Géodynamique et impact de la crise d'érosion et de salinité Messinienne sur les transferts sédimentaires (bassin de Valence, bassin Adriatique)

Romain Pellen

▶ **To cite this version:**

Romain Pellen. Géodynamique et impact de la crise d'érosion et de salinité Messinienne sur les transferts sédimentaires (bassin de Valence, bassin Adriatique). Sciences de la Terre. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2016. Français. NNT : 2016BRES0041 . tel-01651341

HAL Id: tel-01651341

https://theses.hal.science/tel-01651341

Submitted on 18 Jan 2018

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.

UBO
université de bretagne occidentale

UNIVERSITE BRETAGNE LOIRE

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

École Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par

Romain Pellen

Préparée aux laboratoires:
Géodynamique et enregistrement Sédimentaire (Ifremer)
Unité Mixte de recherche (n°6538)
Domaines Océaniques, Institut Universitaire Européen de la Mer

Géodynamique et impact de la crise d'érosion et de salinité Messinienne sur les transferts sédimentaires (bassin de Valence, bassin Adriatique)

Volume 1: Texte

Thèse soutenue le 30 Juin 2016 devant le jury composé de :

François Guillocheau
Professeur, Université Rennes 1/ *Rapporteur*

Ana Crespo Blanc
Professeur, Université de Grenade / *Rapportrice*

Pascal Leroy
Maître de conférence, Université de Brest / *Examinateur*

Dominique Frizon De Lamotte
Professeur, Université de Cergy-Pontoise / *Examinateur*

Marina Rabineau
Chercheur CNRS, UMR6538, Brest / *Directrice de thèse*

Daniel Aslanian
Chercheur IFREMER, Brest / *Tuteur*

Christian Gorini
Professeur, UPMC Istep, Paris / *Co-directeur (Invité)*

Jean-Loup Rubino
Expert rang Professeur, Pau/ *Invité*

AVANT-PROPOS

La thèse finie, la présentation passée, les étendues vertes et décapées d'Irlande de l'Ouest chevauchées, les spiritueux bus pour appeler à l'inspiration, c'est avec plaisir, isolé encore au milieu du Donegal face à la mer que je tiens à remercier les amis, la famille et les collègues, avec lesquels j'ai passé ces 3 années et quelques mois de thèse. Sans vous, à commencer par ma famille et mes différents tuteurs, rien n'aurait pu aboutir.

Je tiens à remercier en premier lieu les partenaires de ce projet: la Région Bretagne et l'Ifremer tout d'abord pour le financement de ce travail de recherche. Accueilli au sein des locaux d'Ifremer durant la majeure partie de cette thèse, c'est un premier rêve d'enfant qui s'est réalisé!
Merci à toi Carmine Silenziario, qui à travers une belle rencontre improbable du mois d'Octobre à Marseille, nous a proposé l'accès aux données sismiques du groupe Schlumberger-WesternGeco via une collaboration scientifique. Let's continue !
Merci également à toute l'équipe du GRI Méditerranée et leur différents responsables : Christian Gorini, Jean-Luc Auxiètre, Cécile Pabian-Goyheneche, Denis Schnapper puis Remi Eschard. Le rapprochement qu'offre ce programme entre les différentes études, les différents regards et les différentes observations au sein d'une même zone d'étude a permis un fourmillement d'idées et d'implications scientifiques qui, je pense, n'aurait jamais été possible autrement...

Les pieds dans la vase. Je tiens ensuite à remercier ceux qui me supportent depuis mon état embryonnaire, m'épaulant et me dégageant parfois de situations vaseuses, au sens littéral comme figuré. Trop jeune pour tomber dans la géologie, voulant suivre le chemin des roches, ma première rencontre avec la géologie fut profondément ancrée dans les sentiers vaseux du Mont St Michel… Voyant que je ne saisissais pas tout le sens profond de ce monde encore nouveau du haut de mes 3 ans, mes sœurs et mes parents m'ont doucement accompagné sur le chemin hasardeux de l'ouverture au monde géologique. Merci à vous, Boun & Mam', Tetelle & Moun, Flo & Seb et les p'tits loulous!

Les piliers spirituels. Je n'oublierais jamais mes premiers débuts balbutiant dans le monde des Dynokystes en fin de licence. Merci beaucoup à toi Speranta, qui me fit découvrir par cette entrée ce qu'est la Recherche, via de belles discussions arrosés de moulte effusions de café ! Le Messinien, c'est contagieux et on tombe facilement dedans… Mille merci à Speranta et Jean-Pierre qui, dans une maison acclimatée à la fournaise lyonnaise, m'ont fait découvrir le Messinien et ses nombreuses anecdotes scientifiques. Ayant contractée le virus là-bas, le seul remède était de croquer le fameux gâteau roumain… Mon Dieu que c'était bon ! Pour le long apprentissage que la recherche demande et m'avoir permis de mettre les deux pieds dedans, depuis les monts des Apennins jusqu'aux heures passées à échanger autour d'un café, mille merci à vous deux !

« Daniel et Marina, j'ai une idée de comment la Méditerranée s'est mise en place ! » Bon, dans la même période que l'étude des Dinokystes Messinien, en Master 1, c'était un peu prématuré de m'élancer dans ce nid à bernique. Depuis lors, vous avez su me laisser vagabonder au sein de vallées perdues, allé hors des sentiers battus. En m'apprenant à savoir se perdre, je pense avoir repérer au cours de ces années l'une des plus belles facettes de l'apprentissage à la recherche : le Chemin vers les inconnues des questionnements (enfin, ça reste une formulation hasardeuse…). D'un soutien sans faille, d'une écoute sans frontière et d'une bonne humeur sans limite, vous m'avez conseillé, guidé pour que je puisse mettre en question mes observations. J'ai adoré me perdre dans ce cheminement tortueux, loin d'être fini, même si je commence à voir le fil que vous défendez depuis le début de ce travail. Pour avoir aiguisé ma curiosité, l'amour de la bonne bouffe et l'envie de sautiller sur chaque mont après avoir traversé des vallées sans fond, une infinité de Grand Merci !
Plus à l'Est, évoluant au sein de la jungle urbaine parisienne, tu m'as fait découvrir quelques éclats de beauté de la ville lors de mes visites à la capitale. Pour les safaris sauvages à bords d'une auto-lib, pour les découvertes culinaires, pour l'hébergement et surtout pour les discussions passionnantes sur le Messinien et la stratigraphie au-delà de la nuit, une infinité de Merci à toi Christian Gorini !

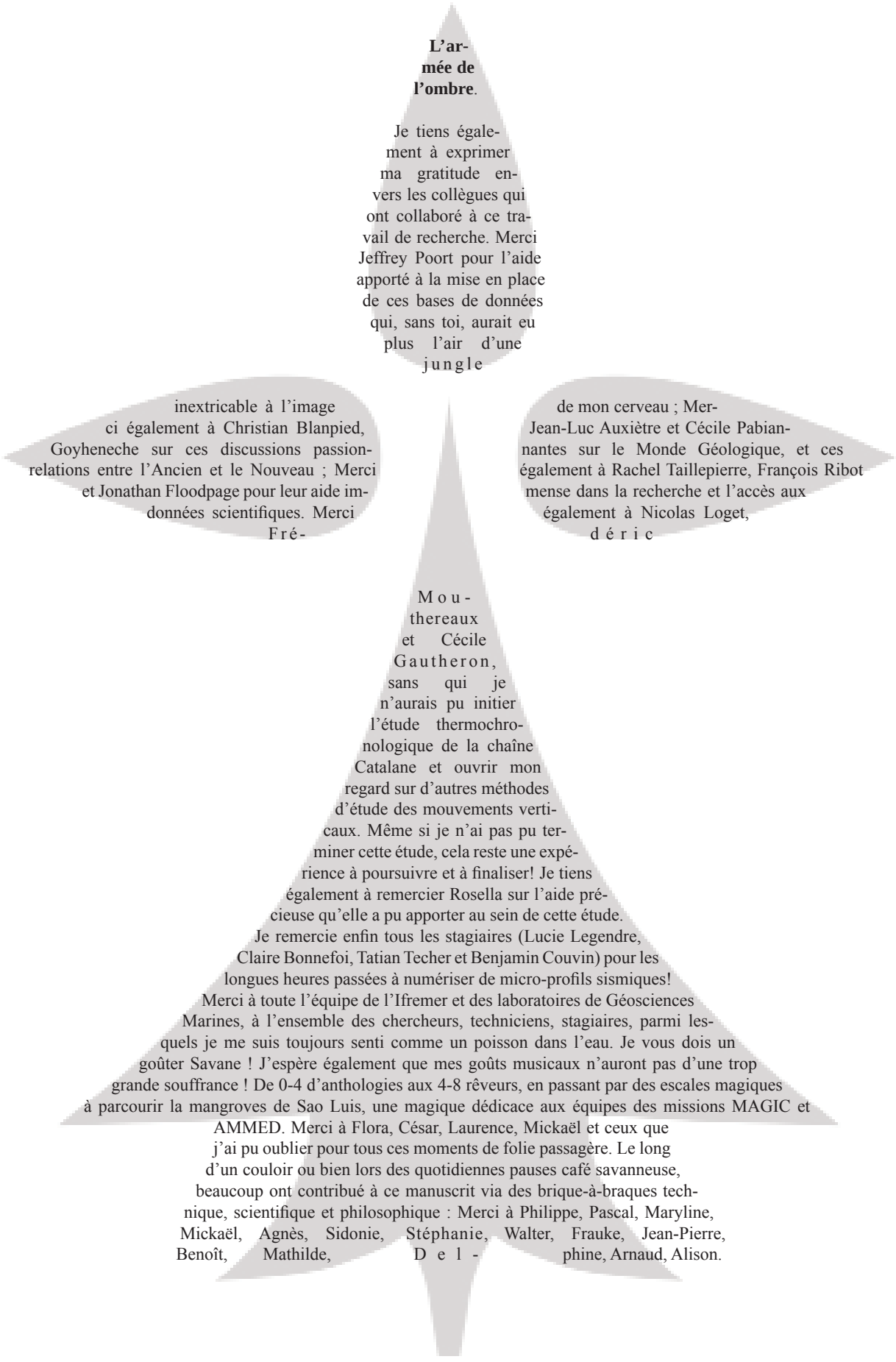
Les membres du jury. Avant tout, je tiens à féliciter le jury d'avoir patiemment (et parfois avec énervement je suppose) lu l'ensemble de ce manuscrit. Même si je pense qu'il aurait être plus concis, court et plus clair dans son cheminement, je pense que vous avez pu voir ce fil directeur, loin d'être tissé dans toute sa longueur. Merci à vous d'avoir accepté de juger mon travail de recherche.

Merci à François Guillocheau et Ana Crespo-Blanc d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse. La charge de travail et le court temps de correction ayant été de votre côté, vous avez su prendre le temps de parcourir, critiquer et questionner ce travail.

Ma reconnaissance va droit à Jean-Loup Rubino, qui au cours de ma thèse, a pu suivre de loin mes pérégrinations. Ta manière de présenter les paysages et décrire l'évolution des environnements sédimentaires et tectoniques est à chaque fois source d'inspiration.

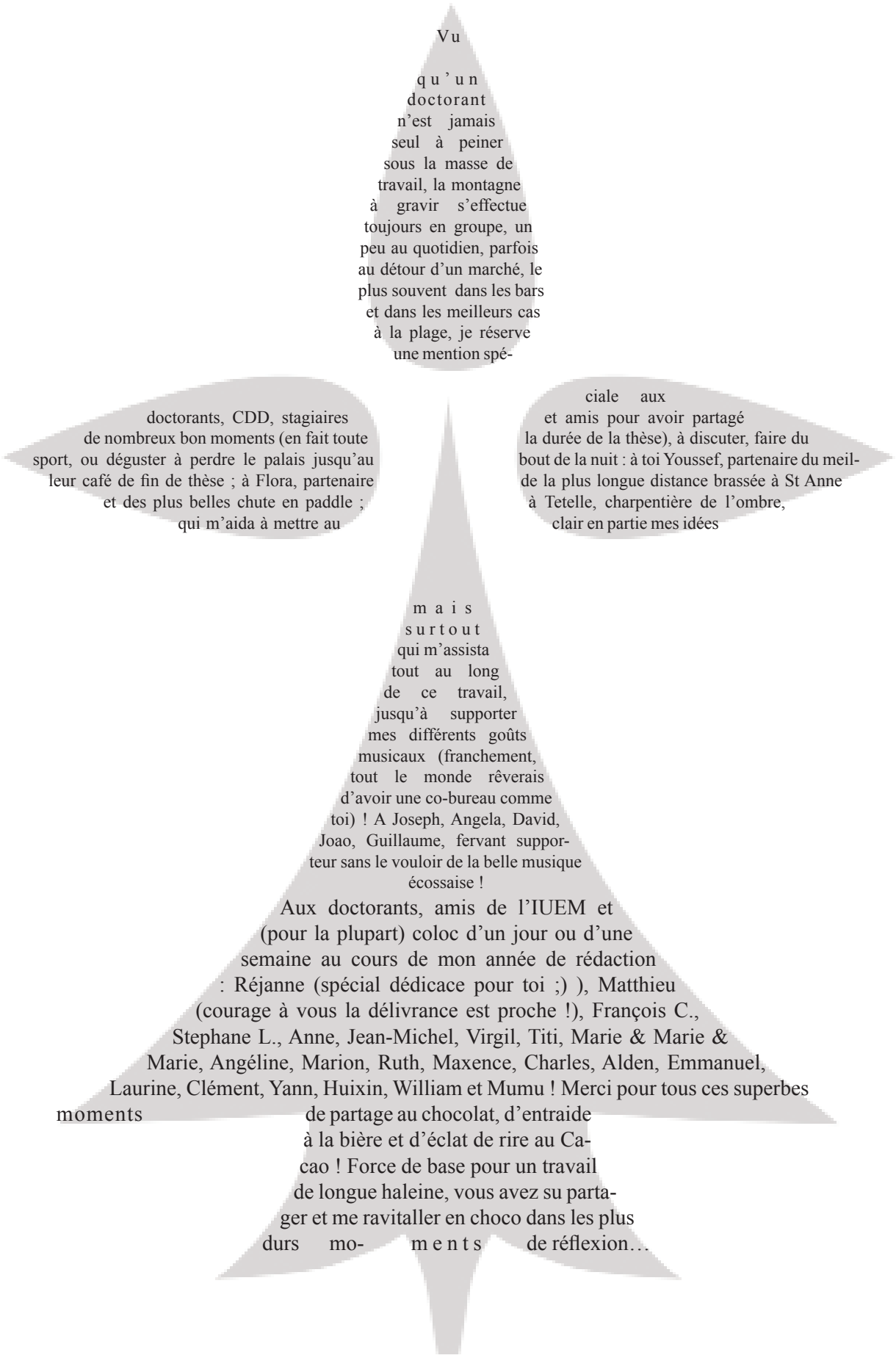
Mille merci à Dominique Frizon de Lamotte, qui a pu suivre ma lente éclosion scientifique au cours de cette thèse. Ce regard sur un autre Finistère, plus vieux et Mésozoïque pour celui-ci, je lui dois en partie à travers les ballades géologiques espagnoles et les nombreuses discussions portant sur l'héritage et l'histoire Mésozoïque.

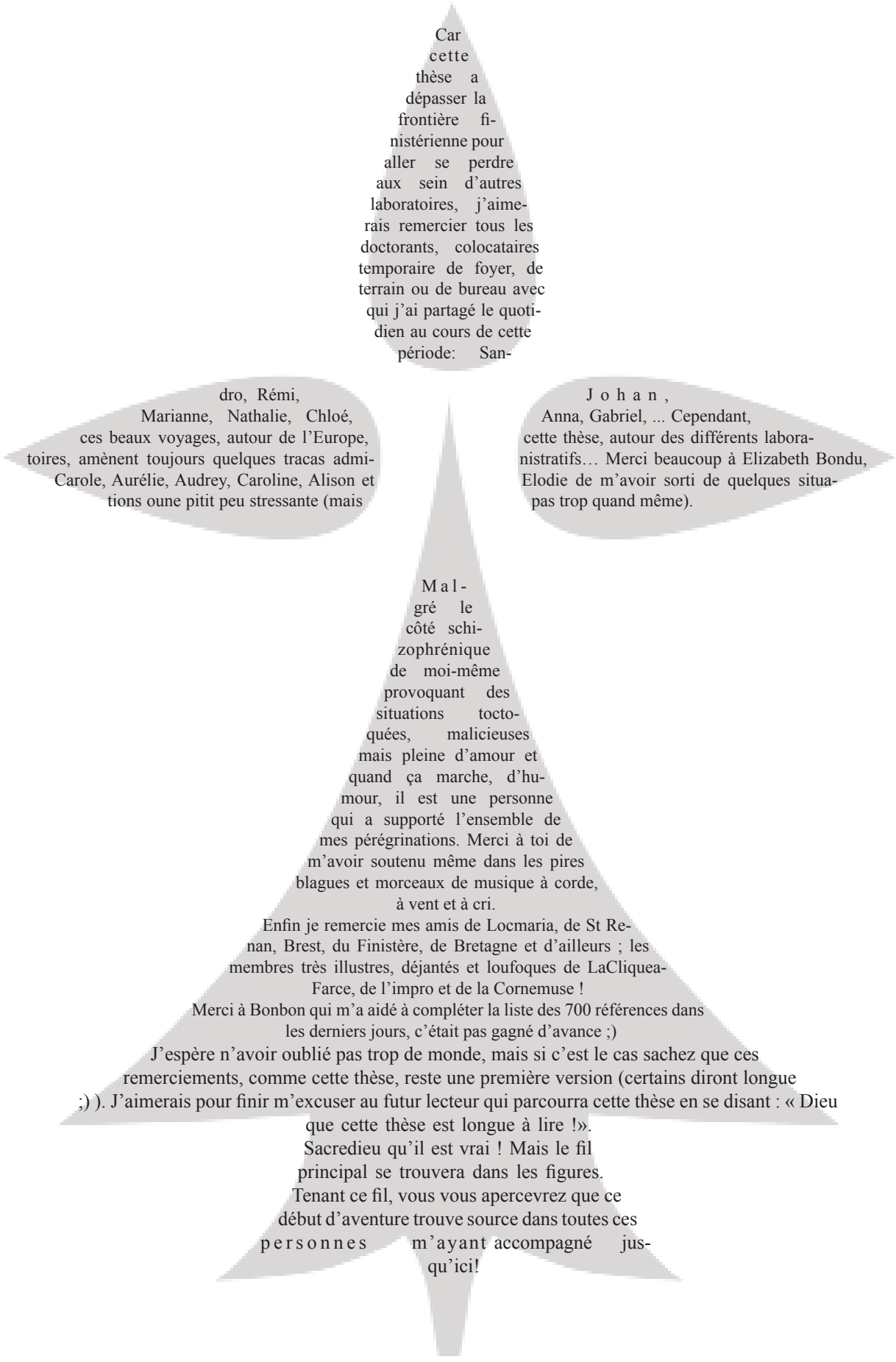
Je suis très heureux de compter Pascal Leroy dans ce jury de thèse. Supportant mes questions depuis la première année de licence, ses enseignements sur l'intérêt d'étudier les sédiments pour raconter l'histoire des environnements passés et ses différents travaux furent primordiaux pour ma lente éclosion scientifique.



L'armée de l'ombre.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers les collègues qui ont collaboré à ce travail de recherche. Merci Jeffrey Poort pour l'aide apporté à la mise en place de ces bases de données qui, sans toi, aurait eu plus l'air d'une jungle inextricable à l'image de mon cerveau ; Merci également à Christian Blanpied, Jean-Luc Auxiètre et Cécile Pabian-Goyheneche sur ces discussions passionnantes sur le Monde Géologique, et ces relations entre l'Ancien et le Nouveau ; Merci également à Rachel Taillepierre, François Ribot et Jonathan Floodpage pour leur aide immense dans la recherche et l'accès aux données scientifiques. Merci également à Nicolas Loget, Frédéric Mouthereaux et Cécile Gautheron, sans qui je n'aurais pu initier l'étude thermochronologique de la chaîne Catalane et ouvrir mon regard sur d'autres méthodes d'étude des mouvements verticaux. Même si je n'ai pas pu terminer cette étude, cela reste une expérience à poursuivre et à finaliser! Je tiens également à remercier Rosella sur l'aide précieuse qu'elle a pu apporter au sein de cette étude. Je remercie enfin tous les stagiaires (Lucie Legendre, Claire Bonnefoi, Tatian Techer et Benjamin Couvin) pour les longues heures passées à numériser de micro-profils sismiques! Merci à toute l'équipe de l'Ifremer et des laboratoires de Géosciences Marines, à l'ensemble des chercheurs, techniciens, stagiaires, parmi lesquels je me suis toujours senti comme un poisson dans l'eau. Je vous dois un goûter Savane ! J'espère également que mes goûts musicaux n'auront pas d'une trop grande souffrance ! De 0-4 d'anthologies aux 4-8 rêveurs, en passant par des escales magiques à parcourir la mangroves de Sao Luis, une magique dédicace aux équipes des missions MAGIC et AMMED. Merci à Flora, César, Laurence, Mickaël et ceux que j'ai pu oublier pour tous ces moments de folie passagère. Le long d'un couloir ou bien lors des quotidiennes pauses café savanneuse, beaucoup ont contribué à ce manuscrit via des brique-à-braques technique, scientifique et philosophique : Merci à Philippe, Pascal, Maryline, Mickaël, Agnès, Sidonie, Stéphanie, Walter, Frauke, Jean-Pierre, Benoît, Mathilde, Delphine, Arnaud, Alison.


Vu
qu'un
doctorant
n'est jamais
seul à peiner
sous la masse de
travail, la montagne
à gravir s'effectue
toujours en groupe, un
peu au quotidien, parfois
au détour d'un marché, le
plus souvent dans les bars
et dans les meilleurs cas
à la plage, je réserve
une mention spé-
ciale aux
doctorants, CDD, stagiaires
et amis pour avoir partagé
de nombreux bon moments (en fait toute
la durée de la thèse), à discuter, faire du
sport, ou déguster à perdre le palais jusqu'au
bout de la nuit : à toi Youssef, partenaire du meil-
leur café de fin de thèse ; à Flora, partenaire
de la plus longue distance brassée à St Anne
et des plus belles chute en paddle ;
à Tetelle, charpentière de l'ombre,
qui m'aida à mettre au
clair en partie mes idées
mais
surtout
qui m'assista
tout au long
de ce travail,
jusqu'à supporter
mes différents goûts
musicaux (franchement,
tout le monde rêverais
d'avoir une co-bureau comme
toi) ! A Joseph, Angela, David,
Joao, Guillaume, fervant suppor-
teur sans le vouloir de la belle musique
écossaise !
Aux doctorants, amis de l'IUEM et
(pour la plupart) coloc d'un jour ou d'une
semaine au cours de mon année de rédaction
: Réjanne (spécial dédicace pour toi ;)), Matthieu
(courage à vous la délivrance est proche !), François C.,
Stephane L., Anne, Jean-Michel, Virgil, Titi, Marie & Marie &
Marie, Angéline, Marion, Ruth, Maxence, Charles, Alden, Emmanuel,
Laurine, Clément, Yann, Huixin, William et Mumu ! Merci pour tous ces superbes
moments de partage au chocolat, d'entraide
à la bière et d'éclat de rire au Ca-
cao ! Force de base pour un travail
de longue haleine, vous avez su parta-
ger et me ravitaller en choco dans les plus
durs mo- ments de réflexion…


Car cette thèse a dépasser la frontière finistérienne pour aller se perdre aux sein d'autres laboratoires, j'aimerais remercier tous les doctorants, colocataires temporaire de foyer, de terrain ou de bureau avec qui j'ai partagé le quotidien au cours de cette période: Sandro, Rémi, Marianne, Nathalie, Chloé, ces beaux voyages, autour de l'Europe, toires, amènent toujours quelques tracas admi- Carole, Aurélie, Audrey, Caroline, Alison et tions oune pitit peu stressante (mais
Johan, Anna, Gabriel, ... Cependant, cette thèse, autour des différents laboranistratifs… Merci beaucoup à Elizabeth Bondu, Elodie de m'avoir sorti de quelques situapas trop quand même).
Malgré le côté schizophrénique de moi-même provoquant des situations toctoquées, malicieuses mais pleine d'amour et quand ça marche, d'humour, il est une personne qui a supporté l'ensemble de mes pérégrinations. Merci à toi de m'avoir soutenu même dans les pires blagues et morceaux de musique à corde, à vent et à cri.
Enfin je remercie mes amis de Locmaria, de St Renan, Brest, du Finistère, de Bretagne et d'ailleurs ; les membres très illustres, déjantés et loufoques de LaCliquea-Farce, de l'impro et de la Cornemuse !
Merci à Bonbon qui m'a aidé à compléter la liste des 700 références dans les derniers jours, c'était pas gagné d'avance ;)
J'espère n'avoir oublié pas trop de monde, mais si c'est le cas sachez que ces remerciements, comme cette thèse, reste une première version (certains diront longue ;)). J'aimerais pour finir m'excuser au futur lecteur qui parcourra cette thèse en se disant : « Dieu que cette thèse est longue à lire !».
Sacredieu qu'il est vrai ! Mais le fil principal se trouvera dans les figures.
Tenant ce fil, vous vous apercevrez que ce début d'aventure trouve source dans toutes ces personnes m'ayant accompagné jusqu'ici!

En pleine tempête rédactionnelle, tu m'as appris Marina que le meilleur moteur à l'écriture, c'est de la bonne nourriture ;) ça c'est de la recettes agrémentées au vin blanc!

RÉSUMÉ COURT

Les seuils morphologiques et géodynamiques ont un rôle essentiel dans les échanges de masses d'eau, de biotope et de sédiment. L'évolution géodynamique et physiographique de l'espace Méditerranéen, en particulier au sein des bassins bordiers de Valence et Adriatique, sont intimement liées à l'héritage anté-Néogène. Les seuils en découlant et leur impact sur l'histoire tectonique et environnementale néogène de ces deux régions, en particulier lors de la crise d'érosion et de salinité Messinienne (5.96-5.32 Ma), reste cependant méconnus et font l'objet de ce travail de recherche. Une vision complète du remplissage sédimentaire Néogène à l'échelle de ces deux bassins est proposée via une compilation et interprétation de profils sismiques puis une corrélation des réflecteurs aux forages industriels. Pour le domaine de Valence, les réflecteurs Messinien et Plio-Quaternaire sont notamment validées via une corrélation directe au bassin connu Liguro-Provençal (Bache, 2008 ; Leroux, 2012). Plusieurs unités sismiques sont identifiées dans chacun des domaines et regroupées en quatre mégaséquences: Oligo-Aquitanienne, Burdigalienne-Tortonienne, Messinienne et Pliocène-Quaternaire.

Nos investigations nous permettent une segmentation du domaine Valence-Provençal en trois sous-bassins d'âges, de subsidences et de nature crustales différentes: le bassin mésozoïque de Valence s*ensu stricto* (VBss), le bassin buffer de Minorque (MB) et le bassin profond néogène Liguro-Provençal (LPB). Implication majeure de cette segmentation, un nouveau scénario cinématique et géodynamique à l'échelle du bassin de Valence et Algérien est proposé. Les différents seuils et sous-bassins mis en lumière, un regard nouveau est porté sur l'événement Messinien. Le VBss est associé à la découverte d'un système complet de vallées incisées fluviatiles long de plus de 270 km, mis en place suivant le principe d'érosion régressive durant la chute majeure Messinienne. Associée aux dépôts détritiques observés en aval au sein du MB, ces interprétations jettent un regard nouveau sur la problématique de connexion des bassins de l'Ebre et la Méditerranée (e.g. Babault et al., 2006 ; Arche et al., 2010).

Le développement de systèmes plateforme-bassin au Mésozoïque contrôle en premier ordre la sédimentation néogène où deux dépocentres majeurs, les bassins Centre (CAB) et Sud Adriatique (SAB), se distinguent de part et autre du seuil composite Apulien-Gargano-Pelagosa. La propagation des fronts de déformation Albanide et Apennin au Néogène se surimpose à cet héritage et contrôle la subsidence de ces dépocentres. Nos investigations situent la période Messinienne comme une phase de réorganisation tectonique (cinématique?) majeure, l'événement de dessiccation Messinienne se surimposant à cette phase tectonique. Conséquence majeure de ces événements conjoints, l'isolement du CAB (e.g. l'avant-fosse Apennine) en situation de bassin perché, déconnecté des domaines profonds lors du Messinien, est proposé notamment sur la base d'analyse et de regroupement d'information paléo-environnementale. Un nouveau scénario tectono-sédimentaire est alors proposé, combinant influence tectonique et eustatique amenant à l'isolation de l'Avant-fosse Apennine durant près de 250.000 ans.

SHORT ABSTRACT

Morphological and geodynamic thresholds play an important part in the sedimentary, biotope and water exchanges.The geodynamic evolution of the Mediterranean area, especially in the Valencia and Adriatic basins, is strongly influenced by its ante-Neogene history. The localisation of existing thresholds at that time, and their impact on the following tectonic and sedimentary evolutions still remain largely unknown. In this work, we will try to reconstruct this evolution and better understand the part of these thresholds, in particular during the Messinian Salinity Crisis (MSC, 5.96-5.32 Ma). We provide here a complete view of the Neogene sedimentary infilling for the both Valencia and Adriatic basins thanks to a compilation and the interpretation of seismic and their correlation to industrial boreholes. In the both areas, we identified several seismic units organized into four megasequences from Oligocene to present-day. Oligo-Aquitanian, Burdigalian-Tortonian, Messinian and Pliocene-Quaternary.

Our results allow us to individualize the Valence-Provençal domain into three sub-basins whose ages, subsidence and crustal nature differ: the Mesozoic basin of Valencia sensu stricto (VBss), the buffer basin of Minorca (MB) and the deep neogene basin Liguro-Provençal (LPB). This segmentation lead us to suggest a new kinematic and geodynamic scenario for the Valencia basin and for the Neogene Algerian basin. This segmentation provides also information about MSC. We highlight a fully incised-valley system (following Boyd et al., 2006), in the VBss whose length reaches more than 270 km. Its development is related to a regressive erosion during the Messinian major sea-level fall. We also suggest that the detrital products resulting from the erosion of the Ebro basin and Miocene platform are linked to the development of the Messinian prograding unit observed downstream in the MB. These different interpretations lets us look at the Ebro-Mediterranean basins connection problematic (e.g. Babault et al., 2006 ; Arche et al., 2010) from a different angle.

The Apulian-Gargano-Pelagosa composite threshold – inherited from Mesozoic platform-basin systems – mainly control the neogene sedimentation in the Adria domain. Two main depocenters, the Central (CAB) and the South Adriatic (SAB) basins, are distinguished respectively in the north and south of the sill. The propagating of the Albanid and Apennine deformation fronts control also the evolution of vertical movements and the sedimentation. Five neogene deformation phases are recorded according to previous works (Vezzani, 2011). Our results imply that the Messinian period corresponds to a major tectonic and/or kinematic reorganization phase within which the MSC is a superimposed event. At the paroxysm of the crisis, the CAB (e.g. the Apennine foredeep) was isolated in a perched location and thus disconnnected from the Ionian evaporitic basin. We proposed a new tectono-stratigraphic and palaeo-environmental scenario, combining tectonic and eustatic forcings and leading to consider the Apennine foredeep as a isolated basin and freswater lake for nearly 250,000 years during the MSC.

Tables des matières

Avant-propos
Résumé

Préambule
p. 1

0.1.Définition et caractérisation des seuils .. . .

2.1.Héritage Hercynien du grain structural au sein des domaines de Valence et Adriatique. 17

2.2.De l'implosion de la Pangée à l'apparition de l'espace proto-Méditerranéen, l'héritage Mésozoïque des domaines de Valence et Adria. .. . .

102

3.2.5. Interprétation du faciès Lago-Mare & implications 104

3.2.6. Importance et modalité de la chute marine 105

3.3. Les dépôts Messinien au sein des bassins de Valence et Adriatique: Etat des lieux et comparaison aux travaux au sein du bassin Liguro-Provençal 111

3.3.1. Les écoles de pensée concernant les dépôts associés à la crise dans le bassin Liguro-provençal 111

3.3.2. Synthèse des observations au sein du bassin Liguro-Provençal 112

3.3.3. Etat de l'art au sein du bassin de Valence 114

3.3.4. Problèmes soulevés au sein du bassin de Valence 116

3.3.5. Observation de la répartition des dépôts au sein du domaine Adria. 117

3.3.6. Problèmes soulevés au sein du domaine Adria 120

Chapitre 4
Données disponibles et méthodes appliquées
p. 122

4.1.Des profils sismiques aux environnements de dépôt 122

4.1.1. Données à disposition 122

4.1.2. Données géophysiques disponibles. 122

4.1.3. Préparation des données geophysiques 125

4.2. Méthode de travail 12

4.2.1. Critères d'identification des unités sédimentaires et le principe de stratigraphie séquentielle .. 128

4.2.2. Quantification des mouvements verticaux 132

Chapitre 5
Description du remplissage sédimentaire au sein du bassin de Valence
p. 136

5.1. Identification de la base des dépôts Tertiaire & nature du substratum acoustique. 138

5.2. Localisation des principaux dépôt-centres Néogène. 139

5.3. Identification des unités sismiques au sein du bassin de Valence 140

5.3.1. Les unités sismiques observées au sein de la plateforme Catalane (domaine de Minorque) 141

5.3.2. Les unités sismiques de la plateforme de l'Ebre et leur extension au sein du VBss . . 146

5.4. Estimation chrono-stratigraphique de nos horizons de plate-forme ***via*** les données de forages. 153

5.4.1. Estimation de l'âge des surfaces majeures 153

5.4.2. Calage des surfaces intermédiaires 156

5.4.3. Répartition et évolution des paléo-environnements Miocène d'après les cartographies des unités sismiques et datations des surfaces. 157

5.5. Enregistrement des marqueurs de la crise Messinienne : de la plate-forme érodée au domaine profond Liguro-Provençal 161

5.5.1. Le domaine érodé au sein des marges Catalane et du bassin de Valence sensu stricto.162

5.5.2. L'organisation des unités sédimentaires Messinienne depuis la plateforme jusqu'au domaine profond 166

5.6. Synthèse des observations majeures. 172

5.6.1. La segmentation du bassin de Valence. 172

5.6.2. Les implications de cette segmentation sur l'évolution sédimentaire anté-Messinien 172

5.6.3. Les implications de cette segmentation sur l'évolution des environnements sédimentaires et bathymétriques lors de l'événement Messinien. 173

Chapitre 6
Description du remplissage sédimentaire au sein du domaine Adriatique
p. 176

6.1. Schéma stratigraphique dégagé à partir des forages italiens. 176

6.1.1.Les séries Mésozoïques. 177

6.1.2. Les séries Paléogènes-Oligocènes (formations de Scaglia & Scaglia Cinero). 177

6.1.3. La série Aquitaniennne-Tortonienne (formations de Bisciaro et Schlier). 178

6.1.4. La série Messinienne. 179

6.1.5. La série Pliocène-Quaternaire 180

6.1.6. Synthèse des observations à partir des corrélations de forage. 182

6.2. Stratigraphie sismique Tertiaire au sein du bassin Adriatique... 183

6.2.1. Identification des unités décrites. 183

6.2.2. Morphologie actuelle de la base des dépôts Tertiaires 184

6.2.3. Description des unités sismiques 189

6.3. Enregistrement des marqueurs de la crise Messinienne : voyage au pourtour de la plateforme Apulienne. 194

6.3.1. Au sein du CAB (Central Adriatic Basin) : bordure externe de l'Avant-fosse Apennine. 234

6.3.2. Au sein du SAB (South Adriatic Basin) 195

6.3.3. Cartographie des dépôts le long des promontoires Apulien-Gargano et au sein de la chaîne Sud Apennine. 198

6.3.4. Synthèse et réflexion sur leur mode de mise en place. 201

Chapitre 7
Discussions
Ce que l'identification des seuils implique sur les problématiques d'ordre cinématiques, sédimentaires et paléo-environnementales au Néogène et Messinien.
p. 203

7.1. The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea)(***accepted*** in Terra Nova journal). 204

7.2. The Ebro connection. (*in prep.* for Geology journal) 227

7.3. The latest Messinian in the Apennine foredeep (Italy): a Lago Mare marine vs. brackish environment (*in prep.* forGeoBios journal). 240

Chapitre 8
Conclusions, Zones d'ombres et Perspectives
p. 269

9.1. Un objectif en appelant un autre... 283

9.2. Héritage et Segmentation. 284

9.2.1. Au sein du bassin de Valence. 284

9.2.2. Au sein du domaine Adria. 286

9.3. L'impact de la segmentation sur l'évolution des paléogéographies au Messinien. 288

9.3.1. Au sein du bassin de Valence. 288

9.3.2. Au sein du domaine Adria 289

9.4. Un changement de phase cinématique majeur au Tortono-Messinien ?. 291

Bibliographie
p. 293-350

INTRODUCTION AUX DOMAINES D'ÉTUDES ASSOCIÉS AU CONCEPT DE FORMATION DES SEUILS

L'ensemble Méditerranéen s.l. se situe à l'interface des plaques Afrique, Arabique et Anatolienne au sud et à l'est et de la plaque Eurasienne et de ses satellites les plaques Ibérique et Adria au nord (figure 0-1). Il est bordé par des structures compressives majeures, d'Ouest vers l'Est : les chaînes Bétique et Atlasique, Catalano-Ibérique et Pyrénéenne, Alpine, Apenninique, Dinarides et Albanides puis Carpathienne. Ce vaste ensemble est constitué de bassins formés et/ou préservés, Néogènes ou Mésozoïques dans un contexte compressif général, conséquence du rapprochement des plaques Africaine et Eurasienne : ce sont les bassins Alboran, Algérien, de Valence, Liguro-Provençal, Tyrrhénien, Adriatique, Ionien, Levantin, Egéen et la mer Noire.

Ces bassins sont séparés par des hauts bathymétriques (figure 0-1) soit de premier ordre (détroit de Gibraltar, seuil Sicilo-Tunisien, arc Hellenique, seuil du Bosphore) soit secondaires (seuil de Pelagosa, d'Otrante).

Les principales reconstructions géodynamiques pour la période Néogène délimitent le domaine Méditerranéen en deux zones : les bassins orientaux (bassins Ionien, Levantin et mer Adriatique) sont considérés d'âge Mésozoïque, reliques de l'ancien domaine Téthysien ; les bassins occidentaux (mer d'Alboran, Valence, Liguro-Provençal, Algérien et Tyrrhénien) sont considérés comme des domaines néoformés, liés au retrait d'un slab néotéthysien (e.g. Carminati *et al.*, 2012). Situés respectivement à la bordure ou à cheval au sein de ces deux ensembles, Les bassins de Valence et Adriatique offrent l'opportunité d'étudier l'importance de l'héritage Mésozoïque sur l'évolution des transferts sédimentaire au Néogène (et plus particulièrement au Tortono-Messinien) et les relations entre processus profonds et processus de surface.

Le bassin de Valence est bordé 1) au nord-ouest par la chaîne Catalane et les Pyrénées, issues du rapprochement de la plaque Ibérique et l'Eurasie lors du Crétacé supérieur-Paléogène, 2) à l'est par le bassin mésozoïque du Maestrazgo, se prolongeant au sein du bassin de Valence (Roca, 1992), 3) au sud, par la chaîne Bétique, formant en partie les Baléares, résultat du rapprochement de la plaque Afrique et Eurasienne puis des mouvements géodynamiques amenant à l'ouverture des bassins cénozoïques, 4) à l'est du domaine Liguro-Provençal, qui avec les domaines Algérien et Tyrrhénien, est la conséquence du retrait vers l'Est et le Sud des blocs Corso-Sarde, de la Calabre et des Kabylies (formation de l'arc Maghrebo-Apennins). Les travaux récents au niveau du bassin Liguro-Provençal et la marge du Golfe du lion (Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2009 ; 2010 ; 2012 ; 2015 ; Leroux, 2012 ; Leroux *et al.*, 2014 ; 2015 ; 2016 ; Rabineau, 2001 ; Rabineau et al., 2005, 2014 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Afilhado *et al.*, 2015) montrent l'ampleur des transferts sédimentaires, au Néogène et lors de la Crise de salinité et d'érosion messinienne. Ces travaux montrent par la même occasion les relations étroites entre processus de surface (enregistrements sédimentaires) et processus profonds (en particulier la nature et la segmentation du substratum associées à la formation initiale des bassins puis leurs évolutions postérieures). Cependant, malgré la densité de

données sismiques (réflexion et réfraction) et de forages, ce type de corrélation n'a pas été mis en évidence au sein du bassin de Valence. La connexion de celui-ci avec le bassin Liguro-Provençal, durant sa formation comme durant la Crise messinienne (bassin perché ou non), reste en débat. Ce seront ces deux interrogations qui seront principalement approfondies au sein de ce manuscrit.

Le bassin Adriatique est placé à l'interface entre la Méditerranée occidentale (bassins cénozoïques) et orientale (domaine mésozoïque). Les Alpes et les Dinarides, au Nord et à l'Est, sont le résultat de la collision entre la plaque Adriatique et l'Eurasie au Crétacé supérieur-Eocène. La bordure Ouest du bassin Adriatique est limitée par la propagation du front Apennin vers l'Est, durant l'ensemble du Néogène. La plaque Adria, aux pourtours déformés et où le bassin Adriatique en serait la partie préservée, est elle-même composé d'une succession de plateforme carbonatée mésozoïque, délimitées par des bassins à sédimentation carbonatée.

Les relations complexes entre l'évolution des fronts de déformations et l'héritage Mésozoïque, associées à la formation de seuils durant la période Néogène, cristallise de nombreux débats dans la communauté scientifique, allant de la nature et extension des différents domaines paléo-géographiques formant la plaque Adria aujourd'hui déformé, jusqu'aux relations et connexions entre les différents bassins durant le Mésozoïque et Cénozoïque.

A l'instar des interrogations associées au bassin de Valence, celle nous intéressant se focalise sur la position perchée ou non du domaine Adriatique (par rapport au bassin profond Ionien) durant l'événement Messinien. Placé à l'interface entre la Méditerranée occidentale (bassins cénozoïques) et orientale (domaine mésozoïque), l'évolution paléo-géographique et environnementale du bassin Adriatique demeure en débat, malgré le large set de données sismiques (réflexion) et de forages. Nous

C'est sur ces deux bassins, caractérisés par la préservation de systèmes plateforme-bassin Mésozoïques, repris en déformation lors du retrait du panneau plongeant Néotéthysien au Sud et à l'Est durant le Tertiaire, que s'est focalisée mon étude. L'identification des seuils au cours des temps géologiques, qui limite et/ou régule l'échange des masses d'eau, de biotopes et de sédiments, est l'un des fil majeur formant la structure de ce manuscrit.

1.1. Définition et caractérisation des seuils

La Méditerranée est caractérisée par différents sous-ensembles séparés par des seuils (figure 0-1). La notion de seuils définie comme *Un ensemble de reliefs en surélévation et séparant deux bassins l'un de l'autre, ou isolant une dépression du fond marin le plus proche* (Larousse, 2012) montre le seuil comme un obstacle aux mouvements de l'eau et des sédiments (figure 0-2, type 1). Cependant, il nous fait élargir cette notion aux bassins qui présentent une différence de bathymétrie et/ou substratum importante, limitant alors (1) les mouvements de l'eau et des sédiments dans la partie la plus basse et (2) le dépôt et préservation de sédiment dans le bassin lle plus haut (figure 0-2, type 2).

Barrières morphologiques individualisées ou sauts bathymétriques, l'étude de ces seuils ne se limite donc pas à eux seuls, mais s'étend bien évidemment aux bassins (morphologie, remplissage sédimentaire, nature crustale) qu'ils séparent, ainsi qu'à la mise en place et l'évolution de ces seuils (objets géologiques différenciés ou différence de bathymétrie et donc de subsidence) et bassins.

L'étude des bassins et de leur évolution nécessite d'aborder les facteurs amenant à la création d'un espace disponible pour la sédimentation. L'accommodation, ou espace disponible pour les sédiments, est la distance séparant le substratum du bassin au niveau de la mer (le substratum du bassin correspond ici à l'horizon isochrone marquant la base de la formation sédimentaire étudiée) (figure 0-3). L'accommodation peut ainsi être appréhendée de deux manières distincte, soit à partir de son origine physique (le résultat des mouvements eustatiques et tectoniques – subsidence et soulèvement), soit à partir de son enregistrement dans les sédiments (la somme de l'épaisseur cumulée de dépôts sédimentaires et de la bathymétrie) (Granjeon *et al.*, 1994). L'enregistrement sédimentaire dépend ainsi au premier ordre de l'eustatsime, de la subsidence et de l'apport sédimentaire lié à l'érosion due à la surection des reliefs et aux variations climatiques. La figure 0-4 propose une hiérarchisation des facteurs influençant la sédimentation (d'après Rabineau, 2001). On notera l'importance des mouvements tectoniques dans l'apport sédimentaire aussi bien que dans la création d'espace disponible (subsidence et soulèvement), mouvements tectoniques liés aux **mouvements de plaques lithosphériques et impactés par les différentes phases cinématiques**.

Les problématiques abordées ici vont ainsi être associées en premier lieu à la subsidence du bassin et aux variations glacio-eustatiques.

2.2. La subsidence, paramètre fondamental

La création de l'espace disponible est en premier lieu résultat de la subsidence, c'est à dire de l'approfondissement du bassin au cours du temps. Sans la subsidence, les sédiments déposés lors des hauts niveaux seraient erodés et les enregistrements ne seraient pas préservés. Cet approfondissement est la conséquence 1) de variation de l'épaisseur et/ou de la nature crustale, 2) de l'ajout ou de la diminution de la charge située au dessus du substratum (sediments et/ou colonne d'eau) 3) et peut-être impacté par des processus non-permanent de convection dans les couches inférieures de la lithosphère (topographie ou subsidence dynamique).

Ces variations dans l'épaisseur et la nature crustales, ainsi qu'une partie de la topographie dynamique s'il y en a, découlent de la genèse des bassins et des marges passives et sont connectés à la Tectonique des plaques.

Reliées par la notion de seuil, en particulier au Messinien, les deux zones d'étude sont aussi très différentes par leur contexte géodynamique et les questions qu'elles posent.

1.1.1. Le Bassin de Valence : évolution en contexte de marge passive

Quel processus permet le passage d'un domaine continental, acide, épais de 30-40km vers un domaine à croûte océanique, basique et épaisse seulement de 5-6 km ? Quel principe conduit à la formation des marges passives et des domaines océaniques ?

La figure 0-5 (Aslanian & Moulin, 2012) illustre deux grandes catégories de modèles pour expliquer l'amincissement de la croûte continentale : les modèles conservatifs (McKenzie, 1978 ; Wernicke, 1985 ; Lister *et al.*, 1986, Boillot *et al.*, 1980) et non-conservatifs (Aslanian *et al.*, 2009).

Le premier type de modèles conservent l'intégrité de la croute continental tout au long du processus d'amincissement et n'impliquent pas d'échange de masse entre la croûte continentale, le manteau supérieur (Aslanian & Moulin, 2012). Les processus d'amincissements de la croûte continentale sont directement convertis en mouvement horizontaux, la croûte étant altérée mécaniquement (étirement, fracturation) pendant le processus de rupture. Cela implique un mouvement d'étirement horizontal important.

Le deuxième type de modèle, l'amincissement principal de la croute n'est pas lié à un mouvement horizontal important et se situe essentiellement dans la croute inférieure qui peut fluer, subir des intrusions, des changements de phases ou une érosion subcrustale, une délamination.

La figure 0-6 illustre l'évolution des marges Atlantique et Liguro-Provençal suivant les

modèles non-conservatifs. L'essentiel de l'amincissement concerne la croute inférieure avec un déplacement horizontal moindre (figure 0-6, phase 2) : L'amincissement de la coûte s'effectue alors par exhumation de la croûte inférieure dans la partie centrale du système mais n'expliquerait pas l'amincissement entier observé (Aslanian & Moulin, 2012) : des échanges de matière pourraient prendre place entre la croûte continental et le manteau ainsi qu'un fluage de croûte continentale inférieur vers les côtés (Aslanian *et al.*, 2009 ; Aslanian & Moulin, 2012 ; Huismans & Beaumont, 2011). Ces processus infuent grandement et de façon différente sur l'évolution de la subsidence.

Dans le bassin provençal (fig. 0-6, Aslanian comm. pers.), les récents résultats de sismique grand angle ont montré la présence de croute continentale inférieure exhumée dans le bassin profond, des deux cotés du système de marges conjugées Sarde-Golfe du Lion (Afilhado *et al.*, 2015 ; Moulin *et al.*, 2015).

Le bassin de Valence se situe au sud-ouest de la partie exhumée du Golfe du Lion, dans la prolongation de la limite croute exhumée-proto croute océanique et forme la bordure nord l'alignement des Baléares, structuré durant l'orogénèse Bétique. Quelle est sa nature crustale, sa segmentation ? Est-il la continuité de l'ouverture dans le bassin Provençal ? Qu'elle est son évolution? Quel rôle joue les îles Baleares dans celle-ci ? Pourquoi a-t-il avorté ? Quel est l'impact de l'héritage Mésozoïque sur son évolution Tertiaire? Sa subsidence est-elle homogène sur l'ensemble du bassin ? Comparable à celle du Bassin Provençal ? Quelle est sa profondeur relative par rapport au Bassin Provençal lors de la crise messinienne ? Quand se réalise la connection avec le bassin versant de l'Ebre ? Ce sont les questions auxquelles nous tacherons de répondre dans ce travail *via* l'étude et la reconnaissance des séquences sédimentaires du Bassin de Valence et de leur connexion avec celles très détaillées du Golfe du Lion.

2.2.2. Le Bassin Adriatique : évolution en contexte de marge active

Un même cycle de déformation affecte-t-il de la même manière l'ensemble des bassins situés dans un contexte de marge active ? Comment s'organise l'évolution des différents sous-bassins et leurs connexions au cours des cyles de déformation ?

Le domaine Adriatique se compose de deux bassins, les bassins central et sud Adriatique **(CAB** : Central Adriatic Basin ; **SAB** : South Adriatic Basin). Respectivement situés à l'interface des fronts de convergence des Apennins et Dinarides, ils correspondent aux actuels bassins flexuraux au sein d'un contexte de collision et/ou d'avant-arc.

La figure 0-7a illustre de manière théorique un modèle de structuration d'un bassin d'avant-pays. Associé à l'avancée du front de déformation, la réponse flexural primaire est la formation d'un bassin profond flexural (la fosse ; *foredeep depozone*), d'un bombement (*forebulge*) et d'un

bassin à l'arrière du bombement (*back-bulge basin*) (DeCelles & Giles, 1996) (figure 0-7a). Par définition, les bassins flexuraux sont affectés par la « charge topographique » du front de chevauchement et peut affecter latéralement un bassin sur plusieurs dizaines/centaines de km (e.g. Price, 1973 ; Beaumont, 1981 ; DeCelles & Giles, 1996). Les taux de subsidence flexural peuvent aussi dépasser les taux de soulèvement au sein de la partie frontale du prisme orogénique engendrant des bassins soulevés/satellites (*wedge-top basin*) (figure 0-7a).

Cette situation morpho-tectonique n'est cependant propre qu'à l'issue d'un cycle complet de progression du front de déformation. Sa vitesse de progression va contrôler en premier lieu l'évolution verticale d'un bassin flexural. Dans le détail, l'évolution d'un système d'avant-pays (durant ce cycle de déformation) va varier entre plusieurs environnements sédimentaires (figure 0-7b). Cette variation dépendra des interractions entre la subsidence et la sédimentation. On notera que, suivant le contexte de formation du bassin flexural, le poid du sédiment et de la masse d'eau pourrait altérer cette réponse flexurale primaire en supprimant l'éffet de bombement et propageant la flexure plus en amont au sein du domaine d'arrière-pays (*foreland basin*) (e.g. Flemings & Jordan, 1989).

A l'Est du bassin Adriatique, la plaque Adria est subduite le long du front de déformation des Dinarides et des Albanides. A l'ouest, le front de déformation des Apennins est associé au retrait du panneau plongeant téthysien vers l'Est/Sud-Ouest et implique la succession de plusieurs bassins d'Avant-pays. Les études sismologiques, tomographique et GPS caractérise un second paramètre à prendre en compte, la segmentation lié à l'évolution du panneau plongeant Neotéthysien (e.g. Lucente *et al.*, 1999 ; Montuori *et al.*, 2007 ; Rosenbaum *et al.*, 2008 ; Neri *et al.*, 2009). Cette segmentation, qui se réflete dans la distinction des différents sous-bassins flexuraux, pourrait-elle être reliées à l'histoire antérieure du domaine Adria (e.g. Vezzani, 2010) ?

A l'échelle du bassin Adriatique, différentes interrogations se posent : Quel est l'impact de l'héritage Mésozoïque sur le remplissage Tertiaire ? Quelle est son impact sur la segmentation du panneau plongeant et des différents sous-bassins? Quand et dans quelles zones furent actifs les différents fronts de déformations ? Quelles sont leur limite d'influence ? Les différentes phases de déformations s'appliquaient-elles à l'ensemble des sous-bassins ? Quelles sont leurs profondeurs relatives par rapport aux bassins profonds lors de la crise messinienne ? Observe-t-on une réorganisation de l'ensemble des structures lors du Messinien ? Ce sont les questions auxquelles nous tacherons de répondre dans ce travail *via* l'étude et la reconnaissance des séquences sédimentaires des bassins centraux et sud Adriatique ainsi que des séquences sédimentaire messinienne évaporitique et post-évaporitique à terre.

0.3. La construction du manuscrit

Mon travail de recherche s'est déroulé dans un contexte particulier, où les différents projets et expériences au cours de cette thèse m'ont permis d'acquérir un double aller-retour constant entre 1) les problématiques paléo-géographiques anciennes (d'âge mésozoïque) et plus récentes (d'âge néogène) et 2) les domaines de Valence et Adriatique. La longue maturation scientifique en découlant s'est progressivement focusée en deux évidences:

- L'évolution de ces deux domaines d'études, bien qu'éloigner et de contexte géodynamique différent, présente des similitudes durant leurs histoires post-hercyniennes, tant à l'échelle cinématique qu'à l'évolution de la dynamique sédimentaire.
- L'identification des seuils au Néogène ou à l'actuel, délimitant les sous-bassins sédimentaires, est précisément dépendante de cet héritage post-hercynien.
- Comment aborder dès lors l'impact de la géodynamique et de la crise Messinienne sans pourvoir se référer à un héritage strcutural, gédynamique, sédimentaire ayant conditionné nos zones d'études ?

La première partie de ce mémoire est sub-divisée en deux parties. La distinction des grandes phases cinématiques va segmentée la première partie, qui propose une synthèse détaillée de l'évolution de nos zones d'études. La seconde partie se focuse sur les facteurs climatiques et l'événement de crise Messinienne. Si l'aspect détaillé sur les différents processus conditionnant nos bassins peut paraître peu constructif ou vaste, c'est un cheminement nécessaire pour la compréhension et l'importance des différents objets géologiques observés formant nos zones d'études. La seconde partie concerne les données disponibles et les méthodes à portée de main afin de répondre à nos problématiques. La troisième partie se concentre sur l'analyse des données au sein du bassin de Valence, puis les interprétations. Enfin, la quatrième partie s'intéresse à l'analyse et l'interprétation des données au sein du domaine Adriatique.

A travers cette lecture, nous pourrons regarder l'impact de ces seuils de différentes façons. L'interprétation associée au bassin de Valence fournira un regard porté sur l'évolution de la subsidence et les transferts sédimentaires. L'interprétation effectuée au sein du domaine Adria adopte un regard porté sur l'aspect sédimentaire mais également paléo-environnemental, durant l'événement Messinien.

Chapitre 1

L'héritage pré-cénozoïque des domaines de Valence et Adriatique, point clef sur la compréhension des dépôts sédimentaires Cénozoïque.

L'ensemble du domaine méditerranéen, ses bassins, domaines et structures, sont liés à l'histoire post-hercynienne du futur pourtour Méditerranéen et à la convergence Afrique-Europe. Depuis environ 90Ma, les plaques Afrique-Arabique, Adria et Ibérique effectuent une migration vers le nord (par respect à la plaque Eurasienne) (e.g. Olivet, 1996 ; Sioni, 1996 ; Sahabi, 2004). Ce mouvement général amène à un processus de collision et d'orogénèse le long de l'ancienne marge sud Eurasienne, toujours actif à l'heure actuel. Ainsi, les Alpes et les Dinarides et les chaînes Pyrénéennes et Catalano-Ibériques sont respectivement le résultat de la collision entre les plaques Adria et Ibérique d'une part et la plaque Eurasienne d'autre part**,** au Crétacé supérieur-Eocène (Olivet, 1996). La chaîne Bétique est à la fois une chaîne Alpine s.l. (résultat du rapprochement de la plaque Afrique et Eurasienne *via* la subduction de la plaque océanique Néotéthysienne vers le nord) puis une chaîne complexe d'arrière-arc, issue d'un ralentissement des mouvements de la plaque Afrique (e.g. Carminati *et al.*, 2012): ce ralentissement, associé au retrait vers l'Est et le Sud des blocs Corso-Sarde, Calabre et Kabyles qui forment l'arc Maghrebo-Apennins, aboutirait à la création de nouveaux domaines océaniques au cours du Néogène (Bassin Liguro-Provençal, Valence, Algérien et Tyrrhénien).

Cependant de nombreux débats existent quant aux modalités de formation de ces domaines et la nature du substratum tertiaire :

- Le bassin Sud Adriatique (SAB) qui est interprété soit comme un bassin profond carbonaté situé sur une croute continentale (aminci ?), soit comme un domaine océanique connecté au domaine Ionien (e.g. Argnani, 2014a, 2014b). Il s'agit des mêmes problématiques pour le bassin du Lagonegro, aujourd'hui incorporé dans la chaîne des Apennins (Vezzani, 2010).
- Le bassin Ionien-Levantin lui-même est interprété soit comme un domaine océanique, soit comme un domaine à croûte continental aminci. Les axes d'ouverture (ou d'amincissement) sont aussi débattus, soit NO-SE (Frizon de Lamotte *et al.*, 2011), soit NE-SO (Stampfli *et al.*, 2002, 2011). La connexion du bassin Ionien avec la Téthys Alpine au Nord de la Sicile est discutée, amenant des interrogations sur le lien entre les plaques Africaine et Adria. (e.g. Carminati *et al.*, 2012).
- Les modalités d'ouverture du bassin Algérien (direction, segmentation, nature du substratum ?)
- Les modes de formation du bassin Liguro-Provençal.
- Enfin, le fonctionnement Néogene (et Mesozoique) du domain du Bassin de Valence (propagation de l'ouverture du bassin Provençal ?).

La revue rapide des différents éléments composant l'espace méditerranéen fait aussi prendre conscience des nombreux événements cinématiques, géodynamiques et sédimentaires précédent la répartition des sédiments *post-rift* durant le Cénozoïque. Nous verrons que cet état des lieux est nécessaire en vue de contraindre au mieux les différentes problématiques de nos zones d'études. En premier lieu, il permet de mettre en avant 4 points capitaux pour la compréhension de nos domaines d'étude :

- L'orogénèse Hercynienne et l'évolution post-Varisque. Au niveau de Valence, les failles NE-SO en sont les témoins et délimitent les futurs hauts et bassins. Dans le domaine Adria, deux zones d'ombres principales persistent : (1) son indépendance ou rattachement à la plaque du Gondwana et (2) ses limites avant les phases de déformations tertiaires.

- L'évolution des paléogéographies durant le Mésozoïque des différents domaines a eu une influence capitale sur la répartition des dépôts Cénozoïques et sur le développement des structures des domaines.

- La réorganisation cinématique à partir du Crétacé supérieur jusqu'à la période pré-rift. Ce changement impacte la structuration et l'évolution future de l'espace Méditerranéen entre l'Ibérie, l'Eurasie et le bloc Corso-Sarde. Le domaine Adriatique rentre en collision avec l'Eurasie et influence depuis la sédimentation dans ce domaine.

- De nombreux modèles d'évolution de la Méditerranée existent, qui s'appuient sur différentes approches géologiques (cinématique, géodynamique, sédimentaire, paléo-environnemental) et diffèrent beaucoup les uns des autres. Le choix du modèle impacte forcément le regard que l'on porte sur les observations sédimentaires générales et lors de la crise Messinienne. De même ces modèles amènent à considérer différemment la nature des bassins et leur évolution verticale associée.

1.1. Généralités

Une reconstitution cinématique est une représentation de la position relative des plaques les unes par rapport aux autres à une époque donnée[1]. Dans ce travail, les mouvements décrits sont relatifs, c'est-à-dire donné par rapport à une plaque que l'on considère « fixe ». Ainsi, dans une projection cartographique choisie, la plaque « fixe » sera représentée dans sa position actuelle, les plaques mobiles avec leurs coordonnées modifiées par les rotations correspondantes (pôles et angles eulériens).

Ces mouvements relatifs sont calculés principalement *via* les anomalies magnétiques et les zones de fracture, mémoires des mouvements entre deux plaques données (donc le mouvement d'une plaque relatif à une autre plaque) imprimés dans la croute océanique, et sont limités aux derniers 200 millions d'années, âge de la plus vieille croute océanique, auxquelles peuvent s'ajouter des données géologiques de terrain indiquant des repères homologues entre plaques ou des domaines de déformation intraplaque. Le mouvement dit " absolu ", c'est à dire par rapport à un référentiel au centre de la Terre, peut être approché, mais avec une précision bien moindre, par l'étude des données de paléomagnétisme ou en utilisant l'hypothèse des points chauds fixes par rapport au centre de la terre.

Ces reconstructions peuvent être complexes du fait des modifications subies par les plaques en jeu lors par exemple des phases compressives. Ainsi dans le cadre de la reconstitution des « blocs » et plaques formant l'ensemble méditerranéen, les reconstructions se heurtent à un manque d'information, ou plutôt à des informations tronquées ou déformés. Ces imprécisions conduisent à différentes représentations cinématiques et/ou paléogéographiques suivant les données prises en compte et les hypothèses choisies (figure 1-1).

Ainsi, en ce qui concerne la reconstitution des domaines de notre étude, les phases compressives fini-Crétacé et Tertiaire ont eu raison des bordures des sous-plaques Adria et Ibérique. Pour l'évolution du domaine Adria, la précision des mouvements est limitée à la fois par le manque d'information sur sa bordure sud (quelle est la nature, l'âge et mode de formation du bassin Ionien ?) et la disparition à l'ouest, l'est et au nord des bordures continentales sous les fronts Apennins, Dinarides et Alpins. Pour le domaine Ibérique, si les données magnétiques marines et autres contraintes géologiques permettent de placer précisément l'Ibérie et l'Europe

1 Sur les illustrations suivantes, les « plaques » sont figurées par des contours, le plus souvent les lignes de côte actuelles du continent portées par la plaque. Il s'agit bien entendu d'une simplification afin de rendre aisées la lecture et la comparaison entre les différentes reconstructions.

par rapport à l'Amérique du Nord (et donc d'obtenir la position Europe/Ibérie), pour la période précédant l'accrétion océanique, anté-*drift,* l'imprécision est plus grande (e.g. Olivet, 1996 ; Fidalgo-Gonzàlez, 2001 ; voir en particulier le débat Bronner *et al.,* 2014 ; comment de Sibuet et Srivastava, 2014, reply de Bronner *et al.*, 2014).

La revue des évolutions cinématiques est essentielle pour notre travail car nos zones d'études sont avant tout formées par d'anciens bassins et hauts carbonatés Mésozoïques (e.g. Roca, 1992 ; Vezzani, 2010). Cette évolution procède de phases globales et d'événements plus locaux. La figure 1-2A montre ainsi que la dislocation de la Pangée s'effectue au cours de trois phases principales, séparées d'environ 70-60 Ma : Triassique (200-190 Ma), Crétacé inférieur (133-120 Ma) and Tertiaire (60-40 Ma), et qui coïncident avec les changements de premier ordre d'amplitude et de fréquence des inversions magnétiques terrestres (Moulin *et al.,* 2010). Pour ces auteurs, cette coïncidence entre grandes phases cinématiques, qui conduisent au démantèlement de la Pangée, et changements de premier ordre de la dynamique du noyau, qui produisent les inversions magnétiques, est une clef de la compréhension de la géodynamique de la Terre. A ces phases lisibles dans les marges et les bassins issus de la cassure de la Pangée, se surimposent d'autres phases lisibles elles dans les empreintes qu'elles laissent dans la croute océanique contemporaine et décrites par exemple par Fidalgo-Gonzàlez (2001). Ainsi, à partir du Sinémurien (199-191 Ma), on peut décrire 6 phases majeures (figures 1-3 & 1-4 ; figure annexe 1 ; Sioni, 1996 ; Fidalgo-Gonzàlez, 2001 ; Moulin *et al.,* 2010 ; Aslanian Comm. Pers.), toutes corrélées aux changements de fréquences et d'amplitude des inversions magnétiques (Moulin *et al.,* 2010, figure 1-2A et Annexe 1).

1.2. Les phases cinématiques depuis l'Hercynien

1.2.1. Contexte géodynamique de la position des domaines au sein de la chaîne Hercynienne

L'orogénèse Hercynienne s'inscrit dans la formation de la Pangée, agrégation des plaques Gondwana (Amérique Sud, Afrique, Arabie, Inde, Océanie) et Laurussia (Amérique du Nord, Europe, Siberia), lors de la fermeture de l'océan Iapetus (e.g. Patriat *et al.,* 1982).

La figure 1-2 illustre trois essais de reconstruction, trois points de vue différents (Orogénèse hercynienne - Vaï & Cocozza, 1986 -, pourtour méditerranéen – Ricou, 1994 - et grandes phases cinématiques - Moulin *et al.,* 2010), entre le Permien supérieur (figures 1-2A & 1-2B) et le Carbonifère supérieur (figure 1-2C), soit à la fin de l'orogénèse Hercynienne et à l'initiation des premiers mouvements distensifs. Ce cycle distensif ne s'effectue pas de manière simple,

en particulier dans les zones charnières ou tampon situés à la jonction des grands domaines géodynamiques (de 2000 km de longueur d'onde). Ainsi, des sous-plaques s'individualisent, entre la Laurasie et le Gondwana : la plaque Ibérique, le bloc du Yucatan (Téthys Caraïbe) et l'Apulie (figures 1-2A & 1-2B) [Vaï & Cocozza, 1986]. Pour [Ricou ,1995 ; Sioni, 1996], à l'échelle de la Pangée, ces sous-plaques constituent une frontière diffuse entre Laurasie et Gondwana (figure 1-2C).

A l'échelle de l'Europe Occidentale et de la marge de l'Atlantique Nord, de nombreux épisodes distensifs intracontinentaux font suites aux orogénèses paléozoïques (e.g. Ziegler, 1988). Ces épisodes sont d'âge Dévonien dans le domaine calédonien et Carbonifère dans le domaine hercynien. Ces épisodes distensifs se généralisent au Permien sur l'ensemble du domaine Européen (e.g. Arthaud & Matte, 1986).

1.2.2. Sinémurien (199-191 Ma)

Le début du Jurassique voit l'ouverture de l'Atlantique Central entre la Laurasie au Nord, et le Gondwana. Cette ouverture s'effectue sur la suture orogénique des Mauritanides et des Appalaches. La rupture continentale complète entre l'Amérique du Nord et l'Afrique paraît s'être déroulée en une seule phase, à cheval sur le Trias et le Lias, au contraire de ce qui s'est produit pour l'Atlantique Nord où la plupart des marges ont enregistré des phases distinctes s'étageant sur une très longue période (du Permo-Trias au Crétacé ou à l'Eocène).

Les dépôts de la fin du Trias et du début du Lias sont associés, très généralement, à d'importantes manifestations volcaniques (May, 1971 ; Bertrand & Westphal,1977) : des deux côtés de l'Atlantique, on estime qu'un épisode volcanique majeur (Central Atlantic Magmatic Province : CAMP, Olsen, 1999) se situe à la base du Lias, peu avant la fin de la formation à évaporites ou en coïncidence avec elle dans d'autres endroits (Wade & MacLean, 1990 ; Le Roy & Piqué, 2001, Sahabi *et al.*, 2004). L'essentiel de l'activité semble se situer dans une période très restreinte[2] autour de 200 Ma, avec un échelonnement des mesures de datations entre 191 Ma et 205 Ma (Marzoli *et al.*, 1999) qui corrobore les observations de terrain (Huon *et al.*, 1993)

De l'autre coté de la Terre, cette période voit la naissance de la plaque Pacifique actuelle.

1.2.3. Jurassique supérieur (anomalies M25 ~155Ma Kimmeridgien - M22 ~150 Ma, Tithonien)

Il s'agit **d'une phase de réorganisation majeure** à l'échelle de l'Atlantique, de l'océan Indien et du Pacifique. Le Gondwana se disloque en deux parties (ouest et est) dans l'océan indien, le long d'une zone parallèle à l'ouverture de l'Atlantique Central et située à 6000km de celle-

2 a l'instar d'autres grands épanchements comme le Karoo vers 182-183Ma

ci. Dans l'Atlantique Central, cette période est marquée par une diminution du taux d'accrétion océanique (Labails *et al.*, 2012) et un changement important dans l'océan Pacifique engendre des sauts de point triple, par exemple au niveau de Shatsky Rise (Nakanishi *et al.*, 1998). C'est aussi durant cette période, ou légèrement avant suivant les auteurs[3], que prend place la croûte océanique dans le Canal du Mozambique (par exemple : Sahabi, 1993 ; König & Jokat 2010 ; Leinweber *et al.*, 2013 ; Gaina *et al.*, 2013).

L'ensemble Afrique-Amérique du Sud entraîne dans un premier temps la plaque Apulienne vers l'Est (figure 1-3). L'entraînement de la plaque Apulienne coïncide en Europe avec la phase Cimmérienne tardive (Ziegler, 1992, 1988 ; Olivet, 1996), affectant l'actuel domaine Dinarique (Aubouin *et al.*, 1970 ; Ricou, 1980 ; Olivet, 1996).

1.2.4. Crétacé inférieur (anomalie M10- Hautérivien terminal – 131Ma)

Un changement de phase cinématique est reconnue autour de M11 (~133 Ma, Valenginien) et M10 (~131 Ma, Hautérivien) et correspond, entre autres, à une phase de ré-organisation de la plaque Pacifique (e.g. Aslanian, comm.pers ; Seton *et al.*, 2012), l'initiation de la 1ère croûte océanique dans le segment Austral de l'Atlantique Sud et la manifestation volcaniques des provinces de l'Etendeka et du Parana (Moulin *et al.*, 2010).

Au sein du futur domaine Méditerranéen, cette phase correspond à l'initiation de la fermeture des systèmes océaniques orientaux (figure 1-3). L'axe d'accrétion du Bassin liguro-piémontais passe à l'ouest de la plaque ibérique (Stampfli *et al.*, 2009 ; figure 1-3) et correspondrait à l'initiation du point triple de Gascogne (Olivet, 1996). Selon certains modèles, une collision partielle entre l'Ibérie et la plaque Adria expliquerait une tectonique précoce dans le futur domaine Alpin à partir de cette époque coïncidant avec la période compressive Néo-cimmérienne (Trümpy, 1973 ; Debelmas et Sandulescu, 1987 ; Lagabrielle, 1987). Cet épisode pourrait être associé à une discordance sédimentaire régionale à l'échelle des domaines Apulien (plateforme Apulienne) et Ibérique (bassin du Maestrazgo).

1.2.5. M0 (~121 Ma, base de l'Aptien)- Crétacé supérieur, vers ~84 Ma (anomalie C34)

Il s'agit **d'une réorganisation majeure**, marquée par la période magnétique dite calme du Crétacé d'une durée de ~35 Ma. Durant cette période, l'agencement et les mouvements des plaques changent radicalement, les plaques Afrique, Inde, Australie passant d'un mouvement plutôt SE (par rapport à une Eurasie considérée comme référentiel fixe) à un mouvement Nord-sud et va conduire à la fermeture de la Téthys. L'Amérique du Sud cesse de suivre la plaque africaine

3 L'anomalie magnétique M41, reconnue dans le bassin du Mozambique (Leinweber et Jokat, 2012) reste très hypotétique, voire douteuse (Aslanian, comm. pers).

pour se caler désormais sur la plaque Amérique du Nord : la configuration générale des océans (et de la circulation océanique associée), jusqu'alors marquée par la dislocation de la Pangée suivant deux cassures parallèles, passe à une configuration plus Nord Sud avec la jonction entre les océans Atlantique Central, Equatorial et Sud (Moulin & Aslanian, 2010). Dans l'océan Indien, le Barrémien/Aptien correspond à la fin du mouvement de Madagascar par rapport à l'Afrique et au début des mouvements entre Inde et Madagascar.

A l'intérieur de cet intervalle, plusieurs événements ont lieu :

- A la limite Aptien/Albien, l'océan Atlantique est marquée par la fin du dépôt du sel dans le segment central de l'Atlantique Sud et l'apparition de la première croute océanique dans l'Atlantique Equatorial.

- Au Turonien, un épisode volcanique de grande ampleur met en place les trapps dans l'océan indien occidental (Raillard, 1990). Cette période est marquée dans l'Atlantique Nord par l'ouverture de la mer du Labrador (à 92 Ma) (Roest & Srivastava, 1989a). L'océan Atlantique Central (Olivet *et al.*, 1984), l'océan Indien oriental (premiers mouvement entre l'Australie et l'Antarctique, Sahabi, 1993) et l'océan Pacifique (Mammerickx et Sharman, 1988) sont également impactés. C'est aussi la période de la mise en place des Kimberlite du Brésil et de l'Afrique.

La fin de cette période est marquée par la fin de l'activité de la déformation intraplaque en l'Amérique du Sud (Moulin *et al.*, 2010a). Dans le domaine ibérique, il s'agit du début de l'ouverture du golfe de Biscaye. Au niveau des futurs domaines alpino-dinaride et pyrénéen, la compression devient générale et voisine de N-S et marque l'initiation de la fermeture des bassins Néotéthysiens (e.g. Ricou *et al.*, 1998) (figure 1-3).

1.2.6. C32-C24 Campanien – Ypresien – (70-55Ma)

Cette période est marquée par l'arrêt des mouvements de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie (Sioni, 1996 ; Fidalgo-Gonzàlez, 2001) – et donc un arrêt de la subduction pendant 15 Ma, subduction qui reprendra par la suite -, et la mise en place des trapps du Deccan (Sahabi, 2004). Cette période représente une sorte d'inversion dans l'évolution des mouvements des plaques qui se traduit dans les océans par une configuration en baillonnette des Zones de Fractures, clairement visibles dans le sud de l'océan Indien et dans le Pacifique nord.

1.2.7. Paléocène—Éocène (anomalies C24—C18, ~53Ma—39Ma)

Il s'agit d'une **réorganisation cinématique majeure**, particulièrement visible dans le nord-est du Pacifique où elle correspond à un changement dans la direction des alignements volcaniques Empereur-Hawaï et Louisville ainsi qu'un changement de direction des zone de fracture progressive

du nord (C24) au sud (C18) (Duncan et Clague, 1985 ; Caress *et al.*, 1988 ; Hey *et al.*, 1988 ; Lonsdale, 1988).

