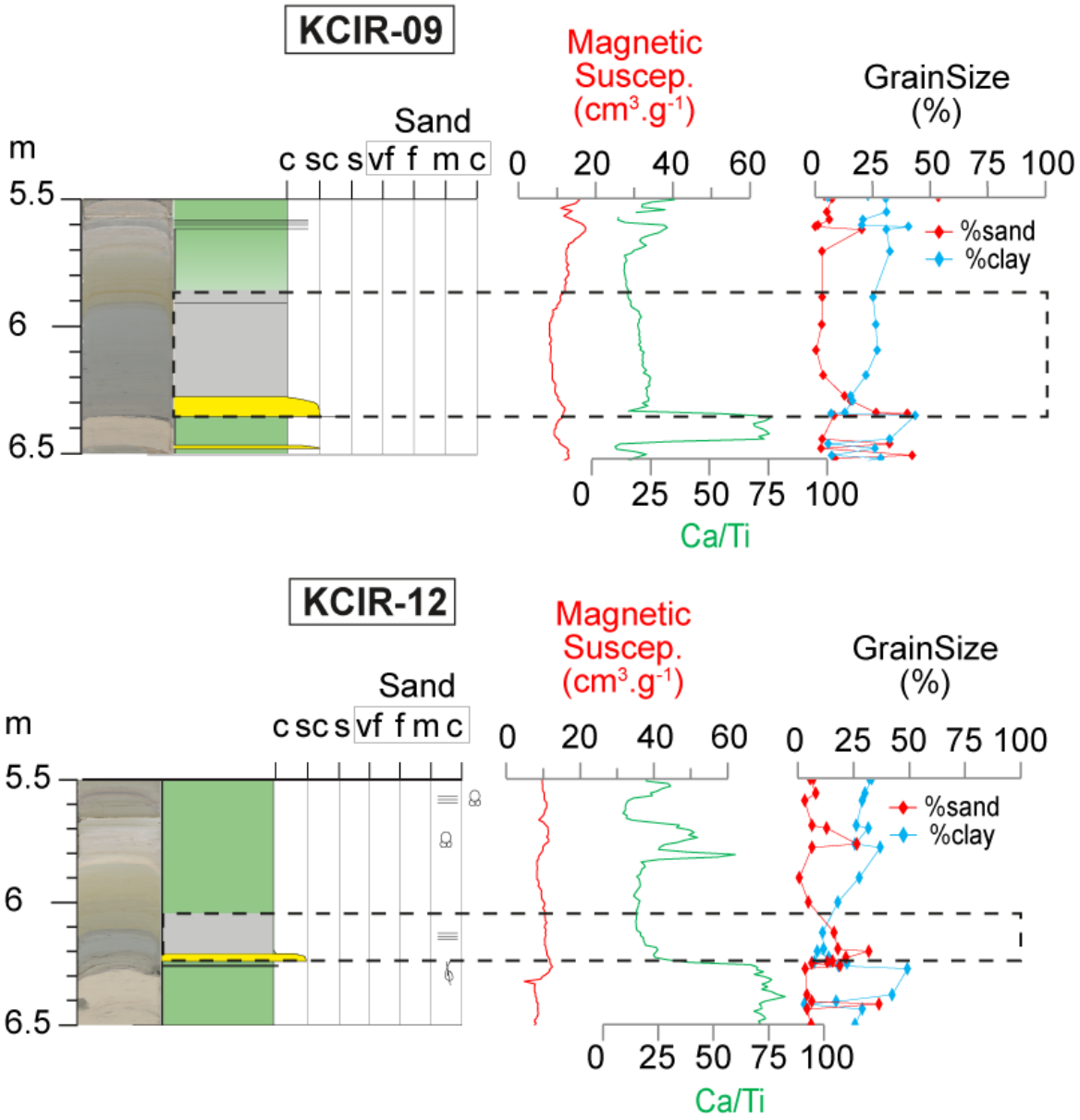


Figure IV.3 : Zoom sur le 2ème méga dépôt des carottes KCIR-09 et KCIR-12 avec leurs logs sédimentologiques, leurs photos, les courbes de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Les cadres en pointillé noir entourent le méga-dépôt classé parmi le type de faciès « mégaturbidite ».

- Pour la dernière carotte, la KCIR-11, la base argilo-silteuse est très fine avec quelques lamines très fines (Figure IV.4) ce qui correspond au type de faciès « homogénite » décrit précédemment dans l'article (*tableau 5 de l'article*, IV.1.2).

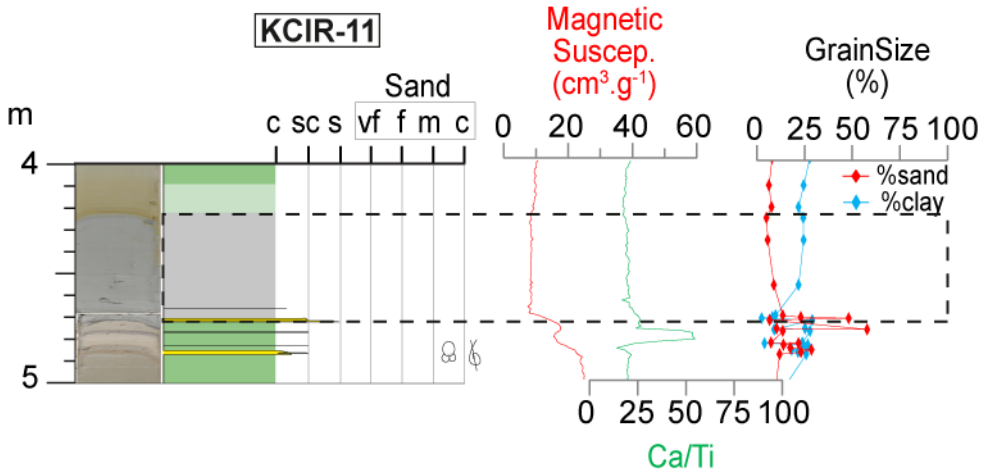


Figure IV.4 : Zoom sur le 2ème méga dépôt de la carotte KCIR-11 avec le log sédimentologique, la photo, la courbe de susceptibilité magnétique, les profils granulométriques (% de sable vs % d'argile) et le rapport Ca/Ti (obtenu par le scanner XRF). Le cadre en pointillé noir entoure le méga-dépôt qui est classé parmi le faciès type « homogénite ».

L'identification de ces trois faciès permet d'associer ce deuxième méga-dépôt à des processus sédimentaires, comme pour le dépôt d'Augias (*tableau 5 de l'article* - IV.1.2). Les caractéristiques sédimentologiques de ce dépôt communes avec dépôt d'Augias (Tableau IV.1) et sa large répartition spatiale permettent de classer ce dépôt comme un « méga-dépôt » (malgré une épaisseur inférieure par rapport aux autres méga-dépôts observés en mer Ionienne).

Les données sismiques mettent en évidence un deuxième méga-dépôt nommé « Deeper Transparent Layer » (DTL - Hieke (2000). Mais la faible épaisseur du méga-dépôt dans les carottes ne permet pas d'identifier ce dépôt dans les données sismiques CIRCEE (CHIRP et HR) (Tableau IV.2). Des études récentes ont montré que le dépôt d'Augias et la DTL avaient des similitudes sédimentologiques (Polonia et al., 2013). Malgré l'impossibilité de corrélation entre les carottes et les données sismiques pour ce méga-dépôt, la forte ressemblance entre les deux méga-dépôts suggère que ce deuxième méga-dépôt correspond à la DTL.

	Augias deposit	DTL	Augias deposit	DTL
Cores	**Top position (cm)**		**Base position (cm)**	
KCIR-05	54	560	148	592
KCIR-09	26	586	341	635
KCIR-11	9.5	424	254	470
KCIR-12	20	602	394	623
	Thickness of the base (cm)		**Thickness of the homogenous deposit (cm)**	
KCIR-05	28.3	21	65.7	11
KCIR-09	8.2	7	306.8	42
KCIR-11	11.2	1	233.3	45
KCIR-12	17.3	3	356.7	18
	Thickness (cm)			
KCIR-05	94	32		
KCIR-09	315	49		
KCIR-11	244.5	46		
KCIR-12	374	21		

Tableau IV.2 : Côte et épaisseur des deux derniers méga-dépôts (le dépôt d'Augias et la DTL) dans les carottes sédimentaires CIRCEE

b. Identification de la DTL sur les données sismiques CIRCEE

L'interprétation des profils sismiques de haute résolution et les profils CHIRP, acquis durant la mission CIRCEE, apportent des informations supplémentaires notamment sur la répartition et l'origine de la DTL (et de la TTL), et plus particulièrement au niveau de la partie Nord-Ouest de la plaine abyssale Ionienne. La suite de l'étude porte uniquement sur cette zone et ne tient pas compte des travaux réalisés au niveau du gap Ionien et du bassin de Syrte par Hieke (2000) et des résultats sédimentologiques précédents. Toutes les valeurs d'épaisseurs calculées et présentées par la suite, sont des valeurs minimums observées en mer Ionienne.

Comme le dépôt d'Augias, la DTL est visible sur plusieurs profils CHIRP CIRCEE et se présente comme une couche sismique transparente (surlignée en vert, Figure IV.5 et Figure IV.8).

Grâce aux données sismiques CHIRP, l'épaisseur de la DTL a été calculée sur chaque profil où celle-ci a été identifiée : les profils Ch 58, 59, 79, 81, 83, 84 et 85 (exemple du profil 58, Figure IV.5). Elle varie entre 7 m au centre de la plaine abyssale (profil 85, S-E), 2 à 3 m au nord (profil 58, zone N-O) et 2,5 à 4 m à l'Ouest (profil 59 et 79, SW).

La superficie de la DTL, qui a été calculée par Hieke (2000), au niveau de la plaine abyssale Ionienne était de 5 516 km^2. A partir des données CHIRP CIRCEE, on peut compléter la distribution de ce dépôt en rajoutant au moins 785 km^2. La superficie totale de la DTL est donc de 6 301 km^2 minimum au niveau de la plaine abyssale Ionienne (Figure IV.6).

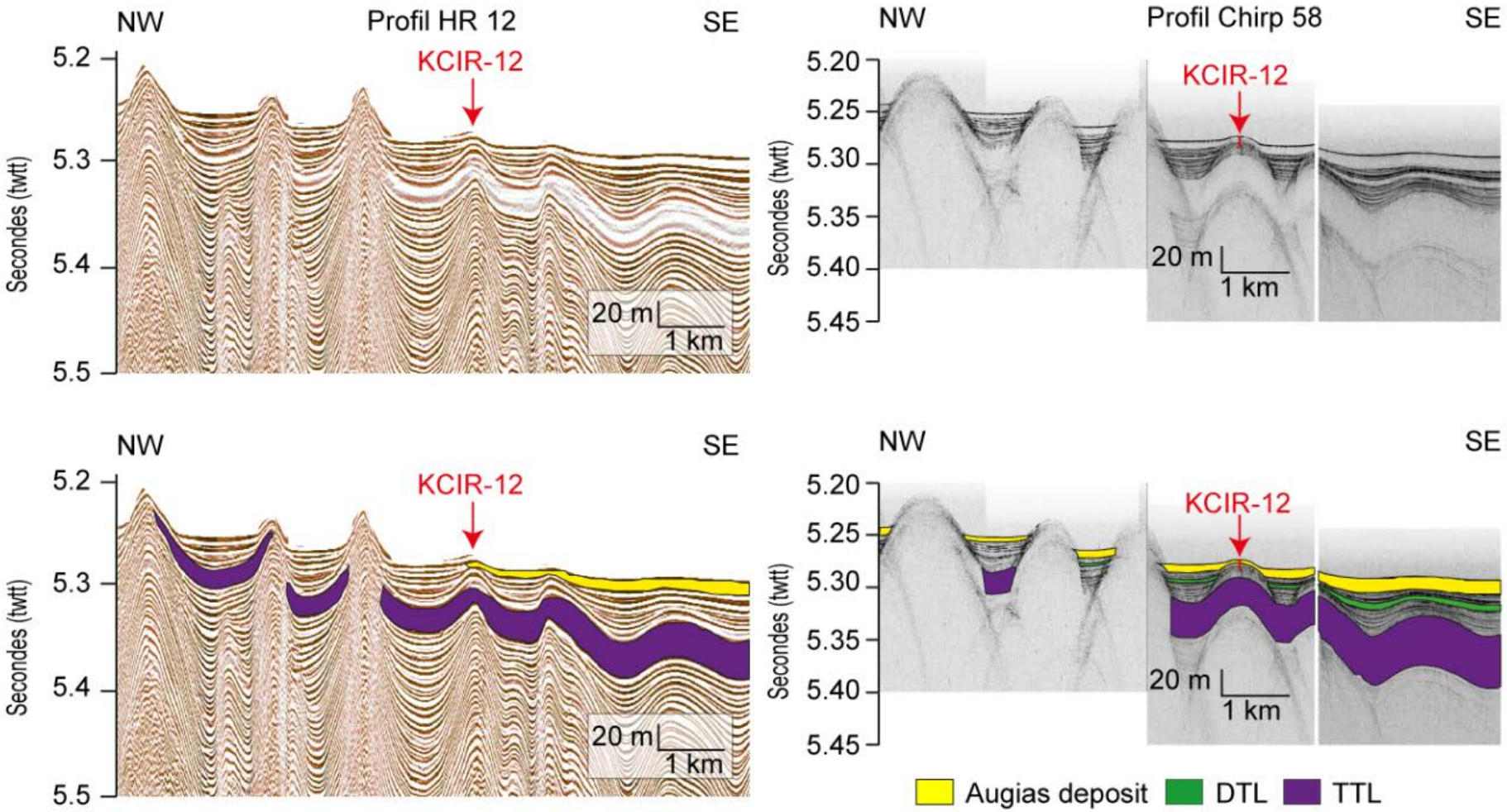


Figure IV.5 : Exemple des profils sismiques CIRCEE HR 12 et CHIRP Ch 58 à la même échelle, sans et avec les interprétations des trois derniers méga-dépôts observés en mer Ionienne. Les profils sont localisés sur les Figure IV.6 et Figure IV.9

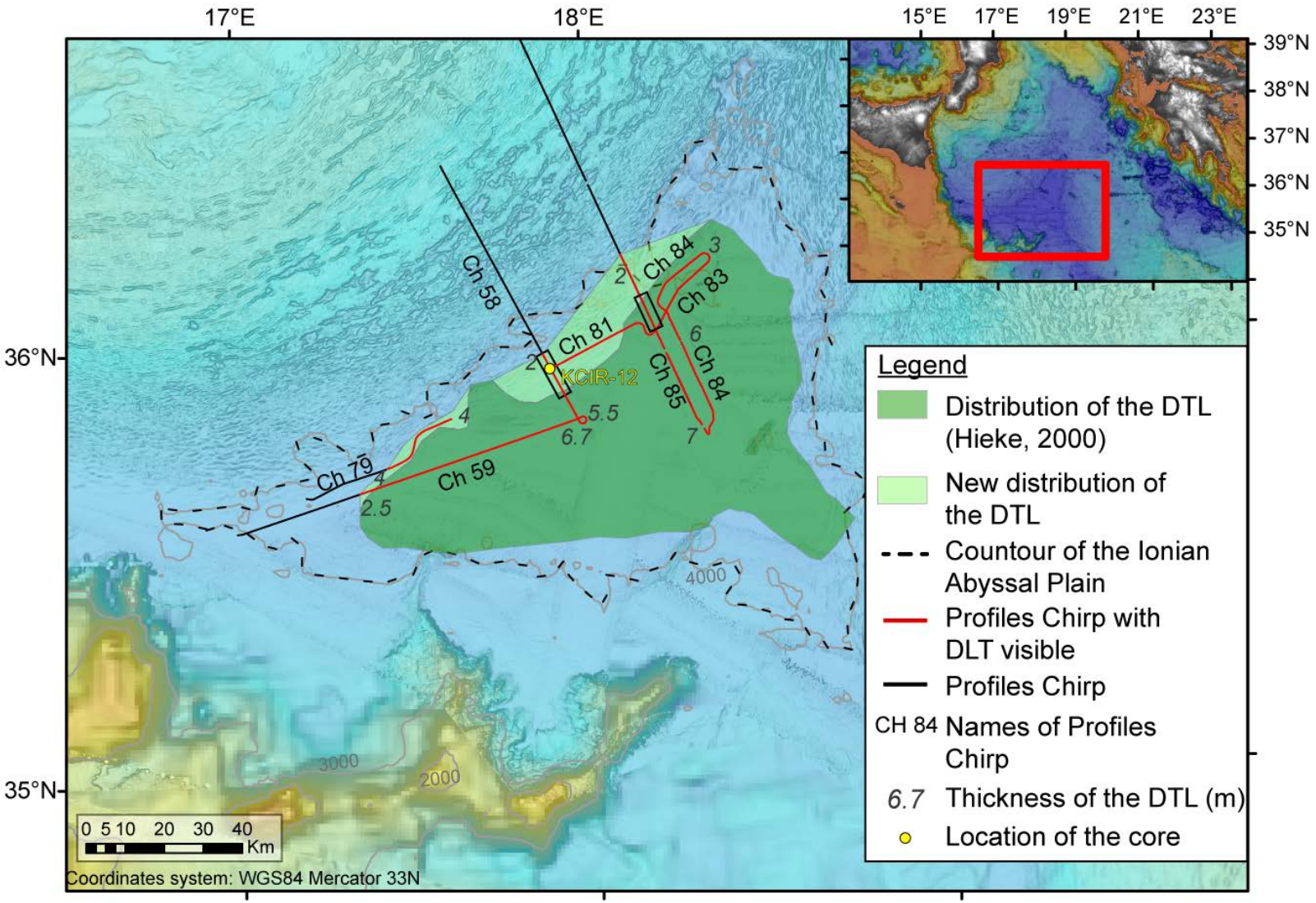


Figure IV.6 : Carte illustrant la distribution de la DTL faites par Hieke (2000) et la nouvelle répartition de la DTL basée sur les profils sismiques CHIRP CIRCEE. Les épaisseurs du méga-dépôt sont mesurées à partir des profils CIRCEE. Les rectangles noirs correspondent à la position des profils sismiques de la Figure IV.5 et de la Figure IV.8.

c. Age de la DTL

Dans cette étude, une datation au ^{14}C a été réalisée sous la DTL observée dans la carotte KCIR-05. L'âge obtenu pour ce dépôt est compris entre 15 695 et 15 921 ans BP (Figure IV.7). Sur les autres carottes, le dépôt a été daté à partir des modèles d'âges réalisés avec le logiciel OxCal. Les fenêtres des âges obtenues étaient proches de l'âge obtenu par datation au ^{14}C de la KCIR-05 (entre 190 et 940 ans de différence). Cela permet de conforter l'hypothèse qu'il s'agit bien du même dépôt dans les quatre carottes.

Pour la suite de l'étude et afin d'apporter plus de précision sur les modèles d'âges, la datation ^{14}C acquise sur la carotte KCIR-05 a été reportée sur les autres carottes sous chaque DTL. Le prélèvement de l'échantillon pour la datation au ^{14}C au niveau de la KCIR-05 a été réalisé juste sous le dépôt (à moins d'1cm). Le report de la date sous la DTL dans les autres carottes a donc été aussi placé juste sous le dépôt. Malgré cela, il existe une petite incertitude à cause de la précision de la position de l'échantillonnage (qui est d'environ 1cm d'imprécision) ainsi que de l'érosion sous la DTL.

Initialement, la DTL avait été évaluée à environ 200 ka (Hieke, 2000) mais les études récentes menées par Polonia, et al. (2013a) sur une carotte sédimentaire, date ce dépôt à environ 17 ka BP (à partir d'une seule datation ^{14}C). Cependant, l'âge calculé à partir des données CIRCEE pour la DTL est basée sur une hypothèse forte. La difficulté de corrélation avec les données sismiques ne permet pas d'affirmer que le dépôt visible sur les profils CHIRP est bien celui observé dans les carottes CIRCEE. Malgré cela, l'hypothèse de Hieke (2000), datant ce dépôt à 200 ka, peut être exclue.

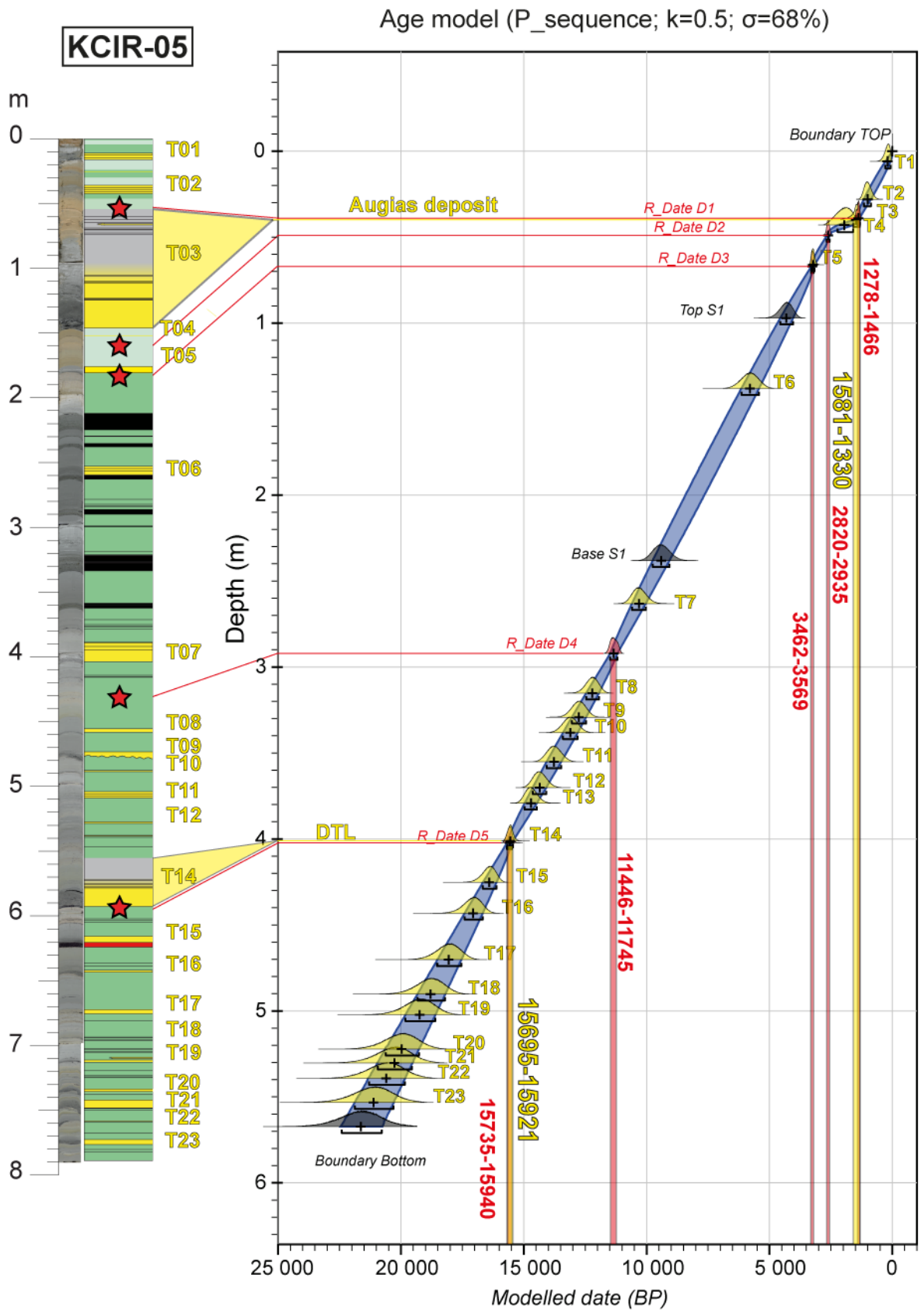


Figure IV.7 : Modèle d'âge de la carotte KCIR-05 avec à droite, le log simplifié de la carotte (la légende des couleurs est la même que celle utilisée dans la Figure IV.1) et sa photo. A gauche, le modèle d'âge réalisé à partir du logiciel OxCal avec le P_sequence, l'indice k égal à 0.5 et la courbe bleue qui correspond au modèle d'âge de la carotte à 1σ (68%).

IV.2.2 La « Thick Transparent Layer » (TTL)

a. Description à partir des données sismiques

Le troisième méga-dépôt décrit dans la plaine abyssale Ionienne est la « Thick Transparent Layer » (TTL) décrite par Hieke (2000). Il est identifié sur trois profils sismiques de haute résolution CIRCEE : Ch 12, Ch 13 et Ch 16. Sur les profils CHIRP, on identifie la TTL sur plusieurs profils : Ch 58, 59, 69, 78, 79, 84, 85 mais, pour certains d'entre eux, la faible pénétration des profils ne permet pas de distinguer la base de ce dépôt. L'étude de ce dépôt dans son intégralité est permise par la combinaison de l'interprétation des profils sismiques de haute résolution et CHIRP acquis durant la mission CIRCEE (Figure IV.5 et Figure IV.8).

L'épaisseur du dépôt était initialement estimée à 35 m maximum à l'Est de la plaine abyssale Ionienne (Hieke, 2000). A partir des données sismiques CIRCEE, on observe une épaisseur de dépôt qui varie entre 40 m (profil Ch 84, SE), 30 m (profil HR-16, SE) et 25 m (profil HR-12, SE) au centre de la plaine. Sur les pourtours du bassin, l'épaisseur de la TTL varie entre 21 m au Nord-Est (profil Ch-84, NE), 13-15 m (Profil Ch-58 et HR-12, NW), 22 m (profil Ch-79, NE) et 6 m à l'extrémité Ouest (profil Ch-59, SW) (Figure IV.9)

La reconnaissance de la TTL sur les profils sismiques de haute résolution et CHIRP permet de compléter l'extension géographique du dépôt par rapport à celui proposé par Hieke (2000), au Nord-Est du bassin Ionien. L'auteur avait estimé sa superficie à environ 8 312 km^2. Avec l'ajout de surface calculée grâce aux données CIRCEE de 968 km^2, le total de la superficie du dépôt est supérieur à 9 280 km^2 minimum au niveau de la plaine abyssale Ionienne.

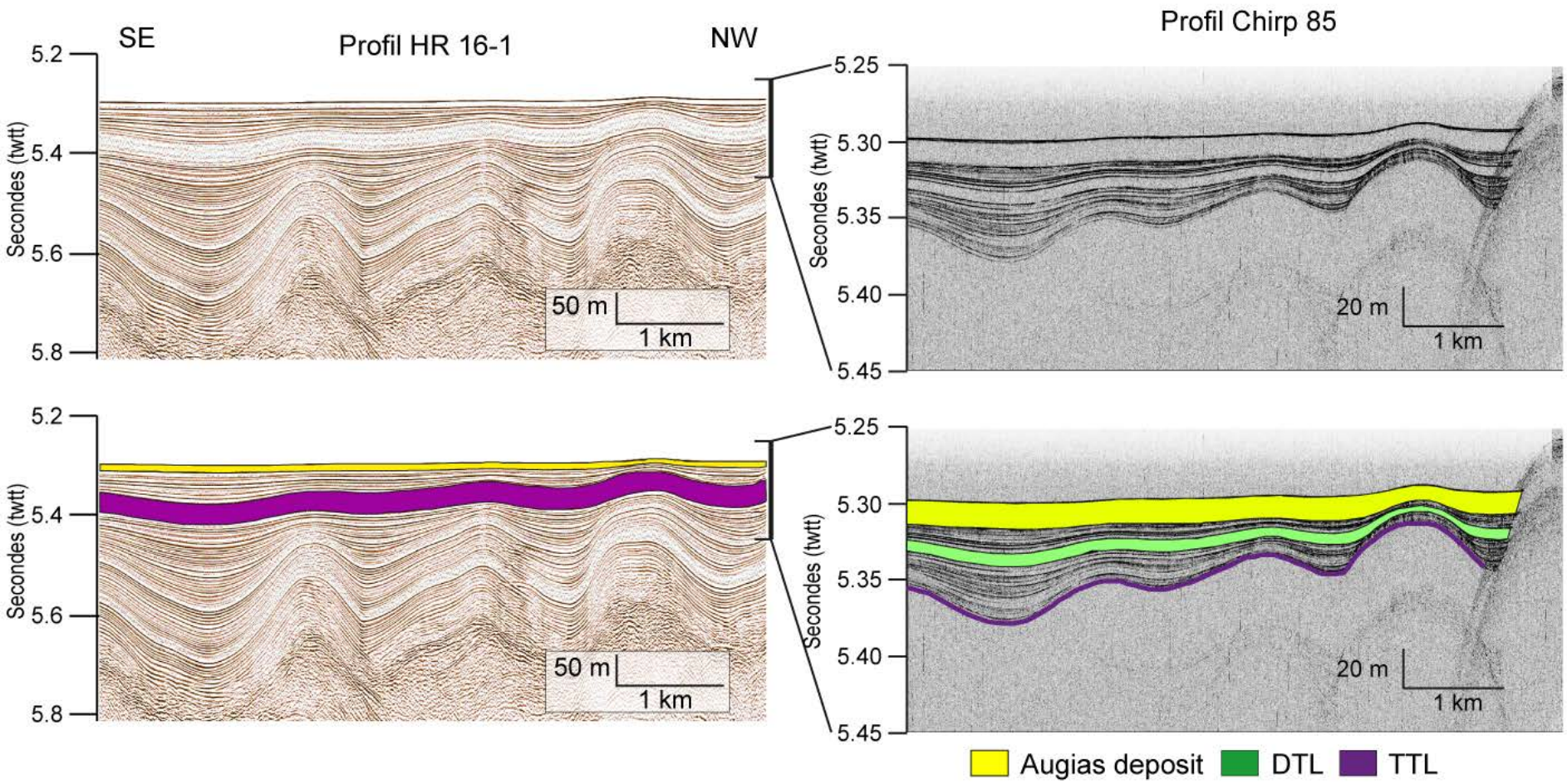


Figure IV.8 : Profils sismiques CIRCEE HR 16-1 et CHIRP Ch 85 sans et avec les interprétations des trois méga-dépôts observés en mer Ionienne. Les profils sont localisés sur les Figure IV.6 et Figure IV.9.

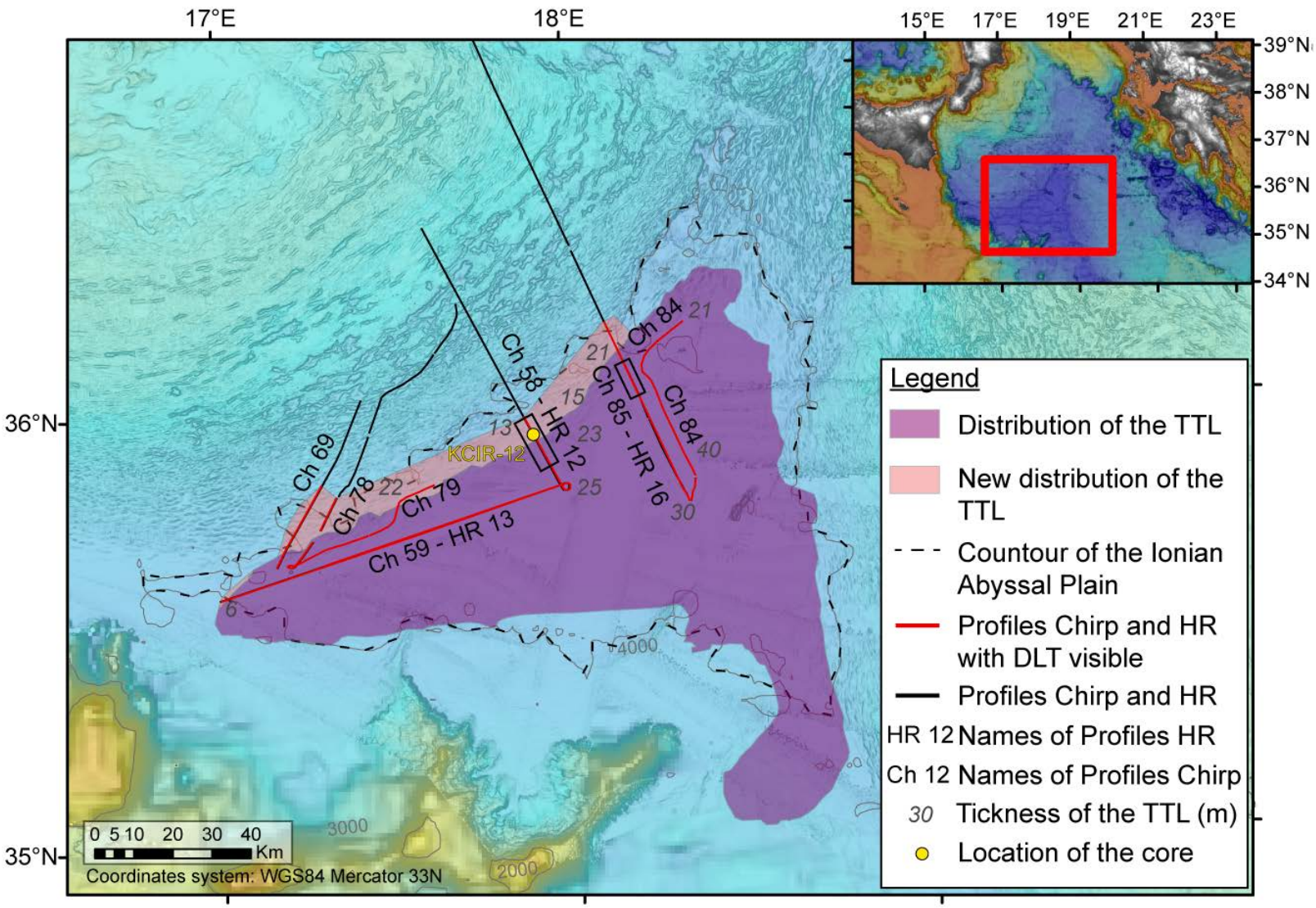


Figure IV.9 : Carte illustrant l'extension régionale de la TTL au fond de la plaine abyssale Ionienne, proposée par Hieke (2000) et la nouvelle cartographie basée sur les profils sismiques CIRCEE. Les épaisseurs du méga-dépôt sont mesurées à partir des profils CIRCEE. Les rectangles noirs correspondent à la position des profils sismiques des Figure IV.5 et Figure IV.8.

b. Datation de la TTL

Dater et déterminer l'évènement déclencheur du méga-dépôt TTL est particulièrement difficile car aucune carotte sédimentaire ne traverse la TTL, étant donné que la profondeur de la base est supérieure à 200 m au centre de la plaine abyssale Ionienne (profil HR 16, SE) ou 100 m le long du front de déformation (profil Ch 85, SE). Malgré la présence de la carotte KCIR-12 située sur un profil sismique où la TTL est visible (profil HR 12 et CH 58 - Figure IV.5), estimer l'âge du dépôt comprend trop d'incertitudes pour être réalisé, telles que :

- l'érosion à la base du dépôt qui a pu être particulièrement importante à cause de sa grande épaisseur.
- Le taux de sédimentation, qui est variable au cours du temps.
- La résolution des profils sismiques est aussi à prendre en compte, créant une erreur pour l'estimation de la profondeur du dépôt et de son épaisseur.

Le pistonnage des carottes sédimentaires qui déforment les dépôts peut faire varier leurs épaisseurs et leurs positions en créant des erreurs sur les modèles d'âges et le taux de sédimentation.

IV.2.3 Autres méga-dépôts visible dans la sismique HR

Dans le profil sismique de haute résolution Ch-16-1, trois couches acoustiquement transparentes plus anciennes sont visibles sous la TTL et qui n'ont jamais été décrites jusqu'à présent (Figure IV.10). Comme ces couches ne sont observables que sur un seul profil sismique, il est impossible de connaitre leurs superficies et répartitions. La base de ces trois méga-dépôts est bien visible, mais l'identification du sommet est plus compliquée. Ces $4^{ème}$, $5^{ème}$ et $6^{ème}$ couches ont des épaisseurs qui varient entre 13 m et 25 m. Ces trois méga-dépôts ne sont visibles que dans les profils de haute résolution à cause de leurs profondeurs dans le sédiment. Le 4ème méga dépôt se situe à environ 10 m sous la TTL, le 5ème à 100 m dans la partie non déformée du prisme (SE - profil HR 16-1) et 15 m dans la partie déformée (NW – profil HR 16-1). Le dernier méga-dépôt observé sur le profil sismique HR 16-1 se situe à 150 m sous la TTL dans la partie non déformée (plaine abyssale Ionienne) et à 52 m dans la partie déformée (le long du front de déformation du prisme) (Figure IV.10)

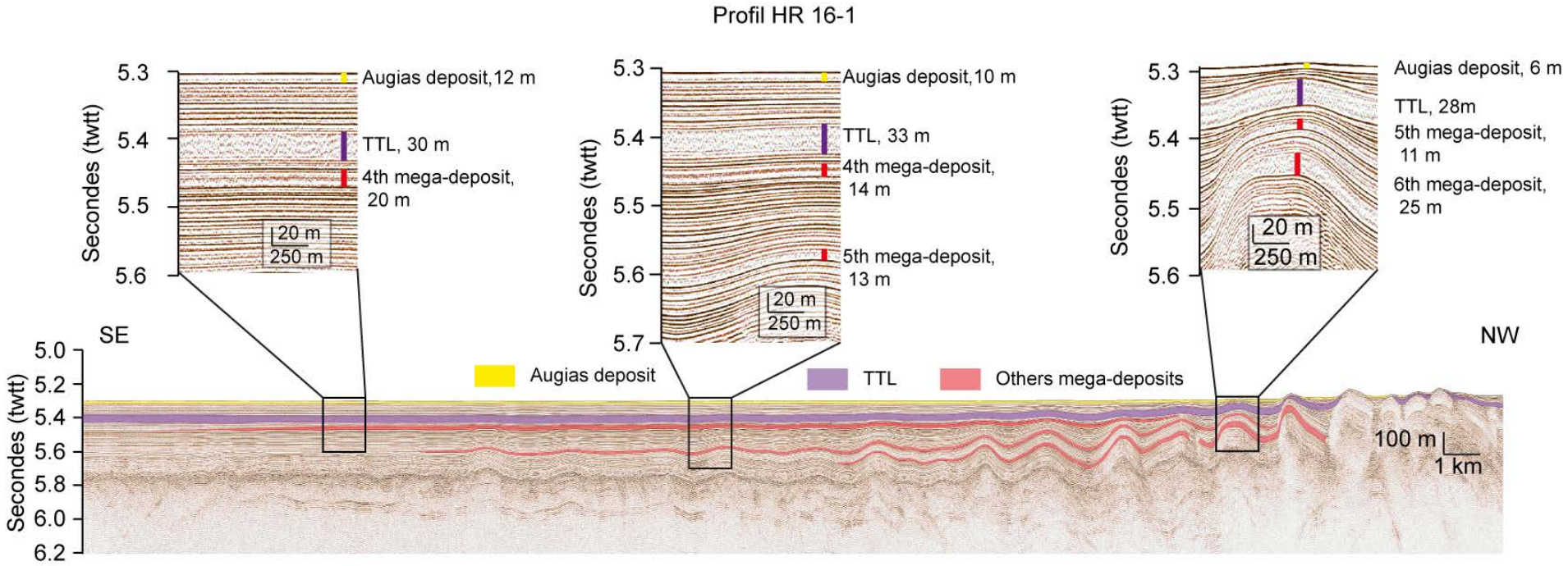


Figure IV.10 : Profil sismique de HR 16-1 montrant le dépôt d'Augias (jaune), la TTL (violet), et le 4ème, 5ème et 6ème méga-dépôts (rouge) identifiés dans ce profil et 3 zooms du profil avec les épaisseurs des méga-dépôts.

IV.3 Discussion sur l'origine des méga-dépôts

D'autres méga-dépôts ont été étudiés à travers le monde, nommés parfois mégaturbidite, parfois homogénite. L'épaisseur, le volume et l'âge de ces dépôts ont été établis mais la détermination de l'évènement déclencheur des méga-dépôts est parfois mal contrainte. La comparaison de ces données avec celles des méga-dépôts de la mer Ionienne pourrait permettre de mieux comprendre les processus et déclencheurs à l'origine de tels dépôts (Tableau IV.3).

En mer Ionienne, on observe une série de méga-dépôt. L'origine et les processus sédimentaires du dépôt d'Augias sont plutôt bien établis avec comme évènement déclencheur un séisme suivi d'un tsunami. Ce genre d'évènement comme déclencheur pour la création de méga-dépôt s'observe dans d'autres cas, souvent dans des lacs tel que :

- La mégaturbidite du lac Icalma au Chili dont l'évènement déclencheur le plus probable serait un séisme (Bertrand, et al., 2008)
- L'homogénite du lac le Bourget dans les Alpes française dont l'évènement déclencheur est le séisme de 1822 (Chapron, et al., 1999)
- Une mégaturbidite est aussi observée en mer de Chine (appelée dans la littérature turbidite boueuse). Ce méga-dépôt d'une épaisseur de 15-20 cm serait dû à un tsunami qui a touché la région en 350 ± 40 ans BP (Wetzel and Unverricht, 2013)

L'origine de la partie homogène visible dans les méga-dépôts localisés dans les lacs est expliquée par les auteurs grâce à l'effet de seiche. Cet effet remettrait en suspension les sédiments meubles présents dans les fonds des lacs et qui sédimenteraient en un dépôt homogène sans structure (Mulder, et al., 2009). Ce phénomène est similaire à celui observé dans les carottes CIRCEE et en particulier pour les carottes KCIR-10 et KCIR-11 prélevées dans des petits bassins où l'effet de seiche a du engendrer la partie homogène du dépôt.

Les méga-dépôts les plus récents sont généralement corrélés à des événements connus dans la région. Pour les évènements plus anciens, où ils n'existent plus de données historiques, il est plus difficile de les corréler avec des séismes ou des tsunamis.

L'origine du méga-dépôt de la DTL daté à environ 15 ka à partir des données CIRCEE, et daté à environ 17 ka par Polonia, et al. (2013a) n'est pas encore bien contraint. Il s'est déposé durant la remontée du niveau marin (qui fait suite à la dernière période de bas marin daté à environ 18 ka). En Méditerranée, on observe d'autres méga-dépôts qui avaient été interprétés en relation avec le dernier bas niveau (LGM) et le début de remontée du niveau marin : la mégaturbidite d'Herodotus datée à environ 27 ka (Reeder, et al., 1998) et la mégaturbidite du bassin des Baléares datée aux alentours de 18 ka (Rothwell, et al., 2000). Si on se réfère à ces deux exemples, on peut émettre l'hypothèse que le déclenchement de la DTL serait lié aux changements climatiques et plus particulièrement à une décharge terrigène importante lié à la remontée du niveau marin. La variation du niveau marin serait en cause dans un autre exemple de dépôts de mégaturbidites, observées en mer d'Arabie au large du delta de l'Indus. Dans cette zone une série de vingt mégaturbidites a été observée et étudiée (Bourget, et al., 2013). Leurs épaisseurs varient entre 1 et 23 m. Un possible lien entre le niveau marin, le climat et le dépôt de ces turbidites et leurs épaisseurs est supposé par les auteurs. Mais la compréhension et l'origine précise de ces méga-dépôt est encore mal contraint. De plus dans cette région, le climat influence énormément les transferts sédimentaires à cause de la mousson. L'âge de ces dépôts varie entre 21 et 357 ka BP, ces derniers s'arrêtant durant la dernière remontée du niveau marin (Bourget, et al., 2013).

La TTL est le troisième méga-dépôt observé en mer Ionienne grâce aux données sismiques mais l'impossibilité de le dater ne permet pas de connaitre son évènement déclencheur.

De plus trois autres mégaturbidites sont visibles dans les données sismiques CIRCEE. Aucune datation n'a été réalisée sur ces méga-dépôts donc essayer de lier ces dépôts avec des évènements est impossible. Toutefois, comme en mer d'Arabie, on observe une succession de méga-dépôts en plaine abyssale Ionienne. La mise en place de ces dépôts est aussi peut-être liée aux changements climatiques et aux variations du niveau marin.

Name	Location	Volume (km^3)	Thickness (m)	Age ka BP	Triggering	References
Augias	Ionian Sea	65-100	12-24 m	1.585	Earthquake and tsunami	this study
DTL	Ionian Sea	26	2-7 m	15-17	Sea level?	this study; Polonia, et al. (2013a)
TTL	Ionian Sea	200	6-40 m	?	Volcanic Eruption ?	this study; Hieke (2000)
4th mega-deposit	Ionian Sea	?	15-20	?	?	This study
5th mega-deposit	Ionian Sea		12	?	?	This study
6th mega-deposit	Ionian Sea		25	?	?	This study
Herodotus megaturbidite	Herodotus basin	300-400	9-14 m	27	Sea level	Reeder, et al. (2000)
Balearic megaturbidite	Balearic basin	600	8-10 m	18.84	Sea level	Rothwell, et al. (2000)
Mud turbidite	China Sea	15-20	0.2	0.350 ± 40	Tsunami	Wetzel and Unverricht (2013)
Mégaturbidite	Indus fan	0.40-2.79	1.3-23.7	21-357	Sea level	Bourget, et al. (2013)
Megaturbidite	Lac Como (Alps)	3-10.5	3.5	0.820-1.420	Earthquake or sea level	Fanetti, et al. (2008)
Megaturbidites	Lac Icalma (Chile)	?	2.05 (H0)	2.200	Earthquake	Bertrand, et al. (2008)

Tableau IV.3 : Comparaison entre différents méga-dépôts observés dans différents bassins océaniques et lacs avec leurs localisations, leurs épaisseurs, leurs volumes, leurs âges et l'évènement déclencheur.

Chapitre V :
Approche paléosismologique à partir des dépôts turbiditique

V.1 Elaboration du modèle d'âge 163
V.1.1 Détermination des faciès sédimentaires 163
a. Le faciès hémipélagique 163
b. Les sapropèles 164
c. Les téphras : 166
d. Les dépôts gravitaires 168
V.1.2 Mise en place du modèle d'âge 170

V.2 Etude paléosismique à partir des données CIRCEE 178
V.2.1 Sources sédimentaires en fonction des sites de carottage. 178
V.2.2 Période historique (Post-Augias) 182
V.2.3 Les dépôts turbiditiques pré-Augias 186
a. Période Holocène (2 à 10 ka) 186
b. Période glaciaire et déglaciation (10 à 25 ka) 187

V. Approche paléosismologique à partir des dépôts turbiditiques

Ce chapitre, divisé en deux parties, se focalise sur l'élaboration des modèles d'âge qui vont nous permettre par la suite de réaliser une étude paléosismologique à partir des données de carottage acquises pendant la campagne CIRCEE.

V.1 Elaboration du modèle d'âge

Pour une étude paléosismologique par l'analyse des turbidites, il est primordial d'identifier si les séismes et/ou tsunamis sont les seuls évènements déclencheurs des turbidites. Pour cela, deux méthodes sont possibles : l'analyse sédimentologique de chaque turbidite pour identifier les caractéristiques sédimentologiques communes ; la réalisation de modèles d'âge pour corréler les turbidites à partir des intervalles d'âge estimés afin d'identifier les dépôts synchrones (Goldfinger, et al., 2003; Noda, et al., 2008; Beck, 2009).

Le texte qui suit est consacré à la présentation de la réalisation des modèles d'âge le long des carottes sédimentaires de la campagne CIRCEE avec en premier lieu, la détermination des faciès sédimentaires observés puis la création des modèles d'âge.

V.1.1 Détermination des faciès sédimentaires

Les faciès sédimentaires identifiés dans les carottes sédimentaires CIRCEE sont : les dépôts hémipélagiques, les sapropèles, les téphras et les dépôts gravitaires (turbidites et méga-dépôts). Ils sont identifiables par les descriptions sédimentologiques mais également grâce aux données géochimiques (rapport d'éléments chimiques), granulométriques, physiques (densité et susceptibilité magnétique).

a. Le faciès hémipélagique

Le faciès hémipélagique est un dépôt de granulométrie fine (silteux et argileux), gris ou orangé sans structure sédimentaire visible et avec une présence possible de foraminifères (Figure V.1). D'un point de vue géochimique, il se caractérise généralement, par une augmentation du rapport Ca/Ti (entre 20 et 30 en moyenne). Une diminution des rapports Ti/Al (moyenne de 2,7) et du Zr/Rb (moyenne de 1,3) est aussi visible.

Sur les courbes granulométriques, les échantillons prélevés dans le faciès hémipélagique présente un mode principal se trouvant entre 4 et 6 µm.

D'un point de vue colorimétrique, deux types de dépôt hémipélagique sont observés : un dépôt de couleur orangée et un autre de couleur grise. La distinction se fait visuellement car aucun paramètre géochimique, physique ou granulométrique ne permet de différencier ces deux types de dépôt hémipélagique. La variation de couleur serait due à une oxydation plus ou moins importante du sédiment (Giosan, et al., 2002).

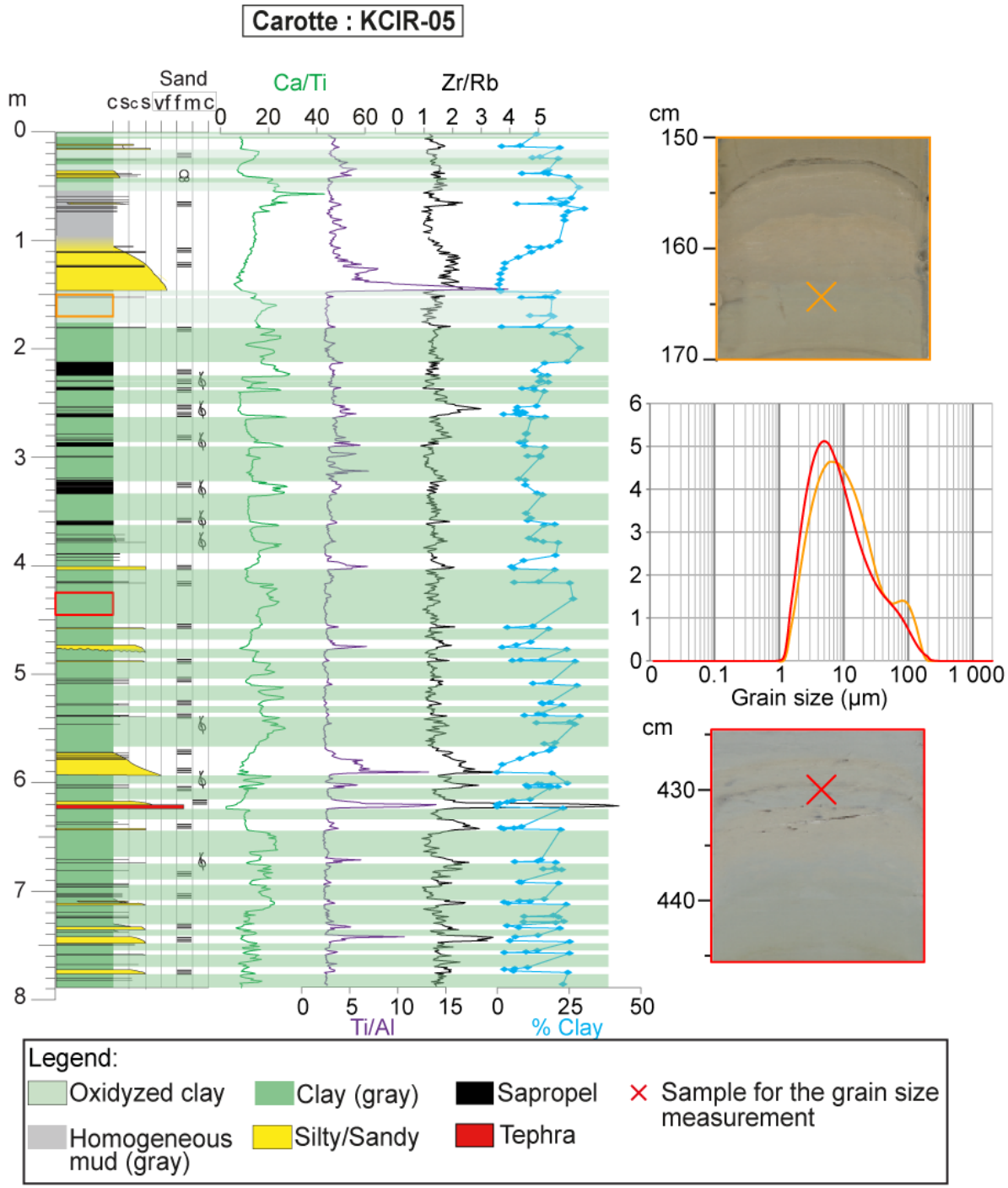


Figure V.1 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 mettant en évidence le faciès hémipélagique, défini à partir des rapports géochimiques tels que Ca/Ti (vert), le Ti/Al (violet) et Zr/Rb (noir). La courbe bleue correspond au pourcentage d'argile. Les rectangles rouge et orange situés sur le log correspondent aux deux zooms des photos. Les courbes granulométriques rouge et orange situées dans le graphique entre les deux photos correspondent à deux échantillons prélevés dans les faciès hémipélagiques et localisés sur les photos par les croix.

b. Les sapropèles

Les dépôts de sapropèle, caractéristiques de la Méditerranée orientale et centrale, sont observés dans plusieurs carottes de la campagne CIRCEE. Dans la plupart des cas, ils sont découpés et intercalés avec des dépôts hémipélagiques et parfois remobilisés par des dépôts turbiditiques (Figure V.2). Les caractéristiques physiques (densité principalement) et les rapports géochimiques (Ca/Ti ;

Zr/Rb ; Ba/Al) permettent de déterminer leurs limites dans les carottes (Figure V.2). La densité de ces dépôts est particulièrement faible (d'une moyenne de 4,6 g.cm^{-3}). Le rapport Ca/Ti augmente dans les sapropèles avec une moyenne de 45 alors que le rapport Zr/Rb diminue (d'environ 1,4). L'élément Barium, un marqueur de matière organique (Emeis, et al., 2000), montre des variations significatives avec une augmentation du rapport Ba/Al observées dans les niveaux de sapropèles.

D'un point de vue granulométrique, les courbes montrent deux modes principaux, autour de 6 µm et entre 60 et 400 µm en fonction des carottes.

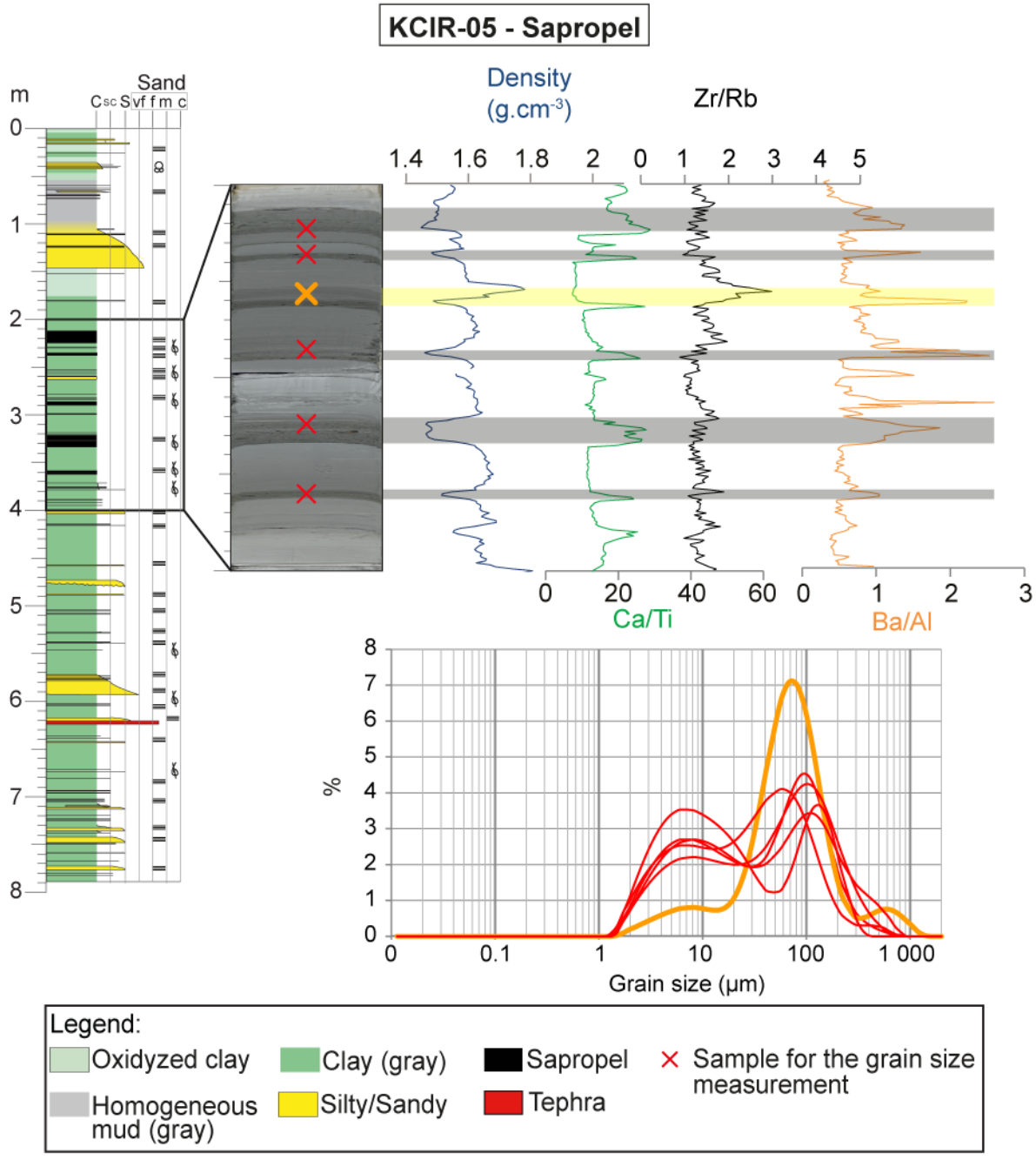


Figure V.2 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 montrant le faciès de sapropèle, défini à partir d'une faible densité (bleu), des rapports géochimiques tels que Ca/Ti (vert), Zr/Rb (noir) et Ba/Al (orange). Les croix sur le zoom photo du dépôt correspondent aux échantillons prélevés dont le spectre granulométrique est représenté en bas à droite.

c. Les téphras :

Des dépôts volcanoclastiques, ou téphras, sont visibles dans cinq carottes de la campagne CIRCEE. Ces dépôts sont généralement marqués par un pic important de susceptibilité magnétique, qui varie entre 60 et 150 $cm^3.g^{-1}$ (Figure V.3). D'un point de vue géochimique, des pics de Zr/Rb (qui varie entre 2,4 et 8,5) et de Ti/Al (en moyenne de 12,5 sur la totalité des dépôts) sont aussi remarqués. Le rapport Ca/Ti est également faible au niveau des dépôts de téphra (variable entre 2,4 et 12).

Les courbes de granulométrie des échantillons prélevés dans ces dépôts présentent un mode principal variable en fonction des carottes (entre 100 et 550 µm).

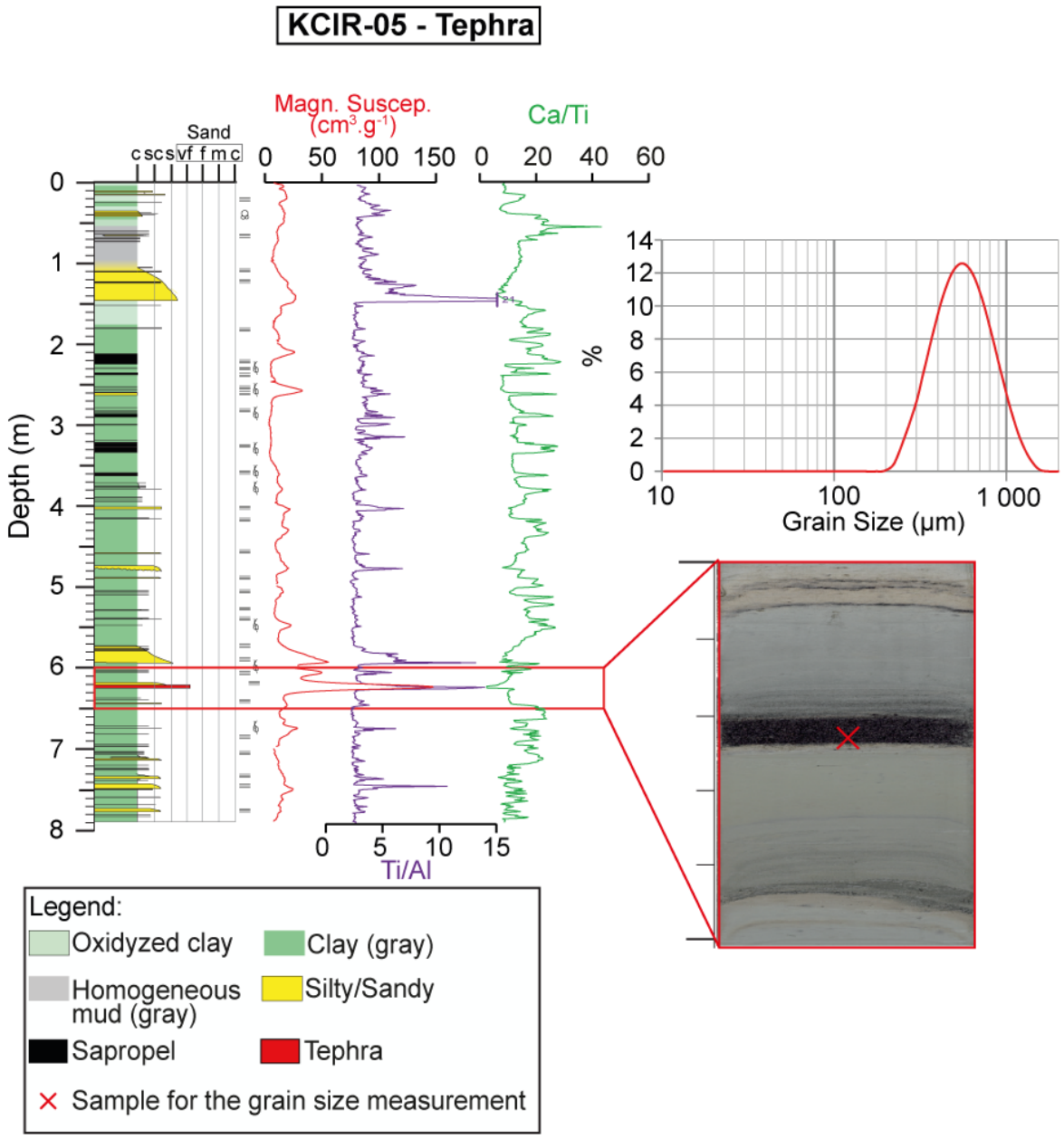


Figure V.3 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 montrant le faciès des téphras, défini à partir d'un pic de susceptibilité magnétique (rouge), des rapports géochimiques tels que Ti/Al (violet) et Ca/Ti (vert). La croix rouge sur le zoom photo du dépôt correspond à un échantillon prélevé dont le spectre granulométrique est représenté dans le graphique en haut à droite.

Les téphras sont particulièrement reconnaissables car ils sont de couleurs noire/brun composés de ponces ou de verres volcaniques (visibles à partir des observations à la loupe binoculaire). Des échantillons de ces particules ont été prélevés pour des études géochimiques plus approfondies (à la microsonde électronique). Les résultats obtenus sont intégrés un diagramme TAS (total alkalin-silica) mis en place par Le Bas, et al. (1986) (Figure V.4). Par exemple, les résultats des analyses sur la carotte KCIR-05 montrent que le téphra est d'origine trachy-andésite et trachy-dacite (Figure V.4). L'analyse géochimique des autres téphras observés dans les carottes CIRCEE montre la même composition.

La comparaison avec des études antérieures sur les téphras (Wulf, et al., 2008; Albert, et al., 2013; Insinga, et al., 2014), nous a permis d'identifier ceux visibles dans les carottes CIRCEE. En effet, ces dépôts présentent la même composition géochimique que le téphra Y1 daté à 16 763 ± 203 ans BP (Insinga, et al., 2014) et le pré-Y1 daté à 18 140 ± 160 ans BP (Insinga, et al., 2014). Ces deux téphras sont issus d'éruptions de l'Etna (Insinga, et al., 2014). Les téphras observés dans les carottes CIRCEE sont donc un de ces deux dépôts volcanoclastiques. Etant un dépôt remanié, il nous est difficile de savoir lequel des deux il s'agit.

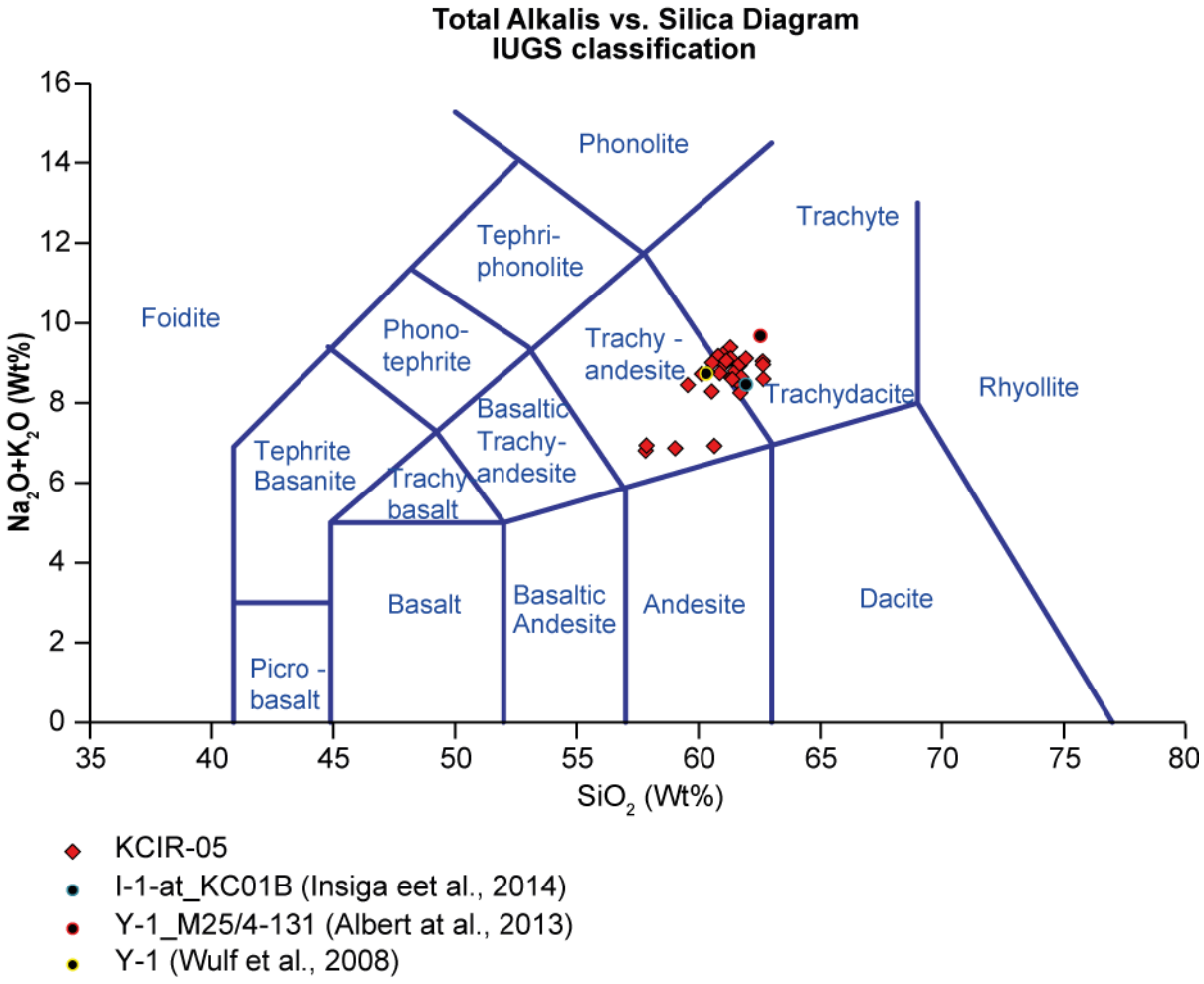


Figure V.4 : Résultats des études géochimiques réalisées avec une microsonde électronique sur des ponces et des verres du téphra de la carotte KCIR-05. Les données sont incorporées au diagramme TAS (Le Bas, et al., 1986) et sont comparées aux données déjà existantes (Wulf, et al., 2008; Albert, et al., 2013; Insinga, et al., 2014) des téphras Y-1 (ou I-1) issue d'une éruption volcanique de l'Etna en 16 ka ou 18 ka.

L'approche par téphrochronologie (datations des sédiments par l'analyse et l'identification de niveaux de téphras connus et datés par ailleurs), aurait pu nous permettre de dater les dépôts afin d'approfondir les modèles d'âge des carottes sédimentaires. Mais les téphras reconnus dans les carottes de la campagne CIRCEE sont soit granoclassés avec des lamines au sommet traduisant un remaniement par des courants de turbidité (exemple dans les carottes KCIR-02, KCIR-05 et KCIR-10). Soit ils ont été déformés lors du carottage (exemple dans les carottes KCIR-11 et KCIR-12). L'utilisation des téphras dans cette étude est donc compromise dans la réalisation des modèles d'âges.

d. Les dépôts gravitaires

Il existe plusieurs types de dépôts gravitaires identifiés dans les carottes de la campagne CIRCEE : les méga-dépôts, les turbidites volcanoclastiques et les turbidites silicoclastiques.

Les méga-dépôts font l'objet d'une étude du chapitre IV, ils ne seront donc pas traiter dans ce chapitre. On en dénombre un, deux ou trois par carotte dans le jeu de données CIRCEE. Les plus épais apparaissent également sur les profils de sondeur de sédiments.

Les turbidites volcanoclastiques sont des turbidites qui ont remobilisé du matériel volcanique et apparaissent ponctuellement. Les turbidites silicoclastiques, qui sont les plus fréquentes dans notre jeu de données, sont des turbidites à base sableuse ou silteuse détritique.

La première étape de l'étude a été d'identifier les limites inférieures et supérieures des dépôts gravitaires dans les carottes, et de définir leurs épaisseurs. Pour cela, l'analyse des variations des paramètres physiques, de la composition chimique, de la granulométrie et les descriptions ont été utilisés (Figure V.5).

De façon générale, les turbidites présentent des caractéristiques communes :

- Granulométrie : Chaque base de dépôts turbiditiques est marquée par une augmentation nette du pourcentage de sable couplée à une diminution du pourcentage d'argile. Les courbes granulométriques montrent, pour les échantillons prélevés à la base, une courbe unimodale. Le mode est toutefois variable en fonction de la turbidite. Le pourcentage de sable diminue vers le sommet de la turbidite.
- Propriétés physiques : Une augmentation de la densité est observée au niveau des dépôts turbiditiques. Certains dépôts enregistrent aussi une augmentation de la susceptibilité magnétique.
- Composition chimique (éléments majeurs) : une augmentation des rapports Zr/Rb et Ti/Al est visible au niveau de chaque dépôt turbiditique ainsi qu'une diminution du rapport Ca/Ti.

La limite précise entre la partie Te de la séquence de Bouma et la reprise de la sédimentation hémipélagique est parfois difficile à identifier. Dans certains cas, en particulier pour les dépôts les plus récents, un pic du rapport Ca/Ti est présent, et se corrèle avec un changement de couleur.

Une fois que les cotes des turbidites ont été bien établies, les épaisseurs cumulées des turbidites et de la sédimentation hémipélagique sont calculées pour le calcul des modèles d'âges.

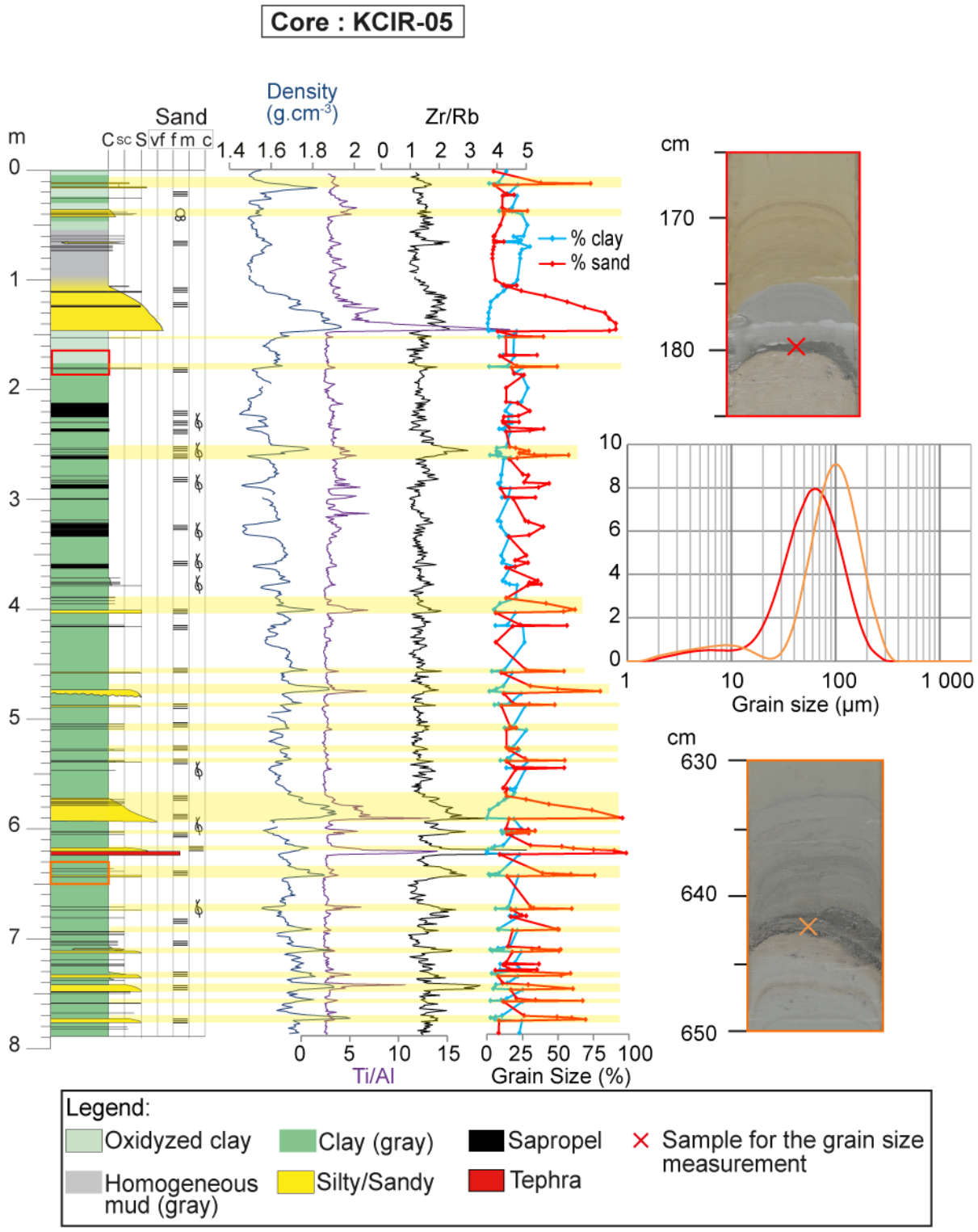


Figure V.5 : Log lithologique de la carotte KCIR-05 mettant en évidence les turbidites, définis à partir d'un pic de la densité (bleu), des rapports d'éléments chimiques tels que Ti/Al (violet) et Zr/Rb (noir) et de la taille des grains (pourcentage d'argile en bleu et pourcentage de sable en rouge). Les rectangles rouge et orange situés sur le log correspondent aux deux zooms des photos. Les courbes granulométriques rouge et orange situées entre les deux photos correspondent à deux échantillons prélevés à la base des turbidites et localisés sur les photos par les croix.

V.1.2 Mise en place du modèle d'âge

La réalisation des modèles d'âge des carottes de la campagne CIRCEE est basée sur des datations ^{14}C intégrées sur le logiciel OxCal 4.2. (III.4.4 Elaboration d'un modèle d'âge). Six carottes CIRCEE ont été sélectionnées pour cette étude : les carottes KCIR-02, KCIR-05, KCIR-08, KCIR-09, KCIR-11, KCIR-12. Les autres carottes n'ont pas pu être utilisées à cause du manque de datation ^{14}C lié à une quantité trop faible de tests de foraminifères planctoniques dans les faciès hémipélagiques. Aucune datation n'a été possible sur les carottes KCIR-01, KCIR-03 et KCIR-04. Pour la carotte KCIR-10, seulement deux datations ont pu être acquises limitant considérablement la précision d'un modèle d'âge.

De plus, la présence du dépôt d'Augias dans cinq des six carottes a engendré une complication dans la réalisation des modèles d'âges. La présence de ce méga-dépôt implique de l'érosion (plus ou moins importante) à sa base, créant ainsi une lacune dans l'enregistrement. L'épaisseur, et donc l'intervalle temporel manquant est particulièrement difficile à estimer et rajoute de l'incertitude dans le modèle. C'est pourquoi, certains modèles d'âges ont été divisés en deux parties, une partie post-Augias et une partie pré-Augias. Cette division a été faite pour les carottes KCIR-05 et KCIR-08 car ce sont les deux carottes qui possèdent des turbidites dans les deux parties (post- et pré-Augias). Différents types de modèles d'âges ont été réalisés :

- Pour les carottes KCIR-09, KCIR-11 et KCIR-12, le modèle d'âge débute à la base du dépôt d'Augias car aucune turbidite n'a été identifiée au sommet de ces carottes.

Le modèle d'âge de la carotte KCIR-09 (Figure V.6) est basé sur trois datations ^{14}C prélevées dans des faciès hémipélagiques (D1 à D3) et une quatrième date a pu être rajoutée grâce à la reconnaissance et la datation de la DTL (turbidite numéro T13). Comme expliqué précédemment, le sommet du modèle d'âge correspond à la base du dépôt d'Augias (turbidite T01) et qui est donc daté à une moyenne de 2 290 ans BP. La base de la carotte est quant à elle, située entre 16 620 et 17 400 ans BP. Ce modèle a permis de dater treize dépôts turbiditiques ainsi que le sommet et la base du sapropèle S1.

Pour la carotte KCIR-11, le modèle a été réalisé à partir de trois dates ^{14}C (D2, D3 et D5) et d'une quatrième datation « importée » (D4) (Figure V.7) grâce à la reconnaissance de la DTL (turbidite T04). La date ^{14}C D1 attribuée au sommet de la carotte n'a pu être utilisée pour ce modèle d'âge car elle se situe entre le sommet et le dépôt d'Augias (elle a été plus utile dans la détermination de l'âge du dépôt d'Augias). Ce modèle dont la médiane des âges est comprise entre 840 ans BP (T02) et 21 380 ans BP (base de la carotte) a permis de dater huit dépôts turbiditiques et le sapropèle S1 (dont l'âge diffère un peu de la littérature).

Le modèle d'âge de la carotte KCIR-12 (Figure V.8) est basé sur deux dates ^{14}C, complété par une troisième date placée sous la DTL (importé de la carotte KCIR-05). La datation de neuf dépôts turbiditiques et du sapropèle S1 est comprise entre 3 400 ans BP, ce qui correspond à l'âge moyen de la turbidite T01, et 25 400 ans BP, qui est la moyenne de la base de la carotte.

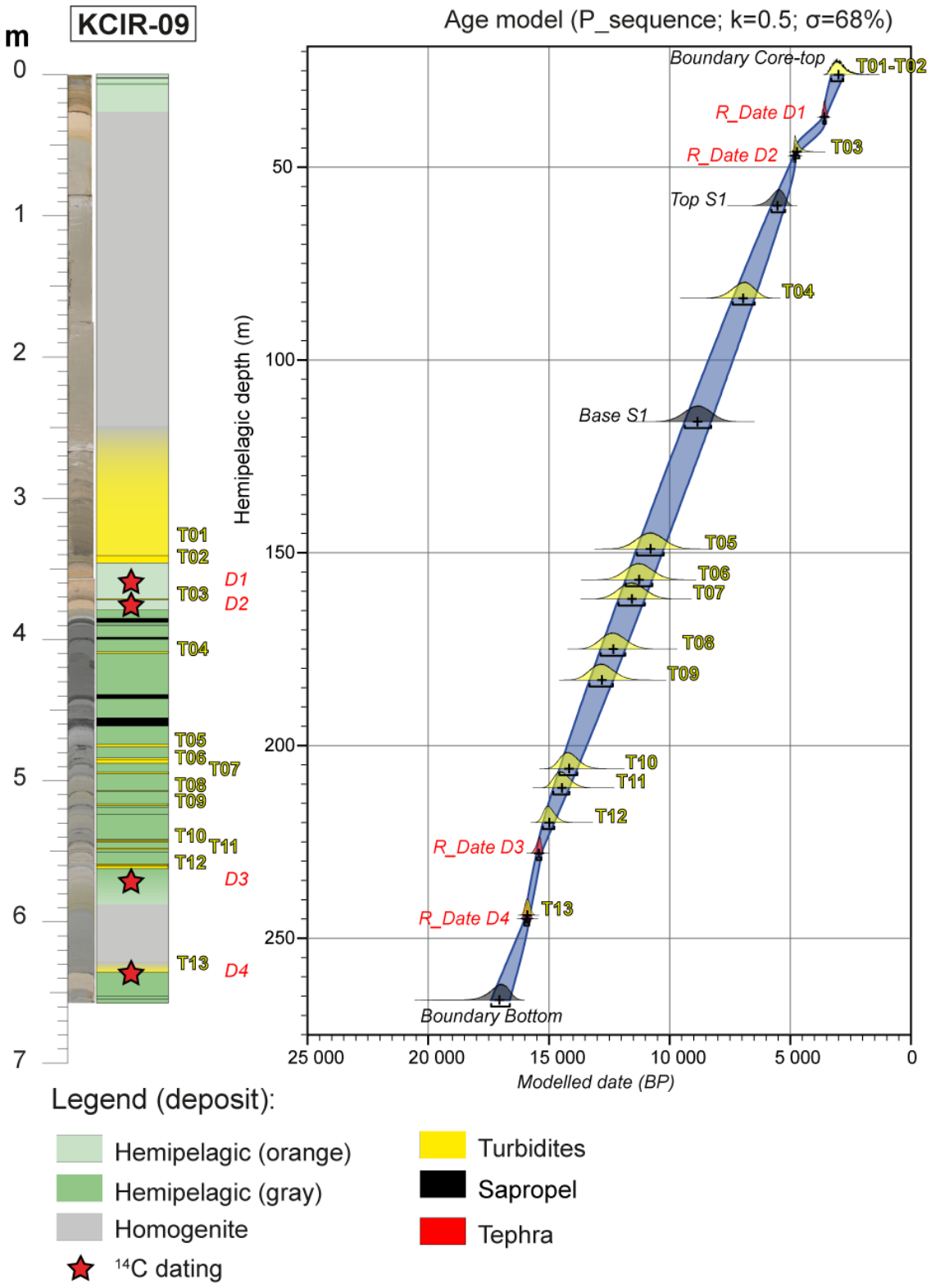


Figure V.6 : Modèle âge de la carotte KCIR-09 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge).

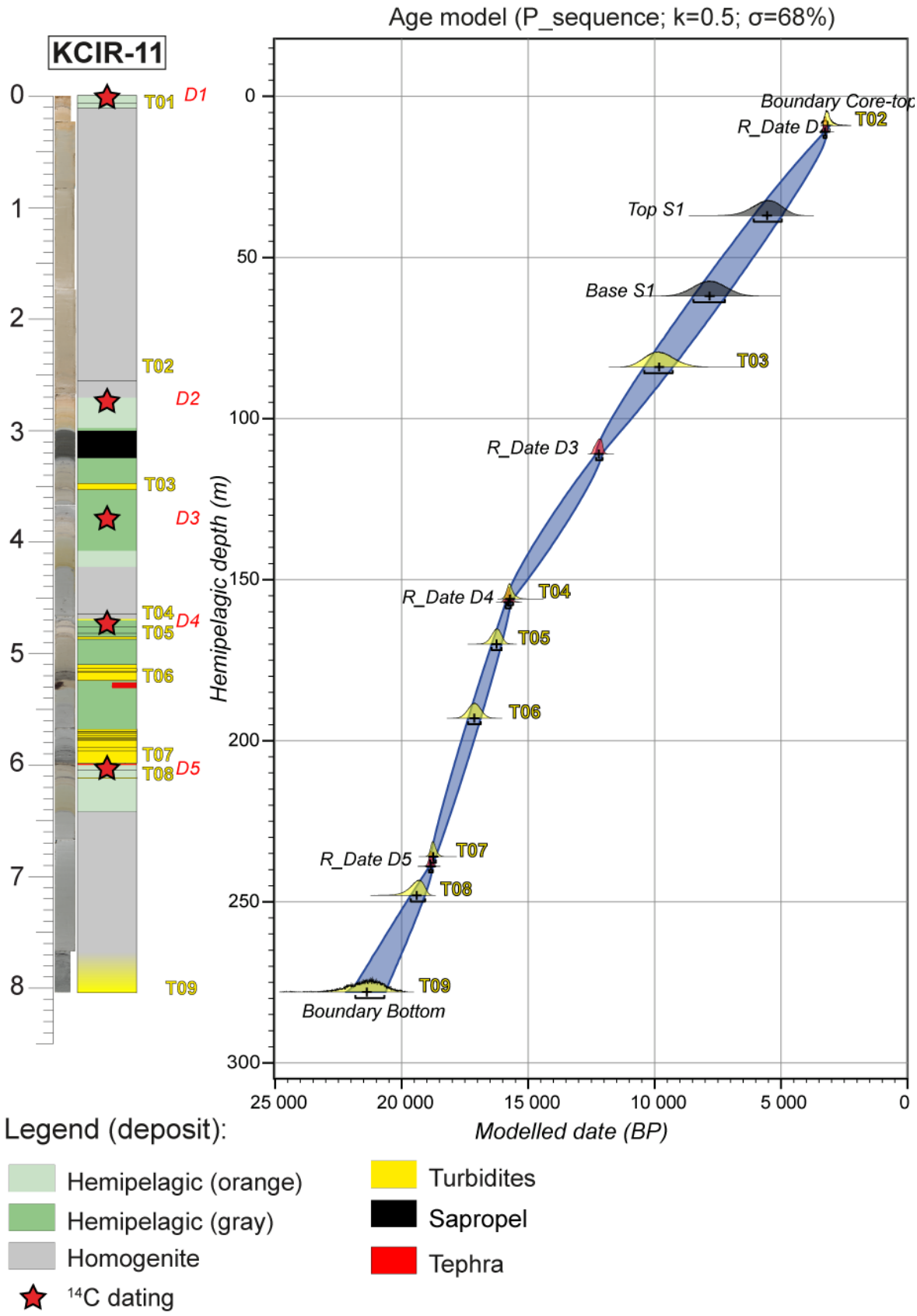


Figure V.7 : Modèle âge de la carotte KCIR-11 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge).