Les anomalies C21—C18 (~47-39 Ma, Lutétien—Bartonien) marquent aussi un changement majeur dans l'Atlantique Central (Olivet *et al.*, 1984) et dans l'océan Indien (Cande et Mutter, 1982 ; Patriat et Segoufin, 1988). L'anomalie C20 (~43 Ma, Lutétien) correspond aussi à une intensification de l'activité tectonique aux frontière ibéro-européenne (King's Trough, "phase pyrénéenne") ainsi qu'aux bordures de la plaque Adria (phase Alpino-Dinaridique). Cette réorganisation majeure est synchrone à la transition des phases de subduction océanique-continentale des anciens bassins Néotéthysien situé en Méditerranée Occidentale (e.g. Dèzes *et al.*, 2004). L'Eocène moyen (~47-41.3 Ma ; Lutétien - Bartonien) correspond à l'initiation du rift ouest Européen avec la mise en place des dépressions du Rhin, Bresse, de Valence et au sein du Massif Central (Sissingh, 1998, 2001, 2003). C'est aussi l'âge de dépôt de bauxite au sein des domaines Africain et Adria (e .g. Bignot, 1972 ; Marjanac *et al.*, 1998 ; Marjanac & Cosovic, 2000). Cette phase est synchrone d'un volcanisme arrière-arc le long des fronts Sud Alpin et Est Dinaride (Carminati *et al.*, 2012)

1.2.8. Anomalies C7 (~25 Ma, Chattien) et C6 (~20 Ma, Burdigalien)

Il s'agit d'une phase de second ordre. Au niveau du Pacifique Sud-Est, cette réorganisation est visible entre les anomalies C7 (~25 Ma, Chattien) et C6 (~20 Ma, Burdigalien) et correspond à la formation de la dorsale Galapagos, sub-divisant l'ancienne plaque Farallon en plaques Cocos et Nazca (Hey, 1977 : Ricou & Gibert, 1997)

1.2.9. Existence de phase de réorganisation tectonique à l'échelle mondiale & Méditerranéenne durant le Neogène : une phase Messinienne ?

A une échelle globale, le Tortonien (anomalie C5) voit la formation de la dorsale du golfe d'Aden-mer Rouge (Cochran, 1981) ainsi que les phases de réorganisation tectonique et sédimentaire au niveau des bassins d'avant-arc Equatorien (Marcaillou & Collot, 2008), et Apennins (e.g. Vezzani, 2010). C'est aussi l'initiation du système de plaque Phoenix-Antarctique (à partir de l'anomalie C5AD, ~15Ma) et son arrêt (entre les anomalies C4 et C2A (~8-3.3 Ma)) (Eagles, 2003 ; Breitsprecher & Thorkelson, 2009), épisode conduisant au développement du passage de Drake (figure 1-3).

Le Messinien (C3A – 5,89Ma), période cruciale dans le domaine méditerranéen, représente également une phase de réorganisation importante que l'on peut voir dans le Pacifique Sud, avec des changements de direction des zones de fracture, création d'OSCs (Overlap Spreading Center) (Géli *et al.*, 1997, 1998) et changement de rugosité du socle océanique (Ondréas *et al.*, 2001).

Au sein de notre étude, les phases compressives Bétiques, Apennines et Albanides durant le

Miocène et Pliocène peuvent être associées aux phases de réorganisation tectonique à l'échelle des plaques Afrique et Eurasiatique : soit à une phase extensive marquant la naissance générale de la Méditerranée Occidentale (entre les anomalies C7 et l'actuel), soit à une (ou plusieurs) phase(s) de réorganisation(s) tectonique(s) à l'échelle des plaques (proche des anomalie C5-C3 (Tortonien-Messinien supérieur/Zancléen).

Nous voyons donc que les grandes phases qui intéressent le futur bassin Méditerranéen s.l. coïncident (1) avec les phases observées en Atlantique Nord et (2) les phases de réorganisation cinématique à l'échelle du globe (Fidalgo-Gonzàlez, 2001) aussi bien pour les phases distensives intra-plaques et d'ouvertures océaniques (Permo-Trias, Jurassique moyen, Crétacé inférieur), que pour les phases compressives du Crétacé inférieur et du Paléocène-Eocène (Oligocène).

Chapitre 2

L'importance des phases cinématique au sein des domaines d'étude

2.1. L'héritage Hercynien au sein des domaines de Valence et Adriatique

Nous l'avons vu, la figure 1-2 illustre trois essais de reconstruction, trois points de vue différents (Orogénèse hercynienne - Vaï & Cocozza, 1986 -, pourtour méditerranéen – Ricou 1995 - et grandes phases cinématiques - Moulin & Aslanian, 2010), entre le Permien supérieur (figures 1-2A & 1-2B) et le Carbonifère supérieur (figure 1-2C), soit à la fin de l'orogénèse Hercynienne et à l'initiation des premiers mouvements distensifs. Plusieurs informations sont alors à noter :

La position centrale de la microplaque Ibérique. Lors de l'orogénèse Hercynienne, la chaîne formée s'étendait du Caucase jusqu'aux Appalaches. La microplaque Ibérique se situe au sein du front de déformation majeur, entre d'importants accidents d'axe parallèles (figures 1-2B & 1-2C), réutilisés par la suite dans l'ouverture des domaines Atlantique central, du Golfe de Gascogne puis de la Méditerranée Occidentale (figure 1-2A). La figure 2-1 représente la position la plus serrée entre la sous-plaque Ibérique et l'Amérique du Nord avant ouverture des domaines océaniques Atlantique, du Golfe de Gascogne et Liguro-Provençal d'après (Olivet, 1996). Le domaine Corso-Sarde est rattaché à la microplaque Ibérique (il n'existe pas de traces de compression entre l'Ibérie et le bloc Corso-Sarde). La figure 1-2C compare les directions structurales générales et celles plus locales, des linéaments hercyniens, reportées d'après les observations de Matte (1986)[1]. Le socle hercynien, majoritairement affleurant dans la partie NO de l'Ibérie, serait dû à la tectogenèse, au métamorphisme et surtout au magmatisme granitique hercynien, trois composantes échelonnées entre 340 et 280 Ma (Bard *et al.*, 1971, 1973). Différents axes de décrochements affectent ce substratum hercynien et sont groupés autour de trois directions : E-O (NNE-SSO à l'actuel), NE-SO (NO-ONO à l'actuel) et NO-SE (ONO-ESE à l'actuel) et repositionnés sur la figure 2-1.

L'axe E-O (NNE-SSO dans l'actuelle position de l'Ibérie) correspond au groupe de fractures le mieux développé au sein des systèmes Ibérique (Parga, 1969) et Armoricain ; au sein de notre zone d'étude, cet axe implique les systèmes du Vallès-Pénédès, de Barcelona, d'El Camp et San Feliu (figure 2-1). L'ensemble joue un rôle important dans l'histoire structurale et sédimentaire post-varisque puisque ces accidents vont introduire au sein de la croûte des discontinuités majeures rejouant tout au long de l'histoire Mésozoïque & Cénozoïque et différenciant des domaines structuraux hauts (bloc de l'Ebre) et bassins sédimentaires dès le Jurassique (Matte, 1986).

1 Ces linéaments sont également représentés à l'actuel sur la figure I-4, au sein de la microplaque Ibérique.

Les incertitudes sur l'origine du bloc Adria. La reconstruction de Vaï & Cocozza (1986) (figure 1-2C) s'appuie sur la répartition des unités métamorphiques issues de l'orogénèse Hercynienne. Elle met en lumière des virgations (P1, P2, P3) qui peuvent être associées à des poinçonnements provoqués soit par des promontoires du Gondwana, soit par des sous-plaques indépendantes (Arthaud & Matte, 1977 ; Vaï & Cocozza, 1980 ; Sioni, 1996). Ces virgations concernent la marge nord-Africaine au niveau des Etats Unis d'Amérique (P1), l'ensemble Ibérie-massif Armoricain (P2) puis le prolongement vers le nord du promontoire Adria au niveau du massif Bohémien (P3).

Deux écoles s'opposent sur la nature du domaine Adria, sous-plaque du Gondwana Ouest. Il s'agirait soit **(1)** d'un promontoire de la plaque Afrique (Argand, 1924; Dercourt, 1972; Channell *et al.,* 1979; Mele, 2001, Vai & Cocozza, 1986) soit **(2)** d'une microplaque indépendante séparée de la plaque Afrique par une croute océanique d'âge méconnue, probablement Dévonien (Dewey *et al.,* 1973; Biju-Duvail *et al.,* 1977; Dercourt *et al.,* 1986; de Voogd *et al.,* 1991; Catalano *et al.,* 2001, Stampfli *et al.,* 1992; Stampfli, 1995, Ricou, 1994) ou par une croute continentale amincie (Panza *et al.,* 2003). La question de son extension avant déformation Tertiaire demeure également une source de débats.

Les incertitudes pèsent en effet sur l'extension des domaines de plateformes carbonatées au sein des zones déformées (Apennins, Alpes, Dinarides et Albanide). D'autre part, la nature et l'âge de formation du bassin Ionien sont liés à l'évolution paléogéographique du domaine apulien. Les dimensions de ce bassin ainsi que sa relation avec les domaines continentaux et océaniques bordiers (les plateformes d'Adria et péloponnèse au nord ; la marge nord-Gondwanna au sud ; les espaces océaniques de la Téthys Alpine à l'Ouest et Néotéthysien à l'Est) restent aussi débattus. (e.g. Sioni, 1996; Carminati *et al.,* 2012). L'ensemble de ces incertitudes sont problématiques quant à la position et l'évolution du domaine Adria depuis le cycle Hercynien.

Le socle hercynien de la sous-plaque Adria n'affleure que rarement et de manière allochtone. L'axe des accidents hérités du cycle Varisque reste hypothétique (Vaï et Cocozza, 1986 ; Vezzani, 2010). La figure 2-2 cartographie les principaux incidents nord et ouest du domaine Adria à l'actuel. Observées en Toscane, le long de la ligne Insubrienne et en Calabre, les roches hercyniennes présentent un métamorphisme de HP-HT (granulite, sillimanite) commun aux zones internes des orogénèses, suivi par la formation de pluton lors de la phase d'extension au Permien (figure 1-2C) (Spiess *et al.,* 2010 ; Stampfli, 2002). Un des accidents majeurs, le linéament insubrique (axe E-O actuel au nord de la plaine du Pô), présenterait durant le Permien un jeu transformant (Sassi *et al.,* 1994 ; Vaï et Cocozza, 1986). Suivant les modèles, ce linéament serait soit connecté au linéament Pyrénéen/Gibraltar (figure 1-2B), soit illustré comme une extension du front de subduction à vergence nord Paleo-téthysien (figure 1-2C).

On peut remarquer que les accidents majeurs se situent aux limites des sous-plaques Ibérique et Adria (e.g. Sioni, 1996). Les phases d'extension et de démantèlement de la chaîne Hercynienne au Permien-Trias vont préfigurer et individualiser de futurs bassins et blocs hauts durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Ainsi leur localisation est héritée majoritairement du cycle Hercynien.

Les phases cinématiques, accompagnant le démantèlement de la Pangée et la formation et/ou destruction d'espaces océaniques jusqu'au Crétacé supérieur (puis Cénozoïque), vont par la suite influencer au 1er ordre l'évolution de ces bassins et leurs remplissages sédimentaires. La prochaîne partie présentera de manière succincte l'évolution de ces domaines, dans le but de mettre en lumière l'impact des événements pré-cénozoïques sur l'évolution de nos zones d'études.

2.2. De l'implosion de la Pangée à l'apparition de l'espace proto-Méditerranéen, l'héritage Mésozoïque des domaines de Valence et Adria.

L'implosion de la Pangée va impliquer plusieurs grandes phases de mouvement cinématique, observable à l'échelle des plaques Afrique, Ibérique et Adria et illustrées figures 2-3a, 2-3b et 2-3c. Les mouvements, présentés à partir de ~170 Ma (âge estimé de l'anomalie Black Spur ; Jurassique inférieur-moyen), sont regroupés en trois phases majeures : anté-Sinémurien/Jurassique moyen, Jurassique moyen-Crétacé supérieur (figure 2-3a) puis Crétacé supérieur-actuel (figures 2-3b et 2-3c). L'évolution des systèmes sédimentaires méditerranéens via l'enregistrement des remplissages sédimentaires, événements tectoniques et magmatiques, reflète les grandes phases de changement de mouvement des plaques (e.g. Bernouilli & Lemoine, 1980 ; Aslanian & Olivet, inédit ; Zapaterra, 1984) (figure 1-2A) :

- **Un rifting continental durant le Carbonifère supérieur-Jurassique inférieur** (Lias inférieur), impliquant la fracturation des formations hercyniennes de la Pangée ainsi que la formation de niveaux de plateforme triasique (calcaire, évaporite et niveaux détritiques continentaux). Ces processus sont intégrés dans une phase cinématique distensive importante où, si l'on observe un caractère transtensif au sein de la région Méditerranéenne avec des dépôts peu profonds, un espace plus important, profond, se crée plus à l'Est, correspondant à l'ensemble Néotéthysien. Ce dernier se forme au détriment de l'espace Paléotéthysien.

- **Entre le Jurassique inférieur (Lias moyen) et le Crétacé supérieur**, une phase d'extension généralisée voit la naissance de l'océan Atlantique et conduit à l'établissement de

systèmes plateformes/bassins carbonatées sur l'ensemble péri-Méditerranéen.

- **A partir du Crétacé supérieur-Eocène**, une réorganisation des mouvements de plaque voit la fin des phases de distensions, notamment au niveau de l'espace péri-Méditerranéen. La migration vers le nord de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, à partir de 90Ma, accompagnée du mouvement des microplaques Ibérique et Adria, conduit à la naissance de la Méditerranée. La réorganisation du domaine occidental, entre 35Ma environ et le Pléistocène, amène à la physiographie actuelle de la Méditerranée.

2.2.1. Evolution mésozoïque de la plaque Ibérique et héritage sédimentaire

L'héritage hercynien est important dans l'évolution des futurs bassins Mésozoïques : les structures hercyniennes : plis, failles, blocs et massifs granitiques vont façonner l'évolution sédimentaire Mésozoïque et Cénozoïque (Anadõn *et al.*, 1985). La fracturation de la Pangée, l'initiation de la formation des futurs océans Atlantique et Téthys Alpine vont engendrer la création de divers bassins permo-mésozoïques tels que les bassins du Sud-Est en France (Mauffret & Gorini, 1996) et Parentis, Cameros et Maestrazgo en Espagne (Dercourt *et al.*, 2000) (figure 2-4).

La diversité de ces bassins témoigne d'une histoire complexe et polyphasée. (Dercourt *et al.*, 2000 ; Golonka, 2004). Selon Casas & Vincentes (2009), l'extension durant le Mésozoïque a induit plusieurs systèmes sédimentaires importants, cartographiés sur la carte géologique présentée en figure 2-4:

- Le système E-O Cantabrien-Basque-Aquitaine-Pyrénéen au nord (bassin de Parentis) (e.g. Ferrer *et al.*, 2008)
- Les bassins d'Ibérie, contrôlés par des failles NE-SO, dominant à l'Est : bassin de Cameros (Vera, 2001 ; De Vincente *et al.*, 2000) et du Maestrazgo (e.g. Martins *et al.*, 2007 ; Antolín-Tomás *et al.*, 2007)
- Les bassins Bétiques, au sud, séparés de la plaque Ibérie par des failles (NE-SO).

La figure 2-5 met en lumière ces mêmes bassins mésozoïques entourant les bassins de l'Ebre et composant en partie le bassin de Valence. La cartographie de la base Tertiaire au sein du bassin de Valence (Roca, 1992 ; Maillard, 1993) et de la marge du Golfe du Lion (Gorini, 1993) souligne l'existence de dépôt d'âge Triasique à Crétacé au sein du bassin de Valence. En mer, ces dépôts ne semblent pas être connectés entre les deux domaines précédemment cités. La coupe A-A' (figure 2-6) témoigne de la continuité des dépôts mésozoïques depuis la marge NE Ibérique vers le domaine Baléare. Un important dépôt-centre est notamment mis en lumière au centre du bassin par [Roca, 1992].

L'épaisseur des dépôts préservés au niveau du pourtour du bassin de Valence, représentée figure 2-6 sur la géographie actuelle, permet de mettre en évidence les régions ayant une subsidence/sédimentation relative plus importante. Deux principales phases d'évolution, *rift et post-rift,* sont associées à la formation des bassins mésozoïques cités précédemment (e.g. Van Wees *et al*., 1998 ; Juez-Larré *et al*., 2002):

- la première phase se déroule du Trias au Jurassique moyen et permet le développement de séries évaporitiques puis marno-calcaires. La structuration hercynienne favorise la direction des grands accidents normaux, respectivement de direction NO-SE et NE-SO au niveau des chaînes ibérique et catalane. La majorité des auteurs s'accordent à rattacher cet événement à l'extension vers l'Ouest de la Téthys. Au cours du Trias, on assiste en Ibérie à une subsidence généralisée qui va conduire au dépôt de la trilogie Germanique. Le Bundsandtein est composé de dépôt rouge, à faciès conglomératique à fluviatile, témoignant d'un environnement intra-continental. Le Muschelkalk est en lien à une large transgression téthysienne. Des dépôts argileux et évaporitiques typiques du Keuper soulignent un épisode majeur régressif où des dépôts plus ou moins importants sont enregistrés sur l'ensemble de l'Ibérie, excepté au NE de la chaîne Catalane. D'après Biteau & Canérot (2001), l'environnement de dépôt est rattaché à un environnement de plateforme ouvert vers l'Est. Le domaine du bloc de l'Ebre subit peu de dépôt et est interprété comme un haut structural durant l'ensemble du Mésozoïque. Les formations évaporitiques du Keuper auront un rôle essentiel pendant la période de forte distension crétacée ainsi que pendant l'orogénèse Alpine s.l.. Au Jurassique le bassin de Maestrazgo (se prolongeant au niveau des futures marges Ebre-Catalane) et de Columbretes forment d'importants dépôt-centres sédimentaires.

- Synchrone à un mouvement de l'Ibérie vers l'Est/Nord-Est (Olivet, 1996 ; Sibuet *et al*., 2004) (figures 1-3 & 1-4), une seconde phase datée du Crétacé inférieur (Aptien) est marquée par une réactivation des failles normales préexistantes et favorise le dépôt de puissantes formations calcaires au niveau des Pyrénées, du domaine catalan-baléarique (Roca, 1992) et de la chaîne ibérique (Osete *et al*.,2011), bordant le domaine de l'Ebre, resté en position haute. Le bloc Baléares reste solidaire de la plaque ibérique pendant cette période.

- Au niveau de l'actuelle **chaîne Ibérique**, les bassins de Cameros et du Maestrazgo enregistrent une phase de subsidence généralisée avec cependant un environnement de dépôt différent : le bassin de Cameros enregistre entre le Tithonien et l'Albien inférieur des dépôts en alternance silicoclastiques (d'origine SO) et carbonatés (d'origine NE) mettant en évidence un environnement fluvio-lacustre plus ou moins en domaine restreint à la mer (Casas *et al.*,

1997). La puissance du bassin atteint jusqu'à 7-8 km. Le bassin du Maestrazgo enregistre une sédimentation de plateforme carbonatée à marine ouverte peu profonde entre le Jurassique supérieur et le Turonien, âge des derniers dépôts (Martin-Martin *et al.*, 2013). Illustrés sur la figure 2-6, les bassins du Maestrazgo et Columbretes forment d'importants dépôt-centres durant le Crétacé, s'individualisant probablement entre des hauts structuraux, tels que le bloc de l'Ebre. Ces dépôt-centres sont limités le long du futur front orogénique Catalan.

Quelle est l'importance des mouvements de la plaque ibérique lors du Mésozoïque ?

Les mouvements de la plaque Ibérique (figures 2-3a, b, c) sont étroitement associés aux mouvements des plaques Afrique et Eurasie. Coincé entre ces deux plaques, le domaine Ibérique est influencé au cours de sa migration par la plaque Afrique, avant d'être comprimé entre ces deux ensembles. Les blocs Corso-Sarde ont une place fondamentale dans l'évolution de la plaque Ibérique par rapport à l'Eurasie et les blocs Baléares, car leur position au cours de l'histoire nous servira dans la compréhension de l'héritage structural, notamment lors de l'évolution Néogène du domaine méditerranéen occidental. Plusieurs modèles cinématiques sont proposés dans la bibliographie et discutés en détail dans les travaux d'Olivet (1996) et de Fidalgo-Gonzàlez (2001). La figure 2-8 illustre deux des modèles les plus aboutis, fondés sur l'ouverture et l'évolution de l'océan Atlantique afin d'en déduire l'histoire cinématique de l'Ibérie et du bloc Corso-Sarde.

Ces deux modèles sont le résultat de deux méthodes de travail différentes. Les mécanismes du mouvement de la plaque Ibérie s'en retrouvent opposés. Dans la reconstruction d'Olivet (1996), un grand mouvement de décrochement sénestre entre l'Ibérie et l'Europe est proposé. Le second modèle (Srivastava *et al.*, 2000 ; Sibuet *et al.*, 2004) propose une ouverture du Golfe de Gascogne selon un mode en ciseau contemporaine d'une convergence dans le domaine pyrénéen, n'impliquant pas l'existence d'un décrochement.
.

- **Les travaux de [Olivet, 1996]** se fondent sur la reconnaisance des zones de fracture et des anomalies magnétiques de l'Atlantique ainsi que sur les données de terrain recoltées au sein des Pyrénées, indiquant principalement d'un jeu transtensif sénestre entre les anomalies M0 (~118Ma) et C34 (Coniacien inférieur) (Choukroune and Mattauer, 1978; Debroas, 1990; Garcia-Mondéjar, 1989; Le Pichon *et al.*, 1971a; Le Pichon *et al.*, 1970; Le Pichon and Sibuet, 1971; Paquet and Mansy, 1992) et la possibilité de déformation de faible amplitude au sein des marges dans les stades initiaux.

- La reconstruction de [Olivet, 1996] propose ainsi un mouvement décrochant sénestre d'une centaine de km d'amplitude entre 107 et 90Ma, puis une phase de convergence entre 90 Ma

et le Miocène inférieur de 150km, conduisant à la formation des chaîne Pyrénéenne s.l. (e.g. Fidalgo-Gonzàlez, 2001). Le bloc corso-sarde suit ce décrochement : il n'y a en effet pas de traces de déformation notable entre les blocs de Minorque et de Sardaigne durant le Crétacé et Cénozoïque.

- **Les travaux de Srivastava et Sibuet** (e.g. Srivastava & Tapsott, 1986 ; Srivastava *et al.*, 2000 ; Sibuet *et al.*, 2004) considèrent qu'à la périphérie des plaques rigides les marges peuvent subir d'importantes déformations lors des stades initiaux. Leur modèle s'appuie sur l'analyse des anomalies magnétiques (position de l'anomalie M0) et de manière secondaire sur les zones de fractures de second ordre (Fidalgo-Gonzàlez, 2001). Pour [Sibuet *et al.*, 2004], il y a un premier stade d'ouverture de direction NS dans le golfe de Gascogne ainsi que dans le domaine pyrénéen, connectée à la thetys alpine. Le bloc corso-sarde est désolidarisé de la plaque Ibérie. Lors de la période Aptien-Campanien inférieur (de M0 à C34), l'ouverture en ciseau du golfe de Gascogne est accompagnée par la compression le long des Pyrénées (figure 2-7) : la rotation anti-horaire de l'Ibérie suggère une augmentation graduelle de la compression d'est vers l'ouest le long des futures chaînes Ibérique, Catalane et Pyrénéenne, avec un axe de convergence NE-SO (Roest et Srivastava, 1991). Ce modèle induirait une convergence de plus de 400km entre 118 et 80 Ma (Sibuet *et al.*, 2004) et l'existence d'un bassin arrière-arc entre l'Ibérie et l'Eurasie (sous le bassin de l'Ebre ?) durant cette période, les chaînes Catalane, Ibérique et Pyrénéenne imprimant une partie des déformations.

Les observations géologiques dans le bassin de l'Ebre et dans le domaine pyrenéen infirment l'hypothèse du groupe de Srivastava & Sibuet : les premières évidences de compression apparaissent durant la période post-C34 (après 80Ma) et les dépôts mésozoïques exposés le long des chaînes Ibérique et Catalane ne témoignent pas d'un épisode tectonique majeur (sédimentation majoritairement carbonatée et tabulaire, *cf*. paragraphe précédent), réfutant l'existence d'une zone de compression et/ou subduction le long de la chaîne Ibérique à vergence Nord.

2.2.2. Evolution mésozoïque de la plaque Adria

Délimiter les bordures du domaine Adria est une question essentielle dans les reconstructions cinématiques et l'évolution des domaines paléo-géographiques. La distinction des différents domaines de plateforme et bassin est aussi cruciale : sous l'influence de la tectonique, ces derniers vont contrôler la répartition des dépôt-centres au cours des phases extensives et compressives.

Dans ce volet nous exposerons tout d'abord les limites de la plaque Adria choisies dans

cette étude, d'après les observations de [Sioni, 1996]. La seconde partie se portera sur une brève description des différents domaines paléo-géographiques au Mésozoïque, jusqu'à la mise en place des premiers dépôts associés à la phase compressive Alpine s.l. La figure 2-8 met en lumière les différents domaines paléogéographiques répertoriés à l'échelle du domaine Adria. Seul le domaine Dalmatien, en grande partie incorporé au sein de la chaîne des Dinarides, n'est pas illustré entièrement mais est représenté par la plateforme d'Istria. Aujourd'hui, ces différents domaines sont incorporés au sein des chaînes Apennines, Dinarides et Albanides.

2.2.2.1. Les Limites du domaine Adria

Sioni (1995) délimite les bords de la plaque Adria à partir (1) des affinités lithologiques entre les anciennes plateformes carbonatées du système Adria et (2) des structures reprises en compression. Ainsi il considère le promontoire de Gargano (Puglia), la dorsale Apulienne en Mer Ionienne, la plate-forme dalmate (Dinarides), le domaine Austo-Alpin des Alpes Occidentales comme parties intégrantes de la plaque Apulienne *sensu stricto*. La figure 2-9 expose les limites septentrionale et orientale de la plaque Adria, limites utilisées pour les figures 2-7a, 2-7b et 2-7c concernant l'évolution cinématique du domaine.

La bordure septentrionale

La figure 2-9a illustre la marge nord de la plaque Apulienne au niveau du domaine austro-alpin (Hill & Hayward, 1988 ; Sioni, 1996), charriée sur le domaine pennique. Le domaine sud-alpin (Alpes Bergamasques) représente une partie peu amincie de la marge Apulienne, peu déformée lors de la phase alpine. Les domaines sud-Alpin et Austroalpin représentent la marge apulienne à croûte continentale mince et sont séparés par le linéament péri-adriatique correspondant à une série d'accidents lithosphériques sub-verticaux (lignes Insubrienne, Giudicarie, du Canavese…, dont la localisation est donnée sur les figures 2-2 & 2-8). Le domaine sud-alpin est peu déformé mais rétro-charrié sur l'avant-pays apulien à partir de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur. Ce rétro-charriage varie d'ouest en est de 10km à 100km (Laubscher, 1990). Au cours des derniers 20 Ma, c'est à dire à partir des anomalies magnétiques C7-C6, le linéament péri-adriatique joue en décrochement dextre et accommode la rotation anti-horaire de l'Apulie par rapport à la marge européenne déformée (figure 2-3c).

La bordure orientale.

La marge orientale de l'Apulie a été déformée lors des compressions alpines ayant formé les Dinarides, les Albanides ainsi qu'une partie des Hellénides. Elle incorpore le domaine peu

déformé d'Istria (plateforme Dalmatienne) ainsi que le bassin Bosniaque bordant la marge Est de la plateforme Dalmatienne (figure 2-9b). La chaîne des Dinarides forme une limite paléogéographique et géodynamique franche et incorpore les ophiolites des anciens bassins orientaux Neotéthysiens (Pindos, Meliata, Vardar) (situation figure Annexe 1) qui bordent durant le Mésozoïque la plaque Adria. Le linéament de Sukari-Pec (figure 2-8) marque la limite entre les chaînes Dinarides et Albanides-Hellenides et est situé au nord de l'Albanie. Suivant les reconstructions paléo-géographiques de Bernouilli & Laubscher (1972), un jeu transformant est proposé limitant les plateformes carbonatées Dalmatiennes au NO et l'ancien domaine Néotéthysien de Pindos à l'Est.

La bordure Est-Sud-Est

L'identification de cette bordure est rendu complexe dû aux déformations Albanides et Héllénides empilant les anciens domaines paléo-géographiques. Au sein des Albanides plusieurs domaines de bassins et plateformes carbonatés se succèdent vers l'Est (figure 2-8). La figure 2-9c montre l'extension SE du domaine Adria. Dans cette configuration avant déformation (Robertson & Dixon, 1984), la bordure SE du domaine Adria est placée après le bassin Ionien et la plateforme Gavrovo Tripolitza (équivalente à la plateforme de Kruja en Albanie, situation figure 2-8). Le domaine Adria est limité plus à l'Est par les bassins océaniques Pindos-Vardar (situation figure Annexe 1). Au niveau de la limite Sud, la continuité de la plaque Adria est dessinée (1) par l'escarpement limitant la plateforme Apulienne et le bassin Ionien et (2) la zone de subduction du Péloponnèse, témoignant d'une limite paléogéographique importante et impliquant un fort décalage latéral entre la Dorsale Apulienne (plateforme Apulienne) et les unités externes de la chaîne Hellénique. L'âge et l'importance de ce décalage sont liés à l'histoire de la formation du bassin Ionien (Sioni, 1996).

La bordure Occidentale

Un ensemble de systèmes plateforme-bassin est identifié au sein de l'actuelle chaîne Apennine (figure 2-8). Les plateformes carbonatées apenniniques sont rattachées au domaine Adria (domaine de Lazio-Abruzzi & Campania-Luciana) ainsi que les systèmes de bassins séparant ces plateformes (Molise-Sannio-Lagonegro). Les restaurations de coupes balancées effectuées par [Hill & Hayward, 1988] donnent des estimations de longueur de la marge : environ 160km au nord des Apennins et entre 40 et 100km au sein de la chaîne Sud-Apennine.

2.2.2.2. Evolution des environnements de dépôts durant le Mésozoïque

[Ciarapica & Passeri, 2002] proposent l'existence de 2 systèmes de rifting orthogonaux structurant les systèmes plateformes-bassins du Trias supérieur au Jurassique inférieur, impliquant

une évolution du domaine Apulien en marge passive : un système orienté NE-SO (océan Ligurien formant le système Téthys Nord) et un système ONO-ESE (bassin de Lagonegro formant le système Téhysien Sud). La figure 2-10 illustre l'évolution et la distinction des systèmes plateforme-bassin entre le Trias et le Crétacé supérieur d'après [Zapaterra, 1994].

Au Trias moyen (Ladinien), l'Apulie est constituée de blocs crustaux plus ou moins élevées surmontés par des plateformes carbonatées. La figure 2-10a illustre un environnement de dépôt évaporitique associé à des plateformes carbonatées péritidales, généralement épicontinental (D'Argenio, 1976), couvrant l'ensemble de la plaque Adria. Des domaines plus profonds, caractérisés par une sédimentation pélagique, sont localisés en Sicile, en Italie (bassins d'EMMA (situation actuelle de Pescara), Imerese et le fossé de Budva. La présence de ces domaines plus profonds (environnement subtidal) est associée aux mouvements extensifs précoces triasiques. Certains de ces domaines sont plus marqués par une sédimentation pélagique due à l'influence de la Paléotéthys à l'Est (Scandone, 1975).

La figure 2-10b illustre une nouvelle étape dans l'évolution des systèmes plateformes-bassins au Jurassique inférieur marquée par l'expansion et l'approfondissement des bassins Adroatic et Ionien aux dépends d'une partie des plateformes préexistantes laissant de part et d'autre des plateformes carbonatées similaires qui s'individualisent.

Au Jurassique moyen (Dogger), cette symétrie disparaît et l'on observe une augmentation des environnements de dépôt sur les plateformes Apuliennes (figure 2-10c). [Zappaterra, 1994] lie ce changement à la connexion des bassins Ionien et Umbria-Marche. A l'ouest de la plateforme Apulienne, les bassins Umbria-Marche et du Lagonegro se connectent via le bassin de Molise. Au sein de ces domaines profonds, des dépôts de chert et marnes se mettent en place. Des dépôts carbonatés subtidaux sont caractérisés sur de larges domaines au niveau des plateformes. Localement, des dépôts bauxitiques sont observés au Malm (D'Argenio *et al.*, 1971) ainsi que des bassins euxiniques intra-plateformes lors des périodes Jurassique et Crétacé supérieur. A partir du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, les domaines paléogéographiques sont bien individualisés et évoluent de manière stable.

A partir du Crétacé supérieur (Cénomanien-sénonien), se produit un changement drastique d'environnement sédimentaire au niveau de la plateforme Dalmatienne, en Lombardie et sur les rebords de plateforme Apulienne-bassin Ionien : l'évolution cinématique de la plaque Adria, qui évoluait selon une direction E-O jusqu'à l'anomalie M0 (~120 Ma) passe à une direction N-S à partir de l'anomalie An34 (~84 Ma), accompagnant le changement de la plaque Afrique (Figure 2-7 et figure Annexe 1). Les travaux effectués sur le domaine Sud-Apulien et le bassin ionien (figure 2-11) met en lumière une source d'apport venant des rebords de plateformes, déstabilisés par le

jeu probable de failles normales (Le Goff *et al.*, 2014). Les dépôts au sein des bassins évoluent ainsi d'une sédimentation carbonatée pélagique à un environnement turbiditique associé à une augmentation du flux sédimentaire (à partir Santonien supérieur) marqué par d'importants dépôts remaniés (type *Mass Transport Deposit*) lors du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Le Goff *et al.*, 2014) (figure 2-11).

La répartition actuelle des domaines paléogéographiques est illustrée en figure 2-8, issue des travaux de synthèse de [Vezzani, 2010] et [Robertson et Shallo, 2000]. Côté Italien, 9 domaines paléogéographiques sont reconnus, identifiés à partir de leur évolution sédimentaire durant le Mésozoïque et les liens génétiques entre ces domaines. Cette cartographie comprend aussi les dépôts post-mésozoïques : la configuration initiale de chaque domaine paléogéographique a impacté l'évolution sédimentaire lors du Paléogène et Neogène (développé en Partie 3). Côté Albanien, 9 domaines paléogéographiques sont aussi reconnus (figure 2-8) et limités au nord par le linéament de *Sukari-Pec*, interprété comme un ancien système de zone transformante séparant les Alpes Albaniennes des autres unités litho-tectoniques Albaniennes.

Ces différents domaines paléogéographiques sont détaillés ci-dessous et nous serviront par la suite à mettre en lumière l'impact des différentes orogénèses Cénozoïques sur l'évolution des paléoenvironnements. Sont ainsi répertoriés les domaines de :

- Plateforme (Lazio-Abruzzi, Campania-Lucania, d'Apulie-Sazani, Kruja)
- Rebord de plateforme (unités des Abruzzes, Abruzzes externes, Krasta-Cukali)
- Bassin (Umbria-Marche, Lagonegro-Sannio, Sannio-Molise).

Unités de Lazio-Abruzzi & Campania-Lucania :

Localisées aujourd'hui dans les régions de Lazio, Abruzze et Campania, ces unités correspondaient à de larges plateformes carbonatées/peritidales séparées par d'étroits passages profonds. Deux sous-unités majeures composent cet ensemble :

- La sous-unité de *Verbicaro*, composée de dolomie du Trias-Lias et calcaire silicifié du Jurassique, ce dernier marquant la bordure interne de la plateforme carbonatée. Une inconformité datée au Jurassique supérieur-Crétacé recoupe les dépôts jurassiques, recouverts par des calcirudites & calcarénites du Maastrichtien. Localement, ces dépôts sont progressivement recouverts par des calcarénites du Paléocène-Miocène inférieur (*Trentinara fm.*). Des intrusions magmatiques (dyke et lave basique) sont associées à cette formation. (Climaco *et al.*, 1997 ; Vezzani, 2010).
- La sous-unité de *Pallino* consiste en une succession monotone de carbonate néritique,

d'âge Triasique à Crétacé et est tronquée au toit par des formations du Miocène inférieur.

Unités des Abruzzes & Umbria-Marche :

Ces unités incluent des formations originellement localisées entre la plateforme carbonatée de Lazio-Abruzzi et le bassin d'Umbria-Marche. Chacune des formations possède une évolution stratigraphique et paléo-environnementale propre. Certaines présentent une succession stratigraphique continue entre le Tiras supérieur et le Miocène supérieur, d'autre observent un changement abrupt au Lias moyen, passant d'un environnement carbonaté à celui de bassin dû au rifting syn-sédimentaire du Lias moyen (e.g. Vezzani, 2010).

Des dépôts de turbidites calcaires épaisses, interlitées avec des brèches, attestent de cette évolution et des instabilités en rebord de plateforme liées au jeu de failles au Crétacé supérieur (Bernouilli, 2001). Après approfondissement des unités bordières à la plateforme, des carbonates de rampe et hémipélagites se développent entre le Jurassique et le Miocène.

Unités de Lagonegro-Sannio & de Sannio-Molise

Les reconstructions paléo-géographiques replacent ces unités dans une configuration de bassin, séparant les plateformes carbonatées de Lazio-Abruzzi-Campania-Luciana et d'Apulie (Stampfli, 2002 ; Vezzani, 2010). La déformation de cette unité a produit 2 unités tectoniques majeures, l'unité de Lagonegro-Sannio et l'unité de Sannio-Molise (Bertinelli *et al.*, 2005 ; Passeri *et al.*, 2005) :

- L'unité de Lagonegro-Sannio se compose de succession de bassins entre le Trias moyen et le Crétacé inférieur. Les dépôts Crétacé à Miocène ne sont pas présents, à l'inverse de l'unité de Sannio-Molise, et cette absence est le sujet de nombreux débats. Ces formations sont limitées au toit par les flysch de Rosso (d'âge Crétacé supérieur)
- L'unité de Sannio-Molise est exposée de Molise à Basilicata. Des formations calcaires pélagiques micritiques, interlitées avec des épais bancs de méga-brèches calcaires sont datées du Trias supérieur au Crétacé supérieur. Ces formations évoluent latéralement à des calcaires dolomitiques et calcaires à nodules silifiés. Les formations Cénozoïques sont exposées selon un axe NO-SE et détaillées section 2.4.2.

Unités des Abruzzes externes

La succession Mésozoïque appartient à la marge interne de la plateforme carbonatée Apulienne. Actuellement, cette unité est exposée selon un axe NNO-SSE, tectoniquement interposée entre le Gran Sasso (*hanging wall*) et l'unité de Maiella (*footwall*). La succession Mésozoïque consiste

en des calcaires du Lias moyen-supérieur, suivis par d'épais bancs dolomitiques du Dogger-Lias et évoluant à des calcilutites et calcaires oolithiques du Malm-Dogger. Les niveaux du Malm-Crétacé supérieur sont peu profonds avec la présence de grainstones bioclastiques-oolithiques, de calcaires parfois marneux et des niveaux bauxitiques Ces unités présentent des faciès de plateforme et évoluent latéralement vers le nord à un environnement de rebord de plateforme au Crétacé supérieur-Paléocène.

Unités de La Queglia-Colle Madonna-Teramo

Cette unité se compose d'une rampe carbonatée présentant un faciès type « Maiolica » avec intercalation de rudiste calcaire (Crétacé-Eocène), soulevée en son centre et recouverte en inconformité par des calcarénites glauconieuses (formation de Bolognano – Miocène inférieur-moyen).

Unités de Maiella, de Casoli & Mount Alpi

Du point de vue tectonique, ces unités représentent les formations les plus profondes de la chaîne Apenninique. L'unité de Maiella consiste en une succession de plateformes carbonatées développées entre le Malm supérieur et l'Oligocène. Les formations les plus anciennes recensées se composent de calcarénites oncolitiques et stromatolithes du Malm-Crétacé inférieur, puis évoluent à des niveaux de calcaires détritiques avec fragments de rudistes et des lentilles de bauxites, datées au Campanien supérieur-Maastrichtien.

Dans le détail, la plateforme carbonatée du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (avec de la bauxite) présente des évolutions d'environnements de dépôts vers le nord avec des bassins (*platform edge-proximal basin*) recouvrant la plateforme carbonatée. Les dépôts successifs du Cénomanien-Oligocène illustrent des calcaires resédimentés/brèches chenalisées vers le nord témoignant du caractère instable du rebord de plateforme ainsi qu'une direction d'apport vers le bassin Adriatique (e.g. Vezzani, 2010).

Unités de l'Apulie – plateforme de Sazani

On trouve à la base de cette unité, des dépôts de calcaire & dolomite du Trias supérieur-Jurassique, seulement observé par forage industriel. Des dépôts carbonatés Crétacé à Eocène peu profonds sont identifiés, recouverts en inconformité par des niveaux marins peu profonds et des systèmes clastiques du Miocène inférieur (Robertson & Shallo, 2000).

Le bassin profond Ionien

La succession exposée en Albanie témoigne de niveaux évaporitiques puis de carbonates peu

profonds du Trias supérieur-Jurassique inférieur. La succession évolue à des niveaux condensés (parfois *hardground*) du Liasique. Les dépôts hémipélagiques, cherts et turbidites carbonatées sont datés du Jurassique à l'Eocène, et évoluent à des dépôts de turbidites terrigènes à l'Eocène supérieur-Miocène inférieur (Robertson & Shallo, 2000). En Albanie, cette unité est imbriquée dans la chaîne selon une tectonique *thin-skinned* dont le niveau de décollement est localisé à la base du Trias (Frasheri *et al.*, 1996). Deux phases tectoniques sont reconnues dans cette formation, une au Miocène moyen, la seconde à la limite Miocène-Pliocène.

Unités de la plateforme de Kruja

En Albanie, la succession est définie à partir du Crétacé supérieur (carbonate de plateforme) et évolue à des dépôts carbonatés pélagiques puis des flysch de l'Eocène supérieur-Miocène. La succession est localement transgressée par des niveaux clastiques, peu profonds, du Serravallien-Tortonien

Unités du domaine profond (marge passive ?) de Krasta-Cukali

Deux sous-zones sont individualisées entre celle de Krasta, au sud, et Cukali, au nord. La sous-zone de Krasta expose des flysch terrigènes du Crétacé recouverts par des pélagites du Crétacé supérieur puis des flysch du Maastrichtien-Eocène. La sous-zone de Cukali comprend des dépôts volcaniques Triasiques interlités avec des dépôts calcaires. L'intervalle Jurassique à Crétacé supérieur se compose de pélagites à hémipélagites, recouvertes de flysch terrigènes du Maastrichtien-Eocène (Robertson & Shallo, 2000).

2.3. L'évolution des domaines Adria et Ibérique depuis l'anomalie C34 : la formation de l'espace Méditerranéen et l'impact des phases de réorganisation tectonique

Il s'agit de localiser et d'identifier les événements ayant à terme impliqué des modifications sur l'environnement des domaines Valencien et Adria. Cette revue des différents événements est illustrée dans les figures annexe 2 et annexe 3. Malgré le nombre d'informations rapportées de manière générale sur chaque structure, il s'agit d'une vision incomplète et simplifiée mais qui permet d'aborder les principales structures, événements et problématiques qui conditionnent l'évolution des dépôts sédimentaires au Tertiaire.

2.3.1. L'impact des phases de réorganisation tectonique au sein du domaine de Valence (C34-C20)

Dans le bassin de Valence, l'origine de la vidange du bassin de l'Ebre vers son exutoire actuel, le domaine Méditerranéen, est âprement débattue. Ce débat porte aussi bien sur les processus à l'origine de mise en place de l'Ebre que sur son âge. Or, les apports sédimentaires du bassin de l'Ebre représentent, durant le Pliocène, près de 80% des apports totaux au sein du bassin de Valence (Nelson, 1980). Il est donc essentiel de comprendre et de contraindre son évolution ainsi que celles de ses bordures.

2.3.1.1. Au nord de l'Ibérie, les implications sur l'édification des chaînes Pyrénéenne.

La chaîne Pyrénéenne-Cantabrique est une chaîne à double vergence s'étendant sur 1000km d'Est en Ouest pour environ 100km de largeur. La chaîne est subdivisée en plusieurs parties (figure 2-5) suivant le taux de déformation, les roches impliquées dans la déformation et l'expression de la déformation : la chaîne Cantabrique (incluant le bassin Basque-Cantabrique), les Pyrénées Occidentales et Orientales (figure annexe 2).

Les premières déformations au sein du futur domaine Pyrénéen sont documentées à partir de l'Albien supérieur et Cénomanien, liées à la migration vers l'Est du bloc Ibérique par rapport à l'Eurasie (Olivet, 1996 ; Biteau et Canérot, 2007 ; figures 2-3a, 2-3b, 2-7, 2-8, annexe 2) le long d'un décrochement sénestre E-O (fossés des Baronnies, de Camarade et de la Ballongue ; Biteau & Canérot, 2007), s'exprimant plus clairement dans l'Est des Pyrénées (plissements liés à la transpression) : un sillon profond au sein du futur domaine Pyrénéen se développe où se concentre le dépôt de plusieurs milliers de mètres de flysch (formation des flysch noirs). A la suite de cette phase décrochante, entre le Turonien (C34) et le Miocène inférieur (C6), la plaque Ibérique se rapproche de l'Eurasie avec un pôle de rotation situé au niveau de Porto (e.g. Olivet, 1996, figure

1-4, 2-7). Ce mouvement implique un mouvement relatif N-S au niveau des Pyrénées orientales et un mouvement NNO-SSE dans les Pyrénées occidentales.

L'activité tectonique compressive majeure semble être située aux alentours de l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur d'après les taux d'exhumation calculés au niveau du versant Sud des Pyrénées (Fitzgerald *et al.*, 1999). Les taux de raccourcissements totaux (figure annexe 2) soulignent une différence de raccourcissement entre la partie occidentale (entre 70-50km en additionnant les observations de Teixell (1996) et Grandjean (1992) et centre-orientale (variable selon la restauration des coupes ECORS ; ~85km (Mattauer, 1990), ~120km (Roure *et al.*, 1989 ; Vergès *et al.*, 1995), ~150km (Muñoz, 1992 ; Olivet, 1996)) (figure 2-12).

Dans le domaine Provençal, les taux de raccourcissement totaux sont de l'ordre de 25-30km pour Tempier (1987), aux alentours de 40km pour Bestani *et al.* (2015) (figure 2-12). Cette forte différence de raccourcissement observé dans les Pyrénées orientales et en Provence implique le jeu d'un décrochement dextre, d'axe N-S à NNO-SSE, situé entre le bloc Minorque-marge Catalane et la Sardaigne (Olivet, 1996 ; Bache, 2008) (figure 2-12). Les implications de cet accident sont majeures dans l'évolution cinématique du domaine Méditerranéen au Néogène : le rifting et l'extension au niveau de la marge du Golfe du Lion et le bassin Liguro-Provençal a conduit à démantèlement partiel de la partie orientale des Pyrénées, associé à la rotation anti-horaire des blocs Corso-Sardes. Dans les modèles cinématiques proposés (voir section 2.4.), cette rotation est accomodée par le rejeu de cet accident, dénommé *North Balearic Fracture Zone* (NBFZ) par Maillard (1993).

2.3.1.2. L'individualisation du bassin de l'Ebre et les chaînes Ibérique et Catalane.

Les phases compressives et distensives associées aux chaînes Ibérique et Catalane.

La chaîne Ibérique s'étire selon un axe NO-SE et est considérée comme une chaîne intraplaque. Elle est formée d'anciens bassins Mésozoïque inversés, s'étendant depuis le bassin de Cameros (Est du bassin de l'Ebre) vers le bassin du Maestrazgo, deux systèmes liés par la branche Aragonienne (figure 2-5). Avec la chaîne Catalane, d'axe NE-SO, qu'elle rencontre dans le domaine du Maestrazgo, elle forme la bordure Est et Sud du bassin de l'Ebre, la limite nord étant la chaîne Cantabro-pyrénéenne. La chaîne Ibérique, qui comprend aussi la branche Castillane, au SO de la branche Aragonienne, sépare le bassin de l'Ebre de celui du Dueros et de celui du Tage à la bordure SO du bassin de Valence.

L'initiation de la compression, et donc de l'individualisation du bassin de l'Ebre, s'effectue

à l'Eocène inférieur-moyen au sein de la chaîne Ibérique avec les premières apparitions d'inconformités. Les premières structures compressives (chevauchements) liant les chaînes Catalane et Ibérique se forment à cette période mais sont peu claires (Gonzalez, 1989 ; Gonzalez & Guimera, 1993 ; Villena *et al.*, 1996 ; Casas-Sainz *et al.*, 2000). Le pic de déformation est estimé à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (e.g. Fidalgo, 2001) (cette estimation varie selon les auteurs, dont les valeurs sont compilées figure annexe 2) avec le développement des structures compressives d'axe NNO-SSE à ONO-ESE, localisées le long de la chaîne Ibérique (branche Aragonienne-bassin d'Almazan (Casas-Sainz *et al.*, 2000), au nord du bassin soulevé de Maestrazgo (Gonzalez et Guimera, 1993 ; Calvo *et al.*, 1993)) (pour situation voir figure 2-5). Cette déformation s'arrête lors de la période Agénienne (limite Oligocène-Miocène) (Calvo *et al.*, 1993, 1996 ; Villena *et al.*, 1996) au sein des chaînes Catalane et Ibérique. Une progression de la déformation vers le nord-ouest est observée le long de la chaîne Ibérique, à la fois durant la phase de compression s'initiant à l'Eocène et durant la phase d'extension, où un régime extensif s'exprime plus tardivement au Miocène vers le NO de la chaîne (Capote *et al.*, 1990).

Durant le Miocène inférieur à moyen, des chevauchements et des failles restent actifs mais à un taux plus faible au niveau de la chaîne NO Ibérique. La faille de Cameros-Demanda est active jusqu'au Miocène supérieur (Casas-Sainz, 1990 ; Munoz & Casas-Sainz, 1997). Au niveau de la branche Aragonienne, certaines structures sont actives jusqu'au Miocène moyen, de même que les dépôts datés au Miocène supérieur sont impliqués dans des structures compressives au sein du bassin de Loranca.

Située au SE du bassin de l'Ebre, la chaîne Catalane est définie comme une chaîne de compression paléogène d'orientation NO-SE impliquant des failles de socle hercynienne (e.g. Anadon, 1985). Ces failles affecteraient tantôt le socle hercynien, tantôt le Mésozoïque (Anadõn *et al.*, 1985, Bartrina *et al.*, 1992 ; Roca *et al.*, 1999), dépendant de la présence ou de l'absence des unités mésozoïques. Aux abords des anciens fronts de déformations, des dépôts grossiers syn-tectoniques se développent entre l'Eocène moyen et l'Oligocène inférieur (e.g. Lopez-Blanco, 2000 ; Roca *et al.*, 1999). Au niveau du bassin de l'Ebre, les dépôts bordiers, principalement liés à un environnement fluvial à alluvial, présentent des variations latérales de faciès vers le centre du bassin de l'Ebre. Ces derniers sont influencés à la fois par la transgression marine Bartonienne et les épisodes tectoniques (illustration de l'évolution des dépôts au sein de l'Ebre - figure annexe 2). Au sud-est de la chaîne, des dépôts grossiers conglomératiques et alluviaux sont enregistrés (Roca *et al.*, 1999) entre l'Oligocène inférieur et supérieur.

Cette phase compressive est suivie d'une phase distensive à partir de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur que l'on peut observer au sein des chaînes Ibérique, Catalan ainsi que le long

des Bétiques.

Le massif Ibérique est en effet entrecoupé de dépressions se surimposant aux directions structurales majeures (figure 2-5). La branche Aragonienne est ainsi formée des bassins de Loranca, qui reliés à la branche Castillane, comprend aussi le bassin de Loranca (d'axe NO-SE). D'autres bassins/dépréssions sont observés au sein du massif Ibérique tels que les grabens de Teruel (d'axe NNE-SSO) et Mora de Rubielos (d'axe NNO-SSE). Le massif du Maestrazgo est aussi recoupé le long de son bord Est par des micro-grabens, d'axe NE-SO (figure 2-5). Deux phases majeures extensives ressortent de la littérature, l'une au Miocène inférieur à moyen, la seconde au Pliocène-Pléistocène (e .g. Viallard, 1990 ; Anadon & Moissenet, 1996). Les bassins d'Almazan, de Teruel et Mora del Ebro (situation figure 2-5) sont marqués par un remplissage fluviatile à lacustre (avec traces de mammifères) s'initiant à partir de l'Oligocène terminal-Miocène inférieur (Crusafont *et al.*, 1966, Anadon & Moissenet, 1996). Les bassins de Lliria- Valencia et Ribesalbes-L'Alcora, situés sur la bordure Est de la chaîne Ibérique-Catalane et proches du bassin de Valence, enregistrent des environnements marins à partir du Tortonien inférieur (période mammalienne du Vallésien - Anadon & Moissenet, 1996).

Dans la partie NE de la chaîne Catalane, la structure de la chaîne montre la superposition des structures Paléogènes de la chaîne Pyrénéennes avec un système de failles Néogènes d'orientation NO-SE. Le long de l'ancienne chaîne Catalane, les anciens systèmes compressifs sont essentiellement ré-activés en mode normal, formant les hémi-grabens de Barcelona, Valles-Penedes, Reus (situation générale figure 2-5). Les premiers dépôts issus de la distension sont supposés d'âge Oligocène supérieur au sein de l'hémi-graben de Barcelona (e.g. Roca, 1992) et d'âge Burdigalien à terre (dépôts de séries rouges continentales ; Roca *et al.*, 1999). De nombreuses études en mer (e.g. Clavell et Berastegui, 1991 ; Roca *et al.*, 1999) établissent la fin de l'activité tectonique liée à l'accommodation des bassins entre le Langhien et le Serravallien, la plupart des déformations étant scellées par les dépôts Tortoniens (s.l.). Cependant, entre le Tortonien (s.l.) et le Plio-quaternaire, une à plusieurs phases compressives sont enregistrées à terre (au moins au niveau du bassin du Vallès-Penedès) et en mer.

2.3.1.3. Au sud du domaine de Valence : la chaîne Bétique

La chaîne Bético-rifaine (illustration figure 2-13) forme la terminaison Ouest de la chaîne Alpine en Méditerranée et est subdivisée en zones externes et zones internes de par et d'autre du domaine d'Alboran. Pour de nombreux auteurs (e.g. Frizon de Lamotte *et al.*, 1991, Chalouan *et al.*, 2001, 2003), le bloc Alboran (de manière plus globale, le bloc AlKaPeCa Alboran-Kabylie-Peloritain-Calabre) serait une microplaque, située avant subduction entre les océans de la Téthys Alpine (au NO) et Téthys maghrébine (au SE), déplacée depuis l'Est puis encastrée entre l'Ibérie

et l'océan Maghrébin et l'Afrique. Pour d'autres (e.g. Gueguen *et al.*, 1998 ; Carminati *et al.*, 2012), cette microplaque serait dans sa position initiale. Plusieurs problématiques sont associées à la formation du domaine Bétique, dont à l'échelle de notre étude 1) la position initiale du bloc Alboran et 2) la limite d'influence du front Bétique et l'âge des phases de déformation.

Les zones externes bétiques (zones Subbétique et Prébétique) (situation figures 2-5, 2-13), formant l'ancienne marge ESE de la plaque Ibérique au Mésozoïque, présentent jusqu'au Miocène une évolution paléogéographique différente des zones externes du domaine rifain (marge nord-africaine) (Didon *et al.*, 1973, cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991). Les zones internes par contre sont similaires de part et d'autre du domaine Alboran et sont constituées d'un empilement de nappes où trois ensembles litho-structuraux sont définis, de l'unité la plus enfouie à la plus superficielle : le complexe Névado-Filabride, le complexe Alpujarride-Sebtide et le complexe Malaguide-Ghomaride auquel sont associées les séries dorsaliennes (Frizon de Lamotte *et al.*, 1991). D'un point de vue géométrique, les unités les plus hautes (Malaguide) de la pile des nappes internes sont verticalisées et reposent par troncature sur les unités externes (Durand-Delga, 1966, cité dans Frizon de Lamotte *et al.*, 1991). La description de chaque unité litho-structurale, ainsi que les modèles proposés à leur mise en place, sont abordées plus en détail dans de nombreuses publications et travaux de thèse (e.g. Frizon de Lamotte *et al.*, 1991 ; Vera, 2000 ; Augier, 2005 ; Do Couto, 2014). On se limitera ici aux différentes phases de compression et extension afin d'aborder les phases affectant le domaine Baléares.

Depuis le Crétacé supérieur, contexte de convergence entre l'Afrique et l'Eurasie, la marge passive de l'Afrique (Chalouan & Michard, 2004) et du SO de l'Ibérie (Flinch *et al.*, 1996, cités dans Fidalgo-Gonzàlez, 2001) et la partie Sud-centrale des terranes d'Alboran (complexe des Ghomarides-Malaguides) ne sont peu ou pas déformées. Un début de collision au sein du domaine bético-rifain a été proposé (Michard *et al.*,1991 ; Besson *et al.*, 1994 ; Guiraud & Bosworth, 1997, cités et synthétisés par Fidalgo-Gonzàlez, 2001), sur la base d'indices observés au niveau des séries dorsaliennes (discordance entre le Néocomien plissé et l'Eocène inférieur), au sein de la chaîne du Tell (plis métamorphisés au Santonien) et le long du Haut Atlas (chevauchement daté au Santonien) (situation figure 2-13).

L'épisode majeur compressif est cependant daté à l'Eocène supérieur-Oligocène inférieur (figure annexe 2), où la convergence Afrique-Eurasie est absorbée en deux zones: Au nord du bloc Alboran (Chalouan *et al.*, 2001, 2004 ; Michard *et al.*, 2002; Chalouan & Michard, 2004) [avec une phase compressive paroxysmale estimée à l'Eocène inférieur (52-47Ma : Monié *et al.*, 1991, Platt *et al.*, 2005) ou bien durant la période Eocène-Oligocène (Augier *et al.*, 2005) (figure annexe 2)] et au sein du Rif (Benyaich *et al.*, 1989, Chalouan *et al.*, 2001 ; cités par Fidalgo-Gonzàlez,

2001).

Pendant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur, les domaines internes des Bétiques subissent une phase d'exhumation, à partir de l'Oligocène supérieur (anomalie C7) (Augier *et al.*, 2005) ou l'Aquitanien supérieur (anomalie C6) (e.g. Chalouan *et al.*, 2008) (figure annexe 2), liée à un effondrement tectonique et/ou un intense processus de rift donnant lieu à l'actuelle mer d'Alboran (Chalouan *et al.*, 2001). Deux phases sont enregistrées en domaines d'Alboran : (1) une phase d'âge Aquitanien supérieur-Burdigalien et (2) une phase principale allant du Burdigalien supérieur au Tortonien inférieur (Comas *et al.*, 1992) (figure annexe 2).

Dans les domaines centraux externes, des dépôts syn-orogéniques (principalement de type olistostrome) sont enregistrés au sein du bassin du Guadalquivir (situation figures 2-5, 2-13) (formation du bassin d'avant-pays) entre l'Aquitanien terminal-Tortonien basal et dans les domaines Sub-bétiques (dépôts dans des bassins en *piggy-back,* liés au soulèvement et à l'érosion des reliefs), entre le Burdigalien basal et l'actuel (Crespo-Blanc & Frizon de Lamotte, 2006). Ces dépôts, synchrones aux sédiments pré-tectoniques, d'âge Aquitano-Burdigalien, au niveau de la bordure occidentale du bassin du Guadalquivir (Dubois & Magné, 1972, Bourgeois, 1978, cités par Crespo-Blanc & Frizon de Lamotte, 2006), seraient associés à une migration vers l'Ouest du front de déformation entre l'Aquitanien et le Burdigalien (Diaz de Neira *et al.*, 1992 ; Lopez-Olmedo *et al.*, 1992, cités dans Crespo-Blanc & Frizon de Lamotte, 2006)..

Si le domaine bétique central enregistre une importante phase de déformation à partir du Burdigalien basal (Crespo-Blanc & Campos, 2001 ; Crespo-Blanc & Frizon de Lamotte, 2006), la principale phase de déformation concerne l'ensemble du domaine bétique externe durant le Burdigalien-Langhien (e.g. Soria, 1994 ; Vera, 2000 ; cités par Crespo-Blanc & Frizon de Lamotte, 2006 ; Do Couto, 2014). Cette période correspond aussi au développement du bassin d'avant-pays du Gharb (e.g. Do Couto, 2014), ce dernier se développant également au Tortonien. Au sein de la région des Baléares, les études de terrain datent la phase compressive entre le Miocène inférieur et le Serravallien (Fourcade *et al.*, 1982 ; Gelabert *et al.*, 1992 ; Sabat *et al.*, 2011, cité par Driussi, 2014). Si cette phase est bien contrainte sur Ibiza et Majorque, les chevauchements observés sur Minorque sont plus anciens, remobilisant majoritairement des terrains Permo-Triasique sans affecter les niveaux Oligo-Miocène (Linol *et al.*, 2009).

Cette dicotomie amène aux questions de l'évolution du front Bétique en mer, ainsi que sa limite relative aux différents blocs Baléares. Illustrée figure 2-5 trois familles possibles d'extension latérale du front de compression Bétique, chacun d'axe SO-NE, sont répertoriées par Roca (1992):

- La prolongation du front bétique est située au centre du bassin de Valence, s'arrêtant dans l'axe de Barcelone (Soler *et al.*, 1983 ; Roca & Desegaulx, 1992)

- La prolongation est située sur le rebord de plateforme actuel des blocs Ibiza et Majorque, se stoppant ainsi (Danobeita *et al.*, 1990 ; Clavell & Berastegui, 1991) ou individualisant les blocs Ibiza-Majorque du bloc de Minorque (Biju-Duval et al., 1978). Pour Watson (1981), la prolongation du front bétique est située le long de la plateforme des blocs Baléares (Ibiza, Majorque et Minorque).

- Pour Driussi (2014), les phases compressives bétiques remodèlent surtout la marge d'Ibiza où peu de structures extensives sont cartographiées en mer, mais n'exclut pas la continuité du front de déformation plus au NO au sein du bassin de Valence.

Les Bétiques internes sont alors marqués par une extension-E-W, à partir du Serravallien, dont les bassins de Sorbas et Huercal-Overa sont des témoins (Ott d´Estevou & Montenat, 1990; Augier *et al.*, 2013; Do Couto *et al.*, 2015 ; cité par Do Couto, 2014).

La phase Tortonienne marque un tournant dans l'orogenèse Bético-rifaine. La formation du domaine d'Alboran est quasiment finalisée et l'ensemble du domaine Bétique est marqué par une ré-inversion et/ou ré-organisation des structures extensives (au sein des domaines sub-bétiques, internes et Alboran - Do Couto, 2014). Les chevauchements qui engagent des niveaux sédimentaires du Miocène moyen-supérieur dans les parties orientales du contact Subbétique-Prébétique et sous l'unité rifaine de Tanger (Benyaich *et al.*, 1989 ; cités par Frizon de Lamotte *et al.*, 1991) auraient un âge Tortonien (~8 Ma). Les derniers événements extensifs sont datés à 9-8 Ma, associés à un soulèvement du substratum ainsi qu'à une ré-inversion des structures due à la convergence Afrique/Eurasie vers le NNO (Weijermars *et al.*, 1985; Vissers *et al.*, 1995; Augier *et al.*, 2013, cités par Do Couto, 2014). Une réponse tectonique plus tardive, Messinienne, est notée dans les domaines du Rif externe (Intra-Rif, Meso-Rif et Pre-Rif) (Crespo-Blanc & Frizon de Lamotte, 2006). Depuis le Tortonien, le bassin d'Alboran est considéré comme un bassin flexural (Do Couto, 2014).

2.3.1.4. Evolution endoréique du bassin de l'Ebre.

Ce bassin présente une grande variété d'environnements de dépôt allant d'environnement marin ouvert à fluvial, continental, salifère et lacustre (Cabrera, 1983 ; Anadon *et al.*, 1989 ; Arenas *et al.*, 1999 ; Luzon, 2001). La sédimentation, en *on-lap* sur les flancs de chaînes montagneuses, est contrôlée principalement par la structuration des reliefs lors de la seconde phase de compression, entre l'Eocène et l'Oligocène. La figure annexe 2 présente l'évolution des sources d'apports sédimentaires au sein du bassin (d'après Fillon, 2012, modifiée de Vera, 2000) allant dans le sens d'un remplissage dominé par l'activité tectonique aux bordures du bassin.

Selon [Luzon *et al.*, 2003, 2005], l'évolution des séquences de dépôt est contrôlée

principalement par deux facteurs : l'évolution géodynamique avec la migration du front de compression et les incursions marines lors des transgressions marines. Jusqu'à l'Oligocène, le bassin présente une sédimentation tantôt marine, tantôt fluviale à continentale. La formation des chaînes de montagne va conduire à l'isolement progressive du bassin de l'Ebre jusqu'à un environnement endoréïque intra-montagneux vers 35 Ma (Costa *et al.*, 2010) et correspond aux premiers dépôts lacustres salifères (Taberner *et al.*, 1999).

Les déformations tectoniques vont principalement contrôler les dépôts aux abords des chaînes montagneuses (figure annexe 2). Au front de chevauchement des Pyrénées, des bassins âgés du Paléogène-Eocène sont formés et repris (alternance d'influences marine et continentale) en *piggy-back* par des nappes de propagation Mésozoïque sous-jacentes, tel qu'à Tremp et dans le bassin de Jaca (Luzon, 2005). La migration des fronts de compression va produire un déplacement du dépôt-centre du bassin vers le sud, au centre de l'actuel bassin de l'Ebre (figure 2-5 — rajeunissement des dépôts vers Saragossa — et figure annexe 2). Au niveau de la chaîne Catalane, [Anãdon *et al.*, 1985, Gaspar-Escribano *et al.*, 2001, Lõpez-Blanco *et al.*, 2000, 2002] la migration des dépôts grossiers vers la partie méridionale de la chaîne est due à l'activation des failles de Vallès-Penedès, d'El Camp et à l'avancée du front de compression Pyrénéen. Le reste du bassin présente une sédimentation fluviatile à lacustre, dont les derniers dépôts actuellement datés sont détaillés dans l'étude d' [Arenas *et al.*, 1999]. Les derniers dépôts lacustres préservés dans le bassin sont datés *via* une étude magnétostratigraphie et micromammifère à environ 13,7 Ma, à la limite Ramblien-Aragonien (biozonation mammalienne ~15-13 Ma - Pérez-Rivarés *et al.*, 2002 ; Agusti *et al.*, 2011). Certains auteurs sur la base d'une étude litho-stratigraphique et géochimique proche de Zaragosa (Arenas & Pardo, 2000) avancent un âge de dépôt situé au Tortonien inférieur-moyen (12-4 Ma). Quel que soit l'âge de ces derniers dépôts préservés, les auteurs s'accordent à définir un environnement fluvio-lacustre avec quatre types de séquence : séquence lacustre étendue (*distal alluvial plain*), séquence lacustre carbonatée, séquence lacustre carbonatée distale et séquence lacustre peu profonde sulphatée (Arenas *et al.*, 1993, 1997 ; Arenas & Pardo, 2000). Le modèle d'évolution du lac de l'Ebre proposé par [Arenas *et al.*, 1997] conduit à un système lacustre de dimension modeste au Miocène moyen (~80x50 km selon les croquis de Vera, 2000; Fillon, 2012), peu profond avec une base peu pentée.

2.3.2. L'impact des phases de réorganisation tectonique au sein du domaine Adriatique (C34-C20) : formation des bordures nord et Est , les chaînes Dinarides, Alpine & Albanide

La chaîne de montagne des Dinarides est formée selon un axe NO-SE, l'ensemble étant

affecté par des failles de chevauchement à vergence SO (figure 2-9). Au NO, elle est reliée à la chaîne Est Alpine. Au SE elle est séparée de la chaîne des Albanides *via* le linéament de Sukari-Pec. Du SO au NE, les cinq principales unités originaires de l'évolution de la Téthys au Mésozoïque sont [Pamic *et al.*, 1998] :

- la plateforme carbonatée Adriatique-Dinarique (appelée aussi Dalmatienne, dont la plateforme d'Istria fait partie (situation figure 2-8 et 2-9b)),
- la formation des flysch Bosniaques issue de la déformation de la marge passive continentale Adriatique (figure 2-9b) ;
- la formation ophiolitique de la zone centrale Dinarique (incluant des dépôts de radiolarites, d'argile) symbolisant l'axe de suture, recouverte par une couverture sédimentaire Jurassique supérieur-Crétacé ;
- une ancienne marge continentale active composée de dépôts d'avant-fosse datés au Crétacé supérieur-Paléogène, présentant un métamorphisme type schiste bleu ainsi que des dépôts ophiolitiques et des granitoïdes d'âge Alpin ;
- une nappe chevauchant les précédentes unités composées de dépôts Paléozoïques à Triasiques.

La ré-organisation du mouvement des plaques lors de l'anomalie C34 (figures 1-3, 1-4 et figure annexe 1) conduit à un mouvement anti-horaire de la plaque Adriatique, où le pôle de rotation entre les anomalies C34 (~84Ma) et C6 (~20Ma) est placé au centre-sud de l'Espagne actuel. Cette ré-organisation amène, d'après [Pamic *et al.*, 1998], à une déstabilisation des dépôts sédimentaires et la formation d'inconformités, associées au développement complet d'un axe de subduction (l'arc de Posavina ; figure 2-9b) permettant les dépôts de flysch du Crétacé supérieur à Paléogène.

La figure annexe 3 synthétise les principales phases d'évolution au sein des chaînes Albanides et Alpine (en lien aux principaux événements en Méditerranée). Au moins deux événements importants sont à noter :

- Une phase paroxysmale de subduction estimée au Crétacé terminal-Paléocène inférieur voyant la disparition des domaines Téthysien à l'Est de la plaque Adria. La phase de subduction est plus tardive au sein du domaine Nord Adria, liée à la formation de la chaîne Alpine (phase se terminant entre l'Eocène supérieur (e.g. Babist *et al.*, 2006) et l'Oligocène terminal (au nord des Apennins) (e.g. Ricci Lucchi, 1986). La fin de la subduction plus précoce au niveau des Dinarides où l'âge deviendrait plus jeune vers le NO de la plaque Adria ?
- Une phase d'exhumation estimée entre l'Yprésien et le Miocène inférieur au niveau des

Dinarides (associé au développement de bassins flexurales au niveau des domaines externes, au sein de la plateforme Dalmatienne) et plus tardive au sein des Alpes (jusqu'au Miocène moyen).

• Le linéament de Sukari-Pec, qui délimite les chaînes Dinarides et Albanides (situation figure 2-07), marque une différenciation dans les phases d'exhumation : la différence de l'évolution tectonique des Dinarides, deux autres phases de déformations majeures sont documentées au niveau des Albanides, s'initiant au Miocène moyen-supérieur et s'intensifiant du Tortonien jusqu'à l'actuel (Kilias *et al.*, 2001).

2.4. Les phases de réorganisations tectoniques de C20-Actuel : points de vue sur l'évolution de nos zones d'étude.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que le bassin Mésozoïque de Valence était affecté sur ses bordures Nord et Orientale lors de la phase Pyrénéenne, depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'Oligocène-Miocène inférieur. La fin de cette phase Pyrénéenne va conduire à l'alignement du bassin de Valence et du futur bassin Liguro-Provençal (Bache, 2008). La migration vers le nord des plaques Adria et Africaine conduit à la disparition de la Tethys Alpine (figure 2-14 ; modèle de Carminati *et al.*, 2012). Le bassin Mésozoïque de Valence et le futur domaine du Golfe du Lion sont alors pris en étau entre les fronts Alpin et Pyrénéen tandis que la marge occidentale du domaine Adria n'imprime peu/pas ces phases de déformation.

De grandes distensions sont observées dans le Nord-Ouest de l'Europe (rift Ouest Européen) à l'Eocène-Oligocène, se propageant jusqu'au Golfe du Lion où débute quasi-synchronement, à l'Oligocène, le rifting du bassin Liguro-Provençal. Le Néogène va alors être témoins de plusieurs événements tectoniques :

- Extensif, avec l'ouverture du bassin Liguro-Provençal puis du bassin Tyrrhénien à partir du Miocène moyen-supérieur ;
- compressif : 1) au niveau du domaine externe Bétique-Rifain avec notamment la formation des Baléares durant le Miocène inférieur-moyen ; 2) au niveau de la chaîne Maghrébo-Apennine, de l'Oligocène à l'actuel, et à la migration respectivement vers l'Est des blocs Peloritain-Calabre et sud des blocs Kabyles ; 3) au niveau des Alpes dû à la migration continue de la plaque Adria ; 4) au Sud-Est du bassin Adriatique, associé à la formation des Albanides (sous influence de la migration de la plaque Anatolienne-formation du domaine Egéen).

Il existe de nombreux débats liés à la formation, à l'âge et/ou à l'évolution et à sa durée des différents bassins Ouest-Méditerranéen. La plupart de ces problématiques d'ordre géodynamique, à l'échelle Ouest-Méditerranéenne, sont illustrées sur la figure 2-14 (modifiée de Leroux *et al.*, in press.) : évolution des domaines Adria, Algérien, Alboran, Liguro-Provençal et de Valence.

Cette partie vise à :1) l'établissement d'un état des lieux sur les problématiques de remplissage puis d'évolution du bassin de Valence ; 2) aborder les contraintes sédimentaires et les phases tectoniques nous permettant de reconstruire l'évolution paléo-géographique autour du seuil de Gargano.

Pour le bassin de Valence, nous détaillerons les différents travaux portant sur le remplissage

sédimentaire du bassin puis nous discuterons des implications de ces travaux sur :

(1) L'homogenéité ou l'inhomogénéité de l'évolution des environnements de dépôts sur l'ensemble du bassin

(2) La ou les sources possible(s) de ces dépôts et les âges possibles de mise en place

(3) Les processus à l'origine des dépôts sédimentaires, et le lien de ces dépôts par rapport à l'évolution du Golfe du lion.

Pour le bassin Adriatique, j'axerai mes observations sur les principales phases de dépôts Oligo-Pléistocène et l'évolution de ces dernières au sein des principales phases tectoniques, au sein des domaines centraux & Sud Adriatique et Albanien afin de répondre à la problématique posée sur l'évolution des environnements sédimentaires avant, pendant et après la crise d'érosion et de salinité Messinienne.

2.4.1. L'impact des phases de réorganisation tectonique au sein du domaine de Valence et du bassin Liguro-Provençal (C20-Actuel).

La structuration du Golfe du Lion et du bassin Liguro-Provençal a été intensément étudiée (Arthaud & Séguret, 1981 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2010 ; Benedicto *et al.*, 1996 ; De Voogd *et al.*, 1991 ; Gaillier *et al.*, 2009 ; Gorini *et al.*, 1991, 1993, 1994 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Klingelhoefer *et al.*, 2008 ; Labails *et al.*, 2009 ; Le Douaran *et al.*, 1984 ; Lemoine, 1984 ; Mauffret *et al.*,1995, 2001 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Séranne, 1999 ; Séranne *et al.*, 1995 ; Triat & Truc, 1983), de même que pour le golfe de Valence (Ayala *et al.*, 1996 ; Banda *et al.*, 1980 ; Bartrina *et al.*, 1992 ; Cabrera & Calvet, 1996 ; Collier *et al.*, 1994 ; Fontboté *et al.*, 1990, Gallart *et al.*, 1994, 1997 ; Maillard, 1993 ; Maillard & Mauffret, 1993 ; Maillard *et al.*, 1992 ; Parès *et al.*, 1992 ; Roca, 1992, 1996, 2001 ; Roca & Desegaulx, 1992; Roca *et al.*, 1999 ; Tassone *et al.*, 1996). L'évolution verticale des bassins a été analysées *via* les méthodes de backstripping (Golfe du Lion : Bessis, 1986, Burrus *et al.*, 1987 ; Burrus, 1989, De Voogd *et al.*, 1991 ; Kooi *et al.*, 1992 ; Steckler *et al.*, 1988 ; Steckler & Watts, 1980, Bassin de Valence : Torres *et al.*, 1993, Torné, 1996) ou bien les marqueurs sédimentaires (Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2010 ; Leroux, 2012 ; Leroux *et al.*, 2015 ; Rabineau *et al.*, 2014).

La figure 2-15 illustre la morphologie profonde et la base des dépôts Tertiaires des domaines Liguro-Provençal et de Valence. L'amincissement s'effectue selon un axe NE-SO au niveau du bassin Liguro-Provençal (**figure 2-15a)** : dans le bassin Provençal, la croûte continentale s'amincit globalement du NO au SE, jusqu'à une croute proto-océanique (e.g. Labails, 2007 ; Aslanian *et al.*, 2012 ; Moulin *et al.*, 2015). Cette direction se retrouve dans le bassin de Valence.

Dans le bassinProvençal, à partir de travaux géophysiques basés sur l'analyse de profils de sismique réflexion et réfraction (projets ECORS & Sardinia), 5 domaines de nature crustale différente sont décrits, depuis le domaine terrestre :

- **Le domaine 1** à croûte continentale peu amincie (profondeur du Moho entre 35 et 32km), situé à terre. [Moulin et al.,2015] identifient deux couches crustales, d'épaisseur similaire : une croûte supérieure de vitesses sismiques comprises entre 5.5-6.5 km/s et couche inférieure de vitesses sismiques comprises entre 6.9-7.0 km/s.

- **Le domaine 2** correspond à croûte continentale amincie (la profondeur du Moho évoluant de 32 à 22 km). Deux sous-zones sont identifiées par [Bache et al., 2010 ; Moulin et al., 2015], limitées par trois zones charnières (Hinge line 1, 2, 3) (figure 2-15 coupe 1a et 1b) entre les kilomètres 40 et 130 (figure 2-15, coupe 1a). Les domaines 2a et 2b (figure 2-15, coupe 1a) correspondent à un amincissement de la croûte continentale diffférencié : à partir de la première ligne charnière, on observe sur ~40 km une diminution de l'épaisseur de la croûte de 29 à 21km (domaine 2a) qui se situe essentiellement au niveau de la croûte inférieure (épaisseur diminuant de 15 à 7km). Un amincissement de la croûte supérieure (épaisseur diminuant de 15 à 7km) est ensuite observé.. A partir de la zone charnière 2, la profondeur du Moho diminue de 22 à 15-13 km (domaine 2b), et on note l'apparition d'une couche à vitesse anomale à la base de la croûte.

- **Le domaine 3,** à partir de la troisième zone charnière (hinge line 3), est marqué par une croûte très mince (5km) aux vitesses sismiques anomales (entre 6.0 et 6.4 km/s pour la couche supérieure et 6.6-7.5 km/s pour la couche inférieure). Le passage entre les domaine 2b et 3 est marquée par le réflecteur-T (De Voogd et al., 1991 ; Moulin et al., 2015). Ces observations sont interprétées comme indiquant la disparition de la croûte continentale supérieure, l'exhumation de la croûte continentale inférieure le log du reflecteur T (Seranne, 1999 ; Moulin et al., 2015) surmontant une zone intrudée.

- **Le domaine 4** diffère du domaine transitionnel (3) par une diminution du gradient de vitesse, ainsi que de la perte du fort réflecteur sismique à la base de la croûte (Moulin et al., 2015). Cette transition s'effectuerait à 270-280km de la côte. Présentant une croûte relativement mince (4-5km) et marquée par un changement des configurations de magnétique et gravimétrique (e.g. Galdeano & Rossignol, 1977 ; Sandwell & Smith, 1997 ; Leroux et al., in press), elle est interprétée comme une croûte atypique océanique (Le Douaran et al., 1984; Pascal et al., 1993; Mauffret et al., 1995; Chamot-Rooke et al., 1999; Rollet et al., 2002; Gailler et al., 2009 ; d'après Moulin et al., 2015 ; Afilhado et al., 2015).

La segmentation de l'amincissement a été attribuée, soit à un processus en deux stades soit à

l'influence de l'héritage des Pyrénées (e.g. Bache et al., 2010 ; Moulin et al., 2015). La figure 2-15 montre que le bassin de Valence se situe en face du domaine 3, l'île de Minorque étant à la limite de la proto-croûte océanique du domaine 4.

Au sein du bassin de Valence, les différents travaux géophysiques sont basés sur l'analyse de profils de sismique réflexion et d'ESP (projets Valsis & ESCI, Figure 2-15, carte A et coupes 2, 3, 4, 5, 6). Du SO du bassin jusqu'au niveau de Barcelone, les données permettent d'effectuer une cartographie de la profondeur du Moho (figure 2-15 carte A ; issue des travaux de Roca, 1992 et Mauffret et al., 1995). Cependant le passage entre la marge Catalane et Minorque et la transition entre les bassins de Valence et Liguro-Provençal sont peu contraints.

Au niveau du bassin de Valence, les isochrones de la base du Moho montrent un amincissement de 25 km (bordure du bassin) à 12-15 km (centre du bassin), selon un axe NE-SO à ENE-OSO. A partir des coupes **3, 4, 5, 6, (figure 2-15) l'épaisseur de croûte (supérieure et inférieure confondues) semble diminuer progressivement de 40 à 10 km sur 130-150 km, puis ré-épaissit à 25km sur 100km, jusqu'à l'apex des Baléares. Plusieurs modèles d'évolution sont proposés dans la littérature :**

- [Gallart *et al.*, 1993] proposent, sur la base de deux profils perpendiculaires à la marge de l'Ebre que l'amincissement est essentiellement concentré dans la croûte inférieure, dont l'épaisseur diminue de 10 à 15km.

- [Maillard & Mauffret, 1999] illustrent une série de 5 coupes synthétiques (représentées figure 2-15, coupe 2, 3, 4, 5, 6). Il est important de noter que l'épaisseur crustale, issue de l'étude des ESP et donc moyennée en un point, regroupe les dépôts mésozoïques. Au niveau des ESP 3, 4, 5 (coupes 4 puis 3, figure 2-15) la croûte inférieure est estimée à 5-6km d'épaisseur, ainsi que le long des lignes sismiques Valsis 814, 813 et 819 (situation au niveau de la marge de l'Ebre). Les vitesses sismiques sont situées entre 6,1 et 6,65 km/s pour la croûte supérieure et entre 7,6 et 7,9 pour la croûte inférieure, plus forte que celle calculée dans le Golfe du Lion par [Moulin *et al.*, 2015]. Les auteurs semblent mettre en évidence une zone charnière au niveau de la chaîne Catalane avec une diminution des épaisseurs des croûtes supérieures et inférieures, respectivement de 14 et 16km (sous la chaîne, d'après Gallart *et al.*, 1994) à 9 et 6,5 km au niveau de l'ESP6 (d'après Pascal *et al*, 1992 ; Torné *et al.*, 1992).. Les auteurs soulignent que la croûte inférieure semble peu présente, voire absente, au centre du bassin de Valence (ESP4).

- [Driussi, 2014] effectuent plusieurs modélisation gravimétrique 2D dans l'objectif de mieux cerner la nature crustale des marges sud et nord Baléares. Ces modélisations intègrent les données d'ESP [Banda et al., 1980, Pascal et al., 1992 ; Torné et al., 1992], ainsi que celle de sismique

grand-angle de la campagne ESCI (Vidal et al., 1998). Selon ces modélisations, à l'aplomb des blocs Ibiza-Majorque, les croûtes supérieure et inférieure présentent une épaisseur d'environ 12 et 10 km respectivement, évoluant vers le centre du bassin à ~7 et 5 km. Les modélisations au niveau du bloc de Minorque suggèrent la présence d'une croûte transitionnelle, entre les marges Catalane et Minorque. Un amincissement en marche d'escalier ressort de ces modélisations entre le bloc d'Ibiza et Majorque, au niveau du chenal d'Ibiza, entre les blocs de Majorque et Minorque puis à la transition entre le bassin de Valence et Liguro-Provençal. Dans ce modèle, l'amincissement s'effectue principalement au niveau de la croûte inférieure.

L'image de la structure profonde du bassin de Valence, et sa connexion avec le bassin Liguro-Provençal, est ainsi relativement peu contrainte. L'ESP2 (Figure 2-15, coupe-2) situé à la liaison entre les deux domaines, semble montrer une structure crustale sismique de type océanique (4,3-4,8 km/s), probablement fait de matériel volcanique [Pascal *et al.*, 1992 ; Torné *et al.*, 1992]**.** Ainsi, pour [Mauffret *et al.*, 1995], le domaine faisant la jonction entre le bassin de Valence et Liguro-Provençal comprendrait une croûte amincie présentant du matériel volcanique.

La carte isochrone du substratum Tertiaire du domaine nord-ouest méditerranéen (figure 2-15, carte B) est issue d'une compilation des travaux de [Maillard, 1992 ; Maillard & Mauffret, 1999 ; Bache, 2008 ; Leroux, 2012]. On peut y observer 5 différents domaines structuraux, selon un axe NE-SO :

- La marge Provençale, non illustrée ici, est caractérisée par un substratum pré-rift en position haute. Elle est sépatrée de la marge du Golfe du Lion par la zone de transfert de l'Arlésienne (e.g. Gorini, 1993 ; Gorini *et al.*, 1997)
- La marge du Golfe du Lion, caractérisée par des grabens et hauts structuraux, est subdivisée selon un axe NO-SE en deux secteurs à morphologie différentes, limité par la zone de transfert de la Sétoise (axe NO-SE) (e.g. Gorini *et al.*, 1993, 1997 ; Bache *et al.*, 2010)
    * Un domaine NE élevé, caractérisé par des bassins étroits et marqué par des hauts structuraux importants.
    * Un domaine SO, marqué par une dépression large et profonde de 6-7km, suivi d'un approfondissement progressif du substratum pré-rift de 7 à 10 km de profondeur.
- La marge Catalane, marquée par un substratum pré-rift en position haute (plateau catalan) dans lequel plusieurs directions structurales sont observées. La bordure de ce plateau avec le

golfe du Lion est limitée selon un axe NO-SE, correspondant au décrochement NNO-SSE de la compression pyrénéenne (Bache, 2008). Le haut structural de Garraf limite le graben de Barcelone (profondeur de 6-7km - marge Catalane) de la dépression de Tarragona (Maillard *et al.*, 1993).

- La marge de Tarragona-Ebre marque un changement de direction du trait de côte (orienté NE-SO, NNE-SSO). L'hémigraben de Tarragona, profond de 5-6km, est limité par les plateaux de Casablanca et Castellon. Le substratum pré-rift est peu penté vers le SE.

- Le domaine SO de Valence est marqué (1) par plusieurs édifices magmatiques (îles de Columbretes), auxquels sont associées des dépressions aux environs et (2) une virgation importante du trait de côte, limitant le sud du golfe de Valence au Cap de Nao.

D'après [Maillard, 1993], ces régions seraient délimitées par des zones de transferts (figure 2-15), identifiées notamment grâce aux localisations de dépôt-centres volcaniques, d'orientation N120 et situés entre les îles Minorque-Majorque (Central Fracture Zone (CFZ) ; figure 2-15) et Majorque-Ibiza (Ibiza Fracture Zone (IFZ) ; figure 2-15).

Quatre directions structurales sont reconnues (e.g. Gorini *et al.*, 1993 ; Maillard *et al.*, 1993 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2010) :

- **La direction N30** correspond à celle des failles héritées de l'orogénèse Varisque : failles de Nîmes, la Durance et Cévennes (Arthaud & Matte, 1977 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2010). D'après [Lemoine, 1984], ces systèmes ont délimités la marge paléo-téthysienne et furent ré-activées durant l'orogénèse pyrénéenne (Gorini *et al.*, 1991 ; Gorini *et al.*, 2005). Ces directions sont observables au niveau du Graben Central (GC), Vistrenque Maritime (VM) et Petite Camargue (PC) (situation figure 2-15, carte B).

- **Les directions E-W & ENE-OSO** sont observables au SE des Graben Central et Vistrenque et marquent les derniers reliefs avant la transition vers le domaine profond (Bache, 2008). Ce dernier les relie à des structures à terre (ex : Ste Baume), engendrées par la compression Pyrénéenne. Au niveau du bassin de Valence, cette orientation correspond aux grabens du Valles-Pénédès, de Sant-Feliu et Barcelone et, bien que légèrement désaxés, à la dépression de Tarragona (situation figure 2-15, carte B). Ces directions sont aussi associées à des jeux de failles héritées de l'orogénèse Varisque affectant la micro-plaque Ibérique (Arthaud et Matte, 1977).

- **La direction N-S** marque la bordure Est de la côte Catalane, associée au décrochement

N-S de la compression pyrénéenne [Bache, 2008].

- **La direction N120** est observée au sein des deux zones. Elle correspond, du NE au SO, aux systèmes de l'Arlésienne, Sétoise, Rascasse, Catalane (Golfe du Lion), Nord Baléare (NBFZ), Centrale (CFZ) et d'Ibiza (IFZ) (bassin de Valence) (situation figure 2-15, cartes A & B) (e.g. Séranne, 1995 ; Maillard & Mauffret, 1999 ; Dos Reis *et al.*, 2005). Ces systèmes sont interprétés comme des zones de transfert le long de la marge du Golfe du lion et au sein du bassin de Valence et sont liées au mouvement vers le SE des blocs Corso-Sarde et Baléares. Un volcanisme calco-alcalin à alcalin se manifeste au sein du bassin de Valence, préférentiellement le long des zones de faiblesses.

La synthèse des épisodes volcaniques au sein du domaine de Valence (figure 2-16, Marti *et al.*, 1992) se base sur les résultats de nombreux travaux en mer (DSDP, forages industriels, îles Columbretes) et à terre (Baléares, marge Catalane) (Ryan *et al.*, 1973 ; Donville, 1973 ; Mauffret, 1977 ; Rivière *et al.*, 1981 ; Fourcade *et al.*, 1982 ; Araña *et al.*, 1983 ; Ancochea *et al.*, 1984 ; Lanaja, 1987 ; Mitjavilla *et al.*, 1990). Les datations des roches sont principalement effectuées *via* les méthodes K-Ar et de thermo-luminescence sur plagioclase. Deux phases sont distinguées :

- **Volcanisme calco-alcalin entre 24 et 18.6Ma**, contemporain du volcanisme observé en Sardaigne (32,6-11,6 Ma ; d'après Coulon, 1977 et Beccaluva *et al.*, 1985). Observées au niveau des sites DSDP site 123 (figure 2-15, carte A), ces roches volcaniques, rhyolites, rhyodacites, dacites et andésites, indiquent des phases pyroclastiques (Mitjavila *et al.*, 1990 ; d'après Marti *et al.*, 1992), ainsi que des produits issus de l'altération (Rivière *et al.*, 1981 ; d'après Marti *et al.*, 1992), suggérant une activité à l'air libre. La géochimie de ces roches est similaire à celle des roches de Sardaigne et correspond à des roches siliceuses issues d'un environnement de subduction. En repositionnant le bloc Corso-Sarde avant ouverture, ce volcanisme se situe dans un alignement SO-NE (Leroux *et al.*, in press) depuis le domaine de Malaga (Duggen *et al.*, 2004), du bassin de Valence (Marti *et al.*, 1992), Sardaigne (Lustrino *et al.*, 2009) et Provence (Beccaluva *et al.*, 2004). Ces roches sont interprétées comme la trace de l'ancienne système de fosse Apennine (Lustrino *et al.*, 2009).

- **Volcanisme alcalin estimé entre 11 Ma et la période récente**. Deux zones sont distinguées : au sein de la bordure NE du bassin de Valence (marge Catalane) d'un epart et les îles Columbretes d'autre part. Au sein du domaine Catalan, ce volcanisme se met en place le long d'accidents NO-SE (le long de la NBFZ ; figure 2-15) accommodant les bassins d'Empourdan, La Selva et La Garrotxa. D'après [Donville, 1973 ; Marti *et al.*, 1992], les âges K-Ar indiquent que le volcanisme commença peu après le début de formation du bassin

d'Ampourdan (10-9 Ma), continuant par la suite dans le bassin de Selva (7-2 Ma) puis pris fin dans le bassin de Garrotxa (0,7-0,01 Ma) (Guerin *et al.*, 1986). 4 types de roches ont été identifiés : (Lopez-Ruis & Rodriguez-Badiola, 1985) : les leucite-Basanite (LBAS), les nepheline basanites (NBAS), les basaltes alcalin à olivine (AOB) et les trachytes (TR). Cet assemblage est sensiblement similaire à celui rencontré dans le massif central et traduit une origine « anorogénique » (Carminati *et al.*, 2012), dérivée d'une fusion partielle au sein du manteau (e.g. Ancochea *et al.*, 1984).

Le remplissage sédimentaire du bassin de Valence fut étudié via l'analyse de profils sismiques industriels (Stoeckinger, 1976 ; Mauffret, 1976 ; Garcia-Sinerz *et al.*, 1979 ; Soler *et al.*, 1983 ; Clavell & Berastegui, 1991 ; Maillard, 1992 ; Escutia, 1992 ; Bartrina *et al.*, 1992 ; Maillard *et al.*, 1993, 2006 ; Del Olmo, 1996, 2011 ; Tassone *et al.*, 1996 ; Roca *et al.*, 1999 ; Roca, 2001 ; Garcia *et al.*, 2011 ; Driussi, 2014) ou de sismique 3D (Stampfli & Hoëcker, 1989 ; Frey-Martinez *et al.*, 2004 ; Kertznus & Kneller, 2009 ; Urgeles *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013. Cameselle and Urgeles, 2016). Ces travaux sont principalement localisés sur le domaine de plateforme continentale (exceptés Del Olmo, 1996, 2011 ; Cameselle and Urgeles, 2016). Corrélés aux données de forage industriel (synthétisé par Lanaja, 1987), ils ont permis l'établissement de plusieurs chartes chrono-stratigraphiques. Certaines études s'intéressent cependant à l'évolution des dépôts en aval :

- Les études de [Del Olmo, 1996, 2011] fournissent une connexion entre la plateforme Sud de l'Ebre et le pied de pente continentale ;
- [Escutia & Maldonado, 1992 ; Field & Gardner, 1991] s'intéressent à l'évolution des environnements Messinien au sein du bassin de Valence ;
- [Mauffret, 1976 ; Maillard, 1992 ; Maillard *et al.*, 1993, 1999, 2006 ; Garcia *et al.*, 2011 ; Driussi, 2014] illustrent l'évolution des méga-séquences Miocène, Plio-Quaternaire, et plus particulièrement Messinienne, vers le bassin Liguro-Provençal (e.g. Maillard, 1992) ou les Baléares (Roca, 1992 ; Cavazza *et al.*, 2004 ; Driussi, 2014).

Les principales nomenclatures, édifiées ou bien utilisées lors de ces travaux, sont synthétisées sur la figure 2-17. Les dépôts Néogène enregistrés au niveau des bassins côtiers sont également indiqués (issu des travaux de Roca, 1992). Cette synthèse permet de mettre en évidence 3 nomenclatures détaillant le remplissage sédimentaire du domaine de Valence :

- La nomenclature du groupe de [Clavell & Berastegui, 1991] : Stoeckinger, 1976 ; Garcia-Sineriz *et al.*, 1979 ; Soler *et al.*, 1983 ; Clavell & Berastegui, 1991. Cette nomenclature est

utilisée au sein des travaux de [Maillard, 1992 ; Maillard *et al.*, 1993, 1999, 2006 ; Maillard & Mauffret, 1999 ; Urgeles *et al.*, 2011 ; Garcia *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013 ; Driussi, 2014]

- La nomenclature de [Del Olmo, 1996, 2011], établi à partir de travaux situés au SO du bassin de Valence et au sein du domaine d'Alboran. Cette nomenclature est établie *via* l'utilisation de la stratigraphie séquentielle. On notera que le scénario choisi pour l'évolution des environnements sédimentaires est basé sur la structuration de la chaîne des Bétiques.

- La nomenclature du groupe de [Roca, 1992] : Roca, 1992, 2001 ; Bartrina *et al.*, 1992 ; Tassone *et al.*, 1996 ; Roca *et al.*, 1999, issues des observations effectuées le long de la marge Catalane.

2.4.1.1. La nomenclature du groupe de [Clavell & Berastegui, 1991].

A la suite de [Stoeckinger, 1976 ; Garcia-Sineriz *et al.*, 1979 ; Soler *et al.*, 1983], Clavell & Berastegui, 1991] définissent une nomenclature générale des dépôts sédimentaires à partir d'observations le long de la marge de l'Ebre (figure 2-18). Cette nomenclature est issue d'une étude située au niveau du fossé de Tarragona, près du champ pétrolier de Dorada (NO de la marge de l'Ebre).

4 séquences sont définies (Groupe d'Alcanar, de Cambril, de Castellon, de l'Ebre) suivant leur environnement de dépôt et leur organisation interne. Les limites de séquences utilisées sont variables, notamment pour les groupes d'Alcanar et de Cambril, ainsi que pour l'initiation du groupe de Castellon.

La formation d'Alcanar

Il s'agit de la plus ancienne formation Tertiaire, d'âge Aquitanienne (Stoeckinger, 1976 ; d'après Clavell & Berastegui, 1991) ou Oligo-Aquitanienne à l'échelle locale [Soler *et al.*, 1983]. [Del Olmo, 1996] la date entre l'Aquitanien et le Serravallien. D'après [Clavell & Berastegui, 1991], il s'agit d'une séquence peu profonde carbonatée, incluant des horizons bréchiques et conglomératiques, où les hauts structuraux sont dolomitisés (observés sur les forages Tarragona E). La formation conglomératique est soit issue d'une phase d'extension Néogène (e.g. Garcia-Sineriz *et al.*, 1979; Clavell & Berastegui, 1991), soit liée à une phase compressive antérieure (Del Olmo, 1996). D'après la figure 2-18b, la séquence est cartographiée dans les bas topographique. Elle contient localement des débris coquilliers (mollusque et corail), surtout au sein des dépressions (Tarragona F1) et constitue un bon réservoir fracturé et karstifié. Elle est tronquée au toit et est recouverte par le groupe de Cambril.

Le groupe de Cambril

[Clavell & Berastegui, 1991] la définissent comme une séquence marno-carbonatée du Miocène inférieur-moyen (Burdigalien-Serravallien) correspondant aux untiés 3, 4 et 5 (figure 2-18b). Ce groupe est sub-divisé en trois unités, limités par des inconformités :

- La formation de Casablanca (Tarraco fm., d'après Stoeckinger, 1976) (unité 2)). Elle recouvre la formation d'Alcanar et consiste à des argiles noires (gris à noir) déposés dans un environnement restreint. A la base des argiles de Casablanca, un horizon conglomératique-dolomitique avec présence d'activité faunistique et algaire (membre d'Angula) se développe localement au sein des dépressions. Les argiles de Casablanca (équivalents au groupe d'Alcanar de Demaison and Bourgeois, 1985) sont la principale source rocheuse du domaine.

- Le groupe intermédiaire est la formation de Sant Carles (unité 3). D'une épaisseur de 700m environ au niveau de la fosse de Tarragona, il s'agit d'une séquence carbonatée *overlappant* la formation de Casablanca et recouvrant la formation d'Alcanar. Il s'agit de banc calcaire marron sombre à claire à faible potentiel pétrolier

- L'unité de Salou (unité 4) recouvre la formation de Sant Carles et *onlappe* la formation d'Alcanar. Il s'agit principalement d'argile calcaire où deux membres peuvent être différenciés : la partie inférieure, localisée au nord de la marge de Tarragona, est formée de marne calcaire, tandis que la partie supérieure, localisée dans la partie sud du bassin de Tarragona, est formée de sédiment calcarénitique,.

Les formations de Salou et Sant Carles évoluent latéralement à des *craies et calcarénite*, se développant au niveau des anciens hauts topographiques et recouvrant ces derniers. Elles marquent la limite de propagation des failles au niveau de la marge de l'Ebre.

Le groupe de Castellon

Le groupe de Castellon recouvre en inconformité le groupe de Cambril et se développe en aval sur le socle pre-Tertiaire. Il s'agit d'une séquence clastique marine d'épaisseur maximum de 2000m, progradante, et subdivisée en deux unités sédimentaires :

- Les argiles sombres de Castellon (unité 6 ; figure 2-18b), dont la taille de grains diminue vers les domaines externes, correspondent à des dépôts distaux (rebord de plateforme & turbidite basinal).,.

- Les sables de Castellon sont situés sur la plateforme (unité 7 ; figure 2-18b) et consistent en une alternance de sable gris fossilifère et d'argile. Ils sont divisés en deux membres suivant le contenu lithologique : (1) la partie inférieure est plutôt silico-clastique (2) la partie supérieure est calcarénitique présentant localement des constructions récifales

L'âge de ces dépôts reste incertain. [Clavell & Berastegui, 1991 ; Stoeckinger, 1976 ; Soler *et al.*, 1983] datent les niveaux siliclastiques au Tortonien, le membre évaporitique au Messinien. [Del Olmo,

1996 ; Cameselle *et al.*, 2013] proposent un âge Tortono-Messinien qui correspond aux unités B1-B7 d'après [Cameselle *et al.*, 2013] (figure 2-18c) et et d'après [Del Olmo, 1996] (figure 2-18d). Nous verrons dans la section suivante les implications sur les problématiques de mise en place de l'Ebre ainsi que sur les scénarios proposés lors de l'épisode de chute et d'érosion Messinienne.

Le groupe de l'Ebre

La formation du groupe de l'Ebre présente un caractère progradant, recouvrant en inconformité les précédentes formations. [Garcia-Sinerz *et al.*, 1979 ; Soler *et al.*, 1983 ; Clavell & Berastegui, 1991] la subdivisent en deux membres lithologiques : (1) la formation Argileuse de l'Ebre (unité 8 ; figure 2-18b) formée d'argiles claires à sombres fossilifères qui marquent un environnement de bassin profond ; (2) la formation Sableuse de l'Ebre (unité 9 ; figure 2-18b), formée de plusieurs alternances de dépôts fossilifères, sable gris et argile déposés dans un environnement de plateforme.

[Kertznus & Kneller, 2009a, 2009b] proposent une subdivision en 3 séquences, au niveau de la marge de l'Ebre, *via* l'étude d'un bloc sismique HR 3D. Ces auteurs distinguent ces cortèges *via* (1) le caractère des clinoformes ; (2) la morphologie de ces derniers depuis la plateforme vers le bassin ; (3) l'axe de dépôt de ces clinoformes ; (4) la morphologie et l'amplitude des incisions en rebord de plateforme continentale.

Cette nomenclature est utilisée au niveau de la marge de l'Ebre par [Stampfli & Hoëcker, 1989 ; Frey-Martinez *et al.*, 2004 ; Knertznus & Kneller, 2009 ; Urgeles *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013] et extrapolée soit à l'échelle du bassin (Maillard, 1992 ; Maillard *et al.*, 1993, 1999, 2006 ; Driussi, 2014) soit vers les autres domaines bordiers (la marge SO de Valence (Del Olmo, 1996) ; la marge Catalane (Batrina *et al.*, 1992) (figure 2-17). Cependant, les différents travaux menés au niveau de la marge Catalane (Roca, 1992 ; Tassone *et al.*, 1996 ; Roca *et al.*, 1999 ; Roca, 2001) témoignent d'une dynamique sédimentaire différente. De même, [Del Olmo, 1996] adopte un autre schéma chrono-stratigraphique, en lien aux variations relatives du niveau marin. Enfin, si la définition des cortèges sédimentaires est admise au niveau de la plateforme de l'Ebre, elle ne semble pas s'appliquer 1) au SO du bassin de Valence, 2), vers la marge Catalane, 3) vers le bassin Liguro-Provençal où d'autres unités sédimentaires se développent.

2.4.1.2. La nomenclature du groupe de [Del Olmo, 1996, 2011].

Les travaux de [Del Olmo, 1996, 2011] s'appuient sur l'analyse de diagraphies de forage et de sismique industrielle 2D au SO du bassin de Valence. Le schéma chrono-stratigraphique adopté est présenté figure 2-17, tandis que l'organisation spatiale des unités sédimentaires et leur composition sont présentées figure 2-18d. L'auteur différencie l'unité bréchique basale (M_0)

des autres formations Miocène inférieur et moyen (M_1, M_2, M_3, M_4). L'unité M_0, composée de sédiments continentaux épais rougeâtres, est interprétée comme une formation syntectonique issue des phases de compression Eocène. C'est durant cette phase de compression qui implique une élévation des hauts locaux et leur érosion/karstification, que l'origine de la formation bréchique d'Alcanar trouverait source. Pour rappel, [Clavell & Berastegui, 1991] situent cette unité à la base du groupe d'Alcanar, d'âge Aquitanien.

- **Les unités M1, M2, M3, M4,** formées d'alternance de carbonates et marnes, sont datées entre l'Aquitanien et le Serravallien terminal. Chacune de ces séquences présentent une extension de plus en plus importante dans un milieu de dépôt de plateforme externe, parfois anoxique. Les séquences M1, M2, M3 présentent des remaniements importants lors du recouvrement des systèmes karstiques et de l'unité M0. Les périodes de haut niveau marin de ces trois séquences correspondent à des rampes de carbonates de milieu calme. La séquence M3, d'âge Burdigalien supérieur à Langhien, se développe en récifs spongieux (*reef belt*), et est rattachée à la formation *d'Amposta chalk*. Cette unité M3 marque la dernière la phase de compression bétique en mer (figure 2-18d). L'unité M4, d'âge Langhien-Serravallien, marque l'arrivée de condition marine ouverte. L'auteur interprète ces quatre unités à cheval entre les groupes d'Alcanar et de Cambril (d'après la nomenclature de Clavell & Berastegui, 1991).

- **Les séquences M5, M6, M7**, sont datées du Serravallien terminal au Messinien. Pour [Del Olmo, 1996], la répartition et l'épaisseur des unités sont largement dépendantes de l'accommodation et il exsite un approfondissement des faciès vers l'OSO. Enfin, la migration de la ligne de côte fut dépendante de l'activité des failles d'extension, actives jusqu'au Pliocène-Quaternaire. Le dépôt de l'unité M6 est caractérisé par une géométrie de type plateforme-talus-bassin, de nature plutôt argileuse, liée soit à une diminution de l'apport sédimentaire, soit à une diminution de l'accommodation et/ou l'initiation de la crise climatique messinienne. Le dépôt de l'unité M7 est caractérisé par niveau argileux fins de transgression relative, suivi par des lamines organiques, qui précédent les niveaux évaporitiques au toit des dépôts de haut niveau marin relatif (épaisseur importante de sekha évaporitique sur la plateforme messinienne).

[Del Olmo, 1996] considère deux séquences Pliocène-Quaternaire (figure 2-18d). La première séquence se développe entre la base du Zancléen et le Pliocène supérieur () (interzone de *G. Garciaritae* et *G. truncatulinoides*) où l'auteur la subdivise en trois cortèges sédimentaires : un bas niveau marin relatif (LST : figure 2-18d), un cortège de transgression relatif (TST : figure 2-18d) puis un cortège de haut niveau marin relatif (HST: figure 2-18d).

2.4.1.3. La nomenclature du groupe de [Roca, 1992].

La figure 2-19 illustre les travaux de deux études menées au niveau de la marge Catalane en mer, divisée en deux zones : un domaine Nord, étudié par [Tassone *et al.*, 1996], un domaine central, étudié par [Bartrina *et al.*, 1992 ; Roca, 1992 ; Roca *et al.*, 1999].

Le domaine nord correspond à l'intersection entre le bassin de Valence et Liguro-Provençal, ainsi que la terminaison SE de la chaîne Pyrénéenne. La morphologie de la base Oligocène-Tertiaire (figure 2-19a) illustre l'imbrication de failles orientées E-O et NO-SE. Sur l'étude de [Tassone *et al.*, 1996], les failles normales d'axe NO-SE sont actives au moins à partir du Miocène moyen (profil 2, figure 2-19b), activité associée à un volcanisme au niveau des bassins de Selva et d'Empordan (figure 2-16). Les hémi-grabens de San Feliu et de Rosas, situés dans la continuité du front Pyrénéen, enregistrent des dépôts syn-tectoniques Eocène-Oligocène (unité 1 de l'étude de Tassone *et al.*, 1996 ;figures 2-17, 2-19b).

Le domaine Central est marqué par la ré-inversion des structures compressives Paleogènes, d'axe ENE-OSO, recoupant le domaine en une série de blocs basculés vers le NO et accommodant les hémi-grabens du Vallès-Penedes, El Camp, de Barcelone et de San Feliu (Bartrina *et al.*, 1992 ; Roca, 1992 ; Tassone *et al.*, 1996 ; Roca *et al.*, 1999).

Au sein des hémi-grabens de San Feliu et de Barcelone, 6 et 3 ensembles sont respectivement observés, répartis respectivement entre 10 et 9 unités (travaux de Tassone *et al.*, 1996 ; Roca *et al.*, 1999) (figure 2-17). L'étude de [Roca *et al.*, 1999] comporte une synthèse chrono-stratigraphique au niveau des principaux hémi-grabens de la marge Catalane (figure 2-19d). Trois périodes de remplissage sédimentaire sur des formations Eocènes, Mésozoïques ou Paléozoïques sont décrites dans cette étude :

- L'ensemble inférieur (O1, O2, O3, O4,) a un âge estimé entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène supérieur (figure 2-19d). Ces formations sont restreintes aux hémi-grabens. Les unités présentent une épaisseur constante, diminuant vers le NE. Les environnements de dépôt alternent entre un contexte fluviatile et lacustre. Des faciès évaporitiques témoignent d'incursions marines localisées respectivement dans les parties Est et SO des hémi-grabens de San Feliu et Barcelone. Des variations latérales de faciès sont observées au sein du bassin de Barcelone (profils 1, 2 situés figure 2-19c), évoluant entre des dépôts proximaux alluviaux à des dépôts alluviaux distaux et des successions marines évaporitiques.

- L'ensemble intermédiaire (O5, M1), d'âge estimé entre l'Oligocène supérieur et l'Aquitanien (figure 2-19d), tronque le toit de l'ensemble inférieur. Ces unités sont restreintes aux abords des structures majeures et sont recoupées par des failles normales. Marquées par de nombreuses inconformités internes, ces unités présentent des variations latérales de faciès importantes. L'unité M1 témoigne

d'un changement d'environnement majeur sur quelques kilomètres, de conditions alluviales à marines (profils 1, 2 situé figure 2-19c).

- L'ensemble supérieur (M2, M3, M4, PQ), daté estimé entre le Burdigalien et l'actuel. Ces unités sont sub-horizontales et se développent au-delà des hauts structuraux. L'unité M2 (Burdigalien-Langhien) est associée au développement de clinoformes silicoclastiques. Les unités M3, M4, PQ sont marquées par le développement successif de systèmes progradants et associées à une restriction des apports carbonatés. Cette dynamique est temporairement interrompue lors de la chute marine Messinienne.

2.4.1.4. Apport des observations du remplissage sédimentaire au sein du fossé de Vallès-Pénédes.

Les observations à terre, reportées à travers une exursion sous la direction d'Eduard Roca et D. Frizon de Lamotte en Mai 2013, témoignent d'incursions marines plus tardives (figure 2-19d). La figure 2-20 illustre les observations que j'ai pu effectuer au sein de la chaîne côtière Catalane. Ces observations sont associées à la cartographie détaillée des dépôts Néogène (issu de l'IGME). Ces informations sont associées aux travaux de [Roca, 1992] dont la figure 2-17 illustre la chartre chrono-stratigraphique de quelques bassins sélectionnés, situés en bord de côte actuel.

Au sein de ces différents bassins terrestres, les premiers dépôts continentaux sont estimés entre l'Oligocène terminal et le Burdigalien (figure 2-17). Des unités conglomératiques rougeâtres à bloc anguleux, qui peuvent évoluer latéralement en des niveaux plus fins tels que des lutites et argiles rouges, sont observés au niveau du bassin de Vallès-Pénédes. On observe deux types de dépôt conglomératique : (1) des conglomérats rouges anguleux à blocs décimétriques Paléozoïques et Triasiques ; (2) des conglomérats granoclassés présentant une base à galets centimétriques arrondis puis des dépôts argilo-silteux rouges. Ce second ensemble présente un pendage orienté SO de 30° (figure 2-20, photo A). Ces formations seraient principalement issues du démantèlement des chaînes côtières avec une direction d'apport principal du NE vers le SO. Ces unités forment principalement des successions détritiques continentales organisées en systèmes de cônes alluviaux. Le remplissage est fortement influencé par le jeu de failles extensives de direction NE-SO à NNE-SSO comme en témoigne un redressement des couches à l'approche de ces structures et/ou du socle Paléozoïque.

Les premières incursions marines avérées arrivent au Langhien au sein des bassins du Valles-Pénédes, d'El Camp et Llobregat. La nature de ces dépôts évolue le long d'une coupe perpendiculaire au fossé de Vallès-Pénédes. Aux bordures sud-est du fossé, des formations carbonatées sont discordantes sur le Burdigalien. Deux types de dépôts sont observés :

- un conglomérat à bloc sub-anguleux (Budstanstein) à matrice carbonatée, micritique. Le pendage (non mesuré) est cependant différent des conglomérats rouges du Burdigalien. Ces deux observations sont en faveur d'un âge Langhien.
- des formations de calcarénites biomicritiques, à caractère massif en banc avec des abondances d'algues coralliennes (?) et coraux monospécifiques à *Porites,* (figure 2-20, photo B). Cette formation n'est observable qu'en bordure de socle, loin des sources terrigènes.

Au centre du fossé, la transition, plus ténue, est difficile à observer (figure 2-20). Ces dépôts sont mixtes, marins à fluvio-lacustres (Vallès-Penedès et El Camp) avec des alternances calcaires, argiles rouges et conglomérats fins, formés principalement par des successions terrigènes à terrigéno-carbonatés dans des environnements de fan-delta (et/ou plateforme?) dont la source serait localisée au N-NE. La datation au Langhien est obtenue à partir des fossiles de mammifère.

Au Serravallien-Tortonien, des formations fluvio-lacustres sont cartographiées au sein des bassins d'El Camp, du Valles-Pénédes, (figure 2-20, photo C) et de Valencia (non montré ici). Aux abords de la faille du Valles-Penedes, la puissance de cette unité est maximale. Ces unités, orientées vers le SO aux abords de la faille, présentent une matrice terrigène à galets arrondis (source du Paléozoïque). Ces formations sont basculées à l'abord de la faille de Penedès, comme le montre la photo C (figure 2-20). L'érosion au toit de cette unité est comblée par des dépôts vraisemblablement Quaternaires (matrice peu indurée de la formation) qui indiquerait un basculement post-Tortonien et pré-Quaternaire. Les faciès marins deviennent restreints aux bords SO des bassins. Au Tortonien-Messinien, des formations fluvio-lacustres composent essentiellement le cœur des bassins *onshore* Catalan. Au niveau de la bordure SO, la figure 2-20 illustre une grande variété d'environnements de dépôt, allant de faciès alluviaux, péri-deltaïques à estuariens. Des formations calcaires Tortono-Messiniennes sont également répertoriées en bordure de fosse au niveau des bassins du Valles-Pénédes (figure 2-20) et de Valence (non montré ici).

Les dépôts messiniens ne sont pas enregistrés au sein du bassin du Vallès-Penedès. D'après [E. Roca, comm. pers.], la chute majeure du niveau marin lors de la crise entraîne une réorganisation des cours d'eau : selon la carte géologique, les dépôts Plio-quaternaires de la rivière *Llobregat* reposent directement sur le socle hercynien. La puissance de ces dépôts (plus de 400m au niveau d'El Papiol) (figure 2-20), pourrait indiquer une mise en place de la rivière du Llobregat lors de la crise Messinienne (Roca, comm.pers.). Un possible scénario de mise en place est proposé : durant le Tortonien, les systèmes fluviatiles issus du démantèlement de la chaîne Catalane seraient orientés vers le SO, débouchant sur la plateforme de Tarragona. Ces systèmes seraient capturés ensuite par une rivière montagneuse drainant la chaîne pré-littorale. Ce scénario engagerait deux

processus: (1) La part des mouvements verticaux associés ne serait pas étrangère à l'évolution et mise en place du système fluviatile. Le soulèvement enregistré précédemment participerait à la création de relief ; (2) La chute d'environ ~1500 m conduirait à une érosion régressive des systèmes fluviatiles drainant la chaîne Catalane. L'un de ces processus conduirait à la mise en place du Llobregat (situation figure 2-20) au plus tard à partir du Pliocène inférieur.

Synthèse

Ces premières observations concernant l'évolution des dépôts Néogènes le long de la marge du bassin de Valence nous font prendre conscience de 3 points :

- Les nomenclatures de Clavell & Berastegui (1991), Roca (1992) et Del Olmo (1996) restent des nomenclatures locales, associée à l'évolution des cortèges sédimentaires respectivement au sein des marges Tarragona/plateforme de l'Ebre, Catalane et SO Valence.Certaines correspondances ont été effectuées entre la marge Catalane et du Golfe du Lion (Roca, 2002), cependant une vision globale des dépôts sédimentaire depuis Valence vers le bassin Liguro-Provençal manque.

- Les 1er enregistrements marins sont notifiés au niveau de la marge Catalane et mis en lien avec les premiers dépôts observées au sein du Golfe du Lion (Roca, 2002). La compilation des différentes séquences sédimentaires au sein de mégaséquences lithologiques (i.e. nomenclature de Clavell & Berastegui (1991), Roca (1992) et Del Olmo (1996)), extrapolées à l'échelle du bassin de Valence, ne permet pas de distinguer les différentes sources d'apports au cours du Miocène. De même, l'évolution des mégaséquences sédimentaires vers le domaine profond Liguro-Provençal est mal connue. De nombreuses hypothèses existent quant aux questions 1) de connexions des systèmes fluviatiles montagneux aux bordures du bassin de l'Ebre et 2) à la capture et drainage du paléo-lac du bassin de l'Ebre et la mise en place du système fluviatile de l'Ebre. Les différentes hypothèses seront présentées au sein de la section suivante.

- Une dynamique sédimentaire différente est observée durant le Miocène entre le domaine Catalan, la plateforme de l'Ebre et le SO du bassin de Valence. Plusieurs processus, à l'origine de la subsidence dans le bassin de Valence, sont notés. Ces derniers sont soit basés sur l'évolution et l'ouverture du domaine Liguro-Provençal au NE, soit basés sur l'évolution de la déformation au sein du domaine Bétique. Ces propositions sont discutées au sein de la section 2.4.3.

2.4.2. La problématique de connexion du bassin de l'Ebre à la Méditerranée : l'évolution du bassin de l'Ebre.

Au niveau des Pyrénées, l'étude de [Babault *et al.*, 2006] met en évidence une surface de pénéplanation entre 2000-3000 m d'altitude. Au niveau des massifs Ibérique et Catalan, cette même surface est estimée à ~1000m (observée sur la figure 2-21) Cette surface, aujourd'hui disséquée, aurait été initiée lors du Miocène s.l. Son origine serait, selon ces auteurs, due à un remplissage à haute altitude du bassin de l'Ebre lors de la période endoréïque. Cette phase précède la vidange et l'érosion du bassin de l'Ebre, dont l'âge et le mode de mise en place sont âprement débattus au sein de la communauté scientifique. L'ampleur des dépôts érodés est considérable, surtout aux abords des massifs bordiers : on peut observer une différence de plus de 700m entre les surfaces de pénéplénation actuelle et anté-érosion (figure 2-21). Deux écoles s'affrontent : la première propose une ouverture durant le Miocène (**entre 13 et 7 Ma** (figure annexe 2 — Arenas *et al.*, 1999 ; Evans and Arche, 2002, Arche *et al.*, 2010 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2003 ; Urgeles *et al.*, 2011 ; Fillon *et al.*, 2012 ; Cameselle *et al.*, 2013) la seconde **pendant ou juste après la Crise de Salinité** et d'érosion Messinienne (Ribat *et al.*, 1983 ; Coney *et al.*, 1996 ; Babault *et al.*, 2005 ; Babault *et al.*, 2006). Les différentes zone d'ombres (et arguments) associée à la problématique de connexion de l'ancien bassin intra-montagneux de l'Ebre à la Méditerranée sont synthétisés figure 2-22. Ce débat majeur repose sur plusieurs observations et arguments :

- A terre :

  * **Remplissage du bassin de l 'Ebre** (e.g. Arenas & Pardo, 2000, Jimenez-Moreno *et al.*, 2013). Les derniers dépôts préservés Miocènes sont datés par magnétostratigraphie et études paléontologiques à 13.7 Ma. Les résultats montrent la présence d'au moins un lac central (région de Zaragosa) dont les conditions de vidange sont mal comprises.

  * **Paléo-topographie** du bassin de l'Ebre et physiographie (Babault *et al.*, 2005). Ces auteurs mettent en évidence des reliefs peu marqués mais élevés au Miocène. Les dépôts endoréïques du bassin soulignent le toit des reliefs des chaînes Ibériques et Catalane, situés à l'actuel à 1000m d'altitude (figure 2-21). Ces dépôts sont associés à une surface de pénéplanation régionale. Au sein des Pyrénées ces dépôts endorhéïques sont observées entre 2000 et 3000 m.

  * **Evolution de l'exhumation des massifs Pyrénéen et nord Catalan** (Coney *et al.*, 1996 ; Fillon *et al.*, 2012). A travers l'observation d'une excavation et érosion des dépôts endoréïques aux abords des Pyrénées, dont l'âge se situerait au Miocène, il s'agit de connaître le processus amenant à cette exhumation. Les

auteurs formulent ainsi la problématique : « quelle serait l'événement permettant d'ouvrir le bassin versant et d'excaver 2 à 3 km de sédiment ? Les auteurs émettent l'hypothèse d'une érosion régressive conduisant à la capture du bassin avant l'événement messinien (Fillon *et al.*, 2012) ou durant la crise d'érosion Messinienne (Coney *et al.*, 1996).

* **Comparaison de la remontée des Rias Pliocènes formées suite à l'événement messinien entre la marge Catalane et du Golfe du Lion** (e.g. Clauzon *et al.*, 1992 ; Suc *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012 ; Do Couto *et al.*, soumis). Suite à l'événement messinien, les canyons fluviatiles sont comblés par la séquence 'Gilbert-delta'. Ces derniers comblent l'ensemble des incisions et leurs limites spatiales permettent d'avoir une idée de la dimension à terre de l'incision fluviatile. Au toit de ces Gilbert-delta, une surface d'abandon marine, datée à 2 Ma (Mocochain *et al.*, 2009), fournit une information paléo-topographique et paléo-environnementale des domaines aujourd'hui émergés (i.e. la marge Catalane par exemple). Ces unités sont observées jusqu'à plus de 300 km en amont du rivage actuel au niveau du Rhône, tandis que ces dépôts semblent localisés en aval de la chaîne Catalane (ou bien au niveau du bassin de Mora, bassin intra-montagneux de la chaîne Catalane, J.P. Suc, comm. pers.) soit environ 50 km seulement en amont du rivage actuel de l'Ebre. La différence de pénétration de l'incision correspond-elle à la présence d'une barrière tectonique entravant la remontée de l'incision, ou à la présence d'une rivière plus modeste, d'un proto-Ebre ou d'une simple rivière de montagne ?

- En mer :

* **des prismes progradants Serravallien-Tortonien** dont l'origine serait proche de l'embouchure actuelle de l'Ebre sont mis en évidence par [Urgeles *et al.*, 2011 et Cameselle *et al.*, 2013]. Les auteurs relient leurs développements à l'ouverture du bassin anciennement endoréïque de l'Ebre. L'observation de la vallée incisée Messinienne sur la plateforme de l'Ebre suit la même interprétation.

* **Le paradoxe de la dimension spatiale de l'incision Messinienne.** L'amplitude verticale de l'incision messinienne semble sensiblement du même ordre de grandeur que celle observée dans le domaine marin du Golfe du Lion, mais et réduite à la plateforme de l'Ebre. Une corrélation a été mise en évidence par Babault *et al.* (2005) entre les aires de drainages actuelles et la dimension des incisions fluviatiles messiniennes. Cette corrélation ne s'applique malheuresement pas pour l'incision observée sur la plateforme de l'Ebre, où le

bassin de drainage actuel est du même ordre de grandeur que celui du Rhône, mais la longueur de l'incision n'est que de l'ordre de 80km[2].

* **la présence d'une petite incision fini-messinienne,** centrée dans l'axe du bassin de Valence est mise en évidence par [Escutia & Maldonado, 1992 ; Maillard *et al.*, 2006]. La mise en place de ce système est généralement liée dans la littérature à l'inititation des systèmes sédimentaires au Pliocène et à l'actuel. Un lien possible avec l'incision observée sur la marge de l'Ebre au Messinien peut être associée à l'incision Messinienne sur la plateforme de l'Ebre. On peut alors s'interroger sur la mise en place d'un tel système est-il nécessairement lié à la mise en place du bassin versant actuel de l'Ebre ?

* **l'unité stratigraphique de Castellon** qui selon [Evans and Arche, 2002 ; Arche *et al.*, 2010 ; Roca, comm. pers. et Cameselle *et al.*, 2013] pourrait se mettre en place avec l'ouverture du bassin de l'Ebre. [Arche *et al.*, 2010] proposent une carte d'épaisseur du groupe de Castellon au niveau de la marge de l'Ebre. Leurs interprétations mettent en lumière un « paquet » sédimentaire orienté vers le SO. Cependant l'érosion Messinienne a partiellement effacé l'histoire Tortono-Messinienne pré-crise, rendant l'estimation de l'épaisseur et de l'orientation de dépôt difficile. Cameselle *et al.* (2013) relie le développement de la partie supérieur de la formation de Castellon à l'événement Messinien. Les volumes associés à cette cartographie, dans le cas d'une ouverture complète du bassin de l'Ebre, ne peut correspondre à un drainage important au paroxysme de la crise Messinienne. Deux hypothèses peuvent être alors formulées : soit le système fluviatile Messinien de l'Ebre est peu développé[3], soit les dépôts détritiques associés à l'événement Messinien se répartissent bien plus en aval de la plateforme actuelle de l'Ebre[4]

- Via les modélisations :

2 Pour rappel, la longueur d'incision liée au système du Rhône est estimé à plus de 400km, depuis le nord de Lyon jusqu'à son embouchure.

3 Le bassin de drainage associé au système fluviatile de l'Ebre Messinien serait alors limité à la chaîne Catalane et/ou la bordure externe du bassin endoréïque de l'Ebre. Le réseau fluviatile interne au bassin de l'Ebre n'est pas capturé par un fleuve côtier Méditerranéen.

4 Dans cette hypothèse, nous suggérons la présence d'un système fluviatile drainant une partie ou l'ensemble du bassin anciennement endoréïque de l'Ebre. Les dépôts érodés se répartiraient en bordure de plateforme continentale et plus en aval dans le bassin de Valence.

* **soit modélisation de l'érosion fluviatile** [modélisation par le logiciel EROS et estimation du remplissage sédimentaire (Babault *et al.*, 2006)]. Cette modélisation présente différents cas d'ouverture (ou non-ouverture) du bassin de l'Ebre à la Méditerranée et l'impact de la crise Messinienne sur l'incision. En se fondant sur les flux sédimentaires ainsi que sur la dimension du bassin versant, les auteurs concluent à une mise en place du système fluviatile de l'Ebre pendant ou bien juste après la crise messinienne.

* **soit par modélisation 3D des interactions entre sédimentation, érosion et évolution tectonique** à long terme du bassin de l'Ebre (Garcia-Castellanos *et al.*, 2003). Le modèle utilise une synthèse de travaux effectués sur les différents aspects structuraux du bassin de Valence, des chaînes, des flux sédimentaires associés et de la paléo-climatologie. Leurs observations tendent à montrer une ouverture au Serravalien-Tortonien du système par débordement du paléo-lac (ou bien avec l'effet combiné d'une érosion régressive).

2.4.3. Histoire Néogène du bassin de Valence : segmentation & contexte de dépôt

La question des processus à l'œuvre dans l'évolution verticale Néogène du bassin de Valence est fortement débattue (cf. section 1. et figures 2-14 & 2-17). Ainsi, de nombreux modèles d'évolution du bassin ont été proposés, empruntant des approches différentes fondées sur des données géophysiques, sédimentologiques et structurales ou cinématiques, qui peuvent se regrouper en trois familles :

- La vision 'bétique', qui prône une formation et subsidence du bassin de Valence due à la progression vers le nord du front de compression bétique durant le Miocène (Roca, 1992 ; Del Olmo, 1996)

- La vision 'provençale', qui prône une extension à peu près synchrone du bassin Liguro-Provençal puis du bassin de Valence durant l'Oligo-Miocène Rehault *et al.*, 1984 ; Maillard, 1992 ; Mauffret *et al.*, 1995; Maillard & Mauffret, 1999 ; Roca, 2001 ; Driussi, 2014 ; Ayala *et al.*, 2015.

- Une vision intermédiaire (e.g. Mauffret, 1976 ; Le Cann, 1987 ; Olivet, 1996), qui, fondée sur des contraintes au sein du bassin Liguro-Provençal, prône un mouvement synchrone des blocs Corso-Sarde et Minorque (donc création d'un bassin Liguro-Provençal et au nord de Valence) sans impliquer de forts mouvements cinématiques des blocs Ibiza-Majorque.

La majeure partie des reconstructions à l'échelle du domaine Ouest-Méditerranéen utilise la vision 'provençale' (*cf.* section 2).

La révision de ces modèles est essentielle, d'une part pour mieux comprendre les différentes hypothèses sur l'évolution verticales du bassin et au moins établir leurs limites, et d'autre part pour contraindre au mieux les processus impactant les sédiments Néogènes.

2.4.3.1. La vision Bétique' ou le bassin de Valence vu comme un domaine d'Avant-pays : les modèles de [Roca, 2001 ; Del Olmo, 1996].

Les modèles du groupe 'Bétique' proposent l'idée d'une segmentation du bassin de Valence selon un axe ENE-OSO (Roca, 1992, figure 2-23) avec un domaine Catalano-Valencien, comprenant globalement la marge NE Ibérique, et un domaine Bético-Baléare, comprenant la moitié Sud du bassin de Valence et l'archipel des Baléares.

[Roca, 1992], dont les travaux concernent l'ensemble de la marge NE Ibérique, et plus précisément la marge Catalane (approche Terre-Mer) ainsi que l'archipel des Baléares, se fonde sur les relations géométriques et stratigraphiques décrites au niveau des successions Néogènes. L'auteur utilise une approche terre-mer en incluant les données bibliographiques sur la structuration, le magmatisme et la structure profonde du pourtour Valencien. Les interprétations stratigraphiques en mer se fondent sur la nomenclature de [Soler *et al.*, 1983 ; Clavell & Berastegui, 1991]. Deux échelles d'observation sont analysées, la première concerne uniquement le domaine Bético-Baléares, la seconde plus générale sur l'ensemble des domaines Catalano-Valencien et Bético-Baléares. Cette distinction est importante car les phases d'évolution ne sont pas communes : à l'échelle locale, trois phases sont documentées tandis qu'à l'échelle régionale (englobant l'évolution de l'ensemble du bassin), 2 phases uniquement sont décrites. Ainsi au niveau du seul domaine Bético-Baléares (échelle locale), ces étapes sont :

- **Etape 1 : Aquitanien-Burdigalien inférieur** : Cette période est caractérisée par le développement de structures extensives au niveau des Bétiques orientales (Baléares) et compressives dans les Bétiques centrales. Cette phase est caractérisée par le développement de failles normales d'axe NO-SE et de petits plis d'axe ENE-OSO au nord d'Alcoi dont la géométrie interne témoigne de discordances progressives (d'après Ott d'Estevou *et al.*, 1988, cités dans Roca, 1992). Au sein des fossés de Bicorb-Quesa (partie SE du bassin de Lliria-Valencia ; situation figures 2-5, 2-15), les successions Burdigaliennes sont liées à une activité extensive. Au sud, les successions Burdigaliennes qui se situent au large de synclinaux ENE-OSO, sont composées de turbidites incluant une grande quantité de blocs arrachés et remaniés (Ott d'Estevou *et al.*, 1988 ; cité dans Roca, 1992), qui enregistrent le début de la formation de structures compressives à vergence NNO. Au sein du bassin du bassin de Bicorb-Quesa, on note des déformations

diapiriques de la succession Burdigalienne (De Ruig, 1990 & Santisteban *et al.*, 1983) ainsi qu'une réactivation au Miocène supérieur (Cater, 1987)

- **Etape 2 : Burdigalien supérieur-Serravallien inférieur** : Cette étape marque une intensification de la migration du front de chevauchement vers le NNO qui va durer durant l'ensemble du Burdigalien supérieur et du Langhien, avec un paroxysme daté au Serravallien inférieur. La phase paroxysmale est située au Serravallien inférieur car elle remobilise les précédents dépôts compressifs. Les dépôts Burdigalien-Langhien, au sein des synclinaux d'axe ENE-OSO, illustrent d'importantes variations de faciès de dépôts, de discordances angulaires progressives et de niveaux d'olistrolithes.

- **Etape 3 : Serravallien supérieur-Tortonien basal** : Séparés des stades antérieurs par une importante discordance régionale enregistrant la phase de compression paroxymale, les dépôts postérieurs sont affectés par de petits plis orientés E-O à ENE—OSO (Geel *et al.*, 1992, cités par Roca, 1992).

A l'échelle régionale du domaine Catalano-Baléares, la synthèse de [Roca, 1992] décrit deux phases : entre l'Oligocène terminal-Miocène moyen et du Miocène moyen à l'actuel (figure 2-24). La formation du domaine Bético-Baléares (étapes 1 et 2 précédentes) qui comprend l'ensemble des îles Baléares est incorporée dans la 1ère phase.

- **Phase 1 : Oligocène terminal-Miocène moyen** : On y observe la première étape de structuration du bassin de Valence avec le développement de structures extensives d'axe ENE-OSO, observables au NE du bassin (figure 2-24). Le mouvement extensif va générer : a) la formation de systèmes de horsts et graben ENE-SOS à NS et dans le domaine SE de la cordillère Ibérique et b) l'enfoncement de bassins situés au bord des systèmes Mésozoïques. Cette phase verrait la formation d'un système de plis et d'enclavement au sein du promontoire Baléares, Bétiques orientales et SE du bassin de Valence. Durant cette phase, trois périodes sont reconnues :

  * les extensions au sein du domaine NE sont plus précoces, à l'Oligocène supérieur, tandis que dans la partie sud-occidentale, les structures extensives seront initiées durant le Miocène inférieur ;

  * l'activité extensive va diminuer dès le Burdigalien inférieur et va se concentrer au sein des domaines Nord-Occidental et du domaine Catalano-baléare ;

  * initiés durant l'Oligocène supérieur dans le domaine SE du promontoire Baléares, les systèmes d'enclavement Bétique (chevauchements) vont affecter les domaines nord-occidentaux du bassin, et ce jusqu'à la fin du Langhien-Serravallien, amenant à la construction du domaine SE du domaine Catalano-Baléares (i.e. le promontoire Baléares et les Bétiques orientales). La migration vers le NO du front de chevauchement va entraîner une réduction du domaine Catalano-Baléares. Les précédentes fractures extensives de l'Oligocène terminal-Miocène basal vont être alors

ré-inversées durant cette dernière étape.

- **Phase 2 : Miocène moyen-Quaternaire** : Suite à l'édification des systèmes de chevauchement au sein du domaine Bético-Baléares-Catalan, cette phase est caractérisée par un effondrement de la chaîne, entraînant une extension des anciens systèmes compressifs. Ainsi, à partir du Serravallien (promontoire Baléares) et du Tortonien inférieur (Bétiques orientales), l'édifice Bético-Baléares se structure en un système de horts et graben orientés globalement ENE-OSO, résultant de la réactivation des anciennes structures. Ces failles extensives sont de deux types, planaires à base subhorizontale à légèrement inclinée vers le SE & listriques à plan préférentiellement incliné vers le SE (Roca, 1992). Pour [Del Olmo, 1996], l'effondrement de la chaîne va engendrer une subsidence généralisée au sein du domaine de Valence.

Le travail de [Del Olmo, 1996], concerne la marge nord du domaine Alboran ainsi que le SO de la plateforme de l'Ebre, et se fonde sur l'analyse des séquences de dépôts *via* l'interprétation de sismique et de diagraphies de forages industriels (voir figure 2-17). L'auteur choisit plusieurs lignes maîtresses (hypothèses de base) pour ses observations :

- l'axe NO-SE du bassin de Valence est subparallèle à l'axe de compression Bétique.
- Le bassin présente des similarités avec le bassin d'avant-pays du Guadalquivir.

Bien que moins détaillé que les travaux de [Roca, 1992], le calendrier tectonique des deux études va dans le sens d'une subsidence du domaine de Valence contrôlée par l'évolution tectonique de la chaîne Bétique, avec une segmentation du bassin s'effectuant selon un axe NO-SE. Ainsi, les dépôts d'âge Aquitanien-Burdigalien sont contrôlés par une phase extensive en environnement peu profond. Au Langhien-Serravallien, le domaine est contrôlé par la progression du front bétique, dont la dernière manifestation a lieu lors du dépôt de la séquence M_3 (figure 2-18d). La dernière phase d'activité est scellée par le dépôt de la séquence M_4, estimé entre le Langhien-Serravallien. Les dépôts postérieurs témoignent d'un changement de dynamique sédimentaire associé à (1) un effondrement de la chaîne bétique, provoquant une augmentation de la subsidence du bassin, (2) un fort apport sédimentaire venant de la côte et associé à (3) une augmentation du niveau marin.

Une ambiguïté persiste quant aux processus influençant la marge NE Ibérique : pour [Roca, 1992], la dynamique d'extension semble être contrôlée par le retrait du panneau plongeant Téthysien, à partir de l'Oligocène. Pour [Del Olmo, 1996], cette dynamique pourrait être liée à une réponse tectonique de grande longueur d'onde par rapport à la dynamique bétique.

2.4.3.2. La vision « Provençale » ou un bassin vu comme un domaine arrière-arc avorté (segmentation NE-SO)

Ces modèles [Mauffret, 1976 ; Rehault *et al.*, 1984 ; Le Cann, 1987 ; Maillard, 1992 ; Olivet, 1996 ; Maillard & Mauffret, 1993, 1999 ; Roca, 2001 ; Driussi, 2014] proposent que l'ouverture du bassin de Valence soit liée au retrait des blocs Baléares au Néogène en prolongation SO de l'ouverture du bassin Liguro-Provençal. Deux points épineux demeurent dans cette hypothèse : (a) l'âge de fin de *rifting* au sein du bassin de Valence et (b) la position initiale et l'importance des mouvements horizontaux des blocs Baléares issus de l'extension du bassin de Valence. Nous illustrerons d'abord les observations effectuées au sein du Golfe du lion par [Bache, 2008 ; Leroux, 2012], puis nous exposerons les problématiques liées au bassin de Valence.

Au sein du Golfe du Lion, les différents bassins enregistrent les premiers dépôts continentaux liés à une activité extensive à partir du Priabonien (37,8 à 33,9 Ma). Cette activité précoce, Eocène-Oligocène, avec une direction d'extension générale E-W, est reliée au *rifting* Ouest-Européen (Séranne, 1999). Une seconde phase de rifting, avec une direction d'extension NO-SE, réactive ces anciens bassins Eocènes (c'est le cas des bassins de Camargue et d'Alès) ou permet, par accomodation, le dépôt de séries continentales en inconformité sur d'anciens dépôts Eocène/socle (c'est le cas des bassins de l'Hérault, Narbonne-Montpellier — figure 2-15, Séranne, 1999). Ces deux phases sont bien distinctes par leur différence d'orientation entre les *rifts* et leurs géométries de bassins et leur amincissement (Bois, 1993 ; cité d'après Bache, 2008). L'initiation de la deuxième phase de *rifting* est contemporaine de la mise en place d'un volcanisme calco-alcalin en Sardaigne, relatif à un début de retrait de la subduction au SE de la Sardaigne (e.g. Séranne, 1999 ; Carminati *et al.*, 2012). L'âge des 1er dépôts continentaux au sein de ces bassins, du Rupélien supérieur (~30 Ma), n'est cependant pas contemporain du volcanisme de subduction (38 Ma : volcanisme de Calabona, Sardaigne) (Lustrino *et al.*, 2009 ; Carminati *et al.*, 2012).

La *break-up unconformity* correspond soit à la fin des activités tectoniques (Bessis & Burrus, 1986, cités par Bache, 2008 – entre les marqueurs orange de la synthèse A, figure 2-17, estimée entre l'Aquitanien supérieur et le Burdiaglien moyen), soit à la base d'une transgression majeure d'âge Aquitanien sup. dans les bassins et Burdigalien sur les horsts (Gorini, 1993, cité par Bache, 2008 - marqueur bleu de la synthèse A, figure 2-17). Au niveau des bassins du Golfe du Lion, l'ensemble des auteurs s'accorde à la situer au sein de l'Aquitanien supérieur **(~21 Ma)**, datée à partir de la biostratigraphie (Cravatte *et al.*, 1974 ; cité par Bache, 2008) et les relations tectono-stratigraphiques (e.g. Gorini, 1993 ; Séranne *et al.*, 1999 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2010).

Au sein du bassin de Valence, la plupart des auteurs s'accordent sur une initiation plus tardive du *rifting*, soit à partir de l'Oligocène supérieur-terminal (Bartrina *et al.*, 1992 ; Maillard, 1992 ;

Maillard & Mauffret, 1999 ; Roca, 1992, 2001 ; Roca *et al.*, 1999 ; Séranne *et al.*, 1999), soit à partir de l'Aquitanien (Clavell & Berastegui, 1991) (voir figure 2-17). Les 1er dépôts, continentaux à lagunaires, sont supposés d'âge Oligocène supérieur (graben de Barcelona-San Feliu) ou Aquitanien-Burdigalien (graben de Valles-Pénédes (Roca *et al.*, 1999). La *break-up unconformity* est bien plus floue et discutée que dans le Golfe du Lion :

- [Roca, 1992 ; Roca *et al.*, 1999] proposent trois périodes d'activité à partir de l'étude des relations tectono-sédimentaires au niveau de la marge Catalane : (1) une période pré-*rift* Eocène moyen-Oligocène inférieur-moyen liée à une phase compressive ; (2) une période de rifting datée entre l'Oligocène supérieur et le Burdigalien inférieur, liées à l'inversion des anciens systèmes compressifs et d'une géométrie sédimentaire déformée et en éventail ; (3) une activité post-rift à partir du Burdigalien moyen-supérieur associée à une faible activité tectonique et une subsidence de l'ensemble du domaine.

- [Maillard, 1992 ; Maillard & Mauffret, 1993, 1999] proposent aussi 3 périodes de *rifting* mais situées durant le Miocène inférieur et moyen. La phase initiale, associée au groupe d'Alcanar (Oligocène ? – Miocène inférieur), est marquée par un approfondissement rapide le long de failles normales. Cette phase est suivie d'une seconde de plus faible intensité puis durant le dépôt de la formation d'Amposta (Burdigalien sup.-Serravallien), et d'une dernière phase de *rifting* qui affecte les bassins (Maillard, 1992). [Maillard & Mauffret, 1999] observent des évidences de réactivations extensives entre le Miocène et le Quaternaire, qu'ils associent à une importante anomalie thermique au SO du bassin de Valence.

- [Clavell & Berastegui, 1991] proposent à partir de l'étude des séquences sédimentaires du bassin de Tarragona et de la marge de l'Ebre deux périodes d'activités. La période de *rifting* est datée entre l'Aquitanien (?)-Serravallien supérieur (23-12 Ma) et scelle le jeu des failles (figure 2-18b) Cette période est associée aux séquences d'Alcanar et de Cambril avec des dépôts peu profonds. La phase post-rift, datée entre le Tortonien basal et l'actuel, est caractérisée par les séquences progradantes de Castellon et de l'Ebre.

Entre le rifting et le post-rift : la question du drifting des blocs Baléares

[Clavell & Berastegui, 1991 ; Maillard, 1992 ; Maillard & Mauffret, 1993, 1999] propose, dans le cas des modèles d'ouverture du bassin en arrière-arc, une rotation horaire des blocs Ibiza-Majorque-Minorque, a contrario des mouvements antihoraires des blocs Corso-Sarde. Cette ouverture en « porte de saloon » est accommodée le long de la Zone de Tranfert Nord-Baléares (North Balearic Transfer Zone - NBTZ), définie par [Maillard, 1993 ; Maillard & Mauffret, 1993, 1999].

Lors de la période de drifting des blocs Corso-Sarde, différents âges et rotations antihoraires de ces blocs sont proposés (voir figure 2-14). L'ensemble de ces travaux se basent sur des arguments paléo-magnétiques et/ou stratigraphiques : (1) [Edel, 1980 et Montigny *et al.*, 1981] proposent une rotation antihoraire de 20-30° de la Sardaigne entre 21,7 et 17,5 Ma ; (2) [Gattacceca *et al.*, 2007] proposent une rotation du bloc Sarde de 45° entre 20,5 et 15 Ma, dont le paroxysme est situé entre 20 et 18 Ma; (3) [Ferrandini *et al.*, 2003] proposent une rotation antihoraire de la Corse entre 21-13Ma et 15Ma ; (4) [Speranza *et al.*, 2002] donnent une rotation de 23° du bloc Corso-Sarde entre 19 et 16 Ma.

Au sein du bassin de Valence, deux écoles peuvent être distinguées du point de vue de l'importance des mouvements du bloc Corso-Sarde :

- [Maillard, 1992 ; Maillard & Mauffret, 1999] proposent une diminution de l'amincissement depuis le bassin Liguro-Provençal vers le SO du bassin de Valence. Cette diminution est accommodée par 3 zones de fractures NO-SE (NBFZ, Central Fracture Zone (CFZ), Ibiza Fracture Zone (ICZ)), situées respectivement entre les blocs Sardaigne-Minorque, Minorque-Majorque et Majorque-Ibiza (figure 2-25). Les auteurs attribuent un déplacement de l'ordre de 113km pour Minorque, 93km pour Majorque. Bien qu'affectant le bloc Ibiza, l'ordre de grandeur de son déplacement n'est pas fourni (au moins deux fois moindre que pour Majorque). A l'échelle du bassin, l'extension crustale au sein du bassin de Valence est estimée entre 74 et 87km le long du profil ESCI (Vergès & Sabat, 1999) et entre119 et 134km en tenant compte du promontoire Baléares (Roca *et al.*, 1999). Pour rappel, l'estimation des épaisseurs crustales du Bassin de Valence utilisée par ces auteurs comprend les séquences Mésozoïques.

- [Le Cann, 1987 ; Olivet, 1996] proposent des modèles cinématiques centrés sur le meilleur ajustement possible des blocs Corso-Sarde avant l'ouverture du domaine Liguro-Provençal. Le recouvrement ainsi obtenu des socles, estimés à 20km au niveau des bouches de Bonifacio (contact Sardaigne-Corse) et de 60km entre Minorque et le Sud-Sardaigne et implique un mouvement horaire vers le SE de Minorque au cours de la dérive du bloc Corso-Sarde (Mauffret, 1976 - figures 2-26a, 2-26b). A l'inverse, les blocs Ibiza et Majorque n'opèrent que peu (une dizaine de km) ou pas de déplacement anti-horaire.

2.4.4. Structuration du domaine Adriatique.

Au cours du Néogène, et ce jusqu'à l'actuel, le domaine Adriatique a été fortement contraint par l'édification de la chaîne des Apennins. Cette chaîne fait partie du système Maghrébo-Apennin (Carminati *et al.*, 2004, 2010, 2012), ensemble issu du retrait des blocs AlKaPeCa (Alboran,

Kabyle, Peloritain, Calabre), de la Corse et de la Sardaigne vers le Sud, le Sud-Est et l'Est.

Afin de contraindre le contexte environnemental et bathymétrique du domaine Adriatique au cours du Néogène et plus particulièrement, au Tortono-Messinien, il est nécessaire (1) d'identifier dans un premier temps, les structures majeures et dépôt-centres associés à la propagation de la déformation puis (2) de définir les domaines impliqués en fonction de l'âge de flexure de la plaque Adria. Concernant ce dernier point on pourra s'appuyer sur l'identification des bassins et plateformes Mésozoïque (section 2.2.2.) qui jouent un rôle primordial sur l'évolution des environnements de dépôt de part et autre du promontoire de Gargano.

2.4.4.1. Structuration générale du domaine

La figure 2-27 illustre deux représentations structurales du système orogénique Maghrébo-Apennin, avec un focus sur notre zone d'étude. Plusieurs domaines structuraux sont répertoriés (figure 2-27a). On peut relever d'Ouest en Est:

- Un domaine en extension, Tyrrhénien et péri-Tyrrhénien, exprimé ici comme des domaines crustaux peu épais d'environnement profond (bathymétrie de plus de 3000m) avec parfois présence de basalte à affinité océanique. Sur la marge péri-Tyrrhénienne, on retrouve plusieurs édifices volcaniques Plio-Pleistocène ainsi que des failles normales contrôlant l'évolution de bassins sédimentaires néogènes orientés préférentiellement Nord-Sud.

- La chaîne Apenninique interne en « collapse ». Ce domaine se compose des unités tectono-stratigraphiques suivantes : les Calabride, Liguride et Sicilide. Ces dernières sont transportées vers le NE. Les nappes ainsi charriées structurent le front externe de la chaîne des Apennins (figure 2-27a, b). Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, la chaîne des Apennins se compose des unités paléogéographiques suivantes :

    * Unités des Lazio-Abruzzi & Campania-Luciania (ancienne plateforme carbonatée)

    * Unités des Abruzzi & Umbria-Marche (respectivement ancienne rebord de plateforme et bassin pélagique)

    * Unités des Lagonegro-Sannio et Sannio-Molise (ancien domaine profond mésozoïque)

L'épaisseur totale imbriquée de ces unités qui présentent des structures en duplex[5] correspondrait à environ 7-8km. Ce domaine (*Outer Apenninic Chain*= OAC) recouvre le domaine d'avant-pays Adriatique-Apulie et les bassins d'avant-pays.

5 Répétition successive de nappe de chevauchement présentant les mêmes niveaux et/ou associée à un niveau de décollement commun

- Les bassins flexuraux de la plaine du Pô, occidental, oriental, de Pescara et Bradanic, (1, 2, 3, 4 sur la figure 2-27a) se développent sur la marge continentale des domaines peu/pas déformés de l'Adria (plateforme Apulienne, Dalmatienne ?). Il s'agit des plus jeunes bassins flexuraux (Pliocène inférieur-Pléistocène) dus à un épaississement crustal et une migration importante de la déformation vers l'Est. Le bord Ouest de ces domaines est recouvert par des unités allochtones liées à une tectonique type « *thin-skinned* ». Les bassins de la plaine du Pô et Pescara se développent sur la plateforme Dalmatienne au sein du CAB (CAB : *Central Adriatic Basin*), tandis que le bassin de Bradanic se développe sur la plateforme Apulienne. Le SAB (SAB : *South Adriatic Basin*) est quant à lui contrôlé par le front des Albanides, amenant à la formation du bassin flexural Sud Adriatique.

- Le domaine Adriatique-Apulien correspond aux promontoires émergés de Gargano présentant sur leur bord Ouest un système de failles normales plongeant vers l'Ouest (*prograding downstepping of the foreland*). Les plateformes Dalmatienne et Apulienne sont séparées par le bassin profond Adriatique. Ce dernier est fortement déformé par plusieurs systèmes tectoniques (ride medio-Adriatique, ride de Tremiti, système tectonique de Mattinata) au cours du Néogène.

La figure 2-28 illustre la répartition spatiale des dépôts Néogènes le long de la chaîne des Apennins, associée aux structures tectoniques majeures. Le promontoire de Gargano se situe à l'interface des fronts de déformation Apennins à l'ouest et Dinaride-Albanide à l'Est, à la limite entre Apennins central et sud. Le promontoire est aussi centré autour de différentes structures secondaires (ride médio-Adriatique, de Tremiti et de Mattinata), dont le rôle au cours du Néogène est encore en débats.

La distinction entre chaîne centrale et sud Apennine est primordiale (figure 2-27b ; figure 2-28 ; figure 2-29) :

- Elle peut être observée sur la cartographie des domaines en flexure le long de la chaîne des Apennins (figure 2-27b). Pour les différentes périodes Néogènes, le domaine central Apennin est désaxé par rapport au domaine sud Apennins. La largeur de la zone de flexure est aussi beaucoup moins importante au sud qu'au centre des Apennins.