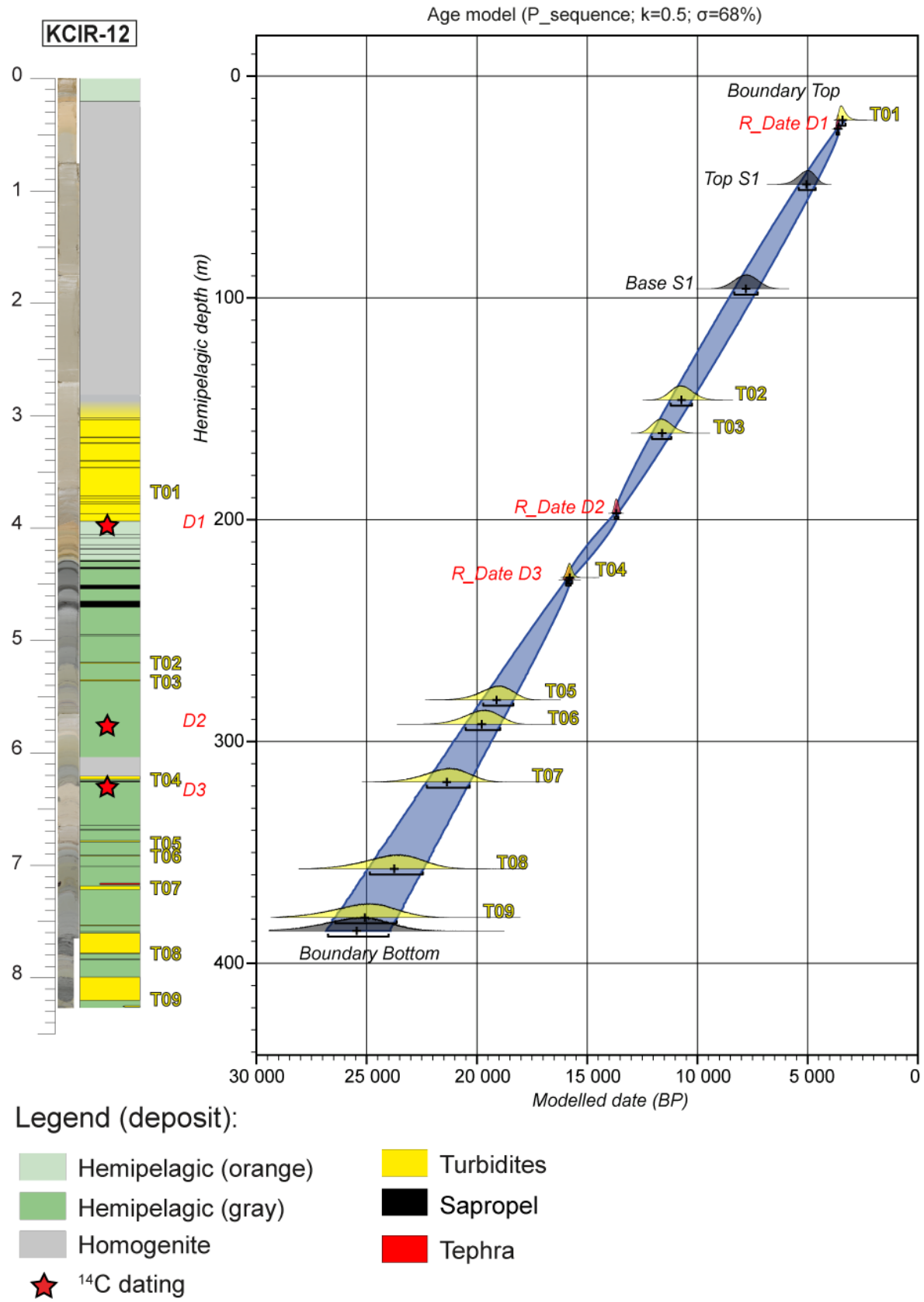


Figure V.8 : Modèle âge de la carotte KCIR-12 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge).

- Pour la carotte KCIR-08, deux modèles d'âge ont été calculés séparément : un modèle post-Augias à partir des deux datations réalisées sous deux turbidites et un modèle pré-Augias à partir des deux autres datations ^{14}C réalisées sous le méga-dépôt. Les deux modèles ont été regroupés par la suite (Figure V.9). Le premier modèle (post-Augias) prend en compte les quatre premiers dépôts turbiditiques. Le sommet de la carotte est compris entre 6 et 438 ans BP. Le second modèle (pré-Augias) débute au niveau de la base du dépôt d'Augias (T05) et permet de connaitre l'âge de six dépôts turbiditiques. La base est située entre 10 830 ans et 11 070 ans BP., ce qui fait de cette carotte, celle qui recouvre le moins de temps parmi le jeu de données utilisées pour cette étude.

- Pour la carotte KCIR-05, deux modèles ont aussi été réalisés. Un premier modèle d'âge pré-Augias a pu être fait grâce aux quatre dates ^{14}C prélevée sur la carotte. Mais, le calcul des turbidites post-Augias a été plus complexe à cause de la présence que d'une seule date dans cet intervalle. Donc, dans un premier temps, un second modèle d'âge a été effectué sur toute la longueur de la carotte (en incluant le dépôt d'Augias malgré l'érosion potentielle à sa base). Puis, les parties pré-Augias des deux modèles d'âges ont été comparées et montre une différence au niveau des âges relativement faible (de l'ordre de moins de 20 ans de différences) jusqu'à la turbidite T14. Le modèle final utilisé (Figure V.10) pour cette carotte se compose donc du modèle pré-Augias pour les dépôts T04 à T23 et du second modèle d'âge pour les dépôts post-Augias (T01 à T03). La fenêtre de temps recouverte par cette carotte est d'environ 0 ans BP (pour le sommet) à 21 890 ans BP pour sa base et datant ainsi 23 dépôts turbiditiques et le sapropèle S1.

- Pour la KCIR-02, le dépôt d'Augias n'étant pas visible, un seul modèle d'âge a été réalisé sur toute la longueur de la carotte à partir trois dates ^{14}C (Figure V.11). Deux dates ont pu être rajoutées par la suite sous les deux premiers dépôts turbiditiques de la carotte grâce à leur corrélation avec deux autres dépôts de la carotte KCIR-08. En effet, après une comparaison entre chaque modèle d'âge, il a été remarqué que ces quatre dépôts avaient des âges similaires. L'incorporation de ces deux dates supplémentaires permet de renforcer le modèle d'âge dans le logiciel OxCal. Au final, la carotte KCIR-02 recouvre une période de temps allant de 491 ans BP jusqu'à 15 450 ans BP, ce qui permet la datation de 31 dépôts turbiditiques et du sapropèle S1.

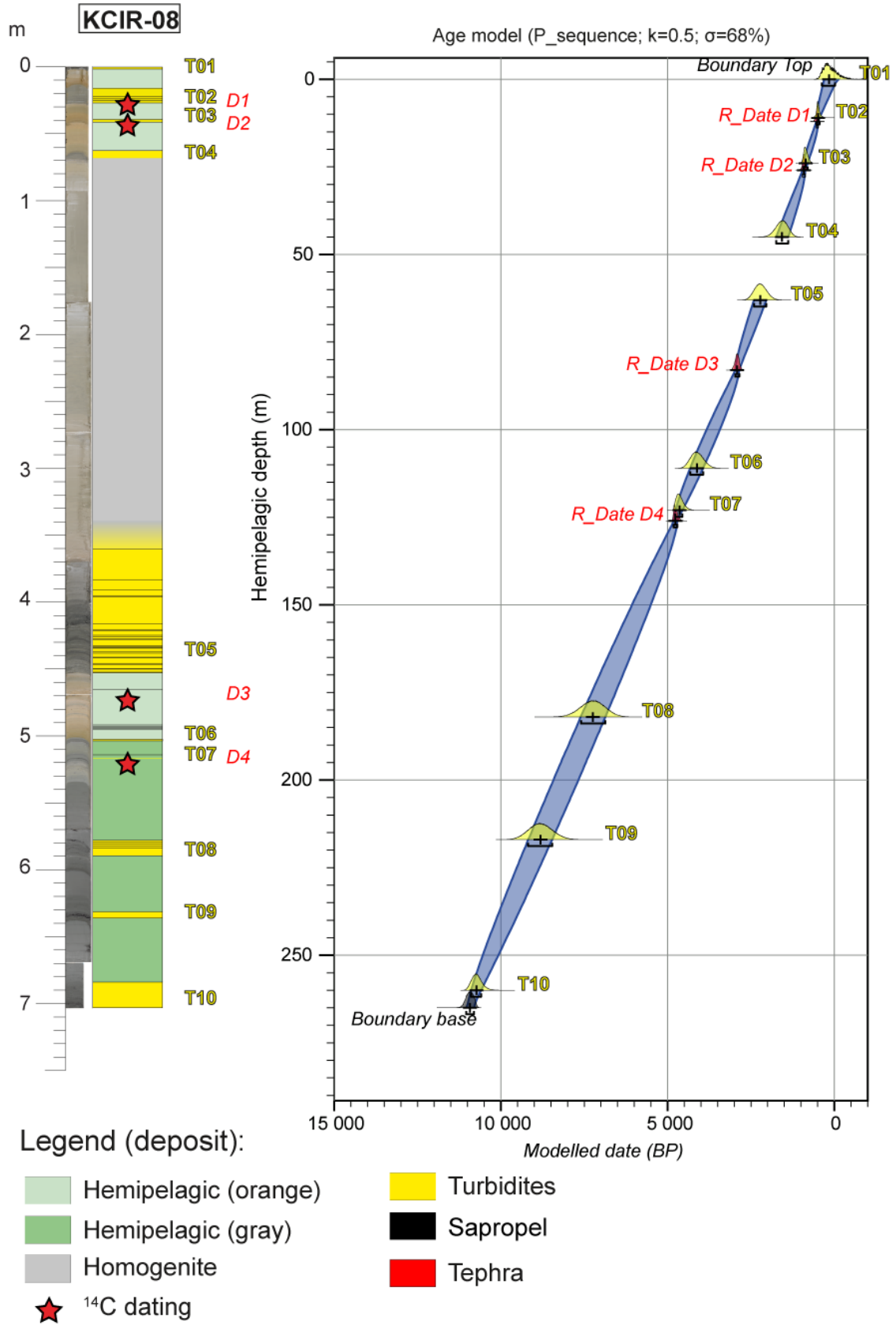


Figure V.9 : Représentation des deux modèles âges post- et pré-Augias assemblés, de la carotte KCIR-08 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge).

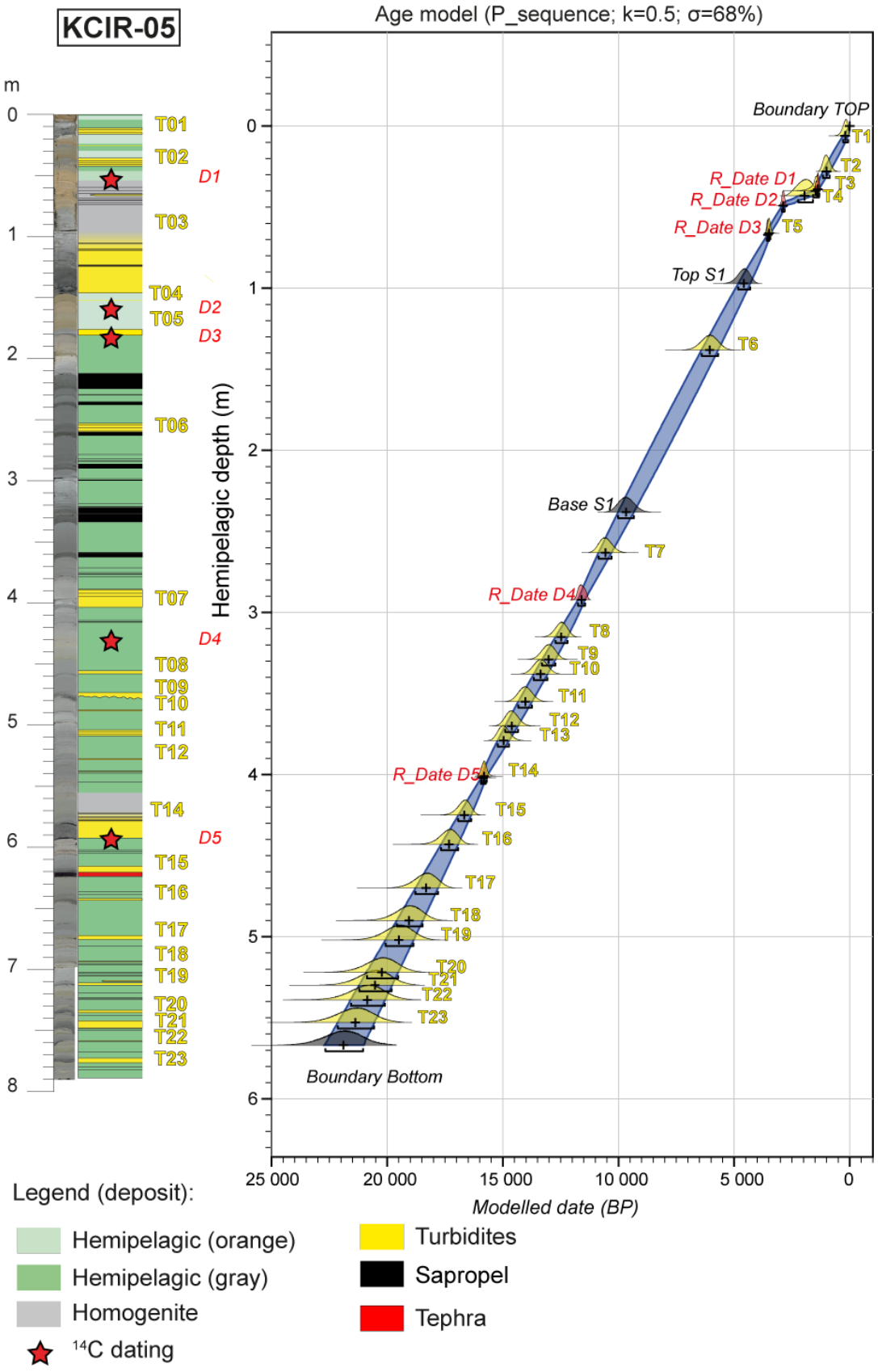


Figure V.10 : Modèle âge de la carotte KCIR-05 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge).

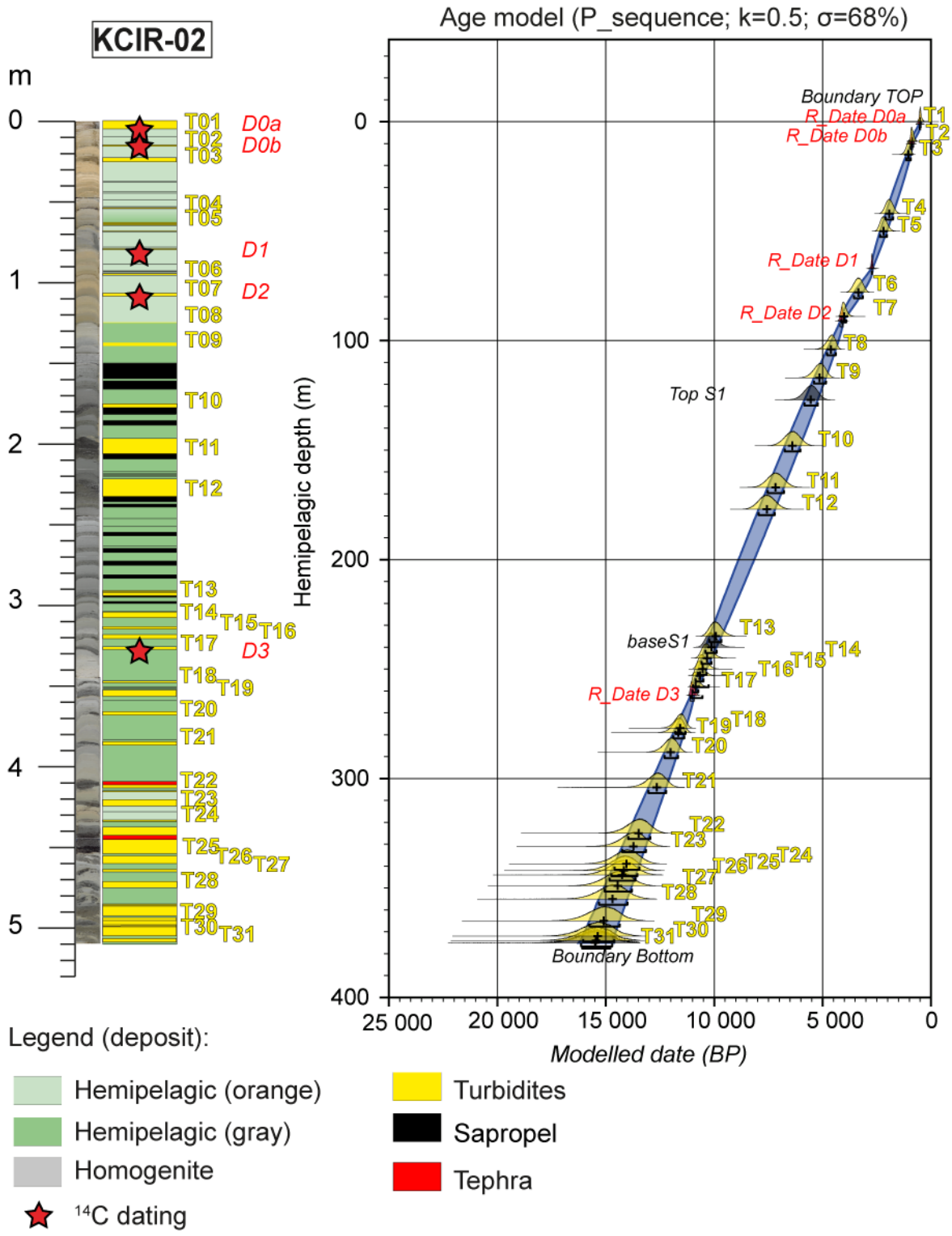


Figure V.11 : Modèle âge de la carotte KCIR-02 obtenu à partir du logiciel OxCal associé au log sédimentologique simplifié de la carotte et de sa photographie, représentant les différents dépôts. Le modèle d'âge est représenté sous forme d'un diagramme temps vs profondeur avec les âges de chaque dépôt turbiditique identifié dans la carotte (turbidites en jaune et le sommet et la base du sapropèle S1 en noir) ainsi que les âges ^{14}C (en rouge).

Chaque modèle réalisé permet d'obtenir un âge pour chaque dépôt turbiditique. Ensuite, les turbidites sont corrélées entre les carottes. La corrélation basée sur les âges de chaque dépôt devrait pouvoir être vérifiée, avec des données sédimentologiques, physiques (densité, susceptibilité magnétique) et géochimiques (rapport entre élément chimique). Mais dans le cas des carottes de la campagne CIRCEE, la plupart des turbidites présentent les mêmes caractéristiques. Seul les méga-dépôts présentent des caractéristiques particulières qui permettent de les différencier des dépôts turbiditiques.

Pour cela, la détermination de chaque faciès sédimentaire doit être la plus précise possible. Cependant, des incertitudes sont à prendre en compte dans ces études, sur la position exacte du sommet d'une turbidite ou sur le faible nombre de point de datation au ^{14}C.

Plusieurs calculs ont été ensuite réalisés tels que les taux de sédimentation, la fréquence de dépôts des turbidites (nombre de dépôts turbidites par tranches 1000 ans) et les temps de récurrences (entre chaque événement).

L'interprétation des modèles d'âge et à la description des carottes, permet de distinguer deux périodes principales pour les dépôts turbiditiques :

- Les dépôts post-Augias (ayant eu lieu après le méga-dépôt d'Augias) correspondent à la période historique (0-2 ka). L'âge des turbidites déposées durant cette période peut être comparé à une base de données des séismes historiques, des tsunamis et des éruptions volcaniques connues.

- Les dépôts pré-Augias (ayant eu lieu avant le dépôt d'Augias) couvrent une période de temps allant jusqu'à la dernière période glaciaire. La carotte recouvrant la période de temps la plus longue est la carotte KCIR-12. On estime qu'elle couvre environ 25 Ka. Elle a donc enregistré le dernier bas niveau marin (maximum glaciaire). La difficulté de réaliser une étude paléosismologique sur cette période de temps est liée au fait que les conditions eustatiques et climatiques ont variées fortement impliquant des modifications de l'activité gravitaire sous-marine (apports sédimentaires modifiés, courants hyperpycnaux liés à la connexion des rivières en période de bas niveau…). L'enregistrement des turbidites est donc difficilement interprétable en termes de paléoséismes. L'interprétation et l'origine des dépôts turbiditiques est un point crucial des études paléosismologique à long terme (au-delà de 2 ka) et va donc faire l'objet d'un discussion approfondie dans la suite de cette étude.

V.2 Etude paléosismique à partir des données CIRCEE

La détermination des modèles d'âges et la corrélation des dépôts turbiditiques nous a permis de distinguer trois périodes pour la suite de l'étude : la période historique (dépôts post-Augias) et deux autres périodes correspondant aux dépôts pré-Augias, la période Holocène et la période glaciaire. Avant d'étudier les dépôts de ces trois périodes, il est important d'identifier les sources sédimentaires potentielles de chacune des six carottes.

V.2.1 Sources sédimentaires en fonction des sites de carottage.

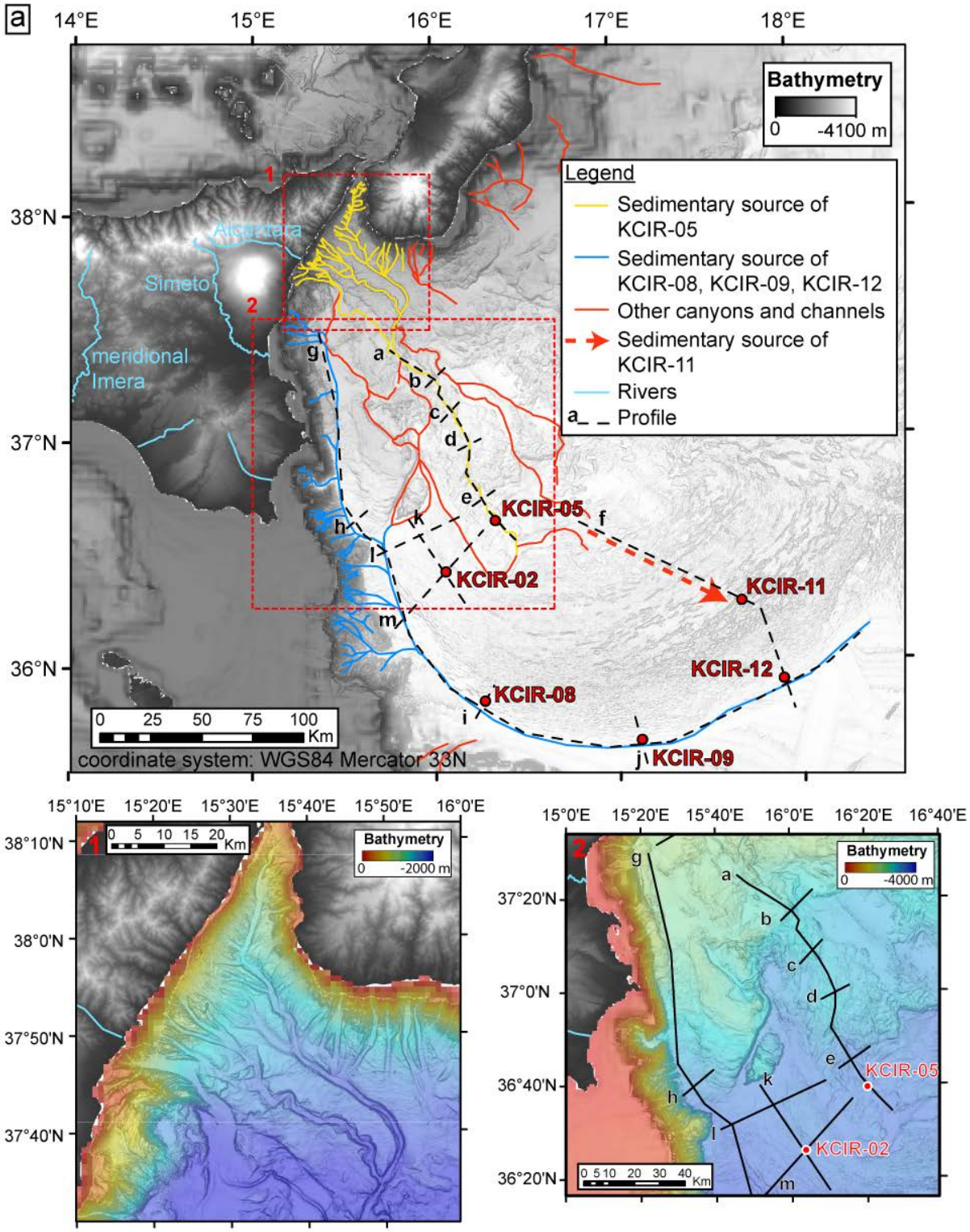
Afin de reconnaitre si un séisme est l'évènement déclencheur, le critère de synchronicité entre des dépôts de même âge ayant des sources sédimentaires différentes peut être utilisé (Adam, 1990; Goldfinger, et al., 2003). Les carottes doivent être suffisamment espacées pour être alimentées par des systèmes sédimentaires différents. Notre zone d'étude est relativement restreinte mais des sources sédimentaires différentes sont identifiables grâce aux études morpho-bathymétriques de la région (Figure V.12).

La carotte KCIR-05 est alimentée quasi exclusivement par le détroit de Messine et la marge Nord-Est Sicilienne d'après les canyons et chenaux repérés sur la bathymétrie du fond marin (Figure V.12). Les principaux canyons sont reliés en amont à des cours d'eaux Siciliens et Sud Calabre (dont l'Alcàntara, en Sicile). Dans cette zone, le plateau continental est très étroit (de 1 à 5 km en moyenne), raccourcissant ainsi la zone de stockage de matériel sédimentaire à proximité du littoral.

Les carottes KCIR-08, KCIR-09 et KCIR-12 sont alimentées par un grand chenal sous-marin le long du front de déformation, lui-même alimenté par plusieurs canyons situés au niveau de la marge Est-Sicilienne (Figure V.12). Le plateau continental s'élargit entre le sud de l'Etna et la pointe sud de l'est de la Sicile (de 1 à 15 km de large). Quelques cours d'eau et rivières (la rivière Simeto, l'Anapo, la Ciane…) alimentent des têtes de canyons.

Pour la carotte KCIR-02, la position des chenaux indique que les dépôts identifiés sont soit issus du détroit de Messine ou de la marge Est-Sicilienne, soit d'un mélange des deux sources (Figure V.12).

La carotte KCIR-11 a été prélevée dans un bassin perché au sud du prisme calabrais. Aucun chenal ne l'alimente directement. Les processus sédimentaires à l'origine des dépôts observés dans cette carotte peuvent donc être diverses. En effet, les dépôts turbiditiques décrit dans cette carotte peuvent être dus à des déstabilisations et des remobilisations locales des sédiments déjà présents. Soit les turbidites observées sont liées à des courants de turbidités plus lointains. Dans ce cas, deux sources sédimentaires sont possibles et expliquerais la présence d'éléments silteux ou sableux à la base des dépôts. La première source serait issue de la partie Nord du prisme avec un remplissage bassin par bassin et une alimentation initiale par les mêmes chenaux que pour la carotte KCIR-05 (donc une source sédimentaire originaire du détroit de Messine). La seconde source possible proviendrait de la marge Est-Sicilienne. Les dépôts turbiditiques de la carotte KCIR-11 seraient dus au débordement des courants de turbidité qui alimentent les carottes KCIR-08, KCIR-09 et KCIR-12.


a
14°E
15°E
16°E
17°E
18°E
38°N
37°N
36°N
Bathymetry
0 -4100 m
Legend
Sedimentary source of KCIR-05
Sedimentary source of KCIR-08, KCIR-09, KCIR-12
Other canyons and channels
Sedimentary source of KCIR-11
Rivers
a_ _ Profile
Alcantara
Simeto
meridional Imera
1
2
a
b
c
d
e
f
g
h
i
j
k
l
m
KCIR-05
KCIR-02
KCIR-11
KCIR-12
KCIR-08
KCIR-09
0 25 50 75 100 Km
coordinate system: WGS84 Mercator 33N
15°10'E
15°20'E
15°30'E
15°40'E
15°50'E
16°0'E
38°10'N
38°0'N
37°50'N
37°40'N
0 5 10 15 20 Km
Bathymetry
0 -2000 m
15°0'E
15°20'E
15°40'E
16°0'E
16°20'E
16°40'E
37°20'N
37°0'N
36°40'N
36°20'N
Bathymetry
0 -4000 m
KCIR-05
KCIR-02
0 5 10 20 30 40 Km

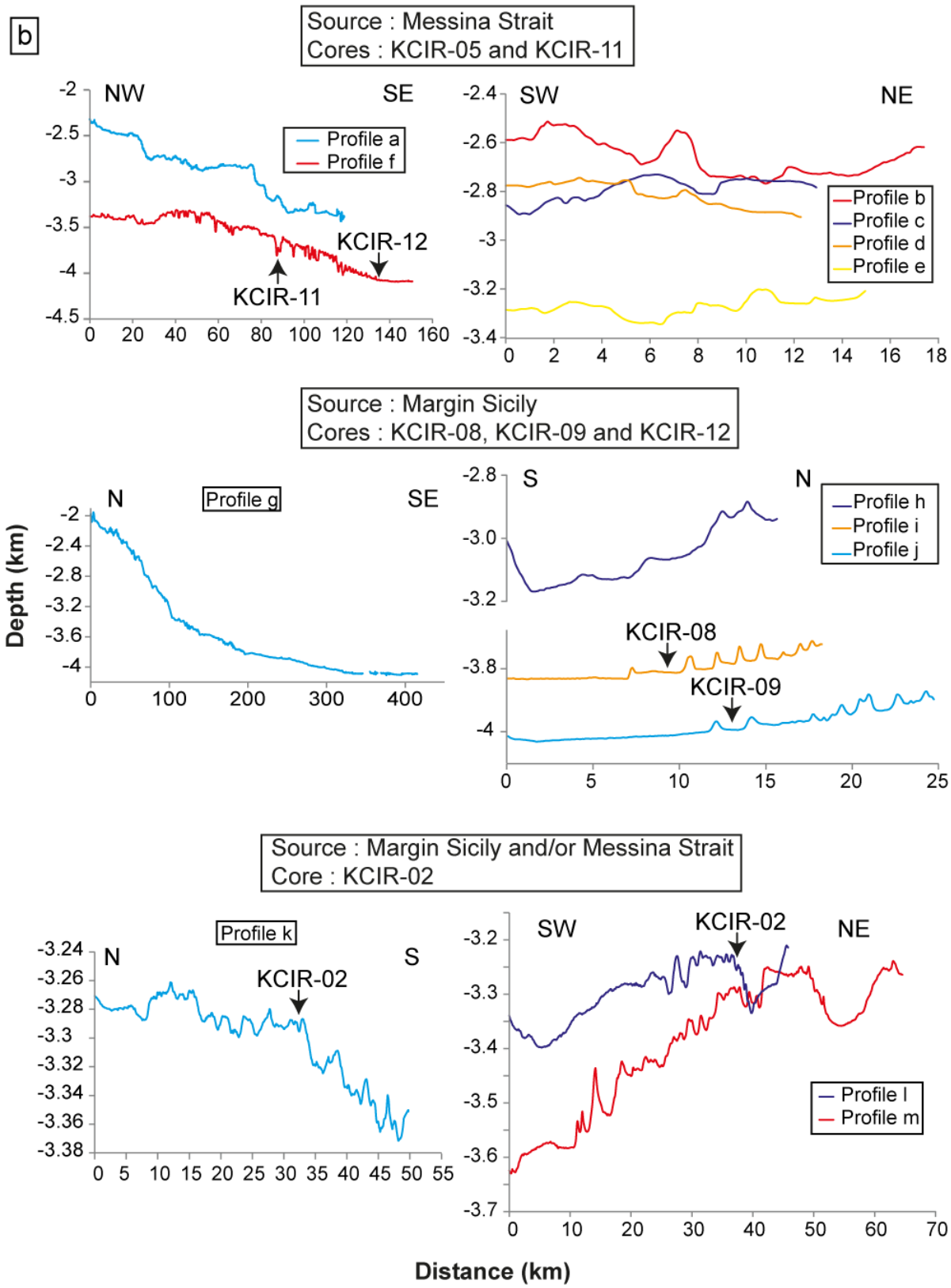


Figure V.12 : a) Carte illustrant les différentes trajectoires potentielles des courants de turbidités qui alimentent les carottes. En jaune, les canyons et chenaux qui alimentent la carotte KCIR-05 et potentiellement la carotte KCIR-11, en bleu, les canyons et chenaux de la marge Est-Sicilienne qui alimentent les carottes KCIR-08, KCIR-09 et KCIR-12 et en rouge, les autres chenaux visibles dont certains alimentent la carotte KCIR-02. Deux zooms de la carte bathymétrique, au niveau du détroit de Messine (1), et le long de la marge Est Sicilienne (2). b) Profils bathymétriques localisés sur les cartes par des traits noirs et illustrant la morphologie à différents endroits du prisme Calabrais en coupe.

V.2.2 Période historique (Post-Augias)

La période instrumentale d'enregistrement de séismes en Italie recouvre les derniers 110 ans (site ISC-GEM) et les périodes plus anciennes sont documentées grâce à de nombreux écrits. En effet la Méditerranée est le berceau de nombreuses civilisations qui ont laissé des traces comme des écrits relatant différents évènements tels que les tsunamis et les séismes. Cela a permis de compléter des bases de données grâce à des études faites par les historiens (compilation de plusieurs bases de données des séismes et tsunamis dans la région : Tableau II.1.) et d'estimer la magnitude de ces séismes.

Parmi les carottes de la campagne CIRCEE, trois d'entre elles ont enregistré des dépôts turbiditiques post-Augias : les carottes KCIR-02, KCIR-05 et KCIR-08. Durant l'intervalle de temps 0-2 ka, cinq dépôts turbiditiques sont identifiés dans la carotte KCIR-08, trois dans la carotte KCIR-05 et trois dans la carotte KCIR-02. Parmi ces dépôts, le méga-dépôt d'Augias est clairement identifié dans les carottes KCIR-05 et KCIR-08 (Figure V.13). Dans la carotte KCIR-02, ce méga-dépôt n'est pas visible. Toutefois, on remarque un pic du rapport Ca/Ti vers 35 cm, qui est similaire à celui visible dans la carotte KCIR-05 (vers 55 cm). Ce pic correspond au sommet du dépôt d'Augias. Les dépôts de la carotte KCIR-02 postérieur à ce pic de Ca/Ti sont donc considérés comme des dépôts post-Augias (Figure V.13).

Grâce aux modèles d'âge, chaque dépôt turbiditique a été daté et cela a permis de calculer le temps de récurrence entre chaque turbidite dont la moyenne varie entre 350 et 580 ans (Tableau V-1).

	0-2 ka		*2-10 ka*		*10-26 ka*		*Average age bottom*
cores	numbers of turbidites	recurrence time (yrs)	numbers of turbidites	recurrence time (yrs)	numbers of turbidites	recurrence time (yrs)	
KCIR-02	4	480	11	890	17	320	15453
KCIR-05	3	580	2	3500	16	675	21887
KCIR-08	5	350	4	1560	1		10954
KCIR-09	1		3	2350	9	640	17053
KCIR-11	1		1		6	1131	21374
KCIR-12	1		0		8	2275	25327

Tableau V.1 : Nombre de turbidites et temps de récurrence entre ces dépôts par carottes.

La corrélation entre les dépôts des trois carottes s'est faite essentiellement à partir des modèles d'âge. Les études sédimentologiques et les données issues des analyses physiques et chimiques ne permettent pas de faire de corrélation précise pour chaque dépôt.

Dans un premier temps, les modèles d'âge ont permis de corréler la turbidite T01 de la KCIR-08 avec la T01 de la KCIR-05 ainsi que la T02 et T03 de la KCIR-08 avec la T01 et T02 de la KCIR-02. Et pour finir la T03 de la KCIR-02 a été corrélé avec la T02 de la KCIR-05 (Figure V.14), créant ainsi quatre évènements (E1, E2, E3 et E4).

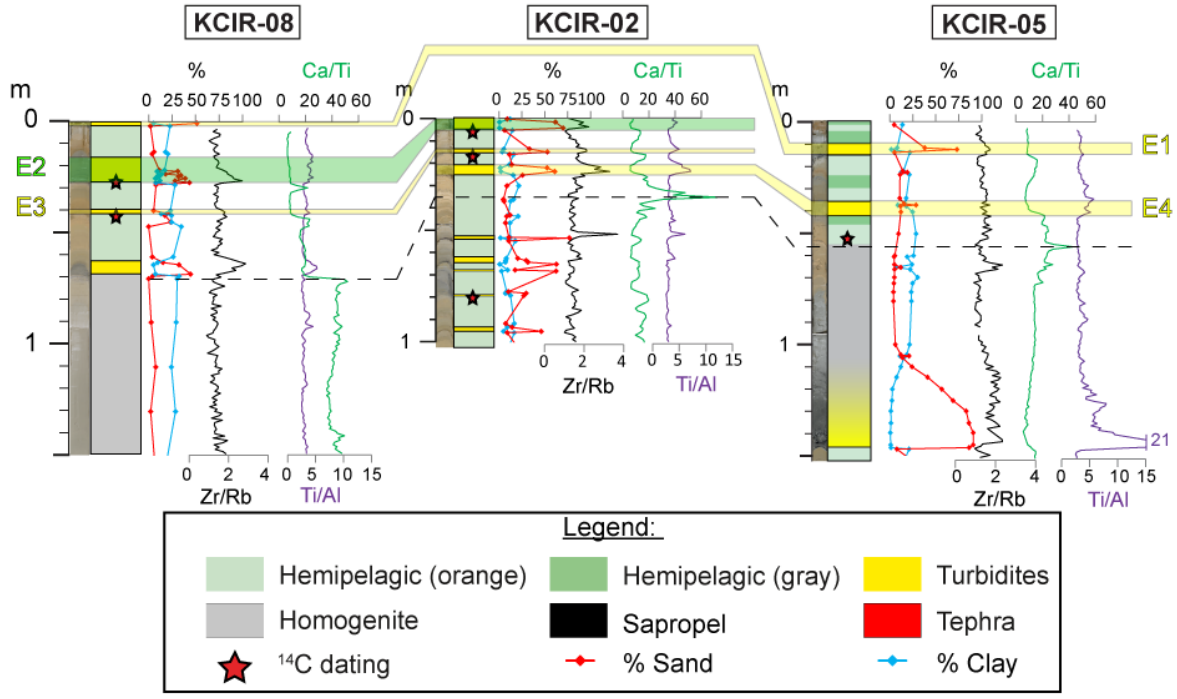


Figure V.13 : Corrélation entre les dépôts turbiditiques des trois carottes KCIR-08, KCIR-02 et KCIR-05 durant la période historique (post-Augias). Ces corrélations sont basées sur les modèles d'âges et les turbidites sont corrélées par la suite avec différents évènements (Figure V.14). La figure comporte pour chaque carotte, son log simplifié avec la photographie ainsi que le pourcentage de sable et d'argile, et trois rapports géochimiques (Zr/Rb en noir ; Ti/Al en violet et Ca/Ti en vert).

Les évènements ont été ensuite comparés à la base de données des séismes, et tsunamis historiques et les éruptions de l'Etna. En effet, des études antérieures ont montré que des séismes de magnitude supérieure à 6,5 et des tsunamis étaient les évènements déclencheurs les plus probables des courants de turbidités dans la région (Ryan and Heezen, 1965; Polonia, et al., 2013b).

Pour l'évènement E1, la fenêtre de temps obtenue avec l'âge des turbidites (74-281 ans BP) recoupent plusieurs séismes de magnitude supérieure à 6,5. Durant cette période le séisme de plus forte magnitude (associé à un tsunami) est celui de 257 ans BP (1693 AD) (Mw=7,4) localisé à l'Est de la Sicile. Un dépôt similaire est aussi identifié dans la carotte CALA05, localisée proche de la carotte KCIR-08 et étudiée par Polonia, et al. (2013b); (2016a). Le séisme de 1693 AD est le déclenchement le plus probable (Figure V.14). Cet évènement est observé dans la carotte KCIR-05 (dont la source sédimentaire est le détroit de Messine) et la carotte KCIR-08 (dont la source sédimentaire principale est la marge Est-Sicile). L'évènement aurait donc eu un impact sur toute la partie Nord-Est du prisme Calabrais (Figure V.15).

L'évènement E2 regroupe deux turbidites localisées dans les carottes KCIR-02 et KCIR-08. La fenêtre de temps proposée de 450 à 553 ans BP pour ces deux dépôts, ne recoupe aucun séisme historique dont la magnitude serait supérieure à 5,5 (répertoriés dans la base de données). Mais durant cette même période, une partie du sommet du cratère de l'Etna s'est effondrée suite à son éruption (en 500 ans BP) (Figure V.14). Cet effondrement a probablement mobilisé et déstocké une

importante quantité de sédiment issue de l'effondrement du cratère de l'Etna, ainsi que, des sédiments déjà stockés sur la marge Est-Sicilienne. Il est donc possible que cet événement volcanique soit à l'origine des turbidites observées dans les carottes. De plus, à cette même période, aucun dépôt n'a été retrouvé dans la carotte KCIR-05 (dont la source sédimentaire est du détroit de Messine) donc l'évènement à l'origine des dépôts turbiditiques n'a affecté que la marge Est-Sicilienne (Figure V.15). On peut aussi remarquer qu'aucune différenciation n'est possible d'un point de vue sédimentologique, granulométrique et géochimique entre ces dépôts turbiditiques de l'évènement E2 et les autres évènements.

Les dépôts turbiditiques observés dans la carotte KCIR-02 et KCIR-08, correspondant à l'évènement E3, ont une fenêtre de temps comprise entre 802 et 928 ans BP. Cette dernière ne recoupe qu'un seul séisme, celui de 825 ans BP (1125 AD) localisé à Syracuse de magnitude 5,8 (Figure V.14). Aucune turbidite n'est présente à cette même période dans la carotte KCIR-05. Si le séisme est bien l'origine de ces deux dépôts, on peut émettre l'hypothèse que sa magnitude est trop faible pour déclencher des instabilités gravitaires jusqu'au niveau du détroit de Messine (Figure V.15).

Le dernier évènement post-Augias observé dans les carottes de la campagne CIRCEE (E4) regroupe deux dépôts turbiditiques identifiés dans les carottes KCIR-02 et KIR-05. La fenêtre de temps de 937 à 1126 ans BP recoupe aussi un seul séisme connu de magnitude 6,3 en 1097 ans BP (853 AD) dont l'épicentre a été localisé au niveau du détroit de Messine (Figure V.14). Comme aucun dépôt lié à cet évènement n'est visible dans la carotte KCIR-08, il est possible que la magnitude n'ait pas été assez importante pour déstabiliser du sédiment présent sur la marge Est-Sicilienne (Figure V.15).