- Elle est marquée par un style structural à l'échelle du bassin Adriatique différent (figure 2-29a, d'après Fantoni & Franciosi, 2008, 2010). La chaîne des Apennins centrale serait marquée par la présence de nombreuses surfaces de décollement, localisées à la fois au sein des dépôts Triasique, Jurassique et Messinien, mais aussi au sein du socle Varisque. Les rampes de chevauchement ainsi formées durant le Néogène engloberaient la colonne

sédimentaire Méso- et Cénozoïque et, pour les rampes les plus profondes, le socle cristallin (= tectonique « *thick-skinned* »). Le domaine Sud-Apennin serait lui marqué par la présence de niveaux de décollements au sein des unités Triasiques et, à l'interface entre les domaines paléogéographiques, de la plateforme carbonatée d'Apulie et du domaine profond pélagique du Lagonegro-Sannio-Molise (e.g. Vezzani, 2010). Les rampes de chevauchement formées durant les différentes phases de compression n'impliqueraient au sud que les domaines carbonatées (peu profonds ou profonds), la rampe de chevauchement la plus distale (observée figure 2-29a, coupe 8) ne présentant que les unités sédimentaires détritiques Oligo-Miocène déposées sur les anciennes formations profondes des bassins Mésozoïques (= tectonique « *thin-skinned* »).

Les domaines Central et Nord Apennins sont en effet caractérisés par d'importants dépôts détritiques au sein de bassins d'avant-fosse, notamment au cours des phases compressives Tortono-Messinienne et Plio-Pleistocène. Au sein du domaine Sud Apennin, les dépôts Plio-Pléistocène sont séparés en deux ensembles : les bassins soulevés (*top-thrust basin*) englobant des dépôts Tortonien à Pléistocène, puis le bassin d'avant-fosse de Bradanic (situation figure 2-28), ne comprenant dans sa partie non chevauchée que des dépôts du Pliocène supérieur au Pléistocène (Vezzani, 2010).

On pourra donc s'interroger sur l'évolution des environnements de dépôts au cours des différentes phases compressives, dont la synthèse, effectuée par [Vezzani, 2010], est décrite plus succinctement section 2.2.2. Associées à ces déformations majeures, plusieurs structures secondaires citées précédemment ont un rôle complexe dans l'évolution géodynamique du domaine Adria.

2.4.4.2. Situation du promontoire de Gargano autour des rides Medio-Adriatique, Tremiti et le système de Mattinata.

L'implication de la ride médio-Adriatique, du système de Tremiti et du système de Mattinata au sein des différents processus tectoniques ainsi que leur âge de manifestation au cours du Mésozoïque et Néogène sont sujets à débat.

La ride Medio-Adriatique

La ride medio-Adriatique (définie par Finetti, 1982) correspond à l'axe central de la mer Adriatique, caractérisé par la présence de structures anticlinales, orientées NO-SE. Cette structure est aussi définie sous le terme de « chaîne de déformation d'Adriatique centrale » par [Argnani & Gamberi, 1995]. L'ensemble de la structure correspond à une succession de structures hautes, alignées NO-SE, et parfois constituées de diapirs perçants, telle la structure de Mizar (Bally *et al.*, 1986; Casero & Bigi, 2012). Les strates Pliocène faillées et la présence d'éventails sédimentaires suggèrent une inversion tectonique Néogène le long d'anciens systèmes extensifs, ayant joué durant

le Jurassique-Crétacé et Crétacé supérieur-Paléogène, au bordure de la plateforme Dalmatienne [De Alteriis, 1995 ; Scisciani & Calamita, 2009]. Certains auteurs (e.g. Fantoni & Franciosi, 2008, 2010) que cette déformation soit de type « *thick-skinned* » (impliquant le socle cristallin). Au niveau régional, l'ensemble présente différentes interprétations :

- [Bally, 1986 ; Ori *et al.*, 1991 ; De Alteriis, 1995 ; Scrocca, 2006] l'interprètent comme un système de failles à vergence Est, issues du front de déformation des Apennins. Pour [Scrocca *et al.*, 2003], cette structure limite le front de déformation externe des Apennins à l'actuel, dont le passage avec le front de déformation sud Apennin, formant la fosse de Bradanic, correspondrait à l'axe de Tremiti.

- Pour [Scisciani & Calamita, 2009], la nouvelle inversion de ce système serait liée à une réorganisation des forces aux limites des microplaques formant l'ensemble Adriatique durant le Pliocène.

La ride de Tremiti

La ride de Tremiti est localisée au niveau de la marge nord de la plateforme Apulienne (Figure 2-28). Elle est caractérisée par un axe SO-NE, perpendiculaire à celui de la ride médio-adriatique. L'archipel situé en son centre montre à l'affleurement différentes formations calcaires marines peu profondes datées du Jurassique-Crétacé, Eocène, Aquitanienne-Tortonienne et Pliocène moyen-supérieur (Andriani *et al.*, 2005). Les données géophysiques et de forage décrivent une série de diapirs perçants issus des formations salifères Triasiques, d'axe SO-NE. Différentes interprétations sont associées à ce système.

[Festa *et al.*, 2013] l'identifient comme une tectonique salifère datée du Miocène supérieur à l'actuel, et située au niveau d'une ancienne structure de basse amplitude Mésozoïque. Pour ces auteurs, le développement de cette ride a nécessité un raccourcissement d'orientation NO-SE, à l'aplomb d'une ancienne faille d'extension à plongement SE, d'âge Jurassique-Crétacé. Ils associent le développement de la ride de Tremiti au même processus de fonctionnement que la ride médio-Adriatique. Un jeu extensif orienté NO-SE aurait eu lieu au Jurassique-Crétacé, au rebord de la plateforme Apulienne, suivi d'un jeu transpressif lié à la propagation du front de déformation des Apennins. [Funiciello *et al.*, 1991 ; Festa *et al.*, 2013] voient ainsi la ride de Tremiti comme un axe transformant faisant la jonction entre la ride médio-adriatique et le front de déformation des Apennins.

Le système de Mattinata

Le système faillé de Mattinata est une structure orientée E-O, d'une longueur d'environ 50km à terre et s'étendant sur 150km en mer au sud de la péninsule de Gargano (Figure 2-28). Le

bassin en *pull-appart* de Sant'Egidio (au sud du seuil de Gargano) (situation figure 2-28), associé à ce système faillé, témoigne d'un jeu transformant dont l'âge de manifestation et le sens de mouvement sont encore débattus (Argnani *et al.*, 2009). Son origine serait aussi incertaine car il n'y a pas de relation claire avec le front de déformation Apennin (Bigi, 1990) et le système ne semble pas être connecté aux fronts des Dinarides/Albanides (Argnani *et al.*, 1993). Ainsi sa continuité en mer est décrite sous différents termes, *Gondola Line* par [De Dominicis and Mazzoldi, 1987], *South Gargano deformation belt* par [Argnani *et al.*, 1993].

La synthèse des différentes études terrestres et l'analyse stratigraphique du domaine Sud Adriatique, met en lumière plusieurs réactivations du système depuis le Mésozoïque (Argnani et al., 2009). Une 1ère phase d'extension est proposée au Crétacé supérieur, suivie d'un jeu transtensif sénestre au cours du Paléogène-Miocène inférieur. Un régime compressif dominant serait attesté entre le Miocène supérieur et l'actuel et impliquerait un soulèvement du promontoire de Gargano. A l'échelle régionale, il s'agit d'un système à cheval entre les fronts Dinaride et Apennins au cours du Néogène. Le débat persiste sur l'importance relative d'une déformation *thick-skinned* (Scrocca *et al.*, 2005 ; Argnani et al., 2009) ou *thin-skinned* (Shiner *et al.*, 2004) du système de Mattinata en lien à la propagation de la déformation du front Sud Apennin. La possibilité d'un rôle plus global, à l'échelle des microplaques, a été avancée mais reste là aussi non confirmée.

Différents jeux tectoniques sont proposés au cours du Néogène (Argnani et al., 2009) :

- Les études de néotectonique à terre proposent un mouvement dextre du système au Néogène, mais les études sont éparses et incomplètes (De Dominicis & Mazzoldi, 1987 ; Colantoni *et al.*, 1990 ; De Alteriis & Aiello, 1993 ; Piccardi, 1998, 2005 ; Borre *et al.*, 2003, *in* Argnani et al., 2009).

- D'autres études suggèrent un mouvement sénestre le long du système (Winter & Tapponier, 1991 ; Favali *et al.*, 1993 ; Salvini *et al.*, 1999 ; Billi & Salvini, 2000 ; Brankman & Aydin, 2004 ; Billi *et al.*, 2007, in Argnani et al., 2009).

- Un changement de mouvement transformant est aussi proposé autour du Messinien supérieur. Le système évoluerait d'un mouvement sénestre à dextre (Chilovi *et al.*, 2000 ; Tondi *et al.*, 2005 ; Monti *et al.*, 2005), ou bien d'un mouvement dextre à sénestre (De Alteriis, 1995 ; Morelli, 2002).

- Enfin, un système compressif est proposé tout au long du Néogène (Ortolani & Pagliuca, 1988 ; Argnani *et al.*, 1993 ; Bertotti *et al.*, 1999).

.

Le promontoire de Gargano

Le promontoire de Gargano forme un domaine élevé à la limite entre la bordure de la ride médio-Adriatique et le front de déformation des Apennins. De manière générale, le promontoire se compose d'une succession de calcaires Jurassiques à Eocènes d'une puissance de 3-4 km, recouvrant des roches Permo-Triasiques sableuses à évaporitiques (Festa *et al.*, 2013 ; Bertotti *et al.*, 1999 ; Videpi project). Il présente plusieurs systèmes de failles, orientées NO-SE et est recoupé au sud par la faille de Mattinata. Les observations de [Bertotti *et al.*, 1999] suggèrent un épisode de raccourcissement principal entre le Langhien et le Messinien inférieur (présence de sédiment syn-tectonique) et indiquent des mouvements contractionnels durant le Paleogène (Bosellini *et al.*, 1993) avec probablement inversion d'anciennes failles normales. Les sédiments du Messinien inférieur sont peu déformés. Les conglomérats de Rignano, datés du Messinien supérieur ou Pliocène inférieur, situés entre 180-220m au-dessus du niveau marin, suggèrent un soulèvement du promontoire post-dépôt. Ce mouvement est attesté au moins jusqu'au Pliocène supérieur avec la présence de niveaux lités Pliocènes pentés d'environ 40° vers le nord (au nord de Gargano) et des terraces marines Pliocènes localisées à 50m au-dessus du niveau marin.

A l'échelle régionale, les implications de ces déformations soulèvent diverses questions : quels sont les liens entre les déformations anté Miocène/Miocène avec le front Dinarides et le mouvement de la plaque Adriatique ? Est-ce que le promontoire de Gargano peut être lié au jeu des systèmes de Tremiti et Mattinata, si l'on interprète ces dernières comme des systèmes transformant/transpressif comme suggéré par Funiciello *et al.*, 1991.

2.4.5. Etat des lieux du remplissage sédimentaire

L'évolution des environnements sédimentaires Néogènes est contrôlée en premier lieu par les domaines paléogéographiques Mésozoïques et leur phase d'intégration au sein de la chaîne de déformation Maghrébo-Apennine. La cartographie, de ces domaines paléogéographiques (figure 2-30), focalisée autour du promontoire de Gargano, aide à mieux visualiser les différents domaines de dépôts Néogènes, détaillés figure 2-31, qui sont au nombre de trois :

- **Environnement de Plateforme** (Domaines des Lazio-Abruzzi, Campania-Lucania, d'Apulie-Sazani, Kruja)
- **Environnement de plateforme puis de rebord de plateforme** (domaines des Abruzzes, Abruzzes externe, Krasta-Cukali)
- **Environnement de bassin profond** (Domaines des Umbria-Marche, Lagonegro-Sannio,

Sannio-Molise).

Les différentes unités se développant au sein des domaines de bassins et plateformes sont regroupées en 3 phases générales de dépôt suivant les phases d'évolution générale à l'échelle du domaine Adria. La figure 2-31 synthétise les différentes formations Paléogènes puis Tertiaires en fonction des anciens domaines paléogéographiques d'après les travaux de [Vezzani 2010 ; Morelli, 2002]. Trois phases de dépôt sont distinguées entre le Paléocène et l'actuel en fonction de l'initiation ou arrêt de dépôt au sein des différents domaines. On remarquera que les inconformités majeures associées aux différentes phases de dépôts correspondent à celles repérées au sein du bassin Ionien par [Morelli, 2002] (figure 2-31).

2.4.5.1. 1ère phase de dépôt : Paléocène-Miocène inférieur (Aquitanien ?)

Au sein des domaines de plateforme, il s'agit d'une phase d'émersion majeure des différents domaines, excepté pour le domaine de Mieilla et Mt. Alpi. Au sein de sillons étroits, le domaine de Lazio-Abruzze-Campania-Lucania enregistre des calcarénites du Paleocène-Miocène inférieur (Trentinara fm.). Des intrusions magmatiques (dykes et laves basiques) sont associées à cette formation. (Climaco *et al.,* 1997 ; Vezzani, 2010).

Au sein des domaines de bassin, cette période correspond au développement des formations de Saraceno (Domaine Liguride), aux flysch de Nocara et au mélange tectonique (*Varicoloured Scaly Clays* - Domaine Sicilide) ainsi qu'au flysch de Rosso (Domaine de Sannio-Molise). Les flysch de Rosso sont déformés par des détachements dont l'origine se situe dans des niveaux Mésozoïques.

2.4.5.2. 2ème phase de dépôt (Miocène inférieur – Tortonien/Messinien)

Au sein des domaines de plateforme, on observe le développement :

- A partir du Burdigalien, des dépôts de calcarénite à Bryozoaire, liés à un environnement de dépôt très peu profond (domaine de Lazio-Abruzze et Campagnia-Lucania ; Abruzze externe) ;
- A partir du Tortonien inférieur, le dépôt de Calcarénite au sein du domaine de plateforme Apulienne.

Dans le domaine de Lazio-Abruzze-Campania-Lucania, les calcarénites d'âge Aquitanien-Burdigalien évoluent progressivement à des niveaux terrigènes de la formation de Bifurto (Dietrich & Scandone, 1972 ; Vezzani, 2010), suivis par des flyschs syn-tectoniques déposés dans un système en *bassin d'avant-pays* au Tortonien moyen-supérieur (formation d'Anversa) (Cosentino *et al.,* 2001 ;

Vezzani, 2010).

Au sein du domaine des Abruzzes externes, la formation calcarénitique d'âge Burdigalien-Serravallien est recouverte en inconformité par des formations pélitiques interlitées à des gypses, des marnes bitumineux et des arénites gypseuses appartenant au flysch messinien de Mount Porrara. (Vezzani, 2010).

Le domaine de Maiella & Mt.Alpi enregistre à l'inverse le dépôt de silt et argile correspondant à la formation de Bolognano, liée à un environnement profond. Ce dépôt est précédé par une brève période d'émersion, lors du Miocène inférieur. La formation du Balognano est suivie stratigraphiquement par des argiles et gypses de la formation de Gessoso Solfifera, puis par les dépôts dit « Lago-Mare » du Messinien supérieur (Crescenti *et al.*, 1966, 1974 ; Eberli *et al.*, 1993 ; Cipollari *et al.*, 2003 ; Cosentino *et al.*, 2005 ; Sampalmieri *et al.*, 2008 ; Vezzani, 2010).

Au sein des domaines de rebord de plateforme, les calcarénites glauconieuse (formation de Bolognano – Miocène inférieur-moyen) se développent en inconformité à partir du Miocène inférieur (domaine des Abruzzes) ou Langhien (domaine de La Queglia). Elles évoluent lors du Serravallien-Tortonien vers des marnes et hémipélagites appelées « *Cerrogna marls* » ou « *Marnoso unit* » (Artoni, 1993, 2003 ; Centamore & Nisio, 2003 ; Milli *et al.*, 2007).

Les anciens domaines profonds mésozoïques sont marqués par la mise en place d'un dépôt-centre important au Tortonien terminal-Messinien. La formation à *Gessoso Solfifera* est observée au sein de ces domaines, synchrone du développement des flysch de Laga et Teramo, d'âge Tortonien terminal-Messinien. Ces derniers présentent respectivement une puissance d'environ 3000m et 2000m. Stratigraphiquement, ces deux formations seraient liées, au même titre que les flyschs d'Agnone ou de Mt. Porrara. Au toit des flyschs de Teramo se développent les *marnes de Vomano*, contenant un horizon de roches volcano-clastiques de type acide, datées à 5.5Ma (Patacca & Scandone, 2007 ; Ori *et al.*, 1991). Les flyschs de Laga sont sub-divisés en trois membres (pré-évaporitique, post-évaporitique et *Lago-Mare* - e.g. Milli *et al.*, 2007)

Au sein des domaines de bassin, les flyschs détritiques Nummidiens se développent uniformément au sein des domaines restés profonds à partir du Burdigalien. Le domaine des Sicilides observe un soulèvement général : la sédimentation détritique devient locale au sein de bassins satellites clos (formation de Gorglione) pour se stopper au Tortonien terminal-Messinien inférieur (Vezzani, 2010). Quelques patchs de formation gypsifère de Gessoso-Solfifera sont cartographiés au niveau des anciens domaines de bassins.

L'unité de Sannio-Molise montre un développement de plusieurs unités selon un axe NO-SE. Les dépôts perdurent ensuite plus au sud, jusqu'au bassin Ionien, au niveau de la bordure Calabre-Basilicata. Plusieurs successions suivent le dépôt des flyschs Nummidiens, d'âge Burdigalien : on observe des niveaux marno-calcaires (*formations de Tufillo, Gamberale-Pizzoferrato, Faeto et Serra Palazzo*), évoluant à des marnes à Orbuline au Tortonien, puis limités au toit par les niveaux turbiditiques de Sant'Elena et enfin les flyschs d'Agnone (Tortonien supérieur-Messinien inférieur). Ces derniers présentent une puissance d'environ 2000 m (Vezzani, 2010).

2.4.5.3. 3ème phase de dépôt (Messinien (?)/Pliocène inférieur-Actuel)

La 3ème phase de dépôt est caractérisée par un arrêt des dépôts au sein des domaines profonds, de rebord de plateforme et dans le domaine de plateforme des Abruzzes. La plateforme Apulienne subit une émersion générale tandis que plus au nord-ouest, le domaine de Maiella-Mt. Alpi enregistre un approfondissement d'environnement de dépôt. L'émergence progressive des domaines de bassin, au sein du domaine Sud Apennins, va contrôler l'évolution des environnements de dépôt durant le Messinien supérieur-Pleistocène, évolution liée à la mise en place de grands bassins satellites. Plus généralement, cette troisième phase de dépôt est liée à la naissance et au remplissage des bassins d'avant-pays définis précédemment le long de la chaîne des Apennins, à savoir les bassins d'avant-pays de la plaine du Pô, de Pescara et Bradanic.

Au sein du domaine de Maiella- Mt. Alpi, les formations messinienne *Gessoso Solfifera* et *Lago-Mare* sont suivies par les flysch de Cellino (Pliocène inférieur) avec à la base le développement de 40 à 50m de brèche et conglomérat calcaire (Roccacaramanico & Palena conglomerates ; Casnedi & Mosna, 1992) du Pliocène basal. Les flyschs de Cellino correspondent à des turbidites déposées en milieu profond, sableuses évoluant vers l'Est (bassin de Pescara) à des successions silteuses et marneuses (Artoni, 2013).

Au sein du domaine de Pescara, 8 unités, comprenant la formation de Cellino, décrites par [Artoni, 2013] sont illustrées figure 2-29b,. Ces dernières peuvent être regroupées en trois ensembles :

- Les unités 1, 2 et 3 (respectivement les formations de Cellino, Morro d'Oro et Tortoreto d'après Dattilo *et al.*, 1999), caractérisées par des niveaux sablo-silteux à marneux déposés en milieu profond entre 5.33 et 3.59 Ma (sensu Artoni, 2013)
- Les unités 4, 5, caractérisées par des surfaces érosives et des dépôts conglomératiques chenalisés associées à des formations turbiditiques sablo-argileux. Ces formations seraient liées à un environnement profond situé en pied de canyon (sensu Artoni, 2013) et développé entre 3.59 et 2.1Ma (Artoni, 2013).

- Les unités 6, 7 et 8 caractérisées par des progradations et des dépôts côtiers caractérisant un milieu peu profond. Ces formations sont respectivement datées entre 2.0-1.8Ma, 1.8-0.78Ma et 0.78-0Ma (Artoni, 2013).

Au sein du domaine Sud Apennins, les environnements de dépôts se distinguent en deux ensembles séparés aujourd'hui par le front externe de déformation : le premier est lié à la formation et l'évolution des bassins satellites, depuis un domaine d'avant-fosse à un domaine endoréïque ; le second est lié au développement de l'avant-fosse de Pescara. L'évolution environnementale et stratigraphique au sein de ces deux ensembles est décrite et interprétée au sein des travaux de [Vezzani, 2010 ; Ascione *et al.*, 2012].

- Les domaines soulevés de *Sannio-Molise, Sicilide et Lagonegro* montrent, pour rappel, les dépôts satellites des formations d'Albidona (Oligocène (?)-Langhien), Gorgoglione (Langhien-Tortonien) et localement Gessoso Solfifera (Messinien). Ces formations sont précédées par des dépôts de conglomérats-calcirudites et de marnes bleues (Pliocène inférieur-moyen ; 5.33(?)-3.6Ma) (Vezzani, 2010). Il s'ensuit des dépôts marneux évoluant graduellement à des niveaux sableux puis conglomératiques (Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur). 5 bassins satellites sont décris (du NO au SE : Ariano, Ofanto, Potenza-Vietri, Calvello, Sant' Arcangelo) [Ascione *et al.*, 2012] et permettent de préciser l'âge de mise en place des 1er dépôts marins, au environ de 3.8Ma. On notera qu'un rajeunissement des dépôt-centres vers le SE est observé, dont le bassin de Sant'Arcangelo présente les dernières formations marines, datées à 0.9Ma (Ascione *et al.*, 2012)

- *L'avant-fosse de Bradanic* est caractérisée par les mêmes formations du Pliocène supérieur-Pléistocène, avec des dépôts marneux évoluant graduellement à des niveaux sableux puis conglomératiques parfois rougeâtres (Vezzani, 2010).

2.4.6. Contexte de dépôt liées aux phases tectoniques autour du promontoire de Gargano.

Ces séquences de déformations sont très bien contraintes par la distribution et l'évolution des bassins satellites, des affleurements et observations marines. Les problèmes de calendrier entre les différents segments de la chaîne se posent car les hiatus ne sont pas toujours bien contraints par les forages. Les structures liées aux phases de déformation du Miocène supérieur/Pliocène supérieur sont présentes sur l'ensemble du domaine Adria et cachent parfois les précédentes déformations. Les points majeurs observés par [Vezzani, 2010] sur les dépôts affectés par les différentes phases de déformations sont :

- La distribution des bassins satellites (*top-thrust basins*), ainsi que l'évolution des successions marines, saumâtres jusqu'à continentales, enregistrées depuis l'Eocène inférieur moyen (Albidona fm.) jusqu'au Pliocène supérieur - Pléistocène inférieur (Atessa fm.).
- L'orientation générale de ces bassins s'effectue suivant un axe NO-SE
- L'âge des successions est progressivement plus jeune en se déplacant de l'ONO à l'ESE, excepté pour les formations d'Atessa et de Mt Coppe.

6 phases de déformations tectoniques sont observées le long du bord Ouest de la plaque Adria depuis le Crétacé supérieur jusqu'à l'actuel. Les phases sont reportées au niveau de la figure 2-31, à partir de la synthèse de [Vezzani, 2010], dont l'importance et les âges de déformations sont variables entre le NE du seuil (Apennins centrales) de Gargano et le SO du promontoire (Sud Apennins).

2.4.6.1. Phase tectonique 1 (Crétacé supérieur-Paléogène)

Cette phase correspond à une translation vers l'ouest des unités Liguride et de Frido contre la marge Européenne (Knott, 1994). Cette phase s'intègrerait dans un raccourcissement progressif de la chaîne Alpine Paléogène (Grasso, 2001). Cet épisode est contraint par la formation d'Albidona, développée au sein d'un ancien bassin soulevé. Au sein des chaînes Dinaride et Albanide, des dépôts Paléogènes se développent au sein de bassins flexuraux.

2.4.6.2. Phase tectonique 2 (Miocène inférieur à moyen)

Cette phase est enregistrée dans la déformation du Langhien-Burdigalien sur la plateforme Campanienne-Lucania et le domaine profond Sicilide. Elle est accompagnée par le développement des flyschs Numidiens (Langhien-Burdigalien), présentant une nature turbiditique quartzo-arénitique dont la source proviendrait du craton Nord-Africain. Les dépôts s'effectuent sur le toit des domaines profonds (Sicilide/Lagonegro-Sannio et Sannio-Molise). L'unité des Silicide est par la suite transportée au-dessus de la formation d'Albidona (issue de la 1ère phase de déformation), aujourd'hui située au sein des domaines de Sannio-Molise & Lagonegro. La chaîne ainsi formée est recouverte par les flyschs de Gorgoglione (Miocène moyen), scellant les chevauchements intra-Sicilides et intra-Ligurides et datant les phases de déformations au sein de ces deux dernières unités à la période Serravallienne-Langhienne.

2.4.6.3. Phase tectonique 3 (Tortonien sup.-Messinien inf.)

Cette phase tectonique correspond à une séquence d'événements compressifs impliquant les plateformes Campanienne-Lacanienne (cette dernière recouvrant des unités Sicilide), de Lazio-Abruzze. On a ainsi une implication des unités de la plateforme Campanienne-Lucanienne au

sein de la chaîne de montagne lors du Tortonien ainsi qu'une dénudation tectonique des unités du Lagonegro. Cet événement modifie l'ordre des superpositions tectoniques. Le chevauchement le plus interne est actif durant cette phase d'âge post-Tortonien tardif, ce qui équivaut à l'âge des flyschs de Frosinone. Plusieurs structures tectoniques sont actives durant le Messinien inférieur :

- Le chevauchement frontal NO -SE des Mont Cantori-Simbruni (figure 2-28)
- Le chevauchement frontal E-O des Monts Cairo-Matose (figure 2-28)
- La formation du bassin de Laga (figure 2-28, zoom sur le bassin de Laga)

D'un point de vue structural, le bassin de Laga présente une forme triangulaire dont le point de fuite nord rejoint le basin d'avant-pays de la plaine du Pô. Limité à l'Est par le front de déformation de Sibillini, au sud par l'alignement E-O de Gran Sasso, le bassin est recoupé en son centre par les anticlinaux de la Montagna Del Fiori-Motagnone et de l'Acgensanta (situation au sein de l'encadré détaillée, figure 2-28), orientés N-S. Ces derniers sont contrôlés par le développement, à l'échelle régionale, d'une importante structure orientée N-S, le chevauchement de Teramo. Ce front transporte de manière passive, sur 10 km, un synclinal composé de dépôt Messinien supérieur-Pliocène inférieur, plaçant les formations de Laga messinienne sur les dépôts siliclastiques de la formation de Cellino (Pliocène inférieur) (e.g. Bigi *et al.*, 1999, 2011 ; Mazzoli *et al.*, 2002). A partir des relations stratigraphiques entre les différentes unités du bassin (Milli *et al.*, 2007, Bigi *et al.*, 2009), la principale phase de déformation du front est datée du Messinien supérieur. Le développement de la Montagna del Fiori serait la dernière manifestation des phases compressives au niveau de la faille de Teramo, lors du Pliocène inférieur. La formation des limites Sud et Est du bassin (barrières de Gran Sasso et de Sibillini) serait datée aux premiers remplissages du bassin de Laga, durant le Messinien inférieur. La formation de Laga, remplissant ce bassin, recouvre la succession de marne à orbuline (Centamore *et al.*, 1992 ; Milli *et al.*, 2006,2007).

A l'échelle du domaine Adria, il s'agit d'une phase majeure. Le domaine Sud-Adriatique montre une inconformité majeure (figure 2-29c ; Frasheri *et al.*, 2009), associée à une réactivation de la chaîne des Albanides. Le bassin flexural Sud-Adriatique est marqué par une subsidence permettant le dépôt de flyschs Tortono-Messinien. Cette phase de déformation se poursuit durant les phases tectoniques suivantes, comme illustré sur la coupe 8 (figure 2-29a ; Fantoni & Franciosi, 2010).

2.4.6.4. Phase tectonique 4 (Messinien sup.-Pliocène inf.)

Plusieurs chevauchements sont actifs au sein des Apennins du nord, ainsi qu'au niveau de la future fosse de Pescara (Ghisetti *et al.*, 1991, 1997, 1993b) :

- Les chevauchements Meta, Gezana et Morrone (figure 2-28)

- Le front de chevauchement du Gran Sasso, d'axe E-W (figure 2-28, zoom sur le bassin de Laga)
- Le front de chevauchement de la Montagna del Fiori, d'axe N-S W (figure 2-28, zoom sur le bassin de Laga)

Ces chevauchements coupent les successions Messiniennes des bassins d'avant-pays (flyschs de Laga, Gran Sasso, de Scantone et flysch de Mont Porrara). La mise en place des chevauchements va inverser l'ordre des formations : les anciens dépôts Miocène vont être situés au sein de bassins satellites, soulevés par les fronts de chevauchement Mésozoïque. Au sein du domaine Sud-Apennins, plusieurs rampes de chevauchement mésozoïque vont se développer à partir des mêmes niveaux de décollement. Cette phase correspond, au sein des Apennins Nord et Sud, à la propagation vers le NE et l'Est de rampes de chevauchement (composées de dépôts Mésosoïques à Miocènes) au-dessus des unités siliclastiques Messinienne et Pliocène. Cette déformation affecte principalement les domaines d'Abruzzi, Umbria-Marche et Lazio-Abruzzi et Campania-Luciana.

2.4.6.5. Phase tectonique 5 (Pliocene inf. moyen)

Dans la région d'Abruzzi (Apennin Central), on observe plusieurs chevauchements majeurs orientés N-S (ex : chevauchement de Teramo), à pendage 45°O et longs d'environ 70km (de Civitella del Tronto jusqu'à Pescara) (figure 2-28, zoom sur le bassin de Laga). Ce système imbrique les flyschs de Laga au-dessus des flyschs post-évaporitiques de Teramo ainsi que la formation de Teramo au-dessus de celle de Cellino. Au sud de Pescara, d'autres systèmes de failles similaires s'activent. On retrouve aussi des chevauchements orientés NO-SE depuis les Abruzzes jusqu'à Lucania, au sein des Apennins centraux (?).

2.4.6.6. Phase tectonique 6 (Pliocène sup.-Pleistocène inf.)

Cette dernière phase correspond à un raccourcissement important de la chaîne des Apennins avec le développement de structures régionales. Cette phase définie le front de décollement visible de la chaîne des Apennins :

- La structuration externe de la chaîne Sud Apennin (Sannio-Molise unit=SMU) subit un soulèvement important, avec un système orienté plutôt NO-SE. La SMU est transporté au-dessus des dépôts argileux du Pliocène supérieur/Pleistocène formant les fossés Adriatique et Bradanique.
- La translation progressive vers l'Est conduit au détachement et recouvrement des unités Silicide et SMU (=*overthrusting*) au-dessus des fossés de d'Adriatique et de Bradanic. Le bassin de St Arcangelo est lui aussi progressivement transporté vers l'Est au dessus des SMU (*top-thrust* bassin le plus jeune). Jusqu'au Pliocène supérieur, ce dernier est toujours relié à la

fosse de Bradanic, puis par la suite est déconnecté due au soulèvement des unités Silicide et de la SMU.

D'autres domaines, tels que le domaine de Molise, sont déformés et soulevés durant le Pliocène tardif-Pleistocène inférieur. C'est le même soulèvement qui contrôle le détachement de la nappe de Metaponto au-dessus des successions du Pliocène supérieur/Pleistocène inférieur des fossés de Pescara et Bradanic. (Festa *et al.*, 2010).

2.5. Petit ABC des points clefs, majeurs ou mystérieux, pour la compréhension de nos zones d'étude.

2.5.1. Points clefs à retenir pour aborder la zone d'étude du domaine de Valence.

Comme au sein du domaine Adria, l'étude du domaine de Valence doit prendre en considération plusieurs éléments abordés dans la littérature :

- Le bassin de Valence est associé à une histoire géodynamique polyphasée. Le domaine est en effet composé d'un ancien bassin mésozoïque Triasique à Crétacé supérieur (décrit section 2.2.1.), dont les reliques s'étendent depuis les contreforts de la chaîne Catalane vers le Sud (bassin de Maestrazgo-domaine bétique) et le SE (probablement au-delà de l'archipel Baléare). L'implication réelle de cet héritage est méconnue dans l'histoire géodynamique, sédimentaire et verticale du bassin de Valence.

- Les phases de structuration postérieures sont distinguées en deux périodes, l'une amenant à la surrection majeure des massifs Pyrénéen, Ibérique, Catalan, la seconde, bétique, contraignant le bord Sud et SE du bassin de Valence (section 2.3.1).

- La phase Pyrénéenne conduit à la structuration de la bordure nord du futur bassin de Valence. Deux points importants sont abordés. Le premier concerne le fonctionnement d'un décrochement majeur entre les blocs Ibérique-Baléare et Corso-Sarde au Crétacé supérieur-Eocène. Le second point s'intéresse à l'isolement du bassin intramontagneux, anciennement endoréique de l'Ebre entre les différents massifs Pyrénéens, Ibérique et Catalan.

- La phase bétique amène à la structuration des archipels Ibiza-Majorque durant le Miocène inférieur-moyen. Elle n'influence pas/ou très peu l'île de Minorque. Le bassin de Valence serait partiellement impliqué dans cet événement.

- Du point de vue stratigraphique (section 2.4.3.), les précédentes études sont majoritairement locales, le long de la marge NE Ibérique. La nomenclature de Clavell & Berastegui (1991) est

utilisée au sein de travaux plus régionaux ainsi que dans la plupart des rapports de forages le long de la marge NE Ibérique (e.g. Lanaja, 1987). Seuls les travaux de Roca (2002) établissent une similarité entre les bassins du Golfe du Lion et de Barcelona. Deux constats s'imposent :

* La connexion des cortèges sédimentaires entre le bassin de Valence et le domaine Liguro-Provençal n'est que partiellement établie.

* Il n'existe pas de travaux stratigraphiques comparant les dynamiques sédimentaires Néogène à l'échelle de la marge NE Ibérique-bassin de Valence.

• Deux zones d'ombres majeures sont soulevées dans cet essai de synthèse bibliographique :

* Plusieurs processus géodynamiques amenant à la physiographie actuelle du bassin sont avancés. Ces différentes influences, soit extensives (retrait des blocs Baléares et Corso-Sarde), soit compressives (Bétique) peuvent être synchrones. Les implications de ces observations sont d'ordre cinématiques et tectoniques. En outre, la direction de segmentation principale du bassin est fortement discutée.

* L'âge d'ouverture du bassin endoréique de l'Ebre à la Méditerranée est fortemement débattu (section 2.4.2.), avec des âges anté crise Mesisniene ou post-crise Messinienne. Ces divergences sont liés sans doute à plusieurs zones d'ombres, telles que la paléo-topographie de la chaîne Catalane séparant les deux bassins ; l'origine des dépôts progradants Miocène du groupe de Castellon ; la dimension du bassin de drainage actuel vis-à-vis de l'incision Messinienne ; la répartition des produits détritiques fluviatiles issus de l'érosion du bassin de drainage lors de l'événement messinien.

1.1.1. Synthèse et points clefs pour aborder la zone d'étude du domaine Adria

L'étude du domaine Adriatique est rendu complexe à différentes échelles et points de vue :

• Du point de vue de l'héritage stratigraphique, nous avons abordé plus en amont (rappel de la section 2.2.2.) la formation des différents bassins et plateformes Mésozoïque, qui enregistre les modifications d'ordre cinématiques/géodynamiques. La prise en compte de cet héritage est

essentielle afin de contraindre les différents paléo-environnements Tertiaire et en particulier Miocène et Pliocène-Quaternaire. La section 2.4.5. essaie de rendre compte de l'influence de ces anciens systèmes dans la localisation des différents dépocentres. Dans la localisation des différents dépocentres, l'existence de seuils morphologiques distinguant différents sous-bassins est clairement confirmée.

• Du point de vue de l'héritage structural et l'évolution cinématique/géodynamique, nous avons abordé, à différentes échelles de temps, la structuration et les déformations des bordures du domaine Adria. Au moins trois phases sont déduites de la bibliographie et influencent le domaine Adria.

* La première, initiée à partir du Crétacé supérieur et s'exprimant majoritairement au cours de l'Eocène (définie au sein de la section 2.3.2.), amène à la formation des chaînes Alpines et Dinarides. Au Miocène moyen-supérieur, ces chaînes ne sont plus actives, du moins au niveau de la zone nous concernant.

* La seconde phase s'initie à partir de l'Oligocène le long de deux fronts de déformation, et perdure jusqu'au Miocène supérieur et/ou l'actuel. Elle est associée à la déformation des fronts Albanides et Apennins (décrite au sein des sections 2.3.2. et de manière détaillées sections 2.4.4. ; 2.4.6.). Le front Albanide, au SE du domaine Adria, se distingue de la chaîne des Dinarides via le linéament Sukari-Pec. Les premiers dépocentres associés à la déformation des Apennins sont localisés au nord de la chaîne. La section 2.4.6. rend compte de l'évolution et de la localisation des dépocentres Tertiaire au cours de la progression du front de déformation vers l'intérieur du domaine Adria. Les paléo-environnements associés semblent fortement dépendant 1) de la paléo-géographie Mésozoïque et 2) de l'ordre d'imbrication des domaines paléo-géographiques entre eux. Vezzani (2010) met en évidence par ailleurs la localisation des niveaux de décollements au sein des anciens bassins profonds Mésozoïque.

* La troisième phase (Tortonien/Messinien supérieur-actuel) peut être discutée. Les arguments sont d'ordre :

cinématique, avec une légère modification du pôle de rotation du domaine Adria (section 2; figure 2-4c) suivant les reconstructions de Sioni (1996) ; La trajectoire du bloc Calabre semble modifiée avec un mouvement vers l'Est variant vers le SE (i.e. reconstruction de Carminati *et al.*, 2012)

structural avec une ré-activation des déformations au sein de la chaîne Albanide (influence de l'extrusion du bloc Anatolien ?) ; la naissance du domaine

Tyrrhénien en lien direct avec le mouvement du bloc Calabre ; l'observation d'une nouvelle succession de phases de déformation le long des Apennins, associé à des styles structuraux opposés entre les Apennins centraux et Sud ; les changements de jeux tectoniques au sein du domaine Adria tels que la faille de Mattinata).

Sédimentaire, car bien sûr la formation des dépocentres Messinien à Pliocène-Quaternaire est associée à l'expression de l'ensemble de ces systèmes structuraux.

On notera alors que l'événement Messinien apparait au sein d'une phase de déformation majeure de part et d'autre du domaine actuel Adriatique. Les résultats associés à cette période devront prendre en compte une paléo-géographie différente à la fois le long du front Apennin ainsi qu'au SO du bassin Adriatique, le long des Albanides-Héllénides.

Différentes zones floues persistent quant aux implications possibles des différents systèmes structuraux parcourant le bassin Adriatique (voir section 2.4.4.). Les liens entre ces différentes structures sont confus, du moins à l'échelle de cette synthèse structurale et sédimentaire. La limite d'influence du front de déformation des Apennins est questionnée, de même que les liens possibles des différentes structures avec les fronts de déformations environnants.

Chapitre 3

Les autres influences contrôlant l'évolution des marqueurs sédimentaires durant le Néogène

La figure 3-1 (reprise de Leroux, 2012 et Leroux *et al.*,2016) illustre les résultats obtenus sur l'évolution des flux sédimentaires Néogène à l'échelle du bassin Liguro-Provençal, suite à l'ouverture de ce dernier. Ces résultats sont mis en regards des évènements climatiques globaux (cycles climatiques, refroidissement généralisé, …) et plus régionaux (évolution des calottes alpines) mais aussi des évènements tectoniques liés au contexte alpin. La répartition des dépôts sédimentaires est sous influence des facteurs globaux (variation climatique) mais aussi locaux. La crise d'érosion et de salinité messinienne présente en particulier une part non négligeable dans les flux détritiques totaux au sein de ce bassin.

Dans cette partie nous prendrons en considération ces deux facteurs (Climat et Tectonique). Si, à partir de l'événement Messinien, les variations flux sont bien contraintes à l'échelle du domaine liguro-Provençal et associé à des variations d'édification de la plateforme continentale, ces observations n'ont pas encore été réalisées ni exploitées au sein de nos domaines d'études (Valence et Adriatique). La crise Messinienne reste sujet à débat, à la fois sur les modalités de changement environnementaux, les dépôts associés à la crise, le lien entre variation du niveau marin et dépôts sédimentaires, mais aussi sur le le rôle exact de l'héritage géodynamique sur l'ensemble de ces points d'interrogations.

3.1. Le facteur climatique & les variations glacio-eustatiques

Le contexte géodynamique de la zone d'étude et la nature du sous-bassement contrôlent en 1er ordre l'espace disponible vis-à-vis de l'organisation des dépôts sédimentaires. Cependant, les variations climatiques ont un rôle primaire quant aux variations a) du flux sédimentaires et b) des paléo-environnements (Rabineau, 2001) et ce, à différentes échelles de temps. Plusieurs facteurs entrent en jeu dans les oscillations climatiques : de très haute fréquence (10^2 à 10^3 ans) elles sont liées aux variations propres de l'activité solaire ; de haute fréquence (10^4 à 10^5 ans), elles sont générées par des oscillations quasi-cycliques des paramètres orbitaux de la Terre.

L'existence de ces mouvements astronomiques implique des variations de la quantité et de la distribution de l'énergie solaire incidente. Il existe 3 perturbations orbitales regroupant 5 périodes de variabilité (figure 3-2A).

- **L'excentricité** définit la forme de l'orbite terrestre autour du soleil avec des périodes de 400 et 100ka. (figure 3-2A, modèle A).
- **L'obliquité** définit le basculement de l'axe de rotation terrestre par rapport au plan de l'écliptique selon une période de 41 ka. (figure 3-2 A, modèle B)
- **La précession** définit l'oscillation de l'axe de rotation terrestre décrivant un cercle dans l'espace selon une période de 23 et 19 ka. (figure 3-2 A, modèle C)

Tandis que l'excentricité affecte le climat en modulant l'amplitude de la précession (impliquant des maxima d'insolation tout les ~23 ka) et influençant le budget énergétique solaire total, l'obliquité agit sur la distribution latitudinale de l'insolation. Ce sont **les cycles de Milankovitch** (Milankovitch, 1920).

Ces cyclicités climatiques sont mises en évidence dans les enregistrements isotopiques de l'oxygène (et) et du carbone (, fossilisés via les tests de foraminifères présents dans les sédiments marins profonds ou sous forme de bulles d'air emprisonnées dans les carottes de glaces. Le principe est le suivant : L'isotope δ18O, plus lourd que l'isotope δ16O, augmente dans les océans avec la quantité de glace stockée sur les continents puisque à l'inverse, l'δ16O s'évapore préférentiellement et est stocké sous forme de glace durant les périodes glaciaires.

Ces variations sont représentées sur la figure 3-2B (Zachos *et al.*, 2001) depuis le Paléocène jusqu'à l'actuel et associées aux changements climatiques, tectoniques et écologiques majeures associés à ces variations isotopiques. La compilation de Zachos *et al.* (2001) est corrélée à celle

de Leroux (2012) (figure 3-1B). Cette figure rassemble, depuis le Priabonien, les principaux événements climatiques mondiaux et l'évolution de la faune et flore péri-Méditerranéenne. Les principaux événements climatiques, décris par Leroux (2012), sont synthétisés ci-dessous avec une correspondance aux évolutions sédimentaires observées au sein du domaine Liguro-Provençal :

- **A l'Oligocène**, le Rupélien (33.9-28.4 Ma) est marqué par une glaciation dont la mise en place est documentée vers 35-34 Ma (Figure 3-2, chute Ru1). Elle est suivie d'un réchauffement au Chattien (26-24Ma) (Zachos *et al.*, 2001) avant la mise en place d'une glaciation début Miocène. Cette période correspond à la mise en place progressive des glaces antarctiques (Zachos *et al.*, 2001).

- **Le Miocène** (23.03-5.332 Ma) est caractérisé par 2 périodes relativement chaudes, l'optimum climatique du Langhien (17-15Ma) et le Messinien au sein du domaine Méditerranéen [observation d'un climat chaud et sec par rapport à un climat mondial modéré d'après la palynologie (Suc *et al.*, 1995a, b ; Wrenn *et al.*, 2003)]. Le niveau marin Miocène est relativement stable avec une légère tendance régressive à partir du Langhien. Trois chutes majeures sont cependant observées à la transition Aquitanien/Burdigalien (Figure 3-2, chute Bur1), à la base du Tortonien (Figure 3-2, chute Tor1) et au Messinien (Figure 3-2, chute Me2) (Haq *et al.*, 1987 ; Haq and Schutter, 2008).

- **Le Pliocène** (5.332-2.588 Ma) est marqué par une détérioration climatique par étapes discrètes, marquant la transition d'un climat chaud messinien à un climat pléistocène plus froid (Shackleton *et al.*, 1995 ; Lisiecki & Raymo, 2005, 2007). Le signal est notamment corrélé aux observations palynologiques péri-Méditerranéenne (Suc *et al.*, 1995). Un premier refroidissement est enregistré autour de 3.5Ma et représente un changement global du climat dû au début de l'extension des glaces continentales dans l'hémisphère nord (Zachos *et al.*, 2001).

- **La transition Pliocène/Pléistocène** (~2.6 Ma) correspond à un second épisode de refroidissement. Ce dernier suit l'émergence des cycles glaciaires-interglaciaires de l'hémisphère Nord depuis 3.2-3Ma (Zachos *et al.*, 2001). Des variations climatiques plus rapides et des fluctuations du niveau marin relatif de plus hautes fréquences sont observées par la suite.

- **La révolution mi-Pléistocène** (*Mid Pleistocene revolution*) correspond à une révolution mondiale liée à un changement fondamental de la cyclicité climatique terrestre : l'obliquité (cycle de 41ka, amplitude de niveau marin d'environ 50m), prédominante début Pléistocène, est supplantée par des cycles climatiques de 100ka de plus grandes amplitudes (100 m). Ce changement est daté autour de 0.8-0.9Ma en Atlantique (Ruddiman *et al.*, 1986) et est

accompagné d'une augmentation du volume des glaces (Muttoni *et al.*, 2003). En Méditerranée, [Ruddiman *et al.*, 1989 ; Pierre *et al.*, 1999] repèrent un changement de cyclicité autour de 0.45Ma. Les 5 derniers cycles de 100 000 ans sont d'ailleurs parfaitemeent lisible dans l'enregistrement sédimentaire sur la plateforme du Golfe du Lion (Rabineau, 2001 ; Rabineau *et al.*, 2005) et confirmés par le forage PROMESS (Bassetti *et al.*, 2008 ; Sierro et al., 2009). La datation exacte de la révolution mid-Pléistocène est assez variable d'un auteur à l'autre si bien que l'on parle de plus en plus souvent de la « Mid-Pleistocene Transition » (Joannin *et al.*, 2008, 2011) que l'on peut placer (entre 1,2 Ma et 0,5 Ma) (Head and Gibbard, 2005).

3.2. La Crise de salinité et d'érosion messinienne

3.2.1. Causes de la Crise messinienne

La crise Messinienne est un événement régional, majeur et extra-ordinaire, conséquence ultime d'un processus en cours depuis le Crétacé supérieur, la fermeture de l'espace Néotéthysien et Méditerranéen. Malgré la courte durée géologique de cet événement (5.96-5.33 Ma, soit ~600 000 ans), l'isolement temporaire de l'espace méditerranéen bouleverse la physiographie du domaine continental, côtier et marin et conduit au dépôt d'épais niveaux clastiques et évaporitiques (pluri-kilométriques). Les systèmes fluviatiles messiniens ont un rôle essentiel dans le transfert des dépôts clastiques vers le domaine profond. Cependant, les volumes détritiques associés à cet événement sont âprement discuté, à l'échelle du bassin Liguro-Provençal (Lofi *et al.*, 2005 ; Bache *et al.*, 2009 ; Leroux, 2012 ; Leroux *et al.*, 2016) mais aussi au sein du domaine de Valence (e.g. Maillard *et al.*, 2006 *versus* Cameselle *et al.*, 2013). Il en est de même concernant les modalités a) des variations du niveau marin méditerrranéen, b) de dépôt des sédiments évaporitiques. Ces débats impliquent des zones d'ombres concernant les interprétations paléo-environnementales en lien avec la mise en place de ces dépôts. Enfin, l'impact de l'héritage structural et sédimentaire sur l'ensemble de ces interrogations reste souvent sous-estimé. Inversement, les marqueurs de la crise conduisent à de nouvelles pistes sur les problématiques géodynamiques.

3.2.1.1. Une restriction par étape des connexions marines

La fermeture de ces espaces maritimes a été illustrée au niveau des reconstructions de [Jolivet *et al.*, 2006 ; Meulenkamp & Sissingh, 2003], qui incluent aussi l'espace Paratéthysien. La migration vers le Nord de l'Afrique par rapport à l'Eurasie en fait la cause majeure de l'isolement progressif de la Méditerranée :

- Au niveau des interactions marines Méditerranée-océan indien, une restriction des connexions a lieu durant l'Oligocène-Miocène et est suivie d'une fermeture des échanges de masses d'eau au Langhien-Serravallien (Jolivet *et al.*, 2006 ; Meulenkamp & Sissingh, 2003). Concernant l'espace Paratéthysien, une réduction des environnements marins s'opère dans le même laps de temps au sein des bassins Caspien, Euxinique, Dacique et Pannonien (situation figure 3-3).

- Les connexions maritimes via le sud des Alpes (actuel plaine du Pô) et les Carpathes sont définitivement fermées au Serravallien-Tortonien, tandis que les connexions via les Balkans sont stoppées épisodiquement jusque durant le Tortonien (Jolivet *et al.*, 2006).

- Au niveau des interactions Méditerranée-océan Atlantique, une ré-inversion des systèmes extensifs est proposée à partir du Tortonien (~8 Ma) (Augier *et al.*, 2005a,b). Cette phase compressive va conduire a l'isolement progressif de l'espace Méditerranéen avec le soulèvement des corridors Rifien et Bétique (Warny *et al.*, 2003 ; Jolivet *et al.*, 2006). Côté bétique, la fermeture des passages est bien datée, elle s'observe à ~7.6 Ma au niveau de Murci, 6.8 Ma au niveau des bassins de Guadix-Almeriade Malaga et 6.3 Ma au niveau du bassin de Malaga (connexion entre les bassins du Guadalquivir et Alboran) (Martin *et al.*, 2001). De même, les bassins de Lorca et Fortuna enregistrent les 1ers dépôts évaporitiques entre 7.8-7.6 Ma avant l'émergence des bassins. Côté Rifain, le passage est subdivisé en deux parties, occidentale et orientale : le couloir Sud-Rifain (occidental) marque la connexion avec l'Atlantique tandis que celui de Taza-Oujda (oriental) marque la connexion avec le bassin d'Alboran (Dayja *et al.*, 2005). Le domaine oriental enregistre les derniers dépôts marins à 6.1 Ma (Dayja & Bignot, 2003 ; Dayja *et al.*, 2005 ; Krijgsman *et al.*, 1999a, 1999b). A l'inverse, le domaine Occidental enregistre une sédimentation sub-continue donc en connexion avec l'Atlantique jusqu'à 5.32 Ma (coupe de Bou-Regreg ; Warny *et al.*, 2003), avec une restriction des échanges d'eaux marines à partir de 6.8 Ma. Cette restriction s'accentue entre 6.26 et 5.34 Ma et conduit hypothétiquement à une communication épisodique entre l'Océan et la Méditerranéen suivant les variations glacio-eustatiques. Selon [Hodell *et al.*, 1989 ; Krijgsman *et al.*, 1999a, 1999b ; Rouchy *et al.*, 2003 ; Duggen *et al.*, 2003], le corridor rifain ne permet plus d'échanges significatifs à partir de ~5.6 Ma.

En Conclusion, le mécanisme majeur contrôlant la fermeture des passages maritimes Altantique-Méditerranéen est un soulèvement progressif des corridors bétique et rifain durant le Tortonien supérieur-Actuel. Dans un ordre d'importance inférieur, les fluctuations glacio-eustatiques à partir de 6.2 Ma, liées en particulier aux maxima d'excentricités, pourraient avoir eu un rôle dans l'initiation de la Crise messinienne.

3.2.1.2. Les prémices de la crise vue par la restriction des Paléo-environnements

Si l'isolement quasi-complet de l'ensemble Méditerranéen marque le paroxysme de la Crise Messinienne (5.97-5.32Ma ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; Manzi *et al.*, 2013), la restriction des connexions marines conduit à des conditions environnementales confinées bien avant l'initiation de l'événement Messinien (Kouwenhoven *et al.*, 2003, 2006). Elle est associée à des changements d'écosystèmes marin (Kouwenhoven *et al.*, 1999 ; Sierro *et al.*, 2003 ; Dayja & Bignot, 2003), chimique (De Lange & Krijgsman, 2010) et sédimentaire (e.g. CIESM, 2008).

La figure 3-3 illustre la physiographie à l'actuel de l'ensemble Méditerranéen-Paratéthysien, caractérisée par la présence de hauts bathymétriques délimitant de nombreux sous-bassins. Si l'évolution verticale des seuils reste largement débattue, ils jouent cependant un rôle majeur au Messinien, d'abord en restreignant (totalement ou partiellement) les communications sur la zone bético-rifaine, mais également en individualisant des sous-bassins qui évoluent différemment et dont les connexions ne sont pas toujours clairement établies. La réponse à cet isolement progressif s'est donc faite par étapes discrètes, variables selon les bassins.

Les 1ères évidences d'une restriction des échanges maritimes sont enregistrées par une augmentation importante de dépôts en alternance de diatomite, d'argiles noires (formation de Tripoli, Apennin, Sicile) et d'opale (formation d'Abad, Bétique). Les lectures des coupes sédimentaire à terre et leur corrélation par calibration astronomique, [Krijgsman *et al.*, 2004 ; Roveri *et al.*, 2014] mettent en évidence une réponse sédimentaire uniforme à l'échelle de la Méditerranée (figure 3-4). Ces dépôts témoignent d'une stratification de la colonne d'eau (liée à une réduction de la circulation des masses d'eau), à partir de 7.15 Ma (Kouwenhoven *et al.*, 1999, 2003 ; Seidenkrantz *et al.*, 2000). Dans certains domaines profonds, les foraminifères benthiques disparaissent dans la même période de temps (Kouwenhoven *et al.*, 2006 ; Assen *et al.*, 2006). Les évidences d'une hausse de la salinité de surface s'observent à partir de 6.7 Ma, préférentiellement durant les minimum d'insolation (Sierro *et al.*, 1999, 2003 ; Blanc-Valleron *et al.*, 2002). Ces rapides changements paléo-environnementaux entraînent la mise en place d'assemblages Oligotrophes, associés à une chute de la diversité planctonique calcaire. Entre 6.3 et 5.97 Ma, juste avant le début de la Crise de salinité messinienne, la précipitation générale de calcite authigénique, de dolomite et/ou d'aragonite traduit une nouvelle étape dans la restriction des connexions marines (Roveri *et al.*, 2014). Cette étape est aussi associée à la disparition d'organismes planctoniques durant les minimum d'insolation, indiquant que les eaux de surfaces ont atteints une salinité supérieure à leur seuil de tolérance (Sierro *et al.*, 1999, 2003 ; Bellanca *et al.*, 2001 ; Blanc-Valleron *et al.*, 2002 ; Manzi *et al.*, 2007). La Crise d'érosion et de salinité messinienne, conséquence ultime de l'isolement par étape de l'ensemble Méditerranéen, est associée aux dépôts sans précédent de

niveaux salifères (halite) et détritique sur les domaines marginaux (périphériques) mais aussi et surtout profonds.

3.2.2. Les marqueurs de la Crise

La cartographie des dépôts sédimentaires et de l'érosion par les systèmes fluviatiles liés à la Crise messinienne (figure 3-5) met en avant un contraste majeur entre les domaines marginaux (peu profond) et les bassins profonds : les marges sont largement érodées tandis que les bassins profonds ont accumulé d'épais dépôts détritiques et salifères.

D'un point de vue géophysique, les marqueurs clés de la Crise dans le domaine *offshore* sont les surfaces d'érosions et les unités de dépôts. Des corrélations terre-mer sont aujourd'hui établies dans certaines régions méditerranéennes (par exemple au niveau d'Alicante & Baléare) (Ochoa *et al.*, 2015) concernant les premiers dépôts de la Crise. A une échelle plus globale (de la plateforme au bassin profond), une correspondance complète entre les dépôts profonds et périphériques n'est pas clairement établie à cause d'une déconnexion géométrique totale (CIESM, 2008) (voir plus en détail section 3.2.2.).

Une différence majeure existe entre les bassins profonds Occidentaux (Liguro-Provençal) et Orientaux (Levantin-Nil) illustrée sur la figure 3-6 : tandis qu'une délimitation claire est observée entre les unités au sein du bassin Liguro-Provençal, 5 à 6 séquences peuvent être imagées dans le bassin Oriental (Lofi *et al.*, 2011 ; Gorini *et al.*, 2015). De cette organisation globale à l'échelle de la Méditerranée, deux nomenclatures sont aujourd'hui proposées, elles sont synthétisées sur la figure 3-7. En Méditerranée Occidentale, 3 unités sismiques (la trilogie messinienne) ont été distinguées et nommées, historiquement : Evaporites inférieures, Halite et Evaporites supérieures (UU) (Montadert *et al.*, 1970) (observation des dépôts figure 3-6 et classification figure 3-7). La géométrie globale est interprétée comme un remplissage progressif du bassin ; l'espace disponible et la subsidence permettant les forts taux de sédimentation.

Pour éviter une confusion de ces termes avec les unités à terre (où des évaporites inférieures et supérieures sont aussi décrites mais correspondent à des périodes et des types de dépôts différentes), la nomenclature de [Lofi *et al.*, 2011] redéfinie la trilogie marine en utilisant les termes neutres de « *Units* », ces derniers reportés sur les figures 3-6 et 3-7. Ces observations marines, se portant à l'échelle de la méditerranée et de la mer Noire, se basent sur les caractéristiques principales (faciès sismique, géométrie, extension) des unités de dépôt messinienne et les surfaces les délimitant. De bas en haut est adoptées la nomenclature suivante : *Lower Unit* à la base (LU, constituée au moins en partie de turbitides), *Mobile Unit* (MU, halite avec des déformations plastiques) et *Upper Unit* (UU, sable et évaporites, interprétés comme une unité déposée avec les oscillations de bas niveau

marin). Une unité complémentaire a aussi été définie nommée CU (*cahotic Unit*). A noter que seule UU a été échantillonnée jusqu'à présent par des forages DSDP et ODP.

La nomenclature de [Gorini *et al.*, 2015] se base sur une compilation des similitudes géophysique (faciès sismique, relation géométrique entre cortège de dépôt) et sédimentaire (étude de forage) afin de proposer un modèle de stratigraphie séquentielle sur l'évolution des dépôts depuis la plateforme jusqu'au domaine profond durant l'ensemble de la crise. La trilogie messinienne est ainsi regroupée en deux mégaséquences : *Messinian Lower Megasequence* (MLM, constitué de prismes de régression forcées et de dépôts clastiques profonds intercalés à des évaporites s.l. ; forme la LU+CU) ; *Messinian Upper Megasequence* [MUM, constitué de la MU (halite), UU (sable et évaporite déposé en aggradation) puis de dépôts fluvio-lacustre/ravinement (sable et conglomérat, déposé préférentiellement en pied de pente)].

Les produits de l'érosion de la plateforme continentale (l'unité CU sensu Lofi *et al.*, 2011 ; la mégaséquence MLM sensu Gorini *et al.*, 2015) (figures III-5 et 3-7) n'ont été imagés finalement que tardivement en aval des principales vallées messiniennes (Lofi *et al.*, 2005 ; Sage *et al.*, 2005 ; Maillard *et al.*, 2006). Une discussion existe toujours quant à l'ampleur et l'épaisseur de ces dépôts détritiques (Lofi *et al.*, 2005 ; Lofi & Berné, 2008 *versus* Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Leroux, 2012 ; Gorini *et al.*, 2015 ; Leroux *et al.*, 2016). Le débat est centré autour de l'interprétation 1) des prismes de bas niveau au niveau de la pente continentale ; 2) de la base de l'événement messinien (base LU, voir figure 3-6) dans le domaine profond. Ce débat est important car il implique des différences notables sur l'ampleur des dépôts érodés en amont et sur les flux sédimentaires associés à la Crise d'érosion et de salinité messinienne et ceux antérieurs, Miocène (Leroux *et al.*, 2016).

Plusieurs surfaces d'érosion (et leur « surfaces conformes » associées (*conformities*) ont été décrites entre la plateforme et le domaine profond (e.g. Montadert *et al.*, 1970 ; Mauffret, 1976 ; Ryan, 1973, 1978; Escutia & Maldonado, 1992 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Maillard *et al.*, 2006 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Gorini *et al.*, 2015). Afin d'éliminer toute ambiguïté entre les différentes nomenclatures, les principales surfaces ont été illustrées et synthétisées sur les figure 3-6 et figure 3-7. Ces dernières se basent sur leur position dans le bassin et leur relation stratigraphique avec les unités de dépôts. Il s'agit de la MES (*Marginal Erosional Surface*), BES (*Basal Erosional Surface*) (ou MES-CC*), la MES-CC** et la TES (*Top Erosional Surface*) que l'on décrit brièvement ci-après.

- La MES (*Marginal Erosional Surface*), seulement visible sur le plateau et la pente, montre une forte rugosité et un réseau dentritique en *Badland* (Stampfli & Hoecker, 1989 ; Savoye & Piper, 1991 ; Gorini *et al.*, 1994 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi *et al.*, 2003, 2005, 2011 ; Frey-

Martinez *et al.*, 2004 ; Bache, 2008). Elle est donc considérée comme sub-aérienne, marquée au toit par une oxydation et la présence de paléosol (Urgeles *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013).

- La MES est corrélée à la BES (*Basal Erosional Surface*) ou BS (*Basal Surface*) (BES lorsque cette surface tronque les dépôts antérieurs) ou la MES-CC* dans le sens de [Gorini *et al.*, 2015]. Dans cette seconde nomenclature, la MES-CC* est composée de la RSME (*Regressive Surface of Marine Erosion*), marquant la base des 1er prismes de régressions forcées issus de la crise. Enfin, l'auteur distingue une seconde surface corrélative (MES-CC**) délimitant les mégaséquences inférieure (MLM-chute normale puis forcée du niveau de base) et supérieure (MUM-maximum de bas niveau et remontée du niveau de base) depuis la MES jusqu'au domaine profond. L'ensemble MLM-MUM formant donc une (méga)-séquence avec chute-remontée du niveau de base (voir plus loin le détail de ce modèle séquentiel Figure 3-13)

- La TS (ou TES lorsque cette surface tronque les dépôts antérieurs) constitue le toit des dépôts Messinien, au toit des UU. Plus récemment, [Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Gorini *et al.*, 2015] ont observé et définit la RS (*Ravinment Surface*), limitée dans l'espace entre la TES (*Late Transgressive Erosional Surface* d'après Gorini *et al.*, 2015) dans le bassin et la MES (sur les marges). La RS montre une faible rugosité. Elle est donc seulement visible au niveau de la pente continentale. Des dépôts marins sableux/conglomérats ont pu être observés en aval de cette surface et seraient issus de cette érosion (Leroux, 2012 ; Gorini *et al.*, 2015 ; Leroux *et al.*, 2016). Cette surface RS sera discuté par la suite, car les interprétation divergent encore (surtout dans le bassin de Valence !), ainsi elle marquerait soit le plus bas niveau marin lors de la crise (e.g. Cameselle *et al.*, 2013), ou serait une surface formée par l'action des vagues lors de la remontée (e.g. Bache *et al.*, 2012).

3.2.3. Modèles de dépôts des évaporites

Les études sur différents bassins messinien (à terre et/ou en mer) amènent à de nombreuses observations. L'enjeu de la plupart des modèles proposés (et détaillé par la suite) est d'établir un modèle consensuel à l'échelle de la méditerranée, intégrant l'ensemble de ces données quels que soit le contexte géodynamique, physiographique des zones d'études.

3.2.3.1. Quelle fut la physiographie pré-crise des domaines profonds ?

L'une des premières interrogations (et débats) visait à contrainte la configuration des bassins avant les dépôts évaporitiques. Deux principaux modèles, illustrés sur la figure 3-8, furent discutés :

- un domaine initial profond, le *Deep-basin/Shallow-water model* (proposé par Hsü, 1973),
- ou bien un bassin peu profond au début de la crise, le *Shallow basin-Shallow water model*

(proposé par Nesteroff, 1973).

Un quasi-consensus, obtenu après le leg 42A DSDP (1978), privilégie aujourd'hui les grandes lignes du *Deep-basin/Shallow-water model* de [Hsü, 1973]. Il serait en fait plus juste de dire que le modèle « *Shallow basin-Shallow water model* » (qui impliquait une crise tectonique Pliocène) a été écartée. Nous verrons par la suite que le modèle *Deep-basin/Shallow-water* model n'est pas encore accepté par l'équipe de M. Roveri, surtout concernant son côté « shallow-water » (voir plus loin : les modèles synchrones).

Le Deep-basin/Shallow-water model implique le dépôt d'évaporites à faible profondeur d'eau au sein d'un bassin profond. Un argument fort pour ce modèle est l'ampleur des incisions de canyons observé à terre (Barr & Walker, 1973 ; Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973). A noter que le terme canyons içi est utilisé au sens « terrestre » : fleuve dont les berges sont fortement incisées et raides. Cet argument fut initialement débattu car il manquait d'une exacte définition stratigraphique. Prenant pour hypothèse que le temps de creusement des canyons excède la durée de la crise messinienne, [Rouchy *et al.*, 1980 ; Rouchy & Monty, 1981] imputent une part importante de l'incision à la tectonique avec une surrection antérieure à l'abaissement du niveau marin lors de la crise messinienne. A travers l'étude de plusieurs coupes stratigraphiques au niveau du canyon du Rhône, [Clauzon, 1982] réfute l'argument « tectonique » du creusement. Il démontre en effet que le creusement du canyon du Rhône est (1) associé au même événement amenant au dépôt des évaporites dans le domaine profond et (2) seulement tributaire de l'eustatisme interne au domaine Méditerranéen. La profondeur de l'incision amène aussi des précisions quant à l'amplitude de chute du niveau marin, estimée, au minimum, à 1600m (Clauzon, 1982). Enfin, en tenant compte du réajustement isostatique (lié à l'assèchement du bassin) et de la profondeur intrinsèque de la lagune évaporitique, la paléo-bathymétrie de la méditerranée occidentale, avant crise, serait au moins égale ou supérieure à 2500m (Clauzon, 1982). Cette estimation ne tient cependant pas compte de la subsidence anté-messinienne. Ainsi une première approximation de Le Pichon (1971) estime une profondeur anté-Messinienne de 2000m. Après décompaction et estimation de la subsidence au niveau de l'ESP206 (domaine 4 du bassin Liguro-provençal), Bache (2008) propose une profondeur approximative du bassin à 3500m avant l'événement Messinien.

3.2.3.2. Diachronisme ou Synchronisme des dépôts évaporitiques ?

Dans un contexte plateforme-pente-bassin sur l'ensemble Méditerranéen, de nombreuses zones d'ombres et débats persistent toujours concernant :

- la chronologie et la distribution des principaux stades évaporitiques,
- l'importance et le timing des phases de chute du niveau marin et les phases d'érosion

associées,

- la profondeur, le mode de mise en place des évaporites et le ré-ennoiement post-crise,
- la paléogéographie de certains bassins,
- la nature du biofaciès *Lago-Mare*, utilisé à tort comme marqueur stratigraphique.
- Le lien spatial et temporel entre les différentes séquences évaporitiques (par ex. évaporite primaire (domaine marginaux) et inférieur (domaine profond)).
- la relation géométrique entre les différents sous-bassins et les domaines profonds.

La diversité des bassins méditerranéens, ainsi que les différentes méthodes employées au sein de ces derniers, a conduit à la proposition de nombreux scénarios : [Butler *et al.*, 1995, 1999 ; Clauzon *et al.*, 1996 ; Riding *et al.*, 1998 ; Krijgsman *et al.*, 1999a ; CIESM, 2008 ; Bache *et al.*, 2012, 2015 ; Gorini *et al.*, 2015]. Les principaux modèles, illustrés figure 3-9A et figure 3-9B, peuvent toutefois être subdivisés en deux grands types car ils posent une question majeure : les évaporites des bassins profonds et périphérique (marginaux) sont-elles synchrones ou diachrones? En d'autres termes : Peut-on extrapoler les observations de terrains des bassins marginaux aux dépôts profonds ? Ou faut-il imaginer des histoires distinctes et potentielement complètement différentes entre les dépôts marginaux et les dépôts profonds ?

Modèles Synchrones

Les modèles synchrones considèrent que les évaporites inférieures et supérieures se déposent successivement à l'échelle de la Méditerranée en affectant simultanément (ou quasiment) les bassins marginaux et les bassins profonds. Ce type de scénario est défendu par [Krijgsman *et al.*, 1999a **;** Rouchy & Casuro, 2006 ; Roveri *et al.*, 2001 **:** Manzi *et al.*, 2007] (scénario d, e, f figure 3-9A). Des analyses cyclo-, bio-, et magnéto-stratigraphiques détaillées sur des séquences pré-évaporitiques montrent en effet une transition vers des conditions évaporitiques à 5.96 +/-0.02Ma (révisé à 5.97 Ma par Manzi *et al.*, 2013), synchrones entre les bassins Orientaux et Occidentaux méditerranéen (Krijgsman *et al.*, 1999a, 2002 **;** Krijgsman & Meijer, 2008). Ce groupe propose aussi une restauration brutale des conditions marines au Pliocène basal. Cependant, parmi les modèles synchrones, des différences majeures sont notées concernant la position chrono-stratigraphique des phases d'érosion/dessiccation et des diffèrences majeures existent aussi suivant la région d'étude/contexte géodynamique. Ces modèles et leurs différences sont explicités ci-dessous.

L'école de [Krijgsman *et al.*, 1999a] (scénario d, figure 3-9A et scénario de dépôt primaire A, figure 3-10) propose que les dépôts évaporitiques se font à des profondeurs d'eau différentes

mais synchrones dans le temps : les évaporites inférieures (primaire) et profondes se forment dans les bassins marginaux et profonds tandis que les évaporites supérieures se forment dans un environnement continental (salifère à lacustre) et assimilées au *Lago-Mare*. La tranche d'eau disponible, importante lors de la 1ère phase de dépôt, a fortement diminué du fait du remplissage progressif évaporitique. Le dépôt des évaporites supérieures correspond donc à un niveau marin relatif extrêmement bas. La forte diminution de profondeur d'eau, liée au dépôt d'évaporites, coïncide avec une phase de dessiccation au niveau des domaines marginaux, accompagnée du dépôt d'halite dans les domaines profonds. Cette phase est associée à la discontinuité observée en Sicile (Butler *et al.*, 1995) séparant les évaporites inférieures et supérieures. Cette phase d'érosion/dessiccation intra-messinienne ne durerait pas plus de 90 ka, entre 5.59 Ma et 5.5 Ma.

Des modèles similaires ont été proposés (Lu *et al.*, 2002 ; Lu, 2006 **;** Benson *et al.*, 1991). Ces derniers proposent une phase de dépôt synchrone concernant les évaporites inférieures et supérieures. Concernant les évaporites supérieures, ces dernières précipiteraient à partir de saumures marines mêlées à des eaux continentales douces (Lu *et al.*, 2001, 2002) au sein d'un bassin profond sous faible tranche d'eau (Benson *et al.*, 1991). Ainsi, la chute du niveau marin intra-messinien n'affecterait que les domaines marginaux, les bassins profonds gardant des conditions pleinement marines.

L'école de [Rouchy & Caruso, 2006] (scénario e, figure 3-9A et scénario de dépôt primaire b, figure 3-10) propose que la 1ère phase évaporitique (évaporite inférieure), qui inclurait le dépôt d'halite interlitée dans les domaines profonds, soit corrélée à des épisodes importants de chutes du niveau marin ainsi qu'à une forte aridité. Cette phase est associée aux périodes glaciaires, entre 6.3 Ma et 5.6 Ma. Ce dépôt d'évaporite commence avec un léger diachronisme entre bassins marginaux et profonds, en liason avec l'augmentation de l'évaporation dans des bassins de profondeurs différentes séparés par des seuils. L'épisode majeur de chute du niveau marin, de plus de 1000 m, se serait produit durant la fin du dépôt des évaporites inférieures. Enfin, les évaporites se forment dans des conditions marines à partir de saumures résiduelles dont la profondeur d'eau est hautement variable (dû à la présence de plusieurs phases d'érosion/dessiccation). La seconde phase (évaporite supérieure) est associée à un réchauffement et une augmentation relative du niveau marin à partir de 5.6-5.5 Ma. Des conditions plus éphémères sont notées, marquées par une augmentation de la contribution en eau douce (faciès *Lago-Mare*) à la fin du Messinien. Cet environnement de dépôt serait dû à des conditions humides et un faible apport en eaux marines, avant un épisode de ré-ennoiement brutal de l'ensemble méditerranéen à la base du Pliocène.

L'école de [Roveri *et al.*, 2001 ; Manzi *et al.*, 2007 ; Roveri *et al.*, 2008a, b, 2014] (scénario f, figure 3-9A et scénario de dépôt primaire C, figure 3-11) propose un dépôt en deux phases des évaporites inférieures durant la Crise messinienne. Les faciès sédimentaires (scénario f, figure 3-9) proposés sont en partie issus des observations de terrain (Roveri *et al.*, 1998, 2001, 2003, 2008a, Manzi *et al.*, 2005, 2007) et marine (Roveri *et al.*, 2005) le long de l'avant-fosse Adriatique (aujourd'hui en partie déformée au sein de la chaîne des Apennins). La base du 1er stade est similaire au modèle de [Krijgsman et al., 1999a] et marque le dépôt en alternance (16 niveaux) de bancs massifs en sélénite, nommé *Primary Lower Gypsum* (PLG) (Roveri *et al.*, 2008a, b, d ; Lugli *et al.*, 2010). L'ensemble de ces alternances sont préservés dans les bassins marginaux des Bétique, Sicile et Apennins. Synchrone au dépôt de PLG au niveaux des bassins marginaux, les bassins profonds ayant une paléo-bathymétrie de plus de 200 m, enregistrent des niveaux calcaires et/ou argileux riche en matière organique (Manzi *et al.*, 2007, 2011 ; Lugli *et al.*, 2010 ; Dela pierre *et al.*, 2011, 2012 , cité par Roveri *et al.*, 2014). Cet environnement de dépôt est expliqué en tenant compte de la faible ventilation des eaux profondes en environnement hypersalin. La faible oxygénation qui en résulte implique une oxydation *via* les sulfates pour la reminéralisation de la matière organique (MO) (De Lange, 1986 ; De Lange & Krijgsman, 2010). La balance entre la reminéralisation de MO liée au sulfate et l'apport de sulfate depuis les formations peu profondes évaporitiques **détermine si la concentration en eaux profonde**s de sulfate est sous-saturé (ou pas), et implique une préservation (ou dissolution) du gypse en eau profonde. La formation de dolomie est aussi liée à ce processus d'après [Baker & Kastner, 1981]. Plus particulièrement dans l'avant-fosse Apenninique, où des conditions similaires au dépôt d'évaporite et d'argile noire ont pu prévaloir avant 5.97 Ma (Manzi *et al.*, 2013), cet âge correspond plutôt à la disparition complète des assemblages micro-planctoniques et détermine l'initiation de la 1ere phase de la crise (Manzi *et al.*, 2013).