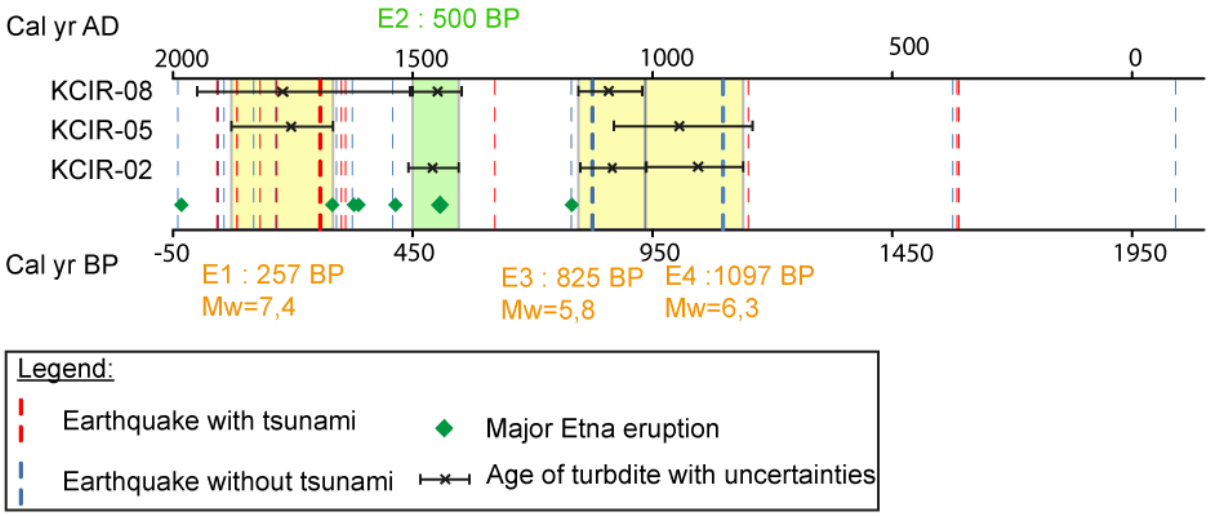


Figure V.14 : Dépôts turbiditiques post-Augias des trois carottes associés aux évènements connus dans la région tels que les séismes associés à des tsunamis (trait pointillé rouge), les séismes sans tsunamis (trait en pointillé bleu) et les éruptions majeurs de l'Etna (point vert). Les âges des dépôts turbiditiques sont donnés avec leurs incertitudes (traits noirs avec la croix correspondant à la médiane de l'âge).

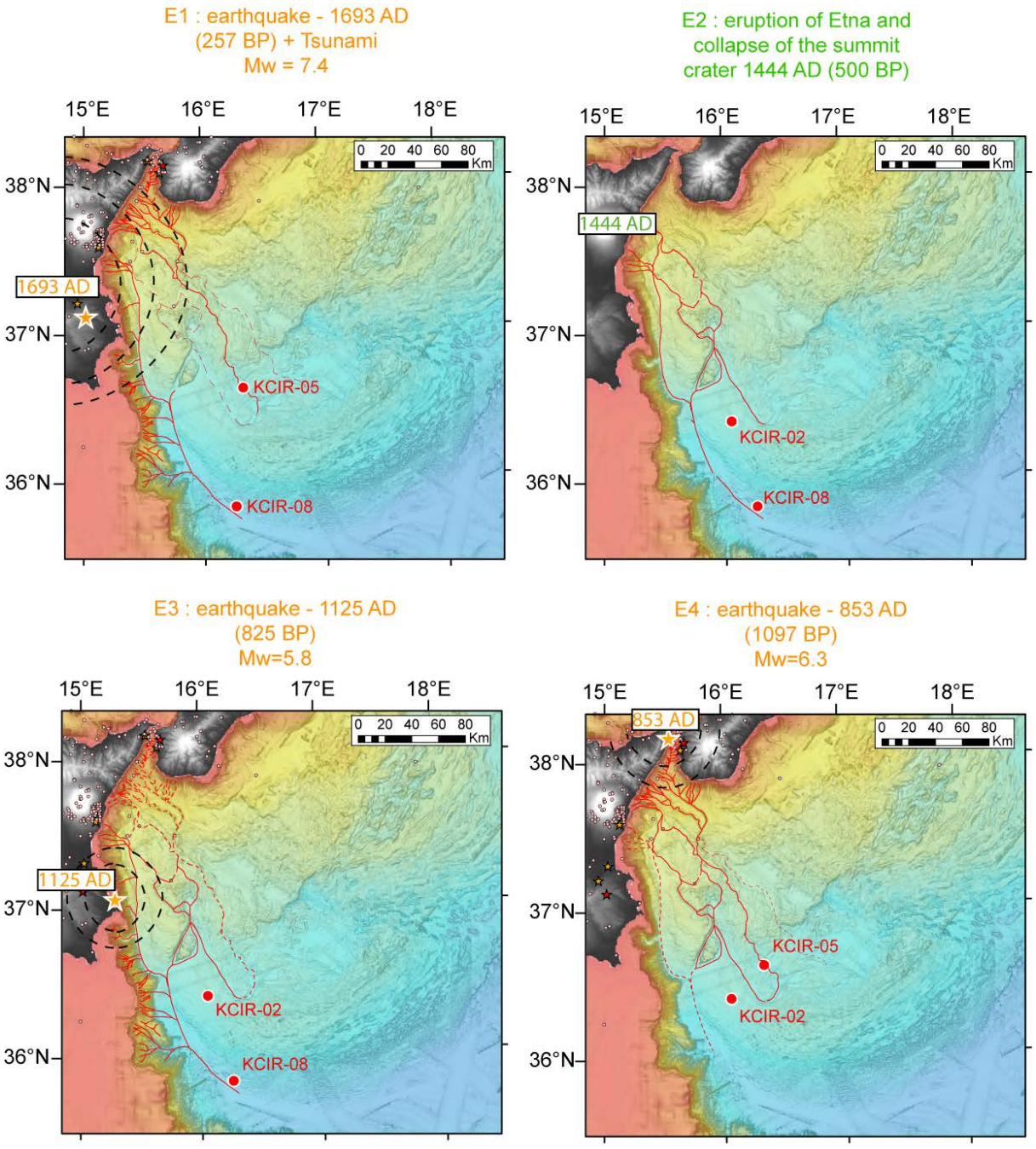


Figure V.15 : Carte illustrant les différentes sources sédimentaires en fonction des différents évènements visibles dans les carottes CIRCEE. Les sources sédimentaires correspondent aux tracés des canyons et chenaux turbiditiques identifiés sur la bathymétrie (trait rouge). Les traits en pointillé noirs correspondent à l'onde sismique potentielle par rapports aux dépôts identifiés dans les carottes sédimentaires.

- ***Intérêts et limites de l'étude paléosismologique à l'échelle historique***

Réaliser une étude de paléosismologie sous-marine à l'échelle historique présente des avantages. En effet, la période historique pour cette étude, est comprise entre -50 à 2000 ans BP (soit 1950 AD à 0 AD). Durant cette période, le niveau marin est stable (variation eustatique négligeable). De plus, la base de données d'évènements sismiques et de tsunamis est relativement bien renseignée. Cela nous a permis de vérifier si les dépôts observés sont corrélables avec des séismes reconnus.

Cette étude paléosismologique à courte échelle de temps présente aussi plusieurs limites. En effet, les âges obtenus pour chaque dépôt comprennent des incertitudes importantes. La fenêtre de temps établie pour un dépôt peut parfois recouper plusieurs évènements. La détermination précise de l'évènement déclencheur est donc plus difficile.

Malgré une base de données des séismes historiques jusqu'à 2000 ans BP, certains évènements ne sont peut-être pas répertoriés à cause du manque de données (en particulier pour les évènements basés sur des archives historiques).

Enfin, cette période comprend les séismes qui sont survenus après le séisme de crête (1600 ans BP). Cet important séisme, qui a probablement conduit à la mise en place du dépôt d'Augias, a érodé les dépôts sous-jacents dans les carottes effaçant une partie de l'enregistrement sédimentaire. Cet évènement a probablement aussi conduit à une importante mobilisation du stock des sédiments disponibles diminuant ainsi la quantité de matériel sédimentaire pour un certain temps.

V.2.3 Les dépôts turbiditiques pré-Augias

Avant l'événement d'Augias daté à 365 AD ans, les modèles d'âges présentant des intervalles de temps relativement long, recouvrent le dernier maximum glaciaire, la déglaciation et l'Holocène. Deux périodes ont été distinguées et traitées séparément du fait du contexte climato-eustatique différent : une période glaciaire et de déglaciation de 10 à 25 ka BP et une période Holocène de 2 à 10 ka BP.

a. Période Holocène (2 à 10 ka)

Les six carottes utilisées pour cette étude recouvrent cette période de temps. Un certain nombre de dépôts turbiditiques ont été identifiés dans ces carottes avec un temps de récurrence variable (Figure V.16) :

- La carotte KCIR-02 a enregistré onze dépôts turbiditiques avec une variation entre 260 et 1250 ans du temps de récurrence.

- Dans la carotte KCIR-05, deux turbidites sont visibles avec un temps de récurrence compris entre 2 500 à 4 500 ans.

- Quatre dépôts turbiditiques sont identifiés dans la carotte KCIR-08 dont le temps de récurrence varie entre 520 et 2 600 ans

- Pour la carotte KCIR-09, trois dépôts turbiditiques sont identifiés avec un temps de récurrence qui diminue progressivement entre 10 et 2 ka (entre 1 700 ans et 3 800 ans environ)

- Pour les deux carottes KCIR-11 et KCIR-12, le temps de récurrence n'a pas été calculé à cause du manque de dépôts turbiditiques. En effet, un seul dépôt est visible dans la carotte KCIR-11 et aucun dépôt n'a été enregistré dans la carotte KCIR-12 durant cette période de temps.

Cela nous montre que durant cette période Holocène, l'intervalle de récurrence augmente par rapport à la période historique en lien avec une diminution du nombre de dépôts (Tableau V.1).

Ces résultats montrent aussi un lien entre la position des carottes et le nombre de dépôts enregistrés. En effet, plus les carottes sont localisées loin de la marge Est-Sicilienne et du détroit de Messine (donc des sources sédimentaires), plus le nombre de turbidites diminue jusqu'à disparaitre dans la carotte la plus distale (Figure V.16).

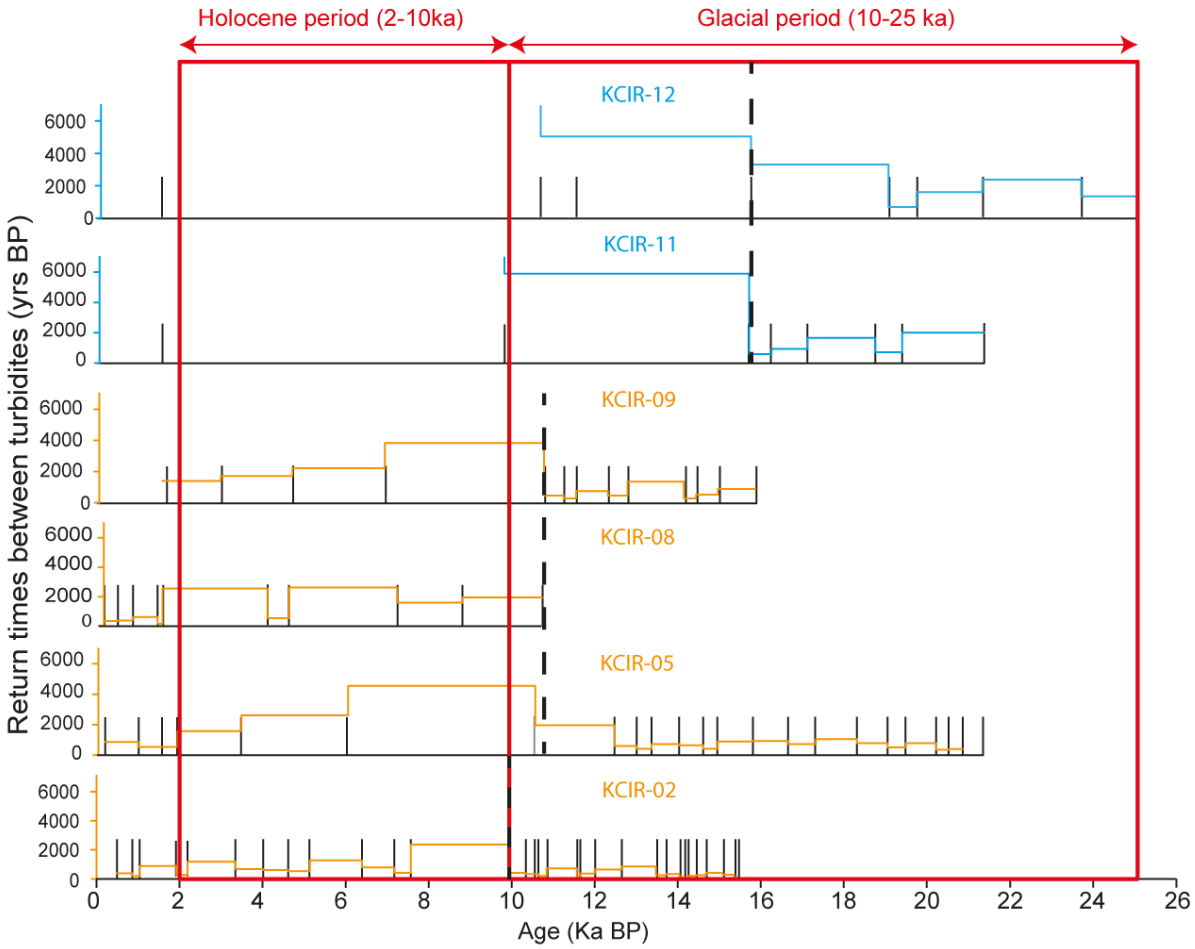


Figure V.16 : Diagramme présentant les temps de récurrences des carottes en fonction du temps. Les traits noirs verticaux correspondent à chaque dépôt turbiditique identifié dans les carottes sédimentaires, les cadres rouges délimitent les deux périodes de temps et les traits noirs en pointillés correspondent aux changements du temps de récurrence identifiés pendant la période glaciaire (à 10, 11 et 16 ka).

b. Période glaciaire et déglaciation (10 à 25 ka)

Les carottes qui enregistrent la période glaciaire et la déglaciation sont les carottes KCIR-02, KCIR-05, KCIR-09, KCIR-11 et KCIR-12. Dans la carotte KCIR-08, une seule turbidite a été enregistrée durant cette période car sa base est datée à une moyenne de 10 747 ans. Cette carotte n'est donc pas prise en compte pour cet intervalle de temps. Pour les autres carottes, le nombre de dépôts et l'intervalle moyen de récurrence (Tableau V.1) sont différents :

- Pour la carotte KCIR-02, dix-sept dépôts turbiditiques ont été identifiés entre 10 000 et 15 450 ans (âge moyen de la base de la carotte). Le temps de récurrence calculé entre ces dépôts varie entre 80 et 840 ans. Une diminution du temps de récurrence est visible à 10 ka soit la limite de l'Holocène définit pour cette étude. En effet le taux de récurrence passe d'une moyenne de 890 ans (entre 2 et 10 ka BP) à une moyenne de 320 ans (après 10 ka BP) (Figure V.16 ; Tableau V.1).

- La carotte KCIR-05 a enregistré seize dépôts turbiditiques durant cette période (avec un arrêt de l'enregistrement vers 21 400 ans). Le temps de récurrence fluctue entre 300 ans et 1 900 ans. Un changement d'activité turbiditique est observé vers 11 ka dans cette carotte avec un temps de récurrence moyen de 3 200 ans entre 2 et 11 ka qui diminue à une moyenne de 600 ans entre 10 et 21 400 ans (Figure V.16 ; Tableau V.1).

- Dans la carotte KCIR-09, neuf dépôts turbiditiques sont visibles avec un temps de récurrence variable entre 300 ans et 1 350 ans. Le changement d'activité turbiditique s'effectue aussi autour de 11 ka BP avec les temps de récurrence qui varient entre 2 150 ans (entre 10 et 11 ka BP) et 660 ans (entre 11 ka et 15 900 ans BP) (Figure V.16 ; Tableau V.1).

- Dans la carotte KCIR-11, six dépôts turbiditiques ont été décrits durant la période glaciaire et la déglaciation. Les temps de récurrence ont été calculés entre 650 et 6 900 ans. Un changement brutal de ce temps de récurrence est bien visible vers 16 ka avec le passage d'une moyenne de 5 900 ans entre 10 et 16 ka qui diminue à 1 100 ans entre 16 000 et 21 400 ans BP (Figure V.16 ; Tableau V.1).

- Huit dépôts turbiditiques ont été identifiés dans la carotte KCIR-12. Les temps de récurrence varient entre 650 ans et 5 100 ans. Le même changement brutal, visible dans la carotte KCIR-11, est observé dans la carotte KCIR-12 (vers 16 ka) avec une moyenne de 4 200 ans de 10 à 16 ka qui diminue à 1 500 ans entre 16 000 et 25 000 ans BP (Figure V.16 ; Tableau V.1)

Tout comme pour la période Holocène, une augmentation du temps de récurrence est observée en fonction de la localisation des carottes (et surtout de l'éloignement des sources sédimentaires). Un changement de l'activité turbiditique est aussi observé autour de 10 ou 11 ka pour les carottes les plus proximales alors que cette variation intervient plus tôt dans les carottes plus distales (vers 16 ka).

Chapitre VI :
Discussion générale

VI.1 Paramètres de contrôle de l'activité turbiditique 191

VI.1.1 Variation des temps de récurrence en fonction de la localisation des carottes 191

VI.1.2 Influence de climatique et eustatisme sur les dépôts turbiditiques 191

a. Période glaciaire (25 à 10 ka) 191

b. Période Holocène (10 à 2 ka) 192

c. Période historique (2 ka à l'actuel) 192

VI.2 Mécanismes déclencheurs des courants de turbidité 193

VI.2.1 Evènements déclencheurs autre que les séismes/tsunamis 193

VI.2.2 Les séismes et les tsunamis : mécanismes déclencheurs principaux des courants de turbidités 194

a. Période Historique : comparaison avec des études paléosismologique à terre et en mer 194

b. Période Holocène et glaciaire (dépôts pré-Augias) 196

VI. Discussion générale

Les résultats obtenus avec les modèles d'âges et le calcul des temps de récurrence ont permis de réexaminer les paramètres de contrôle de l'activité turbiditique ainsi que la détermination potentielle des mécanismes déclencheurs dans la partie nord-est du prisme Calabrais sur les derniers 25 ka.

VI.1 Paramètres de contrôle de l'activité turbiditique

VI.1.1 Variation des temps de récurrence en fonction de la localisation des carottes

La position des carottes sédimentaires CIRCEE par rapport à la morphologie du prisme Calabrais a une influence sur l'enregistrement turbiditique et donc sur l'interprétation des données. Les temps de récurrence calculés montrent des différences d'une carotte à l'autre. En effet, l'intervalle de récurrence est plus faible pour les carottes proximales (tels que les carottes KCIR-02 et KCIR-05). Alors que, plus les carottes sont éloignées des sources sédimentaires, plus les temps de récurrence augmentent. En effet, les carottes KCIR-11 et KCIR-12 ont enregistré moins de dépôts turbiditiques (carottes les plus distales). L'éloignement avec les sources sédimentaires montre que les courants de turbidité doivent être assez chargés en matériel sédimentaire et assez puissant pour créer des dépôts turbiditiques dans les carottes les plus distales.

VI.1.2 Influence de climatique et eustatisme sur les dépôts turbiditiques

La variation des temps de récurrence des turbidites, pour les carottes étudiées, peut être reliée aux variations climatiques et eustatiques du Quaternaire terminal. En effet, la plus longue période recouverte par les carottes CIRCEE va de 25 ka BP à l'actuel, ce qui correspond à une partie de la dernière période glaciaire avec son paroxysme à 18 ka (niveau marin situé à -120 m par rapport à l'actuel), à la période de déglaciation et la remontée du niveau marin, et suivie de la période interglaciaire actuelle (l'Holocène).

Plusieurs variations basées sur les changements climatiques et le niveau marin sont visibles notamment à partir des données des temps de récurrence calculés.

a. Période glaciaire (25 à 10 ka)

Un changement net du temps de récurrence autour de 16 ka a été observé (Figure V.16) ; cette période peut donc être divisée en deux parties :

- De 25 à 16 ka : trois carottes recouvrent cette période de temps (KCIR-05, KCIR-11 et KCIR-12) qui correspond au dernier épisode glaciaire avec un niveau marin bas, entre -100 et -120 m.

Durant les périodes glaciaires (bas niveau marin), des études antérieures ont démontré que les apports sédimentaires étaient facilités par une meilleure connexion entre la tête des canyons et l'embouchure des fleuves mais aussi par un matériel sédimentaire plus abondant due à une érosion plus intense sur les surfaces continentales (Shanmugam and Moiola, 1982; Shanmugam, et al., 1985; Bouma, 2004). Dans le cas du détroit de Messine et de la partie Nord-Est de la marge Sicilienne, le plateau continental est déjà très étroit donc la variation du niveau marin a un impact plus limité sur l'alimentation des canyons (pas de zone de stockage). Le volume des apports sédimentaires jouerait un rôle majeur dans l'alimentation en sédiment des canyons (érosion des sols en lien avec la couverture végétale). Sur la partie sud de la marge Est-Sicilienne, le plateau continental est plus large. Le bas niveau marin a pu avoir un impact dans cette partie permettant ainsi un meilleur

approvisionnement en sédiment. Cela expliquerait que l'on observe un nombre de dépôts turbiditiques plus important durant cette période dans les carottes les plus distales (Bouma, 2004).

- De 16 ka à 10 ka : cette période correspond à la fin de la période glaciaire et cinq carottes recouvrent cette période (KCIR-02, KCIR-05, KCIR-09, KCIR-1 et KCIR-12).

Les carottes les plus distales (KCIR-11 et KCIR-12) ne sont presque plus alimentées par des courants de turbidité (moins de dépôts turbiditiques) contrairement aux carottes les plus proximales (KCIR-02, KCIR-05, KCIR-09) dont l'intervalle de récurrence reste relativement court (par rapport aux autres périodes). La remontée du niveau marin (de -100 à environ -20 m) et le radoucissement du climat favorisent l'augmentation de la végétation sur le continent, diminuant ainsi l'érosion des bassins versants (Shanmugam and Moiola, 1982; Shanmugam, et al., 1985; Bouma, 2004). Les apports sédimentaires jusqu'au domaine marin sont aussi atténués en lien avec la remontée du niveau marin (Covault and Graham, 2010). La zone de stockage en sédiment au niveau de la marge Sud-Est sicilienne étant moins large, l'approvisionnement des carottes les plus distale se trouvent donc diminué. Cela peut expliquer pourquoi l'on observe une diminution des dépôts turbiditiques des carottes les plus éloignées des sources sédimentaires durant cette période (par rapport aux carottes les plus proximale).

b. <u>Période Holocène (10 à 2 ka)</u>

Dans toutes les carottes de la campagne CIRCEE, le nombre de turbidites diminue dans cet intervalle de temps. Les carottes les plus proximales possèdent encore des dépôts turbiditiques ce qui démontre que l'activité diminue mais ne s'arrête pas totalement malgré un niveau marin proche de l'actuel.

c. <u>Période historique (2 ka à l'actuel)</u>

Une reprise de l'activité turbiditique est observée pour les trois carottes les plus proximales (KCIR-02, KCIR-05 et KCIR-08). Les temps de récurrence entre les turbidites diminuent par rapport à la période Holocène, mais restent plus importants que pendant la période glaciaire. Toutefois, cette reprise d'activité se déroule pendant une période où l'érosion et le transfert sédimentaire ne devraient pas être modifiés (climat et niveau marin stable). Cela signifie qu'un paramètre, autre que le climat, intervient sur l'érosion et la quantité de matériel sédimentaire disponible. Cette période correspond à la période historique, période durant laquelle la présence de l'homme commence à être importante sur le continent. Un travail réalisé par Wilkinson and McElroy (2007) résume différentes études montrant l'impact de l'Homme sur l'érosion des bassins versants en modifiant son environnement (déboisement, construction, agriculture …). Au niveau de notre zone d'étude, on pourrait avancer l'hypothèse que c'est l'activité humaine qui aurait favorisé l'augmentation de l'érosion des bassins versants en augmentant ainsi la quantité de matériel sédimentaire disponible.

Cette étude montre bien que la variation de l'activité turbiditique du prisme Calabrais a un lien direct avec les variations climatiques et eustatiques comme dans de nombreux autres bassins dans le monde (Ducassou, et al., 2009; Covault and Graham, 2010; Henrich, et al., 2010; Pierau, et al., 2010). Toutefois, pour réaliser une reconstruction paléoclimatique plus précise, le jeu de données de carottes utilisé n'est pas le plus adapté. La présence des dépôts turbiditiques perturbent l'enregistrement sédimentaire (qui n'est plus continu).

VI.2 Mécanismes déclencheurs des courants de turbidité

Toute la difficulté des études paléosismologiques à long terme réside dans la reconnaissance du mécanisme déclencheur des courants de turbidités. L'étude des dépôts turbiditiques pendant la période historique en mer Ionienne a montré qu'il existe un lien entre des évènements extrêmes (séismes, tsunamis, éruptions volcaniques) et les courants de turbidités, à partir des données CIRCEE mais aussi lors de d'études précédentes (Ryan and Heezen, 1965; Polonia, et al., 2013b; Polonia, et al., 2016a). Il a aussi été montré que les grands séismes sont très souvent impliqués dans la déstabilisation de sédiment (Adam, 1990; Goldfinger, et al., 2003; Gràcia, et al., 2010). Il existe d'autres phénomènes à l'origine des dépôts turbiditiques, et notamment les crues, vagues de tempêtes, éruptions volcaniques.

VI.2.1 Evènements déclencheurs autre que les séismes/tsunamis

Les évènements à l'origine des courants de turbidité peuvent être multiples dans la région Sud Calabre et Est-Sicilienne. Afin de réaliser une étude paléosismologique à partir des données turbiditiques des carottes CIRCEE, il est primordial, d'identifier tous les évènements déclencheurs et voir si des traces peuvent être observées dans ces carottes.

Le premier type d'évènement potentiel peut être les crues. Ce type d'évènement a déjà été observé et étudié en Sicile suite à une crue torrentielle en octobre 2009 (Casalbore, et al., 2011). Les auteurs ont observé des coulées de débris aériennes se prolongeant en mer en formant des mouvements de masse au niveau du haut de pente. Mais aucun dépôt qui résulte de cet évènement n'a été observé dans des carottes sédimentaires prélevées à plus grande profondeur (Polonia, et al., 2016a). De plus, les crues génèrent des dépôts particuliers appelés hyperpycnites qui peuvent se différencier des dépôts turbiditiques (Mulder, et al., 2001a; Mulder, et al., 2003). Aucun dépôt de type hyperpycnite n'a été identifié dans les carottes CIRCEE, ni dans les carottes des études antérieures (Ryan and Heezen, 1965; Köng, et al., 2016; Polonia, et al., 2016a). Même si les crues peuvent être à l'origine de courant de turbidité, ce type d'évènement ne sera pas retenu comme mécanisme déclencheur pour les dépôts observés dans les carottes CIRCEE.

Le deuxième type de mécanisme déclencheur potentiel dans la région est les tempêtes générées par des cyclones tropicaux. Plusieurs d'entre eux ont été observés en mer Ionienne (en 1999, 2000, 2004, 2006, 2008, 2012) (Miglietta, et al., 2013). Ces événements engendrent des vagues de tempêtes qui peuvent déclencher des courants de turbidité et affecter une large région, comme notre zone d'étude. L'absence de données sur le dernier siècle dans nos carottes CIRCEE ne nous permet pas de vérifier si ces évènements peuvent être la cause de dépôts turbiditiques. Toutefois, des études précédentes réalisées sur des carottes proche des nôtres et enregistrant des événements récents ne les ont pas associée à des dépôts (Polonia, et al., 2016a). Ces études affirment ainsi que les courants de turbidité liés aux tempêtes ne vont pas jusque dans les bassins profonds. D'autres études ont aussi montré que les dépôts liés aux tempêtes sont localisés au niveau des têtes de canyons (Puig, et al., 2004). La localisation des carottes disponibles nous permet donc d'exclure les tempêtes comme mécanisme déclencheur des dépôts.

Le troisième type d'évènement déclencheur potentiel est le volcanisme. En mer Ionienne, il est particulièrement actif, surtout avec le volcan Etna situé en Sicile, sur le bord de la marge Est. Les études réalisées sur la période historique dans les carottes CIRCEE ont montré que deux dépôts peuvent être liés à une éruption suivie d'un effondrement du cratère de l'Etna (évènement E2). La différenciation entre les dépôts turbiditiques issus de ce type d'évènement et les dépôts issus des

séismes n'est pas possible compliquant la reconnaissance de ce troisième type de mécanisme déclencheur. Cependant, un tel évènement n'a affecté que les carottes proches de la marge Est-Sicilienne. On peut donc proposer que le volcanisme soit considéré comme un évènement déclencheur pour les dépôts observés dans les carottes proche de la marge (carottes KCIR-02 et KCIR-08).

Les études paléosismologiques réalisées sur d'autres marges actives montrent que le mécanisme déclencheur principal des courants de turbidités sont le plus souvent les séismes (Nelson, et al., 2012; Pouderoux, et al., 2012; Polonia, et al., 2013b). La suite de l'étude va donc se portée sur ce mécanisme déclencheur.

VI.2.2 Les séismes et les tsunamis : mécanismes déclencheurs principaux des courants de turbidités

a. Période Historique : comparaison avec des études paléosismologique à terre et en mer

La corrélation entre les dépôts turbiditiques et les séismes de la période historique montre qu'une interprétation de ces dépôts en terme de paléo-séismes est possible. Si on compare nos études paléosismologiques avec des études similaires réalisées dans la région en mer et à terre, certains évènements s'enregistrent sur plusieurs sites. Le séisme de 1693 AD s'observe dans les carottes CIRCEE KCIR-05 et KCIR-08, mais aussi dans d'autres carottes (CALA04, CALA05, CALA06 et CALA07 – (Polonia, et al., 2016a) localisés proche de la carotte KCIR-08 (Figure VI.1). Ce séisme a engendré un tsunami dont des vestiges ont été identifiés aussi à terre, le long de la marge Est-Sicilienne. Cette corrélation terre-mer s'observe aussi pour l'évènement d'Augias.

Certains évènements ne sont pas visibles dans toutes les carottes tels que l'effondrement de l'Etna en 1444 AD qui ne s'observe que dans la carotte KCIR-08. Son impact a dû être de moindre importance pour ne pas affecter toute la zone d'étude (et donc ne pas s'enregistrer dans d'autres carottes sédimentaires) (Figure VI.1).

D'autres dépôts turbiditiques ne vont pas être associés à un même évènement malgré des datations ^{14}C proches. En effet, deux dépôts turbiditiques identifiés dans les carottes CIRCEE vont être associés au séisme de 1125 AD alors que dans les carottes de l'étude de Polonia (2016), le dépôt turbiditique sera associé au séisme de 1169 AD. Ce dernier est aussi corrélé à des vestiges de tsunamis à terre (Figure VI.1). Cela nous montre que l'interprétation des évènements peut être multiple en fonction des études et que les incertitudes des âges ^{14}C ont un impact sur la détermination d'un évènement durant la période historique.

Malgré ces quelques imprécisions sur la datation des évènements, cette étude paléosismologique sur la période historique a montré que les grands séismes (souvent à l'origine de tsunami) seraient les évènements déclencheurs de courant de turbidité les plus probables dans la région.

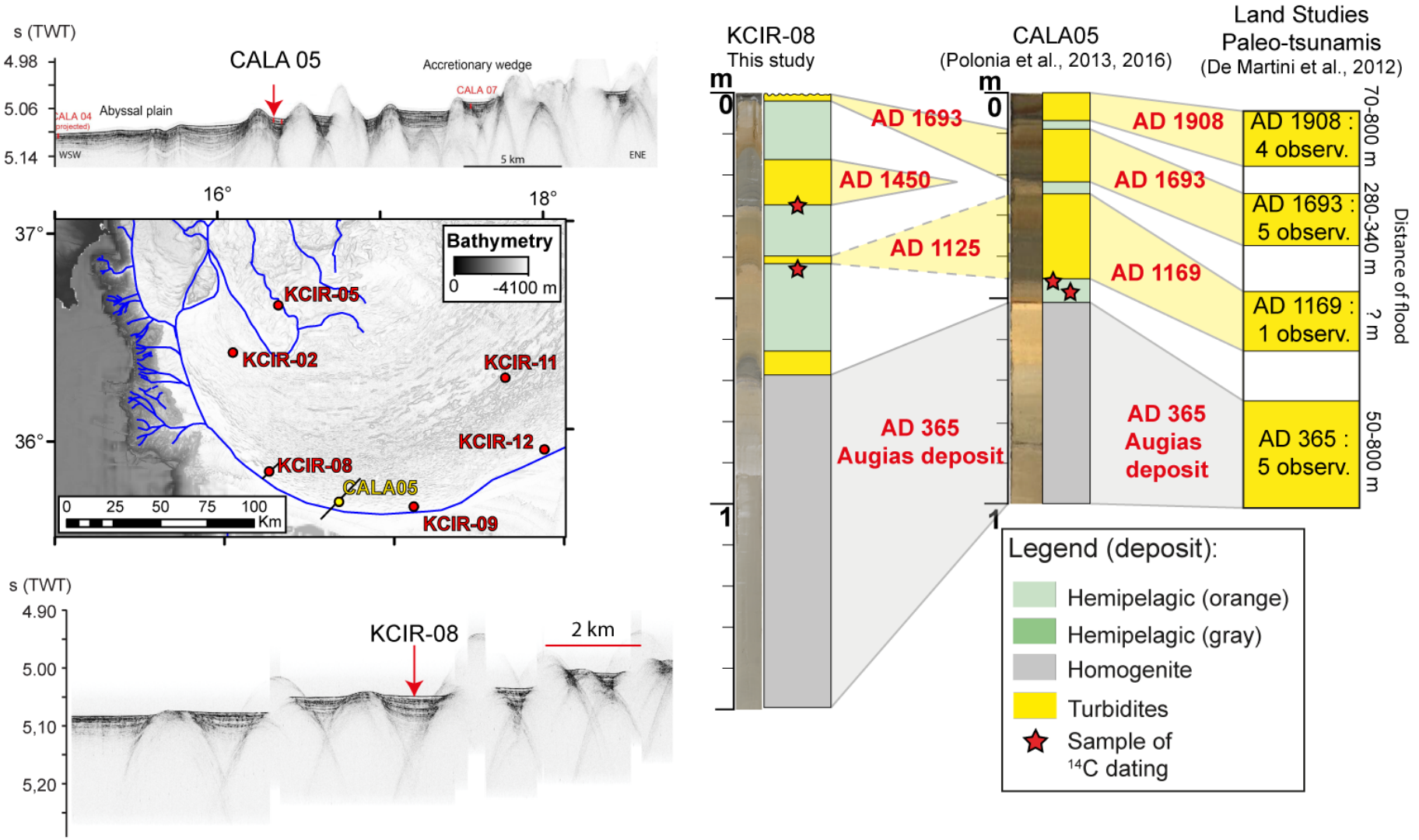


Figure VI.1 : Comparaison entre les dépôts turbiditiques post-Augias de la carotte KCIR-08 et CALA05 (Polonia, et al., 2013b; 2016a) ainsi que les dépôts de paléo-tsunamis à terre (De Martini, et al., 2012). Les deux profils sismiques illustrent la zone de prélèvement des carottes (dans des petits bassins derrières des rides anticlinales) localisés par des traits noirs sur la carte (les traits bleus correspondent aux canyons et chenaux turbiditiques – Figure V.12).

b. Période Holocène et glaciaire (dépôts pré-Augias)

La seule étude à long terme (les derniers 60 ka) sur les turbidites de Mer Ionienne montre un temps de récurrence variant entre 450 et 1000 ans avec une diminution à 240 ans entre 10 et 30 ka (Köng, et al., 2016). Cette étude n'inclue que deux types de mécanismes déclencheurs : les séismes (associés parfois à des tsunamis) et le volcanisme. Les variations climatiques et eustatiques du Quaternaire récent ne sont pas prises en compte.

A partir des études sur la période récente, c'est le critère de synchronicité entre des dépôts de même âge qui a été retenu pour la suite de l'étude paléosismologique avec les données CIRCEE. Une corrélation entre les dépôts turbiditiques des différentes carottes a donc été réalisée sur les carottes CIRCEE (Figure VI.2). Lorsque des dépôts turbiditiques ayant la même tranche d'âge sont localisés dans des carottes avec des sources sédimentaires différentes, il sera considéré que le mécanisme déclencheur le plus probable est un séisme (en jaune sur la Figure VI.3). Lorsque le mécanisme déclencheur n'est pas identifié, les évènements seront considérés comme indéterminés (en jaune sur la Figure VI.3).

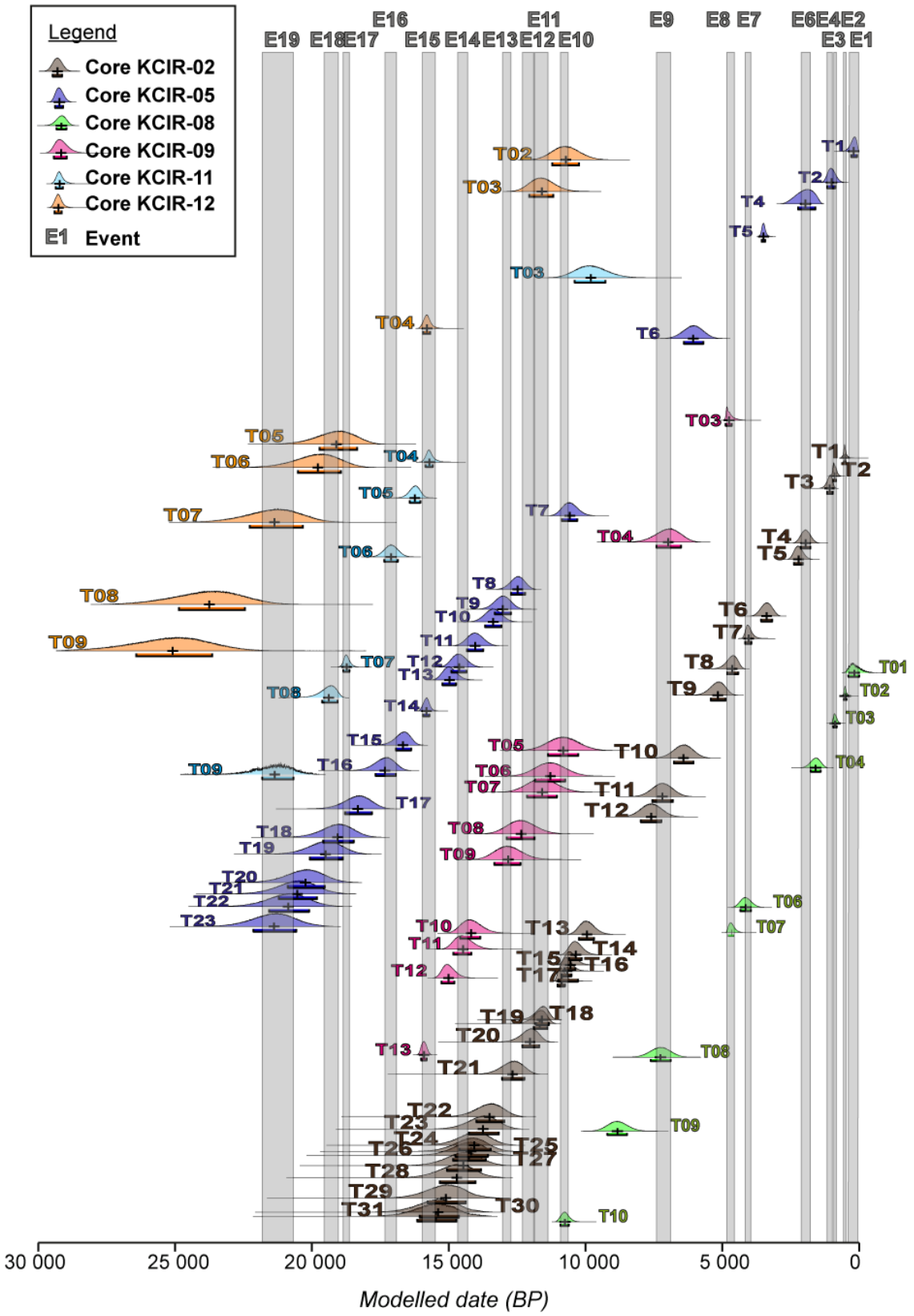


Figure VI.2 : Compilation des modèles d'âges et corrélation des dépôts turbiditiques entre les six carottes utilisées pour cette étude (chaque couleur pour les âges correspond à une carotte et le numéro à coté correspond au numéro de la turbidite identifiée sur les log des Figure V.6, Figure V.7, Figure V.8, Figure V.9, Figure V.10, Figure V.11).