La seconde phase de la crise messinienne est marquée par une érosion importante des PLG sur les bassins marginaux entre 5.61 Ma et 5.55 Ma (Lugli *et al.*, 2013 ; Roveri *et al.*, 2014). Les produits érodés des domaines marginaux sont resédimentés dans les bassins profonds, formant des dépôts turbiditiques riches en gypse (gypse-arénite) où la proportion de sable dépend de la distance à la source d'apport. Cette formation est nommé *Resedimented Lower Gypsum* (RLG ; e.g. Roveri *et al.*, 2001, 2003, 2005) et compose la base de la 1ère des 2 sous-unités se développant entre 5.55 Ma et 5.33 Ma : p-ev1 et p-ev2 (abbréviation de *post-evaporitique succession*). Dans les Apennins, les RLG compose la partie basale de la formation turbiditique de *Di Tetto*, dans laquelle s'intercale un niveau cinéritique. Reconnu à l'échelle de l'avant-fosse Apenninique, l'âge de dépôt est situé à 5.532 +/-0.004Ma (Cosentino *et al.*, 2013). Le développement de la surface d'érosion Messinienne (MES) (et le dépôt des RLG) correspondrait plus à une importante phase

tectonique intra-messinienne avec le soulèvement des bassins satellites enregistrant la 1ère phase de l'événement Messinien. Cette phase tectonique serait associée à une chute modérée du niveau marin (environ une centaine de mètre) amenant à al resédimentation des évaporites primaires érodées (Roveri *et al.*, 2005, 2014 **; Ghielmi** *et al.*, 2010), le domaine profond collectant les produits de l'érosion. Le dépôt de p-ev1 serait synchrone des évaporites supérieures observées en Sicile (e.g. Roveri *et al.*, 2005) ou synchrone du dépôt de la halite d'après [Roveri *et al.*, 2014] pour les domaines profonds. Un changement de faciès entre p-ev1 et p-ev2 est observé dans les Apennins, estimé à 5.42 Ma à partir de travaux d'astrochronologie. La formation p-ev2 est divisée en 2 sous-unités : la partie inférieure comprend des dépôts sableux alternant avec de fins bancs argileux tandis que de fines alternances de lits argileux et calcaires composent sa partie supérieure. Entre 3 et 4 cycles sont observés dans l'avant-fosse Apenninique (Roveri *et al.*, 1998, 2003, 2005), la Sicile (Butler *et al.*,, 1999), le delta Messinien du Nil (Della *et al.*, 1997) et Chypre (Rouchy *et al.*, 2001). La succession sédimentaire serait contrôlée par des variations climatiques et liée aux cycles de précession (~23ka) (e.g. Roveri *et al.*, 2006). Cette unité, marquée par la présence du biofaciès Lago-Mare qui est caractérisé par la présence d'organismes sténohalins Paratéthysien, témoigne d'un environnement hypohalin et lacustre. Le retour **à** des conditions pleinement marines est aussi situé à la base du Zancléen, à 5.33Ma.

Modèles Diachrones

Les modèles de [Butler *et al.*, 1995, 1999 **;** Clauzon *et al.*, 1996 **;** Riding *et al.*, 1998] (scénario a, b, c, figure 3-9A) considèrent un diachronisme complet des étapes évaporitiques. D'abord déposés au niveau des bassins marginaux (assimilées à des dépôts peu profonds de bassins perchés), les évaporites se développent par la suite dans les bassins profonds. Pour les scénarios a et c (figure 3-9A), une 3ème phase de dépôt est proposée au niveau des bassins marginaux avant ré-ennoiement au Pliocène basal. Enfin, les différents scénarios diachrones divergent quant à la datation de la dessiccation du bassin profond, moment où les évaporites profondes se développent (voir l'origine des datations dans les descriptions ci-après):

- entre 5.8 et 5.5 Ma pour [Butler *et al.*, 1995, 1999]
- entre 5.7 et 5.32 **Ma** pour [Clauzon *et al.*, 1996],
- entre 5.9 et 5.5 **Ma** pour [Riding *et al.*, 1998]

L'école de [Butler *et al.*, 1995, 1999] (scénario a, figure 3-9A et partie c figure 3-10) se base sur l'étude du bassin Sicilien, assimilé à un complexe de sous-bassins peu profonds liés

à la propagation de la déformation vers le SE. Les phases de dépôt sont notamment calibrées par des études mêlant approche sédimentologique, structurale et magnéto-stratigraphique. Deux cycles sont reconnus régionalement, le premier régressif, le second transgressif. Ces deux cycles sont séparés par une discordance régionale. La tectonique synsédimentaire est considérée comme le facteur majeur contrôlant la distribution des évaporites. Le dépôt des évaporites profondes est considéré comme complètement diachrone aux évaporites inférieures, déposées au sein des bassins marginaux. Ainsi, le bassin Sicilien aurait été complètement asséché durant le dépôt des évaporites profondes, entre 5.8 et 5.5 Ma. Ce dépôt est corrélé dans les sous-bassins Sicilien via une inconformité séparant évaporites inférieures et supérieures. L'initiation des 1er dépôts évaporitiques perchés débute 0.8 Ma avant les modèles de dépôt de [Krijgsman *et al.*, 1999 ; Roveri *et al.*, 2001 ; Clauzon *et al.*, 1996], ces derniers considérant cet âge d'initiation trop exagéré. Le début des évaporites supérieures sur les domaines marginaux (perchés) est diachrone au dépôt d'évaporites profondes, datant la fin de dépôt de ces dernières à 5.5 Ma. Le faciès de Lago-Mare est considéré comme un marqueur bio-stratigraphique (tels que pour les scénarios c, d, e, f ; figure 3-9A), se déposant d'abord dans les domaines profonds puis au niveau des bassins perchés.

L'école de [Clauzon *et al.*, 1996] (scénario b, figure 3-9A et partie c figure 3-10) considère que les évaporites profondes postdatent la succession entière des évaporites des bassins marginaux. Ces auteurs n'impliquent d'ailleurs pas de 3ème épisode évaporitique. Le modèle se base principalement sur la géométrie des bassins et la morphologie des fleuves. A l'inverse de [Butler *et al.*, 1995, 1999], le bassin Sicilien reste soumis à l'érosion aérienne durant la seconde phase du modèle b (Clauzon *et al.*, 1996). D'après [Clauzon & Rubino, 2001], le niveau marin s'est abaissé en 2 étapes, séparées par une légère remontée relative. La première chute, mineure, correspondrait à un abaissement relatif du niveau marin de ~150 m, entre 5.96 et 5.65 Ma, et entraîne l'accumulation des évaporites marginales (nommé évaporites inférieures par Roveri *et al.*, 2014). La seconde phase (à 5.6 Ma) correspond à une chute drastique du niveau marin, excédant 1500 m et affectant l'ensemble du domaine **Méditerranéen. Des canyons aériens** se développent au niveau des domaines terrestres et de l'ancienne plate-forme continentale mise à nue, lié au rééquilibrage des profils de rivière (paléo-Nil, paléo-Rhone, paléo-Ebre etc.), tandis que d'épaisses séries évaporitiques s'accumulent dans les domaines profonds (dépôt de halite et d'évaporite profonde). Entre ces deux phases, des dépôts saumâtres (faciès *Lago-Mare*) se développent, incluant des dépôts de stromatolithe, ainsi que des dépôts lagunaires présentant des faunes de type Paratéthysienne. Globalement, la crise messinienne s'effectuerait en trois temps : (1) une période de confinement partiel entraînant une régression limitée ; (2) une période de quasi-assèchement associé à des apports cyclique d'eau marine (et Paratéthysienne ?) ; (3) la transgression Pliocène.

L'école de [Riding *et al.*, 1998] (scénario c, figure 3-9A et partie c figure 3-10) implique, comme le modèle de [Butler *et al.*, 1995, 1999], 3 étapes évaporitiques. Ce modèle se base sur l'étude du bassin de Sorbas. La 1ère **étape** correspond au dépôt de gypses dans les bassins marginaux. La seconde étape est marquée par une chute majeure du niveau marin, amenant à l'érosion aérienne des domaines marginaux et au dépôt d'évaporites dans les domaines profonds (entre 5.9 et 5.5 Ma). La 3ème étape correspond au dépôt de gypse au sein des domaines marginaux (évaporite supérieure), synchrone au dépôt de la formation Lago-Mare (vu ici comme une formation bio-stratigraphique). Ces dépôts seraient cependant limités à l'échelle de certains bassins marginaux, plutôt que lié à une dilution généralisée d'eau douce.

Les modèles consensuels: Le CIESM (2008)

Le modèle développé au cours de la [CIESM, 2008] (figure 3-9B) correspond à un scénario de consensus entre les modèles diachrones et synchrones. Il fut établi grâce à l'association des observations marines et terrestres antérieures à 2007 sur l'ensemble du domaine méditerranéen et Paratéthysien.

La constitution d'une échelle astronomique pour le Messinien (Hilgen *et al.*, 1995 ; Krijgsman *et al.*, 1999a, 2001) permet une corrélation détaillée entre les différents sous-bassins Méditerranéen et l'océan global (Sprovieri *et al.*, 1996 ; Caruso, 1999 ; Hilgen & Krijgsman, 1999 ; Krijgsman *et al.*, 1999b, 2001, 2004 ; Hodell *et al.*, 2001 ; Vidal *et al.*, 2002). Ces corrélation cyclo-stratigraphiques ont été notamment confirmées par bio-stratigraphie haute résolution sur foraminifère planctonique (Krijgsman *et al.*, 1999a). La datation des séquences par des travaux de magnéto-stratigraphie montre que l'ensemble des séquences messiniennes est confiné à un seul chron magnétique inverse C3r (Gautier *et al.*, 1994). Une excellente correspondance entre cycle sédimentaire et courbe astronomique est mise en lumière (Hilgen & Krijgsman, 1999 ; Sierro *et al.*, 2001), démontrant qu'aucun cycle sédimentaire ne manque et qu'aucune autre corrélation ne peut être envisagée. L'initiation de l'étage Messinien est daté à 7.25 pour un début de précipitation des évaporites inférieures à 5.96 +/-0.02 Ma (révisé à 5.97 Ma par [Manzi *et al.*, 2013]). Cette datation est largement acceptée dans la communauté.

Ce modèle, se base sur l'adaptation du modèle *Deep Dessicated Basin* (Hsü *et al.*, 1973) avec le dépôt d'évaporites diachrones séparées par la phase d'érosion fluviatile, selon le scénario proposé par [Clauzon *et al.*, 1996] en y incluant les résultats des cyclicités astronomiques (e.g.

Hilgen & Krijgsman, 1999):

- La 1ère phase est datée entre 5.97 Ma et 5.59 Ma et correspond au remplacement des cycles marne-sapropel par les unités de gypse inférieur (Lower Gypsum unit ; PLG sensu Roveri *et al.*, 2014), indiquant une relation à la précession contrôlée par les oscillations climatiques en Méditerranée. Le dépôt d'évaporites s'effectue dans les bassins périphériques peu profonds dû à une baisse globale du niveau marin de l'ordre de 50 m (Shackleton *et al.*, 1995) et aboutissant à une baisse du niveau marin d'environ 150 m derrière les seuils qui isolaient ces bassins périphériques (Riding *et al.*, 1998). On notera que la corrélation aux isotopes de l'Oxygène suggère une mise en place des évaporites coïncidant avec la montée glacio-eustatique du niveau marin succédant au stage TG32. [Krijgsman et al., 2004 ; Laan et al., 2005 ; Hilgen et al., 2007] relie l'initiation de cet événement aux cycles de 400ka de l'excentricité à l'échelle régionale. Les nombres de cycles d'évaporite (gypse) dans le gypse inférieur d'Espagne (17) et d'Italie (16) sont corrélés et impliquent une durée totale d'environ 350-370 ka pour cette phase (Krijgsman *et al.*, 2001).

- Une corrélation de ces cycles avec les courbes d'insolation (cycle de 23 ka) conduit ces auteurs à mettre **une petite lacune Messinienne entre 5.59 et 5.50 Ma, pendant laquelle l'assèchement de la Méditerranée, le dépôt d'halite et le rebond isostatique associé doivent s'être produits**.

- L'un des processus à l'origine du pic de l'événement messinien est la fermeture du corridor rifain à 5,6 Ma (Krijgsman *et al.*, 1999b ; Warny *et al.*, 2003) entraîna une chute importante du niveau de la Mer Méditerranée de l'ordre de 1500 m. L'érosion immédiate des marges continentales par les fleuves et par le ruissellement fut suivie par le dépôt dans les bassins centraux d'épaisses unités détritiques et évaporitiques (Bache *et al.*, 2009). Les calibrations astronomiques suggèrent que la base des évaporites supérieures en mer est intimement liée à la première étape de déglaciation entre 5.55 et 5.52 Ma (Laan *et al.*, 2006). Un possible hiatus entre évaporite inférieure et supérieure serait observé au sein des bassins marginaux entre les deux pics glaciaires TG14 etTG12 (Hilgen *et al.*, 2007). La mise en lien des dépôts profonds (évaporite inférieure et halite) avec les oscillations du niveau marin reste discutée (voir section suivante sur les modèles Liguro-Provençaux) et dépend des scénarios de mise en place de la halite (CIESM, 2008; Roveri *et al.*, 2014).

- de 5,55 à 5,33Ma. Cette phase est caractérisée par un changement général et une rapide transition des environnements marins avec des variations importantes de salinité. Les évaporites supérieures, précipitées durant cette période, montrent une cyclicité (9-10 cycles sédimentaires observés à Eraclea Minoa ; Roveri *et al.*, 2006 dans CIESM, 2008) en accord avec les cycles de précession suggérant que les évaporites supérieures des bassins marginaux

se sont déposées approximativement en 175 ka (Decima & Wezel, 1971 ; Vai, 1997 ; Fortuin & Krijgsman, 2003 ; Roveri *et al.*, 2006, 2014). 2 sous-untiés sont définies, suivant l'école de [Roveri *et al*., 2001] où une signature d'eau douce plus importante y est observée à partir de 5.42 Ma (notamment à partir des isotopes du strontium (Flecker & Ellam, 2006)). Cette apport en eau douce caractérise le bio-faciès *Lago Mare* et marque un apport fluviatile accru sur les bords de la méditerranée, associé aussi à une mise en connexion des domaines méditerranéen et paratéthysien lors des hauts niveaux marins qui précédèrent la crise et lui succédèrent (Clauzon *et al*., 2005 ; Popescu *et al.*, 2009 ; Suc *et al*., 2011). Si dans ce consensus, la crise messinienne prend fin lors de la transgression zancléenne à 5.33 Ma, de nombreuses divergences existent quant aux conditions de mise ne place des évaporites, du *Lago-Mare*, leur lien avec les variations du niveau marin, puis les causes et le *timing* de remontée du niveau marin (voir ci-après).

Les modèles consensuels: Roveri *et al.* (2014)

Se basant sur le précédent modèle du CIESM (2008), lequel est articulé sur trois étapes d'évolution (figure 3-9B), celui de Roveri *et al.* (2014) se compose également de trois étapes, la dernière étant fragmentée en deux sous-parties. De manière générale, les étapes 2 et 3 se distinguent du modèle CIESM (2008), lesquelles enregistrent des faciès évaporitiques et des conditions hydrologiques différentes de la première étape. Les périodes associées aux différentes étapes sont sensiblement similaires aux étapes du CIESM (2008). Les points ajoutés et/ou différents par rapport aux précédents modèles (e.g. école de Roveri *et al.*, 2001; CIESM, 2008) portent sur :

- Les processus associés à la phase de développement de la surface d'érosion Messinienne (MES), entre 5.6-5.55 Ma, et sa continuité latérale dans les domaines profonds restés en eau. Correspondant au stage 2.1 du CIESM (2008), elle est associée aux dépôts synchrones d'halite (Sicile, Calabre) et de gypse clastique, regroupés sous l'abbrévation RLG (*Resedimented Lower Gypsum*). Associant les interprétations de l'école de Roveri et Rouchy (voir section 3.2.3.2, modèles synchrones), la surface d'érosion serait liée à une forte chute relative du niveau marin due à une restriction des échanges d'eau entre les sous-bassins et entre la Méditerranée et l'Atlantique (Meijer and Krijsgman, 2005 ; Hilgen *et al.*, 2007). Une tectonique locale à régionale est aussi avérée au moment de la formation de la MES au sein du domaine Bétique (Duggen *et al.*, 2003 ; Fortuin and Krijsgman, 2003 ; Fortuin and Dabrio, 2008), des Apennins (Roveri *et al.*, 2001 , 2003, 2008a ; Roveri and Manzi, 2006) et de la Sicile (Pedley and Grasso, 1993 ; Butler *et al.*, 1995, 1999).

• La continuité latérale de la MES, au sein du domaine profond, correspondait a une surface interne au dépôt des RLG. Stratigraphiquement, cela signifiait que la formation des PLG (Primary Lower Gypsum), comprenant les gypses primaires marginaux et profonds, étaient contemporain du développement des RLG (dû à des destabilisation et/ou processus tectonique). Les travaux de [Manzi *et al*. 2007 ; Roveri *et al.*, 2008a, b], au sein des Apennisn et en Sicile, établissent la continuité latérale de la MES (qui tronc les PLG) à la base des dépôts resédimentés RLG. Ces observations pos-datent clairement le dépôt des RLG par rapport aux PLG.

• A l'acmée de l'événement messinien, l'amplitude de chute du niveau marin reste peu précisée. Parmis les nombreuses conséquences liées à cette chute relative, le modèle prend en compte les destabilisations de pente, relachement des pressions de fluide, approfondissement des bassins, etc. (Govers *et al.*, 2009 ; Lazar *et al.*, 2012 ; Iadanza *et al.*, 2013 ; Cameselle *et al.*, 2015) amenant au développement des RLG dans les dépocentres et au pied des canyons fluviatiles. La surface érosive messinienne (et sa continuité latérale) pourrait alors être remodelé par les processus de destabilisation et transport.

• La troisième période (5.55-5.33 Ma) reste sub-divisée en deux sous-stages autour de 5.42 Ma, correspondant au développement des unités p-ev1 et p-ev2 (*post-evaporitic deposit*) (plus détaillé section 3.2.3. 2. Modèles Synchrones). Les interprétations associées aux variations hydrologiques amenant aux distinctions des deux sous-étapes, ainsi qu'à la mise en place du faciès chrono-bio-stratigraphique Lago-Mare (l'interprétation est discutée section 3.2.5.) reste inchangée par rapport aux précédents modèles. La prise en compte de la présence d'organisme marin durant p-ev2 au sein de l'avant-fosse Adriatique (Carnevale *et al.*, 2006, 2008) témoigne d'une remise en eau marine (ou du moins d'une persistance des connexions Atlantique-Méditerranée) avant la limite autrefois admise de la remise en eau océanique à 5.33Ma (limite Messinien-Pliocène) (cette dernière hypothèse étant défendu au sein des précédents modèles (voir Roveri *et al.*, 2001, 2005, 2008).

3.2.4. Connexions, modèles de dépôt de la halite et impact sur les ré-ajustements isostatiques

Les différents scénarios exposés précédemment soulèvent des interrogations sur :

• le mode de dépôt de l'halite.

• l'impact des transferts de masse sur les ré-ajustements des bassins : subsidence/uplifts.

Des questions persistent quant au dépôt de l'halite : ce dépôt s'est-il réalisé en eau profonde ? Ou bien dans un bassin asséché ? C'est-à-dire avant ou après une chute du niveau marin ? Et

quelles sont les relations chrono-stratigraphiques du sel avec les unités détritiques ?

Sachant que des flux d'eaux marines sont nécessaires et ont dû persister pour permettre les dépôts évaporitiques (gypse ou sel) [Krijgsman and Meijer, 2008], **des connexions de la Méditerranée à l'océan mondial devaient exister**. **Où se situaient-elles** ?

Les figures 3-10 et 3-11, qui synthétisent les différents modèles de dépôt d'évaporites inférieures explicitées précédemment, proposent implicitement une seule connexion via le détroit de Gibraltar. Or la même épaisseur de dépôts évaporitiques est observée de part et autre du seuil de Sicile par [Gorini *et al.*, 2015], ce qui amène à deux interrogations : **Le seuil de Sicile était-il réellement en place durant l'événement fini-messinien** ? Dans le cas négatif, cela suppose une position de la Calabre au Nord du futur domaine Tyrrhénien avec un domaine relativement profond entre la Calabre et le futur seuil Sicilien. Dans le cas contraire, une seconde source d'apport d'eau marine de même ordre de grandeur qu'au niveau de Gibraltar devrait se situer à l'Est du bassin oriental.

Le dépôt des formations détritiques et évaporitiques au sein du domaine profond ne sont pas sans conséquence sur les réajustements isostatiques. D'après les modélisations 3D flexurales de [Govers *et al.*, 2009 ; Govers, 2011], les dépôts de halite (MU) (et d'évaporites inférieures LU) seraient antérieurs à la chute du niveau marin. (sur quoi est-ce basé ? est-ce un résultat du modèle ? est-ce que ce n'est qu'une conséquence directe de l'application du scénario synchrone ?). Ces modélisations se basent sur un scénario de crise synchrone (*sensu* Krijsman *et al.*, 1999a). Le niveau marin en Méditerranée aurait fluctué autour du niveau marin global avant 5.6 Ma, permettant des entrées d'eaux atlantiques et donc le dépôt du sel et des évaporites. Ce modèle implique aussi le dépôt du sel sous une épaisse couche d'eau (sans assèchement donc). C'est ce dépôt précoce qui aurait, par son poids, entraîné une subsidence de quelques centaines de mètres dans le bassin profond et un soulèvement simultané des bordures continentales du bassin par réajustement isostatique, isolant, à ce moment seulement, la Méditerranée et engendrant donc l'assèchement. Le dépôt de 1500m d'évaporites induirait 900m de subsidence au fond du bassin et environ 54m d'uplift en bordure (Govers *et al.*, 2009). Ces réajustements seraient associés à une incision fluviatile prononcée et un réajustement au niveau des pentes et la mise en place de failles normales.

Au sein de la marge du Golfe du Lion, [Rabineau *et al.*, 2014] se base sur les marqueurs sédimentaires Plio-Pléistocène et messinien afin d'évaluer le taux de subsidence total depuis la côte jusqu'au bassin et ce, à partir du dépôt de l'unité de halite. Après reconstruction de la plateforme au moment du dépôt du sel messinien, le non-basculement (voire basculement vers la côte) des unités anté-messiniennes (malgré la subsidence vers le large au cours du Pliocène-Quaternaire)

a amené l'auteur à proposer un rebond isostasique de 1.8 km/Ma (soit ~1300m sur le rebord de pente du Golfe du Lion). Le soulèvement de l'ancienne bordure continentale externe est lié ici à la dessication, érosion et transport et dépôt des sédiments vers le domaine profond, correspondant au scénario de [Bache *et al.*, 2012]. Enfin, le dépôt de sédiments détritiques et évaporitiques au sein du domaine profond liés à la crise marquerait une phase charnière dans l'évolution du taux de subsidence. En effet, le taux de subsidence estimé dans le bassin profond serait deux à trois fois plus important entre le miocène pré-crise et la période fini-Messinienne-actuel (Leroux *et al.*, 2015 ; Rabineau *et al.*, 2014). On notera qu'une augmentation par trois des flux sédimentaires (après 5.33 Ma) (Leroux *et al.*, 2016) est aussi observé, ce qui pourrait expliquer en partie par l'augmentation de l'effet de charge, les mesures de subsidence verticale totale estimée à 960 m/Ma (±40 m/Ma) dans le domaine profond depuis 5.7 Ma (±25 Ma) (Rabineau *et al.*, 2014).

3.2.5. Interprétation du faciès Lago-Mare & implications

Les dernières connexions entre la Paratéthys et la mer Méditerranée sont estimées autour du Miocène supérieur (e.g. Meulenkamp and Sissingh, 2003). Dans le cas de la crise Messinienne, l'ensemble Paratéthysien semble avoir fortement influencé le domaine Méditerranéen de par son écologie quasi-endoréique. En Méditerranée, le faciès *Lago-Mare* est définie par la présence de faunes marines (foraminifères : *Ammonia beccarii* ; Colalongo *et al.*, 1976), et saumâtres peu profondes originaires de la Paratéthys [mollusques : *Congeria, Dreissena* (Esu, 2007) ; ostracodes : *Cypreideis* gr. *pannonica* (Gliozzi *et al.*, 2007) ; kystes de dinoflagellés : *Galeacysta etrusca, Pyxidinopsis psilata*, etc., (Popescu *et al.*, 2007, 2009)]. Cependant, les interprétations divergent quant au contexte de ces dépôts:

- A partir des campagnes de forages DSDP Leg 13 et 42, [Hsü *et al.*,1973 et Cita *et al.*, 1978] interprètent ces observations comme la vidange de lacs paratéthysiens dans une Méditerranée à sec. Ainsi, ce faciès fut-il élevé au rang de repère chronostratigraphique, précédant la remontée du niveau marin et scellant la fin de la Crise de Salinité Messinienne.

- [Orzag-Sperber *et al.*, 2000] se réfèrent à une oscillation du bilan hydrologique vers la dessalure sous le double contrôle climatique et tectonique, idée allant dans le sens des hypothèses de [Roveri *et al.*, 2001, 2005, 2008]. Le faciès *Lago-Mare* est alors aussi interprété comme un faciès chronostratigraphique.

- Selon [Clauzon *et al.*, 2005 et Popescu *et al.*, 2007, 2009], ces dépôts correspondent à des périodes d'échanges à haut niveau marin où les domaines méditerranéen et paratéthysien étaient connectés. Dans ce contexte, il ne s'agirait plus d'un repère chronostratigraphique, mais d'épisodes environnementaux particuliers (biofaciès).

L'interprétation de ce biofaciès est essentielle dans la compréhension des échanges d'eau entre (1) l'océan, la méditerranée et la Paratéthys et (2) entre les différents sous-bassins. Son interprétation paléo-environnementale est ardemment discutée, notamment au sein de l'avant-fosse Apenninique au Messinien : [Carloni *et al*., 1974a, b], sans minimiser le remaniement des spécimens, avaient conclu à un contexte marin à l'origine des sédiments « *Lago-Mare* » dans la région. Ce débat était déjà crucial en Italie quand Ruggieri, en réponse à [Carloni *et al*. 1974a], invoquait au contraire un milieu endoréïque oligo-mésohalin, incompatible avec des organismes sténohalins comme les foraminifères planctoniques. La question des conditions physico-chimiques est restée ouverte. Ainsi [Corselli et Grecchi, 1984] avancèrent-ils un faciès plutôt hypohalin en milieu fermé dans des bassins satellites où auraient évolué des organismes euryhalins. La problématique du faciès Lago-Mare prend tout son sens car il est essentiel de se questionner pour savoir si l'apport d'organismes paratéthysiens : (1) signe l'arrivée des eaux marines méditerranéennes ou (2) est intervenu lors d'une phase de haut niveau marin dans un contexte d'environnement particulier ?

Durant la Crise de Salinité Messinienne, ce faciès *Lago-Mare* est rencontré à trois moments (figure 3-12) à l'échelle des domaines méditerranéen et Paratéthysien: (1) juste avant l'épisode de chute du niveau marin à 5,6 Ma ; (2) dans les bassins profonds à la fin de l'épisode évaporitique ; (3) entre 5,46 et 5,33 Ma (Clauzon *et al*., 2005 ; Londeix *et al*., 2007 ; Popescu *et al*., 2009 ; Bache *et al*., 2012). Ces trois épisodes sont respectivement nommés *Lago-Mare 1*, *Lago-Mare 2* et *Lago-Mare 3* (figure 3-12). Pour le *Lago-Mare 2*, son contexte n'est pas encore clarifié (Clauzon *et al*., 2005 ; Do Couto *et al*., 2014). Les différents travaux portant sur ce faciès ont permis de confirmer certaines hypothèses, synthétisées par [Do Couto *et al*., 2014 ; Serrano and Guerra-Merchan, 2015] : (1) un apport important et actif des eaux de surfaces Paratéthysiennes vers la méditerranée passant probablement le long du corridor Balkan (Clauzon *et al*., 2005 ; Sprovieri *et al*., 2008 ; Popescu *et al*., 2009 ; Suc *et al*., 2011 ; Bache *et al*., 2012; cité par Do Couto *et al*., 2014) ; (2) un courant de surface géostrophique le long de l'ancienne paléo-côte NO Méditerranéenne (Suc & Drivaliari, 1991 ; cité par Do Couto *et al*., 2014) permettant la présence temporaire de ce faciès sur l'ensemble du pourtour Méditerranéen.

3.2.6. Importance et modalité de la chute marine

Au cœur des questions relatives à la crise d'érosion et de salinité messinienne est l'importance des variations du niveau marin. L'estimation de l'ampleur de la chute est généralement issue des marqueurs stratigraphique en mer où les forages sédimentaires fournissent des informations sur l'évolution de la paléo-bathymétrie (Lofi, 2003 ; Lofi *et al*., 2005 ; Maillard *et al*., 2006 ; Cartwright & Jackson, 2008 ; Bache, 2008 ; Bache *et al*., 2009, 2012, 2015 ; Urgeles *et al*., 2011 ; Cameselle

et al., 2013 ; Gorini *et al.*, 2015).

Durant le 1er stade de la crise (entre 5.97 Ma et 5.60 Ma), une chute relative du niveau marin de ~100m est communément acceptée afin d'expliquer le dépôt des gypses au sein des bassins périphériques (e.g. Clauzon *et al.*, 2005 ; Topper *et al.*, 2011 ; Bache *et al.*, 2012 ; Topper and Meijer, 2013 ; Do Couto, 2014 ; Flecker *et al.*, 2015). Dans un contexte de mise en place du faciès Lago-Mare à haut niveau marin, permettant l'échange de masse d'eau entre la Paratéthys et la Méditerannée, une hausse relative du niveau marin se produit juste avant la chute majeure messinienne (Clauzon *et al.*, 2005 ; Bache *et al.*, 2012).

Le paroxysme de la crise (entre 5.6-5.55 Ma) est associé à la mise en place de la surface d'érosion Messinienne au sein des domaines proximaux et le développement des foramtions clastique et évaporitique dans les domaines profonds. Une chute majeure du niveau marin d'environ 1500 à 2000m est proposée soit pour l'ensemble méditerranéen (Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1996, 2005 ; Gorini *et al.*, 2015), soit au moins à l'ensemble NO-Méditerranéen (Druckman *et al.*, 1995 ; Cartwright & Jackson, 2008 ; cité dans Roveri *et al.*, 2014). Cette hypothèse se base directement sur le scénario *Deep-basin Shallow-water model* de [Hsü, 1973] et tient notamment compte :

- De l'origine subaérienne des érosion observées sur les plateformes et pentes continentales (e.g. Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973 ; Ryan, 1978 ; Stampfli & Hoëcker, 1989 ; Frey-Martinez, 2004 ; Gorini *et al.*, 2005 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2009).
- L'ajustement des incisions profondes des canyons du Rhône et du Nile lié au rééquilibrage des profils de rivière (Chumakov, 1973 ; Barber, 1981 ; Clauzon, 1982).
- De la nature peu profonde lié au dépôt des évaporites supérieur (UU), lié à sa géométrie aggradante recouvrant les marges des bassins et les surfaces d'érosion (Maillard *et al.*, 2006).

Cependant, d'autre interprétations reconsidère cet ampleur de la chute du niveau marin, qui est **âprement discuté par certains auteurs au sein du domaine** NO **Méditerranéen (**Busson, 1990 ; Del Olmo, 1996, 2011 ; Roveri *et al.*, 2001, 2005, 2008a,b,c,d, 2009, 2014 ; Hardie & Lowenstein, 2004 ; Manzi *et al.*, 2005) et du domaine oriental (Druckman *et al.*, 1995 ; Cartwright & Jackson, 2008) :

- Au sein du bassin de Valence, Del Olmo (1996, 2011) relie les dépôts d'évaporite (primaire sur la plateforme ; remanié au pied de la plateforme continentale) à une crise climatique, la chute du niveau marin ne pouvant alors excédant la centaine de mètre.

- Au sein de l'avant-fosse Adriatique, l'interprétation du dépôt des RLG, sans évidence d'érosion au sein des domaines profonds, conduit [Roveri *et al.*, 2001, 2005, 2008a,b,c,d, 2009 ; Manzi *et al.*, 2005] a réfuter l'hypothèse d'une chute importante du niveau marin. La déstabilisation des dépôts antérieurs au RLG serait plutôt due à une phase de compression tectonique régionale intra-messinienne soulevant les domaines bordiers. Les variations sédimentologiques au sein des PLG (*primary lower gypsum*) et UG (*upper gypsum*) seraient liées aux cycles de précession. Au sein des UG (5.53-5.33Ma), un enregistrement sédimentaire en domaine lacustre est proposé par les auteurs, avec un retour brutal des conditions marines à 5.33Ma (GSSP du Messinien-Zancléen).

- Au sein du domaine Oriental, une chute minimale d'environ 800m est proposé au niveau de la marge du Levant (Druckman *et al.*, 1995 ; Cartwright & Jackson, 2008).

Ces différents exemples mettent en avant la question du rôle des seuils délimitant les différents sous-bassins méditerranéen (Bache *et al.*, 2012). Puisque les différents bassins ont des morphologies et des paléobathymétries différentes avant la « crise », la chute de niveau de base peut-être elle aussi différente en fonction du bassin et de ses caractéristiques (profondeurs, connexion à un fleuve, une fosse, …)

De la même manière, suivant les méthodes et l'échelle d'étude utilisée, le timing de chute du niveau marin change entre les différents modèles, et ce par rapport aux unités de dépôt :

- Au niveau des domaines occidentaux et orientaux, [Bertoni & Cartwright, 2007 ; Ryan, 2009) suggère le dépôt de MU à la fin de la chute maximale du niveau marin (après 5.6 Ma).

- D'après le modèle de [Blanc, 2000], [Lofi *et al.*, 2005] suggère une chute majeure divisée en deux temps. Une première chute estimé entre 400 et 600m amène, via à la déstabilisation de la plateforme, au dépôt dans les bassins profond de la LU (*Lower Unit*). Elle est suivie par une chute majeure de plus de 1500m amenant au dépôt des MU et UU (*Mobile Unit* et *Upper Unit*) dans un contexte de bas niveau marin.

- [Gorini *et al.*, 2015] propose un schéma chrono-stratigraphique similaire à l'échelle des bassins occidentaux et orientaux (figure 3-13). La mise en place de prismes de régressions forcés, en face des systèmes fluviatiles majeurs, coïncide avec l'initiation de la crise. Ces dépôts évoluent latéralement à l'unité LU. Le plus bas niveau marin serait placé au toit de la LU, la LU étant interprétée comme des dépôts issus de la chute majeure Messinienne (régression forcée et *early lowstand*). La MU et l'UU sont interprétés comme des dépôts de bas niveau marin tardif et/ou aggradant.

- Au niveau de la marge Liguro-Provençal, [Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2009, 2012, 2015] (figure 3-14) considèrent que les formations détritiques sont associées à la chute majeure messinienne (à 5.60 Ma). La LU correspond au membre final de la chute du niveau marin, les unités MU et UU se développent lors de la remise en eau progressive et lente du bassin profond [Bache *et al.*, 2015].

- Des différences d'interprétations concernant la surface « lisse » messinienne (Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2012) sont aussi observées. D'après ces auteurs, la surface est vue comme une surface de ravinement par les vagues, associée à une remontée lente du niveau marin. Dans le détail, des incisions en « *badland* » sont observées au niveau de cette surface (Urgeles *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013). Ces derniers suggèrent donc une mise en place de cette surface au cours de la chute du niveau marin.

- Toujours par rapport à ces deux précédents modèles, les modèles proposés quant à la vitesse de chute et de remontée sont opposés : Le modèle de Cameselle *et al.*, (2013) propose une chute paroxymale relativement « lente » pour une remontée quasi-instantanée, permettant la préservation des surfaces d'érosion messinienne. A l'inverse, les modèles de [Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2009, 2012, 2015 ; Gorini *et al.*, 2015] propose une chute majeure « quasi-instantanée » du niveau marin, puis une remontée en deux temps, lente, puis quasi-instantanée marquant la fin de la crise messinienne.

Ces dernières observations amènent aussi à reconsidérer la remise en eau du bassin, fixée à 5.33 Ma dans de nombreux scénarios (cf figure 3-9). Les scénarios de remontée du niveau marin/ niveau lacustre (dans le cas de Roveri *et al.*, 2001) sont considérés avoir eu lieu soit :

- quasi-instantanément (Meijer & Krijgsman, 2005 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009),

- progressivement avec de larges fluctuations liées au cycle de précession (Fortuin & Krijgsman, 2003)

- Par étape (Lofi *et al.*, 2005 ; Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2009, 2012 ; Just *et al.*, 2010 ; Garcia *et al.*, 2011 ; Gorini *et al.*, 2015)

A travers ces différentes modèles se sont différentes causes qui sont privilégiées. De nombreuses études suggèrent que le réennoiement à travers le seuil de Gibraltar du bassin asséché Méditerranéen est le fruit soit de la tectonique, soit de l'eustatisme, soit d'une combinaison des deux (Weijemars, 1988 ; Kastens, 1992 ; Hodell *et al.*, 1994), mais les preuves sont discutables.

Outre ces facteurs, [Loget *et al.*, 2005 ; Garcia-Castellanos *et al.*, 2009] invoque un dernier facteur : l'érosion au niveau du détroit de Gibraltar depuis la Méditerranée vers l'Atlantique. Un mécanisme érosif différent est cependant employé pour expliquer ce réennoiement, le premier invoquant une érosion régressive engendrant un réennoiement relativement lent, le second une érosion et un réennoiement catastrophique :

- L'hypothèse de [Loget *et al.*, 2005] suppose une entrée préexistante des eaux atlantiques durant les remontées cycliques du niveau marin. Cette incision grignoterait progressivement le seuil de Gibraltar dans un premier temps, puis romprait de manière catastrophique.
- Les modélisations hydrologiques (Blanc, 2002) et les modèles d'incisions fluviatiles (Garcia-Castellanos *et al.*, 2009) privilégient un réennoiement catastrophique de la Méditerranée (une dizaine d'années pour le 1er auteur, 2ans pour le second). Même si le réennoiement impliquerait un début de décharge faible, 90% du flux d'eau permettant le remplissage du bassin serait associé à une remontée catastrophique estimée à environ 10m/jour.

Dans les deux cas, cet apport d'eau depuis l'Atlantique est la cause principale des incisions observées en mer d'Alboran (e.g. Do Couto, 2014), et non lié à l'épisode d'assèchement de la Méditerranée comme avancé par [Loget *et al.*, 2005]. Le rôle des seuils est par la suite essentiel : le remplissage s'effectuerait selon le principe des vases communicants, d'abord en Méditerranée occidentale, puis oriental (suivant l'existence ou non du proto-seuil de Sicile), puis au niveau des bassins marginaux et périphérique (c'est ce qui a été avancé pour l'avant-fosse Adriatique par Bache *et al.*, 2012).

Si les causes sont discutées, il en est de même pour la datation de la remontée du niveau marin au sein du domaine Méditerranéen. Un consensus, pour la remise en eau du bassin, fixe cette étape à la base du dépôt des *Argile Azurre* (GSSP de la limite Messinien/Zancléen à 5.332 Ma) (voir figure 3-9). Cette problématique est notamment exploitée au sein de l'avant-fosse Apenninique. Ne pouvant contraindre cette remontée de manière absolu, seul la présence/absence de foraminifères planctoniques au sein des séries du Messinien terminal (formation de Di Tetto et Colombacci, cité précédemment) amène des informations quant **à** l'environnement de dépôt des unités post-évaporitique (p-ev1 et p-ev2 *sensu* Roveri *et al.*, 2001). En Méditerranée, la datation relative des dépôts post-évaporitiques est basée sur (voir figure 3-12) :

- La disparition de *Discoaster quinqueramus*, estimée à 5.58 Ma par [Lourens, 2004],
- La disparition de *Triquetrorhabdulus rugosus*, estimée à 5.28 Ma par [Lourens, 2004],
- L'apparition et disparition de *Ceratolithus acutus*, estimé entre 5.35-5.04 Ma par [Lourens,

2004] en Atlantique équatoriale. (intervalle NN12b). Ce dernier est un marqueur fort pour le retour des conditions pleinement marines.

L'étude palynologique de la coupe de Maccarone (Popescu *et al.*, 2007), présentant à la fois *T. rugosus* et *C. acutus* dans la section post-évaporitique p-ev2 (*sensu* Roveri et al., 2001), permet d'estimer l'âge des dépôts au Messinien terminal (soit entre 5.35-5.28 Ma d'après Lourens, 2004). La base du Zancléen est quant à elle fixée à l'apparition des *Argille Azurre* (5.332 Ma). [Popescu *et al.*, 2007] révèle aussi une soudaine et forte augmentation des pollens à ballonnets traduisant un milieu plus distal, à la transition entre les formations post-évaporitique p-ev1 et p-ev2. Ces deux arguments, qui ont d'abord été attribuée à l'activité tectonique, traduisent en fait selon [Popescu *et al.*, 2007] la transgression marine marquant la fin de la crise messinienne. La présence conjointe de kystes de dinoflagellés marins, paratéthysien et de foraminifères planctonique et des nannofossiles *C. acutus* et *T. rugosus* (non remanié) est interprétée comme le retour des communications marines à haut niveau marin entre l'océan, la méditerranée et la Paratéthys occidentale (bassin Dacique) avant la base officielle du Zancléen située à 5.332 Ma (Popescu et al., 2007). Des fossiles de poissons marins apparaissent au sein de ces dépôts, argumentant l'idée de conditions marines lors de ce 3ème événement de *Lago-Mare* (Carnevale *et al.*, 2006, 2008). Ces preuves à un retour des conditions marines avant le Zancléen ne sont pas isolées à l'échelle de l'avant-fosse Adriatique, mais suggéré aussi au Maroc (Cornée *et al.*, 2006), dans les bétiques (Do Couto *et al.*, 2014), en Calabre (Cavazza & DeCelles, 1998), en Sicile (Londeix *et al.*, 2007), dans le Golfe du Lion (Bache *et al.*, 2012) et au Nord-Est de la mer Egée (Clauzon *et al.*, 2008 ; Suc *et al.*, 2015).

[Bache *et al.*, 2012] identifient à la base de la marge du Golfe du Lion, entre les premier indices de dépôt de halite et la surface d'érosion fluviatile messinienne (MES), une surface faiblement inclinée et peu rugueuse, interprétée comme le témoin de la remontée lente du niveau marin. La formation de cette surface serait liée à l'érosion de la ligne de rivage, ravinée par l'action des vagues. La limite entre cette surface lisse et la surface plus proximale rugueuse (MES) représenterait la ligne de rivage juste avant une accélération brutale de la transgression permettant de préserver la surface d'érosion fluviatile messinienne. Une remontée du niveau marin en deux étapes est donc présentée dans ce modèle avec des quantifications des ampleurs:

- Une première transgression, de 500 m environ, entre 5.56Ma (?) et 5.46Ma, caractérise une remontée lente du niveau marin, formant la surface de ravinement
- Une seconde transgression, de 600 à 900m d'amplitude, brutale et quasi-instantanée, interviendrait à partir de 5.46 Ma. A cause de la présence de seuil séparant les bassins périphériques ou les bassins perchés des bassins profonds, une transgression marine plus

tardive peut être observée. Cela est le cas pour l'avant-fosse Adriatique avec une apparition de condition marine à la base de p-ev2, à 5.36 Ma.

3.3. Les dépôts Messinien au sein des bassins de Valence et Adriatique: Etat des lieux et comparaison aux travaux au sein du bassin Liguro-Provençal

3.3.1. Les écoles de pensée concernant les dépôts associés à la crise dans le bassin Liguro-provençal

Deux visions fondamentalement différentes apparaissent à travers l'interprétation des dépôts sédimentaires clastiques au sein du bassin Liguro-Provençal, en particulier sur la position de la BES (*Basal Erosional Surface*), c'est-à-dire la Base de l'évènement messinien (illustration figures 3-5 & 3-16B). L'adoption de l'une ou de l'autre de ces visions va drastiquement changer l'ampleur des impacts de la crise, en particulier vis-à-vis de l'ampleur des processus d'érosion, impacts discutés notamment au sein des travaux de [Leroux, 2012 **;** Leroux *et al*., 2016].

L'école du groupe de [Bache, 2008 **;** Bache *et al.*, 2009, 2012, 2015 **;** Rabineau *et al.*, 2014 ; Gorini *et al.*, 2015] (scénario de la base la plus profonde, figure 3-16B) situe la surface de base marquant l'initiation de la crise au-dessous d'un important dépôt détritique (l'unité M dont les sous-unité M0, M1 correspondraient aux produits de l'érosion régressive messinienne), bien en dessous de la base de la LU. Cette unité LU en revanche est interprétée comme le membre supérieur distal des dépôts détritiques. La surface basale de l'événement Messinien est dénommé *Basal Surface of Messinian Regression* (BSMR (Gorini et al., 2015) ou surface M (par qui ?) ou surface MES-CC* par Gorini et al. 2015 .

L'école du groupe de [Lofi, 2002 **;** Roveri *et al.*, 2005, 2014 **;** Lofi *et al.*, 2005, 2011a, 2011b **;** Maillard *et al.*, 2006 **;** Lofi & Berné, 2008] (scénario de la base la moins profonde , figure 3-16B) considère la base de l'événement messinien à la base de l'unité LU au sein du bassin profond. Le volume de produit clastique associé à la crise est alors nettement inférieur à l'hypothèse défendue par [Bache, 2008]. On pourra noter cependant que les travaux de [Lofi & Berné, 2008] se basant essentiellement sur l'érosion issue des fleuves Pyrénéo-Languedocien, ne prend en compte les produits d'érosion issus des fleuves Rhodanien. La surface basale des dépôts messiniens est dénommé *Basal Erosional Surface* (BES). Au niveau du domaine intermédiaire, des surfaces d'érosion sous-marines et des corps sismiques (cortèges C2, C3 sur la figure 3-16B ; Lofi & Berné, 2008) sont distingués et interprétés comme des canyons sous-marins pré-messiniens, c'est-à-dire tortoniens. Dans le cas de Bache (2008), la position plus profonde de la discontinuité

de base de l'événement messinien implique alors de considérer ces surfaces érosives et canyons comme messiniens.

La base du Messinien est généralement considérée se situer à la base des dépôts d'évaporites inférieurs (ou primaires) (voir section précédente). Ainsi les différents **modèles publiés en dehors du domaine NO Méditerranéen** (tels que les modèles de Roveri *et al.*, 2005, avant-fosse Adriatique ; Butler *et al.*, 1995, 1999, basin Sicilien ; Rouchy & Casuro, 2006] **ne tiennent pas compte des dépôts antérieur au dépôt de la trilogie messinienne** (LU, MU et UU).

3.3.2. Synthèse des observations au sein du bassin Liguro-Provençal

Le domaine érodé du plateau est caractérisé par la succession de deux surfaces d'érosion majeures :

- Une surface rugueuse liée à une érosion aérienne, interprétation confirmée par une rubéfaction de la surface observée au sein des plateformes du Golfe du Lion. Cette surface, sculptée par les réseaux de drainage, incise profondément les dépôts miocènes, dessinant des vallées jusqu'à 15-20km de largeur et 600-700m de profondeur (Lofi *et al.*, 2005 ; Bache *et al.*, 2009) (figure 3-16B).
- Une surface lisse (turquoise sur la figure 3-16B) tronquant légèrement les dépôts antérieurs. La rupture entre ces deux surfaces est globalement située autour de 1.6+/-0.2 std. Vers le pied de pente des bassins, cette surface évolue à une surface plane et conforme avec les séries miocènes sous-jacentes, présente à la fois dans le domaine érodé au toit des séries miocènes) et dans le domaine intermédiaire (troncature de réflecteurs au sommet de l'unité M de Bache (2008) (unités détritiques U4; Bache *et al.*, 2015).

Le domaine intermédiaire est marqué par le dépôt de l'unité M (U4 sensu Bache *et al.*, 2015), subdivisée en sous-unités M0, M1 et M2 (Bache, 2008 ; Bache *et al.*, 2009) (figure 3-16A, B) (U4a, b, c sensu Bache *et al.*, 2015, voir figure 3-14). La base de l'unité est marquée par une surface d'érosion basale (surface M dans la pente et le bassin *sensu* [Bache, 2008 **;** Bache *et al.*, 2009] ; S3 *sensu* [Bache *et al.*, 2015] ; RSME & MES-CC* *sensu* Gorini *et al.*, 2015). Elle est érosive sur les sédiments miocènes et devient sub-conforme aux dépôts antérieurs dans le domaine profond. Ces sous-unités sont reliées aux systèmes fluviatiles majeurs, Rhodanien et/ou Pyrénéo-Languedocien au sein du domaine de rebord continental (Leroux, 2012) ;

- La sous-unité inférieure M0 (U4a sensu Bache *et al.*, 2015) est caractérisée par des

clinoformes inclinés vers le bassin tronquée en amont par la surface lisse. Localisé préférentiellement en face de l'embouchure Rhodanienne. D'une épaisseur d'environ 1000m au débouché des fleuves messiniens, et de l'ordre de 800m sous les évaporites.

- La sous-unité M1 (U4b sensu Bache *et al.*, 2015) repose en discordance sur la sous-unité M0, elle aussi tronquée en amont par la surface lisse. Un faciès soit chaotique, soit plus ou moins continus la compose, probablement dû à une connexion directe (présent plus à l'ouest du golfe) ou indirecte (à l'Est du golfe, marqué par la présence de hauts de socle) avec les fleuves messinien (e.g. Bache, 2008 **;** Leroux, 2012)

- La sous-unité M2 (U4c sensu Bache *et al.*, 2015) est caractérisée par un faciès sismique chaotique, de forte amplitude, essentiellement identifiée à l'embouchure directe des fleuves messinien Pyrénéo-Languedocien et tronquée en amont par la surface d'érosion lisse

Au sein du domaine profond, la surface de base Messinienne M prend la forme d'une surface conforme de forte amplitude suivie jusqu'au domaine profond. Elle correspond à la surface MES-CC* d'après [Gorini *et al.*, 2015] et marque la base des dépôts Ma (ou M0) :

- La sous-unité Ma (M0) présente un faciès sismique chaotique à réflecteurs subcontinus de moyenne amplitude. Elle forme la prolongation des sédiments détritiques précoces de l'unité M dans le bassin en passage latérale de faciès. Interprété comme des turbidites distales (d'après Bache *et al.*, 2009 **;** Leroux, 2012 **;** Gorini *et al.*, 2015), son épaisseur est estimé à 800m pour une vitesse de 5000m/s (Leroux, 2012).

- L'unité Mb (M1) est limitée au domaine profond et caractérisée par des réflecteurs continus, de fortes amplitudes. L'unité Mb est généralement interprétée comme un dépôt d'évaporites inférieures, pouvant consister à un environnement sédimentaire évaporitique incluant des dépôts clastiques. Son épaisseur est estimée à 1500m pour une vitesse de 4700m/s (e.g. Bache, 2008 **;** Leroux, 2012).

- Surplombant l'unité M dans le bassin profond se dépose ~1000m de halite (MU) et 300m d'évaporites supérieures. Le sel massif, caractérisé par son faciès sismique transparent, dessine des dômes d'épaisseurs très variables voire des diapirs affectant le fond marin dans la partie la plus distale. Les évaporites supérieures (UU) présentent un faciès lité de forte amplitude. Elles sont décrites par forage comme une intercalation de lits d'anhydrites et d'argile (Hsü, 1973 **;** Ryan, 1973) dont l'épaisseur varie entre 200 et 500m (vitesse comprise entre 3700-4100m/s).

3.3.3. Etat de l'art au sein du bassin de Valence

La même distinction entre un domaine érodé et profond peut être effectuée à l'échelle du bassin de Valence.

Le domaine érodé, le long de la marge NE Ibérique, est caractérisé par la surface d'érosion Messinienne (Figure 3-17A, C). Localement au sein de la plateforme de l'Ebre, trois domaines morphologiques sont associés à cette surface. Elles sont décrites de la manière suivante :

- Une surface rugueuse liée à une érosion aérienne, interprétation confirmée par une rubéfaction de la surface associée à un développement de paléo-sol, observée au sein de la plateforme de l'Ebre (Urgeles *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013). Cette surface, sculptée par les réseaux de drainage, incise profondément les dépôts miocènes (plateforme de l'Ebre) ou est guidé par l'héritage structural (marge Catalane ; Marga *et al.*, 2011). Les incisions associées ne sont pas repérées à l'échelle de l'ensemble de la marge NE Ibérique. Le long de la marge Catalane, trois domaines morphologiques sont décrit (Creus, Girona et Barcelona ; Marga *et al.*, 2011). Au sein de la plateforme de l'Ebre, les interprétations de trois blocs sismiques 3D (Stampfli and Hoëcker, 1989 ; Frey-Martinez *et al*, 2004 ; Urgeles *et al.*, 2011) mettent en lumière une vallée incisée majeure orientée NO-SE (attribuée à l'activité fluviatile d'un proto-Ebre messinien) ainsi que des systèmes fluviatiles secondaires situés de part et d'autre de cette incision.

- Deux sous-zones sont associées au développement de la surface lisse et décrite seulement au sein de la plateforme de l'Ebre (Urgeles *et al.*, 2011 **;** Cameselle *et al.*, 2013) (figure 3-17C) :

  * la région 2, limitée par deux ruptures de pente. Elle présente un relief faible et lissé, plongeant légèrement vers le SE entre 1.4 et 1.7 std. Des incisions de type « *Badland* **» caractérisent des réseaux fluviatiles mineurs, présentés** précédemment. Ces dernières semblent se développées le long de la bordure externe de la plateforme érodée Miocène.

  * La région 3 est caractérisée par une disparition des incisions en *badland*. La surface devient conforme aux dépôts antérieurs et ne présente plus d'évidence d'érosion. Elle est associée à une rupture majeure de pente. Cette dernière est cependant exagérée due à la rupture de pente actuelle de la plateforme de l'Ebre (Urgeles *et al.*, 2011).

Le même débat portant sur l'importance des dépôts détritiques au sein du Golfe du Lion

(section 3.1.1.) (Lofi *et al.*, 2005 vs Bache *et al.*, 2009 ; Gorini *et al.*, 2015) peut être reporté au sein du bassin de Valence (Cameselle *et al.*, 2013 vs Maillard *et al.*, 2006).

Les prismes détritiques associés à l'événement messinien ne sont interprétés qu'au niveau du bloc 3D (situation figure 3-17A) (Cameselle *et al.*, 2013), sous la surface d'érosion Messinienne. Initialement interprété comme des unités du groupe de Castellon d'âge Tortonien (sensu Clavell et Berastegui, 1991), 4 prismes nommés TMU-B4 à B7 sont associés à l'événement messinien d'après [Cameselle *et al.*, 2013] (figure 3-17C). Ces derniers présentent une morphologie de clinoformes progradants vers le bassin. Une inconformité importante marque la base de ces prismes et dénommé PreMES-C. Ces prismes sont tronqués au toit par la surface d'érosion messinienne rugueuse (prisme TMU-B4 et B5) puis lisse (prismes TMU-B6 et B7). Pour ces deux derniers prismes, seuls les *bottom-sets* sont préservés et marqués par de forts réflecteurs, témoignant peut-être d'apport sableux au pied des clinoformes. L'épaisseur maximale de l'ensemble préservé atteint ~0,7 std puis diminue vers le pied de pente. La continuité de ces prismes latéralement au bloc 3D et vers le domaine profond n'est pas observée, ne permettant donc pas de corrélation directe avec la trilogie messinienne.

A l'échelle du bassin de Valence d'autres dépôts détritiques sont repérés (Maillard *et al.*, 2006 ; Lofi *et al.*, 2011a) (figure 3-17B) et se caractérisent par un faciès chaotique. Sur la pente, une troncature érodant les dépôts Miocène marque la base de ces unités, et sont recouvertes par l'unité UU (*Upper Unit*). En pied de pente, les descriptions des dépôts messiniens se limitent à la trilogie messinienne (LU, MU et UU) (Maillard *et al.*, 2006) (figure 3-17A). La surface basale de l'UU est interprétée comme la BES (*Basal Erosional Surface*), connectée en amont à la surface d'érosion messinienne. La BES, considérée comme la base de l'événement messinien dans le domaine intermédiaire du bassin de Valence, est donc différente de la base de l'événement d'après [Cameselle *et al.*, 2013], bien qu'aucune relation directe n'ait été effectuée entre ces études. On pourra noter qu'au sein du domaine de pied de pente (domaine intermédiaire du bassin de Valence), l'UU peut être tronquée au toit par de petits chenaux. Cette observation correspond à la TES (*Top Erosional Surface*) observée par Maillard *et al.* (2006). Le dépôt des formations détritiques chaotiques (*Complex Unit* **; CU)** est interprété comme étant synchrone du dépôt de halite à partir de la zone de fracture CFZ (Central Fracture Zone) (figure 3-17A). Un épaississement conséquent des dépôts de MU et UU est observé à partir de la NBFZ, où on peut noter l'apparition de léger dépôt de LU au sein du bassin Provençal. En amont de la CFZ, seul le dépôt d'UU est notifié et déposé en *onlap* sur le pied de pente.

3.3.4. Problèmes soulevés au sein du bassin de Valence

La figure 3-18 situe les problèmes relatifs à l'événement Messinien au sein du bassin de Valence. A partir des synthèses effectuées au sein des sections 2. , 3.3.2 et 3.3.3, quatre zones d'ombres majeures, associées à cette étude, sont mise en lumière :

- **Les processus associés au développement des formations détritiques et les modalités de mise en place**. En amont de la question de la part de volume détritique cartographié au sein du bassin de Valence, il s'agit de s'interroger sur la provenance des dépôts.

- **La répartition de ces unités détritiques et le lien avec les formations observées au sein du bassin Liguro-Provençal**. Les formations détritiques observées au sein du bassin Liguro-Provençal sont contraintes en face des embouchures des systèmes fluviatiles. Au sein du bassin de Valence, les dépôts ne sont observés que partiellement, rendant difficile une corrélation entre dépôts détritique et importance des systèmes fluviatiles messinien. Le développement de ces unités, latéralement et en aval, n'est pas connu.

- **Le rapport entre la longueur d'incision fluviatile messinienne et la dimension actuelle du bassin de drainage**. Babault *et al.* (2006) met en lumière une relation intéressante entre la longueur de l'incision messinienne et l'actuelle dimension du bassin de drainage. Vérifiée sur l'ensemble des réseaux fluviatiles Mediterranéen, le système fluviatile messinien de l'Ebre est la seule exception, bien que les aires de drainage actuelles de l'Ebre et du Rhone sont sensiblement similaires (figure 3-18).

- **La limite de plus bas niveau marin et les processus à l'origine de la surface lisse d'érosion messinienne**. Deux interprétations sont associées à la génèse de cette surface : elle est soit générée lors d'une transgression lente de la ligne de rivage (avant 5.46Ma ; voir figure 3-15B & 16C) (scénario de remontée en 2 temps de Bache, 2008), soit générée lors d'une chute rapide (région 1) puis lente (région 2) de la ligne de rivage lors de la chute à 5.60Ma du niveau marin (scénario de Urgeles *et al.*, 2011 ; Cameselle *et al.*, 2013) (figure 3-17C). Ce dernier niveau se stabilise alors au niveau de la région 3, au pied de pente de la plateforme Messinienne de l'Ebre. Dans ce dernier modèle, les auteurs se basent (Cameselle *et al.*, 2013) sur un scénario de remontée brutale du niveau marin afin d'expliquer la préservation des surfaces d'érosion messinienne. Le plus bas niveau est alors situé au niveau du rebord externe de la plateforme anté-messinienne, bien en amont du développement des unités évaporitiques (LU et MU). Pour Bache *et al.* (2009), le niveau d'initiation de la MU correspond *grosso-modo* au plus bas niveau messinien.

3.3.5. Observation de la répartition des dépôts au sein du domaine Adria

3.3.5.1. Organisation générale des dépôts observés au sein de l'ensemble Adriatique

Trois zones sont délimitées au sein de l'ensemble Adriatique, le domaine sud-Apennins, le bassin Sud-Adriatique puis le domaine nord et centre Apennins.

Peu de dépôts sont préservés au sein du domaine sud-Apennin et sont situés au sein des domaines soulevés (e .g. Selli, 1973 ; Vezzani, 2010).

Au sein du bassin sud Adriatique, quelques travaux s'appuient sur le marqueur messinien (Argnani *et al.*, 2009 ; Fentoni & Franciosi, 2010 ; Argnani, 2014a, 2014b) et l'associe à la formation Gessoso Solfifera. L'avant-fosse péri-adriatique n'est contrainte à terre que par les travaux de [Frasheri *et al.*, 2009 ; Silo *et al.*, 2013]. [Silo *et al.*, 2013] observe une diminution de la profondeur de dépôt, depuis des formations turbiditiques à des faciès deltaïques à Lagunaires. Une inconformité au toit délimite les dépôts Messinien des formations marines puis continentale Pliocène-Pléistocène.

La figure 3-19 compile différents travaux situés au sein du domaine Nord et centre Apennins via une approche terre-mer et permet de mettre en lumière la diversité des faciès sédimentaires observés le long du front de déformation et associé à l'avant-fosse Apenninique tortono-messinienne. La cartographie de ces dépôts (figure 3-19A) est synthétisée à partir des travaux de [Ghielmi *et al.*, 2010 ; Rossi *et al.*, 2015] (bassin flexural de la plaine du Pô), de [Roveri *et al.*, 2005] (transition entre la plaine du Pô et le bassin de Pescara) puis de [Vezzani, 2010 ; Artoni, 2013] (bassin de Pescara et domaine centre et sud-Apennin). Les délimitations des faciès sont issues des travaux de [Roveri *et al.*, 2005 ; Artoni, 2013].

3.3.5.2. Organisation spatiale et temporelle des dépôts messinien à l'échelle du domaine centre & nord Apennin.

Dans le secteur nord-Apennin différents travaux de corrélation stratigraphique terre-mer sont effectués (e.g. Roveri *et al.*, 2002, 2004, 2005 ; Ghielmi *et al.*, 2010, 2013 ; Rossi *et al.*, 2015). Le secteur central Apennin est caractérisé par de multiples travaux à terre, focalisés sur le dépocentre du bassin de Laga (e.g. Artoni, 1997, 2003 ; Centamore & Nisio, 2003 ; Milli *et al.*, 2006, 2007) (figure 3-19B). Ces études sont corrélés vers le bassin Adriatique via différents travaux (e.g. Ori *et al.*, 1991 ; Artoni, 2013) (figure 3-19C).

Illustré au niveau de la figure 3-19B, les séquences de dépôts messinienne-Pliocène inférieur sont subdivisées en deux (**& LM ;** Ghielmi *et al.*, 2010) à trois mégaséquences (, MP & UBSU, sensu Roveri *et al.*, 2005 ; Marnoso, Laga & Cellino sequences, sensu Milli *et al.*, 2007). Ces mégaséquences sont reconnues à l'échelle régionale dans le domaine nord-Apennin et ainsi qu'au niveau du bassin de Laga. Elles se distinguent du point de vue (a) des phases de déformations majeures influençant la propagation du dépocentre et (b) une variation majeure concernant l'origine des apports sédimentaires. Les répartitions d'unités sédimentaires sont contrôlées par (a) les réorganisations de bassins, (b) les variations de courant de turbidités et (c) les variations d'apports sédimentaires. Afin de simplifier les descriptions, nous nous baserons sur la nomenclature de [Roveri *et al.*, 2005].

Contexte de dépôt lié à la mégaséquence T_2

La première mégaséquence est daté du Tortonien supérieur au Messinien et comprend à la base les formations de Bolognano (sensu Ghielmi *et al.*, 2010) ou de Marnoso-arenacea (sensu Roveri *et al.*, 2015 **;** Milli *et al.*, 2007). Cette mégaséquence fait partie de la phase de dépôt terminal du bassin flexural *Marnoso arenacea-Bolognano* (d'après le modèle de Roveri *et al.*, 2003) et comprend aussi les formations pré-évaporitiques et évaporitiques. A l'échelle du bassin de Laga, la surface I1 (Milli *et al.*, 2007 ; U1 pour Artoni,2003) fait suite à la phase de déformation fini-Tortonienne qui subdivisa en bassins plus confinés l'ancien domaine flexural. Trois dépocentres majeurs messiniens sont distingués le long du front de déformation: le dépocentre de Cremona au NO de Bologne; le dépocentre d'Emilia-Romagna entre Bologne et Ancone ; le dépocentre de Laga entre Ancône et Pescara.

Au abord du front de déformation, les unités [(sensu Ghielmi *et al.*, 2010) ; *pre-ev* sensu Roveri *et al.*, 2005 **;** *Cerrogna marls* et *Laga 1* sensu Milli *et al.*, 2007] sont caractérisées par d'importants niveaux turbiditiques et fan-deltas (figure 3-19B). Au sein des deux dépocentres nordiques, les d**épôts** évoluent vers le NE, dans le bassin profond, vers des niveaux anoxiques et sapropels intercalés à des turbidites continues fines (Roveri *et al.*, 2005 **;** Ghielmi *et al.*, 2010). La formation du bassin de Laga s.l. est associée **à l'activité des fronts de formation de Sibillini (d'axe NE-SO) et du Gran Sasso (d'axe E-O) et sont actif**s avant et durant le dépôt des formations Laga1 & 2 (localisation figure 3-19A et synthèse de l'activité figure 3-19B). La formation pré-évaporitique *Laga 1* est marqué par des apports sous-marins provenant du Nord et NO. La surface *I1* est érosive sur les anciens dépôts et est caractérisée par des chenaux sous-marins (5km de large pour 100m de profondeur environ). Au sein du bassin les formations consistent en des lobes sableux amalgamés et aggradants le long du front de déformation évoluant vers le SE en des formations marno-sableuse (Milli *et al.*, 2007). Au sein de l'ensemble des sous-bassins, ces formations seraient liées à un bas niveau marin relatif.

L'unité (sensu Ghielmi *et al.*, 2010) correspond aux évaporites primaires de la formation *Gessoso Solfifera* (formation de Vena del Gesso sensu Roveri *et al.*, 2005) et consiste en des alternances de gypses/anhydrites et carbonates évaporitiques. Ces évaporites primaires se déposent dans des environnements restreints, soit au sein de bassins satellites (*thrust-top basins*) incorporés dans le front de déformation, soit sur les bordures externes du bassin d'avant-pays (voir figure 3-19A). Au sein du bassin d'avant-pays, ces dépôts évoluent latéralement à des argiles anoxiques et dolomicrites, avec intercalation de rares niveaux turbiditiques sableux (Ghielmi *et al.*, 2010).

Ces dépôts sont synchrones à l'unité *Laga 2* (sensu Milli *et al.*, 2007) du bassin de Laga. La surface I2 n'est pas érosive. L'activité des fronts de déformation de (a) Sibillini et de Gran Sasso (majeur durant les périodes pré- et syn-dépôts de Laga 1 et Laga 2) & (b) de l'Acquasanta et Montagna dei Fiori-Montagnone (majeur durant le dépôt terminal de Laga 1 et durant Laga 2) change la physiographie du bassin avec une diminution (a) de l'espace d'accommodation du bassin et (b) une connexion plus étroite entre les systèmes deltaïques et turbiditiques provenant toujours du Nord (figure 3-19B). [Valloni *et al.*, 2002] attache une source d'alimentation essentiellement Alpine.

Contexte de dépôt lié à la mégaséquence post-évaporitique (p-ev)

La seconde mégaséquence (MP sensu Roveri *et al.*, 2004, 2005 ; séquence de dépôt de Cellino (CDS) sensu Milli *et al.*, 2007) comprend la phase post-évaporitique à fini-messinienne (Roveri et al., 2004, 2005) ou intra-zancléenne (Milli *et al.*, 2007 ; Ghielmi *et al.*, 2010). Le paroxysme de la crise Messinienne s'inscrit dans un changement majeur de dépocentres, marquant l'initiation des bassins d'avant-pays actuels au détriment des bassins résiduels de l'ancien système *Marnoso arenacea-Bolognano* et de *Laga s.s.*. Les dépôts comprennent les séquences (sensu Ghielmi *et al.*, 2010), synchrones des séquences , (sensu Roveri *et al.*, 2005) et *Laga 3* (sensu Milli *et al.*, 2007). On notera que cette dernière séquence inclut les formations du Pliocène inférieur. La transition entre les deux mégaséquences correspond pour [Roveri *et al.*, 1998, 2002, 2003, 2005, 2007 ; Milli *et al.*, 2007 ; Bigi *et al.*, 2009, 2011 ; Ghielmi *et al.*, 2010] a une inconformité tectonique nommée « phase intra-messinienne ». Concernant les bassins flexuraux Nord et centre Apennins, cette phase est responsable du soulèvement des bassins d'Emilia, Romagna et de Laga s.s.. Deux conséquences directes sont observées par [Milli *et al.*, 2007 ; Ghielmi *et al.*, 2010] :

- Ces anciens dépocentres sont incorporés au sein des chaînes Nord et Central apennines en tant que bassins satellites (*piggy-back basins*).
- La création d'un bassin d'avant-pays « simple » selon une position plus extérieure par respect aux arcs d'Emilia, Romagna et de l'anticlinal de Acquasanta (cf. figure 3-19B) (d'après

Ghielmi *et al.*, 2010)

Au sein du bassin de Laga, l'activité tectonique des systèmes de l'Acquasanta et de la Montagna del Fiori entraîne une migration vers l'Est du dépocentre, ce dernier **étant** caractérisé par le développement de l'unité *Laga3* (sensu Milli *et al.*, 2007). Cette formation, plus détaillée par [Artoni, 1993, 2003 ; Roveri *et al.*, 1998, 2003, 2004, 2005] comprend une formation basale suivant l'inconformité I3 (U3) à évaporite clastique re-sédimenté (formation de Sapigno), suivie de la formation de S. Donato marquée à la base par une cinérite daté à 5.532 +/-0.004Ma (Cosentino *et al.*, 2013), cette dernière est reconnue à l'échelle de l'avant-fosse Apenninique. Elle est formée au toit par la formation à Colombacci (sensu Roveri *et al.*, 2005) puis par les dépôts Pliocène inférieur.

Au sein des bassins Nord-Apennins, la seconde phase de la crise messinienne est marquée par une érosion importante des PLG sur les bassins marginaux entre 5.61 Ma et 5.55 Ma (Roveri *et al.*, 2014). Les produits érodés des domaines marginaux sont resédimentées dans les bassins profonds (*Resedimented Lower Gypsum* (RLG ; e.g. Roveri *et al.*, 2001, 2003, 2005)), formant des dépôts turbiditiques riche en gypse (gypse-arénite) où la proportion de sable dépend de la distance à la source d'apport. Cette formation compose la base de la 1ère des 2 sous-unités se développant entre 5.55 Ma et 5.33 Ma : *p-ev*$_1$ et *p-ev*$_2$ (abbréviation de *post-evaporitique succession*), détaillées au sein de la section 2.3.2.2. présentant les modèles diachrones). Le développement de la surface d'érosion Messinienne (MES) correspondrait plus à une importante phase tectonique intra-messinienne, associée à une chute relative du niveau marin à l'amplitude incertaine (<1000m ?) (Roveri *et al.*, 2004, 2014 **; Ghielmi** *et al.*, 2010, 2013). Dans ce cadre, le nouveau bassin flexural collecterait les produits issus de l'érosion des bassins satellites ou des bordures du domaine externe non déformé.

Comme discuté au sein des sections 2.3.2.2. (modèle diachrone) et 2.3.5. (Variation du niveau marin), l'interprétation paléo-environnementale de la formation *p-ev*$_2$ reste débattue (voir section 2.5.) et interroge sur les connexions entre l'avant-fosse Apenninique et les domaines profonds.

3.3.6. Problèmes soulevés au sein du domaine Adria

La figure 3-20 situe les problèmes relatifs à l'événement Messinien au sein du domaine Adriatique. Trois zones d'ombres principales ont été identifiées concernant la répartition des dépôts et l'isolation de l'Avant-fosse Apennine des bassins profonds lors de l'événement Messinien :

- **L'extension de l'avant-fosse Apennine Messinienne (et donc du bassin de Laga) vers le SE et le NE du bassin Central Adraitique (CAB).** Le long du front de déformation, une compilation des informations bibliographique illustre un dépôt-centre Messinien allongé, le

long du front de déformation central et Nord Apennin. Le bassin de Laga est considéré comme ***le* dépôt-centre majeur lors de l'événement Messinien,** captant les apports sédimentaires détritiques provenant des Apennins du Nord et du front de déformation Apennin. Son extension vers le NE et les environnements de dépôts associés ne sont pas contraintes. De plus, la continuité du dépôt-centre vers le SE, entre le front de la chaîne Maghrébo-Apennine et la plateforme carbonatée Apulienne, est inconnu.

• **La transition au NE du promontoire de Gargano entre les bassins Central et Sud Adriatique.** Les reconstructions paléo-géographiques (e.g. Zapaterra, 1994) (figure 2-10) témoignent d'une prolongation du bassin profond Ionien (situé au sein du SAB) au sein du CAB et s'élargissant au niveau d'Ancône. La localisation de ce domaine profond distingue les plateformes peu profonde Dalmatienne, le long de la bordure NE Adriatique, que la plateforme Apulienne, au SE du domaine Adriatique. Suivant ce contexte paléo-géographique, un domaine profond (et donc une connexion) entre le CAB et le SAB devait exister durant le Tertiaire. La relation entre les bassins centraux et sud Adriatique et leurs paléo-bathymétries au Messinien, constituent des zones d'ombres majeures dans la question de l'isolation ou de l'ouverture de l'avant-fosse Apennine.

• **La continuité des environnements de dépôts vers le front de déformation Albanide et le seuil de Pelagosa.** A l'heure actuelle, le front de déformation Albanide et l'avant-fosse associé se situent dans la prolongation SE du bassin profond Ionien. D'après la synthèse bibliographique, les bordures NE et SO du bassin sont contraintes respectivement par les plateformes Dalmatienne et Apulienne. Cette dernière se prolonge sous l'actuel seuil de Pelagosa puis le long des côtes Albano-Héllénides. L'activation du front Albanide à partir du Tortonien modifie la paléo-bathymétrie héritée du Mésozoïque. Une double problématique s'impose au domaine Sud Adriatique : Quelle était la relation du SAB par rapport au domaine profond ? Constituait-il un bassin isolé, intermédiaire ou complètement ouvert aux domaines profonds **? A travers ces interrogations, nous pouvons nous interroger sur l'existence d'une connexion via le seuil de Pelagosa**.

• **L'interprétation d'une phase tectonique synchrone au paroxysme de la crise Messinienne, entre 5.6 et 5.55 Ma** (e.g. Roveri *et al.*, 2014) nous conduit à réfléchir sur la place de l'événement Messinien dans les jeux tectoniques. Cet événement peut être soit la conséquence de ré-activations tectoniques **à l'échelle régional (tels qu'une ré-activation des structures compressives ou le ré-ajustement isostasique des domaines profonds et marginaux), soit s'inscrire dans une phase de ré-organisation** cinématique globale dont l'événement fini-Messinien constitue une part partielle des ré-ajustements locaux.

Chapitre 4

Données disponibles et méthodes appliquées

4.1. Des profils sismiques aux environnements de dépôt

4.1.1. Données à disposition

Les données utilisées dans cette étude comportent une importante part marine, via l'exploitation de sismique réflexion et forages industriels. Tandis que les informations géophysiques nous fournissent une vision globale des géométries sédimentaires à l'échelle de la marge, les forages nous renseignent sur la nature des sédiments forés, leur environnement et leur âge de dépôts. Les ESP (Expanding Spread Profiles) et OBS (Ocean Bottom System) nous fournissent des indications de vitesse des ondes sismiques dans les sédiments et la croûte.