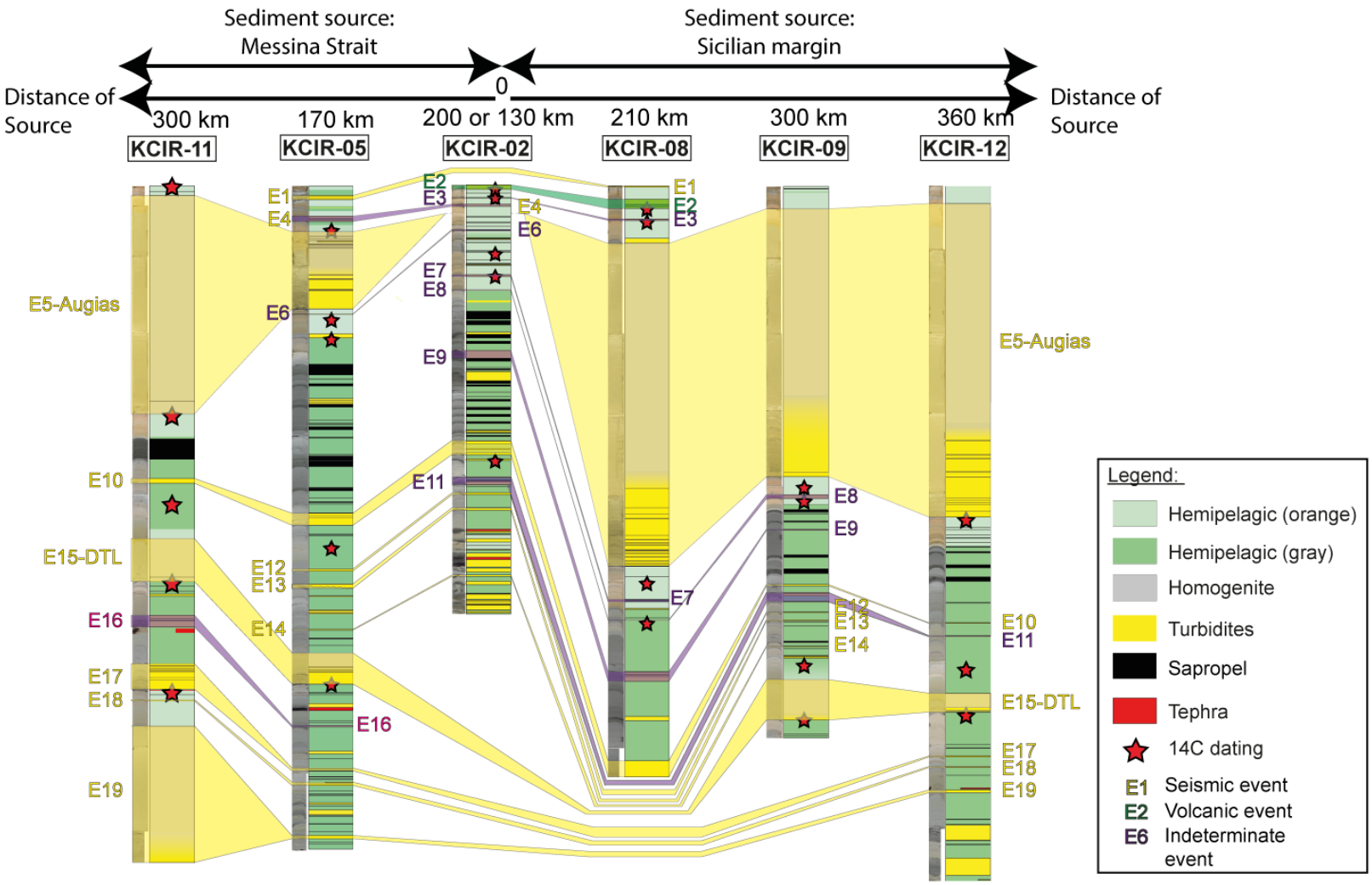


Figure VI.3 : Corrélation entre les carottes CIRCEE à partir des modèles d'âges. Les logs simplifiés de chaque carotte sont répartis selon le type de sources sédimentaires potentiel et leurs éloignements de cette même source (avec la distance moyenne entre la source sédimentaire et la carotte). Trois types de corrélations sont représenté : en jaune lorsque le mécanisme déclencheur est probablement un séisme, en violet, lorsque le mécanisme déclencheurs est non identifié et en vert, lorsque le mécanisme déclencheurs correspond à un évènement volcanique.

Dix-neuf évènements ont été identifiés dont dix sont interprétés comme des séismes (sources sédimentaires sont différentes). Les temps de récurrence entre ces dépôts ont été calculés selon deux méthodes : un temps de récurrence entre chaque évènement (incluant les évènements sismiques, volcaniques et les non déterminés) et un temps de récurrence n'incluant que les évènements liés à des séismes (Tableau VI.1).

Period times	**All events**			**Seismic event**		
	Return time			Return time		
	min	max	Average	min	max	Average
Historical period 0-2 ka	300	570	430	1400	1400	1400
Holocene period 2-10 ka	600	3400	2000	8900	8900	8900
Glacial period 10-25 ka	550	1800	1180	550	3160	1860

Tableau VI.1 : Temps de retour entre les tous les évènements détecté dans les carottes CIRCEE selon trois périodes (période historique – 0-2 ka ; période Holocène – 2-10 ka ; période glaciaire – 10-25 ka) et temps de retour calculé entre les évènements sismiques détectés dans les carottes CIRCEE.

Le temps de récurrence est plus élevé durant la période Holocène (2 et 10 ka) avec en moyenne 2000 ans d'écart en incluant tous les évènements, et environ 9000 ans pour les évènements sismiques. Les dépôts turbiditiques corrélés entre eux durant cette période ne sont visibles que dans les carottes alimentés par la marge Est-sicilienne (KCIR-02, KCIR-08, KCIR-09). C'est pour cette raison qu'ils ont été qualifiés d'évènement non déterminés. De plus, aucun dépôt turbiditique n'est observé dans la carotte la plus distale (KCIR-12) et dans les carottes alimentées par le détroit de Messine (KCIR-05 et KCIR-11) (Figure VI.4) pendant l'Holocène.

Cette augmentation du temps de récurrence correspond à la période décrite précédemment comme étant la fin de la remontée du niveau marin et l'installation d'un climat plus chaud et humide (Geraga, et al., 2008; Kontakiotis, 2016). Ces caractéristiques engendrent une diminution de l'érosion et du transport de matériel sédimentaire. Le manque de matériel sédimentaire a un impact direct sur le nombre de dépôts turbiditiques durant cette période. Toutefois, les variations du niveau marin ont dus avoir une influence plus faible au niveau du nord-est de la marge Sicilienne (alimentant la carotte KCIR-05) à cause de la quasi-absence de plateau continental (pas de rupture d'alimentation et pas stockage de sédiment). Mais au niveau du détroit de Messine, la réouverture du seuil durant l'Holocène a eu un impact sur les courant marins et donc sur les flux sédimentaires. L'absence de dépôt turbiditique et d'évènement dans les carottes alimentées par cette région (KCIR-05 et potentiellement la KCIR-11) serait plutôt liée à une diminution du volume de matériel sédimentaire permettant une déstabilisation et la création de courant de turbidité. Dans cette région, le manque de matériel sédimentaire diminuerait le possible enregistrement des séismes.

Toutefois, des évènements sont détectés dans les carottes alimentées par la marge Est-Sicilienne durant cette même période (KCIR-08, KCIR-09 et potentiellement KCIR-02). Cela traduit qu'une certaine quantité de matériel sédimentaire devait être disponible au niveau de la partie sud de la marge pour la création de courant de turbidité.

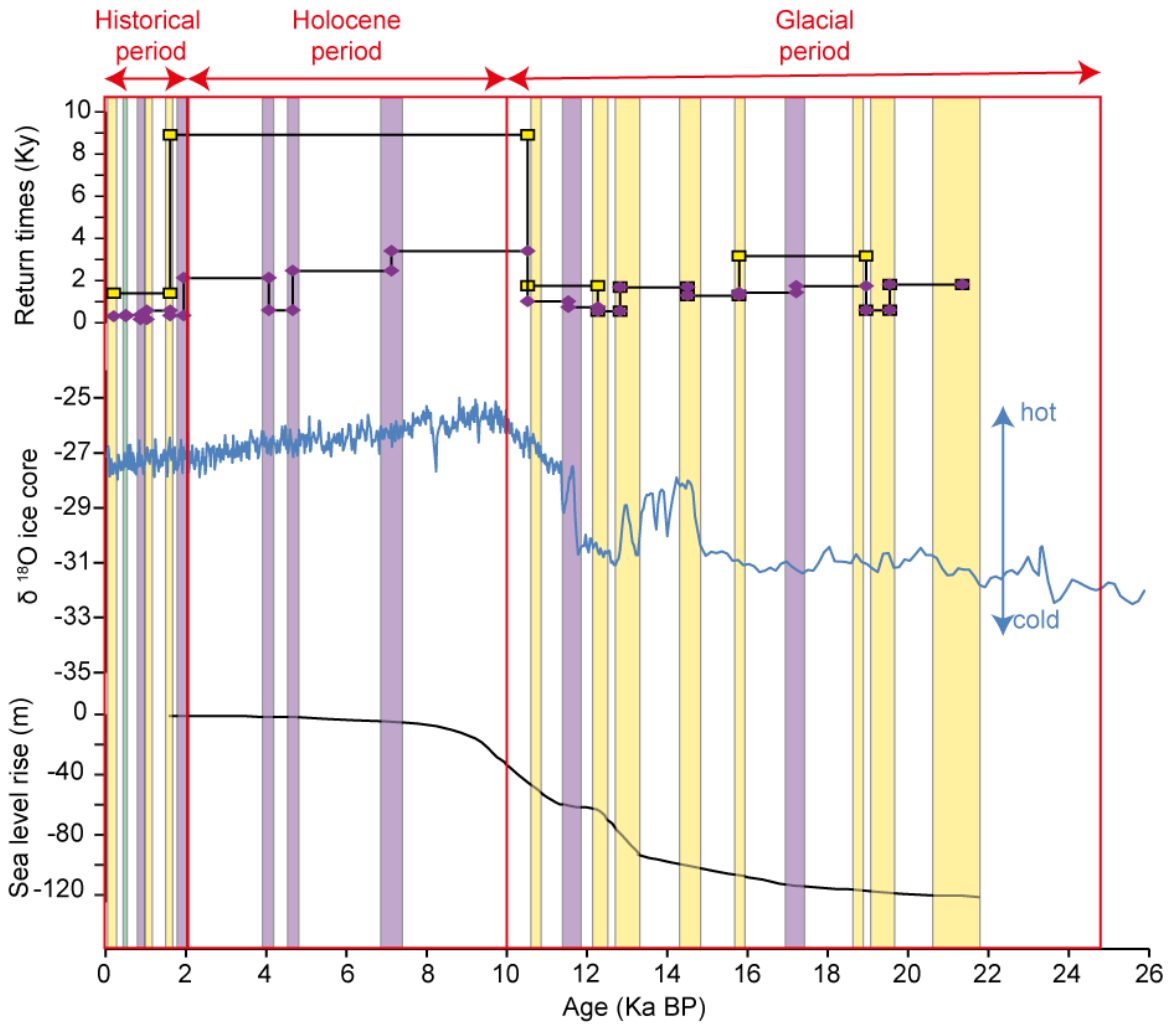


Figure VI.4 : Temps de récurrence entre les évènements considérés comme sismiques (en jaune) et tous les évènements identifiés (sismique et non déterminés en violet) dans les carottes CIRCEE. Ces temps de récurrence sont comparés au $\delta^{18}O$ de carotte de glace (GICC05 –(Vinther, et al., 2008) et de la courbe de variation du niveau marin (Camoin, et al., 2004).

La période glaciaire (10-25 ka) est quant à elle, marquée par un nombre important d'évènements potentiellement sismiques. Cette observation peut être directement corrélée avec l'étude précédente sur l'activité turbiditique en fonction du climat et des variations du niveau marin. En effet, en période glaciaire, la quantité de matériel sédimentaire étant plus importante, cela va donc potentiellement favoriser le déclenchement de courant de turbidité par des séismes et des tsunamis. Une deuxième hypothèse peut donc être émise sur les périodes favorables à l'enregistrement d'évènements sismiques, qui sont les périodes glaciaires.

Cette étude paléosismologique à long terme montre principalement que la différenciation entre les dépôts turbiditiques liés à des évènements sismiques ou aux variations climatiques est difficile. Ces changements qu'ils soient climatique ou eustatique ont un impact direct sur les flux sédimentaires et la quantité de matériel sédimentaire disponible. Dans tous les cas, ces résultats montrent que la réalisation d'étude paléosismique sur une période de temps supérieur à la période historique doit impérativement intégrer les variations climatiques et eustatiques et que ces derniers ont un impact sur l'enregistrement possible des séismes.

Conclusions et perspectives

Les travaux réalisés durant cette thèse ont permis d'approfondir nos connaissances sur les méga-dépôts mais aussi sur la réalisation d'une étude paléosismologique à court et long terme dans le bassin Ionien.

Les nouvelles données acquises durant la campagne océanographique CIRCEE comprenaient des carottes sédimentaires, des profils sismiques et des données bathymétriques. Leur analyse et leur interprétation ont permis de répondre aux les deux objectifs initiaux :

(1) L'étude des méga-dépôts en mer Ionienne et plus précisément l'identification de leurs origines, l'estimation de leurs âges, et la détermination des processus sédimentaires et des mécanismes déclencheurs (en particulier le dépôt d'Augias, qui est le plus récent et échantillonné à plusieurs reprises dans les carottes).

(2) La réalisation d'une étude paléosismologique sur les derniers 25 ka à partir des dépôts turbiditiques avec l'identification des sismo-turbidites sur l'ensemble du jeu de carotte disponible.

Les analyses réalisées à partir de données de carottages et profils sismiques (Chirp et HR) ont permis d'identifier six méga-dépôts (dont trois nouveaux par rapport aux études antérieures) au niveau de la plaine abyssale Ionienne : le dépôt d'Augias, la Deeper Transparent Layer, la Thick Transparent Layer, les quatrième, cinquième et sixième méga-dépôts.

Le plus récent était jusqu'ici le plus étudié grâce à des données sédimentologiques couplés aux études sismiques (Kastens and Cita, 1981; Cita and Aloisi, 2000; Hieke and Werner, 2000; Polonia, et al., 2013a). Les résultats obtenus et présentés dans cette thèse, sous forme d'un article accepté dans la revue *Marine Geology*, ont fournis une description plus détaillée et approfondie du méga-dépôt et l'identification de trois types de faciès, chacun associé à un processus et un type de source sédimentaire différents :

- la turbidite épaisse sableuse (visible dans la carotte KCIR-05), dont les sédiments proviennent du détroit de Messine, acheminés grâce à un courant de turbidité de haute densité.

- la mégaturbidite (visible dans les carottes KCIR-08, KCIR-09, et KCIR-12), dont les sédiments grossiers, serait originaires de la marge Est-Sicilienne et auraient été transportés par des courants de turbidité, le long du front de déformation du prisme Calabrais. La présence d'une partie homogène épaisse s'expliquerait par une remobilisation locale du sédiment, mis en suspension par les vagues du tsunami et par des retombées du nuage néphéloïde des courants de turbidité.

- l'homogénite (identifié dans les carottes KCIR-10 et KCIR-11), composée de sédiments fins serait issue du même phénomène expliqué pour la partie homogène des mégaturbidites (couplé à un effet de seiche favorisé par la localisation de ce faciès dans des petits bassins isolés).

Grâce à plusieurs nouvelles datations ^{14}C, l'origine du mécanisme déclencheur le plus probable retenue pour ce dépôt, est le séisme de Crête de 365 AD, qui a été suivi d'un tsunami.

L'avancé dans la compréhension de l'origine de ce type de dépôt permet de mieux appréhender l'étude des autres méga-dépôts observés au niveau de la plaine abyssale Ionienne (et dans le

monde). En effet, sur les cinq autres méga-dépôts identifiés, le deuxième est visible dans quatre carottes sédimentaires dont nous disposons. Le même type d'approche (description sédimentologique, étude des paramètres physique et composition chimique du sédiment) réalisé sur le dépôt d'Augias a été également effectué pour ce deuxième méga-dépôt. Les trois types de faciès sont de nouveau observés permettant ainsi d'identifier les processus sédimentaires de sa mise en place. Malgré l'impossibilité de corréler ce second méga-dépôt étudié dans les carottes avec les données sismiques CIRCEE, il est probable qu'il s'agisse de la DTL.

Grâces aux données sismiques (Chirp et HR), la répartition géographique des trois premiers méga-dépôts a été complétée par rapport à celle des études antérieures au niveau de la plaine abyssale Ionienne (Hieke, 2000). L'étude de la TTL est uniquement basée sur l'analyse des données sismiques car aucune carotte sédimentaire n'atteint le méga-dépôt.

Afin de mieux connaitre les origines de ces méga-dépôts, ils ont été comparés à d'autres méga-dépôts observés en Méditerranée et dans d'autres régions du monde. Les deux types de mécanismes déclencheurs potentiels qui sont les plus couramment proposés sont soit un événement tectonique comme pour le dépôt d'Augias (séisme et/ou tsunami), soit le changement du niveau marin (origine possible de la DTL).

Suite à l'élaboration des modèles d'âges, la période de temps recouverte avec les données CIRCEE est de 25 ka. Dans cet intervalle, trois périodes ont été distingués : la période historique dite « post-Augias » (période comprise entre 0 et 2 ka) et deux périodes dites « pré-Augias » ; la période Holocène (2 à 10 ka) et la période glaciaire (20 à 25 ka).

Deux sources principales ont été identifiées grâce à l'étude de la morphologie du fond avec le tracé des canyons et chenaux turbiditiques: le détroit de Messine (pour la carotte KCIR-05 et potentiellement la carotte KCIR-11) et la marge est-Sicilienne (pour les carotte KCIR-08, KCIR-09, KCIR-12).

Durant la période historique, des dépôts turbiditiques de trois carottes (KCIR-02, KCIR-05 et KCIR-08) ont été corrélés entre eux et comparés avec une base de données de séismes et d'éruptions volcaniques connus. Cela a permis d'identifier quatre évènements qui seraient à l'origine de ces dépôts tels que le séisme et tsunami de 1693 AD en Sicile, l'effondrement du cratère du volcan Etna en 1444 AD, le séisme de 1125 AD à Syracuse (Sicile) et le séisme de 853 AD à Messine. Ces études durant la période historique ont été comparées aux résultats publiés par (Polonia, et al., 2013b; Polonia, et al., 2016a), ainsi qu'aux dépôts terrestres induits par des tsunamis (De Martini, et al., 2012). Cette comparaison a mis en évidence la difficulté de corrélation entre dépôts turbiditiques et des évènements historiques car les résultats obtenus divergent pour certains dépôts. La précision des modèles d'âges est déterminante.

La période Holocène est entièrement couverte par les six carottes utilisées pour cette étude. Le temps de récurrence calculé augmente (et le nombre de turbidites diminue) par rapport aux deux autres périodes étudiées. Dans la carotte la plus distale, une absence totale de dépôts durant cette période Holocène est observée. Puis la diminution du taux de récurrence va s'observé durant la période de glaciaire mais à des périodes différentes en fonction des carottes. Pour les carottes les plus distales (KCIR-11 et KCIR-12), ce changement intervient vers 16 ka alors que pour les carottes les plus proximales, ce changement s'observe entre 10 et 11 ka.

Tous ces changements peuvent être mis en lien avec les variations climatiques et eustatiques. En effet, en période glaciaire et de bas niveau marin, le temps de récurrence est relativement bas (par rapport aux autres périodes). Ceci s'explique par du matériel sédimentaire plus abondant grâce à une plus forte érosion des bassins versants mais aussi à une meilleur connexion source/tête de canyons favorisé par un bas niveau marin. La remontée du niveau marin et le réchauffement climatique va avoir un impact direct sur le nombre de dépôts turbiditiques. En effet, de 16 à 10 ka, les carottes les plus distales sont moins bien alimenté pour finir de 10 à 2 ka où la totalité des six carottes enregistre une augmentation du temps de récurrence des turbidites.

La reprise de l'augmentation des dépôts dans les carottes pendant la période historique peut être expliquée par l'activité humaine qui se développe (déforestation, agriculture …). Cela va favoriser l'érosion des bassins versants et donc engendrer plus de matériel sédimentaire.

La suite de cette étude s'est focalisée sur l'identification de tous les mécanismes déclencheurs potentiels de courants de turbidité de la région : les crues, les tempêtes et le volcanisme. Les deux premiers ont pu être écartés mais les études sur la période historique ont montré que le volcanisme pouvait être un évènement déclencheur potentiel dans la région et doit être pris en compte. Les évènements détectés dans les carottes CIRCEE sont considérés comme potentiellement due à un évènement sismique lorsqu'il est observé dans des carottes aillant des sources sédimentaires différentes. Cette méthode a permis d'identifier dix-neuf évènements dont dix potentiellement sismiques. Les évènements dits sismiques ont surtout eu lieu pendant la période glaciaire. Ce qui suggère que les périodes glaciaires favorisent l'enregistrement de séismes grâce à une plus grande disponibilité en matériel sédimentaire.

La réalisation d'une étude paléosismologique à long terme comporte encore beaucoup d'incertitudes qu'il faut prendre en compte pour sa réalisation mais apporte tout de même plusieurs informations sur le fonctionnement du prisme Calabrais. La mer Ionienne reste une zone particulièrement sismique comme le montre cette étude, avec parfois le déclenchement de méga-dépôts dont l'origine reste encore incertaine pour la plupart d'entre eux.

La compréhension de l'origine, du mécanisme déclencheur, et des processus du méga-dépôt d'Augias a été possible grâce à des études faites sur des carottes sédimentaires. L'absence de ce type de données pour les autres méga-dépôts ne nous permet d'être aussi précis. Il serait donc intéressant d'effectuer le même type d'analyse pour les autres méga-dépôts à travers l'acquisition de nouvelles données lors de futur mission dans la région, ou alors à partir de données déjà existante tels que, les forages IODP déjà réalisés. En effet la longueur de ces derniers a peut-être permis d'atteindre les autres méga-dépôt (car ils atteignent le toit du Messinien, dépôt qui est situé sous les méga-dépôt). Cette même expertise peut être aussi exportée sur les méga-dépôts identifié dans d'autres régions du monde (définition les différents types de faciès, dont les termes divergent en fonction des auteurs).

Afin de renforcer les études paléosismologiques, il serait important de renforcer les modèles d'âges avec de nouvelles datations ^{14}C et des études sédimentologiques complémentaires tels que des études de matière organique, étude de la composition de sables ou des argiles. Cela permettrait de mieux identifier les sources potentielles de sédiment et d'obtenir une corrélation sédimentologique renforcée des turbidites entre elles. La réalisation d'étude paléosismologique à long terme est encore peu faites, il serait donc intéressant de développer cette discipline pour mieux développer les méthodes et paramètres à appliquer.

Références bibliographiques

A

Adam, J., 1990. Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, 9, 569-583.

Albert, P.G., Tomlinson, E.L., Lane, C.S., Wulf, S., Smith, V.C., Coltelli, M., Keller, J., Lo, Castro, D., Manning, C.J., Muller, W. and Menzies, M.A., 2013. Late glacial explosive activity on Mount Etna: implications for proximal-distal tephra correlations and the synchronization of Mediterranean archives. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, 265, 9-26.

Aloisi, M., Bruno, V., Cannavo, F., Ferranti, L., Mattia, M., Monaco, C. and Palano, M., 2012. Are the source models of the M 7.1 1908 Messina Straits earthquake reliable? Insights from a novel inversion and a sensitivity analysis of levelling data. *Geophysical Journal International*, 192, 1025-1041.

Ambraseys, N.N., 1962. Data for the investigation of the seismic sea-waves in the eastern Mediterranean. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52, 895-913.

Armijo, R., Meyer, B., King, G.C.P., Rigo, A. and Papanastassiou, D., 1996. Quaternary evolution of the Corinth Rift and its implications for the Late Cenozoic evolution of the Aegean. *Geophysical Journal International*, 126, 11-53.

Arzola, R.G., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G. and Weaver, P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology*, 250, 64-88.

B

Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandriforme: cas du système turbiditique actuel du Zaïre. Thèse de doctorat, Bordeaux. *Université de Bordeaux I, France*. *pp.*308.

Bagnold, R.A., 1962. Auto-suspension of transported sediment; Turbidity currents. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 265, 315-319.

Bard, E., 1988. Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, 3, 635-645.

Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P. and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to undestand submarine canyon evolutio (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22, 805-826.

Beck, C., 2009. Late Quaternary lacustrine paleo-seismic archives in north-western Alps: Examples of earthquake-origin assessment of sedimentary disturbances. *Earth-Science Reviews*, 96, 327-344.

Bellaiche, G., 1993. Sedimentary mechanisms and underlying tectonic structures of the northwestern Mediterranean margin, as revealed by comprehensive bathymetric and seismic surveys. *Marine Geology*, 112, 89-108.

Bertrand, S., Charlet, F., Chapron, E., Fagel, N. and De Batist, M., 2008. Reconstruction of the Holocene seismotectonic activity of the Southern Andes from seismites recorded in Lago Icalma, Chile, 39°S. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 301-322.

Billi, A., Funiciello, R., Minelli, L., Faccenna, C., Neri, G., Orecchio, B. and Presti, D., 2008. On the cause of the 1908 Messina tsunami, southern Italy. *Geophysical Research Letters*, 35.

Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M. and Garlan, T., 2011. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Marine and Petroleum Geology*, 28, 1061-1072.

Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B. and Members, I., 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland icecore record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13, 283-292.

Bonnel, C., 2005. Mise en place des lobes distaux dans les sytèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. Thèse de doctorat, Bordeaux. *Université de Bordeaux I*. *pp.*277.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier Pub. Co.,

Bouma, A.H., 1987. Megaturbidite: an acceptable term? *Geo-Marine Letters*, 7, 63-67.

Bouma, A.H., 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 137-143.

Bouma, A.H., 2004. Key controls on the characteristics of turbidity system, in: Geological Society, L., Special Publications (Ed.), Confined Turbidite Systems, *The Geological Society of London 2004 ed*. Lomas, S.A., Joseph, P., pp. 9-22.

Bouma, A.H. and Ravenne, C., 2004. The Bouma Sequence (1962) and the resurgence of geological interest in the French Maritime Alps (1980s): the influence of the Grès d'Annot in developing ideas of turbidite systems, in: Geological Society, L., Special Publications (Ed.), Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems., *The Geological Society of London ed*. Joseph, P., Lomas, S.A., pp. 27-38.

Bourget, J., Zaragosi, S., Rodriguez, M., Fournier, M., Garlan, T. and Chamot-Rooke, N., 2013. Late Quaternary megaturbidites of the Indus Fan: Origin and stratigraphic significance. *Marine Geology*, 336, 10-23.

Branca, S., Coltelli, M. and Groppelli, G., 2011. Geological evolution of a complex basaltic stratovolcano: Mount Etna, Italy. *Italian Journal of geosciences*, 130, 306-317.

Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L. and Gillet, H., 2014. 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology*, 347, 136-152.

Bronk Ramsey, C., 2008. Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Reviews*, 27, 42-60.

Bronk Ramsey, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, 337-360.

C

Calvert, S.E., 1983. Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the Eastern Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 6, 255-267.

Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. and Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206, 119-146.

Capozzi, R. and Negri, A., 2009. Role of sea-level forced sedimentary processes on the distribution of organic carbon-rich marine sediments: A review of the Late Quaternary sapropels in the Mediterranean Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273, 249-257.

Casalbore, D., Chiocci, F.L., Scarascia, M.G., Tommasi, P. and Sposato, A., 2011. Flash-flood hyperpycnal flows generating shallow-water landslides at Fiumara mouths in Western Messina Strait (Italy). *"Special issue: Seafloor mapping for geohazard assessment". Marine Geophysic Research*, 32, 257-271.

Catalano, R., Doglioni, C. and Merlini, S., 2001. On the mesozoic Ionian Basin. *Geophys. J. Int.*, 144, 49-64.

Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconinck, J.-F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11, 86-92.

Chassiot, L., Chapron, E., Di Giovanni, C., Lajeunesse, P., Tachikawa, K., Garcia, M. and Bard, E., 2016. Historical seismicity of the Mont Dore volcanic province (Auvergne, France) unraveled by a regional lacustrine investigation: New insights about lake sensitivity to earthquakes. *Sedimentary Geology*, 339, 134-150.

Cifuentes, I.L., 1989. The 1960 Chilean earthquakes. *Journal of Geophysical Research*, 94, 665.

Cita, M.B. and Aloisi, G., 2000. Deep-sea tsunami deposits triggered by the explosion of Santorini (3500 y BP), eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 135, 181-203.

Cita, M.B., Beghi, C., Camerlenghi, A., Kastens, K.A., McCoy, F.W., Nosetto, A., Parisi, E., Scolari, F. and Tomadin, L., 1984a. Turbidites and megaturbidites from the Herodotus abyssal plain (Eastern Mediterranean) unrelated to seismic events. *Marine Geology*, 55, 79-101.

Cita, M.B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzi Bottani, G., Tomadin, L. and Violanti, D., 1982. Late Quaternary pelagic sedimentation in the Southern Calabrian Ridge and Western Mediterranean Ridge, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 7, 135-162.

Cita, M.B., Camerlenghi, A., Kastens, K.A. and McCoy, F.W., 1984b. New findings of bronze age homogenites in the Ionian sea: geodynamic implications for the mediterranean. *Marine Geology*, 55, 47-62.

Cita, M.B., Camerlenghi, A. and Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology*, 104, 155-173.

Cita, M.B., Ryan, W.B.F. and Kidd, R.B., 1978. Sedimentation rates in Neogene deep-sea sediments from the Mediterranean and geodynamic implications of their changes, in: In: Hsu¨, K.J., Montadert, L. et al., Init. Rep. DSDP, XCLL, part 1, (Ed.), pp. 991-1002.

Cita, M.B., Vergnaud-Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N. and d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8, 205-235.

Clark, J.D., Kenyon, N.H. and Pickering, K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: Implications for the classification of submarine fans. *Geology*, 20, 633-636.

Clift, P.D. and Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42, RG2001.

Corselli, C., Principato, M.S., Maffioli, P. and Crudeli, D., 2002. Changes in planktonic assemblages during sapropel S5 deposition: Evidence from Urania Basin area, eastern Mediterranean. *Paleoceanography*, 17, 1-1.

Covault, J.A. and Graham, S.A., 2010. Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology*, 38, 939-942.

_____D_____

D'Agostino, N., Avallone, A., Cheloni, D., D'Anastasio, E., Mantenuto, S. and Selvaggi, G., 2008. Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors. *Journal of Geophysical Research*, 113.

D'Agostino, N., D'Anastasio, E., Gervasi, A., Guerra, I., Nedimović, M.R., Seeber, L. and Steckler, M., 2011. Forearc extension and slow rollback of the Calabrian Arc from GPS measurements. *Geophysical Research Letters*, 38, L17304.

Daly, R.A., 1936. Origin of submarine canyons. *American Journal of Sciences*, 31, 401-420.

De Martini, P.M., Barbano, M.S., Pantosti, D., Smedile, A., Pirrotta, C., Del Carlo, P. and Pinzi, S., 2012. Geological evidence for paleotsunamis along eastern Sicily (Italy): an overview. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, 2569-2580.

De Voogd, B., Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Huchon, P., Lallemant, S. and 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.

de Vries, H., 1958. Variation in concentration of radiocarbon with time and location on earth. *Proc. Koninkl. Nederl. Akad. Wetenschappen*, b61, 1-9.

DeMets, C., Gordon, G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.

Deptuck, M.E., Piper, D.J.W., Savoye, B. and Gervais, A., 2008. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology*, 926, 1-32.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Westphal, M., Bazhenov, M.L. and Lauer, J.P., Biju-Duval, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.

Ducassou, E., Migeon, S.B., Mulder, T., Murat, A., Capotondi, L., Bernasconi, S.M. and Mascle, J., 2009. Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. *Sedimentology*, 56, 2061-2090.

Duplaix, S., 1958. Etude minéralogique des niveaux sableux des carottes prélevées sur le fond de la Méditerranée : Swedish Deep-Sea Exped., 1947-48. Rept. v. 8, 137-166.

E

Elmore, R., Pilkey, O., Cleary, W. and Curran, H., 1979. Black Shell turbidite, Hatteras Abyssal Plain, western Atlantic Ocean. *Geological Society of America Bulletin, Part. I*, 90, 1165-1176.

Emeis, K.C., Sakamoto, T., Wehausen, R. and Brumsack, H.J., 2000. The sapropel record of the eastern Mediterranean Sea - Results of Ocean Drilling Program Leg 160. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 371-395.

Emeis, K.C., Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T., Sakamoto, T. and Koizumi, I., 2003. Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta^{18}O$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary. *Paleoceanography*, 18, 5-1.

F

Faccenna, C., Becker, T.W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J.P., Capitanio, F.A., Funiciello, F., Horvàth, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F. and Serpelloni, E., 2014. Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews of Geophysics*, 52, 283-332.

Faccenna, C., Becker, T.W., Lucente, F.P., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2001. History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 145, 809-820.

Faccenna, C., Molin, P., Orecchio, B., Olivetti, V., Bellier, O., Funiciello, F., Minelli, L., Piromallo, C. and Billi, A., 2011. Topography of the Calabria subduction zone (southern Italy): Clues for the origin of Mt. Etna. *Tectonics*, 30, n/a-n/a.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet, L. and Rossetti, F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012.

Fairbank, R.G., 1989. A 17 000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.

Fanetti, D., Anselmetti, F.S., Chapron, E., Sturm, M. and Vezzoli, L., 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 259, 323-340.

Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F. and Robb, J.M., 1983. Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution., *The shelfbreak: Critical interface on continental margins. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, D.J., S. and Moore, G.T., Tulsa (U.S.A.), 25-39,

Finetti, I., 1982. Structure, stratigraphy and evolution of central mediterranean. *Bollettino di Geofisica Teorica et Applicata*, 24, 247-312.

Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J. and Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan, *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, Weimer, P.a.L., M.H., 415-433,

Flood, R.D. and Piper, D.J.W., 1997. Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Flood, R.D., Piper, D. J. W., Klaus, A., Peterson, L.C., 653-675,

Floyd, M.A., Billiris, H., Paradissis, D., Veis, G., Avallone, A., Briole, P., McClusky, S., Nocquet, J.M., Palamartchouk, K., Parsons, B. and England, P.C., 2010. A new velocity field for Greece: Implications for the kinematics and dynamics of the Aegean. *Journal of Geophysical Research*, 115, B10403.

Forel, F.A., 1892. Le Léman: Monographie Limnologique, Rouge, F., Lausanne, 543,

Friedrich, W.L., Kromer, B., Friedrich, M., Heinemeier, J., Pfeiffer, T. and Talamo, S., 2006. Santorini eruption radiocarbon dated to 1627-1600 B.C. *Science*, 312.

Frizon de Lamotte, D., Raulin, C., Mouchot, N., Wrobel-Daveau, J.-C., Blanpied, C. and Ringenbach, J.-C., 2011. The southernmost margin of the Tethys realm during the Mesozoic and Cenozoic: Initial geometry and timing of the inversion processes. *Tectonics*, 30, TC3002.

G

Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.-A. and 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*, 602, 141-152.

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Graindorge, D., Chamot-Rooke, N. and Klaeschen, D., 2011. A Miocene tectonic inversion in the Ionian Sea (central Mediterranean): Evidence from multichannel seismic data. *Journal of Geophysical Research*, 116.

Gallais, F., Gutscher, M.-A., Klaeschen, D. and Graindorge, D., 2012. Two-stage growth of the Calabrian accretionary wedge in the Ionian Sea (Central Mediterranean): Constraints from depth-migrated multichannel seismic data. *Marine Geology*, 326-328, 28-45.

Galloway, W.E., 1998. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: Implications for the classification of submarine fans. *AAPG Bulletin*, 82, 569-595.

García, M., Alonso, B., Ercilla, G. and Gràcia, E., 2006. The tributary valley systems of the Almeria Canyon (Alboran Sea, SW Mediterranean): Sedimentary architecture. *Marine Geology*, 226, 207-223.

Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopoli, S., Papatheodorou, G. and Ferentinos, G., 2008. Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka. *Journal of Marine Systems*, 74, 623-638.

Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T. and Gonthier, E., 2006. Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 485-502.

Gervais, A., Savoye, B., Piper, D.J.W., Mulder, T., cremer, M. and Pichevin, L., 2004. Present morphology and depositional architecture of a sandy confined submarine system: the Golo turbidite system (eastern margin of Corsica). *Geological Society , London, Special Publication*, 222.

Ghibaudo, G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Blackwell Publishing Ltd*, 423-454.

Giosan, L., Flood, R.D. and Aller, R.C., 2002. Paleoceanographic signi¢cance of sediment color on western North Atlantic drifts: I. Origin of color. *Marine Geology*, 189, 25-41.

Goldfinger, C., 2011. Submarine paleoseismology based on turbidite records. *Ann Rev Mar Sci*, 3, 35-66.

Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J. and 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 and Planetary Science Letters*, 254, 9-27.

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E. and Party, S.S., 2003. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics*, 46, 1169-1194.

Goldfinger, C., Nelson, C.H., Morey, A.E., Johnson, J.E., Patton, J.R., Karabanov, E., Gutiérrez-Pastor, J., Eriksson, A., Gràcia, E., Dunhill, G., Enkin, R.J., Dallimore, A. and Vallier, T., 2012. Turbidite event history - Methods and implications for Holocene Paleoseismicity of the cascadia subduction zone, in: Survey, U.S.G. (Ed.), p. 170.

Gràcia, E., Vizcaino, A., Escutia, C., Asioli, A., Rodés, Á., Pallàs, R., Garcia-Orellana, J., Lebreiro, S. and Goldfinger, C., 2010. Holocene earthquake record offshore Portugal (SW Iberia): testing turbidite paleoseismology in a slow-convergence margin. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1156-1172.

Graziani, L., Maramai, A. and Tinti, S., 2006. A revision of the 1783-1784 Calabrian (southern Italy) tsunamis. *Natural Hazards and Earth System Science*, 6, 1053-1060.

Guidoboni, E., 1989. Catalogo. I terremoti prima del Mille in Italia e nell'area Mediterranea. *Storia, Sismologica*, ING-SGA, 574-750 (in italian).

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G. and Valensise, G., 2007. CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). http://storing.ingv.it/cfti4med/

Gutscher, M.-A., Dominguez, S., Mercier de Lepinay, B., Pinheiro, L., Gallais, F., Babonneau, N., Cattaneo, A., LeFaou, Y., Barreca, G., Micallef, A. and Rovere, M., 2016. Tectonic expression of an active slab-tear from high-resolution seismic and bathymetric data offshore Sicily (Ionian Sea). *Tectonics*.

Gutscher, M.-A., Kopp, H., Krastel, S., Bohrmann, G., Garlan, T., Zaragosi, S., Klaucke, I., Wintersteller, P., Loubrieu, B., Le Faou, Y., San Pedro, L., Dominguez, S., Rovere, M., Mercier de Lepinay, B., Ranero, C. and Sallares, V., 2017. Active tectonics of the Calabrian subduction revealed by new multi-beam bathymetric data and high-resolution seismic profiles in the Ionian Sea (Central Mediterranean). *Earth and Planetary Science Letters*, 461, 61-72.

Gutscher, M.A., Roger, J., Baptista, M.A., Miranda, J.M. and Tinti, S., 2006. Source of the 1693 Catania earthquake and tsunami (southern Italy): New evidence from tsunami modeling of a locked subduction fault plane. *Geophysical Research Letters*, 33.

H

Heezen, B.C. and Ewing, M., 1963. The Mid-Oceanic Ridge. Seas, ideas and observation on progress in the study of the seas. *M.N. Hill, Editor, Interscience, New York*, 3, 388-410.

Heller, P.L. and Dickinson, W.R., 1985. Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin*, 69, 960-976.

Henrich, R., Cherubini, Y. and Meggers, H., 2010. Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The Timiris Canyon. *Marine Geology*, 275, 178-198.

Hieke, W., 1984. A thick holocene homogenite from the ionian abyssal plain (eastern mediterranean). *Marine Geology*, 55, 63-78.

Hieke, W., 2000. Transparent layers in seismic reflection records from the central Ionian Sea (Mediterranean) - evidence for repeated catastrophic turbidite sedimentation during the Quaternary. *Sedimentary Geology*, 135, 89-98.

Hieke, W. and Dehghani, G.A., 1999. The Victor Hensen Structure in the central Ionian Sea and its relation to the Medina Ridge (Eastern Mediterranean). *Z. dt. Geol. Ges*, 149, 487-505.

Hieke, W., Hirschleber, H.B. and Dehghani, G.A., 2003. The Ionian Abyssal Plain (central Mediterranean Sea): Morphology, subbottom structures and geodynamic history – an inventory. *Marine Geophysical Researches*, 24, 279-310.

Hieke, W. and Wanninger, A., 1985. The Victor Hensen Seahill (Central Ionian Sea) - Morphology and Structural Aspects. *Marine Geology*, 64, 343-350.

Hieke, W. and Werner, F., 2000. The Augias megaturbidite in the central Ionian Sea (central Mediterranean)and its relation to the Holocene Santorini event *Sedimentary Geology*, 135, 205-218.

Hill, P.R., Moran, K.M. and Blasco, S.M., 1982. Creep deformation of slope sediments in the Canadian Beaufort Sea. *Geo-Marine Letters*, 2, 219-234.

Hinz, K., 1974. Results of seismic refraction and seismic reflexion measurements in the Ionian Sea, . *Geol. Jahrb., Reihe E*, 33-65.

Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L. and Group, E.S., 1997. Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 171-191.

Hiscott, R.L., Hall, F.R. and Pirmez, C., 1997. Turbidity-current overspill from the Amazon channel: texture of the silt/sand load, paleflow from anisotropy of magnetic susceptibility and

implications for flow processes., in: Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A. and Peterson, L.C. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, pp. 53-78.

Hollenstein, C., Müller, M.D., Geiger, A. and Kahle, H.G., 2008. Crustal motion and deformation in Greece from a decade of GPS measurements, 1993–2003. *Tectonophysics*, 449, 17-40.

Huang, X., Du, Y., He, Z., Ma, B. and Xie, F., 2015. Late Pleistocene–Holocene paleoseismology of the Batang fault (central Tibet plateau, China). *Geomorphology*, 239, 127-141.

Hübscher, C., Spieβ, V., Breitzke, M. and Weber, M.E., 1997. The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Marine Geology*, 141, 125-145.

Huguen, C., Chamot-Rooke, N., Loubrieu, B. and Mascle, J., 2006. Morphology of a Pre-collisional, Salt-bearing, Accretionary Complex: The Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Marine Geophysical Researches*, 27, 61-75.

Huguen, C., Mascle, J., Chaumillon, E., Woodside, J.M., Benkhelil, J., Kopf, A. and Volkonskaïa, A., 2001. Deformational styles of the eastern Mediterranean Ridge and surroundings from combined swath mapping and seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 343, 21-47.

Huh, C.-A., Su, C.-C., Liang, W.-T. and Ling, C.-Y., 2004. Linkages between turbidites in the southern Okinawa Trough and submarine earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 31, n/a-n/a.

Hunt, J.E., Wynn, R.B., Masson, D.G., Talling, P.J. and Teagle, D.A.H., 2011. Sedimentological and geochemical evidence for multistage failure of volcanic island landslides: A case study from Icod landslide on north Tenerife, Canary Islands. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q12007.

I

I.O.C., I.O.C.-. 1981. International Bathymetric Chart of the Mediterranean, 1 : 1,000,000 (Lat. 38°). 10 sheets., Head Department of Navigation Oceanogr., Leningrad,

Insinga, D.D., Tamburrino, S., Lirer, F., Vezzoli, L., Barra, M., De Lange, G.J., Tiepolo, M., Vallefuoco, M., Mazzola, S. and 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. *Quaternary Science Reviews*, 85, 63-84.

J

Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C. and Droz, L., 2008. Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Marine Geology*, 252, 62-77.

Jenny, S., Goes, S., Giardini, D. and Kahle, H.G., 2006. Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics*, 415, 81-101.

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P. and Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 188-189, 9-33.

Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 16, 1095-1106.

Jorissen, F.J., Asioli, A., Borsetti, A.M., Capotondi, L., de Visser, J.P., Hilgen, F.J., Rohling, E.J., van der borg, K., Vergnaud Grazzini, C. and Zachariasse, W.J., 1993. Late quaternary central Mediterranean biochronology. *Marine Micropaleontology*, 21(1-3), 169-189.

K

Kastens, K.A., 1984. Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the calabrian ridge. *Marine Geology*, 55, 13-33.

Kastens, K.A., Breen, N.A. and Cita, M.B., 1992. Progressive deformation of an evaporite-bearing accretionary complex: SeaMARC I, SeaBeam and piston-core observations from the Mediterranean Ridge. *Marine Geophysical Researches*, 14, 249-298.

Kastens, K.A. and Cita, M.B., 1981. Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geological Society of America Bulletin, Part. I*, 92, 845-857.

Kastens, K.A. and Shor, A.N., 1985. Depositional Processes of a Meandering Channel on Mississippi Fan. *AAPG Bulletin*, 69, 190-202.

Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.

Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D. and Altherr, R., 1978. explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 591-604.