Une approche terrestre a aussi été effectuée au sein des domaines de Valence et Adriatique. Au sein de la chaîne Catalane, deux campagnes d'échantillonnage furent réalisées par F. Moutheraux (Université Toulouse), N. Loget (Université Paris VI-ISTeP). Le but de ces campagnes était de tenter de quantifier et de dater les mouvements verticaux au sein de la chaîne Catalane. Les roches furent traitées dans l'objectif de travaux thermochronologique (U-Th/He), sous la direction de C. Gautheron et R. Pinna (Université Paris Sud). Le long de la chaîne des Apennins, une cartographie des dépôts messiniens ainsi qu'un échantillonnage des roches par datation de part et d'autre du promontoire de Gargano furent effectuées sous la direction de J.P. Suc, N. Loget, M. Rabineau, D. Aslanian & W. Cavazza. L'objectif était de caractériser les environnements de dépôts faisant suite à la sédimentation des gypses primaires et/ou remaniés de part et d'autre du promontoire de Gargano. L'échantillonage des formations post-évaporitiques nous permet de clarifier les régimes paléo-environnementaux au sein de l'avant-fosse Apennine et d'identifier sa bordure Sud-Est.

4.1.2. Données géophysiques disponibles

Au sein des bassins de Valence et Adriatique, de nombreuses campagnes sismiques industrielles ont été réalisées depuis les années 1950. Selon le domaine choisi, les données disponibles sont extrêmement variées, de la sismique haute résolution à sismique grand-angle de forte pénétration.

4.1.2.1. Le bassin de Valence

Sismique

La compilation de ces données de sismique industrielle a été initiée au niveau du Golfe du Lion par [Gorini, 1993] puis mise en forme, rassemblée et complétée par [Bache, 2008]. L'intégration des sismiques pétrolières au niveau de la marge Catalane par [Garcia *et al.*, 2011]

étend cette base de données vers le bassin de Valence. Des données géophysiques supplémentaires (image des profils en format .tiff ; fichier de navigation) ont pu être récupéré via le site Espagnol Sigeco (https://cuarzo.igme.es/sigeco). Cette récupération des campagnes sismiques industrielles valides (c'est à dire présentant les images sismiques en .tiff et les données de navigation complètes en UTM30) a pu être initiée durant mon master 2 et finalisée en première année de thèse. Suivant la profondeur d'investigation, nous avons répertoriés trois ensembles :

- Le premier ensemble (figure 4-1) concerne les données de sismique réflexion industrielles. Ces dernières offrent une longueur d'écoute comprise entre 5 secondes temps doubles (std) et 8 std (MAP77, CGG72, BMGH80, BM80, SHLS73B, CHEV87, CHEV81, BR79, UTR81, ARCO73, DSP75, SHLS71, SIPM73, RAY72T, COPA70, AES73, UT73, UTE81, SHLS73A, DIG73, RAY72, UT76, BE75, GR75, GV77, CR68, CON74, CON79, IC79). La revalorisation de ces données a permis de préciser les relations géométriques entre les différentes séquences sédimentaires, ainsi que la corrélation avec les nombreux puits du secteur. L'essentiel de ces lignes sismiques ont été stackées mais non migrées, conduisant à une approximation sur l'identification de la base du socle. La collaboration de notre équipe avec WesternGeco, filiale de Schlumberger, nous a permis d'avoir accès aux campagnes retraitées MSP74 et MEDS76. La collaboration avec TOTAL nous a permis d'avoir accès aux campagnes SGV01 et SPBAL01, présentant une pénétration d'environ 12std. L'obtention de ces 4 campagnes nous permet d'établir un lien clair et indispensable entre la plateforme et le pied de pente de la marge de l'Ebre et entre le bassin de Valence et le golfe du Lion.

- Le second ensemble (figure 4-2) comprend la sismique réflexion haute et très haute résolution. On dispose au sein du bassin de Valence d'une campagne HR à transit valorisé MARINADA00 ainsi que les campagnes THR CO82, MCB79 et différentes campagnes à source sparker et geopulse localisées à la fois sur la plateforme continentale et au pied de pente. La campagne PROGRES04 permet d'effectuer le lien entre le Golfe du Lion et le bassin de Valence au niveau des sédiments Pliocènes-Quaternaires avec une pénétration jusqu'au toit du sel Messinien.

- Le troisième ensemble concerne les sismiques réflexions grand-angle et réfraction (figure 4-3). Différents projets de sismiques réfraction ont été effectués entre 1963 et 1992 au sein du bassin de Valence (Fahlquist, 1963 ; Fahlquist & Hersey, 1969 ; Hinz, 1972, 1973 ; Banda *et al.*, 1980 ; Danobeita *et al.*, 1992) : la campagne Valsis88 associe sismique réflexion (12 std de pénétration) et ESP. 7 ESP sont tirés à la fois sur la plateforme continentale (ESP 3, 5, 6, 7) et dans le bassin de Valence (ESP 2, 4). A la transition entre le bassin de Valence et Liguro-Provençal, la campagne SARDINIA (Gailler *et al.*, 2009 ; Moulin *et al.*, 2015 ; Afilhado *et al.*, 2015), qui concernait préférentiellement les marges conjuguées du golfe du Lion et

de Sardaigne, permet d'amener des indices structuraux sur la transition entre les golfes de Valence et du Lion.

Forages

137 forages sont répertoriés au sein du bassin de Valence, entre les caps de Nao et de Creus (figure 4-4). La synthèse des informations disponibles (log synthétiques papier, rapport de forage, information biostratigraphique) a été effectuée durant ma 1ère année de thèse à l'UPMC (sous la direction de J. Poort & C. Gorini), à TOTAL (partenariat GRI sous la direction de C. Blanpied, R. Taillepierre, J. Floodpage et F. Ribot). Après l'établissement d'un état des lieux, des données complémentaires ont pu être commandées via le partenariat du GRI et le site gouvernemantal Espagnol de l'Energie http://www.minetur.gob.es/energia/petroleo/Exploracion/Paginas/Estadisticas.aspx). La base de données Kingdom intègre désormais 118 forages. Les informations disponibles ne sont cependant pas homogènes entre les différents puits. A l'exception de deux d'entre eux (placés en pied de pente), l'ensemble des puits est situé le long de la marge NE Ibérique. Nous disposons pour 74 d'entre eux des rapports de forage et/ou des diagraphies. Seuls 15 forages présentent des informations bio-stratigraphiques hétéroclites (détaillées par mètre ou par unités stratigraphiques). Enfin, nous avons utilisé la synthèse bio-stratigraphique avec corrélation établie par Cravatte *et al.* (1964) pour les forages Taragone E2, Garraf 1, Barcelona Marino B1, C1, E1. Ces différentes analyses micro-paléontologiques nous permet d'avoir des indications relatives sur les environnements de dépôts des séries forées à l'échelle du bassin de Valence. Les synthèses litho-stratigraphiques relatives à certains forages cléfs se trouvent en annexe du mémoire.

4.1.2.2. Le bassin Adriatique

Sismique & forage

Le bassin Adriatique est source de nombreuses prospections pétrolières depuis les années 1860. Si les principales sources et réservoirs de gaz sont localisés dans les domaines flexuraux, les hydrocarbures liquides sont liés à des sources pré-flexural, parfois proches du substratum Hercynien [Casero, 2004]. L'exploration de ces gisements a conduit à un quadrillage global des bassins sédimentaires Adriatique incluant des données de sismiques industrielles et forages. Depuis 1957, sous l'impulsion de l'UNMIG (National Mining Office for Hydrocarbon and geothermal energy) et du ministère Italien du développement Economique, le projet VIDEPI (https://unmig.sviluppoeconomico.gov.it /videpi) regroupe les documents concernant l'exploration d'hydrocarbures à l'échelle de l'Italie. 3 ensembles de données sont accessibles :

- Les campagnes en collaboration entre AGIP et le ministère Italien de l'énergie. Au niveau de notre zone d'étude, ces données ont été acquises entre 1967 (campagne D67 et B67) et 1976

(campagne F76). Ces différentes campagnes sont illustrées figure 4-5. La sismique présente des longueurs d'écoute sur plus de 5std (D67 et B67) ou 8 std (F76) et permet de quadriller les formations Néogènes ainsi que la partie supérieure du Mésozoïque. La récupération des sections sismiques s'effectue sous format .pdf et nécessite un traitement d'image important ainsi qu'une vérification minutieuse de la navigation avant la numérisation et l'utilisation de la campagne.

• Les campagnes industrielles effectuées par les autres compagnies. Il s'agit de données acquises entre 1960 et les années 1990. De meilleure résolution que les campagnes D67 ou F76, ces campagnes concernent pour la plupart une zone locale liée à l'exploitation d'un champ d'hydrocarbure. Il n'a cependant pas été possible d'obtenir un plan de position permettant de numériser ces données, c'est pourquoi nous n'utiliserons pas cette sismique.

• Les forages industriels (log composite sous format .pdf). Plus de 1852 forages sont disponibles pour l'ensemble du domaine Italien. La figure 4-5 présente leur position au sein de notre zone d'étude. La qualité de la données est hétéroclite, les données disponibles allant de 1952 à 2000. En mer, l'interprétation des données sismiques s'est appuyée sur les données lithologiques et diagraphiques relatives à 85 forages. A terre, la sélection des forages est fondée sur plusieurs criètères : 1) la position du forage et la profondeur investiguée par rapport au du front de déformation Apennin de part et d'autre du promontoire de Gargano ; 2) la qualité relative des informations sédimentologiques ; 3) l'échantillonnage des dépôts Messiniens ou Pliocènes inférieurs ; 4) dans certains cas, une identification des dépôts pré-messiniens et Tertiaire associés à leur environnements de dépôt. Ces critères ont permis la sélection d'environ 225 forages entre Ancône et l'extrémité Sud de l'avant-fosse de Bradanic. La position et la numérotation de chaque forage est présentée figure 4-6. Les informations relatives à chaque forage terrestre ou marin sont reportées en annexe.

4.1.3. Préparation des données geophysiques

4.1.3.1. Les données sismiques

Les données sismiques récupérées via les sites espagnol https://cuarzo.igme.es/sigeco et italien https://unmig.sviluppoeconomico.gov.it /videpi se présentaient soit sous format .tiff ou .pdf. Il s'agit pour l'ensemble de données stackées mais non migrées. Plusieurs étapes de préparation ont été nécessaires avant de pouvoir les exploiter complètement.

Etablissement du plan de position

Le premier travail de préparation a été de réaliser un plan de position précis de toutes les navigations associées aux campagnes sismiques présentant un profil sous format image. Une

harmonisation de la base de données dans une projection unique a été réalisée (logiciel Mapviewer). Pour la base de données de Valence, les informations ont été converties en UTM31 ED50 puis intégrées dans la base de données du Golfe du Lion. Dans le cas de la base de données Adriatique, des difficultés majeures ont été rencontrées pour une conversion en UTM33 ED50. Le projet final présente un datum Roma1940 avec l'ellipsoïde International 1924. L'ensemble de ces données a été intégrée dans un système d'information géographique (SIG).

Conversion des formats sismiques pixel (.tiff) .pdf) en format SEGY

La seconde étape consiste à convertir les profils (.tiff ou .pdf) associés aux navigations en un format. SegY. Ce dernier correspond à un format en amplitude contenant toutes les données intrasèques (Longitude, Latitude, Profondeur) au profil sismique. L'intérêt de cette conversion est de pouvoir utiliser la sismique dans divers logiciels d'interprétation sismique (Kingdom Suite, Petrel, Sismage, etc.) mais aussi de réaliser si besoin un traitement supplémentaire de la donnée sismique. Cette procédure a été réalisée durant ma 1ère année avec la collaboration de Jeffrey Poort, Claire Bonnefoi, Tatiana Techer, Benjamin Couvin (Paris VI, UPMC-ISTeP) et Lucie Legendre (Ifremer). Le déroulement des étapes est illustré figure 4-7.

La procédure de conversion se distingue en 4 phases majeures (figure 4-7). Les sections sismiques communes sont regroupées. Une correction de l'inclinaison des images par rapport à l'horizontale est souvent nécéssaire pour obtenir une image claire et cohérente. Une fois obtenu un profil sismique en format .tiff, ces derniers sont ensuite coupés dans leurs limites inférieures et supérieures des échelles verticale (du 0 de l'acquisition à la profondeur désirée) et horizontale (du premier au dernier tir ou CDP (Common Depth Point)). L'image obtenu est géoréférencée à une échelle locale en horizontal (du premier au dernier tir ou CDP) et vertical. Les coordonnées locales sont ensuite associées aux données de navigation au sein d'un fichier de correspondance en .txt.

Le fichier .txt crée, associé à l'image .tiff du profil sismique, sont enfin introduit dans un programme Matlab développé par [Farran, 2008]. Le script utilisé permet non seulement de convertir les profils en SegY, mais aussi de corriger les défauts occasionnés par la numérisation du profil papier ou l'assemblage entre les différentes sections le composant (curvité).

Au total, 637 profils ont été numérisés au sein du domaine de Valence entre mon master 2 et la 1ère année de thèse. 80 profils numérisés, situés de part et d'autre du promontoire de Gargano, sont associés au projet Adriatique. Au total, ce sont plus de 717 profils qui furent convertis et intégrés dans les bases de données de Valence et Adriatique.

4.1.3.2. Calages des forages sur la sismique réflexion

Pour exploiter les forages pétroliers sur la sismique, nous avons converti l'échelle verticale de ceux-ci (en mètre) à l'échelle de la sismique (en std). Suivant les informations en notre posséssion, deux approches ont été appliquées :

- Si nous disposions du Sonic au sein des diagraphies de forage, l'outil 'Sonic ' nous a permis de fournir le temps de trajet des ondes acoustiques dans un forage. Ce temps de trajet est relié à la vitesse Vp des ondes de compression. Il est alors possible de convertir l'échelle verticale du sonique (en microseconde par pied) à l'échelle de la sismique (en std). Les limites stratigraphiques ont pu être calées avec l'intégration des informations géophysiques de forages sur la sismique. Ce travail a été réalisé par François Ribot (TOTAL, dépt. projet PN).

- Dans les nombreux dossiers de forages où nous ne disposions que des informations lithologiques, le calage des forages sur la sismique a été effectué en utilisant des vitesses moyennées par tranche de profondeur. Ces vitesses ont été déduites soit à partir de l'ESP06 situé dans le bassin de Valence (vitesse relative aux dépôts de plateforme continentale) soit à partir des données de « stack » utilisées pour les profils sismiques. La vérification des vitesses par tranche de profondeur est basée sur la reconnaissance des horizons sismiques majeurs (fond marin, surface d'érosion messinienne et toit des dépôts Mésozoïque).

4.2. Méthode de travail

Différentes problématiques ont été exposées durant la première partie de ce manuscrit telles que 1) l'importance des évolutions tectoniques durant la période Tortono-messinienne et leur impact sur les environnements de dépôts ; 2) l'importance des transferts sédimentaires durant le Tortono-Messinien, soit avant, pendant et après la crise d'érosion et de salinité Messinienne ; 3) l'ampleur des mouvements verticaux sur la même tranche de temps et la position verticale relative de mes domaines d'étude par rapport aux bassins profonds (i.e. les bassins Liguro-Provençal et Ionien). A travers l'identification de ces problématiques c'est l'ensemble de l'histoire tectono-stratigraphique durant le Miocène supérieur qui est mis en avant. Le travail envisagé pour répondre aux problématiques posées se résume en trois approches :

- De manière globale, nous nous basons sur les principes de la stratigraphie sismique et séquentielle permettant de proposer une vision globale de l'évolution des dépôts sédimentaires entre les bassins et les seuils.

- Les mouvements verticaux dans les bassins sédimentaires sont approchés suivant la pente moyenne des réflecteurs sismiques, d'après [Rabineau, 2001 ; Rabineau *et al.*, 2005 ; Leroux, 2011 ; Rabineau *et al.*, 2014]

- Les mouvements verticaux entre les bassins sédimentaires, dans le cas spécifique de la marge Catalane, sont approchés via l'utilisation de la thermochronologie (U-Th/He).

4.2.1. Critères d'identification des unités sédimentaires et le principe de stratigraphie séquentielle

Les données principales de cette méthode, la sismique réflexion, présente l'avantage de fournir une vision globale des géométries sédimentaires au sein d'un bassin. A travers une approche interdisciplinaire (Obervation sédimentologique, stratigraphique, géophysique, géomorphologique, géochimique, …), se fondant sur différentes échelles d'étude (de l'affleurement aux données de forage et de sismique) et en prenant en compte les différents facteurs de contrôle (tectonique, climat, subsidence, variation du niveau marin, apport sédimentaire, physiographie du bassin, …) (cf. figure 0-5), il s'agit de déterminer l'architecture interne et de comprendre l'origine des dépôts sédimentaires composant le remplissage du bassin. Les concepts de stratigraphie sismique et séquentielle (Mitchum & Vail, 1977) utilisés ici ont fait l'objet de nombreux ouvrages et synthèse. On pourra se référer aux synthèses de Rabineau (2001) pour les concepts de séquence stratigraphique et les modélisations analogiques en stratigraphie séquentielle. Les travaux de Catuneanu (2006), Catuneanu *et al.* (2009) amènent également une vision critique entre les différentes nomenclatures. Le modèle proposé correspond à une nomenclature généralisée, basée sur les données de forages et de sismique. Enfin, les travaux de Zaitlin *et al.* (1994) et Boyd *et al.* (2006) établissent le concept de stratigraphie séquentielle associé au vallée et estuaire. Je définirais succinctement les méthodes choisies afin de caractériser au mieux les relations des unités sédimentaires observées au sein des bassins de Valence et d'Adriatique.

4.2.1.1. Analyse des faciès sismique

L'identification d'une unité sismique, ou séquence de dépôt, se fonde sur l'analyse de la géométrie des réflecteurs, limitée à la base et au sommet par des discordances auxquelles se réfère la description des caractéristiques géophysiques internes. Ces caractéristiques dépendent du type d'acquisition employée (puissance de la source, fréquence, ancienneté de la campagne,…) ainsi que du traitement. Cette méthode fait appel à plusieurs paramètres sismiques tels que :

- la continuité (bonne, faible, discontinue), l'amplitude (faible à forte), la fréquence (basse à haute) des réflecteurs. Cela permet d'avoir une idée sur l'énergie de dépôt, la lithologie, les processus de dépôt ;

- la configuration des réflecteurs entre eux, parallèles, divergents (Subsidence différentielle, épaississement par base inclinée), chaotiques (structure de glissement, remplissage de canyon,

dépôt désorganisé,…), sigmoïde (simple, complexe, …) et sourds (gaz, sel, dépôt de faible énergie,…).

4.2.1.2. Définition des séquences de dépôts

Une séquence de dépôt identifiée sur une section sismique consiste en une succession conforme de réflecteurs sismiques limités au sommet et à la base par des limites de séquence. Aux limites de séquence, ces terminaisons peuvent être de différentes natures et sont classées en 3 catégories (figure 4-8):

- terminaison due au mode de dépôt (base discordante : *onlap*, *downlap* ; toit discordant : *toplap*, troncature d'érosion) ;
- les surfaces concordantes, difficiles à pointer du fait de la difficulté à établir une différence géométrique entre deux séquences de dépôt ;
- les hiatus de non-dépôt et surfaces d'érosion.

La figure 4-9 synthétise différentes surfaces remarquables pouvant être identifiées au niveau d'une marge sous influence fluviatile, ici en lien à la variation seule du niveau marin (e.g. Catuneanu, 2002, 2006). Deux signatures géophysiques au niveau des puits y sont représentées :

- Le Gamma Ray (GR) représente la mesure de la radioactivité naturelle (en API), liée à des éléments chimiques tels que le potassium (K), le Thorium (Th) ou bien l'Uranium (U) et permet d'apporter des informations sur la lithologie (rapport Argile/Sable) et ainsi d'effectuer des corrélations entre forages.
- Le Sonic ou DT mesure l'intervalle de temps de transit d'un son au sein d'une formation (noté en µs/m) et permet l'identification de formation poreuse, dépendante de la lithologie (texture) et de la profondeur.

Six types de surfaces majeures sont décrites ci-dessous, d'après la synthèse de [Catuneanu, 2002]:

- **Inconformité subaérienne** : Surface d'érosion et/ou de non-dépôt crée lors de processus subaérien (incision fluviatile, vent, pédogénèse, …) en lien avec une baisse relative du niveau marin. La terminaison de cette surface correspond à la fin de la régression au niveau de la ligne de côte et est prolongée sous la surface marine par une surface conforme corrélative. Son expression géophysique est marquée par une rupture importante au niveau du GR et du Sonic.

- **Conformité corrélative**. La surface se forme au sein d'un environnement marin. Deux interprétations y sont associées. D'après la nomenclature de Hunt and Tucker (1992), la surface représente le font marin à la fin de la régression forcée, son initiation correspondant à la fin de l'Inconformité subaérienne (noté *c.c**). La surface correspond à la continuité latérale sous-marine au toit des prismes de régressions forcés. Sa signature géophysique correspond ainsi au toit des systèmes de chenaux-levées. D'après la nomenclature de Posamentier *et al.* (1988a, 1988b), cette surface représente l'initiation de la régression forcée et correspond ainsi à la base des prismes de régressions forcés (noté *c.c***).

- **Surface basale de régression forcée**. Introduite par Hunt and Tucker (1992), cette surface définit la base de tous les dépôts accumulés dans un environnement marin durant la régression forcée, remplaçant la surface de conformité corrélative de Posamentier *et al.* (1988a) (noté c.c**). Au niveau des environnements peu profonds, la surface peut être conforme et/ou remaniée par des surfaces d'érosion marine. Dans les environnements profonds, elle correspond à la base des systèmes de chenaux-levées.

- **Surface de bas niveau maximal.** Cette surface marque la transition entre les phases de régression et de transgression, séparant les prismes progradants et/ou régressifs, en dessous, des prismes rétrogradants, au dessus. Elle souligne la base de l'initiation d'une augmentation relative du niveau marin (lorsque l'augmentation de l'accommodation surpasse les taux de sédimentation). Généralement conforme, elle peut présenter des incisions dues aux variations de la direction d'apport. Au niveau des environnements peu profonds, la surface est reconnue au toit des dépôts grossiers régressifs. Dans les domaines côtiers, la surface est à la base des premiers dépôts estuariens. Dans les environnements fluviatiles, un changement important sur les types de grain est notifié.

- **Surface de transgression.** Il s'agit principalement d'une surface de ravinement, modelée par l'action des vagues (ou de la marée) au niveau d'un environnement peu profond lors de la transgression de la ligne de côte. 10 à 20m de sédiment peuvent ainsi être remaniés au niveau du substratum en fonction de l'énergie. Des dépôts côtiers liés à cette remobilisation peuvent se déposer sur cette surface. Ces derniers sont peu préservés car succeptibles d'être remaniés par la suite.

- **Surface d'inondation maximale.** Elle marque la fin de transgression de la ligne de côte, séparant les prismes rétrogradants, en dessous, des prismes progradants, au dessus. Ce changement peut s'opérer durant une augmentation relative du niveau marin et s'effectue lorsque les taux de sédimentation sont supérieurs au taux accommodation (A>C). La surface est généralement conforme sauf sur la plateforme externe et la pente (soumise à l'érosion). Au niveau des successions marines, les dépôts trasngressifs peuvent être réduits à une section

condensée. Au niveau des systèmes fluviatiles, la position de la surface peut aussi indiquer une augmentation abrupte de l'énergie fluviatile.

4.2.1.3. Notion de stratigraphie séquentielle

L'intérêt de la stratigraphie séquentielle est la reconstitution en détail des géométries des séquences de dépôt, afin de les recaler dans un cadre chronostratigraphique (Posamentier *et al.*, 1988a). Le principe de cette méthode est double à l'échelle d'un bassin :

- les géométries des séquences sédimentaires s'organisent en une succession logique d'unités de dépôts ;
- les facteurs liés à l'espace disponible et contrôlant la géométrie des séquences sédimentaires (tels que la subsidence) sont traduits en terme de variations relatives du niveau marin.

Différentes séquences de dépôts sont exposées figure 4-10 et illustrent l'évolution des architectures de dépôts d'après [Catuneanu, 2006 ; nomenclature de Hunt & Tucker, 1992] et les processus principaux associés aux mises en place des cortèges de dépôts (modifié de Csato and Kendall, 2002). On pourra noter que la nomenclature de [Csato and Kendall, 2002] est issue des travaux de [Posamentier *et al.*, 1988] et place la surface de base (*Surface Boundary* : SB) au début de la chute relative du niveau marin.

- **Le cortège de bas niveau relatif** est limité à la base par l'inconformité subaérienne et sa surface corrélative (dans le sens de Hunt & Tucker, 1992) et au toit par la surface de régression maximale.
- **Le cortège transgressif** est limité à la base par la surface de régression maximale et au toit par la surface d'inondation maximale.
- **Le cortège de haut niveau marin** est limité à la base par la surface d'inondation maximale et au toit par différentes surfaces composites incluant l'inconformité subaérienne, la surface régressive d'érosion marine et la surface basale d'érosion forcée.
- **Le cortège de régression ou régression forcé** inclut l'ensemble des dépôts accumulés durant la chute relative du niveau marin. L'expression des cortèges et de leurs limites dépendra du taux de chute du niveau marin par rapport à la rupture de pente. Pour la figure 4-10, le cortège est limité à la base par la surface basale de régression forcé, au toit par la surface d'Inconformité subaérienne et sa continuité sous-marine.

L'expression de ces surfaces et la géométrie des cortèges montrées figures 4-9 et 4-10 sont cependant idéalisées et placées dans un modèle simple. Comme il est précisé dans la synthèse de [Rabineau, 2001], ces modèles reposent sur plusieurs hypothèses telles que :

- Une physiographie de marge passive classique (plateforme continentale, pente entaillée par des canyons et bassin profond)
- Une subsidence constante au cours du temps en chaque point
- Un apport de sédiment constant au cours du temps
- Des variations eustatiques simples caractérisées par une forme sinusoïdale
- Une préservation des séquences élémentaires
- Une revue de l'ensemble des modèles et leurs limites sont illustrés au sein de la thèse de [Rabineau, 2001] ainsi que dans [Catuneanu, 2006]. On pourra se référer à ces études pour les observations plus détaillées et les modèles analogiques/numériques effectués au sein de différents contextes de bassins.

4.2.2. Quantification des mouvements verticaux

4.2.2.1. Quantification de la subsidence et ré-ajustement isostatique à travers les marqueurs sédimentaires.

Suivant [Rabineau, 2001 ; Rabineau *et al.*, 2005, 2014], la subsidence peut être appréhendée par l'estimation de l'angle de basculement des surfaces repères par rapport à la pente du fond (qui est considérée comme représentative d'une pente de dépôt classique) (figure 4-11). Le principe est le suivant :

Après application des notions de stratigraphie sismique, les réflecteurs majeurs sont identifiés et corrélés à une échelle régionale et associés aux pointés des points de référence (shoreline, offlap break, toeset break) (figure 4-11A). La géométrie de ces surfaces est dépendante de plusieurs paramètres, tels que (1) l'eustatisme (variation absolue du niveau marin par rapport à l'actuel) (2) les mouvements du substratum (subsidence et compaction) (3) les flux sédimentaires et autres paramètres authogéniques. Sans l'implication des paramètres locaux, l'organisation des dépôts sédimentaires, la géométrie et l'évolution des environnements de dépôts depuis la plateforme jusqu'au bassin sont fonction des variations relatives du niveau marin. On rappellera que l'accommodation est l'espace disponible, à un temps donné, entre le substratum et le niveau marin et est indépendant de la présence ou absence de sédiment.

Le calcul de l'accommodation à un point et temps donné peut se faire de deux manières :

(1) en additionnant les valeurs de subsidence et de niveau marin ; (2) en additionnant l'épaisseur sédimentaire à la bathymétrie au temps de dépôt donné. Le calcul de la variation d'accommodation entre deux périodes, définies à travers deux marqueurs remarquables, s'effectue alors selon l'équation décrite figure 4-11B (d'après Robin *et al.*, 1996 ; cités dans Rabineau *et al.*, 2014). La figure 4-11C illustre un exemple de cette méthode. Après datation des surfaces et conversion en profondeur des profils sismiques, les surfaces repères sont assimilées à des droites en 2D. L'angle de basculement entre la surface repère la plus jeune et aujourd'hui peut être estimé. Par différence de proche en proche, des intervalles de temps du plus récent au plus ancien, les angles de basculement successifs peuvent être déduits.

A l'échelle de la marge du Golfe du Lion et du bassin Liguro-Provençal, Leroux (2012), Rabineau *et al.* (2014), Leroux *et al.* (2015) définissent des points ou zones charnières, marquant une rupture dans la géométrie générale de plusieurs marqueurs stratigraphiques (figure 4-12). La définition de ces zones reflète différents domaines de subsidence. L'expression de ces zones charnières dépendra des processus influençant la subsidence, plu ou moins mis en lumière suivant les flux sédimentaires et la répartition des masses sédimentaires à travers le bassin.

4.2.2.2. L'approche de la thermochronologie dans la quantification des mouvements verticaux.

L'objectif général est de reconstruire l'histoire thermique et les mouvements verticaux des roches sur les premiers kilomètres de la croûte. Différentes approches sont possibles. Afin de contraindre les différentes causes de la mise en surface de la roche, il est nécessaire d'expliciter les différents termes. On se basera ici sur les définitions proposées par Ring *et al.*, (1999) :

- L'**exhumation** correspond à l'histoire de mise en surface de la roche, définie comme la distance verticale effectuée relative à la surface de la Terre.
- La **dénudation** correspond, quant à elle, à la perte d'élévation sans facteur de contrôle implicite (érosion et/ou processus tectonique) à un point particulier à ou sous la surface de la Terre.
- L'érosion correspond à la perte de relief (et de masse) sous l'action des processus climatiques (mécaniques et chimiques) et des processus de transport engendrant la perte de relief ;
- Le **taux de soulèvement** (*rock uplift*), i.e. le mouvement d'une roche par rapport à une référence extérieure (par ex. le niveau marin), est égal au taux de dénudation ajouté au taux de soulèvement d'une surface (en référence aussi à une surface extérieur).

Taux de dénudation = taux d'érosion + taux d'exhumation (tectonique)

A l'échelle d'un cristal, le principe de thermochronologie est fondé sur l'interaction entre l'accumulation de l'élément fils produit par désintégration d'un élément radioactif père puis la concervation des éléments produits aun sein du minéral. La conservation ou l'évacuation de ce dernier dépendra de son taux de diffusion thermique, dépendant de divers paramètres tels que la température. L'influence de ce paramètre est en effet essentielle. La température augmentant avec la profondeur, la diffusion des éléments produits variera. La figure 4-13 illustre, pour la méthode (U-Th/He), trois zones. De delà de 120°C (sous 3-4km de profondeur), la diffusion des éléments fils est totale. Entre 40°C et 120°C (1-3 km), la diffusion de l'élément sera partielle au sein du minéral. Pour une roche proche de la surface, la diffusion de l'élément sera nulle. Les limites de diffusion partielle et totale dépendront du thermo-chronomètre utilisé.

La figure 4-14 synthétise les différents thermo-chronomètres pouvant être utilisés, les gammes de températures données délimitant leur zone de rétention partielle. Suivant la méthode utilisée, l'information sera basée sur des âges de clôture du système cristallin (i.e ; arrêt de la diffusion) plus ou moins profond. En atteignant la surface, l'échantillonnage de ces roches permet de connaître l'âge apparent auquel le système étudié a passé la ZRP (Zone de Rétention Partielle). Cet âge apparent est généralement noté T_0, correspondant à l'âge auquel le système minéral est clos. Deux voies sont possibles pour obtenir des informations sur les taux de refroidissement de la zone d'étude:

- Les domaines sont liés à une histoire monotone ou un refroidissement rapide. Les données de thermochronologie peuvent être interprétées à travers l'âge de fermeture des différents systèmes (trace de fission, méthode (U-Th)/He,…) au sein d'un même échantillon. Dans ce cas, une histoire géo-thermale peut être extraite.

- La caractérisation des phénomènes tectoniques et structuraux peut être effectuée en comparant les âges de multiples échantillons relativement proches entre eux, dans un environnement clos et bien contraint. Cette approche est appliquée le long de transects locaux présentant une large gamme d'altitude (dit *transect verticaux*). Cela permet de savoir 'quand' les échantillons, aujourd'hui situés à différentes altitudes, ont passés la ZRP selon le système thermochronologique utilisé (e.g. Hurford, 1990). Cette méthode ne nécessite pas *d'a priori* sur la structure thermale de la croûte, cependant d'autres effets locaux peuvent être observés (ce n'est pas un profil purement vertical au contraire d'une étude de forage –e.g. Brown *et al.*, 2002).

Concernant l'une de nos zones d'études, deux méthodes ont été utilisées afin de contraindre l'histoire tectonique verticale du socle et le contexte de dépôt des unités mésozoïques à Néogènes au sein de la chaîne Catalane. Ces résultats sont exposés dans l'étude de [Juez-Larré *et al.*, 2002,

2006] où l'auteur utilise :

- Le système (U-Th)/He qui exploite les décroissances α des chaînes radioactives, et
- Les analyse de traces de fission sur zircon ainsi que sur apatite, résultat de la fission naturelle de .

On se basera dans cette étude sur l'exploitation de la méthode (U-Th)/He, plus sensible aux variations de sub-surface sur la période temporelle nous concernant, le Néogène. Dans le cas de l'utilisation du système (U-Th)/He, de nombreux paramètres sont à prendre en compte dans le calcul de l'âge de fermeture du système.

Il s'agit de la production et accumulation de l'Helium, dépendante à l'échelle du grain, de la distance d'arrêt des particules émises et de la zonation du grain d'apatite. Lors des désintégrations de l' et , l'émission des particules va créer des défauts dans la maille cristalline. Les atomes d'He émis sont alors succeptibles de s'accumuler dans ces sites vacants. A ces paramètres est associé le taux de diffusion de l'Helium au sein de l'Apatite, dépendant de la température (l'Hélium est un gaz rare). Selon les modèles de [Flowers *et al.*, 2009 ; Gautheron *et al.*, 2009], cette diffusion est aussi dépendante de la production de défauts et de cicatrisation de ces derniers sous l'effet de la température. Il s'agit d'un paramètre essentiel. Par exemple, le problème de diffusion peut apparaître lorsque l'échantillon séjourne de manière prolongée dans la zone partielle de rétention pour des températures comprises entre 80 et 40°C (Gautheron *et al.*, 2009). Ainsi les âges (U-Th)/He supérieurs aux âges TFA peuvent représenter un message géologique pouvant être rapporté à un temps de résidence prolongé dans la zone partielle de rétention.

Pour les travaux plus approfondis sur l'importance et la quantification de ces paramètres, on pourra se référer aux travaux de [Bour, 2010 ; Lepretre, 2015 ; Gautheron, in prep.]. On notera que l'interprétation des âges Helium sera donc **très fortement dépendante de la taille du grain, des paramètres de diffusion de l'He, des concentrations en Uranium effective (eU), de la chimie du grain, de son histoire thermique ainsi que du flux thermique** déterminé pour l'événement géodynamique caractérisant la physiographie de la zone d'étude. Le protocole utilisé pour l'exploitation de la méthode (U-Th)/He est décrit en détail par [Bour, 2010].

Deux campagnes d'échantillonage ont été effectuées en 2013 et 2014 au sein de la chaîne côtière Catalane. La figure 4-15 répertorie les grains d'apatite analysés par moi-même et Rosella Pinella. Sur les 18 roches prélevées, des âges ont pu être contraints au sein de sept roches. Les résultats des analyses (U-Th/He) des grains d'Apatite, après correction, nous fournissent des âges de fermeture des systèmes principalement autour du Paléogène-Miocène inférieur. Certains échantillons en bordure côtière proposent des âges Tortoniens. Ces résultats, du fait qu'ils

englobent une période de temps dépassant le cadre direct de notre étude[1], laquelle est centrée sur la segmentation du bassin et son histoire Messinienne, ne seront pas malheuresement intégré dans ce manuscrit.

1 Afin d'avoir une histoire complète de la zone d'échantillonnage (la chaîne côtière Catalane), la prise en compte d'âges plus anciens allant depuis la formation de la roche plutonique Hercynienne est nécessaire. Ces données sont cependant présentées dans la synthèse de Juez-Larré et al. (2006).

Chapitre 5

Description du remplissage sédimentaire au sein du bassin de Valence

Ce chapitre présente les travaux effectués afin d'établir l'environnement de dépôt, les processus de mise en place de ces dépôts, leur âge relatif et leur évolution dans le bassin de Valence, depuis les domaines proximaux à profond de part et d'autre des seuils géodynamiques et/ou morphologiques.

Trois axes ont guidé ce travail :

- Les repères stratigraphiques de la marge du Golfe du Lion et du bassin Liguro-Provençal (nommé LPB) sont relativement bien connus, notamment ceux associés à la crise Messinienne et aux événements Pliocène/Pléistocène. L'un des objectifs fut de « remonter » depuis le bassin Liguro-Provençal vers le bassin de Valence s.l. afin de contraindre les séquences sédimentaires et de réaliser la connexion entre les deux bassins
- La forte densité de profils sismiques dans le bassin de Valence a permis de a permis de contraindre à l'échelle de la marge NE Ibérique les unités de dépôts Oligocène-Miocène puis leur évolution au sein du bassin de Valence. Cette synthèse est distinguée en deux zones géographiques, le bassin de Valence sensu stricto (VBss) et de Minorque (MB).
- Les nombreux forages industriels nous ont permis de caler l'âge de ces dépôts

Nous verrons ainsi que la corrélation de ces unités litho-stratigraphiques avec la sismique indique des évolutions différentes des environnements de dépôts au sein du bassin de Valence.

Cette répartition est indiquée premièrement via une approche globale de la structuration de la Base Tertiaire puis l'identification des dépôt-centres actuels. Il s'ensuit d'un regard détaillé de remplissage Tertiaire, depuis la plateforme continentale vers le bassin profond.

Dans ce chapitre est d'abord illustré par une présentation de la structuration de la Base Tertiaire et de la répartition des dépôts-centres Néogènes, puis par une synthèse de profils sismiques qui nous permet de présenter les reflecteurs choisis : amplitude, répartition des unités, corrélation régionale. Il est ensuite complété par un ensemble de cartes d'épaisseurs des principales unités stratigraphiques Miocène :

- U1 (MB) : base-Tertiaire et surface S01
- U2 (MB) : base-tertiaire-S01 et S02
- U3 (MB) : S00-S02 et S03
- U4 (MB) : S03 et S04
- U5 (MB) : S03-S04 et S08

- U6 (VBss) : S00 et S05-S06
- U7 (VBss): S05-S06 et S07
- U8 (MB et VBss): S05-S06-S07 et S08
- U9 (MB): S08 et MES-S11
- U10 (VBss): base-tartiaire-S08 et MES-S11
- U12 : S11 et MES-S20-S21

Enfin, un focus sur les résultats associés au Messinien, sera détaillé par :

- une carte synthétique avec les localisations des différents faciès cartographiés et relatifs à la crise.
- Une carte sur le domaine de plateforme : la surface d'érosion messinienne et les différents réseaux fluviaux observés et leur variation morphologique. Conservation U13.
- La transition surface rugueuse/lisse
- La transition de pied de pente, avec les unités de rebord de pente sous la MES et les dépôts détritiques.
- Une carte de détail sur l'évolution de la surface S20, qui illustre la transition VBss-MB
- Le domaine profond de Minorque et le développement du faciès détritique U12.

Afin de simplifier la description des unités au sein du bassin de Valence, nous avons choisi de distinguer :

- Dans un premier temps les unités au sein du domaine bordier de Minorque (plateforme Catalane) puis au sein du VBss. Une description lithologique est associée aux différentes unités Cette partie ne tient pas compte des descriptions litho-stratigraphiques au sein des forages.
- Ces unités sont par la suite corrélées aux informations de forage nous permettant de fournir un âge de dépôt et les variations d'environnements de dépôts entre les différents segments du bassin.

5.1. Identification de la base des dépôts Tertiaire & nature du substratum acoustique

L'observation du bassin de Valence (VB) selon un axe SO-NE nous amène à définir plusieurs types de substratum, déjà reconnus au sein des précédentes études.

Au SO du bassin de Valence, la sismique industrielle SGV01 (courtoisie Total) illustre des réflecteurs continus de faible fréquence et forte amplitude, associés à un bassin d'âge Mésozoïque (le bassin de Columbretes ; voir Roca, 1992 ; Ayala *et al.*, 2015 et Figure 5-01). Celui-ci s'organise en un synclinal centré selon un axe NE-SO. Les réflecteurs, observables jusqu'à 6 std, sont tronqués au toit par une discontinuité majeure. Cette dernière est corrélable à l'échelle du bassin de Valence (VB) et sera nommée dans cette étude : **S0 ou Base Tertiaire**.

Ce bassin Mésozoïque présente une puissance maximale estimée à 4 km et semble se prolonger vers le NE (Roca, 1992), comme en atteste les dépôts Mésozoïque cartographiés sur la plateforme de l'Ebre (Maillard, 1993), même si la continuité de ces réflecteurs est plus difficile à établir au delà de la partie SO du bassin et des données SGV01 au NE. Ces dépôts sont néanmoins observés jusqu'au nord de Barcelone, se posant en biseau sur des séries plus anciennes, soit sédimentaires (carbonifère-Permien), soit métamorphiques/magmatiques, issues du cycle Hercynien (Annexe 6 ; forages Rosas 1-1, 1-2, 3-1). Des dépôts sablo-argileux Paléogènes sont attestés par les forages Rosas 1-1 & 1-2 au NE de la marge Catalane et recouvrent de façon inconforme les séries Paléozoïques. Elles sont par la suite tronquées au toit puis recouvertes par des séries Oligocène à Miocène. Au pied de pente des marges de l'Ebre et Catalane, les réflecteurs sont sub-continus hyberboliques.

La carte de profondeur de la dicontinuité Base Tertiaire (S0) atteste d'un approfondissement par paliers (figures 5-01 et 5-02) depuis le domaine de Valence vers le domaine Liguro-Provençal. On distinguera depuis le SO vers le NE :

- le bassin de Valence s.s. (VBss), limité par la CTF définie par Maillard and Mauffret, 1999 ; S0 y montre une profondeur moyenne entre 3.6 et 2 secondes temps double (std)
- le domaine de Minorque (MB), comprenant la marge Catalane, et bordé par la CTF et la NBFZ, ou S0 possède une profondeur moyenne entre 4.8 et 5.1 std
- le domaine Liguro-Provençal profond (LPB), où S0 a une profondeur qui évolue à plus de 7 std.

Une seconde surface (S00) (verte sur les coupes a, b, c, i, j ; figure 5-01) marque le toit d'une formation chaotique, à réflecteurs hyperboliques de forte amplitude. Deux géométries sont associées à cette unité, en dôme (profils a, c, i ; figure 5-01) ou en pointe (profils b, i, j ; figure 5-01) intrudant les formations postérieures (profil b, j ; figure 5-01) ou les déformants. La surface de base des dépôts tertiaires est difficilement observable sous cette unité. La cartographie de ces unités (figure 5-01b) localise cette formation au SO du VBss ainsi qu'à la transition entre les domaines de Minorque et Liguro-Provençal. De fortes anomalies magnétiques positives sont associées à ces deux zones géographiques (jusqu'à 3300 nTesla, Figure 5-01), témoignant d'une probable origine magmatique pour cette formation chaotique hyperbolique. C'est ce que confirme la synthèse des données de forages la traversant (cf. Roca, 1992) qui indique des formations volcaniques majoritairement trachytiques au SO du VBss. Observable sur les prochains profils, cette formation intrude à plusieurs niveaux les dépôts Néogènes, au Burdigalien, Langhien-Serravallien, Tortono-Messinien puis Pliocène-Pléistocène.

5.2. Localisation des principaux dépôt-centres Néogène

La figure 5-03a représente la répartition de l'épaisseur des dépôts Néogènes situés entre le fond marin et la base Tertiaire au sein des trois domaines définis précédemment. D'une manière générale, le dépôt-centre majeur se situe au sein du domaine profond du LPB avec plus de 4 std d'épaisseur. Entre le domaine de Minorque et le domaine profond du LPB, on observe un épaississement progressif des dépôts, de 1,5 std à 4 std. La cartographie entre les domaines MB et LPB est cependant limitée par la présence d'édifices interprétés comme volcanique (précision dans la suite de la section).

Dans le détail, la répartition des dépôts-centres est héritée de la morphologie de la base Tertiaire et/ou associée à un apport sédimentaire important associé à l'activité de systèmes chenalisés. Le transfert de ces dépôts ver les domaines plus profonds est réalisé via la présence de canyons sur le pourtour de la marge NE Ibérique et la présence de la vallée axiale profonde de Valence.

- Au sein du domaine de Valence s.s. (VBss), l'épaisseur des dépôts décroit globalement du NE vers l'archipel des Baléares. Le dépôt-centre majeur est localisé le long de la plateforme de l'Ebre, selon un axe NE-SO et avec une épaisseur moyenne de 2.5 std. Cette zone enregistre son maximum de dépôt au sein de la dépression de Taragona (2,8 std), la bordure de plateforme continentale (2,7 std) puis la dépression de Sama (3,2 std). Ailleurs les dépôts-centres sont

localisés au sein des dépressions de la base tertiaire (par exemple à la transition entre les domaines VBss et MB) ou au SO du VBss (entre 1,5-2 std au nord d'Ibiza) avec un maximum de 2,8 std au nord du Cap de Nao.

- Au sein du domaine de Minorque, les principaux dépôt-centres se localisent au pied de pente du domaine (de 1 à 2,2 std), s'épaississant vers le domaine liguro-Provençal. Ces dépôt-centres localisés sont observés le long de la marge Catalane (hémi-graben de Barcelona, Calella et San Feliu — jusqu'à 2,6 std), dont l'allure spatiale dépend largement de la structuration de la surface Base Tertiaire. A l'est de Minorque est localisé le graben de Minorque. Cependant le manque de données ne permet pas d'apprécier l'ensemble des géométries associées à son remplissage.

5.3. Identification des unités sismiques au sein du bassin de Valence

Les unités reconnues sont présentées de la plus âgée à la plus récente, *via* la compilation de différentes figures situées dans le manuscrit et en annexe (fiches de forage). Nous illustrerons plusieurs profils régionaux (figures 5-04 et 5-05 pour le domaine de Minorque ; figures 5-07 et 5-08 pour le domaine de Valence s.s.) associées à des lignes sismiques de détail (figure 5-06 pour la plateforme Catalane ; figures 5-09, 5-10 pour le rebord SO de la dépression de Tarragona/plateforme de l'Ebre). L'interprétation des paléo-environnements s'effectuera par la suite.

Pour chaque unité, nous avons résumé les informations sur 1) les caractéristiques des limites de l'unité (inférieure, supérieure et latérale) ; 2) les caractéristiques du faciès sismique et l'évolution de ce dernier dans l'espace. Cette section se scinde en trois parties :

- la première est associée aux unités observées à l'échelle de la plateforme Catalane et à leur transition vers le pied de pente au sein du MB ;
- la seconde s'intéresse aux unités observées au sein de la plateforme de l'Ebre/dépression de Tarragona puis à leur évolution vers le pied de pente de ces derniers au sein du VBss ;
- la troisième s'intéresse aux unités se développant aux rebords de pente des domaines VBss et MB, puis à leur transition vers le domaine profond Liguro-Provençal.

5.3.1. Les unités sismiques observées au sein de la plateforme Catalane (domaine de Minorque)

5.3.1.1. L'unité 1 (U1) et la surface de discontinuité S01

L'unité est essentiellement reconnue au sein des hémi-grabens de Barcelone (figure 5-04 ; Cross01, km 40-70 &120-150 ; figure 5-05, Dee02, Dee03 Dee04, km0-10) et de San Feliu (figure 5-04 ; Cross01, km 40-70 & km 120-150). L'identification de cette unité, outre son faciès sismique reconnaissable (voir ci-après), se fonde aussi sur les âges stratigraphiques obtenus au niveau des forages industriels Barcelona Marino B1, C1, Rosas 3-3, Rosas 1-2 :

A la base d'U1, deux surfaces distinctes sont associées suivant la localisation. Au sein de l'hémi-graben de Barcelone, les dépôts reposent sur la base des formations Mésozoïques (S0). Au sein de l'hémi-graben de San Feliu, les dépôts reposent sur les formations Paléogènes (S0bis), dont la base est souvent difficile à distinguer. Les réflecteurs d'U1 marquent des *onlaps* et *downlap* sur S0, aisément reconnaissables dans le secteur de Barcelone.

U1 est caractérisée par les réflexions continues, de forte amplitude et à fréquence basse. Ces dernières sont sub-parallèles entre elles. Limitée aux dépressions de Barcelone et San Feliu, l'épaisseur maximale de l'unité atteint 0,6 std d'épaisseur (figure 5-06, coupes b, c, d). Vers les bordures NO de la dépression de Barcelone, peu ou pas de variation d'épaisseur sont notées. Vers les bordures SE et SO, des inconformités internes sont observées (figure 5-06, coupes b, c) et associées à une légère augmentation d'amplitude.

La surface S01 caractérise le toit de l'U1 et est marquée par le dernier réflecteur de forte amplitude et de grande continuité aisément corrélable. Au sein des deux dépressions, la surface est recouverte au NE par l'unité supérieure tandis que vers le SE, cette dernière marque parfois des *toplap* (figure 5-06, coupes b). Il s'agit donc d'une **surface d'érosion**.

5.3.1.2. L'unité 2 (U2) et la surface de disontinuité S02

U2 n'est formellement reconnue qu'au sein de l'hémi-graben de Barcelone (figure 5-04 ; Cross01, km 40-80). L'identification de l'unité à ce seul domaine se base sur les âges stratigraphiques obtenus au niveau des forages Barcelona Marino B1 & C1. Des dépôts du même âge peuvent être associés au sein de la dépression de San Feliu mais les datations fournies ne peuvent apporter cette précision.

L'unité U2 se développe au dessus de la surface S01. Les réflexions la recouvrent de manière progressive (*onlap*) et vers le SO (figure 5-06, coupe b, c, d).

U2 est caractérisée par des réflexions sub-continues (vers le NE à l'abord de la faille de

Barcelone et bordures externes) à continues (au centre de la dépression), de moyenne à basse amplitude et de moyenne fréquence. Elle présente une épaisseur maximale de 0,4 à 0,5 std proche de la faille bordière de Barcelone puis diminue progressivement vers le sud/SE au abord de la bordure externe du sous-bassin. Les réflexions se terminent en biseau sur S01 (*downlap*). Des réflexions globalement aggradantes composent l'unité suivant un axe SO-NE (figure 5-06, coupe d) bien que des discontinuités internes s'observent. On peut distinguer des géométries en clinoforme sigmoïde, se développant vers le SE et SO (figure 5-06, coupe d).. À l'abord direct de la faille de Barcelone, les réflexions sont plus chaotiques. Il en est de même vers les extrémités de l'unité U2.

Le toit de l'unité est caractérisé par la surface S02, qui présente une réflexion sub-continue à continue, de moyenne amplitude aisément corrélable à l'échelle régionale. À l'abord de la faille de Barcelone, la surface perd ses caractéristiques dues aux nombreuses réflexions pouvant perturber le signal (figure 5-06, coupe b, c). Certaines troncatures peuvent être observées (*toplap*) aux limites Sud et SO. Elle est limitée par les paléo-reliefs marqués par la surface S0.

5.3.1.3. L'unité 3 (U3) et la surface de discontinuité S03

L'unité U3 est reconnue au sein de l'hémi-graben de Barcelone et datée via les forages Barcelona Marino A1, B1, C1 et G1 (figure 5-04, Cross01). L'unité se développe au-delà de la marge Catalane et est cartographiée au sein du domaine profond MB puis au sein du domaine profond Liguro-Provençal (LPB) (figure 5-04, Cross 02, 03, 04).

U3 se développe au dessus de la surface S02 au sein de l'hémi-graben de Barcelone, puis au dessus de la surface S0 au pied de pente/partie profonde du domaine de Minorque et Liguro-Provençal (e.g. figure 5-05, Dee06 ; figure 5-06, coupe a).

U3 présente des variations de faciès sismique entre le domaine bordier (hémi-graben de Barcelone) et distal (pied de pente puis domaine profond de MB/LPB). Le domaine bordier est témoin de réflexions sub-continues, de moyenne amplitude et moyenne fréquence. Les réflecteurs recouvrent progressivement la surface S02 (*downlap*) (figure 5-06, coupe a, b, c). Une puissance maximale de 0,2 std est notée au sein du sous-bassin de Barcelone, diminuant à 0,1 std à ses bordures. En pied de pente et dans les domaines profonds, les réflexions sont sub-parallèles, de moyenne/forte amplitude et continues, témoignant d'un dépôt plutôt calme de sédiments comblant des paléomorphologies (figures 5-04, 5-05). Les épaisseurs maximales sont localisées au sein des dépressions de la base Tertaire (0,4 std) et vers le LPB (> 0,5 std).

La surface S03 souligne son toit. Sur les bordures et/ou proche des paléo-reliefs, elle se caractérise par un réflecteur continu de forte amplitude et moyenne fréquence. Au sein de ces mêmes domaines, la surface recoupe les réflecteurs sous-jacents et/ou la surface S02 (*toplap*). Au

centre des dépressions de Barcelone, les précédents dépôts peuvent être recoupés (figure 5-06, coupe b (km 7), coupe c, (km 12)), bien que la surface devienne généralement conforme aux dépôts sous-jacents. En pied de pente, la surface est marquée par un réflecteur continu à sub-continu de forte amplitude et basse fréquence, aisément reconnaissable à l'échelle des bassins de Minorque et Liguro-Provençal.

5.3.1.4. L'unité 4 (U4) et la surface de discontinuité S04 (S05 et S06 étant définis au sein de la marge de l'Ebre).

L'unité 4 est restreinte à la marge Catalane, son observation vers le pied de pente étant rendue difficile dû à un maillage sismique non homogène au niveau de la transition plateforme-bassin (figure 5-04, Dee04 ; figure 5-06, coupe b, c). Elle est contrainte entre les réflecteurs S03 et S04 et calée stratigraphiquement au niveau des forages Barcelona Marino G1, A1, B1 et C1.

La surface S03 est marquée à sa base par un recouvrement progressif (*downlap*), se développant majoritairement vers le S/SO. En amont (vers le NE), la surface est recouverte (*downlap*) avec des réflexions orientées vers le SO.

U4 est caractérisée, dans sa partie NE (figure 5-06, coupe d), par des réflecteurs continus de moyenne-forte amplitude et moyenne fréquence Les réflecteurs sont sub-parallèles entre eux et recouvrent la surface S03 (*downlap*). Les réflexions évoluent au S/SO vers un signal sismique sub-continu à chaotique et de moyenne à faible amplitude. Des ruptures de pentes *(offlap break)* sont observées et montrent un caractère aggradant entre les différents réflecteurs. La géométrie observée s'apparente à un clinoforme oblique tangentiel, associé à de probables prismes détritiques de chute relative en aval vers le S/SO. Au niveau de la paléo-plateforme, l'unité 4 présente une épaisseur moyenne de 0,1-0,15 std. Elle augmente soit vers le S-SO de la marge Catalane (à 0,25 std), soit vers le rebord de la faille de Barcelone (~0,3 std).

La surface S04 est caractérisée par un réflecteur de forte amplitude continu, à moyenne fréquence. La surface est conforme au sein de la dépression de Barcelone. Sur la plupart des rebords de paléo-pentes, les réflecteurs inférieurs sont localement tronqués. La surface recouvre de manière passive S03 (*downlap*) à la limite SO de la marge Catalane.

5.3.1.5. L'unité 5 (U5) et la surface de discontinuité S08

L'unité 5 est définie à l'échelle des domaines de Valence s.s. et de Minorque *via* l'extension régionale de la surface S08. Dans un premier temps, on définira l'unité à l'échelle du bassin de Minorque, puis nous regrouperons l'ensemble des informations sur les deux zones, dans la prochaine section.

U5 est contrainte à la base par les surfaces S03 et S04. Au sein de la marge Catalane, la surface S04 est conforme aux réflecteurs sus-jacents. Localement, elle recouvre les dépôts sous-jacents (*downlap*). On note des *onlap* à l'approche des rebords de paléo-reliefs puis vers le SO de la marge (associé à un épaississement de l'unité). En pied de pente de la marge, la surface S03 est recouverte (downlap) puis devient conforme aux réflecteurs sus-jacents.

Au sein d'U5, plusieurs surfaces remarquables sont reconnues (figure 5-06, coupe b, d) scindant l'unité en plusieurs sous-unités vers le SO de la marge Catalane et le rebord de pente continentale. En amont (NE de l'hémi-graben de Barcelone), les réflecteurs sont parallèles, continus, de forte amplitude et moyenne fréquence. Dans sa partie SO, la géométrie interne de l'unité évolue, permettant de différencier deux sous-unitées, séparées par une surface tronquant légèrement les réflecteurs inférieurs (*toplap*). Une même géométrie est associée aux deux sous-unités, à savoir des réflections obliques tangentielles aggradantes recouvrant en amont (*onlap*) et aval (*downlap*) les surfaces érosives sous-jacentes.

Au sein de la pente continentale leur continuité se perd dû à des diffractions fréquentes, des discontinuités internes et une diminution de l'amplitude des réflexions. En pied de pente de la marge Catalane, les réflecteurs sont sub-parallèles, sub-continus à moyenne-forte amplitude et basse fréquence associés à des discontinuités internes. L'épaisseur de l'unité 5 évolue de 0,1/0,15 std au NE de la marge Catalane à 0,3/0,35 std en rebord de pente. En aval, son épaisseur est fortement variable (entre 0 et 0,2 std), mais diminue de manière générale vers le domaine profond de Minorque. La qualité industrielle des lignes sismiques, associée à un maillage large, ne permet pas de cartographier l'unité 5 plus en aval au sein du domaine de Minorque.

La surface S08 tronque les réflecteurs sous-jacents dans la partie NE de la marge Catalane. Elle est notamment caractérisée par un réflecteur continu de forte amplitude, à moyenne fréquence. En rebord de pente de la marge Catalane, la surface tronque les réflexions inférieures. En pied de pente elle tronque localement les réflecteurs inférieurs bien qu'elle devienne conforme aux unités environnantes.

5.3.1.6. Les unités 9a, 9b, 9c, 9d et les surfaces S09a, S09b, S09c.

Les unités suivantes sont essentiellement définies au sein de la plateforme SO Catalane (figure 5-06, coupe d). L'importance de l'érosion des unités sous-jacentes, marquée par la surface MES, est telle que leur continuité en aval et vers le VBss n'a pu être définie. Les unités 9a, 9b, 9c, 9d sont définies respectivement entre les surfaces S08-S09a, S09a-S09b, S09b-S09c et S09c-S10. Les datations des unités, présentées section suivante, indiquerait une mise en place synchrone aux unités U10.

L'unité 9a et la surface S09a

La surface basale S08 est marquée par des réflecteurs la recouvrant en amont (*onlap*) vers le rebord de faille et le NE de la dépression de Barcelone.

U9a est caractérisée par des réflecteurs sub-continus de moyenne-forte amplitude, à fréquence moyenne. Le faciès sismique évolue vers le SO de la dépression de Barcelone avec des réflexions de faible-moyenne amplitude, peu continues à chaotiques. Au sein de cette même zone, certains réflecteurs marquent des *onlap* sur les réflecteurs inférieurs. La surface supérieure (S09a) tronque clairement le toit de l'unité 5 (*toplap*), définissant une surface d'érosion claire.

L'unité 9b et la surface S09b.

La surface basale S09a est marquée par un recouvrement progressif en aval du sous-bassin de Barcelone (domaine SO) (*downlap*).

U9b est caractérisée par des réflecteurs continus à moyenne-forte amplitude et moyenne fréquence. Ce faciès sismique est surtout présenté dans la partie SO de la marge. La géométrie de l'unité témoigne d'un paquet de réflexions sigmoïdes progradant vers le SE-SO. L'unité s'épaissit dans cette même direction de 0,1 à 0,15 std. Le toit de l'unité (S09b) est marqué par un réflecteur de forte amplitude continu conforme aux réflecteurs antérieurs.

L'unité 9c et la surface S09c

La surface basale S09b est associée à un recouvrement en amont et en aval de cette dernière (*onlap & downlap*).

U9c est repérée de manière ponctuelle au sein de la marge Catalane. Similaire à U9b, elle présente des réflecteurs continus de moyenne amplitude et moyenne fréquence. Au SO de la marge, les réflexions sont plus discontinues et de moyenne amplitude. Son épaisseur varie entre 0,1 et 0,15 std.

Le toit de l'unité (S09c) est marqué par un réflecteur continu, de forte amplitude et moyenne-basse fréquence. Le réflecteur semble confrome aux réflecteurs inférieurs à la surface.

L'unité 9d

La surface basale de l'unité (S09c) semble être marquée, aux endroits non-tronqués, par un recouvrement en amont et en aval de la surface (*onlap & downlap*) suivant un axe NO-SE. Vers le NE, la surface semble être conforme aux réflecteurs supérieurs.

U9d présente les mêmes caractéristiques que les précédentes unités sismiques (à savoir :

réflexions continues de moyenne amplitude et moyenne fréquence). La géométrie de l'unité est marquée par des réflexions parallèles entre-elles. Le toit de l'unité est associé à une surface de troncature majeure (MES), reconnaissable à l'échelle de la marge NE Ibérique et décrite plus loin.

5.3.2. Les unités sismiques de la plateforme de l'Ebre et leur extension au sein du VBss

5.3.2.1. L'unité 6 (U6) (6a, 6b) et les discontinuités S05, S06.

L'unité 6 est observée sur l'ensemble du domaine de Valence s.s. (figure 5-07, Cross 05-08 ; figure 5-08, Dee07-12) et est définie au sein de la dépression de Tarragona. Elle se distingue en deux sous-unités au sein de cette zone, limitées entre-elles par la discontinuité S05. Son faciès sédimentologique et son âge stratigraphique sont décris par de nombreux forages (*e.g.* Fornax 1, Montanazo A2, Tarragona E8, Peniscola 1, Benicarlo 1).

L'unité 6a et la discontinuité S05

L'unité 6a est contrainte à la base par le marqueur S0. Tandis que les réflecteurs supérieurs recouvrent clairement la surface S00 (*downlap & onlap*), ceux sous-jacents marquent des troncatures nettes localement (*toplap*).

Le faciès sismique interne de l'unité 6a est caractérisé au sein de la dépression de Tarragona par des réflexions discontinues, de forte amplitude et basse fréquence (figure 5-08, Dee07-09). La géométrie interne montre de nombreuses discontinuités au sein de la même zone. L'unité recouvre passivement les bordures SO de la dépression (*downlap*) (e.g. figure 5-07, Cross05 ; figure 5-09 coupe a) tandis que le paléo-relief majeur composant le NE de la zone est marqué par de longues hyperboles se terminant sur S00 (*onlap ?*). La sous-unité atteint une puissance de plus de 0,45 std au sein du sous-bassin de Tarragona. Les autres dépressions du VBss (i.e. au centre du domaine ; figure 5-08, Dee08-09, km 80-100) peuvent présenter un faciès du même type à leurs bordures.

La surface S05 marque un changement dans le faciès sismique entre les sous-unités 6a et 6b Elle témoigne des dernières réflexions de forte amplitude et semble conformes aux réflecteurs sous-jacents.

L'unité 6b et la discontinuité S06

L'unité 6b est contrainte à la base par la surface S05 au sein de la dépression de Tarragona et S00 à l'échelle du domaine de Valence s.s. La surface S05 est recouverte par la sous-unité 6b (*onlap & downlap*) (e.g. figure 5-07, Cross05 ; figure 5-09 coupe a).

La sous-unité 6b est définie sur l'ensemble de la plateforme de l'Ebre et le domaine de

Valence s.s., se développant au sein des dépressions marquées par la surface S00. Au sein des dépressions de Tarragona et du VBss, le faciès sismique associé est caractérisé par des réflecteurs de moyenne-forte amplitude, sub-continus à continus et moyenne fréquence. Ces derniers sont parallèles entre-eux, généralement plan et recouvrent de manière passives les formations sous-jacentes (U6a ou la base des dépôts Tertiaire) (*downlap & onlap*). La sous-unité peut atteindre une puissance de plus de 0,3 std au centre de ces dépressions (figure 5-06, Dee09, km25-40 & km 85-105).

La surface est marquée par des horizons de moyenne amplitude. Conforme aux réflecteurs antérieurs au sein des dépressions, des troncatures y sont observées au sein des anciennes zones marginales (hauts structuraux anté-Tertiaires et bordure de paléo-relief) (*toplap*). Au sein de la plateforme de l'Ebre, un recouvrement régulier de la surface par les réflexions supérieures (*downlap*) semble indiquer un changement de dynamique.

5.3.2.2. L'unité 7 (U7) et la discontinuité S07

L'unité 7 est reconnue au sein de la bordure NE de la plateforme de l'Ebre (VBss) et est particulièrment développée au sein de la dépression de Tarragona (e.g. figure 5-07, Cross05, km 160-240). Elle est contrainte à la base par la surface S06 puis S00 au sein des hauts structuraux.

A la base, la surface S06 est marquée par des réflexions la recouvrant progressivement vers le sud/sud-est (*downlap*) (e.g. figure 5-09, coupe a, km 27-60).

Le faciès sismique d'U7 correspond, au niveau de la dépression de Tarragona, à des réflexions continues de moyenne amplitude, moyenne fréquence et sub-parallèles entre-elles. La géométie interne de l'unité est marquée par une stratification oblique tangentielle peu marquée, associée à un recouvrement successif des réflecteurs antérieurs vers le sud (*onlap & downlap*). Suivant un axe nord-sud, la puissance de l'unité diminue progressivement, évoluant de 0,4 std à ~0 std.

Le toit de l'unité est souligné par la surface S07 caractérisée, au sein de la dépression de Tarragona, par une réflexion sub-continue de moyenne amplitude, moyenne fréquence et corrélable régionalement. Elle biseaute la surface S06 vers le sud (*downlap*), (figure 5-07, Cross05 ; figure 5-08, Dee07-10 ; figure 5-09, coupe a, b).

5.3.2.3. L'unité 8 (U8) et la discontinuité S08

L'unité 8 est reconnue à l'échelle de la bordure nord du domaine de Valence s.s. Sa limite supérieure, S08, est corrélable à l'échelle des domaines de VBss et MB. Deux dépôt-centres sont associés à l'unité 8, au SO et NE de la plateforme de l'Ebre (figure 5-07, Cross05-06 ; figure 5-09, coupe a).

La base de l'unité est soulignée par les surfaces S07 (région de Tarragona) puis S06 à l'échelle du VBss. Ces surfaces sont recouvertes par des réflexions progressives vers le SE.

Le faciès sismique d'U8 correspond, suivant la qualité de la donnée, à des réflexions continues à discontinues, de moyenne amplitude et moyenne/haute fréquence. La géométrie de l'unité est associée à des réflecteurs stratifiés obliques tangentiels (figure 5-08, Dee10-11, km0-25 ; figure 5-10, coupes d, e, f). Une géométrie de type clinoforme est observée, avec une rupture de pente (*offlap break*) progressant vers le SE de 10 à 25 km depuis le trait de côte actuel (figure 5-08, Dee 10-11). Ces prismes sont notamment développées au NE et SO de la plateforme de l'Ebre, associées à une épaisseur moyenne de 0,2-0,3 std. Des discontinuités internes sont notées. En pied de paléo-pente (*toeset break*), les réflexions sont continues et parallèles entre-elles. L'épaisseur moyenne de l'unité est estimée à ~0,05-0,1 std. Au sein des dépressions au pied de pente du VBss, l'épaisseur moyenne est de 0,15 std (figure 5-07, Cross07-08 ; figure 5-08, Dee08-11).

Le toit de l'unité est marqué par la surface S08, tronquant clairement les réflexions sous-jacentes au niveau de la plateforme de l'Ebre. Au sein des dépressions centrales du VBss, la surface devient conforme aux réflexions environnantes.

5.3.2.4. L'unité 10 (10a, 10b, 10c) et les discontinuités S10a, S10b, S11.

L'unité 10 est définie au sein de la plateforme de l'Ebre. Son étude (*via* l'analyse partielle du bloc 3D de l'Ebre) nous a permis de distinguer 3 sous-unités : 10a, 10b, 10c (figure 5-07, Cross05-06 ; figure 5-08, Dee10-11 ; figure 5-09, coupe a-d ; figure 5-10, coupe d-f), lesquelles sont cependant largement érodées au toit par la MES (*Marginal Erosional Surface*) ou S11. L'analyse sédimentologique et stratigraphique a pu être possible *via* de nombreux forages (e.g. Benicarlo C1, Castellon C1, D1, G1, Fornax 1, Tarragona E8).

L'unité 10a et la discontinuité S10a

La base d'U10a est signalée par la surface S08. En amont, la surface est caractérisée par des biseaux de progradation orientés vers le SE (*onlap*). En pied de pente du VBss, la surface devient conforme aux réflexions la recouvrant.

U10a est caractérisée par deux ruptures de pente (*offlap break & toeset break*), distinguant trois zones géographiques associées à une variation du faciès sismique et de son épaisseur. Son allure générale correspond à un clinoforme avec une dynamique progradante :

- En amont de la 1ère rupture de pente, s'observent des successions de réflexions sub-continues de moyenne-haute amplitude et moyenne fréquence assimilées à des paquets

complexes sigmoïdales. En amont de l'unité des réflexions sub-parallèles sont observées (figure 5-09, coupe a ; figure 5-10, coupe d (km0-2), e (km 0-9), f (km 0-11), g (km 0-14)). Des inconformités internes sont présentes entre ces différents « paquets ». L'unité montre une épaisseur quasi-constante d'environ 0,2-0,25 std.

- Entre les deux ruptures de pente et selon un axe N0-SE, les réflexions deviennent pentées, associées à des biseaux progradants (*onlap*). Suivant un axe perpendiculaire à la paléo-pente (NE-SO), les réflexions sub-continues, de moyenne amplitude, s'organisent irrégulièrement avec un remplissage complexe (*complex onlap fill*) (figure 5-09, coupe b (km 18-60), coupe c). L'allure générale peut s'apparenter à des complexes de lobes de pente (*fan complex compound*). Ce type de faciès s'observe plus en amont au sein des sous-unités inférieures. L'épaisseur de l'unité diminue de 0,25 à 0,1 std.

- Au-delà de la seconde rupture de pente (*toeset break*), l'unité présente une épaisseur quasi-constante (~0,1-0,2 std) (figure 5-10, coupe d (km10-28), coupe f (km 28-40), coupe g (km 27-40)), associée à des réflexions continues à sub-continues, de moyenne-basse amplitude. Des inconfrmitées internes sont observées, pouvant être liées à une géométrie de fan complexe.

La surface S10a souligne le toit de l'unité et tronque clairement les réflexions au toit d'U10a (*toplap*). Au-delà de la seconde rupture de pente, le potentiel érosif associé à la surface semble moins marqué. La surface est associée à des réflexions de moyenne amplitude et sub-continues, devenant conformes vers le pied de pente actuel du VBss.

L'unité 10b et la discontinuité S10b

L'unité 10b est associée à une géométrie de type clinoforme similaire à U10a. Des différences notables peuvent être cependant notées. Comprise entre les surfaces S10a et S10b, l'unité U10b n'est repérée qu'au NE et SO de la plateforme de l'Ebre, érodée par les surfaces postérieures.

La base d'U10b, marquée par la surface érosive S10a, est associée en amont à des *onlaps*, observables au niveau de la première rupture de pente d'U10a. En aval, selon un axe NO-SE, des biseaux de progradation sont présents (*downlap*), la surface devenant par la suite conforme aux réflecteurs sus-jacents.

U10b présente une allure générale de type clinoforme, associée à deux ruptures de pente (e.g. figure 5-10, coupes d, g):

- En amont de la 1ère rupture, les réflexions sont sub-continues, de moyenne-forte amplitude, de moyenne-basse fréquence et sub-parallèles entre-elles. La géométrie interne, sigmoïdale progradante, enregistre des *onlaps* réguliers entre chaque réflexion majeure. L'épaisseur de

l'unité augmente de 0,1 std en amont à 0,25 std au niveau de la 1ère rupture de pente.

- La pente d'U10b observe un changement de faciès avec des réflecteurs discontinus, de moyenne-faible amplitude. La géométrie interne est caractérisée par de nombreuses inconformités. Suivant un axe perpendiculaire au sens de progradation, un remplissage complexe de dépression (*complex onlap fill*) est noté, pouvant être associé à des surfaces concaves érosives (figure 5-09, coupe b (km 18-60), coupe c). L'épaisseur moyenne de l'unité au sein de cete portion est estimée à ~0,2-0,3 std.

- Au-delà de la seconde rupture de pente, les réflecteurs deviennent continus, sub-parallèles entre-eux (figure 5-09, coupe c ; figure 5-10). Le signal associé est de moyenne amplitude et moyenne fréquence. L'épaisseur de l'unité diminue en aval jusqu'à être proche de 0 std, son toit étant contraint par la surface S11.

Le toit de l'unité est contraint par les surfaces 10b (cartographié au toit et pente du clinoforme) et S11, cette dernière tronquant S10b au niveau du rebord actuel de plateforme de l'Ebre (*toplap*). La surface S10b marque les dernières ruptures de pente d'U10b (*offlap and toeset breaks*). En amont de la 1ère rupture (*offlap break*), S10b est caractérisée par un réflecteur continu de forte amplitude, de moyenne-basse fréquence concordant aux réflexions environnentes. Seule certaine réflexion située en rebord de pente (au niveau de l'offlap break) observe une troncature nette. La surface, quand elle est conservée, reste concordante en aval avec les réflecteurs sous-jacents.

L'unité 10c

L'unité 10c, dont sa géométrie globale s'apparente à un clinoforme progradant, n'est cartographiée que localement au sein de la plateforme de l'Ebre. Elle est en effet fortement tronquée par les surfaces MES, sur l'ensemble de la plateforme et S11, du rebord de pente de U10c vers le domaine profond du VBss (figure 5-08, Dee10-11 ; figure 5-09, coupes a-b ; figure 5-10, coupes d, f, g).

La surface basale, S10b, est confrome aux réflecteurs sus-jacents au sein du domaine de plateforme d'U10c. Au niveau de la pente et pied de pente de l'unité, des *onlap* et *downlap* sont observés. La surface devient conforme postérierement à la seconde rupture de pente (*toeset break*) d'U10b.

La géométrie globale et interne d'U10c n'est observée que partiellement. Au niveau du domaine de plateforme, les réflecteurs sont continus, parallèles et de moyenne-forte amplitude et moyenne fréquence. Le domaine de pente est associé à des réflecteurs sub-continus, à moyenne amplitude et moyenne fréquence. Selon un axe NO-SE, les réflexions marquent des biseaux de progradation vers le SE (*downlap*). Perpendiculaires au développement des clinoformes, les

réflecteurs enregistrent une géométrie complexe de fan (*fan-complex* ou *mounded onlap-fill*) (figure 5-10, coupe f (km25-43), g (km 27)). L'épaisseur de l'unité varie de 0,1 std au niveau du domaine de plateforme à 0,2 std au niveau du domaine de pente.

Les surfaces caractérisant le toit de l'unité (S11, MES) sont décrites plus en détail dans la section suivante. Dans les deux cas, U10c montre des troncatures importantes (*toplap*), plus marquées au niveau du domaine de plateforme *via* la surface MES qu'en aval du clinoforme (lié à la surface S11).

Afin de simplifier par la suite les caractéristiques associées à chaque unité, un tableau de correspondance a été effectué pour l'ensemble des unités Miocène et surfaces à l'échelle du bassin de Valence (figure 5-11a, b).

5.3.2.5. Autres unités remarquables

D'autres unités sont cartographiées au sein du VBss et/ou présentent des géométries différentes à celles observées au sein de la palteforme de l'Ebre/Tarragona. On distinguera dans ce paragraphe l'unité U13 (figure 5-07, Cross05 (km43-76) ; figure 5-08, Dee12 (km 16-52)) et les géométries asociées à l'unité Ua.

La surface basale d'U13 souligne un changement de faciès sismique par rapport aux unités sous-jacentes, avec un passage de réflexions sub-continues de moyenne amplitude à des réflexions continues de moyenne-forte amplitude. On notera quelques hyperboles de diffraction à la base d'U13. Cette dernière présente une épaisseur constante de 0,1 std et est tronquée légèrement au toit par la surface MES.