Kidd, R.B., Cita, M.B. and Ryan, W.B.F., 1978. Stratigraphy of eastern Mediterranean sapropel sequences recovered during DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project 42A*, 421-443.

Klinger, Y., Etchebes, M., Tapponnier, P. and Narteau, C., 2011. Characteristics slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China. *Nature*, 4, 389-392.

Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Geological Society, London, Special Publications*, 94, 31-49.

Kneller, B. and Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanisms of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47, 62-94.

Kneller, B.C., Bennett, S.J. and McCaffrey, W.D., 1997. Velocity and turbulence structure of gravity currents and internal solitary waves: potential sediment transport and the formation of wave ripples in deep water. *Sedimentary Geology*, 112, 235-250.

Kneller, B.C., Bennett, S.J. and McCaffrey, W.D., 1999. Velocity structure, turbulence and fluid stresses in expermental gravity currents. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 104, 5281-5291.

Köng, E., Zaragosi, S., Schneider, J.-L., Garlan, T., Bachèlery, P., San Pedro, L., Seibert, C. and Racine, C., 2016. Untangling the complex origin of turbidite activity on the Calabrian Arc (Ionian Sea) over the last 60ka. *Marine Geology*, 373, 11-25.

Kontakiotis, G., 2016. Late Quaternary paleoenvironmental reconstruction and paleoclimatic implications of the Aegean Sea (eastern Mediterranean) based on paleoceanographic indexes and stable isotopes. *Quaternary International*, 401, 28-42.

Kozłowska, M., Orlecka-Sikora, B., Rudziński, Ł., Cielesta, S. and Mutke, G., 2016. A typical evolution of seismicity patterns resulting from the coupled natural, human-induced and coseismic stresses in a longwall coal mining environment. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 86, 5-15.

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400, 652-655.

Kuenen, P.H., 1937. Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidshe Geologishe Mededeelingen*, 8, 327-351.

Kuenen, P.H., 1953. Significant Features of Graded Bedding. *AAPG Bulletin*, 37, 1044-1066.

Kuenen, P.H. and Migliorini, C.I., 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The journal of Geology*, 58, 91-127.

L

Lallemand, S., Huchon, P., Jolivet, L. and Prouteau, G., 2005. Convergence lithosphérique, *Société géologique de France*, Vuibert, Paris, 182,

Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. and Ravenne, C., 1988. Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology*, 35, 73-84.

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

Le Pichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3661-3697.

Le Pichon, X. and Kreemer, C., 2010. The Miocene-to-present kinematic evolution of the eastern Mediterranean and Middle East and its implications for dynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 38, 323-351.

Le Pichon, X., Lallemant, S.J., Chamot-Rooke, N., Lemeur, D. and Pascal, G., 2002. The Meditterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes. *Marine Geology*, 186, 111-125.

Lehu, R., Lallemand, S., Ratzov, G., Babonneau, N., Hsu, S.-K., Lin, A.T. and Dezileau, L., 2016. An attempt to reconstruct 2700years of seismicity using deep-sea turbidites offshore eastern Taiwan. *Tectonophysics*.

Lemmim, U., 1995. Limnologie Physique, *Collection. Ecologie 25. Masson*, Pourriot, R. and Meybeck, M., Paris, 60-114,

Levret, A. and Volant, P., 2004. Sur la trace des séismes du passé. *Séismes. La terre sur écoute. Découverte*, 318, 39-49.

Loget, N., Van der Driessche, J. and Davy, P., 2005. How did the Messinian Salinity Crisis end? *Terra Nova*, 17(5), 414-419.

Lourens, L.J., Antonarakou, F.J., Hilgen, F.J., Van Hoof, A.A.M., Vergnaud Grazzini, C. and Zachariasse, W.J., 1996. Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography*, 11, 391-431.

Lowe, D., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of sedimentary Petrology*, 52, 0279-0297.

Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C. and group, t.I., 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews*, 27, 6-17.

Lustrino, M., Duggen, S. and Rosenberg, C.L., 2011. Mediterranean: anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth Sci. Rev.*, 104, 1-40.

_____M_____

Makris, J., Nicolich, R. and Weigel, W., 1986. A seismic study in the Western Ionian Sea. *Annales Geophysicae*, 86, 665-678.

Malinverno, A. and Ryan, W.B.F., 1986. Extension in the Tyrrhenian sea and shortening of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.

Manning, S.W., Ramsey, C.B., Kutschera, W., Higham, T., Kromer, B., Steier, P. and Wild, E.M., 2006. Chronology for the Aegean Late Bronze Age 1700-1400 B.C. *Science*, 312, 565-569.

McCalpin, J.P., 2009. Paleoseismology. Academic press,

McKenzie, D.P., 1969. Speculations on the Consequences and Causes of Plate Motions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 18, 1-32.

Melluso, L., De' Gennaro, R., Fedele, L., Franciosi, L. and Morra, V., 2012. Evidence of crystallization in residual, Cl-F-rich, agpaitic, trachyphonolitic magmas and primitive Mg-rich basalt-trachyphonolite interaction in the lava domes of the Phlegrean Fields (Italy). *Geol. Mag*, 149, 532-550.

Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition., *Turbidites and deep-water sedimentation: Pacific section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, (Editors), M.G.V.a.B.A.H., Los Angeles, 1-38,

Migeon, S., Savoye, B. and Faugeres, J.-C., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology*, 133, 265-293.

Miglietta, M.M., Laviola, S., Malvaldi, A., Conte, D., Levizzani, V. and Price, C., 2013. Analysis of tropical-like cyclones over the Mediterranean Sea through a combined modeling and satellite approach. *Geophysical Research Letters*, 40, 2400-2405.

Minelli, L. and Faccenna, C., 2010. Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean). *Tectonics*, 29, TC4004.

Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K.X. and Hondzo, M., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 387-394.

Montenat, C. and Ott d´Estevou, P., 1990. Eastern betic Neogene Basins - a review. *In: Montenat, C. (Ed.), Les Bassins Neogenes du Domaine Bétique Orientale (Espagne). Documents et Travaux IGAL*, 9-15.

Mosher, D.C., Piper, D.J.W., Campbell, D.C. and Jenner, K., 2004. Near surface geology and sediment-failure geohazards of the central Scotian Slope. *AAPG Bulletin*, 88, 703-723.

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

Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 43-57.

Mulder, T. and Etienne, S., 2010. Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. *Sedimentary Geology*, 229, 75-80.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.-C., 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21, 86-93.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Jouanneau, J.-M., 2001b. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology*, 29, 1011-1014.

Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W. and Syvitski, J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. *Geological Society, London, Special Publications*, 129, 145-166.

Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 861-882.

Mulder, T., Zaragosi, S., Razin, P., Grelaud, C., Lanfumey, V. and 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). *Sedimentary Geology*, 222, 263-273.

Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences., in: Zuffa., G.C. (Ed.), Provenance of Arenites., Dordrecht. Reidel Publishing Company, pp. 65-93.

Mutti, E. and Normark, W.R., 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems., in: Weimer, P. and Link, M. (Eds.), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems., Springer New York, pp. 75-106.

Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H., 1978). *International Geology Review*, 20, 125-166.

Mutti, E., Ricci Lucchi, F., Seguret, M. and Zanzucchi, G., 1984. Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55, 103-116.

N

Nakajima, T. and Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135, 1-19.

National Geophysical Data Center / World Data, N.G.D.C.-W.D., 2015. Global significant earthquake database., *National Geophysical Data Center, NOAA*, http://www.ngdc.noaa.gov/docucomp/page?xml=NOAA/NESDIS/NGDC/MGG/Hazards/iso/xml/G012153.xml&view=getDataView&header=none

Nelson, C.H., Goldfinger, C., Vallier, T.L., McGann, M.L. and Kashgarian, M., 1996. North to south variation in Cascadia Margin turbidite event history: implications for paleoseismicity. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 28, 95.

Nelson, C.H., Gutiérrez Pastor, J., Goldfinger, C. and Escutia, C., 2012. Great earthquakes along the Western United States continental margin: implications for hazards, stratigraphy and turbidite lithology. *Natural Hazards and Earth System Science*, 12, 3191-3208.

Nocquet, J.M., 2012. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results. *Tectonophysics*, 579, 220-242.

Noda, A., TuZino, T., Kanai, Y., Furukawa, R. and Uchida, J.-i., 2008. Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites. *Marine Geology*, 254, 73-90.

Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidites environments. *AAPG Bulletin*, 62, 912-931.

Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V. and Bowen, A.J., 1980. Sediment waves on the Monterey fan levee: A preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37, 1-18.

Nováková, L., 2016. Paleoseismology: evidence of earth activity. *International Journal of Earth Sciences*, 105, 1467-1469.

O-P

Olausson, E., 1961. Studies in deep-sea cores, Rep. Swed. Deep-sea Exped. 8 (1947-1948), pp. 337-391.

Palano, M., Ferranti, L., Monaco, C., Mattia, M., Aloisi, M., Bruno, V., Cannavò, F. and Siligato, G., 2012. GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: Updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean. *Journal of Geophysical Research*, 117.

Papadopoulos, G.A., Daskalaki, A., Fokaefs, A. and Giraleas, N., 2010. Tsunami hazard in the Eastern Mediterranean Sea: strong earthquakes and tsunamis in the West Hellenic Arc and Trench System. *J. Earthq. Tsunami*, 4, 145-179.

Papadopoulos, G.A. and Imamura, F., 2001. A proposal for a new tsunami intensity scale, ITS 2001 Proceedings, Session 5, Number 5-1.

Paterne, M., 2006. Les variations climatiques au Pléistocène en région méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol*, 5, 57-64.

Perri, F., Critelli, S., Dominici, R., Muto, F., Tripodi, V. and Ceramicola, S., 2012. Provenance and accommodation pathways of late Quaternary sediments in the deep-water northern Ionian Basin, southern Italy. *Sedimentary Geology*, 280, 244-259.

Philip, H., Bousquet, J.-C. and Masson, F., 2007. Séismes et risques sismiques - Approche sismotectonique, DUNOD, Paris, 340,

Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989. Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics., Hyman, U., London, 416,

Pierau, R., Hanebuth, T.J.J., Krastel, S. and Henrich, R., 2010. Late Quaternary climatic events and sea-level changes recorded by turbidite activity, Dakar Canyon, NW Africa. *Quaternary Research*, 73, 385-392.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R., 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology*, 30, 681-694.

Piper, D.J.W. and Normark, W.R., 2009. Processes That Initiate Turbidity Currents and Their Influence on Turbidites: A Marine Geology Perspective. *Journal of Sedimentary Research*, 79, 347-362.

Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R.G., Panieri, G. and Gasperini, L., 2013a. Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. *Sci Rep*, 3, 1285.

Polonia, A., Nelson, C.H., Romano, S., Vaiani, S.C., Colizza, E., Gasparotto, G. and Gasperini, L., 2016a. A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. *Marine Geology*.

Polonia, A., Panieri, G., Gasperini, L., Gasparotto, G., Bellucci, L.G. and Torelli, L., 2013b. Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc Subduction Complex (Ionian Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, 112-140.

Polonia, A., Torelli, L., Artoni, A., Carlini, M., Faccenna, C., Ferranti, L., Gasperini, L., Govers, R., Klaeschen, D., Monaco, C., Neri, G., Nijholt, N., Orecchio, B. and Wortel, R., 2016b. The Ionian and Alfeo–Etna fault zones: New segments of an evolving plate boundary in the central Mediterranean Sea? *Tectonophysics*, 675, 69-90.

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

Polonia, A., Vaiani, S.C. and de Lange, G.J., 2016c. Did the A.D. 365 Crete earthquake/tsunami trigger synchronous giant turbidity currents in the Mediterranean Sea? *Geology*, G37486.37481.

Popov, S.V., Rögl, F., Rozanov, A.Y., Steininger, F.F., Shcherba, I.G. and Kovac, M., 2004. Lithological–Paleogeographic maps of Paratethys, 10maps late Eocene to Pliocene. *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 250, 1-46.

Posamentier, H., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework., *Sea-level changes: an integrated approach SEPM Special Publication.*, al., W.e., Tulsa (U.S.A.), 110-124,

Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and system track models. Sea-level changes - an integrated approach. *J. C. Van Wagoner, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42, 110-124.

Potter, P.E., 1992. Sand and sandstone, , Springer-Verlag, e.é., 553,

Pouderoux, H., 2011. Sédimentation gravitaire et paléosismicité d'une marge active : exemple de la marge en subduction Hikurangi en Nouvelle-Zélande. *Université de Rennes 1*.

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

Prather, B.E., Booth, J.R., Steffens, G.S. and Craig, P.A., 1998. Classification, lithologic calibration and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deepwater Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, 701-728.

Prélat, A., Hodgson, D.M. and Flint, S.S., 2009. Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Blackwell Publishing Ltd*, 2132-2154.

Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D. and Sternberg, R.W., 2004. Storm-induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal Geophysical Research*, 109, C03019.

R

Ravenne, C. and Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 38, 279-297.

Reading, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78, 792-822.

Rebesco, M., Vedova, B.D., Cernobori, L. and Aloisi, G., 2000. Acoustic facies of Holocene megaturbidites in the Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, 135, 65-74.

Reeder, M.S., Rothwell, R.G. and Stow, D.A.V., 2000. Influence of sea level and basin physiography on emplacement of the late Pleistocene Herodotus Basin Megaturbidite, SE Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 199-218.

Reeder, M.S., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., Kahler, G. and Kenyon, N.H., 1998. Turbidite flux, architecture and chemostratigraphy of the Herodotus Basin, Levantine Sea, south-eastern Mediterranean, *Geological processes on continental margins: sedimentation, mass wasting and stability*, Stoker, M.S., Evans, D. and Cramp, D. Geological Society of London, Special publication, 19-41,

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111, B05411.

Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Bronk Ramsey, C., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, I.,

Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, 51, 1111-1150.

Ricci Lucchi, F., 1985. Marnoso-Arenacea turbidite system, Italy., *Submarine Fans and Related Turbidite Systems.*, Bouma, A.H., Normark, W.R. and Barnes, P.M., Springer-Verlag, New York,, 209-216,

Richards, M., Bowman, M. and Reading, H.G., 1998. Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology*, 15, 689-717.

Richter, T.O., Van Der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H.C., De Haas, H. and Van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments, in: Rothwell, R.G. (Ed.), pp. 39-50.

RMS Special report, 2008. The 1908 Messina earthquake: 100 year retrospective. , Risk Management Solutions,, pp. 1 - 15.

Rohling, E.J. and Gieskes, W.W.C., 1989. Late Quaternary changes in Mediterranean intermediate water density and formation rate. *Paleoceanography*, 4, 531-545.

Rosenbaum, G., Lister, G.S. and Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129.

Rossignol-Strick, M., 1999. The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. *Quaternary Science Reviews*, 18, 515-530.

Rothwell, R.G., Hoogakker, B., J., T., Croudace, I.W. and Frenz, M., 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 267, 79-98.

Rothwell, R.G., J., T. and Kähler, G., 1998. Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene "megaturbidite" in the western Mediterranean Sea. *Nature*, 392, 377-380.

Rothwell, R.G. and Party, t.M.D.C.S., 1995. Marion Dufresne Cruise 81: Mediterranean Giant Piston Coring Transect. Cruise Report (MAST II PALEOFLUX Programme), p. 117 pp.

Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D.A.V., J., T. and Kähler, G., 2000. Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology*, 135, 75-88.

Rotolo, S.G., Scaillet, S., La Felice, S. and Vita-Scaillet, G., 2013. A revision of the structure and stratigraphy of pre-Green Tuff ignimbrites at Pantelleria (Strait of Sicily). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 250, 61-74.

Roure, F., Casero, P. and Addoum, B., 2012. Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere. *Tectonics*, 31, TC3006.

Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P. and Stucchi, M., 2011. CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes., in: Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, M., Bologna (Ed.).

Ryan, W.B.F. and Heezen, B.C., 1965. Ionian Sea Submarine Canyons and the 1908 Messina Turbidity Current. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 915-932.

Ryan, W.B.F., Kastens, K.A. and Cita, M.B., 1982. Geological evidence concerning compressional tectonics in the eastern Mediterranean. *Tectonophysics*, 86, 213-424.

S

San Pedro, L., Babonneau, N., Gutscher, M.A. and Cattaneo, A., 2016. Origin and chronology of the Augias deposit in the Ionian Sea (Central Mediterranean Sea), based on new regional sedimentological data. *Marine Geology*.

Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. and Gasperini, P., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, 169, 1180-1200.

Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6, 183-190.

Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342.

Shanmugam, G., 2011. Process-sedimentological challenges in distinguishing paleo-tsunami deposits. *Natural Hazards*, 63, 5-30.

Shanmugam, G. and Moiola, R.J., 1982. Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology*, 10, 231-235.

Shanmugam, G., Moiola, R.J. and Damuth, J.E., 1985. Eustatic control of submarine fan development., *Submarine fans and related turbidite systems*, Bouma, A.H., Normark, W.R. and Barnes, N.E. Springer-Verlag, New-York, 23-28,

Shepard, F.P., 1936. The underlying causes of submarine canyons. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 22, 496-502.

Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*, 65, 1062-1077.

Shepard, F.P. and Dill, R.F., 1966. Submarine Canyons and Other Sea Valleys, *Rand McNally Company*, Chicago,

Shikakura, Y., 2014. Marine terraces caused by fast steady uplift and small coseismic uplift and the time-predictable model: Case of Kikai Island, Ryukyu Islands, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 404, 232-237.

Skempton, A.W. and Hutchinson, J.N., 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations., State-of-the-Art Report, *in* 7th International Conference on Soi! Mechanics and Foundation Engineering, Proceedings, Mexico City, pp. 291-335.

Smith, V.C., Isaia, R. and Pearce, N.J.G., 2011. Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers. *Quat. Sci. Rev.*, 30, 341-357.

Spencer, J.W., 1903. Submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin*, 14, 207-226.

Spicak, A., Hanus, V. and Vanek, J., 2002. Seismic activity around and under Krakatau volcano, Sunda arc: Constraints to the source region of island arc volcanics. *Studia geophysica et Geodaetica*, 46, 545-565.

Stow, D.A.V., Reading, H.G. and Collinson, J.D., 1996. Deep seas. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3, 395-453.

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

Strasser, M., Anselmetti, F.S., Fäh, D., Giardini, D. and Schnellmann, M., 2006. Magnitudes and source areas of large prehistoric northern Alpine earthquakes revealed by slope failures in lakes. *Geology*, 34, 1005.

Swiss Seismological Service, S.E.D., 2016. Swiss Seismological Service. http://www.seismo.ethz.ch/index_EN

T

Talling, P.J., 2014. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. *Marine Geology*, 352, 155-182.

Tanguy, J.-C., Condomines, M., Le Goff, M., Chillemi, V., La Delfa, S. and Patanè, G., 2007. Mount Etna eruptions of the last 2,750 years: revised chronology and location through archeomagnetic and 226Ra-230Th dating. *Bulletin of Volcanology*, 70, 55-83.

Tanguy, J.C., 1981. Les éruptions historiques de l'Etna : Chronologie et localisation. *Bulletin volcanologique*, 44.

Tanguy, J.C., Condomines, M., Branca, S., La Delfa, S. and Coltelli, M., 2012. New archeomagnetic and 226Ra-230Th dating of recent lavas for the Geological map of Etna volcano. *Italian Journal of geosciences*, 131, 241-257.

Thorarinsson, S., 1954. The eruption of Hekla, 1947-48II, 3, The tephra-fall from Hekla, March 29th, 1947. *Visindafélag Íslendinga*, 1-3.

Tinti, S. and Armigliato, A., 2003. The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy. *Marine Geology*, 199, 221-243.

Tinti, S., Armigliato, A. and Bortoluccci, E., 2001. Contribution of tsunami data analysis to constrain the seismic source: the case of the 1693 eastern Sicily earthquake. *Journal of Seismology*, 5, 41-61.

Tinti, S., Maramai, A. and Graziani, L., 2004. The new catalogue of Italian Tsunamis. *Natural Hazards*, 33, 439-465.

Tomlinson, E.L., Arienzo, I., Civetta, L., Wulf, S., Smith, V.C., Hardiman, M., Lane, C.S., Carandente, A., Orsi, G., Rosi, M., Müller, W. and Menzies, M.A., 2012. Geochemistry of the Phlegraean Fields (Italy) proximal sources for major Mediterranean tephras: implications for the

dispersal of Plinian and co-ignimbritic components of explosive eruptions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 93, 102-128.

Truffert, C., Chamot-Rooke, N., Lallemand, S., De Voogd, B., Huchon, P. and Le Pichon, X., 1993. The crust of the Western Mediterranean Ridge from deep seismic data and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 114, 360-372.

Twichell, D.C. and Roberts, D.G., 1982. Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic contental slope between Hudson and Baltimore canyons. *Geology*, 10, 408-412.

U-V

Uyeda, S. and Kanamori, H., 1979. Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *Journal of Geophysical Research*, 84, 1049-1061.

Vinther, B.M., Clausen, H.B., Fisher, D.A., Koerner, R.M., Johnsen, S.J., Andersen, K.K., Dahl-Jensen, D., Rasmussen, S.O., Steffensen, J.P. and Svensson, A.M., 2008. Synchronizing ice cores from the Renland and Agassiz ice caps to the Greenland Ice Core Chronology. *Journal of Geophysical Research*, 113.

W

Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62, 932-966.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30, 377-392.

Wetzel, A. and Unverricht, D., 2013. A muddy megaturbidite in the deep central South China Sea deposited ~350yrsBP. *Marine Geology*, 346, 91-100.

Wilkinson, B.H. and McElroy, B.J., 2007. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 140-156.

Wolff, E.W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S.O. and Svensson, A., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29, 2828-2838.

Wortel, M.J.R. and Spakman, W., 2000. Subduction and slab detachment in the Mediterranea-Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.

Wulf, S., Kraml, M. and Keller, J., 2008. Towards a detailed distal tephrostratigraphy in the Central Mediterranean: The last 20,000 yrs record of Lago Grande di Monticchio. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 118-132.

Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V. and Weaver, P.P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin*, 86, 1441-1462.

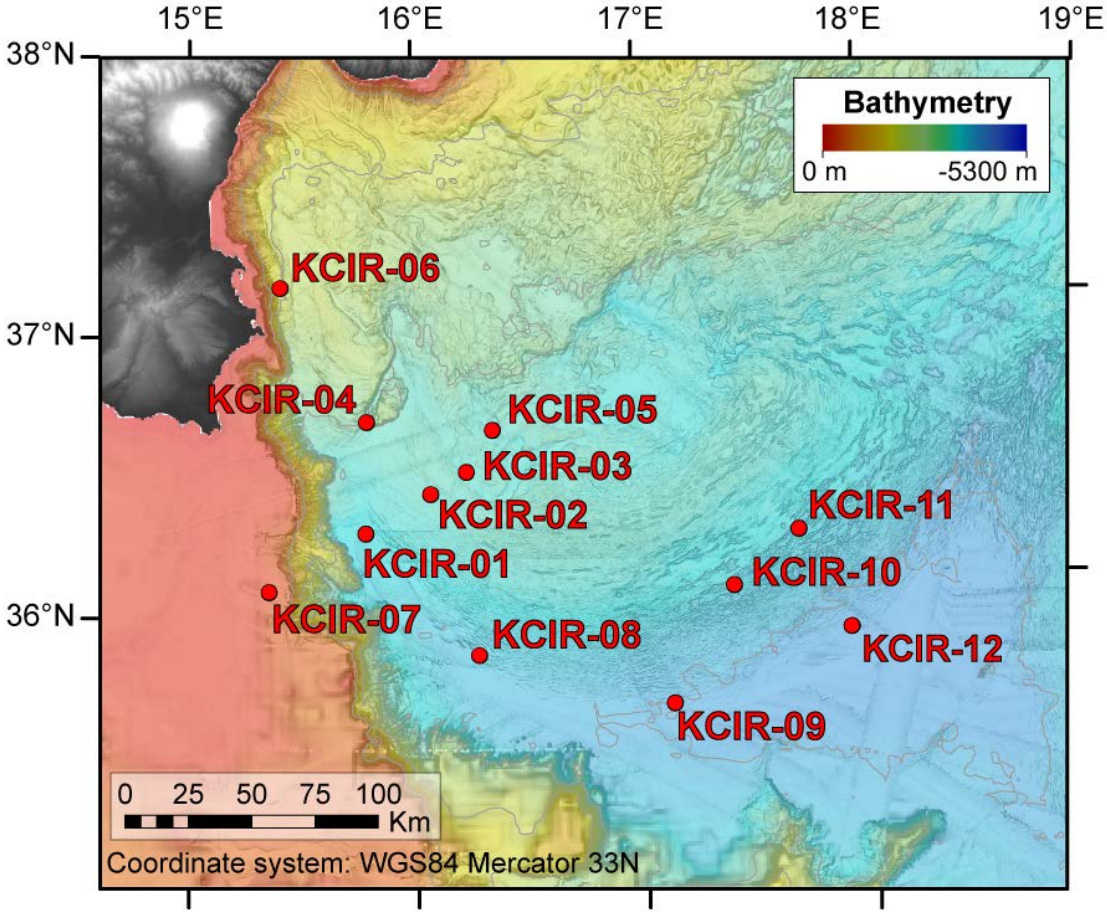
Wynn, R.B. and Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-wter sediment waves. *Marine Geology*, 192, 7-22.

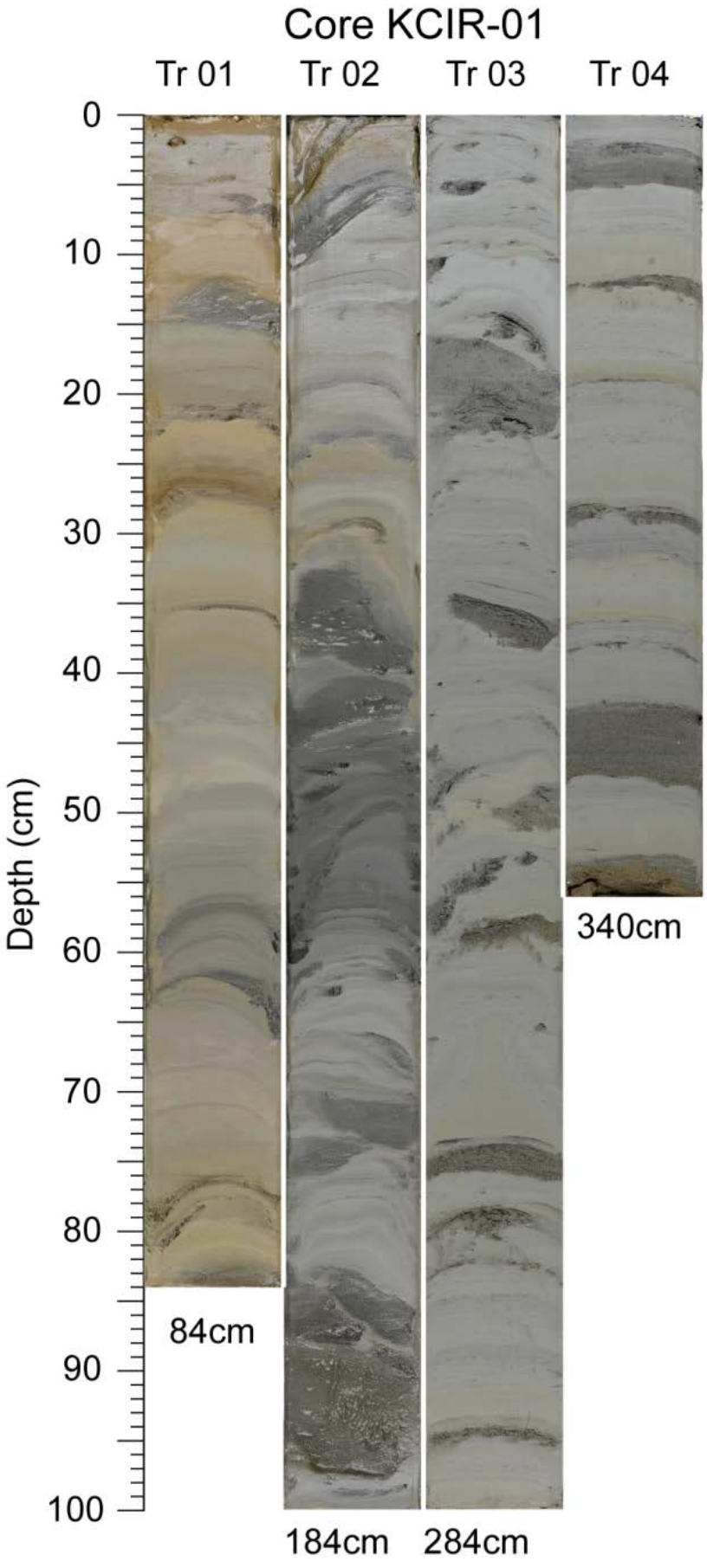
Annexe 1

Les carottes CIRCEE

Sur les dix-sept carottes récoltées durant la mission CIRCEE, seulement huit ont été utilisées durant cette thèse. En effet, cinq carottes ont été prélevées au niveau des volcans de boues et sont utilisées dans le cadre de la thèse de Flore MARY (thèse effectué au laboratoire Géoazur à Nice – carottes KCIR-13 à KCIR-17 dont une qui a été pliée). Deux autres carottes ont été prélevées dans le but de réaliser des études de paléoclimatologie et paléocéanographie (KCIR06 et la KCIR-07). Parmi les dix carottes restantes qui devaient être exploitées pour mes travaux de thèses, deux d'entre elles n'ont pu être utilisées par l'impossibilité de réaliser des datations ^{14}C et/ou aucune corrélation avec les autres carottes n'a été possible (carotte KCIR-01 et KCIR-04).

Cette annexe présente toutes les carottes utilisées et non utilisées, récoltées durant la mission CIRCEE (sauf les carottes des volcans de boues) avec pour chacune, sa photographie, son log sédimentologique et quelques résultats physico-chimique. Une carte bathymétrique rappelle la position des carottes sédimentaires CIRCEE.



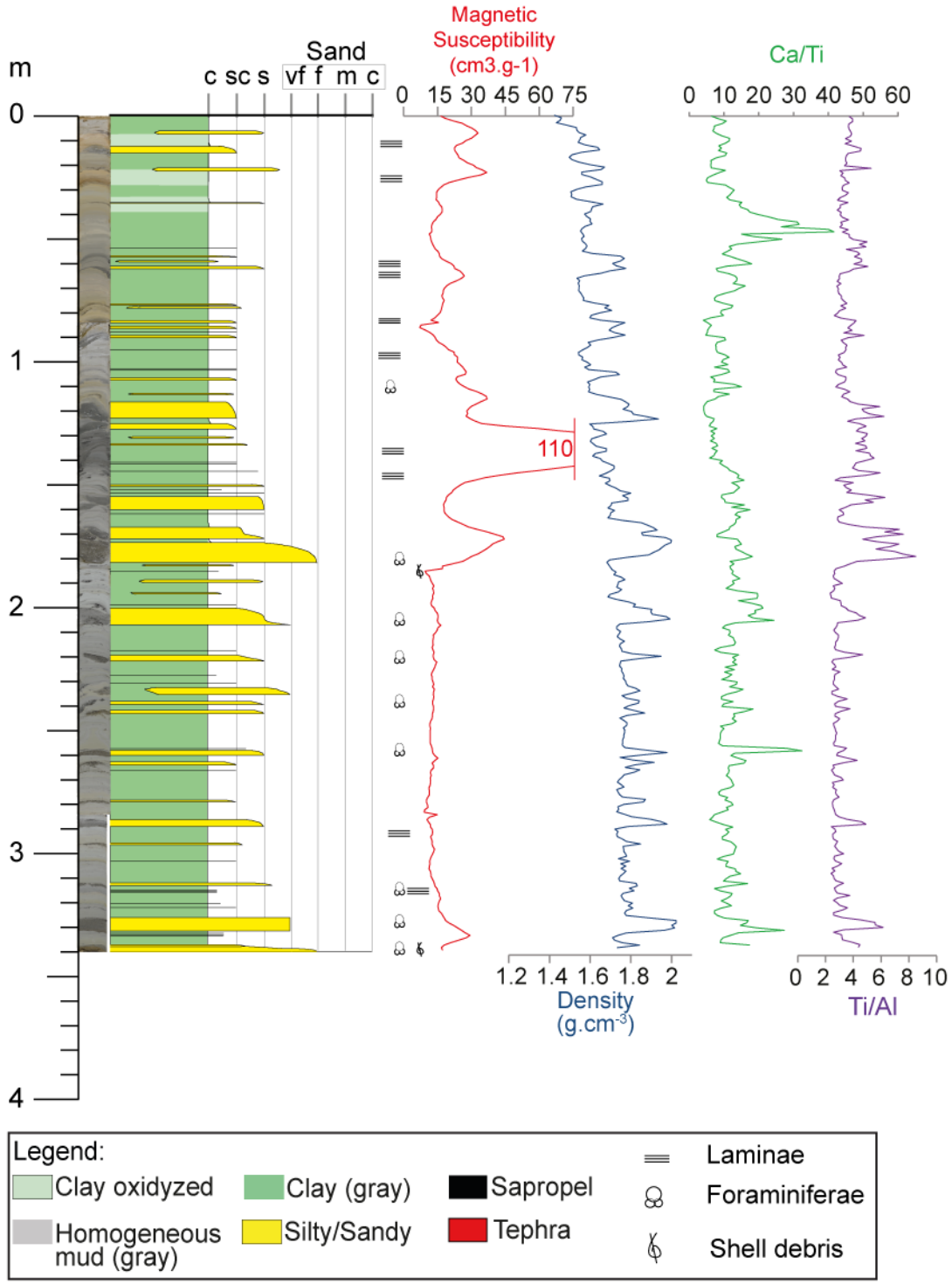

Core KCIR-01
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
84cm
184cm
284cm
340cm

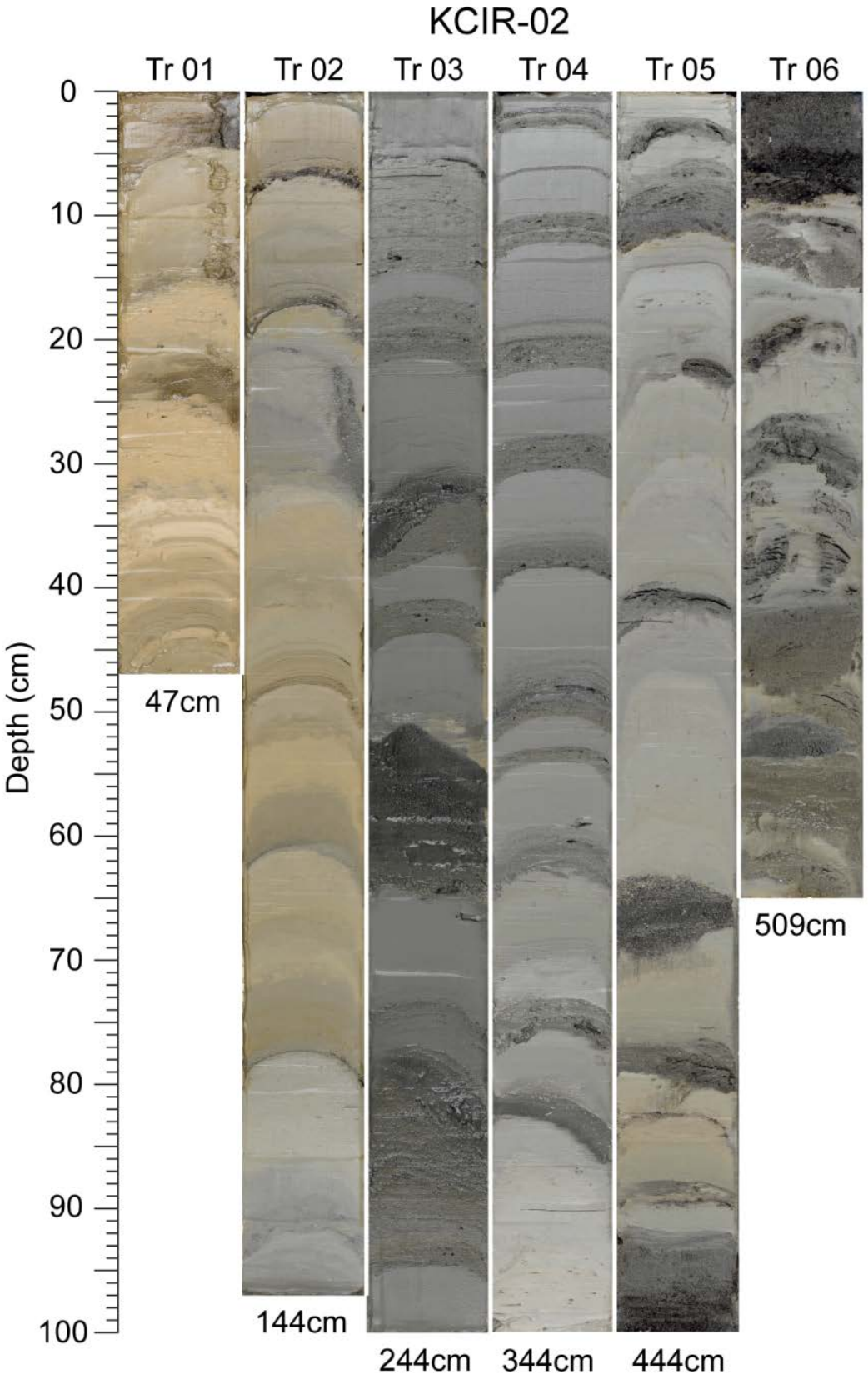
Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-01

Location: Lat. = 36°17.828 **- Long. =** 15°46.491 **- Water depth =** 3558 m

Site : Slope of the Malta Escarpment
Core length : 340 cm



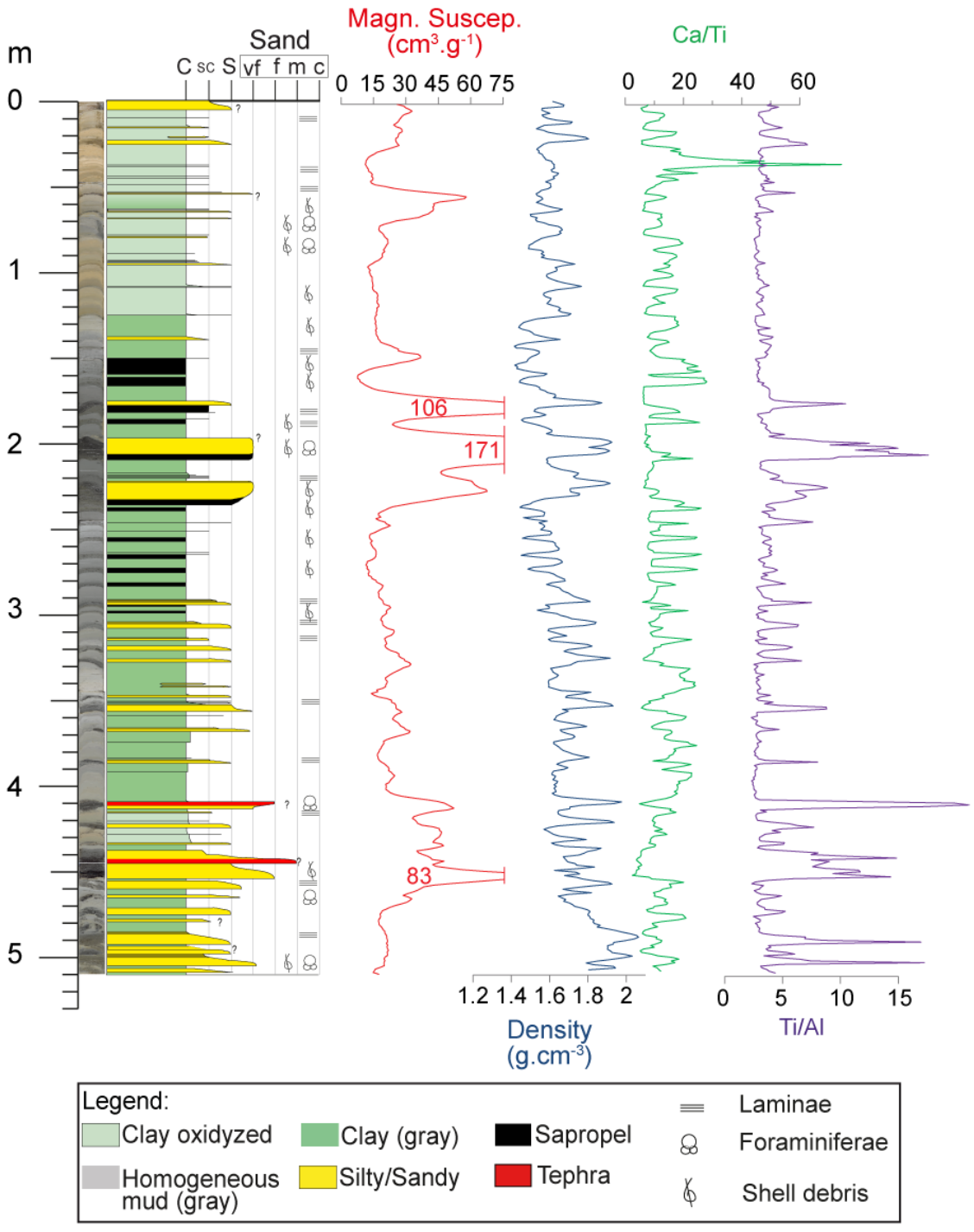

KCIR-02
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
47cm
144cm
244cm
344cm
444cm
509cm

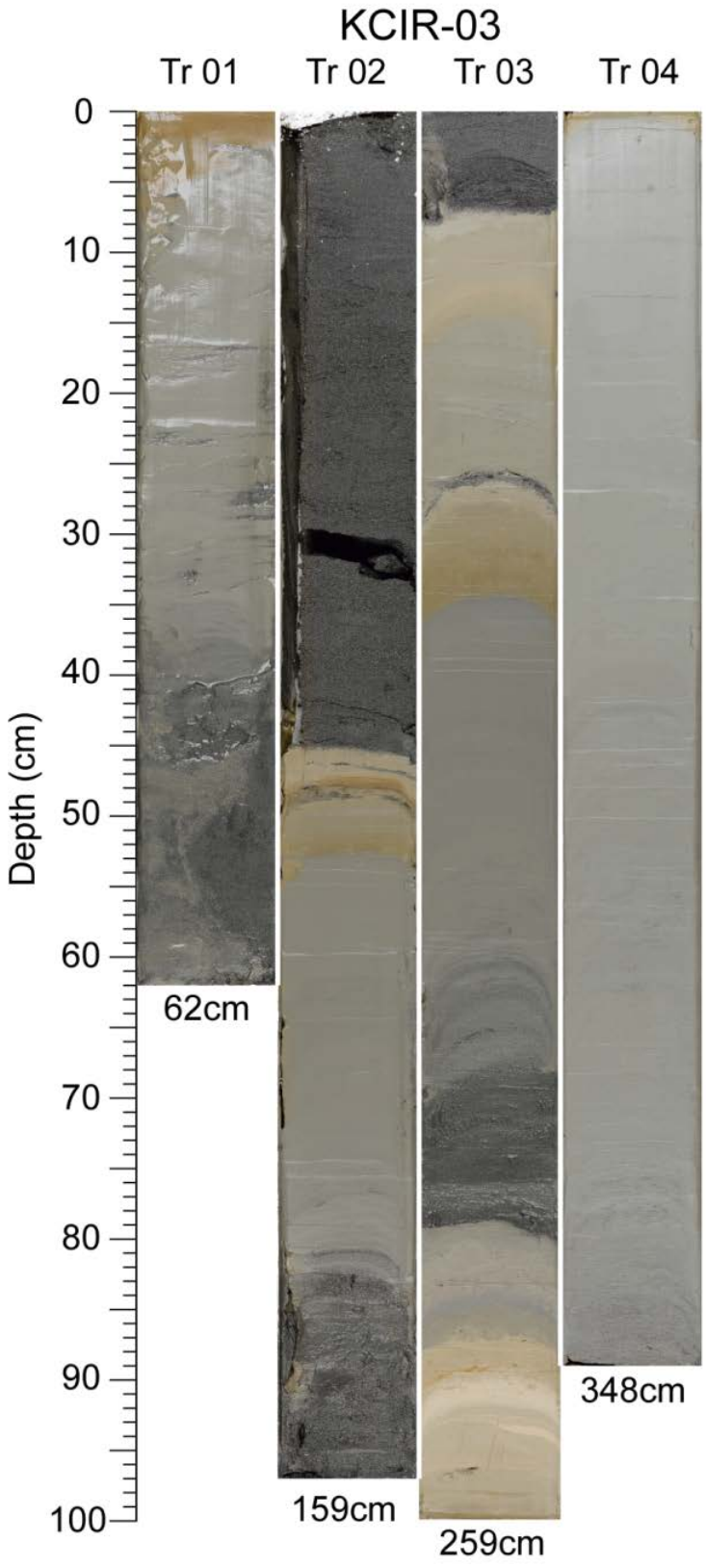
Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-02