Le développement des unités Ua [incluant U09 (a, b, c, d), U10 (a, b, c) et/ou U7/8 (figure 5-08 - Dee12-14) au SO du VBss est clairement influencé par la mise en place des édifices magmatiques et/ou des déformations ayant lieu au sein des unités Mésozoïques. On peut observer le développement de cette untié suivant différentes caractéristiques:

- A l'échelle des profils Dee12-13 (figure 5-08), un épaississement notable de l'unité Ua est noté, de 0,5/0,8 std à 0,7-1 std du NO au SE.
- Le développement de l'unité est localisé soit aux bordures NO et SE du VBss (figure 5-08, Dee12 (km-0-20) (km115-140)), soit aux abords des édifices magmatiques (figure 5-08, Dee12 (km25-50), Dee13 (km 40-65)), soit aux abords des hauts de socle Mésozoïque (figure 5-08, Dee14 (km25-45) (km55-90)). Dans ces deux derniers cas, une géométrie globale divergente en éventail est associée à la mise en place de ces structures.

- Dans le cas des sous-bassins en éventail liés à un édifice magmatique, ces derniers semblent se mettre en place à l'aplomb de l'ancien bassin Mésozoïque ; les manifestations magmatiques sont elles de part et d'autres du bassin Mésozoïque.

- Dans le cas des sous-bassins liés à une déformation du socle Mésozoïque, des systèmes faillés à jeu normal accomodent le dépôt des formations Ua et Pliocène-Quaternaire, où une géométrie en éventail est associée à la mise en place des structures (figure 5-08, Dee14 (km 15) (km 40)).

La prolongation de marqueurs Pliocène-Quaternaire depuis le LPB jusqu'au VBss, associée aux évolutions morphologiques caractérisées au sein de la plateforme de l'Ebre-pied de pente, nous permet de définir quatres surfaces, S45, S50, S60 et S70. La cartographie de ces surfaces reste cependant incomplète à l'échelle du bassin de Valence. Ainsi, les différentes réponses et tendances morphologiques associées aux unités intercalés peuvent être vouées à être modifiées. Chaque surface est associée à un caractère érosif par rapport aux horizons sous-jacents. Les réflexions associées aux surfaces sont sub-continues et de moyenne-forte amplitude. De manière globale, S45 est associée au développement des premiers complexes chenaux-levées en pied de pente de plateforme de l'Ebre (Figure 5-07, Cross07 (km80-180)). Toujours au sein de la même zone, S50 et S70 souligne respectivement un doublement moyen de la dimension des complexes chenaux-levées. Au sein de la palteforme de l'Ebre, l'intervalle S45-S50 correspond à un changement progressif dans l'empilement des clinoformes Pliocène-Quaternaire : ces derniers marquent un changement de progradation pure à pro-aggradant (Figure 5-09b, coupe g).

Afin de simplifier par la suite les caractéristiques associées à chaque unité, un tableau de correspondance a été effectué pour l'ensemble des unités Miocène et surfaces à l'échelle du bassin de Valence (figure 5-11a, b).

5.4. Estimation chrono-stratigraphique de nos horizons de plateforme *via* les données de forages.

Le choix de préciser les âges stratigraphiques de nos discontinuités majeures (S0, S01, S02, S03, S04, S05, S06, S07, S08, S09(a, b, c), S10(a, b), S11) s'est porté sur un nombre restreint de forages industriels. Sur l'ensemble des 43 forages observés dans cette étude, nous avons choisi de présenter de manière détaillée trois d'entre eux (Barcelona Marino B1 (figure 5-12) ; Tarragona E8 (figure 5-13) ; Benicarlo C1 (figure 5-14)). Ces derniers ont été sélectionnés selon plusieurs critères, à savoir 1) leur position privilégiée au sein de la plateforme et par rapport aux marqueurs sismiques ; 2) une information détaillée concernant les données lithologiques ; 3) un calage stratigraphique non pas par rapport à la nomenclature de Clavell & Berastegui (1991), mais selon une analyse détaillée des données bio-stratigraphiques. Une vingtaine de forages répartis sur l'ensemble du bassin de Valence sont aussi illustrés en annexe. L'ensemble de ces informations permettra de préciser par la suite l'évolution des environnements de dépôt durant le Miocène et plus particulièrement durant l'événement Messinien.

On notera que les forages BM-B1 et Tarragona E8 sont positionnés aux abords des paléo-reliefs et sur le domaine de plateforme interne des marges Catalane et de Tarragona. Le forage Benicarlo C1 est situé au niveau de la bordure externe de la plateforme de l'Ebre.

Au préalable, nous devons préciser que la nomenclature (ancienne) des informations de forage est établie sur les terminologies de Cravatte *et al.* (1976) (Barcelona Marino B1) ; Blow (1969, 1979) et Stainforth *et al.* (1975) (Tarragona E8) ; Berggren (1972, 1973) & Blow (1969) (Benicarlo C1). Dans l'ensemble des terminologies, le toit du Pliocène Inférieur correspond à l'extinction de *Globorotalia Puncticulata* (~3,6 Ma), le toit du Pliocène moyen est daté à 2,6 Ma et celui du Pliocène Supérieur à 1,8 Ma. Pour les marqueurs Miocènes, l'âge des discontinuités est basé sur la nomenclature de Haq & Schutter, (2008). Pour les marqueurs du Pliocène & du Quaternaire, les âges estimés sont fondés d'une part sur la corrélation des surfaces P11 et Q10 depuis le Golfe du Lion vers la plateforme de Valence, d'autre part sur la nomenclature de Gibbard *et al.* (2010) (plaçant la base du Quaternaire à 2,6 Ma). La discontinuité MES est un marqueur-clef au sein du bassin de Valence et du Golfe du Lion. Liée à l'événement d'érosion Messinien, elle permet de caler les surfaces sous-jacentes entre 5,6 Ma et le toit du Mésozoïque.

5.4.1. Estimation de l'âge des surfaces majeures

La discontinuité S0 marque une rupture dans le signal du Gamma Ray (GR) au sein de

l'ensemble des forages (figures 5-12, 5-13, 5-14). L'âge de formation de la surface pourrait être composite, car elle se situe entre les dépôts Mésozoïques et 1) l'Oligocène (BM-B1) ; 2) le Burdigalien-Langhien (Tarragona E8) et 3) le Langhien (?)-Serravallien (Benicarlo C1). Au sein du graben de Barcelona, l'âge de la discontinuité est estimé à **28,4 Ma (Chattien)** suivant les âges lithologiques (incertains) au sein de cet intervalle. Si la lithologie (anhydrite et carbonate) de part et d'autre de la surface ne permet pas de différencier un âge, la surface marque une rupture importante dans le GR (base d'un pic majeur), témoignant de la 1ere arrivée marine dans cette dépression. L'âge estimé est aussi en accord avec les études régionales effectuées au sein du Golfe du Lion (e.g. Gorini, 1993 ; Besson, 2005) et la marge Catalane (Roca *et al.*, 1999).

La discontinuité S01 correspond à un niveau proche du toit des dépôts Oligocènes. Elle marque une rupture dans le GR (pic à 120 API), DT[1] et la lithologie du forage (passage de dépôt d'anhydrite et dolomitique à marne argileuse). Selon la nomenclature de Haq & Schutter (2008), et en prenant en compte les chutes majeures du niveau marin, la surface S01 est estimée à **23,1** +/- **0,5 Ma (Oligocène terminal-Aquitanien basal)**.

Le toit de l'Aquitanien (figure 5-12, BM-B1) s'accorde avec la cartographie de notre **surface S02**. Selon la charte d'Haq & Schutter (2008), le toit de l'Aquitanien correspond à une chute relative du niveau marin, ce qui nous permet d'estimer l'âge de la discontinuité à environ **20,3 Ma**. Si le calage de cet âge rentre dans la barre d'erreur du forage BM-A1, il ne valide cependant pas les âges de dépôts observés au sein des forages BM-C1 et BM-E1 situés plus en amont au sein du grabben de Barlona (respectivement intégrés au sein de dépôts d'âge Burdigalien et à la base de dépôts Langhien) (figure 5-12). Deux hypothèses peuvent alors être proposées : soit l'âge de la surface S02 est exagéré, impliquant un remaniement de faunes Aquitaniennnes au sein du forage BM-B1 ; soit les faunes associées à l'Aquitanien ne sont pas reconnues au sein des forages BM-C1 et E1, impliquant un âge sous-estimé au sein des deux mêmes forages.

La dicontinuité S03 est datée au Burdigalien/Burdigalien terminal au niveau des forages BM-B1, BM-C1 et BM-G1. La surface correspond à une chute importante du signal GR et souligne une discontinuité majeure à l'échelle du Néogène (estimée à 16,8 Ma).

La discontinuité S04 est corrélée au sein d'un intervalle stratigraphique daté au Miocène moyen (Langhien-Serravallien). La discontinuité est associée à une rupture moyenne au sein du GR. Selon la charte d'Haq & Schutter (2008), l'âge stratigraphique de la discontinuité pourrait être associé à une chute marine relative syn-Serravallienne (soit 13,7Ma ou 13,2 Ma). L'observation d'une seconde discontinuité (non cartographiée) au sein de l'unité 5, contrainte entre une surface majeure (S08) et S04, amène une seconde contrainte pour l'âge des réflecteurs. S08 (son âge

1 DT (Sonic) :Signal géophysique associé à une variation de vitesse de propagation de l'onde acoustique entre différentes couches lithologiques

est discuté par la suite) coïncide avec un âge stratigraphique fini-Serravallien-Tortonien basal estimé à 11,8Ma (en accord avec les données de forage à l'échelle du bassin de Valence). Trois chutes relatives sont documentées au Langhien-Serravallien (toujours selon la charte d'Haq & Schutter (2008) : une chute majeure marquant la transition au Langhien-Serravallien (~13,7 Ma), suivi de deux chutes mineures, respectivement à 13,6 et 12,7 Ma. La seconde chute relative étant relativement proche de celle majeure, nous estimons les âges de **13,7 Ma pour S04** et **12,7 Ma** pour la surface intermédiaire.

La discontinuité S05, seulement reconnue au sein de la dépression de Tarragona, est recouverte par **la surface S06**. Cette dernière est observée dans le puit Tarragona E8 (~2300m de profondeur au sein du forage). Selon la charte adoptée dans cette étude, le Langhien est une période de haut niveau marin relatif contrainte au toit par une chute relative du niveau marin à 13,7 Ma. La précédente chute du niveau marin relatif est datée au Burdigalien supérieur (~17 Ma) (intervalle C5C). La prolongation de la discontinuité S06 à d'autres forages (e.g. Benicarlo C1) amène des contraintes sur son âge relatif. Au sein de Benicarlo C1, la discontinuité marque le toit des dépôts carbonatés ainsi que des manifestations magmatiques, à 3570m. Elle correspond à l'apparition de *Globorotalia lenguaensis* (FAD : 12,9 Ma ; LAD 6,1 Ma ; charte), *Globorotalia scitulia* (FAD : ~16Ma ; charte). Un âge Langhien semble être exclu par l'analyse des données bio-stratigraphiques, confortant **un calage pour S06 à 13,7 Ma** (Serravallien basal) plutôt que Burdigalien. La discontinuité **S05** pourrait être estimée à **16,8 Ma** (Budigalien supérieur) sur la base des corrélations avec les chutes relatives majeures du niveau marin.

La discontinuité S08 est corrélée régionalement au sein du VBss et de la marge Catalane (forages BM-B1, Tarragona E8 et Benicarlo C1). Au sein de ces trois puits, la surface est corrélée à des dépôts du Serravalien supérieur (BM-B1, BM-C1), Tortonien inférieur (BM-B1, Tarragona E8) et Tortonien basal (Benicarlo C1). Cette discontinuité marque le toit des formations Serravalliennes tronquées (Fornax 1). La discontinuité contraint le toit l'unité U8 (limitée entre S06-S08 au niveau du forage Benicarlo C1), composée d'argile grise avec de rares niveaux volcaniques et calcaires (remaniés ?). L'unité U8 correspond à l'apparition au sein d'U8 de *Globigerinoides extremus* (FAD :9 Ma ; LAD : 2,16 Ma ; charte), *Neogloborotalia acostaensis* (FAD : 10,5 Ma ; LAD : 1,6 Ma) puis au dessus de S08 (à 3400m ; Benicarlo C1) de *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (FAD : 13 Ma). Au vu des âges biostratigraphiques observés au sein du forage Benicarlo C1 dans la partie distale de l'unité U8, un âge fini-Serravallien/Tortonien basal paraît plausible. Corrélé à une chute marine relative, **un âge à 11,8 Ma pour S08** est ainsi proposé.

La discontinuité S11 est corrélée régionalement au sein du VBss et de la marge Catalane. Elle est calée au rebord de plateforme le long de la marge de l'Ebre (forages Delta J1, Benicarlo C1, Alcanar Marino A1, Peniscola 1, Montanazo A2, etc). Au sein d'U12 (calée entre S11 à la

base et MES-S20 au toit) plusieurs discontinuités sont notées. L'analyse biostratigraphique au sein du forage Benicarlo C1 révèle la présence de microfaunes d'âge hétéroclite. La base d'U12 est marquée par de forts niveaux sableux. Elle correspond à l'apparition de Globorotalia cf. conomiozea (FAD : 7,25-7,8 Ma). A 2700m, une discontinuité interne est associée à la disparition de *Globorotalia menardii* s.l. (biozone du Tortonien ; Bizon, 1972), *Globorotalia cf. conomiozea*, *Globorotalia plesiotumida* (FAD : 8,6Ma ; LAD : 3,7 Ma), *Globorotalia lenguaensis* (LAD : 6,1 Ma) et *Globorotalia nicolae* (FAD : 6,8 Ma ; LAD : 6,7 Ma) conférant un âge Messinien à l'ensemble de l'unité U12. Des remaniements importants de microfaune Langhienne-Serravallienne sont également observés au sein d'U12, tels que *Globorotalia archaeomenardii* (FAD : 16,3 Ma ; LAD : 13,9 Ma), *Globorotalia miozea s.l.*. **Nous interprétons S11 comme témoin de la base de l'événement de crise Messinienne et décrite plus en détail dans la section suivante.**

La MES (*Marginal Erosional Surface*) est corrélée à l'échelle des domaines de plateforme de l'Ebre, Catalan et au sein du Golfe du Lion. Il s'agit d'une surface d'érosion nette, dentelée à lisse marquant la transition entre les formations Miocène (BM-B1, C1, G1, etc) à Messinienne (Benicarlo C1) et Pliocène-Quaternaire. Elle sera décrite plus en détail au sein de la section suivante.

5.4.2. Calage des surfaces intermédiaires

La discontinuité S07 n'est présente qu'au sein du forage Tarragona E8. Elle est corrélée à un changement de dynamique sédimentaire (passage de dépôts marneux à argilo-marneux) daté du Serravallien. La surface est associée à une chute mineure du signal GR et DT. Contrainte entre les deux discontinuités S06 et S08, pourrait être liée à une chute du niveau marin relatif au Serravallien, postérieur à 13,7 Ma (âge de la surface S06) et antérieur à S08 (~11,8Ma). Corrélé aux variations relatives du niveau marin d'après Haq and Schutter (2008), une datation à **13,2Ma** pourrait être proposée pour S07.

Les discontinuités S09a, S09b, S09c sont calées entre les surfaces S08 (~11,8 Ma) et la MES (5,6-5,33 Ma) au niveau de la plateforme Catalane. Elles sont datées au Tortono-Messinien au sein des forages BM-C1 et BM-E1 à Tortonienne (pour S09a) ou Messinienne (pour S09b, S09c) au sein du forage BM-B1. Les surfaces S09a et S09b sont associées au toit des prismes de chute des unités U9a et U9b. A partir des calages inférieurs et supérieurs et aux chutes du niveau marin relatif, des âges à **~9,2 Ma et 7,2 Ma** sont respectivement proposés pour **S09a** et **S09b**. Les incertitudes concernant la géométrie gobale des unités U9c et U9d permettent au mieux d'estimer l'âge de **S09c entre 7,2 et 5,6 Ma**.

Les surfaces S10a, S10b sont calées au sein de la plateforme de l'Ebre entre les surfaces S08

(~11,8 Ma) à la base et MES, S11 au toit. La discontinuité S10a marque une rupture géométrique entre les unités U10a (pro-aggradante) et U10b (progradante pure interprété comme un prisme de régression). Dans la partie distale d'U10b les dépôts sont corrélées biostratigraphiquement à *Globorotalia plesiotumida* (initiation à 3380m à Benicarlo C1) (FAD : 8,6Ma ; LAD : 6,1 Ma), tandis qu'au toit d'U10a apparaît *Globorotalia cf. suterae* initiation à 3079m à Benicarlo C1) (FAD : 7,85 Ma sensu Iaccarino, 1985 ; Tortonien supérieur sensu Cita, 1972, 1975). S10a, marquant l'initiation du prisme de régression U10b, serait ainsi estimé à ~9,2 Ma, en accord avec les données biostratigraphique et de variation relative du niveau marin. S10b, séparant le prisme régressif U10b de celui progradant U10c, pourrait être interprétée comme la surface de transgression maximale syn-tortonienne et estimée à ~7,8 Ma.

Les discontinuités S45, S50, S60 et S70 sont corrélées au forage Benicarlo C1 (figure 5-14). Sous S45, on peut noter l'apparition du foraminifère planctonique *G. puncticulata* (FAD : 4,6 Ma) juste au dessus de la MES, à ~2480m. A 2170m (juste sous S45 au forage Benicarlo C1) ; l'apparition de *Sphaeroidinella dehiscens* (FAD : 3,2 Ma ; charte) est notée. Entre les surfaces S45 et S50, la limite Pliocène-Pléistocène (~2000m au forage Benicarlo C1) correspond aux disparitions des foraminifères planctoniques *G. aemillana* et *G. puncticulata* (Zancléen à Pliocène moyen). A partir de ces précisions, des âges estimés entre 3,2 et 2 Ma peuvent être attribués aux surfaces S45 et S50. Comme précisé en amont, un changement majeur de géométrie des clinoformes est indiqué par le marqueur S45. Observé sur les coupes d, e, f de la figure 5-09, l'interval S45-S50 marque la transition entre les prismes progradants et pro-aggradants. Ce changement, décrit au sein du golfe du Lion (e.g. Leroux *et al.*, 2014), correspond à la transition Pliocène-Pléistocène (~2,6 Ma). Au pied de pente du VBss, la discontinuité érosive S45 soulignant le toit du 1er système de chenaux-levées témoigne d'un changement de dynamique sédimentaire à l'échelle de la plateforme de l'Ebre.Ces différentes observations tendraient plutôt à proposer un âge à 2,6 Ma pour S45. Toujours au pied de pente, les discontinuités S50 et S70 témoignent d'un changement d'amplitude majeur des systèmes de chenaux-levées (respectivement de 0,1 std à 0,3 std d'épaisseur ; puis de 0,3 à 0,5 std d'épaisseur). Ces différentes observations, associées aux correspondances avec les travaux du Golfe du Lion (e.g. Leroux, 2012) et aux variations de cyclicité influençant les amplitudes du niveau marin, amènent à considérer pour les discontinuités S50, S60-S70 un âge respectivement à 1,8 Ma et ~0,9 Ma – 0,45 Ma.

5.4.3. Répartition et évolution des paléo-environnements Miocène d'après les cartographies des unités sismiques et datations des surfaces.

La figure 5-15 présente l'apparition des premières arrivées marines au sein du bassin de Valence ainsi que la répartition et l'évolution des environnements marins. Bien contrainte le long de la bordure NE Ibérique et au sein du Golfe du Lion *via* la synthèse des données de forage et

d'interprétation sismique, l'évolution des environnements marins au sein des Baléares et Bétique est sujette à caution. Cette dernière se fonde notamment sur certaines compilations à l'échelle méditerranéenne (e.g. Jolivet *et al.*, 2006 ; Meulenkamp, 2004), régionale (Roca, 1992) et sur la bibliographique que j'ai pu réunir sur ces zones. L'évolution des environnements de dépôts au sein du domaine Liguro-Provençal, qui comporte une histoire sédimentaire complète de l'Oligocène au Tortonien, est décrite au sein de la synthèse de Leroux *et al.* (in prep.).

A l'**Oligocène** (28,4 (?)- 23 Ma ; Chattien probable) seules les dépressions de San Feliu et Barcelona enregistrent une sédimentation marine peu profonde/lagunaire ou continentale (voir annexe pour les forages Barcelona Marino B1, C1 & Rosas 1-2, 3-1). Une évolution latérale de faciès est notée entre les forages BM B1 (figure 5-12) et BM-C1 (cf. annexe forages), variant respectivement entre 1) une succession composée d'anhydrite et de passées d'argile dolomitique et, plus au NE, 2) une succession sableuse à parfois carbonatée et gypsifère. Cette variation, qui caractérise une suite d'environnements lagunaires à marins, fut déjà précedemment décrite par Roca *et al.* (1999) et corrélée avec le grabben de Vistrenque (e.g. Gorini, 1993 ; Roca, 2001). Au sein du bassin de Valence, ce faciès sismique n'est toutefois observé et décrit qu'au sein de la marge Catalane (MB) (excepté au sein des grabbens de Calella et Minorque), restreignant la 1ère arrivée marine à l'Est plutôt qu'au SO depuis le VBss.

A l'Aquitanien (Surfaces S01-S02 ; 23,1 - 20,3 Ma), les entrées marines sont observées sur les forages au sein du grabben de Barcelona, du golfe du Lion (e.g. Bache, 2008 ; Leroux *et al.*, in prep.) et au SO du domaine du VBss (rapports de forage d'Ibiza Marino A1 et Cabriel B2A) (figure 5-15). Au sein du MB, une lithologie marneuse dominante est notifiée (figure 5-12 ; annexe forage, Barcelona Marino A1) sans qu'une géométrie de clinoforme y soit associée. U2 demeure restrainte au grabben de Barcelona. Son dépôt coïncide à l'activité de la faille de Barcelona. Le manque d'observation sismique au SO du VBss ne permet pas d'y confirmer la présence d'environnement marin Aquitanien.

Au Burdigalien (Surfaces S02/S0-S03/S05 ; ~20,3- 16,8 Ma), les entrées marines sont certifiées au sein des trois mêmes zones (MB, LPB et SO du VBss) (figures 5-16 et 5-17) et correspondent, au sein du MB, à des niveaux marno-argileux associés à des passées de grès fin. Les premiers clinoformes attestent d'un accroissement bathymétrique entre les domaines de plateforme et les domaines plus profonds au sein du MB et LPB. U3 serait associée à une sédimentation plus pélagique (marneuse ?) dans les bassins (réflexions litées de moyenne amplitude et continues) dont son développement, fonction des reliefs du soubassement, serait plus important au sein du LPB (figure 5-17). La plateforme Catalane serait dominée par des apports fluviaux côtiers le long de la marge Catalane. Une progadation possible vers le SO suggère une source montagneuse localisée au niveau de l'actuel système fluvial du Llobregat. A l'inverse, un faciès continental conglomératique

et bréchitique est noté à terre au sein du Vallès-Pénédes. Au SO de cette dépression, la présence de dépôt Burdigalien (?)-Langhien est suggérée au sein de la dépression de Tarragona avec des faciès calcaires et/ou bréchitiques. Les observations sismiques témoignent de la présence de fans conglomératiques remplissant les dépressions du VBss. Dans ce contexte, nous associons leurs développements à ceux observés au sein du Vallès-Pénédes dans un même contexte continental.

Au Langhien (Surfaces S03/S05-S04/S06; 16,8- 13,7 Ma) les entrées marines sont observées sur l'ensemble des bassins VBss, MB et LPB. Une sédimentation silteuse est observée au sein de la plateforme Catalane. Les clinoformes observés au sein d'U4 soulignent une progradation vers le SO liée à un système fluvial montagneux. Le domaine du VBss (notamment au sein de la dépression de Tarragona) et celui du Vallès Pénédes sont caractérisés par un environnement carbonaté et/ou marneux. L'extension de la surface S06 (figure 5-16) et l'épaisseur de l'unité U6 (figure 5-17) suggère un remplissage passif des dépressions (Tarragona, Dépression Centrale, Sama (?)) laissant les hauts structuraux (Casablanca, Castellon, volcans) à l'air libre et/ou sous une fine tranche d'eau. Même si aucun âge n'est associé aux formations calcarénitiques (dépôt proximaux très peu profonds), ces dernières pourraient être associées au haut niveau Langhien. Un approfondissement du centre du VBss par rapport à la marge de l'Ebre est possible. Cependant la similitude des faciès sismiques et l'épaisseur de U6a-U6b (figure 5-17) suggèrent des dépôts carbonatés à marneux déposés sous faible tranche d'eau au sein de l'ensemble du VBss. Cette interprétation ne s'applique pas cependant au SO du domaine dont l'évolution du remplissage est méconnue.

Au Serravallien (Surfaces S04/S06-S08 ; 13,7-11,8 Ma), un environnement marin est présent sur l'ensemble des bassins VBss, MB et LPB. Au sein de la marge Catalane des dépôts argilo-silteux sont cartographiés en amont (BM-B1 et BM-C1), associés à des passées sableuses. Vers le SO, des niveaux plus marneux (BM-G1 ; annexe forage) attestent d'un approfondissement des environnements de dépôts. Les clinoformes datés au Serravallien (au sein d'U5) témoignent d'une progradation vers le S-SO dont le rebord de paléo-pente serait situé à une dizaine de km de la côte actuel. Au sein du VBss, des progradations sont aussi observées (développement des unités U7, U8) et la cartographie de S08 (figure 5-16) et l'épaisseur d'U5-U7-U8 (figure 5-17) témoignent de deux dépôt-centres majeurs au sein des dépressions de Tarragona et de Sama. Les progradations le long de la marge de Tarragona sont orientées globalement vers le sud. Une évolution de la lithologie est observée au cours du Serravallien aux bordures des marges de l'Ebre et Tarrogona, avec des formations basales calcaires évoluant à des niveaux argilo-marneux. Peu de traces de silt sont observées. Le développement de ces unités suggérerait une source d'apport provenant des bassins bordiers de Reus et/ou du Vallès-Pénédes. Le dépôt-centre au sein de la dépression de Sama est synchrone à l'activité magmatique du Columbretes (e.g. forage Benicarlo

C1 ; Delta J1). Les progradations témoigneraient d'une source fluviale située le long de la chaîne Catalane. Au pied des paléo-pentes, les dépôts correspondent à des argiles grises avec des passées calcairo-marneuses.

Au Tortonien (Surfaces S08-S09a, b, c, d (?)/S10a,b), les environnements marins ne sont cartographiés qu'au niveau de la plateforme Catalane et au sein du VBss. Les archives sont incomplètes dû à l'épisode d'érosion messinienne. Au sein des bordures de ces zones, une lithologie sableuse à localement argileuse contraste avec celles décrites au Serravallien. Ce faciès lithologique est associé au toit des clinoformes Tortoniens. Les clinoformes semblent se développer vers le S-SE de la plateforme Catalane. Au sein de la plateforme de l'Ebre, la rupture de pente des clinoformes est observée à environ 60-70km du trait de côte et semble plus avancée au nord et au sud de la plateforme. Nous suggérons au moins deux sources d'apports pourraient être suggérées (provenant de la marge de Tarragona et au sud de l'actuel delta de l'Ebre). Cette interprétation serait appuyée par la présence de dépôts de pente, en rebord de plateforme (voir figure 5-09, coupe b), dont la majorité des dépôts associés sont érodés lors de l'événement Messinien. La lithologie associée au pied de pente de ces clinoformes correspond à des dépôts argileux associés à des passées arénitiques à grains fins/moyens sub-anguleux à sub-arrondis (témoignage d'une source plutôt proximale drainant des environnements silicoclatiques (rebord du bassin de l'Ebre) ?).

Le Messinien anté-crise (S09c/S10b-MES/S20) reste peu préservé au sein des domaines marginaux Catalan et de l'Ebre. Au sein des deux ensembles, le toit des clinoformes préservés enregistre des niveaux sableux à grains fins-moyens, associés à des passées argilo-silteuses. Le manque de préservation spatiale des dépôts au sein de la plateforme Catalane ne permet pas de préciser avec certitude le sens des progradations. L'observation des profils situés à la limite NE du grabben de Tarragona, qui souligne un sens de progradation apparent vers le SO (figure 5-07, Cro06 (km 140-180)), témoignerait d'une source d'apport similaire au Serravallien. La plateforme de l'Ebre enregistre le développement de clinoformes vers le SE (similaire au précédent dépôt Serravallien) mais semble être marquée par un volume sédimentaire plus important (cf. figure 5-10). Le pied de pente des unités S10 est constitué de niveaux argileux associés à des passées silteuses (e.g. figure 5-14). Une lithologie plus argileuse pourrait être observée dans le domaine profond du VBss. Le SO du bassin est associé à des faciès argilo-calcaires, marqués au toit par des niveaux évaporitiques (U13) (annexe forage : Cabriel B2A, Golfo de Valencia D1, Ibiza Marino AN1, Sagunto 1). Son appartenance au sein de la crise Messinienne, précédent le paroxysme de l'événement, sera abordée dans la section suivante.

5.5. Enregistrement des marqueurs de la crise Messinienne : de la plateforme érodée au domaine profond Liguro-Provençal

Les différentes unités sismiques des domaines de plateforme de l'Ebre, Tarragona et Catalane décrites, nous allons pouvoir nous intéresser aux géométries attribuables à l'événement Messinien. Ces dernières peuvent être décrites depuis les domaines de plateforme Catalane jusqu'aux domaines profonds de Minorque et Liguro-Provençal. La connexion entre les domaines MB et LPB est rendue difficile par la présence d'un magmatisme Néogène se ré-activant le long de la NBFZ. Une correspondance indirecte a pu être cependant effectuée entre les domaines MB & LPB sur la base du faciès sismique. L'identification et la cartographie de certaines de ces surfaces (notament la MES (Stampfli & Hoëcker, 1989 ; Frey-Martinez, 2004 ; Marga *et al.*, 2011 ; Urgeles *et al.*, 2011) et unités (U12 (Cameselle *et al.*, 2013), U13 (Del Olmo, 1996), U22, U24, U26 (e.g. Maillard *et al.*, 2006)) sont connues à une échelle régionale et/ou locale. Ainsi les liens directs entre les différentes unités n'ont jamais été établis entre les bassins de Valence et Liguro-Provençal. La divergence des interprétations concernant la base de l'événement Messinien (Maillard *et al.*, 2006 versus Cameselle *et al.*, 2013) soulève des interrogations quant au volume sédimentaire érodé en amont et transféré vers le domaine profond. Cette problématique revient *in fine* à s'interroger sur l'existence ou non d'un important système fluvial drainant l'ensemble du bassin l'Ebre avant l'événement Messinien et les modalités d'érosion et de répartition des dépôts détritiques. L'apport de notre étude se situe ainsi sur l'identification, la description et la cartographie de l'ensemble des dépôts Messiniens du bassin de Valence et leur connexion au domaine Provençal.

La figure 5-18 illustre les différentes surfaces, unités sismiques et traits morphologiques associés à la crise de salinité Messinienne à partir de la compilation de nos observations et celle effectuée précédemment au sein du bassin Liguro-Provençal (Bache *et al.*, 2009). A partir de cette cartographie quatre domaines peuvent être identifiés depuis la plateforme du bassin de Valence jusqu'au domaine profond Liguro-Provençal :

- Un domaine A érodé, caractérisé par l'identification d'une surface d'érosion marginale (MES) ainsi que par les unités détritiques U12 et évaporitiques U13. La MES est dessinée au travers des différents réseaux fluviaux présents et/ou se développant au Messinien. Elle limite directement les dépôts Pliocènes des dépôts Miocènes ou du substratum Tertiaire. Sa morphologie varie vers l'aval et correspond latéralement à une seconde surface d'érosion S20. U12 est marquée à la base par une discontinuité érosive importante devenant légèrement conforme vers le domaine B.

- Un domaine B est défini au pied de pente de la plateforme du VBss. La MES se distingue en une surface érosive basale S20 et sommitale S30, encadrant l'unité U26 (évaporite supérieur,

UU). S20 correspond à une surface d'érosion localisée dessinant un axe chenalisé important SO-NE et disparaissant à la limite du domaine C. Le développement d'U12 est minime, sa surface basale est quasiment conforme aux dépôts Miocènes sous-jacents.

- Un domaine C, plus complexe, est marqué par le développement des séries Messiniennes et la disparition des indices érosifs. Plusieurs discontinuités latérales à S20 y sont associés et soulignent l'apparition d'U22 (évaporites inférieurs ; LU) et U24 (halite ; MU). La surface S11 redevient érosive sur les bordures et souligne la base du développement de clinoformes associés à U12 (unité U12b).

- Un domaine D (bassin Liguro-Provençal) correspond au développement de l'ensemble des séries sédimentaires détrtitico-évaporitiques associées à la crise de salinité Messinienne.

5.5.1. Le domaine érodé au sein des marges Catalane et du bassin de Valence sensu stricto.

Au sein du domaine érodé, la morphologie de la surface d'érosion Messinienne (MES) est généralement associée à plusieurs contrôles : héritage structural, érosion liée aux systèmes fluviaux, variation du niveau de base des eaux marines. Deux types de morphologie lui sont associés:

- **une morphologie rugueuse** (due à son irrégularité importante). Les précédents travaux (e.g. Stampfli and Hoecker, 1989 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Frey-Martinez, 2004 ; Bache, 2008, Bache *et al.*, 2009 ; Urgeles et al., 2011) la décrivent comme une surface aérienne formée par l'action des différents réseaux fluviaux lors du paroxysme de la crise Messinienne. La présence d'horizons ferrugineux et d'argiles muticolorées au toit des dépôts Miocènes (cf annexe forage : Fornax 1 (2561m)) confirme le caractérère aérien de cette surface rugueuse.

- **une morphologie lisse** (présentant peu d'irrégularités et de faibles incisions). Les précédents travaux (e.g. Bache *et al.*, 2009, 2012 ; Urgeles *et al.*, 2011) l'interprètent, suivant le scénario adopté, respectivement comme une surface de ravinement marine ou comme une surface liée au plus bas niveau marin.

5.5.1.1. Morphologie de la MES au sein du VBss

La figure 5-19 illustre la cartographie des surfaces d'érosion Messinienne (MES) et S20 (surface d'érosion basale, BES) au sein des domaines A et B (figure 5-19, coupe sismique). Au sein de la MES, onze réseaux fluviaux distincts sont cartographiés entre la plateforme du golfe du Lion et le SO de la marge NE Ibérique. Suivant leur morphologie et le domaine sous-jacent érodé,

8 domaines morphologiques sont définis. La plupart ayant été définis au sein de précédents travaux (domaines Rhodanien, Pyrénéo-Languedocien, Creus, Girona, Barcelona) (Bache, 2008 ; Marga *et al.*, 2011), nous allons nous intéresser à ceux identifiés au sein du VBss (Reus, Tortosa et Sama) (figure 5-19, carte b).

Le domaine de Reus (labels 8, 9) s'étend au nord de l'actuel Delta de l'Ebre jusqu'au sud de Barcelone. La plateforme côtière est plus restreinte au nord-est (3-5 km) qu'au large de Reus (15 km environ pour 0,4-0,6 std). Les isobathes de la surface messinienne s'orientent parallèlement à la côte actuelle. La MES est clairement érosive et irrégulière avec deux réseaux fluviaux clairement identifiés, orientés selon une direction NO-SE. Le premier se connecte à l'extrémité SO du bassin du Vallès-Pénédes et l'extrémité sud de la chaîne côtière Catalane, tandis que le second érode la bordure externe de l'ancienne plateforme Miocène. Une incision majeure est repérée au niveau de Vilanova et correspond à l'actuel canyon de Foix. Les axes d'incision majeure sont distants de 12-14 km, les incisions variant entre 0,4 et 0,6 std. Les deux réseaux fluviaux se joignent en aval au chenal d'incision profond du VBss, décrit dans la section suivante. On notera enfin qu'au côté de ces réseaux fluviaux se développent des unités détritiques chaotiques.

Le domaine de Sama (label 11) est très peu développé. Les incisions observées sont présentent principalement au niveau du talus morphologique sud et le long de l'actuel trait de côte. Les réseaux fluviaux semblent orientés vers le SO, opposés à ceux liés au domaine de Tortosa. La discontinuité MES devient conforme en aval au-delà d'1,0-1,3 std de profondeur et souligne le toit d'U13 au sud de l'archipel de Columbretes (cf. figure 5-07, Cross05 (km 0-80) ; figure 5-08, Dee12 (km0-40)). Comme pour l'évolution des dépôts Miocènes, l'influence du volcanisme de Columbretes semble avoir un rôle prépondérant dans la conservation d'U13 et la morphologie de la MES. Des incisions fluviales sont pourtant observées en rebord de côte (profonde de 0,2 std et large de 4km) mais leurs continuités en aval sont difficilement observées.

Le domaine de Tortosa (label 10) (se développant au sein de l'ancienne plateforme Miocène du VBss) correspond à un réseau dendritique se développant au sein de l'ancienne palteforme Miocène, se joignant à un axe centralisé. La même morphologie est reconnue pour le domaine Pyrénéo-Languedocien. L'axe d'incision majeur, d'axe NO-SE et décrit par Urgeles *et al.*, 2011, présente une profondeur de plus de 0,6 std (~700m), une largeur d'environ 23km au toit le plus serré entre deux talus morphologiques. Ces derniers culminent à 1,4-1,5 std et sont orientés parallèlement à l'ancien rebord de plateforme Miocène (figure 5-09, coupe a, b ; figure 5-19, carte a et b). Sa bordure extérieure est érodée par des systèmes fluviaux liés au domaine de Reus (réseaux de Reus). Ils sont érodés en amont au sein de la plateforme de l'Ebre par divers réseaux mineurs suivant un axe NE-SO, au nord et sud de l'axe d'incision majeur, caractérisant un dense réseau dendritique interne.

- Au nord de l'axe majeur de multiples entailles sont repérées, ces dernières se joignant à un axe central secondaire NE-SO. Celui-ci semble lié à un ancien système fluvial au sein du grabben de Reus, disparu aujourd'hui. Les incisions mineures sont variables, comprises entre 0,3 et 0,5 std de profondeur et 2-15km de large. La vallée secondaire est caractérisée par une morphologie globale en « U », longue de 27km et à profondeur variable de 0,2-0,5 std (figure 5-08, Dee 10 (km 0-25)).

- Au sud quelques réseaux sont repérés et présentent les mêmes caractéristiques d'incision que les réseaux mineurs au nord de l'axe majeur, bien que la longueur des systèmes soit moins importante.

- La vallée centrale s'approfondit et s'élargit de l'ouest vers l'Est, évoluant de 9km de large pour 0,55 std de profondeur (figure 5-09, coupe a) à 0,45 std pour 20km de largeur (figure 5-09, coupe b) puis 0,3 std pour 15 km de large (figure 6–09, coupe c) (les coupes étant distante d'environ 13 km). La prolongation de cet axe principal est soulignée par la cartographie de la surface érosive basale S20.

La transition latérale de la MES à S20 au pied de pente du VBss (figures 5-18, 5-19, 5-20) met en lumière un nouveau chenal érosif au sein du domaine B, **soulignant la continuité des axes d'incision marginaux majeurs du VBss vers les domaines de dépôt plus profonds s'initiant au sein du bassin de Minorque**.

5.5.1.2. Identification du chenal central messinien du VBss

La figure 5-20 illustre une série de profils sismiques perpendiculaires à l'axe d'incision profonde du VBss. Les indices d'incisions majeures s'observent sensiblement le long d'un même axe pour les deux discontinuités S20 et S30, continuités latérales à la MES. Des différences majeures sont cependant mises en lumière.

- **S20** se caractérise comme une discontinuité érosive majeure au niveau de l'axe du chenal (figure 5-20, profils B, C, D, E, F). Si la surface demeure lisse de part et d'autre du chenal, plusieurs incisions irrégulières (*gullies*) sont observées soulignant un caractère rugueux au sein du chenal. Le parcours de ce dernier, totalisant une longueur de 160km depuis de pied de pente de la plateforme de l'Ebre jusqu'à son débouchée au sein du domaine de Minorque, est fortement influencé par la morphologie du substratum. Au sein du VBss, la largeur moyenne de l'incision varie entre 5 et 16 km (figure 5-20, profils A, B), sa profondeur évolue de 0,1-

0,2 std en pied de pente (figure 6–20, profil A) à 0,5 std en moyenne sur l'ensemble du VBss et à la transition avec le domaine C (figure 5-20, profils B, C, D, E, F). L'axe d'incision est légèrement incliné vers le NE, sa base évoluant régulièrement de 3,1 std à 3,6 std sur 150km (figure 5-20, profils A et F). A l'initiation du domaine C (bassin de Minorque), un évasement du chenal sur 20 à 40km de largeur et une perte des axes d'incision soulignent la fin du chenal profond messinien de Valence qui est associée au développement des unités U12b, U20, U22, U24 et U26 (présentées au sein de la section suivante).

- **S30,** ainsi que les discontinuités internes à U26 (figure 5-20, profil F), est caractérisée par des incisions lisses sur l'ensemble du VBss (domaine 2) et située à la transition entre les domaines intermédiaires 2 et 3 (VBss et MB). Au sein du VBss, S30 est associée à des incisions lisses, majoritairement le long de l'axe d'incision rugueux dessiné par S20.

Bien que moins développées que celle de l'actuel chenal d'incision de Valence, les morphologies des deux chenaux soulignées par le fond marin et S30 sont similaires (incision lisse et nette associée à une concordance des surfaces avec les horizons environnants de part et d'autre de l'incision). **Une origine sous-marine peut être associée à la surface S30** (toit des UU). A l'inverse, le caractère rugueux de l'axe central messinien souligné par S20, similaire aux incisions observées sur la plateforme, témoigne d**'un caractère sub-aérien au niveau du chenal profond messinien**.

5.5.1.3. Transition entre la surface rugueuse et lisse.

Comme introduit en amont de cette section, la surface d'érosion marginale, rugueuse, évolue en une surface lisse et quasi-conforme aux réflexions environnantes. Suivant la qualité de la données et la localisation, ce changement de morphologie est soit défini comme brutal (e.g. Bache, 2008), entre 1.6 std (domaine Pyrénéeo-Languedocine) et 1.4 std (domaine Rhodanien), soit compartimenté en trois sous-zones (e.g. Urgeles *et al.*, 2011) : rugueuse en dessous de 1.6 std, légèrement lisse avec de faible incision entre 1.6 std et le rebord de pente (~1,9std), puis lisse au delà du rebord de plateforme actuel (cf. figure 5-10, section f, g). La transition entre les surfaces rugueuses et lisses varie suivant le domaine morphologique observé (figure 5-21):

- Le domaine de Sama enregistre une transition de la morphologie entre 1.0-1.2 std (figure 5-08, Dee12 (km 0-20)) .
- Le domaine de Tortosa enregistre une transition nette entre les deux types de surfaces autour de 1.55-1.85 std (figure 5-21, sections H-K).
- Le domaine de Reus enregistre une transition plus difficile à cartographier, estimée entre

0.9 et 1.6-1.7 std (figure 5-21, sections L-O).

- Le domaine de Barcelona enregistre une transition nette autour de 1.5-1.7 std (figure 5-05, Dee04, Dee05, Dee06 ; figure 5-06, coupes a, b, c, d)

- La transtion au sein du domaine De Girona-Creus, dont la morphologie de la MES est largement influencée par celle de la base des dépôts Tertiaires, est également difficile à estimer. Située au niveau du rebord de pente cotninentale, la transition est estimée entre 0.7-1.0 std et 1.9 std (figure 5-21, sections P-S).

L'origine de ces différences entre les domaines morphologiques pourrait être attribuée soit aux différentes qualités des données sismiques utilisées, soit à une dynamique fluviatile différente entre les différents domaines, soit une subsidence différencielle post Messinienne entre les domaines (impliquant une subsidence similaire post Messinienne entre les domaines de Tortosa, Barcelona et Pyrénéo-Languedocien), soit à des ré-ajustements tectoniques (le long de la marge correspondant aux domaines de Sama, Reus, Girona-Creus et Rhodanien). Enfin elle pourrait aussi être liée au scénario d'évolution du niveau de base des eaux marines lors de l'événement Messinien.

Dans l'ensemble des cas, la surface d'érosion lisse se prolonge en aval en marquant aussi bien la surface basale messinienne S20 que la surface au toit de U26 (S30).

5.5.2. L'organisation des unités sédimentaires Messinienne depuis la plate-forme jusqu'au domaine profond

5.5.2.1. Le développement en deux temps de l'unité détritique U12

Le suivi de l'unité U12 et de sa surface basale S11 peut être effectué depuis l'ancien rebord de plateforme Miocène jusqu'au domaine Profond de Minorque et du bassin Liguro-Provençal. La cartographie de S11 distingue quatre zones morphologiques disctinctes, citées précedemment [Rebord de plateforme de l'Ebre et Catalane ; pied de pente du MB et au sein du VBss ; le domaine profond de Minorque puis sa corrélation indirecte à la base de la crise Messinienne définie par Bache (2008)].

- En rebord de pente des plateformes de l'Ebre et Catalane [figure 5-22, détail sur Dee04, Dee05 (plateforme Catalane) ; Dee07, Dee08, Dee09, Dee11 (plateforme de l'Ebre)], la discontinuité tronque les unités sous-jacentes U5, U9 (marge Catalane) (figure 5-05, Dee04-06 ; figure 5-06, coupes a, d ; figure 5-22) et U8 (plateforme de l'Ebre) (figure 5-07, Cross05-07, figure 5-08, Dee07-11 ; figure 5-09, coupes b-c ; figure 5-10, coupes d-g ; figure 5-22). Au niveau du forage Benicarlo C1 (cf. figure 5-14), la surface marque la base du développement

de forts niveaux sableux, témoignant d'un potentiel érosif important en rebord de paléo-pente. En amont vers les domaines internes des plateformes, S11 est érodée par la surface MES. Même s'il est difficile de contraindre sa profondeur initiale (puisqu'elle est érodée), il est intéressant d'observer la profondeur d'initiation de la surface : autour de 1.6-1.8 std au niveau de la plateforme de Ebre (figure 5-22, Dee08, Dee11) ; ~1.2 std à la transition des marges Tarragona-Catalane (figure 5-22, Dee07) ; 1.7 std au niveau de la marge Catalane (figure 5-22, Dee04-05). Ces différences de profondeur, associés à une inclinaison progressives des unités préservées isopaches Miocène, pourrait témoignées d'un soulèvement de la bordure nord du domaine de Reus/plateforme de l'Ebre entre le Messinien et le Pliocène.

- Au sein du VBss, S11 devient plus ou moins conforme, excepté au niveau des ruptures de pentes du domaine de Minorque (figure 5-05 ; figure 5-08), et de la transition entre les domaines VBss et Minorque (figure 5-04, Cross04 (km55-65)). La surface devient *grosso-modo* conforme au sein des bassins profonds de Minorque et du bassin Liguro-Provençal. Le passage entre les deux domaines ne s'effectue pas sans difficulté, les intrusions magmatiques affectent les unités sus-jacentes U20 et U22. Le rattachement à la surface de base de l'événement Messinien pointé par Bache (2008) a cependant pu être effectué directement *via* les lignes SPBAL01 (courtoisie Total) et MAP77_21 & 23.

La surface composite érosive S11, associé au développement de l'unité régressive U12 (décrite au sein des paragraphes suivants, est interprétée comme la surface basale de régression forcée associée à l'événement Messinien.

L'unité U12, comprise entre les surfaces S11 à la base et MES-S20-S21 au toit, érode la bordure externe des anciens clinoformes U9 (plateforme de l'Ebre). Elle est soulignée à la base par une réflexion de moyenne amplitude et sub-continue dans le VBss. La figure 5-22 (détail sur Cro06) illustre un changement de direction de progradation, opposé à celles observées au sein des unités anté-Messiniennes. En outre, sa cartographie au sein du VBss révèle une extension large et diffuse d'U12, à l'inverse des unités détritiques cartographiées au sein du golfe du Lion (figure 5-18). Son développement est alors clairement associé à un changement de dynamique sédimentaire à l'échelle du rebord de plateforme sédimentaire au sein du VB. On notera que sa répartition géographique pourrait être plus vaste que celle cartographiée, pouvant inclure la partie SO du VBss.

Deux faciès sismiques lui sont associés, l'un sigmoïdal avec des réflexions sub-continues (U12a et U12b), l'autre chaotique et cartographié localement (U12c). U12a et U12b sont localisées,

la première le long des rebords de plateformes de l'Ebre et Catalan ainsi qu'au sein du VBss, la seconde au sein du domaine profond de Minorque.

Caratérisation d'U12a

La partie supérieure de l'unité U12a est plus complète au sein de la plateforme de l'Ebre (figure 5-10, coupe d). Localement, les rares dépôts préservés sur la plateforme s'apparentent à des réflexions sub-continues aggradantes, de moyenne-forte amplitude et moyenne fréquence. Ces réflexions correspondent au *topset* des clinoformes d'U12a. Si les ruptures de pente des clinoformes d'U12a sont érodées, les dépôts de pieds de pente sont partiellement conservés (*bottomset*), comme en témoignent les réflexions supérieures pentées puis tronquées par la MES. Les faciès conservés en aval comprennent des réflexions discontinues, de moyenne amplitude devenant au pied de pente continues (figure 5-22, coupes AB, CD). Dans le détail, plusieurs discontinuités sont surlignées et des géométries complexes de chenaux érosifs et de remplissage sont observées (figure 5-22, coupe AB) (voir aussi figure 5-09, coupe c ; figure 5-10, coupe f (km 25-40), g (km 27-40)). Perpendiculaire à la direction de progradation (figure 5-22, coupe CD), plusieurs surfaces lisses érosives puis conformes sont observées, soulignant la base de nouveaux clinoformes. L'ensemble de ces observations met en avant un environnement de dépôt sous forte énergie. Le fort développement des dépôts de pied de pente, associés aux surfaces basales érosives, associe le développement d'U12a à une géométrie de prisme de régression forcé.

Caractérisation d'U12b

La transition entre le VBss et le bassin de Minorque est associée à une troncature des unités antérieures soulignée par S11 (figure 5-23, détail sur Cro04). Les réflexions, d'abord marquées par des diffractions internes, sont par la suite continues, de moyenne amplitude et moyenne fréquence. Les réflexions présentent une configuration sigmoïde oblique, témoin du développement de prismes progradants au sein du domaine profond de Minorque (figure 5-22, détail sur Valsis88_806 (km 175-215)), s'initiant à une profondeur moyenne actuelle de 4.2 std. A la différence d'U12a, les réflexions, en aval des ruptures de pente (*offlap break*), sont continues (figure 5-22, Profils transect01, Cro04, Valsis88_806, Dee03). Une dynamique plus distale et/ou moins forte pourrait être associée. Au sein du domaine profond du LPB, les réflexions deviennent continues de moyenne-fote amplitude. Des discontinuités internes et des troncatures à la base peuvent être néanmoins observées

Caractérisation d'U12c

L'unité U12c est reconnue localement le long des pieds de pentes des marges de Tarragona-

Ebre, de Majorque et au sud du haut structural formant la moitié supérieure nord de la marge Catalane. Son identification est la plus complète au sein du pied de pente de la marge de Tarragona, correspondant au domaine morphologique de Reus. Son faciès sismique correspond à des réflexions chaotiques, rendant l'identification de sa base parfois difficile voire impossible. La sous-unité U12c tronque clairement les dépôts antérieurs, dont la formation U12a (figure 5-22, Dee08 (km-30-40), Cro06 (km 142-161)). Elle peut atteindre une épaisseur de 0.3 std dans sa partie amont et diminue progressivement jusqu'à l'axe d'incision profonde Messinienne, au centre du VBss. U12c se développe préférentiellement selon un axe NO-SE. Les différents corps chaotiques du domaine de Reus sont limités sur leurs bordures par les systèmes fluviaux du même domaine [voir cartographie des dépôts Messiniens : figures 5-18, 5-22)].

Le toit de l'unité est marqué par plusieurs discontinuités. Sur la plateforme et au sein du VBss, U12 est tronquée par la discontinuité MES. Il est intéressant de noter que son initiation correspond *grosso modo* à l'initiation de la surface MES lisse. Cette dernière se prolonge en pied de pente par la surface basale érosive S20, suivie au sein du domaine de Minorque par une discontinuité non érosive, S21.

En résumé, U12 est composée de trois sous-unités. U12a est principalement définie au niveau des pieds de pentes de L'Ebre et Catalan, U12b au sein du domaine profond de Minorque. Une géométrie de prismes de régression forcée est interprétée pour U12a, U12b développant une géométrie progradante pure. U12c est interprétée comme une unité détritique massive Messinienne érodant U12a (*mass transport deposit*), localisée le long des systèmes fluviaux Messiniens. Au niveau du domaine de Reus, son développement coïncide avec une base érosive S11 plus élevée que la moyenne. Les formations antérieures isopaques, au sein du domaine de Reus pourraient suggérer une origine tectonique au développement des formations chaotiques U12c. Ainsi U12 1) marque un changement de dynamique sédimentaire à l'échelle du bassin de Valence et 2) se développe de manière diffuse au sein du VBss, à l'inverse des formations similaires cartographiées au sein du Golfe du Lion (figure 5-24, carte A). Plusieurs dépôt-centres sont identifiés au sein du bassin de Valence (figure 2-25a, Carte A), aux bordures des plateformes Miocènes au sein du VBss, puis dans le domaine profond de Minorque (épaisseur moyenne de 0.3 std). L'épaisseur de l'unité est plus importante là où U12c est cartographiée (~0,45 std). Le dépôt-centre majeur est cependant localisé au sein du bassin profond Liguro-Provençal (~0.45 std) et au pied de pente de la marge du Golfe du Lion (~2 std). L'orientation SO-NE des progradations composant U12b, face à l'embouchure de l'incision profonde Messinienne, témoigne d'une origine des dépôts

sédimentaires située au sein du VBss et plus particulièrement au sein du domaine de Tortosa (plateforme de l'Ebre).

5.5.2.2. Les discontinuités S20, S21 et l'unité U22 (Lower Unit)

La discontinuité S21 est une surface conforme aux dépôts environnants et correspond à la continuité latérale inférieure de la surface érosive basale S20. Elle souligne le toit d'U12 et marque la base de l'unité U22.

U22 est caractérisée par des réflexions continues, de forte amplitude, basse fréquence et conforme aux surfaces inférieures et supérieures. Son faciès sismique caractéristique permet de la cartographier entre le domaine de Minorque et le bassin profond Liguro-Provençal (figure 2-25a, carte B). L'initiation de l'unité est observée à l'embouchure de l'incision profonde Messinienne, similaire à U12b. Un épaississement progressif est observé entre ces deux domaines mettant en lumière une géométrie légèrement divergente. Au sein du domaine Liguro-Provençal, l'unité est dénommée « *Lower Unit* » (e.g. Lofi *et al.*, 2011) ou *Evaporite inférieure* (e.g. Bache *et al.*, 2009). On pourra noter que la formation est soulevée par les édifices magmatiques à la transition MB-LPB.

La surface S22 correspond à la dernière réflexion continue, de forte amplitude et basse fréquence pouvant être cartographiée régionalement au sein des bassins MB et LPB. Conforme aux unités U22 et U24, la surface est recouverte vers le SO par l'horizon S24 (figure 5-04, profil Cross04 (km 100-130)). Il s'agit du 1er horizon continu régionalement, de moyenne-forte amplitude et moyenne fréquence, se développant au toit de l'unité U24.

5.5.2.3. La surface S22, l'unité U24 et la surface S24 (Mobile Unit)

La surface S22, décrite précédement, se biseaute en amont sur les surfaces S20-S21 (*onlap*). Le développement de la surface S24 (elle-même recouvrant S22 (*onlap*)), marque l'apparition de l'unité U24.

U24 est caractérisée par un faciès sismique en grande partie transparent. Suivant le profil sismique observé, des réflexions discontinues peuvent apparaître localement. L'unité se développe à la bordure externe du bassin de Minorque (figure 5-25b, carte A) et se développe graduellement vers le domaine Liguro-Provençal. Elle est dénommée « Mobile Unit » (e.g. Lofi *et al.*, 2011) ou Halite. On notera que les édifices volcaniques la déforment sur l'ensemble de l'axe de la NBFZ. Des failles listriques s'enracinant à la base de l'unité sont observées aux abords des structures magmatiques (figure 5-05, profil Dee04 (km 160-170)). Des structures diapiriques peuvent aussi être exprimées le long de cet axe de faiblesse. La surface S24, décrite précédement, marque le toit d'U24.

5.5.2.4. Les discontinuités S26a, S26b, S26c, S30 et l'unité U26 (S30 marquant le toit de l'unité 22)

Conforme aux unités environnantes, la surface S24 souligne la base d'U26 au sein des bassins MB & LPB. Cette base se prolonge vers le SO par les surfaces S21 puis S20. La limite supérieure de l'unité, S30, est cartographiée depuis le LPB jusqu'au SO du domaine du VBss (figure 5-24, carte B).

Du point de vue de son faciès sismique, U26 est caractérisée par des réflexions continues, de moyenne-forte amplitude et moyenne fréquence. Son épaisseur varie considérablement entre les domaines VBss et MB, de 0.1-0.2 à 0.6 std. Au sein de ce dernier, plusieurs discontinuités érosives S26a, b et c sont notées. Du point de vue lithologique, l'unité U26 est forée à son toit (forages DSDP Site 122, Site 123). Le toit de l'unité est associée à des graviers arrondi à sub-arrondi issus de l'érosion et transport de dépôts volcaniques basaltique, de calcaire d'âge Miocène moyen, de gypse et de fragments coquilliers issus de faune vivant dans de faible tranche d'eau. Des dépôts de gypse en alternance avec des marnes dolomitiques sont aussi observés. Son faciès et sa lithologie est classiquement attribué à la formation UU (Upper Evaporite sensu Lofi *et al.*, 2011).

Au sein du VBss, les réflexions composant l'unité se biseautent sur la surface basale S20. La surface S30, recouvrant les surfaces érosives MES-S20, marque la fin du développement de l'unité U26. De une à trois réflexions sub-continues composent U26 au sein du VBss, recouvrant la surface basale S20 (*downlap*). Elles sont tronquées au toit par la surface S30 (*toplap*) où des incisions lisses sont localement observées (figure 5-07, profil Cross07 (km 140-200) ; Cross08 (km 205-215)). On poura noter que la majeure partie de ces incisions se placent au dessus des incisions soulignées par S20. C'est aussi le long de l'incision profonde Messinienne que se localise le maximum des dépôts associés à U26 au sein du VBss (figure 5-25a, carte B).

Au sein de MB, l'unité U26 se développe considérablement (~0.5 std d'épaisseur) (figure 5-25b, carte B) ainsi que face à l'embouchure du système fluvial profond messinien. Elle est associée à l'apparition de trois surfaces érosives S26a, b et c (en plus de S30 au toit de U26). Elles s'expriment principalement en pied de pente de MB, à l'abord de l'axe de transition entre VBss et MB (figure 5-05, profil Dee04 ; Dee05 (km 50-75 & 3,3-3,6 std) ; Dee06 (km 40-80 & 3,3-3,6 std) ; détail des surfaces érosives figure 5-20, profil F) et sont caractérisées par des incisions lisses. Tronquant clairement les réflexions antérieures, un remplissage aggradant est noté avec un recouvrement passif aux bordures des incisions (*onlap*). La surface S30 observe le même type d'incision, à l'aplomb de l'actuelle incision profonde de Valence (effet de signal ?). Ces discontinuités deviennent conformes vers le NE du bassin profond de Minorque. Leurs continuités

au sein du LPB est difficile à suivre à cause des manifestations magmatiques déformant l'unité. On notera que le dépôt-centre majeur au sein du LPB se situerait plutôt dans la continuité de celui du bassin de Minorque. Un second axe N-S est cependant observé au sein du LPB, dont la direction d'apport semble orientée vers le domaine morphologique Rhodanien (figure 5-25b, carte B).

5.6. Synthèse des observations majeures

5.6.1. La segmentation du bassin de Valence

Le bassin de Valence (VB) est segmenté en deux sous-bassins, les bassins de Valence sensu stricto (VBss) et le bassin de Minorque (MB), séparés par la zone de fracture Centrale (CTZ) d'orientation NO-SE. Le bassin de Minorque est bordé au NE par la Zone de Fracture Nord-Baléare (NBFZ), le distinguant du bassin profond Liguro-Provençal (LPB). Un approfondissement par palier de la base des dépôts Tertiaire est observé depuis le VBss, MB puis le LPB. Cet approfondissement va de paire avec une augmentation de l'épaisseur des dépôts Tertaires.

5.6.2. Les implications de cette segmentation sur l'évolution sédimentaire anté-Messinien

Cette segmentation induit une évolution différentielle des environnements sédimentaires durant le Miocène entre, d'une part le Golfe du Lion (LPB) et la marge Catalane (MB), et d'autre part le bassin de Valence s.s. (VBss). L'analyse des différentes séquences sédimentaires et des données de forages montre que les 1ères arrivées marines s'effectuent conjointement au sein du MB et LPB, à partir de l'Oligocène. Au sein de la plateforme de l'Ebre, les 1ères arrivées marines sont avérées au Langhien.

Plusieurs sources d'apports sont observées durant le Miocène le long des marges Catalane, de Tarragona et de l'Ebre. Depuis le secteur de Barcelona, on observe une progradation vers le SE, remplissant le pied de pente de la marge Tarragone-plateforme de l'Ebre. Au moins deux autres sources d'apports sont observées, la première provenant du secteur des grabbens de Reus-Vallès Pénédes, la seconde située au sud du delta de l'Ebre. On notera que les manifestations magmatiques de Columbretes accommodent, à partir du Serravallien-Tortonien, un dépôt-centre au sud de la plateforme actuelle de l'Ebre (dépression de Sama). Le développement et la composition des différents clinoformes indiquent une source relativement proche, pouvant drainer les abords du bassin endorhéique de l'Ebre et/ou de la chaîne côtière Catalane.

5.6.3. Les implications de cette segmentation sur l'évolution des environnements sédimentaires et bathymétriques lors de l'événement Messinien.

Quatre domaines sont identifiés pour l'évolution les surfaces et unités Messiniennes, depuis la plateforme érodée, le domaine transitionnel (seulement observé au sein du VBss), le domaine associé à l'apparition des unités évaporitiques (MB) et enfin le domaine profond, associé à leur développement complet (LPB).

Sur la plateforme érodée, 8 domaines morphologiques sont distingués grace à la morphologie des incisions fluviales et à la nature des dépôts sous-jacents. Cette distinction se fonde pour la marge Catalane et du Golfe du Lion sur des travaux antérieurs (Bache, 2008 ; Marge *et al.*, 2011). Le domaine de Tortosa (actuelle plateforme de l'Ebre) présente une morphologie dendritique où plusieurs réseaux fluviaux se connectent à une vallée centrale. Cette dernière se prolonge sur l'ensemble du domaine du VBss (incision profonde Messinienne), mettant en lumière une incisoin longue de plus de 240km (entre le trait de côte actuel et son embouchure à la transition VBss-MB). L'incision profonde messinienne, rugueuse en son centre, indique une position sub-aérienne au paroxysme de la chute du niveau marin Messinien.

Le rebord de plateforme Miocène au sein de la marge de l'Ebre et Catalane correspond au développement de l'unité détritique U12. Cette dernière, interprétée comme des prismes de régression forcée, se développe de manière diffuse le long de la marge de l'Ebre et marque un changement de dynamique majeur à l'échelle du bassin de Valence.

L'embouchure de l'incision profonde Messinienne (transition entre le VBss et MB) correspond 1) au second développement de l'unité U12 (U12c) marquant le dernier prisme de régression forcée (prisme du plus bas niveau marin relatif) ; 2) à l'apparition des unités sédimentaires U22 (Lower Unit) puis U24 (Mobile Unit). Ces différentes unités se développent majoritairement au sein du LPB. La transition entre l'incision profonde messinienne et le développement des unités U12c, U22 et U24 correspondrait à la limite du plus bas niveau marin durant l'événement Messinien.

Le domaine profond. L'unité U26 se développe de manière progressive et à caractère aggradant depuis les domaines profonds du LPB et MB vers le SO du bassin de Valence. Associée aux développements de trois incisions internes d'origine marine (surfaces d'incisions lisses), la mise en place s'effectue dans un contexte de remonté relatif lente du niveau marin.

Dans le chapitre suivant, nous discuterons des implications de cette segmentation sur la génèse du bassin de Valence et de son évolution verticale. La localisation des différentes surfaces

et unités remarquables au sein du bassin de Valence nous aidera à contraindre le paradoxe de l'âge de mise en place du système fluvial moderne de l'Ebre.

Chapitre 6

Description du remplissage sédimentaire au sein du domaine Adriatique

Ce chapitre présente les travaux effectués afin d'établir les environnements de dépôts, les processus de mise en place et leur évolution de part et d'autre de la péninsule de Gargona et du promontoire Apulien. Dans cet objectif, plusieurs axes ont guidés ce travail :

- **Une vision globale du remplissage sédimentaire au sein de l'ensemble Adriatique**. L'accès aux bases de données Total nous a permis d'établir des transects régionaux. L'un des objectifs est de contraindre l'impact de l'héritage sédimentaire et structural sur les environnements Messiniens.

- **Les complexités de l'histoire pré-Tertiaire et celles des déformations, s'intégrant à part entière dans la répartition des dépôts Néogènes.** Les nombreux forages industriels en mer et à terre nous ont fourni une excellente base de travail afin de contraindre les différentes mégaséquences Tertiaires.

- **Les environnements de dépôts Messiniens le long de la chaîne des Apennins**. La cartographie des différents affleurements évaporitiques et/ou post-évaporitiques a suivi deux axes :

  * La coupe de *Civitella del Tronto*, située au sein du dépôt-centre de Laga, fut l'objet d'une étude paléo-environnementale détaillée des dépôts post-évaporitiques (étude de kystes de Dinoflagellé ; projet INSU AFAME). Ce travail fut initié durant mon master 2 puis complété par Dr. Speranta-Maria Popescu (GeoBioStrataData).

  * Les différents affleurements Messiniens répertoriés à l'ouest du promontoire Apulien ont fait l'objet d'analyse bio-stratigraphique sur nannofossiles calcaires par Mihaela Melinte-Dobrinescu.

Nous verrons que les corrélations stratigraphiques et sismiques directes entre le bassin central Adriatique (CAB) et sud Adriatique (SAB) sont rendues complexes par la présence du promontoire de Gargano et des structures cernant la péninsule. Concernant le calage stratigraphique, nous nous sommes basés sur l'échelle standard méditerranéenne. Les noms associés aux formations locales seront cités mais ne seront pas intégrés dans le cadre des descriptions des unités sismiques. Ce choix s'explique par le fait que des âges soient déjà attribués à ces formations dans la littérature, ce qui pourrait nous amener à des interprétations subjectives et erronées sur l'évolution des paléo-environnements, notament durant l'événement Messinien.

Afin de présenter au mieux l'évolution des paléo-environnents au sein du domaine Adriatique, nous avons choisi de présenter en premier lieu une suite de corrélation stratigraphique entre CAB et

SAB grâce à la compilation des informations de forages industriels (figure 6-01). Nous aborderons par la suite la description des différentes unités sismiques distinguées dans cette étude grâce à la compilation de lignes sismiques régionales au sein du domaine Adriatique (figure 6-01). Après la reconnaissance des différentes structures et unités, une dernière section sera centrée sur les faciès sédimentaires ou sismiques associés à l'événement Messinien, en mer et à terre.

6.1. Schéma stratigraphique dégagé à partir des forages italiens

Il m'est paru intéressant d'introduire les résultats du bassin Adriatique par l'analyse régionale du remplissage Tertiaire effectuée sur la base des forages industriels obtenus sur le site web italien *Videpi*. L'accès à ces informations nous permet en effet d'identifier les grandes phases régionales de remplissage et les inconformités, sur la base des logs composites compilant synthèses lithologique, bio-stratigraphique et géophysique. Ils constituent une source de renseignements indispensables au calage et à la compréhension de la stratigraphie de ces deux zones (CAB et SAB) pour la période qui nous intéresse.

IL est important de noter cependant que si cette synthèse prend en compte l'ensemble des mégaséquences Tertaires, elle n'inclut pas l'ensemble des unités sismiques identifiées dans ce travail. Le schéma stratigraphique dégagé nous fournira donc un fil général pour nos investigations sismiques.

La sélection des forages s'est fondée sur plusieurs critères, dont l'échantillonnage des dépôts affiliés au Messinien et la qualité de la donnée. De manière plus globale, la compilation terre et mer, fondée sur les forages industriels, rassemble les informations stratigraphiques et lithologiques. La situation de chaque forage fut présentée section 4 de ce manuscrit. Les informations de détail sont regroupées en Annexe. Quatre coupes stratigraphiques sont établies au sein du domaine Adriatique :

- Une coupe stratigraphique et lithologique qui longe la côte, depuis Ancône (nord du CAB) vers la partie centrale du SAB (figure 6-02) ;
- Trois coupes stratigraphiques et lithologiques perpendiculaires à la côte Adriatique, deux situées au sein du CAB, la troisième évoluant depuis la bordure de la plateforme Apulienne vers le centre du SAB (figure 6-03).

La position des forages sélectionnés est indiquée dans le contexte paléo-physiographique à la fin du Crétacé, afin de mettre en lumière la position des bassins et plateformes Mésozoïques (figure 6-01). L'enregistrement stratigraphique issu des forages peu-être divisé de bas en haut en

cinq grands ensembles :

- Les séries Mésozoïques
- Les séries Paléogènes-Oligocènes
- Les séries Aquitaniennes-Tortoniennes
- La série Messiniennes
- Les séries Pliocènes-Quaternaires

6.1.1.Les séries Mésozoïques.

Suivant la localité des forages, ces formations appartiennent à des anciens environnements de plateforme ou de bassin carbonaté (décrits plus en détail sections 2 et 3). La base de la formation n'est pas observée. Au sein du domaine de Pescara[1] (domaine de rebord de plateforme puis profond) (situation Figure 6-1), on note des alternances de carbonate et de carbonate argileux ainsi que des passées argileuses. Au sein de la plateforme Apulienne et à l'Est du promontoire de Gargano, la formation calcaire est dominante, associée à des passées d'argile ou de dolomite. L'ensemble des dépôts Mésozoïques est recouvert par les séries Paléocènes-Oligocènes en inconformité.

L'enregistrement stratigraphique Mésozoïque identifie un contexte paléo-physiographique quasiment opposé entre le CAB et le SAB (figure 6-1) :

- Au sein du SAB, le toit des formations Mésozoïques de la plateforme Apulienne d'une part et du bassin profond Ionien d'autre part accuse une différence de profondeur (respectivement autour de 2400m de profondeur sous le niveau marin au forage *Rovesti 001* et de 2900m au forage *Sparviero*- Figure 6-03).
- Au sein du CAB, cette différence est bien moins marquée, même en prenant compte l'influence du front de déformation Apennin. Le toit du bassin Mésozoïque est situé respectivement autour de 1700m et 2000m sous le niveau marin pour les forages *Eterno* et *Enigma* ; le toit de la plateforme Apulienne est situé autour de 1700 et 1600m sous le niveau marin pour les forages *Sonia* et *Branzino*. Il faut cependant prendre en compte le fait que la plateforme Apulien ploie sous l'influence du front de déformation Apennin à partir du Pliocène-Quaternaire.

6.1.2. Les séries Paléogènes-Oligocènes (formations de Scaglia & Scaglia Cinero).

1 Bassin d'avant-fosse Pliocène-Quaternaire du CAB, se développant au détriment du bassin d'avant-fosse Messinien de la Laga.

Le Paléogène est généralement associé à des carbonates. Les dépôt-centres se développent majoritairement au pied de pente des anciennes plateformes carbonatées Mésozoïques. Sur la plateforme Apulienne, un hiatus sédimentaire est observé à leur toit (figure 6-03, forages *Sonia 001*, *Rovesti 001*). Une alternance de dépôts carbonatés et argileux s'initie ensuite à l'Eocène supérieur ou l'Oligocène et témoigne d'un approfondissement du milieu de dépôt et/ou d'une source d'apport distal détritique. Ces observations ne s'appliquent cependant qu'au sein du bassin de Pescara et aux bordures Est, Ouest et Sud-Ouest de la plateforme Apulienne. Au sein du domaine Ionien, les informations fournies par le forage *Sparviero bis* (figures 6-02 et 6-03) témoignent d'un hiatus au Paléogène-Eocène, suivi du développement de dépôts carbonatés puis silto-marneux à l'Oligocène. Il n'est cependant pas exclu d'observer des formations Paléogènes-Eocènes plus à l'Est ou NE, au sein du SAB, tels qu'elles furent schématisées par Sioni en 1996 (section 2 ; figure 2-11). L'inconformité régionale observée au toit, est localement associée au développement de dépôts bréchitiques (figure 6-03, forage *Edgar* 002).

6.1.3. La série Aquitaniennne-Tortonienne (formations de Bisciaro et Schlier).

Au sein du CAB et SAB, la série se distingue en deux ensembles, Aquitanien-Burdigalien (*formation de Bisciaro*) et Serravallien-Tortonien (*formation de Schlier*). Le Langhien se confond généralement à l'interval des deux ensembles. Il s'agit de l'une des séries marquant la plus grande différence entre le CAB et le SAB.

Au sein du CAB, la série est marquée par un ensemble condensé de carbonates argileux (épaisseur moyenne d'environ 50m) au toit des plateformes carbonatées. Autour du promontoire de Gargano, des formations carbonatées sont associées soit au Langhien-Tortonien (figure 6-02, forage *Branzino* situé au niveau de la plateforme Apulienne), soit à l'Aquitanien-Burdigalien (figure 6-02, forage *Cigno Mare* situé à l'Est du promontoire de Gargano). Les hiatus sédimentaires associés pourraient être soit issus d'une augmentation de la subsidence au niveau de la plateforme Apulienne, soit de mouvement verticaux liés à l'influence des fronts de déformation. En pied de pente de la plateforme Apulienne, les séries de développent légèrement (puissance moyenne de 150 à 200m) et consistent en des alternances de marne et carbonate. La formation de Schlier est cependant plus marquée avec des alternances de dépôts marneux et de carbonates argileux. Au sein du CAB, la transition à la série Messinienne est généralement conforme (ne présentant donc pas d'inconformité).

Au sein du SAB, la série est associée à un fort développement (plus de 900m de dépôt Aquitanien-Tortonien), comblant l'espace associé à la localisation du bassin Ionien. La série est associée à des dépôts silto-marneux, présentant de rares passées silto-argileuses. Le développement de faciès argilo-silteux caractérise le toit de la série dans le bassin Ionien. Une inconformité au toit

de la série est notée aux bordures du bassin SAB, au sein des forages *Cigno Mare* (figure 6-02) et *Rovesti 001* (figure 6-03).

6.1.4. La série Messinienne

L'évolution de la série n'est pas similaire de part et d'autre du promontoire de Gargano, entre le CAB et SAB.

Au sein du CAB, la série Messinienne est conforme aux dépôts antérieurs. Elle présente une épaisseur uniforme à l'échelle du CAB (entre 50 et 90 mètres d'épaisseur), aussi bien au niveau de la plateforme Apulienne qu'au pied de pente de cette dernière. Trois unités sont associées à la série Messinienne (*formation Gessoso Solfifera*). Autour de la plateforme Apulienne, la formation basale est initiée par des marnes grises, suivies par le développement de bancs de gypse blanchâtre. La transition entre les deux sous-unités est parfois conforme (figure 6-03, forage *Edgar 002*, situé en position distale par rapport au front de déformation Apennin), parfois érosive (figure 6-03, forage *Silvana*, situé en position proximale par rapport au front de déformation Apennin). Les niveaux gypsifère alternent de manière régulière avec des carbonates argileux ou des dépôts marneux et sont épais d'une cinquantaine de mètres. Elle se termine par le développement de niveaux carbonatés argileux, puissant d'une vingtaine de mètres, ces derniers étant tronquées au toit.