Location : Lat. = 36°26.208 **- Long. =** 16°03.703 **- Water depth =** 3285 m

Site : On the top of the anticlinal ridge of the Calabrian wedge
Core length : 509 cm



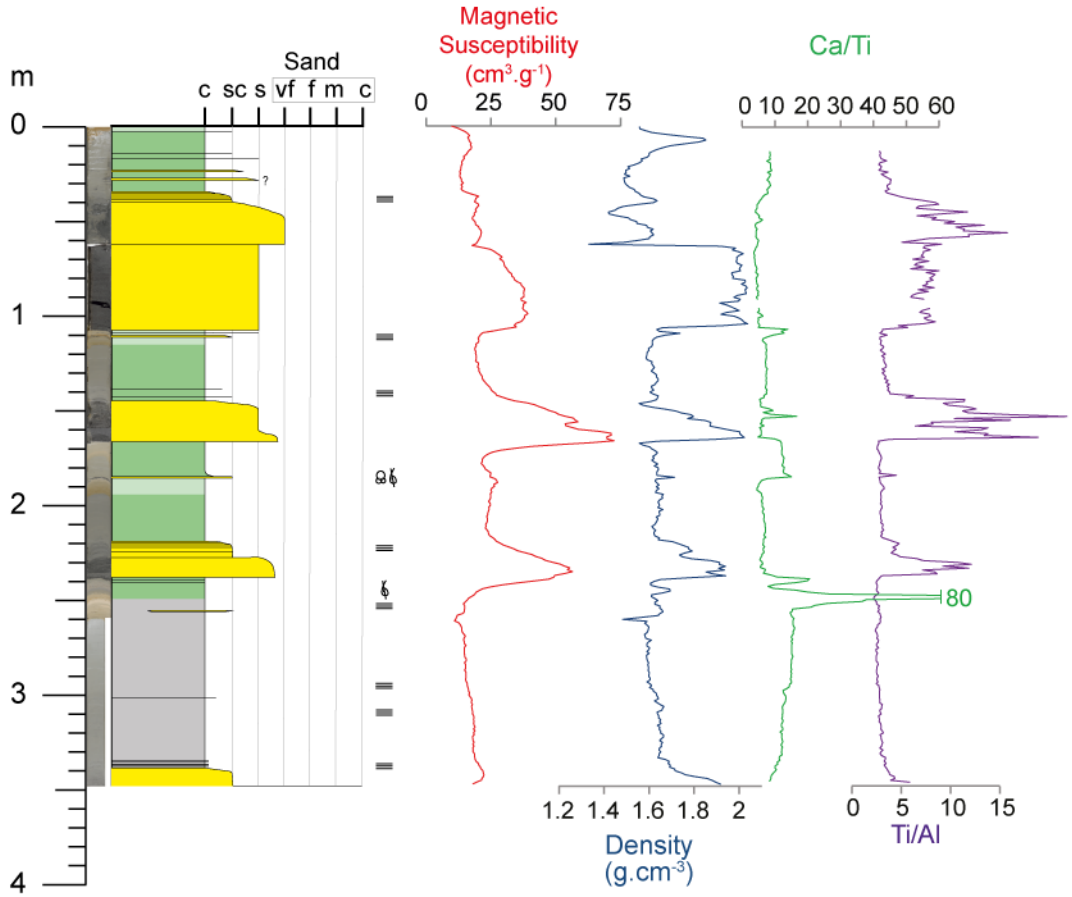

KCIR-03
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
62cm
159cm
259cm
348cm

Cruise: CIRCEE-HR

Core : KCIR-03

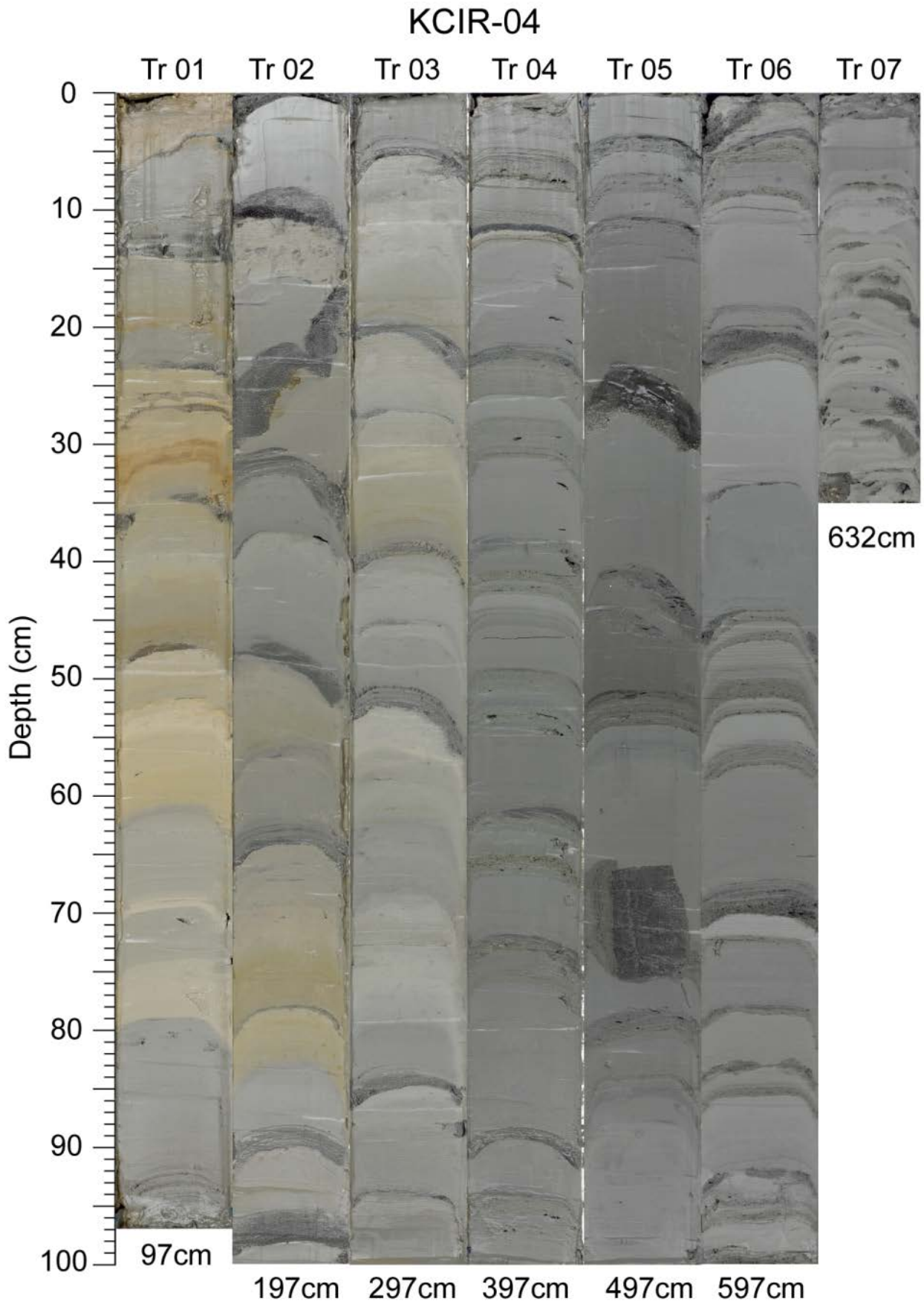
Location : Lat. = 36°30.82 **- Long. =** 16°13.27 **- Water depth =** 3364 m

Site : In the syn-tectonic basin
Core length : 348 cm



Legend:

- Clay oxidyzed
- Clay (gray)
- Sapropel
- Laminae
- Foraminiferae
- Homogeneous mud (gray)
- Silty/Sandy
- Tephra
- Shell debris

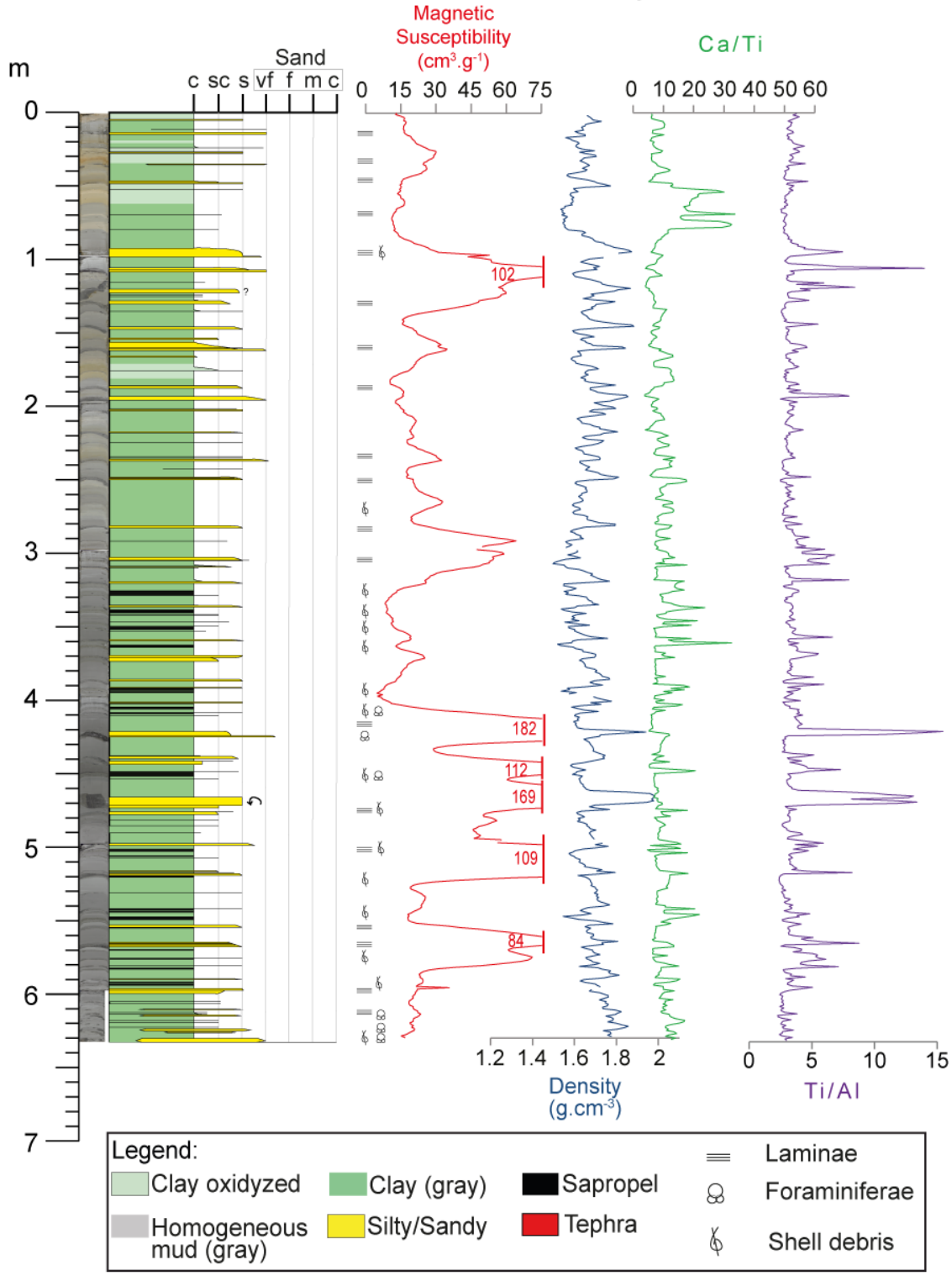

KCIR-04
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
97cm
197cm
297cm
397cm
497cm
597cm
632cm

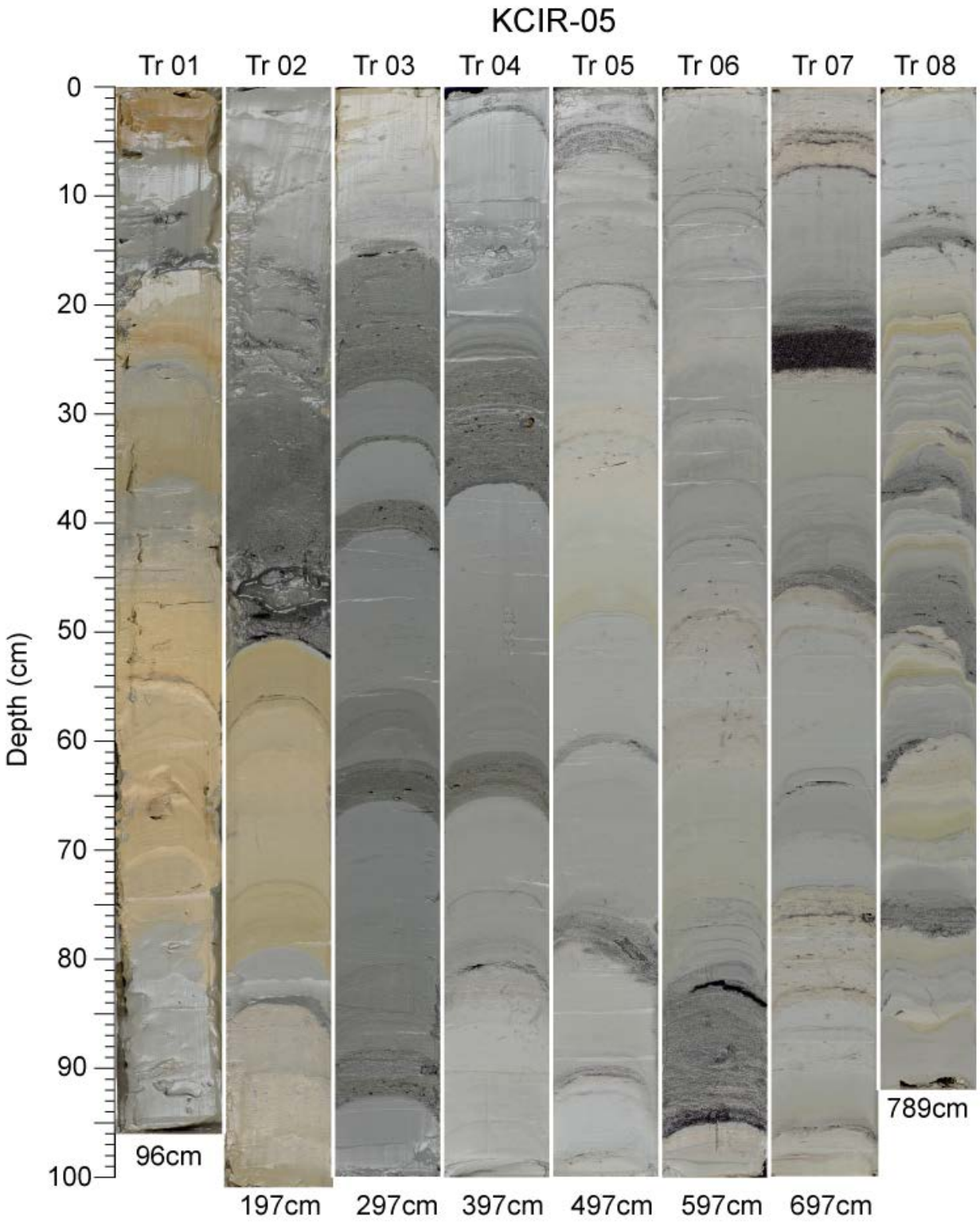
Cruise: CIRCEE-HR

Core : KCIR-04

Location : Lat. = 36°41.70 **- Long. =** 15°46.90 **- Water depth =** 3225 m

Site : In Alfeo valley
Core length : 632 cm



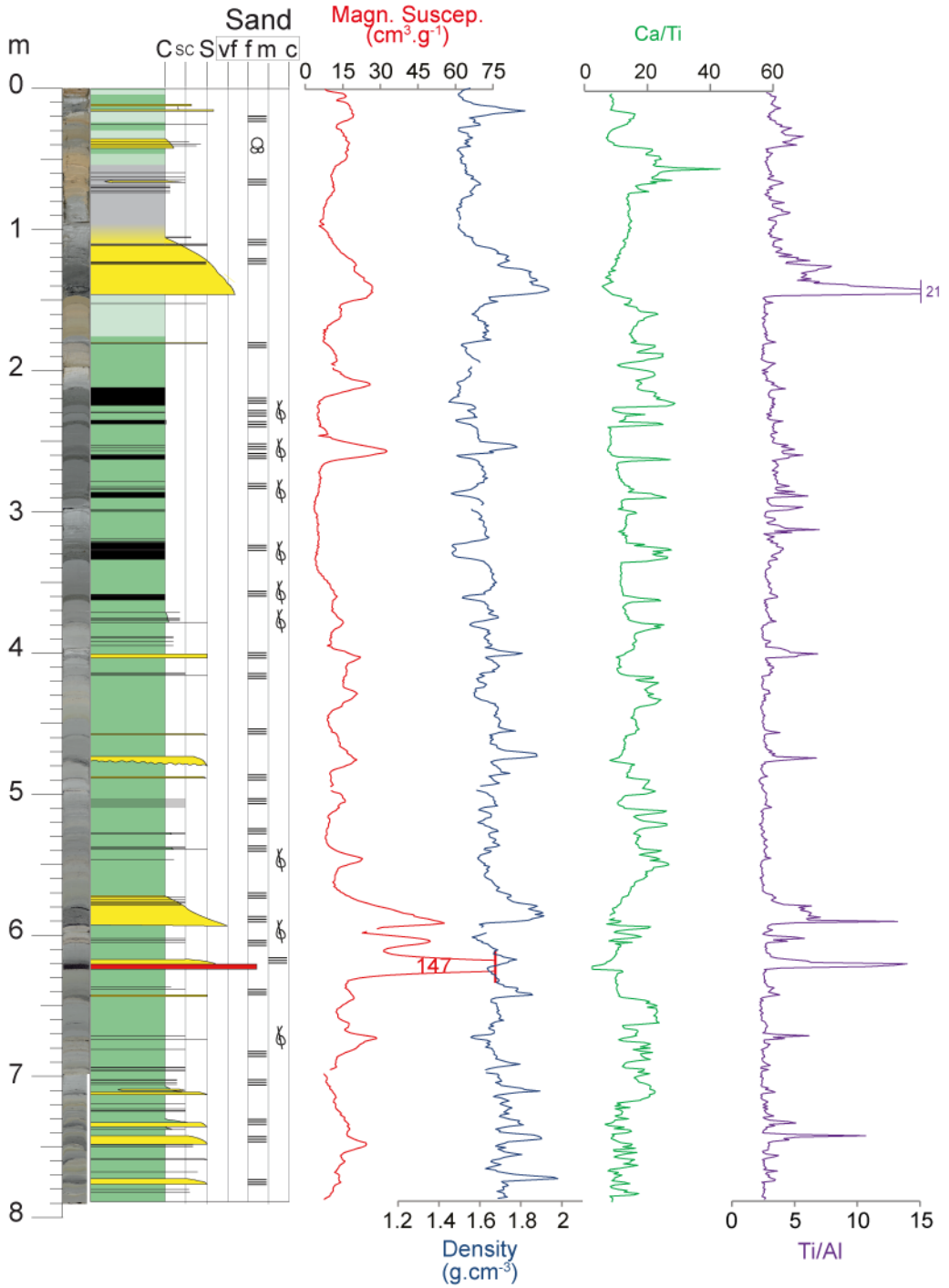

KCIR-05
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Tr 08
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
96cm
197cm
297cm
397cm
497cm
597cm
697cm
789cm

Cruise: CIRCEE-HR

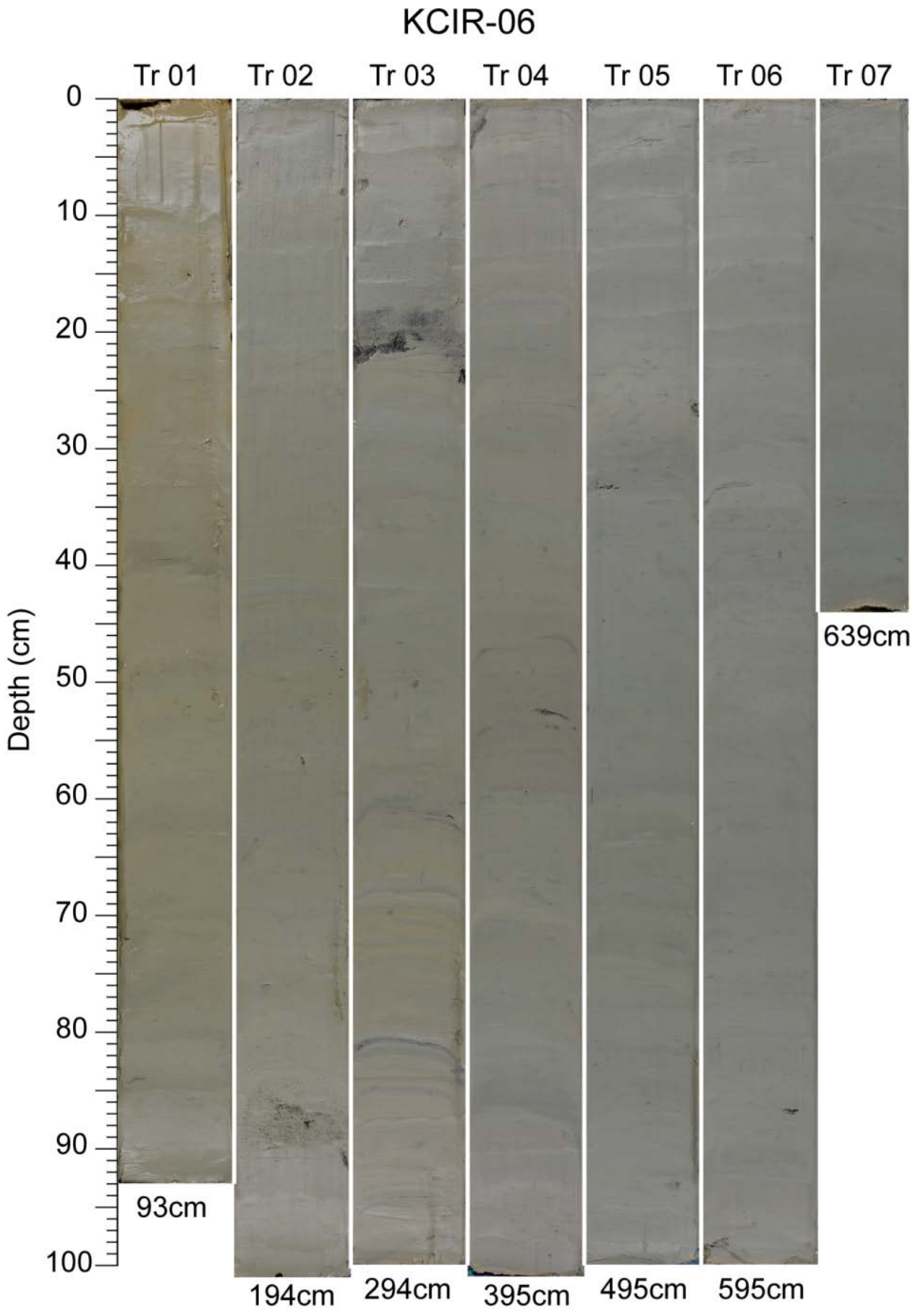
Core: KCIR-05

Location: Lat. = 36°39.70 - Long. = 16°20.20 - Water depth = 3340 m

Site: In the syn-tectonic basin located in west Calabrian wedge
Core length: 789 cm



Legend:
- Clay oxidyzed
- Clay (gray)
- Sapropel
- Homogeneous mud (gray)
- Silty/Sandy
- Tephra
- Laminae
- Foraminiferae
- Shell debris

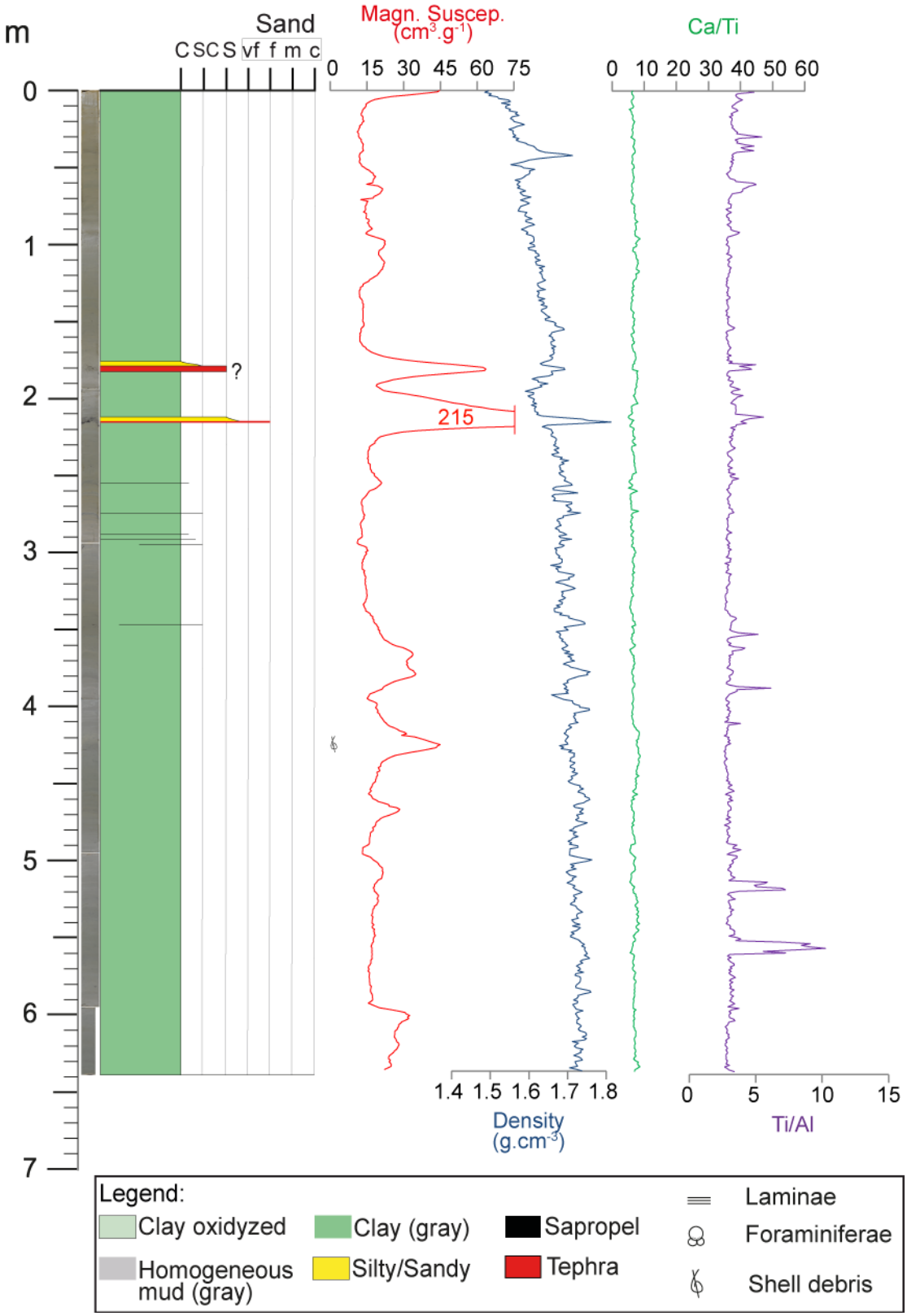

KCIR-06
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
93cm
194cm
294cm
395cm
495cm
595cm
639cm

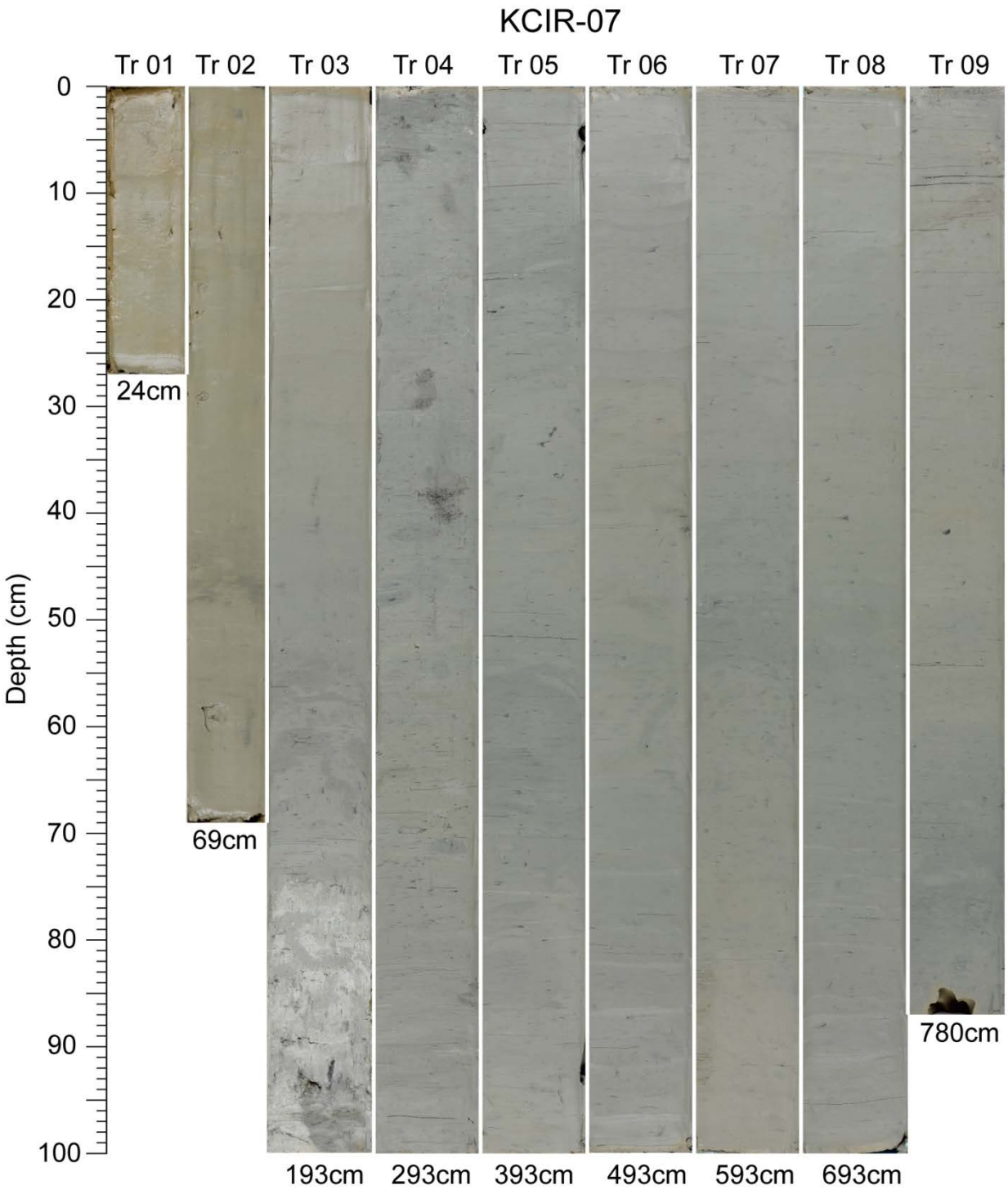
Mission : CIRCEE-HR

Core: KCIR-06

Location : Lat. = 37°10.462 **- Long. =** 15°24.116 **- Water depth =** 1851 m

Site : On the Hyblean plateau above the Malta Escarpment
Core length : 639 cm



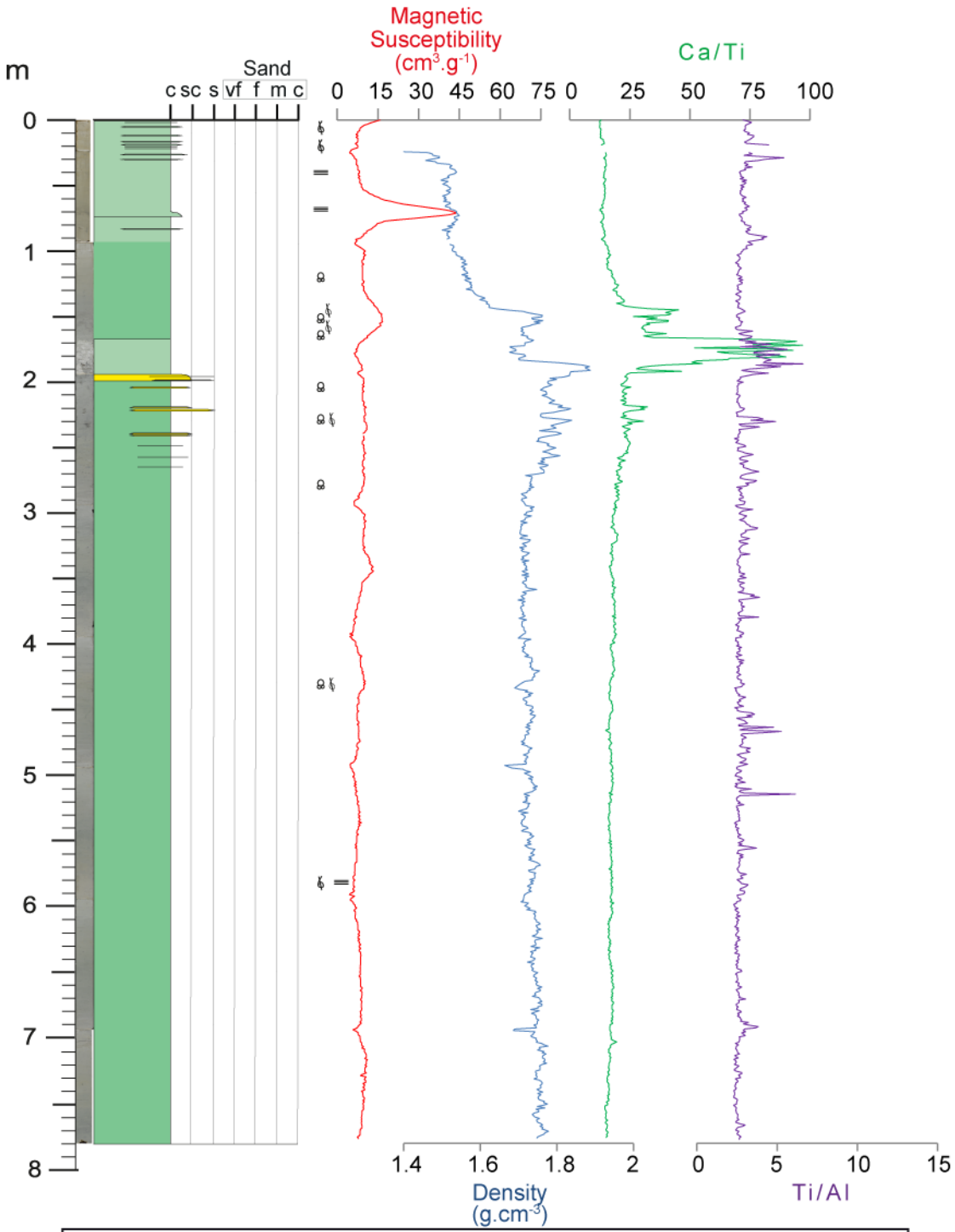

KCIR-07
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Tr 08
Tr 09
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
24cm
69cm
193cm
293cm
393cm
493cm
593cm
693cm
780cm

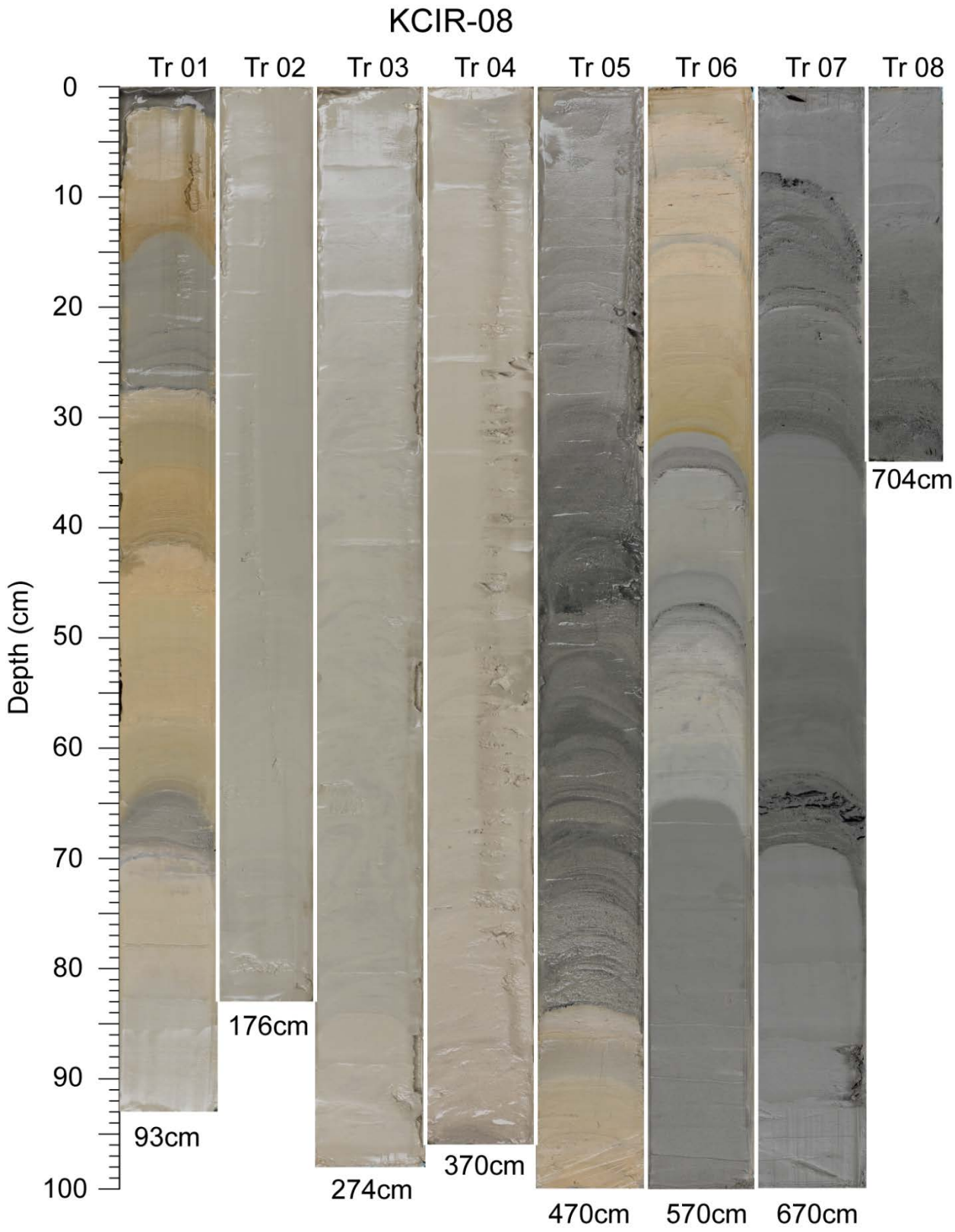
Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-07

Location : Lat. = 36°05.49 **- Long. =** 15°20.99 **- Water depth =** 252 m

Site : On the Malta Escarpment platform
Core length : 780 cm



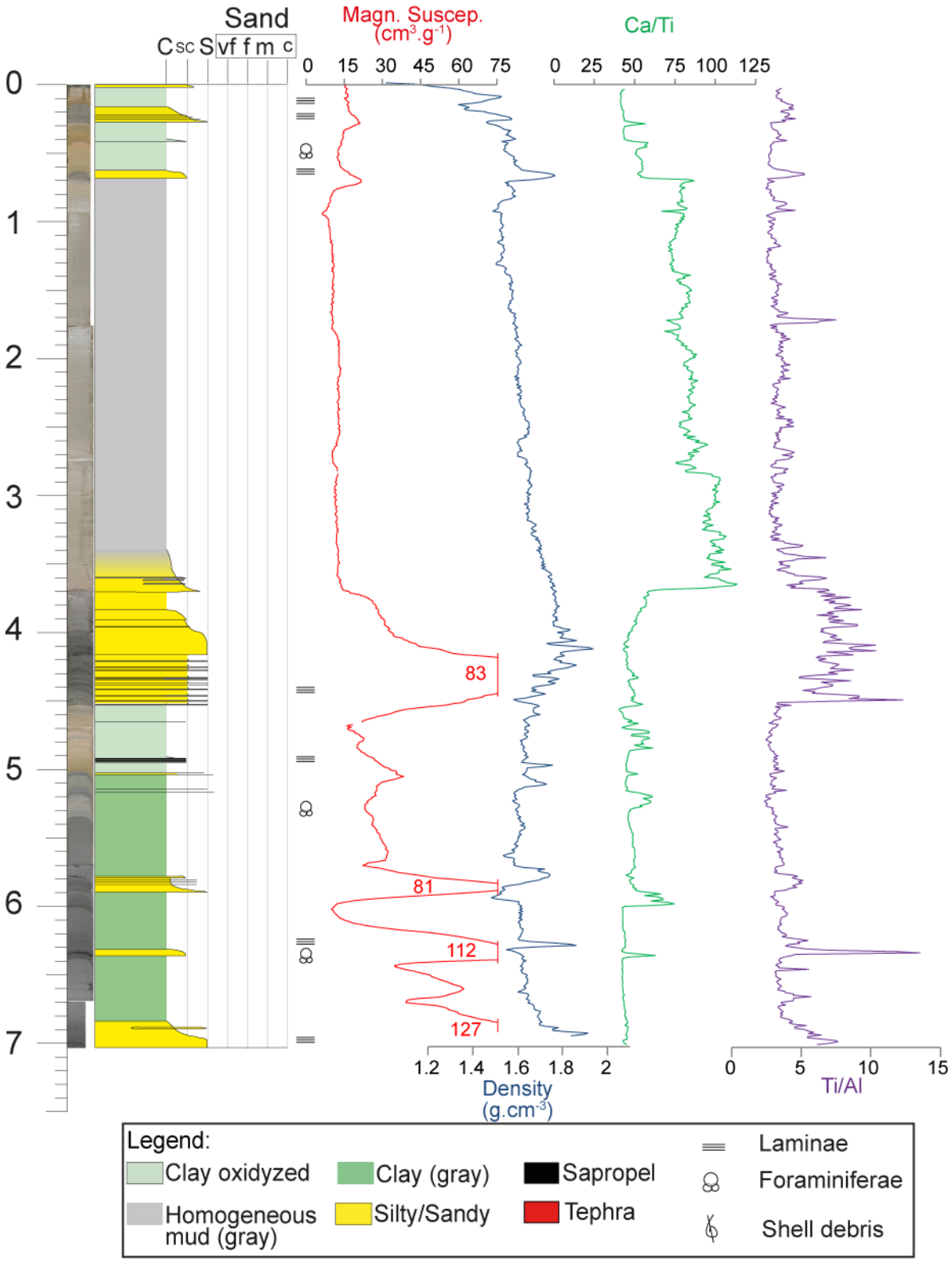

KCIR-08
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Tr 08
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
93cm
176cm
274cm
370cm
470cm
570cm
670cm
704cm

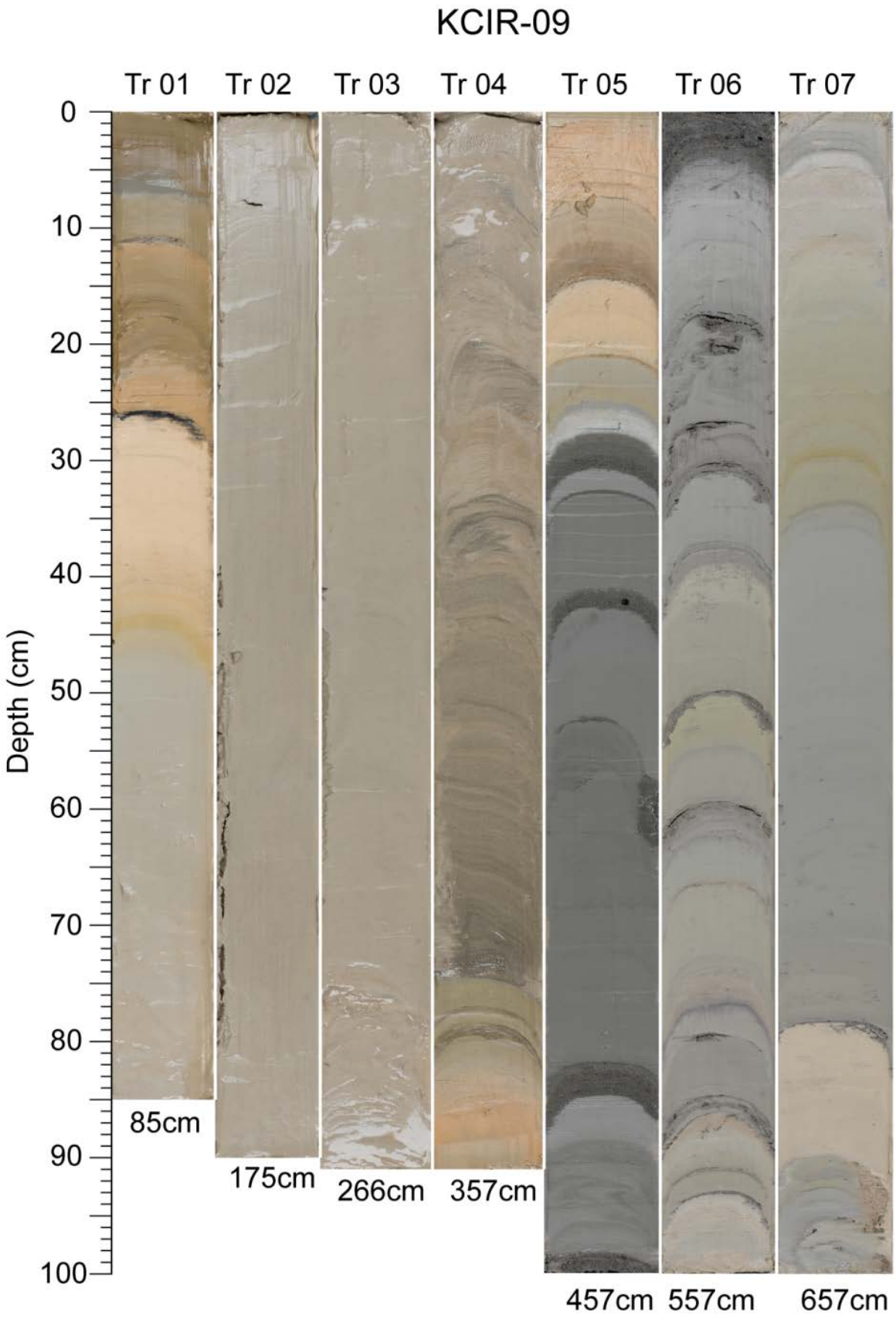
Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-08

Location : Lat. = 36°39.70 **- Long. =** 16°20.20 **- Water depth =** 3340 m

Site: the deformation front, between two anticlinal ridges
Core length : 789 cm



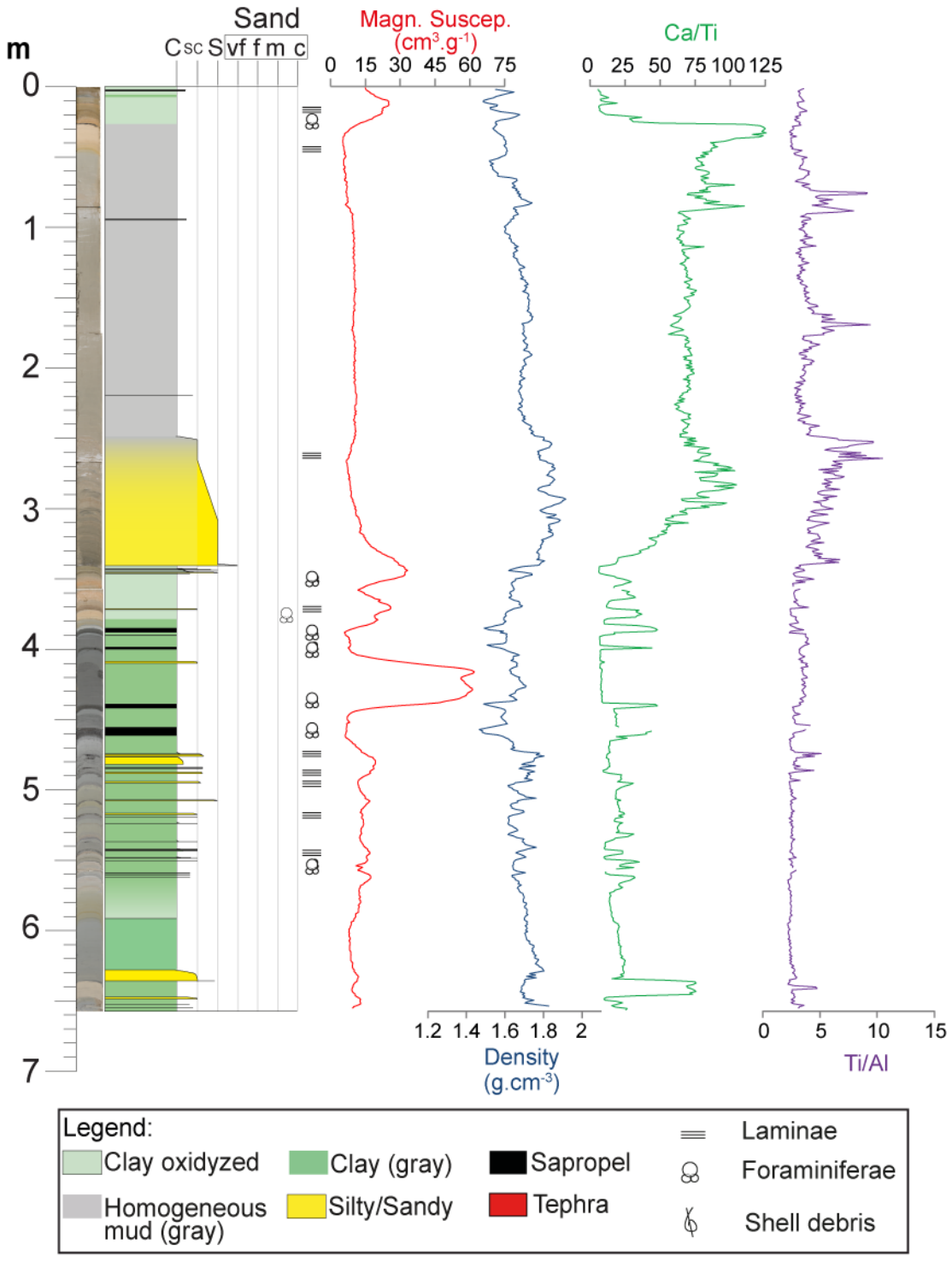

KCIR-09
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
85cm
175cm
266cm
357cm
457cm
557cm
657cm

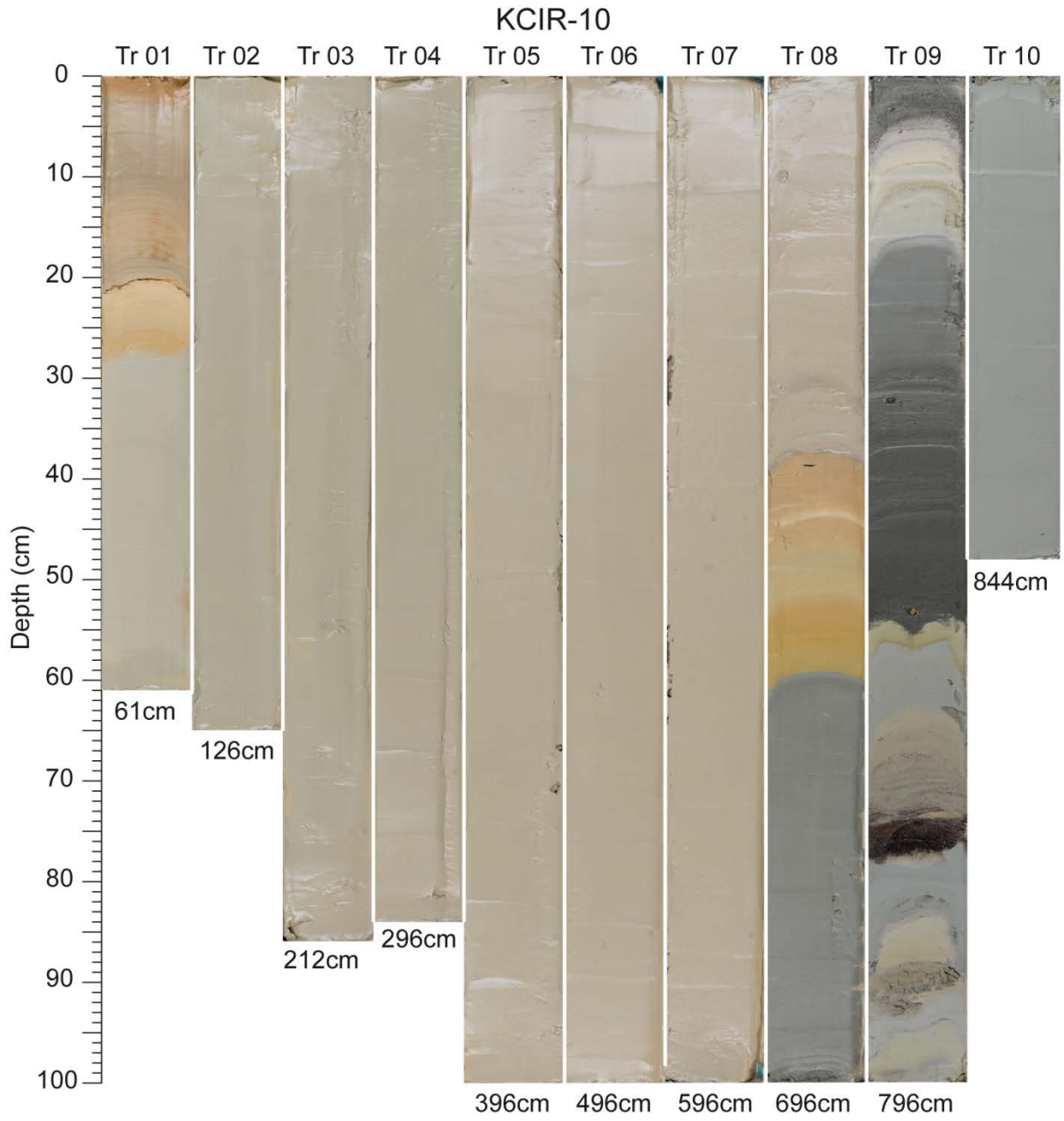
Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-09

Location : Lat. = 35°40.852 **- Long. =** 17°07.122 **- Water depth =** 3996 m

Site : In a confined basin located between the deformation front and the Ionian abyssal plain.
Core length : 657 cm



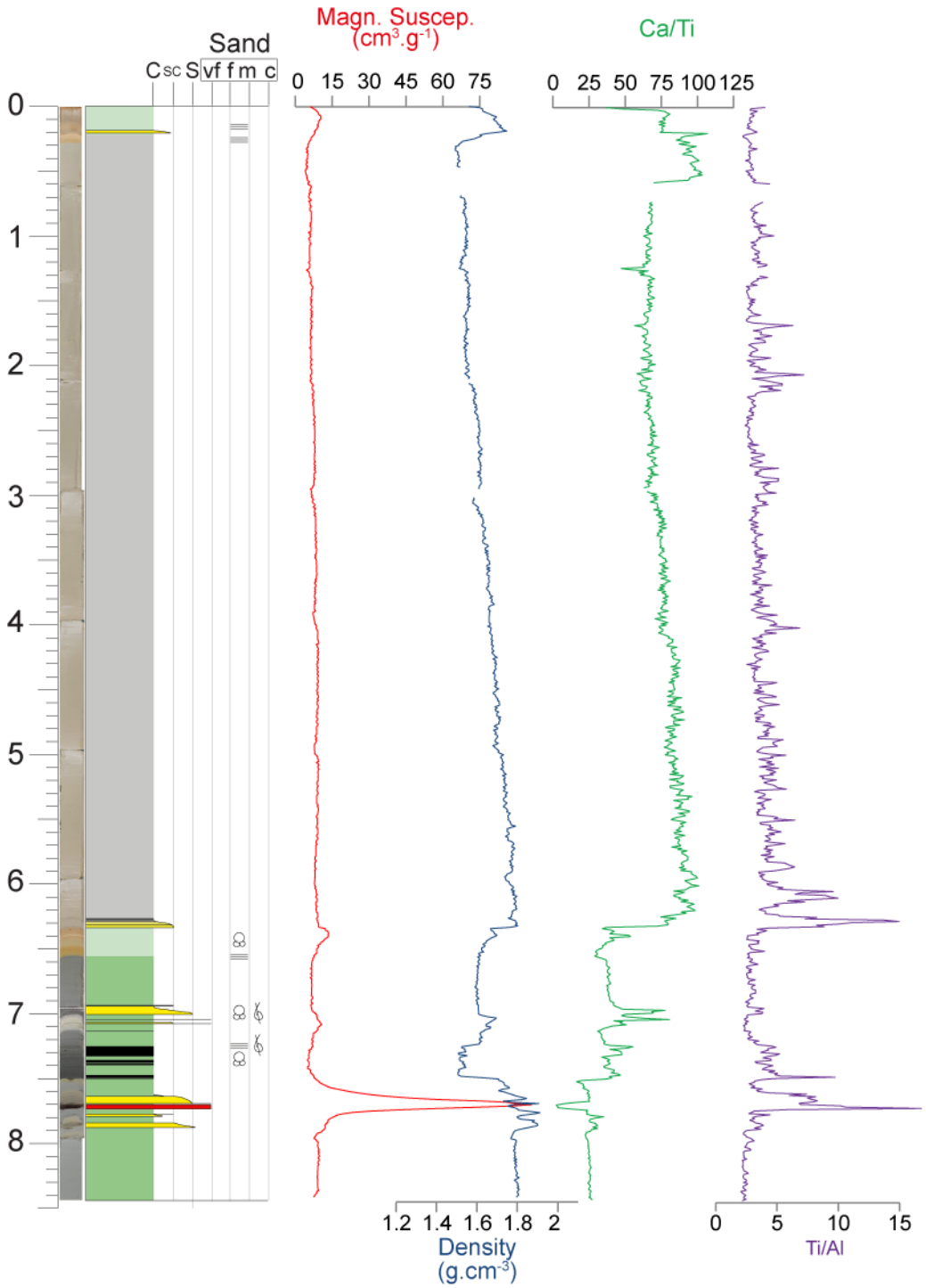

KCIR-10
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Tr 08
Tr 09
Tr 10
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
61cm
126cm
212cm
296cm
396cm
496cm
596cm
696cm
796cm
844cm

Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-10

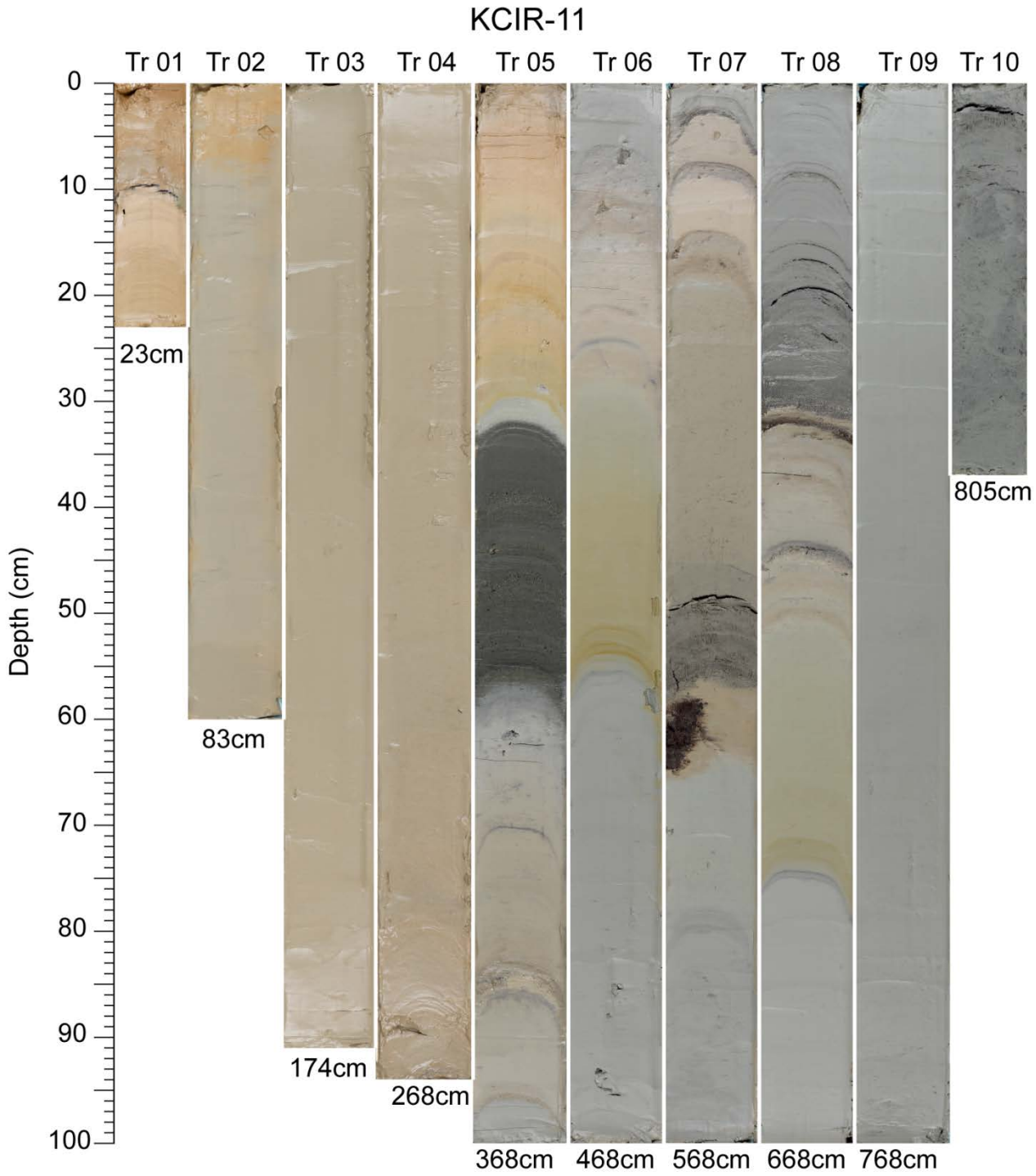
Location : Lat. = 36°05.804 **- Long. =** 17°23.408 **- Water depth =** 3806 m

Site : In a perched basin of the Calabrian wedge.
Core length : 844 cm



Legend:

- Clay oxidyzed
- Clay (gray)
- Sapropel
- Laminae
- Homogeneous mud (gray)
- Silty/Sandy
- Tephra
- Foraminiferae
- Shell debris

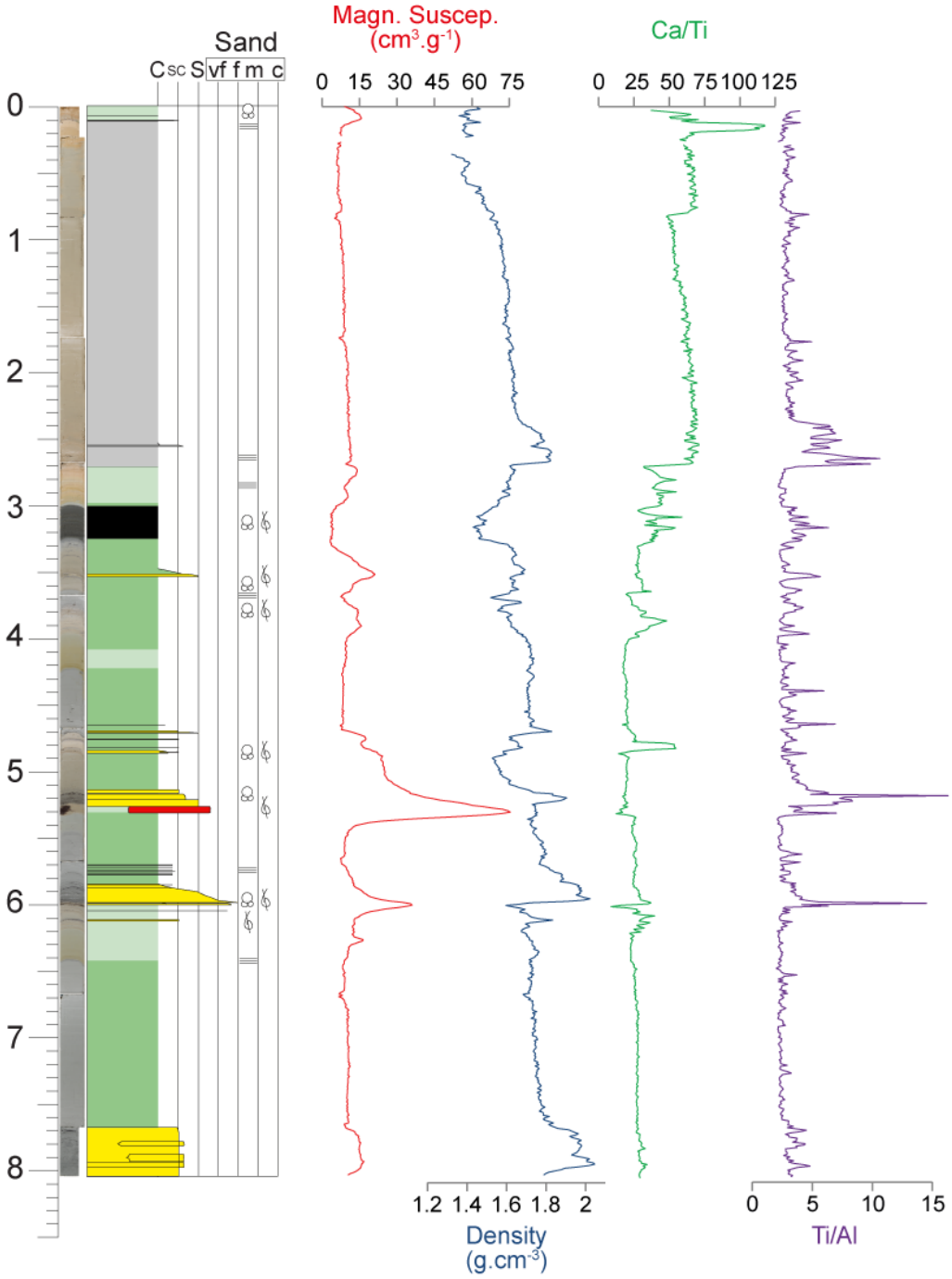

KCIR-11
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Tr 08
Tr 09
Tr 10
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
23cm
83cm
174cm
268cm
368cm
468cm
568cm
668cm
768cm
805cm

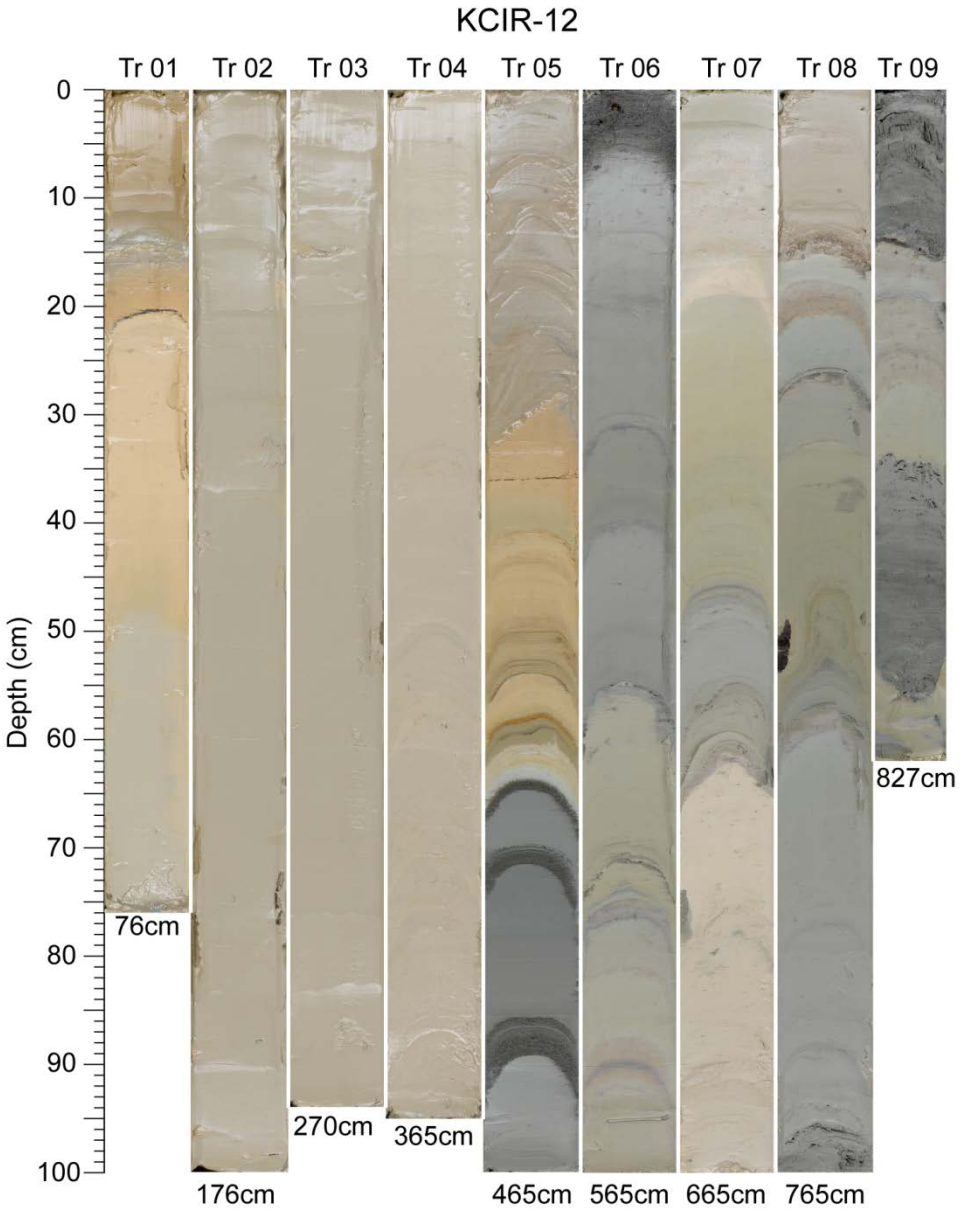
Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-11

Location : Lat. = 36°17.46 **- Long. =** 17°40.75 **- Water depth =** 3760 m

Site : In the perched basin of the Calabrian wedge.
Core length : 805 cm



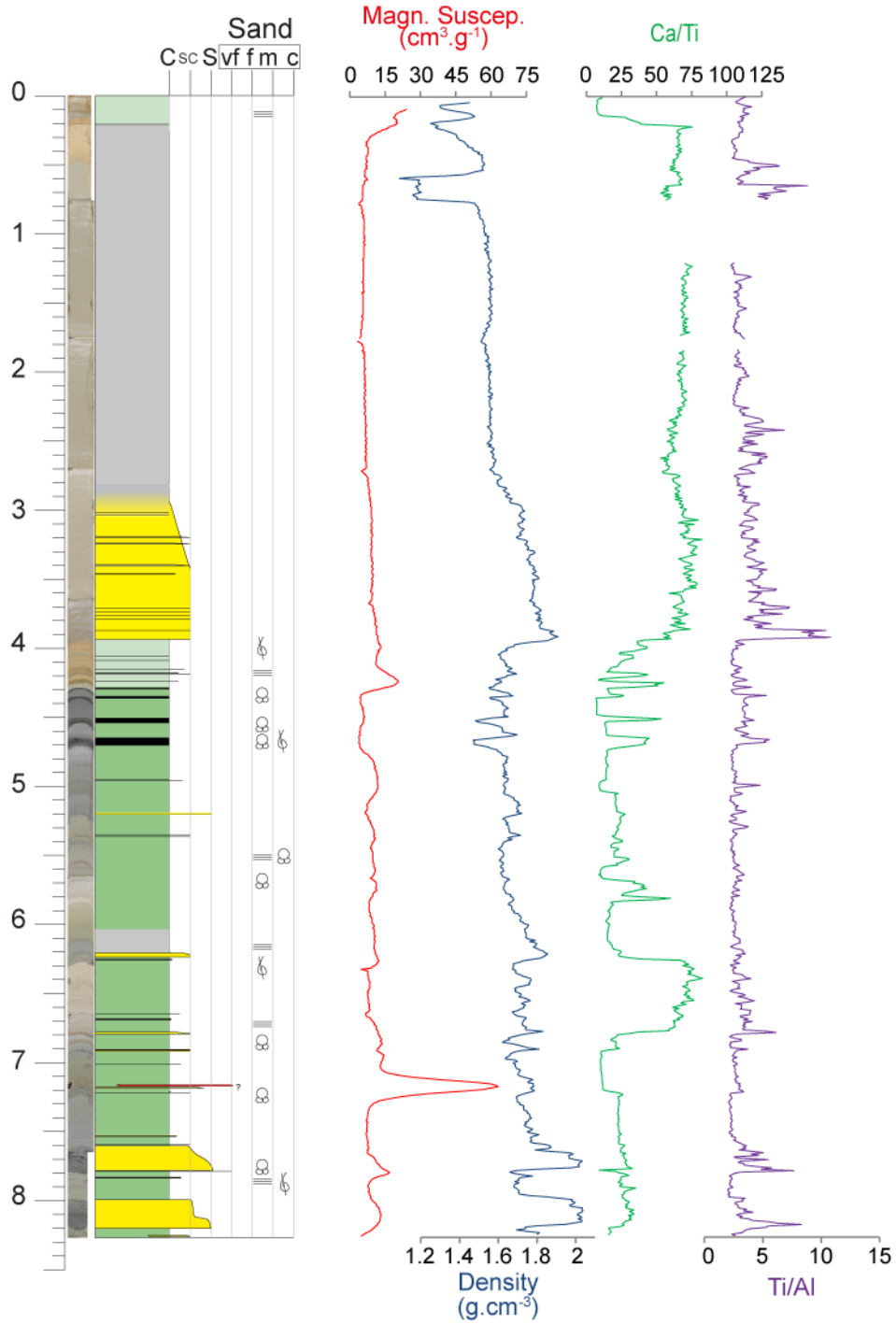

KCIR-12
Tr 01
Tr 02
Tr 03
Tr 04
Tr 05
Tr 06
Tr 07
Tr 08
Tr 09
Depth (cm)
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
76cm
176cm
270cm
365cm
465cm
565cm
665cm
765cm
827cm

Cruise: CIRCEE-HR

Core: KCIR-12

Location : Lat. = 35°56.436 **- Long. =** 17°53.960 **- Water depth =** 4069 m

Site : On the top of the anticlinal ridge located along the deformation front.
Core length : 827 cm



Legend:

- Clay oxidyzed
- Homogeneous mud (gray)
- Clay (gray)
- Silty/Sandy
- Sapropel
- Tephra
- Laminae
- Foraminiferae
- Shell debris

Annexe 2

Script GMT pour la création des « cartes » granulométriques

Les fichiers Excel avec les données granulométriques ont été simplifiés en ne laissant que trois informations essentiel : la profondeur de la mesure, la classification des grains et le pourcentage grains en fonction de sa taille. Ces fichiers ont été convertis en fichier .xyz afin de pouvoir être lu par le logiciel GMT. Plusieurs options et étapes ont été utilisées afin de sortir à la fin un fichier en .ps :

- Option *scale=–JX2l/-15* permet de basculer l'axe des abscisses en échelle logarithmique afin d'avoir une meilleur interprétation de la granulométrie (comprise entre 0 et 2000 µm). Cette option est la même pour tous les fichiers.

- Option *cadre=-R1/2000/0/**348*** correspond à la taille de la figure avec l'option *–R* qui permet de prendre en compte seulement les valeurs comprises entre 1 et 2000 µm et d'effacer ainsi les valeurs incohérentes pour l'axe des abscisses. Le dernier chiffre en gras correspond à la valeur à modifier en fonction des fichiers, et qui correspond à la taille de la carotte en cm.

- L'étape *surface* consiste à réaliser une interpolation du fichier .xyz pour le passer en format .grd. L'option *–Ll10* permet d'éviter les valeurs négatives en « forçant » le fichier à commencer à 0.

- L'étape *grdsample* permet faire un rééchantillonage en instaurant un nouveau pas d'échantillonnage car les échantillons n'ont pas été prélevés à des profondeurs régulières.

- L'étape *grd2cpt* est utilisée pour créer la palette de couleurs.

- La dernière étape *grdimage* consiste à générer la représentation du pourcentage granulométrique du fichier.

- Option *psscale* qui va créer la légende de couleur. Cette option est le même pour tous les fichiers.

Core KCIR-03

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/348
des=carotteKCIR-03.ps
filein=granulo_KCIR-03.xyz
filegrd=KCIR-03.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=20
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0

#réechantilloannage
grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I1/2 –V

# création de palette couleur
#grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wNse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Core KCIR-05

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/789
des=carotteKCIR-05.ps
filein=granulo_KCIR-05.xyz
filegrd=KCIR-05.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=20
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0



#réechantilloannage

grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I0.1/2 -V

# création de palette couleur
grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wNse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Core KCIR-08

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/704
des=carotteKCIR-08.ps
filein=granulo_KCIR-08.xyz
filegrd=KCIR-08.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=15
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0

#réechantilloannage
grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I0.1/2 -V

# création de palette couleur
#grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Core KCIR-09

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/657
des=carotteKCIR-09.ps
filein=granulo_KCIR-09.xyz
filegrd=KCIR-09.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=15
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0

#réechantilloannage
grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I0.1/2 -V

# création de palette couleur
#grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Core KCIR-10

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/844
des=carotteKCIR-10.ps
filein=granulo_KCIR-10.xyz
filegrd=KCIR-10.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=15
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0

#réechantilloannage
grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I0.1/2 -V

# création de palette couleur
#grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1h:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Core KCIR-11

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/805
des=carotteKCIR-11.ps
filein=granulo_KCIR-11.xyz
filegrd=KCIR-11.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=15
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0

#réechantilloannage
grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I0.1/2 -V

# création de palette couleur
#grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1h:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Core KCIR-12

```
#!/bin/bash

scale=-JX2l/-15
cadre=-R1/2000/0/827
des=carotteKCIR-12.ps
filein=granulo_KCIR-12.xyz
filegrd=KCIR-12.grd
filecpt=carotte.cpt
pmin=0
pmax=15
inc=1

#changement de valeur des variables par défaut
gmtset GRID_CROSS_SIZE_PRIMARY .2c PAPER_MEDIA A4

#interpolation du fichier xyz en grille sous le format grd
surface -: $filein -G$filegrd -I10/5 $cadre -V -Ll0

#réechantilloannage
grdsample $filegrd -Gtmp.grd -I0.1/2 -V

# création de palette couleur
#grd2cpt $filegrd -Crainbow -S$pmin/$pmax/$inc > $filecpt

# création du dessin couleur
grdimage $filegrd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X1.5 -K -P > $des
grdimage tmp.grd -V -C$filecpt $cadre $scale -Ba1f2:"granulo (%)":/50f10wnse -X5 -O -K >> $des

# échelle couleur
psscale -O -D6/7/15/1 -C$filecpt -B1f1h:"quantit\357 (%)": >> $des

gs $des
```

Déformation de la marge Est-Sicile et de l'arc Calabrais : étude paléosismologique à travers l'enregistrement sédimentaires des turbidites

Résumé : La paléosismologie sous-marine est une discipline basée sur la reconnaissance et l'étude des séismes passés à partir d'archives sous-marines tels que les dépôts turbiditiques. Cette discipline, mise en place à partir des années 1990 au niveau de la zone des Cascades (côte Nord-Ouest des Etats-Unis) a, par la suite, été développée dans d'autres mers, océans et lacs.

La mer Ionienne est un petit bassin étroit et profond localisé au centre de la mer Méditerranée bordé par deux prismes d'accrétions, la ride Méditerranéenne à l'Est et le prisme Calabrais à l'Ouest. L'Est de la Sicile et la région Calabre ont été soumises à plusieurs reprises, à des séismes historiques destructeurs, parfois suivit de tsunamis, comme par exemple le séisme de 1693 AD à Catane (magnitude 7,4) ou celui de 1908 à Messine (de magnitude 7,1). Ce dernier séisme a déclenché des glissements sous-marins et des courants de turbidités qui sont à l'origine de rupture de câbles sous-marins. Au niveau de la plaine abyssale Ionienne, un autre type de dépôt est décrit à partir des données sismiques, caractérisées par une couche transparente. Ces méga-dépôts de plusieurs mètres d'épaisseur, sont associés à de grands évènements extrêmes (séismes, tsunamis, éruptions volcaniques) et sont appelés mégaturbidites ou homogénites.

Les études réalisées durant cette thèse, se focalisent sur l'interprétation des turbidites et des méga-dépôts observés grâce à un nouveau jeu de données localisé dans la partie Ouest du prisme Calabrais et récolté durant la mission CIRCEE en octobre 2013. La compréhension des sources et des origines de ces dépôts est primordiale pour l'interprétation de l'enregistrement paléosismologique de la région. L'objectif général étant d'améliorer notre compréhension de la chronologie et l'origine des grands événements catastrophiques qui ont affecté la région.

Ces nouvelles données, qui incluent des carottes sédimentaires, de la bathymétrie et des profils sismiques (Chirp et HR), ont permis dans un premier temps de revisiter l'interprétation des processus sédimentaires et l'origine des méga-dépôts et en particulier, du dépôt le plus récent appelé « dépôt d'Augias ». Ce dernier, dont l'épaisseur atteint les douze mètres en plaine abyssale Ionienne, serait lié au séisme et tsunami de Crête en 365 AD. A partir de sa description sédimentologique et des diverses mesures réalisées, trois types de faciès ont été identifiés (faciès « mégaturbidite », « homogénite » et « turbidite sableuse épaisse ») et qui sont les résultats de différents processus sédimentaires. La deuxième partie de cette thèse représente une étude paléosismologique des derniers 25 ka en mer Ionienne basée sur des modèles d'âges. La période de temps recouverte par les carottes englobe la fin de la dernière période glaciaire, la remontée du niveau marin et la période historique. Cela a permis de différencier les dépôts de la période historique où l'évènement déclencheur principal des courants de turbidités est le séisme. Par contre pour les dépôts antérieurs il a pu être démontré que les variations eustatiques et climatiques ont un fort impact sur la fréquence de turbidites.
Mots clés : Sédimentologie marine, paléosismologie sous-marine, mer Ionienne, mégaturbidite, homogénite, turbidites

Eastern Sicilian margin and Calabrian arc deformation: paleoseismology study through the sedimentary recording of turbidites

Abstract: Submarine paleoseismology is a discipline based on the recognition and study of past earthquakes from submarine records such as turbidite deposits. This discipline was initially developed in the 1990's in the Cascadia region (north-west coast of the USA), and was subsequently, applied to other seas, oceans and lakes.

The Ionian Sea is a small, narrow and deep basin located in the central Mediterranean Sea and bounded by two accretionary wedges, the Mediterranean Ridge to the east and the Calabrian wedge to the west. Eastern Sicily and Calabria region have been repeatedly struck by destructive historical earthquakes, sometime followed by tsunamis, such as the 1693 AD earthquake in Catania (magnitude to 7.4) or the 1908 AD earthquake in Messina (magnitude to 7.1). This latter earthquake triggered a submarine landslide and turbidity currents that ruptured submarine cables. In the Ionian abyssal plain, another type of deposit is observed in seismic data, expressed as successive transparent layers. These mega-deposits, several meters in thickness, are associated with large extreme events (earthquakes, volcanic eruptions, tsunamis) and are named megaturbidites or homogenites.

The research conducted during this thesis focuses on the interpretation of turbidites and mega-deposits, observed by a new data set located in the western part of the Calabrian prism and acquired during the CIRCEE cruise, in October 2013. The understanding of the sources and the origin of these deposits is essential for the interpretation of paleoseismological record in the region. The general objective is to improve our understanding of the chronology and origin of major catastrophic events that have affected the region.

These new data, include piston cores, bathymetry and seismic profiles (Chirp and HR), and allow us, for first time, to revisit the interpretation of sedimentary processes and origin of mega deposits and in particular the most recent deposit named "Augias deposit" This deposit, whose thickness reaches 12 meters in Ionian abyssal plain, can be linked to the 365 AD Crete earthquake and associated tsunami. Based on the sedimentological description and different measurements that were conducted, three type facies could be identified ("megaturbidite", "homogenite" and "thick sandy turbidite") that are the expressions of different sedimentary processes.

The second part of this thesis represents a paleoseismological study of the last 25 ka in Ionian Sea based on age models. The time period covered by the cores includes the end of the last glacial period, the sea level rise and the historical period. This allowed identification of deposits from the historical period whose main trigger of turbidity currents are earthquakes. On the other hand for earlier deposits, eustatic and climatic variations are shown to have a stong effect on the frequency of turbidites.
Keywords: Marine sedimentology, marine paleoseismology, Ionian Sea, megaturbidite, homogenite, turbidite