A l'est du promontoire de Gargano, une inconformité associée à un hiatus sédimentaire Messinien est notée au niveau du forage *Cigno Mare* (figure 6-02). L'inconformité au toit est recouverte par des carbonates datés du Pliocène inférieur. Au sein du SAB, le long de la bordure Est de la plateforme Apulienne, des dépôts marneux sont observés (figure 6-03, forage *Rovesti*). Datés du Messinien, ces derniers sont tronqués au toit. Au sein du bassin Ionien (figures 6-02, 6-03 ; forage Sparviero bis) la série est composée de dépôts silto-argileux à argileux (*formation Di Letto*), suivis d'alternance de niveaux argilo-silteux et gypsifères (*formation Gessoso Solfifera*). Les troncatures d'érosion à la base et au toit de la série, observées aux bordures du SAB, ne sont pas relevées au sein du forage *Sparviero*, situé au centre du bassin.

6.1.5. La série Pliocène-Quaternaire

Les séries Pliocène et Quaternaire (Pliocène inférieur, moyen, supérieur et Pléistocène) sont regroupées en une seule unité stratigraphique majeure, car les informations de forages ne révèlent pas de discontinuités stratigraphiques majeures dans ce dernier intervalle. J'ai cependant mis en lumière l'évolution des dépôts associés au Pliocène moyen, car leur évolution réflète une étape importante dans l'évolution des dépôts-centres et de l'histoire de la subsidence. Le Pliocène inférieur et moyen sont généralement bien distingués au sein des forages *a contrario* des dépôts

Pliocènes supérieurs à Pleistocènes.

Au sein du CAB, l'évolution du dépôt-centre est fortement contrôlée par la progression vers l'Est du front de déformation Apennin. Proche de la côte, au niveau de Pescara, plus de 3.5km de sédiment Pliocène-Quaternaire sont observés (figure 6-3, forage *Silvana*). Cette épaisseur diminue vers le NE en s'éloignant du front de déformation et vers le SE, où l'on localise la plateforme carbonatée immergée Apulienne (figures 6-2, 6-3 ; transects généraux et observations des forages *Sonia 002* et *Branzino 001*). L'augmentation de la subsidence semblerait être d'autant plus importante au pied de pente de la plateforme Apulienne qu'au niveau de la plateforme si l'on se place à équidistance du front de déformation.

Dans ce cadre, les dépôts du Pliocène inférieur, principalement marneux à la base, recouvrent la série Messinienne et présentent une épaisseur variant entre 50 et 200m. La lithologie de la formation est associée à des turbidites profondes et des dépôts hémipélagiques. On verra par la suite que ces variations s'expriment préférentiellement vers l'Est, à proximité de la ligne de côte actuelle. L'unité disparait au passage des forages *Branzino-Cigno Mare* au niveau de la péninsule de Gargano (figure 6-2). Au sein du CAB, les dépôts du Pliocène moyen présentent la plus forte amplitude de variation d'épaisseur sédimentaire (figure 6-3, transect *Silvana-Edgar*). A proximité de la ligne de côte, les dépôts sont estimés à plus de 1 km d'épaisseur, puis diminuent vers le NE jusqu'à une morphologie pelliculaire avec une épaisseur quasi-constante d'une centaine de mètre. La lithologie associée correspond à des dépôts turbiditiques sableux à silteux profonds, caractérisés par des dépôts conglomératiques chenalisés. La formation Quaternaire observe une variation latérale d'épaisseur identique, diminuant progressivement vers le NE (figure 6-3). La sédimentation au sein du CAB est également associée à des environnements de moins en moins profonds, avec une transition de niveaux turbiditiques grossiers à des prismes progradants comblant progressivement le CAB (e.g. Artoni, 2013). Proche de la côte italienne, de forts niveaux sableux sont observés (figure 6-3, forages *Silvana*, *Sonia* et *Eterno*)) évoluant vers le NE à des dépôts de pied de pente silto-argileux (figure 6-3, forages *Enigma* et *Edgar*).

Au sein du SAB, les marqueurs Pliocènes et Quaternaires sont bien définis aux bordures du bassin (figures 6-2, 6-3, forages *Cigno Mare* et *Rovesti*). Un hiatus sédimentaire est observé au Pliocène inférieur et supérieur à l'Est du promontoire de Gargano (figure 6-2, forage *Cigno Mare*), où l'on observe le développement de banc calcaire daté au Pliocène moyen. L'évolution des marqueurs n'est pas contrainte vers le centre du domaine. Nous verrons dans la suite de ce chapitre que le dépôt-centre Pliocène-Quaternaire est contrôlé par la déformation le long du front Albanide. Outre aux bordures du promontoire de Gargano où le Pliocène moyen est caractérisé par des niveaux calcaires (cela est aussi observé dans la région de Foggia et autour du promontoire de

Gargano à terre par Vezzani (2010)), les dépôts Pliocènes-Quaternaires présenteraient des faciès argilo-silteux (turbidites distales ?).

6.1.6. Synthèse des observations à partir des corrélations de forage.

L'analyse des données de forages illustrées figures 6-2 et 6-3 nous a permis de mettre en lumière plusieurs aspects au sein du bassin Adriatique.

- L'enregistrement stratigraphique Mésozoïque et Tertiaire identifie un contexte paléo-physiographique quasiment opposé entre le CAB et le SAB, avec une sédimentation plus importante au sein du CAB durant le Mésozoïque et un espace sédimentaire plus conséquent au sein du SAB durant le Tertiaire. Le système de plateforme-bassin serait ainsi moins contrasté au sein du CAB à l'orée du Tertiaire, alors que le SAB serait marqué par une différenciation importante des systèmes plateforme-bassin, à l'issu du Crétacé supérieur.

- La physiographie fini-Mésozoïque a fortement contrôlée la répartition des dépôts Tertiaires avec une accommodation plus prononcée au sein du SAB qu'au sein du CAB, où l'on enregistre des séries plus condensées. Pour la suite de nos observations, nous associerons le toit du Mésozoïque comme la base Tertiaire, recouverte par les dépôts Paléogènes, Néogènes et Quaternaires.

- Les séries Tertiaires du bassin Adriatique peuvent être subdivisées en cinq unités délimitées par quatre inconformités majeures. Ces cinq unités sont, de bas en haut :

    * L'unité Paléogène-Oligocène.

    * L'unité Aquitanienne-Tortonienne (distinguée en deux formations Aquitano-Burdiaglienne et Serravallo-Tortonienne, le Langhien étant à l'interface des deux formations).

    * L'unité Messinienne.

    * L'unité Pliocène-Quaternaire.

L'origine des variations de sédimentation durant le Paléogène-Tortonien n'est pas mise en lumière et resterait à déterminer. Les observations sur l'ensemble du pourtour Apulien constituent une piste fortement intéressante pour contraindre l'influence de la géodynamique régionale et des variations du niveau marin durant cette période de temps.

Nous noterons cependant que cette section ne nous renseignent pas complètement 1) sur la répartition des dépôts Messiniens en mer et 2) sur la mise en place de ces séquences sédimentaires.

6.2. Stratigraphie sismique Tertiaire au sein du bassin Adriatique.

6.2.1. Identification des unités décrites

Cette section décrit de manière détaillée l'évolution des unités Tertiaires identifiées précédemment, associée à une description de la morphologie du toit des dépôts Mésozoïques. Le set de données simiques est reparti en deux ensembles : d'une part des lignes sismiques numérisées, situées au sein de la moitié occidentale de l'Adriatique et d'aure part, les récentes lignes industrielles situées dans la moitié orientale de l'Adriatique (courtoisie Total). Les réflecteurs importants ont été numérisés afin de présenter les interprétations sous forme de *line-drawing* sur l'ensemble du set afin de fournir une image homogène et complète le long du bassin Adriatique. Leur analyse est basée sur l'identification et l'évolution stratigraphique des unités-clefs grâce aux calages des données de forage sur les lignes sismiques de la moitié occidentale de l'Adriatique.

La représentation des résultats s'effectue de deux points de vue : le premier conserve une approche stratigraphique de la cartographie des unités Tertiaires anté-Messiniennes et Pliocènes-Quaternaires, le second caractérise les différentes unités Messiniennes suivant leur faciès sismique et leur répartition géographique au sein du bassin.

De bas en haut, d'après les calages au niveau des forages et l'analyse des séquences sismiques, nous identifierons sur les profils les unités suivantes (figure 6-4) :

- L'unité Paléogène-Oligocène
- L'unité Miocène inférieure-Tortonienne (MioG)
- L'unité Messinienne, distinguée en deux et trois sous-unités respectivement au sein du CAB (M1cab, M2cab) et du SAB (M1sab, M2sab et M3sab)
- L'unité Pliocène-Quaternaire, distinguée en trois sous-unités (P1, P2, Q)

Plusieurs discontinuités ou horizons remarquables ont également été distingués au sein des données sismiques italiennes, délimitant des sous-unités au sein des unités Miocènes anté-Messiniennes et Pliocènes-Quaternaires. Par souci de clarté, nous n'avons pas distingué les différentes unités intercalées entre ces marqueurs afin de mettre en lumière l'évolution des séquences attribuées à l'événement Messinien. Ces horizons et discontinuités ne sont pas extrapolés à l'ensemble Adriatique et sont uniquement soulignés par un trait noir de plus forte amplitude.

Afin de présenter au mieux les caractéristiques sismiques de chacune des unités et leur rapport par rapport aux structures environnantes, nous examinerons successivement la structure

générale et l'évolution de la base Tertiaire, puis la stratigraphie Tertiaire. Les figures 6-5a, 6-5b, 6-6a et 6-6b illustrent la physiographie actuelle des dépôts Mésozoïques, associée au remplissage sédimentaire Tertiaire le long du domaine Adriatique.

6.2.2. Morphologie actuelle de la base des dépôts Tertiaires

Les séries Tertiaires reposent en discordance progressive sur les dépôts Mésozoïques, dont le toit ont une évolution Cénozoïque fortement contrainte par l'influence des fronts de déformations contraignant le domaine Adriatique

6.2.2.1. Les systèmes de bassin-plateforme Mésozoïques

Les anciens domaines de plateforme Mésozoïque sont aisément reconnaissables au sein des différentes lignes synthétiques. Ces plateformes sont caractérisées par des réflexions planes et continues de forte amplitude et se distinguent des bassins environnants par un toit prononcé et plat. Ces différentes plateformes non-déformées sont localisées sur l'ensemble du pourtour Adriatique (la cartographie est illustrée figures 6-1 et 6-7):

- au NE du CAB (figure 6-5a, SONE01 : km 85-100 ; figure 6-6a, NOSE03 : km110-115), correspondant à la partie occidentale de la plateforme Dalmatienne d'après Zapaterra (1994) ;
- A l'Est du CAB, le long des archipels croates (figure 6-5b, SONE06 : km120-157 ; figure 6-6a, NOSE05 : km0-40), rattachée au domaine Sud de la plateforme Dalmatienne ;
- au SO du CAB (figure 6-5a & b, SONE05 : km 0-10 - SONE06 : km 0-18 ; figure 6a, NOSE01 : km 117-187), associée au domaine NE de la plateforme Apulienne.
- Le long de la bordure SO du SAB, l'extrémité de la plateforme Apulienne est notifiée jusqu'au front de déformation Albanide-Péloponnèse (figure 6-5b, SONE08 : km0-12 - SONE09 : km0-4, SONE10 : km0-10, SONE11 : km 0-7 et km 20-23).
- Le long de la bordure ENE du SAB, où la prolongation d'une plateforme carbonatée est mise en lumière (figure 6-5b, SONE07 : km 91-100 - SONE08 : km 155-170 - SONE09 : km 134-150 ; figure 6-6a, NOSE05 : km 52-68 ; figure 6-6b, NOSE06 : km 30-49 - NOSE07 : km 47-70).

On notera que la transition entre la plateforme carbonatée et les bassins Mésozoïques est plus prononcée au sein des systèmes du SAB que du CAB (exception faite aux abords non déformés de la plateforme Dalmatienne).

Au sein du SAB, la transition entre le toit et le pied de pente de la plateforme carbonatée

s'effectue en moyenne sur une distance de 4 à 8 km (figure 6-5b, SONE08, 09, 10, 11 ; figure 6-6a et b, NOSE05, 06, 07). Une différence de profondeur conséquente est observée entre les deux ensembles physiographiques, comprise entre 1.5 et 2.7 std. Les dépôts Mésozoïques observés au pied de pente des hauts sédimentaires présentent des réflexions dis-continues à chaotiques, de moyenne amplitude (figure 6-6, NOSE06 : km 53-90 - NOSE07 : km 78-100 ; figure 6-5b, SONE07 : km 76-90 - SONE08 : km 118-153) Le développement de ces dépôts de pied de pente semble être associé à des destabilisation en bordure de plateforme (figure 6-5b, SONE09 : km 130-134 ; figure 6-6b, NOSE06 : km 48-52 - NOSE07 : km 70-74).

A l'inverse, la transition plateforme-bassin Mésozoïque, entre la bordure nord-Apulienne et le bassin Mésozoïque de Pescara est moins prononcée. Entre le rebord de plateforme et le pied de pente associé, nous notons une différence estimée entre 0.3 et 0.6 std, respectivement selon un axe SO-NE et SE-NO (figure 6-5a, SONE05 : km 6-11 - SONE06 : km17-20 ; figure 6-6a, NOSE01 : km 111-118). Les réflexions attribuées aux dépôts Mésozoïques, continues, montrent une géométrie divergente, se développant en éventail depuis les rebords de la plateforme vers les domaines plus profonds (figure 6-5a, SONE05 - km 11-35 - SONE06 : km 20-40 ; figure 6-6a, NOSE01 : km 76-118). En adéquation avec les interprétations de Zapaterra (1994) et Casero (2004), ce dépôt-centre semble être actif depuis le Jurassique inférieur-supérieur et ne présenterait pas de hiatus sédimentaire. La plateforme est associée à de nombreuses discontinuités et hiatus sédimentaires, témoignant d'une situation proche du niveau marin durant le Mésozoïque (figures 6-2 et 6-3, ANNEXE tableau), en accord avec les travaux effectués le long de la plateforme Apulienne (e.g. Le Goff, 2015).

6.2.2.2. Le front de déformation Dinaride

Le front de déformation Dinaride affecte de manière spectaculaire des anciennes formations Mésozoïques, le long de la bordure orientale du domaine Apennin. La cartographie du front de déformation épouse la géométrie des côtes actuelles de l'Est-Adriatique (figure 6-7). Deux directions structurales semblent être reconnues : NO-SE et ONO-ESE. Un axe SO-NE est également reporté, correspondant à une direction de transition entre les différents fronts de déformation. Différents modes d'expressions sont associés à la déformation Dinaride. Cette dernière affecte les domaines de plateforme en les décalant et en les soulevant (figure 6-5a, SONE01 : km 101-106) ou en les affiassant (figure 6-5b, SONE06 : km 115-130 ; figure 6-6, NOSE05 : km 33). Des rampes de chevauchement Mésozoïques sont également mises en évidence, déformant de manière synclinal et anticlinal les formations Mésozoïques (figure 6-5a, SONE02 : km 90-120 - SONE03 : km 110-145 - SONE04 : km 130-164 - SONE05 : km 135-164 ; figure 6-5b, SONE07 : km 105-125 - SONE08 : km170-190 - SONE09 : km145-156). Ces rampes sont particulièrement développées

le long de la prolongation SE de la plateforme SE Adriatique (figure 6-6, NOSE06 : km 0-30 - NOSE07 : km 0-47).

Nous n'observons plus de structures affiliées au front de déformation Dinaride vers le SE du SAB, là où s'initie le linéament de Sukari-Pec (figure 6-7). On notera que l'activité de structures secondaires, tels que la ride de Tremiti ou le système de Mattinata, est associée à la phase de déformation Dinaride (Favali *et al.*, 1993 ; Morelli, 2002).

6.2.2.3. Le front de déformation Apennins

Différents styles structuraux sont associés au front de déformation Apennins. On peut ainsi distinguer des structures en duplex (figure 6-5a, SONE01 : km 0-15 - SONE02 : km 0-20) à proximité d'Ancône. D'après Casero (2004), cette tectonique « *thick-skinned* » évolue dans les terres au sud d'Ancône. Une déformation des dépôts Mésozoïques formellement associée à la déformation des Apennins est notifiée jusqu'au centre du domaine de Pescara (figure6-6a, NOSE01 : km 0-67). L'influence du front de déformation ne se limite cependant pas au développement de structures *thick-skinned* et *thin-skinned* au sein du bassin de Pescara, mais comprend aussi l'ensemble du bassin du CAB. Nous irons plus en détail dans la section concernant les structures influençant l'évolution des dépots Tertiaires.

6.2.2.4. Le front de déformation Albanide-Péloponnèse.

Le front de déformation Albanide-Péloponnèse contraint l'évolution physiographique de la bordure SE du domaine Adriatique. Les profils illustrés dans cette étude montrent une inclinaison vers l'ESE du toit des dépôts Mésozoïques (figure 6-5b, SONE10, SONE11 ; figure 6-6b, NOSE03, NOSE04). Une structure transformante majeure est observée à l'extrémité SE du SAB (figure 6-5b, SONE11 : km 40-47), recoupant et accommodant une augmentation de la profondeur du toit de la plateforme carbonatée Apulienne. Un approfondissement de plus de 2 std est notifié de part et d'autre de l'anticlinal, ce dernier affectant l'ensemble de la série Tertiaire.

6.2.2.5. La ride medio-Adriatique

La ride medio-Adriatique (M.A.R) est principalement identifiée au sein du CAB, se développant suivant un axe général NO-SE, à l'interface des fronts de déformations Apennin et Dinaride (figure 6-7). Elle est identifiée à la fois par des larges hauts structuraux (figure 6-5a, SONE01 : km 32-60 - SONE02 : km 30-52 ; figure 6-5b, SONE06 : km 58-95) et par des structures anticlinales de moyenne longueur d'onde (figure 6-05a, SONE03 : km 45-52, 85-95 - SONE04 : km 30-45, 65-75 - SONE05 : km 50-67) ou de grande longueur d'onde (figure 6-5a, SONE03 : km 75-78, 100-105 - SONE05 : km 107-109 ; figure 6-5b, SONE07 : km 55-62 ; figure 6-6a,

NOSE03 : km 282-294). Au sein de la zone attribuée à la MAR, des sous-bassins sont observés entre ces structures (figure 6-5a, SONE02, SONE03, SONE04, SONE05). Une géométrie divergente est parfois observée aux abords des structures associées à la MAR, témoignant d'une mise en place syn-tectonique. L'âge des dépôts n'est cependant pas contraint. Par analogie avec nos observations effectuées sur le développement du bassin Mésozoïque de Pescara, au pied de pente de la plateforme Apulienne (e.g. figure 6-5, SONE05 (km 0-40)), nous proposons un âge Mésozoïque pour les dépots-centres contraints entre ces structures. Cependant un âge de dépôts Tertiaire anté-Messinien ne serait pas non plus aberrant pour la partie supérieure des dépôts-centres situés au sein de la MAR.

Nous interprétons les anticlinaux de grande longueur d'onde, perçant parfois les unités Tertiaires sus-jacentes, à des diapirs salifères Triasiques. Cette interprétation est en accord avec les observations lithologiques au niveau des îles situées à l'aplomb des diapirs. L'origine des anticlinaux de moyenne longueur d'onde est plus problématique, étant associée soit à des déformations *thick-skinned* liées au front Apennin, soit à des manifestations diapiriques triasiques. Les forages traversant le toit des anticlinaux témoignent de forts dépôts Mésozoïques post-Triasiques, ne permettant pas de favoriser l'une ou l'autre des hypothèses. La prolongation des axe anticlinaux vers le SE, au large de la plateforme Apulienne (la plateforme n'est pas impliquée dans une déformation *thick-skinned*), serait cependant un argument fort en faveur de l'origine diapirique.

6.2.2.6. Interaction entre la ride médio-Adriatique et la ride de Tremiti

La prolongation de la ride médio-Adriatique vers le SAB est problématique. En effet, à l'interface entre le CAB et le SAB, 1) la structure est proche du système de Mattinata ; 2) la zone à l'Est du promontoire de Gargano est difficile à caractériser du fait de la forte interaction entre déformation structurale et présence de diapirs triasiques et 3) la bordure nord du promontoire de Gargano est caractérisée par la ride de Tremiti. Cette dernière est définie par des manifestations de diapirs triasiques perçant suivant un axe SO-NE large de seulement quelques kilomètres (figure 6-7). Elle semble se connecter à la bordure sud de la MAR. Différentes phases de déformations ont été mises en évidence le long de la ride de Tremiti, majoritairement durant le Néogène (e.g. Festa *et al.*, 2013), mais sans exclure des phases plus précoces. A l'est du promontoire de Gargano et au sein du SAB, des structures Mésozoïques anticlinales de moyenne longueur d'onde sont observées (figure 6-5b, SONE08 : km 85-120 - SONE09 : km 70-85) dont l'amplitude semble diminuer vers le SE du SAB (figure 6-6b, NOSE04 : km 80-140 - NOSE06 : km 80-130). Ces observations excluent une possible influence du front Albanide sur le développement des anticlinaux. Au vue de la cartographie des déformations liées au système de Mattinata, l'implication dans le

développement de ces anticlinaux est peu envisageable. Deux déformations peuvent cependant influencer cette zone et correspondraient soit à la prolongation de la ride medio-Adriatique, soit à une zone transformante ONO-ESE[2]. A ce stade, il n'est pas possible de favoriser l'une ou l'autre (ou les deux) de ses hypothèses.

6.2.2.7. Le système de Mattinata et le promontoire de Gargano

Le système de Mattinata est observé aussi bien à terre (associé à un réseau de failles E-O recoupant le domaine Sud du promontoire de Gargano) qu'en mer (e.g. Argnani, 2009 ; cette étude : figure 6-7). Ce dernier déforme les formations Mésozoïques et Tertiaires sous forme d'anticlinaux (figure 6-5b, SONE08 : km 25-35 - SONE09 : km 30-45 ; figure 6-6b, NOSE03 : km 16-30), dont l'axe principal présente deux directions similaires à celles observées le long du front externe Dinaride, à savoir NE-SO et E-O. Des axes anticlinaux secondaires, orientés NO-SE, sont repérés au sud du système de Mattinata, ces structures secondaires se raccordant plus au nord au système principal. Le système se prolonge à terre au sein du promontoire de Gargano.

Ce dernier est caractérisé à terre par deux sections paléo-géographiques[3] selon un axe E-W. La partie occidentale est en effet composée de formations carbonatées issues de la plateforme Apulienne ; la partie orientale se compose de formations marno-carbonatées issues du bassin Mésozoïque profond Ionien. Ces deux ensembles sont distingués par un système faillé, qui, associé au système de Mattinanta, subit un rejeu important durant le Crétacé supérieur, le Paléogène, le Miocène, le Messinien supérieure-Pliocène basal puis le Pliocène-Quaternaire[4] (Morelli, 2002 ; Argnani, 2009). Le système de Mattinata est donc influencé par les différents événements géodynamiques et cinématiques contrôlant l'évolution du domaine Adria. Selon Favali *et al.*, (1993), le système de Mattinata et Tremiti proposerait une configuration similaire. Un jeu similaire depuis le Crétacé, avec un rôle similaire, pourrait être envisagé. On notera que la première phase extensive au sein du système, au Miocène, serait associée à la première phase de diapirisme au niveau de Tremiti (Festa *et al.*, 2013), renforçant l'idée d'une évolution similaire.

2 Dans le cas où la ride de Tremiti est interprétée comme comme une zone relais transtensive entre deux systèmes transformants, tels qu'elle est interprétée par Favali *et al.*, (1993). Il est intéressant de noter que dans cette hypothèse, les directions structurales (SO-NE pour la ride de Tremiti ; ONO-ESE pour les cisaillements aux bordures) sont similaires à celles observées le long du front de déformation Dinaride et au niveau du système de Mattinata.

3 Voir section 2.2.

4 Dans le détail, plusieurs rejeux sont notifiés dans la bibliographie. **Crétacé supérieur** : Système transpressif associé à une contrainte principale convergente N-S. **Paléogène** : Système compressif à transpressif vers le NO suivant une contrainte principale convergente NE-SO ; **Miocène**: Système extensif suivant une contrainte NE-SO ; **Messinien supérieure-Pliocène basale** : Système compressif à transpressif vers le NO suivant une contrainte principale convergente NE-SO. ; **Pliocène inférieur** : phase extensive ; **Pliocène supérieur-Pléistocène inféireur** : Système compressif suivant une composante principale E-W.

Nous le détaillerons plus en aval, mais nous pouvons noter que le système de Mattinata aura une incidence importante sur l'évolution des dépôts-centres lors de l'événement Messinien.

6.2.3. Description des unités sismiques

Après la présentation des différentes structures majeures au sein des bassins centre et sud Adriatique, nous allons présenter les différentes discontinuités et les unités stratigraphique/sismiques associées[5]. Les enregistrements sédimentaires à terre seront présentés dans les sections suivantes. Au niveau des compositions lithologiques et des discontinuités, on soulignera une correspondance remarquable de part et d'autre du promontoire Apulien.

6.2.3.1. Les discontinuités N0-S0 et la série Paléogène

La mégaséquence est formellement identifiée au sein du CAB et partiellement repérée au sein du SAB. La base de la série est notée N0 au sein du CAB et S0 au sein du SAB.

Au sein du CAB

N0 constitue une surface concordante au toit de la plateforme Apulienne et dans le bassin de Pescara. Au toit de la plateforme Apulienne, un hiatus sédimentaire Paléogène-Eocène est observé (figure 6-03, forage *Sonia 1*). Au NE du CAB, la série attribuée à l'Eocène-Paléocène repose en discordance au toit des formations Mésozoïques. Les réflexions marquent un recouvrement progressif vers le S0 (*downlap*) (figure 6-5a, SONE01 : km60-100 - SONE02 : km90-124 - SONE03 : km 115-144) et se développent aux bordures des dépôts Mésozoïques (*onlap*) (figure 6-5, SONE02, SONE03, SONE04, SONE05 ; figure 6-6a, NOSE03 : km 115-220).

La série est très peu épaisse au sein de la plateforme Apulienne (variant entre 10 et 150m) (figure 6-3). Lorsqu'elle est repérable, l'unité est associée à des réflexions de moyenne amplitude, sub-continues à continues (figure 6-5a, SONE05 : km 0-7 - SONE06 : km 10-17 ; figure 6-6a, NOSE01 : km 120-165). Pour rappel, la lithologie associée correspond à des carbonates Paléogènes à Oligocènes, conformes aux dépôts Mésozoïques antérieurs. Au pied de pente et au sein du bassin de Pescara, les réflexions sont continues, de moyenne amplitude et moyenne fréquence. La séquence s'épaissit vers le centre du bassin de Pescara de 0.1 à 0.3 std, dessinant une géométrie divergente au pied de pente de la plateforme (figure 6-5, SONE04 : km 0-40, 45-70 - SONE05 : km 10-50 - SONE06 : km20-60 ; figure 6-6, NOSE01 : km60-115). La série drape les dépôts Mésozoïques antérieurs. Les discontinuités internes sont concordantes au sein de la série du point

5 On notera que plusieurs discontinuités majeures ont été identifiées au sein de ce travail (repérées figure 6-4) mais ne seront pas décrits ici afin de focaliser sur notre objectif qui est de contraindre les dépôts Messiniens.

de vue sismique. Du point de vue lithologique, les dépôts marquent un approfondissement du milieu de dépôt depuis des carbonates à des dépôts marno-carbonatés. Le passage s'opère de manière générale à l'Oligocène.

A l'inverse, la dynamique de dépôt au NE du CAB s'effectue dans un contexte syn-tectonique. La série présente une épaisseur de plus de 1.8 std et est comprise au sein de synclinaux Mésozoïques, formés sous l'activité des chevauchements Dinarides. Des discontinuités internes sont fréquentes au sein de l'unité (figure 6-5a, SONE01, SONE02, SONE03, SONE04, SONE05, SONE08 ; figure 6-6, NOSE03, NOSE07), renforçant l'interprépation d'une formation syn-tectonique, localisée le long du front Dinaride, au NE du CAB et du SAB.

Au sein du SAB

S0 constitue à l'inverse une discontinuité érosive, à la fois au toit des plateformes de part et d'autre du SAB, qu'au sein du bassin profond du SAB (figure 6-3). La géométrie de la surface est fortement contrôlée par la paléo-géographie fini-Mésozoïque et épouse la physiographie des plateformes et pieds de pente des bassins carbonatés. La série n'est pas cartographiée au sein des profils illustrant le SAB et pour cause : sur la plateforme et au pied de pente, seul le Paléogène est observé au sein du forage *Rovesti 1* (figure 6-3) et est épais seulement d'une dizaine de mètres. Au sein du bassin, seuls des dépôts Oligocènes sont formellement identifiés (figures 6-2, 6-3, forage *Sparviero bis*) avec une épaisseur estimée à une centaine de mètres. Du point de vue lithologique, les dépôts Oligocènes montre un changement de dynamique avec un passage de formations carbonatées à argileuses. La série pourrait se développer vers l'Est et le SE, malheureusement, nos données ne peuvent pas contraindre son évolution.

6.2.3.2. L'horizon N05 et la série MioG (Aquitanien-Tortonien)

Au sein du CAB

N05 constitue un horizon continu de moyenne-forte amplitude au sein du bassin de Pescara. Au pied de pente de la plateforme Apulienne, le signal du réflecteur se perd au sein d'une géométrie générale divergente. On observe cependant des dépôts carbonatés Miocènes condensés au toit de la plateforme (figure 6-3), épais d'une cinquantaine de mètres. Au sein du bassin de Pescara, la série varie entre 0.1 et 0.2 std (environ 200 et 300m d'épaisseur). Du point de vue lithologique, dans le bassin de Pescara, la série est composée de dépôts marneux alternant à la base avec des carbonates, puis des carbonates argileux au toit. Au sein de la plateforme Apulienne, la série évolue de carbonate (Aquitanien-Langhien) à des dépôts carbonatés argileux alternant avec des niveaux marneux au Serravallien-Tortonien. Ces observations témoignent d'un approfondissement des

environnements de dépôts de l'ensemble du système plateforme-bassin. Des dépôts Miocènes pourraient être présents au sein des sous-bassins de la MAR, cependant nous n'avons pu effectuer les corrélations.

Au sein du SAB

La série Aquitanienne-Tortonienne repose en discordance sur les unités Paléogènes au toit des plateformes Mésozoïques et dans le bassin Ionien du SAB. Le toit des dépôts Paléogènes-Oligocènes n'étant pas caractérisé, l'unité est comprise entre S0 et S20-S21. Elle est présente en continuité dans le bassin, se développant préférentiellement vers le front Albanide, vers l'E-SE (figure 6-6), à plus de 1.6 std (figure 6-5b, SONE09, SONE10 ; figure 6-6, NOSE02, NOSE03, NOSE07) ou 2.7 std à proximité de la zone de déformation Albanide (figure 6-5b, SONE11). Entre la partie profonde du SAB (figure 6-5b, SONE08 : km 120-160) et celle située entre les sytèmes Tremiti-MAR et Mattinanta (figure 6-5b, SONE08 : km 35-100), l'unité présente peu de varation d'épaisseur (0.7 std entre les systèmes tectoniques et 0.9 std dans le bassin non déformé). Vers le SE du bassin, l'épaisseur semble être similaire au sein du SAB (figure 6-5b, SONE09), de part et d'autre des plateformes Apuliennes-Dalmatiennes.

Cinq discontinuités sont observées au sein de la mégaséquence Miocène (figure 6-4, S05 à S09), tronquant les réflexions sous-jacentes aux discontinuitées. Ces dernières correspondent à des rélfexions continues, de forte amplitude et basse fréquence. Le faciès sismique des unités est caractérisé par une succession de réflecteurs relativement continues (figure 6-5b, SONE08, SONE09, SONE11 ; figure 6-6b, NOSE04, NOSE06, NOSE07). Cette continuité est parfois difficile à suivre, le signal sismique devenant sourd dû aux formations sus-jacentes. Elle n'est pas observée sur l'ensemble du domaine :

- On peut noter qu'aux abords du système de Mattinata, certaines unités s'épaississent vers l'axe de la structure (figure 6-6b, NOSE02 (km 30-60)). Des *onlap* sont aussi observés. Proches du système, des failles à jeu extensives recoupent et semblent décaler les séries Miocènes.

- Une géométrie de clinoformes progradant se développe au sein de plusieurs unités vers le SE (figure 6-6b, NOSE02 (km 140-160)) et pourrait témoigner, au moins aux abords de la plateforme Apulienne, d'une direction d'apport vers le SE. A l'aplomb de certains anticlinaux (figure 6-5b, SONE09 : km 75-90), des formations détritiques sont observées de part et d'autre de l'anticlinal. Ces destabilisations pourraient témoigner d'une réactivation des structures dans la partie supérieure de la mégaséquence.

- La série Aquitanienne-Tortonienne est en partie tronquée au toit, soulignée par la surface érosive S20. La détermination de la géométrie globale de l'unité est rendue dfficile par la

présence des dépôts de formations détritiques et érosives à son toit. Ces unités, que l'on attribue à l'événement Messinien, seront décrites dans la seconde partie des résultats.

6.2.3.3. La série Pliocène-Quaternaire.

La série Pliocène-Quaternaire est reconnue sur la quasi-totalité de la zone investiguée, mais présente une variation d'épaisseur importante au sein du CAB et du SAB.

Au sein du CAB

La série Pliocène-Quaternaire est particulièrement développée au sein du bassin de Pescara. Plusieurs unités sont distinguées (de bas en haut, P1, P2 et Q), recouvrant chacune la discordance N10b. Le faciès sismique deux premières unités est sensiblement similaire, caractérisé par des réflexions continues à sub-continues, de faible à moyenne amplitude et de moyenne à haute fréquence. Les deux unités sont déformées par un chevauchement type « *thin-sinned* », où le niveau de décollement basal se localise au toit de N10b (toit des évaporites Messiniennes) (figure 6-5a, SONE03 : km 0-25).

L'unité P1 est datée au Pliocène inférieure par correspondance aux réflecteurs-clefs de l'étude d'Artoni (2013). Elle est essentiellement observée dans la partie la plus interne du bassin de Pescara et est seulement observée au sein de lu profil SOME03 (figure 6-5a - km 0-15)). Les réflexions sont continues mais difficiles à dicerner sur la sismique B67 (réflexions de basse amplitude et aute fréquence). Recouvrant la surface N10b (*downlap*), l'épaisseur de l'unité (ici observée à environ 0.4 std) augmente considérablement vers le front de déformation Apennin (e.g. Ori *et al.*, 1991 ; Artoni, 2013).

L'unité P2 est estimée au Pliocène moyen. Les réflexions continues se biseautent également sur la surface N10b. L'unité se développe majoritairement vers le SO, par rapport au front de déformation Apennin. Elle recouvre également les reliefs au sein du CAB, tels que la plateforme Apulienne ou bien la MAR, et évolue, du SO au NE, de plus de 1.6 std à 0.25 std (figure 6-5a ; figure 6-6a, NOSE01). Au sein des sous-unités, une géométrie interne convergente est notée dans la partie supérieure de l'unité (figure 6-5a, SONE03 : km 0-25), l'ensemble des observations témoignant d'un milieu de dépôts profonds syn-tectoniques. De part et d'autre de la déformation, on observe une diminution importante de l'épaisseur de l'unité, variant de 1.6 std à 0.4 std. Ce changement d'épaisseur s'accompagne d'une rupture de pente au sein des formations sous-jacentes Mésozoïques. Au NE, l'unité se biseaute progressivement sur les dépôts sous-jacents ou est déformée par le développement de sel Triasique (figure 6-5a, SONE03, SONE04). Le toit de l'unité est souligné par une réflexion continue de forte amplitude et moyenne fréquence (surface N15). Au NE, la continuité latérale de la surface coïncide avec le développement d'une surface

d'abrasion lisse d'origine probablement marine, tronquant l'ensemble des dépôts sous-jacents (figure 6-5a, SONE02 : km 100-125 - SONE03 : km 115-145 - SONE04 : km135-165 - SONE05 : km110-165).

L'unité Q recouvre l'ensemble du CAB et est soulignée à la base par la discontinuité N15. Deux faciès sismiques lui sont associés. Le premier faciès, situé à la base de l'unité, présente les mêmes caractéristiques que les untiés sous-jacentes, à savoir des réflexions continues de basse à moyenne amplitude et haute fréquence. Les réflecteurs se biseautent sur la surface N15 (figure 6-5a, SONE03 : km0-50 - SONE04 : km 0-65 - SONE05 : km 0-50). La lithologie associée témoigne d'un environnement profond turbiditique[6]. Les réflexions sont divergentes à proximité du chevauchement *thin-skinned* (figure 6-5, SONE03). L'ensemble de ces observations témoignent d'une mise en place syn-tectonique associée à un basculement de la partie occidentale du CAB, ces premiers dépôts ne se développant pas au-delà. Le second faciès sismique est généralisé à l'ensemble du CAB et correspond au développement de clinoformes progradants, se développant depuis le NO vers le SE (figure 6-6a, NOSE03), le SE vers le NO (figure 6-6a, NOSE01)[7], du SO vers le NE (figure 6-5a, SONE03, SONE04, SONE05, SONE06) puis du NE vers le SO (figure 6-5a, SONE 04, SONE05, SONE06). Bien que l'épaisseur de l'unité soit plus conséquente aux abords du front de déformation Apennin (plus de 2 std), l'ensemble de ces progradations témoignent d'un comblement progressif du CAB au Quaternaire sous l'influence d'une progression du front de déformation. On notera que cette influence est soulignée par un basculement régulier des dépôts sous-jacents du NE vers le S0 à l'échelle du CAB (figure 6-5a, SONE03, SONE04, SONE05), jusqu'aux côtes Croates.

Au sein du SAB

La série Pliocène Quaternaire est également distinguée en trois sous-unités (P1, P2, Q) dont les âges stratigraphiques correspondent aux sous-unités identifiées dans le CAB. Cependant, les différentes sous-unités n'ont pas pu être cartographiées sur l'ensemble des profils associés au SAB. A l'échelle de nos observations, nous décrirons l'évolution de l'ensemble de la série Pliocène-Quaternaire.

Le faciès sismique associé à la série est caractérisé, le long du front de déformation Dinaride (figure 6-5b, SONE07 : km 90-120 - SONE08 : km 160-190 - SONE09 : km 140-155)), par des clinoformes progradants. Différentes surfaces et discontinuités sont repérées au sein de ces formations. Au pied de pente puis vers l'Ouest et le NO, les réflexions deviennent sub-parallèles

6 Voir section 7.1.5.

7 On notera que ces clinoformes progradants observent une géométrie divergente vis-à-vis du toit de la plateforme Apulienne, témoin d'un basculement de cette dernière et d'un soulèvement du promontoire de Gargano, tels qu'il est admis dans la bibliographie.

entre-elles et comblent les dépressions du SAB. L'ensemble des réflexions recouvrent le toit de la série Messinienne. L'unité se développe préférentiellement aux abords des fronts Dinarides (plus de 1.6 std d'épaisseur) et Albanides (plus de 3.4 std d'épaisseur) (figure 6-5b, SONE11) Dans le détail, nous observons des géométries internes divergentes, autour des structures de Mattinata (figure 6-6b, NOSE02 : km 50-160 - NOSE04 : km 105-145) et de Tremiti-MAR ((figure 6-5b, SONE08 : km120-155 - SONE09 : km 80-120). Les unités P1 (Pliocène inférieur) et P2 (Pliocène moyen) sont associées à des réflexions divergentes se biseautant vers le NO à l'abord de la structure de Mattinata (figure 6-6b, NOSE04 : km 105-145). A l'Est de la structure de Tremiti-MAR, une géométrie divergente est également observée (figure 6-5b, SONE09 : km 80-120). L'âge des dépôts n'est pas contraint, mais il serait possible de fournir un âge Pliocène moyen aux dépôts associés à une géométrie divergente. Ces géométries sont cependant clairement liées à une réactivation des structures de Mattinata et Tremiti-MAR. Une dynamique différente est proposée autour du Pliocène inférieur-moyen, où certains auteurs (e.g. Morelli, 2002) interprètent le passage entre ces deux périodes comme le passage entre une phase de relaxation (extensive) à une phase compressive orientée E-W. Dans cette hypothèse, cette seconde phase amènerait au basculement observé des plateformes carbonatées situées le long du front Dinaride.

Du point de vue lithologique, seuls des dépôts argileux sont observés au sein du bassin Ionien (figures 6-2 et 6-3, forage *Sparviero bis*). Des faciès similaires à ceux observés au sein du CAB pourraient être attribués au sein des clinoformes progradants bordant les Dinarides-Albanides. Au SE du promontoire de Gargano, un couple de réflexions continues de forte amplitude et basse fréquence est observé (figure 6-5b, SONE07 - SONE08 : km 12-30 et 50-90 ; figure 6-6b, NOSE02 : km 0-30 - NOSE04 : km0-60). D'après la corrélation avec le forage *Cigno Mare* (figure 6-2), la lithologie correspondrait à une formation carbonatée du Pliocène moyen, un hiatus sédimentaire étant associé au Messinien et au Pliocène inférieur.

6.3. Enregistrement des marqueurs de la crise Messinienne : voyage au pourtour de la plateforme Apulienne.

Les différentes mégaséquences anté-Messiniennes et post-Messiniennes décrites, nous allons pouvoir nous intéresser aux géométries et lithologies attribuables à l'événement Messinien lui-même. La description n'adoptera pas un schéma d'évolution depuis la plateforme jusqu'au domaine profond, mais plutôt les observations propres à chacun des domaines.

Ce schéma de présentation nous permettra de distinguer les différents environnements sédimentaires associés à l'événement Messinien autour des promontoires Apulien et de Gargano.

De même, cette identification nous permettra d'amener des éléments de réflexion, si ce n'est de réponse, concernant la problématique de connexion au domaine profond de l'Avant-fosse Apennine lors de l'événement Messinien.

La figure 6-8 illustre les différentes unités sismiques, stratigraphiques et traits morphologiques majeurs associés à la crise de salinité Messinienne à partir de la compilation de nos observations et celle effectuée à terre concernant les formations géologiques. A partir de cette cartographie, trois domaines peuvent être identifiés autour des promontoires Apulien et de Gargano :

- **Au sein du CAB**, la répartition des dépôts attribués au Messinien s'effectue de manière homogène au sein de la moitié SO du CAB. La seconde moitié, au NE du CAB, présente un caractère érosif ou de non-dépôt. La cartographie des dépôts à terre témoigne d'un développement majeur d'un dépôt-centre, le bassin de Laga
- **Au sein du SAB**, nous identifions le développement des formations détritiques importantes. Les bordures NE du domaine sont fortement érodées. Le domaine érosif, ainsi que l'observation des plateformes carbonatées, ne sont plus observés au-delà du linéament de Sukari-Pec.
- **Au SO du promontoire Apulien**, l'identification en surface de dépôts Messiniens révèle de rares affleurements évaporitiques, en bordure de bassins satellites Messiniens-Pliocènes. La cartographie en sub-surface *via* la compilation de données de forage rélève une dynamique de dépôt homogène le long de la bordure du promontoire.

6.3.1. Au sein du CAB (Central Adriatic Basin) : bordure externe de l'Avant-fosse Apennine.

Le CAB se distingue en deux régions physiographiques (figure 6-8) : la moitié NE ne présente pas de dépôts ; nous y identifions localement la surface d'érosion Messinienne. La seconde moitié SO est associée au développement quasi-uniforme d'une fine unité Messinienne.

6.3.1.1. Le domaine érodé

La surface d'érosion Messinienne est repérable au nord du domaine (figure 6-5a, SONE01 : km 60-100 ; figure 6-6a, NOSE03 : km 115-220). La profondeur des incisions est de l'ordre de 0.6 std pour une largeur maximale de 29km. La continuité de l'incision n'a pas être clairement identifiée, mais sa dimension laisse suggérer d'importants systèmes fluviaux. Certains de ces systèmes fluviaux ont pu être cartographiés au centre du CAB (figure 6-8). Nos observations témoignent d'une profondeur d'incision de plus de 0.4 std, sur une largeur d'environ 6-7km (figure

6-5a, SONE03 : km 62-68). Leur parcours est influencé par la présence des anticlinaux et des structures diapiriques affectant les formations anté-Messiniennes. Les traces d'incisions fluviatiles disparaissent vers l'Est du CAB, suggérant une direction d'apport généralisée du NE et l'Est vers l'Ouest au sein du CAB. Ces incisions érodent le toit des formations M1cab et M2cab, dont nous allons définir ci-dessous les principales caractéristiques.

6.3.1.2. L'enregistrement des formations évaporitiques au sein du CAB.

L'unité M1cab peut être définie par son faciès sismique puis par sa composition lithologique. L'unité M2cab ne correspond qu'à la partie supérieure des dépôts Messiniens et est seulement identifiée par les enregistrements de forage.

L'unité M1cab est définie de manière homogène à l'échelle de la moitié SE du CAB par deux horizons continus de forte amplitude et basse fréquence. L'épaisseur de l'unité est globalement homogène (0.1 std d'épaisseur) et se développe localement aux abords des anticlinaux composant la MAR (figure 6-5a, SONE05 : km 40-55).

Du point de vue lithologique (figures 6-2 et 6-3), M1cab correspond à une alternance de forts niveaux gypsifères alternant soit avec des niveaux argileux, soit des niveaux carbonatées. Ses signatures lithologique, stratigraphique et géophysique nous permettent de caractériser l'unité comme appartenant aux évaporites primarires (*Primary Lower Gypsum* (PLG) - Roveri *et al.*, 2014). La formation M2cab correspond au développement de niveaux de carbonates argileux. Tandis que la base de l'unité est concordante aux dépôts antérieurs, le toit de l'unité est tronquée sur toute la partie centrale du CAB (figures 6-2 & 6-3 et figure 6-8). Ce résultat se fonde sur les observations géophysiques mais également sur les observations de données de forage. Cette troncature au toit n'est cependant pas observée au sein de la partie NE du CAB, domaine correspondant latéralement au développement du dépôt-centre Messinien du bassin de Laga[8].

6.3.2. Au sein du SAB (South Adriatic Basin)

Le long de la bordure NE du SAB, les anticlinaux et les dépôts-centres Paléogènes sont remarquablement érodés (figure 6-5b, SONE08 : km 175-196 - SONE09 : km 145-156 ; figure 6-6b, NOSE07 : km 0-40). Au toit des plateformes carbonatées Mésozoïques puis dans le bassin profond, plusieurs surfaces et unités ont été distinguées et associées à l'événement Messinien.

Le domaine profond du SAB est caractérisé par le développement de plusieurs unités sismiques. Deux unités sont identifiées dans cette étude, à savoir M1sab et M3sab, et délimitées par

8 Le remplissage mesisnien du bassin de Laga est décrit au sein de la section 2 du point de vue de l'évolution structurale du domaine Apennin. Ele est également décrite au sein de la section 3 du point de vue de son intégration dans la crise d'érosion et de salinité Messinienne.

les surfaces S20, S22 et S30 au toit. Ces unités se distinguent des formations sous-jacentes par leur faciès sismiques, leurs géométries internes ainsi que les surfaces délimitant ces dernières. Elles sont également échantillonnées et datées au Messinien au SE du SAB (figure 6-5b, SONE11). Les deux formations sont ainsi clairement identifiées, distinguées à la base et au toit par des dicontinuités majeures. Le forage *Sparviero bis* échantillone la partie amont des deux formations :

- Une partie de l'unité M1sab correspondrait à la partie supérieure de la formation Messinienne Di Letto (ici épaisse d'environ 100m), composée d'argile sableuse.
- La partie supérieure de M1sab, ainsi que M3sab, serait associée à la formation Gessoso Sofifera (épaisse d'environ 70m), ici composée d'alternance de niveaux argilo-sableux et d'évaporites remaniés.

Nous détaillerons l'évolution des deux unités messiniennes par respect aux structures environnantes, puis les processus pouvant être associés à leur mode de mise en place.

6.3.2.1. La surface basale S20 et le développement des unités détritiques M1sab et M2sab.

La discontinuité S20 est une surface érosive majeure à l'échelle du SAB. Sa signature érosive est cependant variable au sein du bassin. La géométrie de la surface est marquée par la structure de Mattinata, la structure de Tremiti-MAR et la physiographie Tertiaire et Mésozoïque du SAB. Inversement, la surface tronque les réflecteurs du Miocène supérieur anté-crise (figure 6-6b, NOSE02 : km 70-130 - NOSE04 : km110-130). La structure de Mattinata et ces ramifications secondaires ont une incidence sur la morphologie de la surface (figure 6-5b, SONE09 : km 20), décalant de manière normale le réflecteur S20. Son suivi est aisé le long du bord SO du système de Mattinanta (figure 6-8 ; figure 6-6, NOSE02 : km 40 -80), ainsi que le long des bordures NE du système Tremiti-MAR et le nord du SAB. Le développement d'un faciès chaotique au sein des dépôts détritiques Messiniens brouille le suivi de la surface basale S20. La surface devient progressivement conforme aux réflexions environnantes vers le SE du SAB.

L'unité M1sab est soulignée à sa base par la surface S20. Plusieurs faciès sismiques lui sont associés et cartographiés (figure 6-8).

Au SO du système de Mattinanta, l'unité est caractérisée par des réflexions sub-continues de moyenne amplitude et moyenne fréquence. On pourra noter une géométrie en éventail au niveau de systèmes faillés secondaires. Les réflexions recouvrent la surface basale S20 vers le SE au sein de cette zone. La géométrie générale de l'unité au SO du système de Mattinanta n'est cependant pas contrainte, le toit de l'unité étant tronqué par la discontinuité S21. Au niveau du

domaine profond du SAB (figure 6-5b, SONE07 : km 65-120), les bordures sont associées au développement de prismes de régression forcées, présentant une épaisseur moyenne de 0.2 std (figure 6-5b, SONE07 : km 105-118 - SONE08 : km 100-115). En pied de pente et dans le bassin profond Ionien, les réflexions deviennent discontinues et de moyenne amplitude.

Au SE du système de Mattinanta et selon un axe SO-NE, l'unité M1sab est caractérisée par un faciès chaotique fort présentant de nombreuses hyperboles de diffraction. Nous la définissons comme un dépôt chaotique clastique de type « *Mass Transport Deposit* ». La base de l'unité, ainsi que les formations sous-jacentes, sont quasiment masquées par la formation détritique. Son épaisseur, contrôlée par la situation du système de Mattinata (figure 6-8) et la physiographie héritée des dépôts Méosozïques et Tertiaires (figure 6-6b, NOSE06, NOSE07), montre un axe N-S épais de plus de 0.6-0.8 std. L'unité observe un changement de faciès sismique progressif vers le SE avec des réflexions de plus en plus continues, litées et sub-parallèles (figure 6-5b, SONE10, SONE11 ; figure 6-6b, NOSE04, NOSE06). On notera la présence d'un faciès progradant se développant au même endroit que les progradations Miocènes anté-crises (figure 6-6b, NOSE02).

6.3.2.2. La surface S22 et le développement de M3sab

La discontinuité S22 correspond à une surface érosive tronquant les réflecteurs des unités M1sab et, lorsque cette dernière n'est pas observée, érode légèrement la série Aquitano-Tortonienne. La surface devient concordante vers le SE et souligne le toit des dépôts détritiques. Localement, des axes de vallées incisées peuvent être observées (figure 6-5b, SONE08 : km 123-135 ; figure 6-6b, NOSE06 : km 95-108), probablement liés à un axe de vallée NO-SE se développant le long de la plateforme carbonatée Mésozoïque.

La discontinuité S22 souligne également la base de l'unité sismique M3sab. Elle est caractérisée par des réflexions continues vers le SE, de forte amplitude et moyene fréquence. L'unité se développe également vers le SE du SAB, avec plus de 0.2 std dépaisseur, et remplit les dépressions au toit de l'unité détritique M1sab (figure 6-6b, NOSE02 : km60-168 - NOSE04 : km 60-148). On notera que des réflexions progradantes se développent selon un axe NE-SO, au sein de l'ancienne vallée incisée (figure 6-6b, NOSE06 : km 95-108 ; figure 6-5b, SONE09 : km 105-120).

6.3.3. Cartographie des dépôts le long des promontoires Apulien-Gargano et au sein de la chaîne Sud Apennine.

Au SE du promontoire de Gargano et le long de la plateforme Apulienne, les rares affleurements de surfaces sont localisés au sein de bassins satellites. Les dépôts Messiniens associés sont donc allochtones. Afin d'approcher au mieux l'évolution des dépôts Messiniens à l'Est des promontoires, j'ai effectué une compilation des informations lithologiques de dix-huit forages-clefs à terre (figure 6-9), depuis Ancône jusqu'au SE de l'actuel fosse de Bradanic (situation figure 6-8). Nous avons centrés nos observations autour des dépôts du Messinien et du Pliocène inférieur. Cette compilation nous révèle quatre points importants à prendre en compte dans l'évolution de la bordure SE :

- Nous distinguons les dépôts de gypses érodés, remaniés puis resédimentés (forage *Musone 1*) des gypses primaires (forage *Ponte 1*) *via* l'enregistrement lithologique et surtout le signal Gamma Ray enregistré au sein des forages. La signature GR des évaporites primaires est extrémement basse et régulière, à l'inverse des évaporites remaniées.

- L'enregistrement sédimentaire anté-Messinien présente des séries Eocènes et/ou Miocènes condensées. Les dépôts correspondent à des carbonates et calcarénites témoignant d'un milieu de dépôt peu profond. Des formations argileuses Pliocènes reposent parfois directement sur les dépôts Mésozoïques. Cette cartographie met en lumière des formations peu profondes se développant au toit de la plateforme enfouie Apulienne.

- Le long des bordures des promontoires, l'enregistrement sédimentaire de l'événement Messinien est associé à une même dynamique sédimentaire. La base du Messinien syn-crise est soulignée par une inconformité tronquant les formations Mésozoïques, Eocènes ou Miocènes lorsque ces dernières sont présentes. Les dépôts Messiniens correspondent soit à des niveaux condensés de gypses re-sédimentés (RLG) suivis d'une formation bréchitique au toit, associée à un hiatus sédimentaire où une formation bréchitique Pliocène se développe.

- L'ensemble des formations gypsifères est peu épaisse (une vingtaine de mètre) et correspond à des gypses remaniés. La position stratigraphique des formations bréchitiques, recouvrant ou recouvertes par les RLG, suggère un mode de mise en place synchrone.

Au sein de la chaîne Sud Apennine, plusieurs campagnes de terrain nous ont permis d'approcher les processus de dépôt le long de la chaîne Apennine. Au cours de ces missions de terrain, plusieurs coupes lithologiques furent effectuées, associées à un échantillonnage des dépôts post-évaporitiques. Cette échantillonnage avait pour but de clarifier l'âge des dépôts (étude des nannofossiles sous la direction de Jean-Pierre Suc et Mihaela Melinte-Dobrinescu) et des paléo-

environnements associés (étude des kystes de effectuée par Speranta-Maria Popescu et Pellen, 2011[9]). La section entre Ancône et la bordure nord du promontoire de Gargano fait l'objet d'un article prochainement soumis à Geobios (voir partie 8). Nous ne présenterons pas l'ensemble des coupes étudiées, décrite au sein du chapitre suivant. Pour les besoins de la démonstration, nous illustrons ici deux coupes, la première située au niveau de la bordure NO du promontoire de Gargano (figure 6-10), la seconde au sein d'un des bassins satellites au toit de la chaîne Sud Apennine (figure 6-11). La datation des dépôts post-évaporitiques est basée sur les nannoplanctons calcaires, effectuée par M. Melinte-Dobrinescu.

A l'abord de la bordure Est du promontoire de Gargano, les formations Messiniennes de la coupe de Mass Palumbo se répartissent comme suit (figure 6-10) :

- Les formations messiniennes reposent en inconformité sur les unités calcairo-gréseuses de la formation des Silicides (non datés). Le contact entre les deux formations est peu clair.
- Nous caractérisons des dépôts évaporitiques comme des gypsarénites resédimentés, présentant un litage concave recouvrant des blocs de gypse primaire allochtone. Ces derniers sont reconnaissables au développement des gypses primaires en fer de lance. Au sein des gypses remaniés, des structures de glissements sous-marins (*slump deposit*) peuvent être observés.
- Les gypsarénites sont tronquées au toit par une surface érosive, puis recouvertes par des formations d'argile et argile sableuse datées au Pléistocène inférieur.

La surface d'érosion messinienne peut être alors aussi bien située à la base des dépôts gypsarénites qu'au toit de ces dernières. Dans cette dernière hypothèse, la surface serait une surface érosive composite, d'âge estimé entre le pic érosif Messinien (5.6-5.55 Ma) et le Pléistocène inférieur.

Au sein de la chaîne Sud Apennine, la majorité des dépôts Messiniens se présente sous forme de gypse remanié et présente une puissance entre 20 et plus de 80m. Les formations sont malheuresement isolées et reposent de manière discordante sur les formations des Silicides[10]. La coupe de Monte Ferrara est de loin la plus impressionnante et la plus complète au sein des Apennins du Sud. Les formations sédimentaires sont organisées comme suit (figure 6-11) :

La base de la coupe est caractérisée par des dépôts d'évaporite primaire verticalisés. Ces

9 Le travail effectué lors de mon Master se situe sur l'une des parties supérieures de la coupe de Civitella del Tronto. Le travail fut complété par la suite par Speranta-Maria Popescu.
10 Pour rappel, la formation des Silicides (*cf.* Vezzani, 2010) correspond à un mélange tectonique amalgamé à proximité du front de déformation des Apennins du Sud.

dépôts sont aisément identifiés par la présence de cristaux de gypses en lance de fer décimétriques et sont associés à un litage observable sur l'illustration figure 6-11. La formation reposerait de manière concordante sur la formation Serravallo-Tortonienne de Serra Pallazo.

Les gypses primaires sont érodés au toit par le développement de gypse remanié en milieu sous-marin. Au sein de cette formation, un contact chevauchant majeur est observé dans la carrière, à vergence NNE, probablement responsable de la verticalisation des dépôts antérieurs.

La partie supérieure de la carrière est également composée de gypses remaniés où l'on note la présence de blocs décamétriques de gypse primaire. La formation est tronquée au toit par une surface d'érosion nette.

Les dépôts sablo-argileux recouvrant la série Messinienne sont datés au Pléistocène inférieur.

On notera que la vallée située au NE de la carrière de monte Ferrara présente un remplissage post-Messinien caractéristique de l'évolution des bassins soulevés au sein de la chaîne Sud-Apennine, décrit par Ascione (2011).

6.3.4. Synthèse et réflexion sur leur mode de mise en place

Les différentes caractéristiques morphologiques et sédimentaires attribuées à l'événement Messinien étant définies au pourtour des promontoires, un schéma stratigraphique global peut être proposé dans les grandes lignes. Ce modèle se concentre sur la première phase de la crise Messinienne, à savoir la mise en place des évaporites primaire, puis la chute majeure Messinienne. Illustré figures 6-12 et 6-13, le modèle n'est qu'une ébauche et se base à partir de ce qui a pu être abordé au sein des chapitres 2 et 3 puis de nos observations. Ce dernier n'est donc pas définitif. Ce schéma prend compte d'un scénario de variation du niveau marin défini au sein du domaine de Valence (chapitre 6) et du Golfe du Lion[11], avec une chute marine majeure autour de 5.6-5.55Ma puis d'une remontée progressive puis rapide du niveau marin.

- **Etape 1 - Phase compressive (figure 6-12)**: Cette phase est associée à l'initiation d'une nouvelle phase tectonique compressive, individualisant le bassin de Laga des domaines situés plus au SE, le long de la bordure Apulienne. Associée à la mise en place des évaporites primaire, cette phase compressive soulève les bassins satellites (eux-même enregistrant les premiers dépôts d'évaporite primaire) (*Lower Gypsum Unit* - Roveri *et al.*, 2014). Au sein du CAB, ainsi que le long de la bordure occidentale de la plateforme Apulienne et amène au développement d'une partie des gypses remaniés. Le bassin de Laga est associé au dépôt de formation détritique (e.g. Milli *et al.*, 2007). Au sein du SAB, le développement des unités

11 Voir section 6 pour le bassin de Valence ; Bache *et al.* (2009, 2012) pour le scénario de crise Messinienne au sein du Golfe du Lion.

détritiques pourrait être associé à cette phase compressive. La génèse de l'unité s'effectue également dans un contexte de chute importante du niveau marin relatif. Cela implique que nous ne pouvons, à ce stade, distinguer la première chute marine mineure (formant les évaporites primaires) de la chute majeure Messinienne au sein du SAB.

- **Etape 2 - Phase de chute relative majeure (figure 6-13)**. Cette chute et le soulèvement du seuil de Pelagosa engendrerait la déconnexion du CAB et SAB. Les variations latérales de faciès sismique suggèrent un bassin relativement profond marin durant le paroxysme de la crise Messinienne dans le SAB. Au nord, la chute majeure engendre l'érosion du toit des dépôts d'évaporite primaire bordant le CAB, le sous-bassin de Laga restant en eau. Les systèmes fluviaux drainant la bordure orientale du CAB se connectent et disparaissent dans le bassin de Laga. L'enregistrement sédimentaire conséquent au sein de celui-ci suggére une déconnexion partielle ou totale des domaines profonds situés plus au SE du bassin. Cette hypothèse impliquerait alors un soulèvement complet des bassins satellites, bordant la plateforme Apulienne. La mise en place de l'unité détritique chaotique au sein du SAB, orienté globalement N-S, pourrait soit être liée à une destabilisation de la bordure nord de la plateforme Apulienne, soit à un apport massif (lié également à une destabilisation ?) au sein de l'ancien front Dinaride.

Le chapitre suivant présente une discussion sur le contexte paléo-géographique de l'avant-fosse Apennine suite au paroxysme de la crise Messinienne, durant la remontée progressive du niveau marin. Ce volet paléo-environnemental est le résultat d'un travail polyphasé, regroupant les travaux de Popescu et al. (2007) (coupe de Maccarone), mes travaux de master 1 (Civitella del Tronto) complétés par des analyses effectuées par S.-M. Popescu puis les analyses micro-paléontologiques (S.M. Popescu et M.C. Melinte-Dobrinescu) à l'issues des campagnes de terrain auquelles j'ai eu la chance d'y participer (sous la direction de Dr. J.P. Suc).

Chapitre 7

Dicussion

Ce que l'identification des seuils implique sur les problématiques d'ordre cinématiques, sédimentaires et paléo-environnementales au Néogène et Messinien.

The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea)
(*accepted* in Terra Nova journal)

The Ebro connection
(*in prep.* for Geology journal)

The latest Messinian in the Apennine foredeep (Italy): a Lago Mare marine vs. brackish environment
(*in prep.* for GeoBios journal)

Introduction

Le point clé de nos observations au sein de nos deux zones d'études est l'identification des mégaséquences sédimentaires Néogène, basées sur l'identification des phases d'érosion successives, l'organisation et la géométrie des dépôts Miocène. La compilation d'informations paléo-environnementales le long du domaine Adriatique, regroupant les travaux de Popescu et al. (2007) (coupe de Maccarone), mes travaux de master 1 (coupe de Civitella del Tronto) complétés par des analyses micro-paléontologiques (S.M. Popescu et M.C. Melinte-Dobrinescu) à l'issues de diverses campagnes (sous la direction du Dr. J.P. Suc), s'intègre à ce faisceau d'observations.

La prise en compte des études cinématiques, tectoniques et sédimentaires abordées au sein de l'état de l'art et associées à nos observations nous amènent à discuter de la segmentation des domaines, concernant :

(1) leurs identifications en premier lieu,

(2) leurs impacts sur la formation-déformation des domaines et l'évolution des mouvements verticaux propre à chaque domaine en second lieu,

(3) leurs impacts sur l'évolution des paléo-environnements au cours du Néogène et plus particulièrement, au cours de l'événement Messinien.

Cette approche à toutes les échelles, de la cinématique aux paléo-environements, est capitale pour la compréhension des problématiques propres à chaque domaine et fournit une hiérarchie des événements. Cette discussion est alors organiser en trois parties.

La première partie s'attache à identifier, via la lecture des dépôts sédimentaires, les différents seuils jalonnant le domaine de Valence. Cette section aborde l'organisation des mégaséquences Néogène entre les domaines de Valence-Provence, les mouvements verticaux propres à chaque segment puis l'évolution des premières entrées marines. Les caractéristiques propres à chaque segment nous permettent de contraindre les mouvements cinématiques à l'origine du domaine de Valence et d'aborder les mouvements cinématiques associés à la formation du bassin Algérien.

La segmentation du domaine de Valence clarifiée, la seconde partie s'attache à comprendre l'événement Messinien. La problématique de l'ouverture du bassin de l'Ebre à la Méditerranée est clarifiée via la mise en évidence de l'implication des seuils sur (1) l'organisation des réseaux de vallées incisées fluviatiles et (2) des différents cortèges sédimentaires. Un scénario de déroulement de la crise Messinienne est proposé mettant en lumière une seconde implication des seuils dans l'évolution des paléo-environnements.

La troisième et dernière partie de la discussion s'attache à l'évolution paléo-environnementale post-évaporitique de l'Avant-fosse Apennine. Sans avoir préalablement discuté sur l'identification et l'implication des seuils dans l'histoire géodynamique due au manque de temps (la partie 6 de ce manuscrit identifie néanmoins la segmentation du domaine Adria), cette approche permet de mettre en lumière une isolation temporaire de l'Avant-fosse Apennine durant l'événement Messinien. Associés aux informations sédimentaires recueillies le long de la chaîne Apennine, un modèle d'évolution paléo-environnemental et de variation relatif du niveau marin est proposé entre l'Avant-fosse Apennine et les domaines profonds évaporitiques durant l'événement Messinien.

Trois aspects différents sont donc traités dans cette discussion sous forme d'article. L'impact des seuils est illustré depuis l'échelle cinématique, jusqu'à l'échelle des paléo-environnements et impact sur la faune au cours de l'événement Messinien.

7.1. The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea)

00, 1-16, 2016 , Terra Nova

Romain Pellen[1,2,*], Daniel Aslanian[1], Marina Rabineau[2], Estelle Leroux[3], Christian Gorini[3], Carmine Silenziario[4], Christian Blanpied[5], Jean-Loup Rubino[5]

1 IFREMER, Centre de Brest, GM, BP 70, 29280 Plouzané, France

2 CNRS, UMR6538, Domaines Océaniques, IUEM-UBO, 29280 Plouzané, France

3 UPMC, Univ. Paris 06, UMR 7193, ISTEP, F-75005, Paris, France

4 Schlumberger House, Gatwick Airport, West Sussex, England

5 TOTAL, TG/ISS, CSTJF, Avenue Laribeau, 64018 Pau Cedex, France

* Corresponding Author: Romain.Pellen@ifremer.fr

ABSTRACT

Detailed analysis of seismic profiles and boreholes in the Valencia Basin (VB) highlight a differentiated basin, the Minorca Basin (MB), lying between the old Mesozoic Valencia Basin *sensu strico* (VBss) and the young Oligocene Liguro-Provençal Basin (LPB). The relationship between these basins is shown through the correlation of four Miocene-to-present-day megasequences. The Central and North Balearic Fracture Zones (CFZ and NBFZ) that border the MB represent two morphological and geodynamical thresholds that created an accommodation in steps between the three domains. Little to no horizontal Neogene movements are found for the Ibiza and Majorca Islands. In contrast, the counterclockwise movement of the Corso-Sardinian blocks induced a counterclockwise movement of the Minorca block towards the SE along the CFZ and NBFZ, during the exhumation of lower continental crust in the LPB. This new understanding implies pure Neogene vertical subsidence in the VBss and places the AlKaPeCa northeastward of present-day Alboran Area.

Keywords: Western Mediterranean Sea; Subsidence; Segmentation and Kinematic; Sedimentary Sequences; Sills and Gateways

7.1.1. General Setting

Although the Valencia Basin (VB) is recognized as a former Mesozoic basin (Maillard, 1992; Roca, 1992, 2001; Ayala *et al.*, 2015), it is generally considered to be an aborted Miocene back-arc basin in the southwestward continuation of the Liguro-Provençal Basin (LPB). Two main types of models are normally proposed for its evolution during the Neogene: 1) a continuity from the LPB to the Alboran domain going through the VB (e.g. Doglioni *et al.*, 1997, 1999; Lonergan & White, 1997; Gueguen *et al.*, 1998; Faccenna *et al.*, 2004; Jolivet *et al.*, 2006) or 2) a segmented and multi-phased response between the LPB and VB (e.g. Rehault *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano 1990; Maillard & Mauffret, 1999; Maerten & Seranne 1995; Roca, 2001). In both cases, the North Balearic Fracture Zone (NBFZ) played a key role in this opening "swinging door" movement (as described by Martin, 2006), leading to the counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia microplate and a clockwise rotation of the Balearic promontory during the Oligocene-Early Miocene (e.g. Auzende *et al.*, 1973; Dewey *et al.*, 1973; Mauffret *et al.*, 1995; Olivet, 1996; Maillard & Mauffret, 1999; Gueguen *et al.*, 1998; Gattacceca *et al.*, 2007; Carminati *et al.*, 2012). Southwest of the NBFZ, two secondary transfer zones are also suggested, the Central Fracture Zone (CFZ) between Minorca-Mallorca islands, and the Ibiza Fracture Zone (IFZ) between Mallorca-Ibiza islands.

The initial rifting phase during the Neogene (Chattian / Early Burdigalian) is recorded in the sedimentary strata of the Gulf of Lion (GOL) (Edel, 1980; Gorini *et al.*, 1993; Ferrandini *et al.*, 2003; Gattacceca *et al.*, 2007) and similar deltaic to shallow marine environments are recorded on the Catalan margin in the northwestern part of the VB (Roca *et al.*, 1999; Roca, 2001). On the Ebro margin (Tarragona trough) and on land (Valles-Penedes graben), the synrift deposits are described as Burdigalian to Langhian/Early Serravallian (Clavell & Berastegui, 1991; Bartrina *et al.* 1992; Alvarez de Buergo & Melendez-Hevia 1994; Cabrera and Calvet, 1996; Martinez Del Olmo, 1996; Rodriguez-Murillas *et al.*, 2013).

In this study, based on a large set of seismic data and boreholes, we detail the sedimentary architecture, the nature of the base of the Tertiary series, the segmentation of the VB, and also highlight the role of tectonic heritage in the subsidence history of each segment.

7.1.2. Correlation along the study area

Our study is based on a large set of seismic and borehole data gathered during the extensive French academia-industry programs (Actions-Marges, GRI Téthys Sud), in close collaboration with the Total and Schlumberger groups (Figure 7-01). Due to this dense set of profiles, seismic reflectors were identified and successfully correlated to previous detailed studies in the LPB (Rabineau, 2001; Bache, 2008; Leroux, 2012). Ages of paleomarkers were defined using biostratigraphic data from thirty-eight boreholes in the VB and seven boreholes in the GOL.

The evolution and appearance of these seismic markers highlights the subdivision of the area into three domains: (1) the Valencia Basin *sensu strico* (VBss), limited to the NE by the CFZ, (2) the Minorca Basin (MB) bounded by the CFZ and the NBFZ, and (3) the LPB. Four megasequences are described along the VB and LPB (Figure 7-02):

- The Late Oligocene to Early Miocene megasequence, not visible on Figure 7-02, is essentially limited to the Catalan and GOL graben (e.g. Roca, 2001).

- The Miocene megasequence defined in the basin lies between the Tertiary basement and M30 (Figure 7-02). Several reflectors were correlated through the VB and LPB. M03 is a high-amplitude, continuous reflector dated to the top of the Burdigalian from correlation to Catalan margin boreholes (e.g. Barcelona Marino B1 and C1). Its extent is limited to the MB and LPB. M06 and M08 are respectively estimated to be Langhian and Latest Serravallian to Early Tortonian (Benicarlo C1 and Tarragona trough boreholes). In the VBss, sediments below M06 include distal and pelagic Late Burdigalian to Langhian deposits. The continuity of M08 toward the MB and LPB is clearly conceivable, but a direct correlation was impossible due to unfavorable morphologies. The M11, dated as Late Tortonian to Early Messinian (borehole Benicarlo C1), is mainly an erosive surface in the VBss, which evolves into a conformable surface in the MB (M20b).

- The Messinian megasequence comprises the Lower Unit, Mobile Unit, Upper Unit (e.g. Lofi et al., 2011; Gorini et al., 2015), comprised between M20 and M30 surfaces. In the VBss, the base of the Upper Unit corresponds to the M30 surface, which is erosive or conformable and can be correlated in the upper margin with the Messinian Margin erosional surface (MES).

- The Pliocene to Quaternary megasequence covers most of the major structural highs. Large prograding and pro-aggrading clinoforms characterize the shelf due to high sediment supply and glacio-eustatic variations (e.g. Lofi et al., 2003; Kertznus and Kneller, 2009). Two prominent surfaces, P60 and P50, were correlated to Q10 and P11, dated at 0.9 Ma and 2.6 Ma, respectively (e.g. Rabineau et al., 2014; Leroux et al., 2014).

7.1.3. Segmentation and Individualization of the Minorca basin

Figure 7-03A, 7-03B, 7-04A, and 7-04B emphasize the evolution of these seismic markers along 6 NE-SW and 3 NW-SE profiles crossing the three basins. The Oligocene-Aquitanian megasequence is restricted to the GOL and Catalan margins. The Miocene and Messinian megasequences show a gradual thickening from the VBss towards the LPB. The thickness of the Miocene megasequence increases from 0-0.9 second two-way time (stwt) (VBss) to 1.1 0.3 stwt (MB), and is fully developed in the LPB (1.4 0.4 stwt) (Figure 7-03B). A new seismic-stratigraphic unit is also identified in the MB (green unit in Figure 7-03B), which increases in thickness towards the LPB. Continuous reflectors with medium-amplitude clinoforms that prograde toward the NE characterize this unit (Figures 7-02, 7-03B). The base of this Upper Miocene prograding sequence changes rapidly, from a truncation surface (VBss) to a correlative conformity (MB), and shows an increase in depth, from 3.3 s (VBss) to 4.5 s (MB), and ultimately to 5.2 s (LPB). The thickness of the Messinian megasequence varies: 0.05 to 0.3 s in the VBss, 0.6 to 0.7 s in the MB, and > 1.26 s in the LPB. Furthermore, the MB is characterized by the development of the Lower Unit and Mobile Unit (in the NE), whereas the full development of the Lower and Mobile units is limited to the LPB. The base of the Mobile Unit also evolves, from 4.5 s in the MB to ~5 s in the LPB. For Pliocene and Quaternary deposits, the variation in thickness is mainly controlled by sedimentary transport from the Ebro river (Nelson, 1990) and the Rhône river for the deep LPB (e.g. Leroux, 2012).

The segmentation into three domains appears in the Bouguer anomaly map and the residual geoid anomaly map, which show a strong SW-NE segmentation between the LPB, MB, and VBss (Ayala *et al.*, 2015), and also on the base of Tertiary map of the entire VBss-MB-LPB area (Figure 7-05). The base of the Tertiary in the MB presents a mean depth of 4.6 0.5 (stwt), intermediate between the VBss (3.5 0.3 stwt) and the deeper LPB (6.5 0.2 stwt) (Figure 7-03B). This segmentation is clearly depicted by the CFZ to the southwest of the MB and by the NBFZ to the northeast of the MB (Maillard & Mauffret, 1999). These differences in depth imply a difference in Neogene subsidence in the three segments, decreasing towards the SW. This is also observed in the first occurrences of marine sediments, which started at the Oligocene in the LPB and the Catalan margin (MB), and only at the Late Burdigalian-Langhian in the VBss (Figure 7-06). The Neogene subsidence in the VBss started later than it did in the LPB and MB.

Alternatively, some authors suggest another segment in the VBss with the Ibiza Fracture Zone (IFZ) (Maillard & Mauffret, 1999) explaining the suggested clockwise 93 km southeastward movement of Mallorca block. However, the authors state that IFZ is "*not documented as there is no or very little information in that region*", its presence was only presumed due to differences in

crustal thicknesses (suggested to reach 13 km in the southwestern part). However, modern high-quality data presented by Alaya *et al.* (2015) falsifies this view and shows instead a thickness of 5 to 6 km in the SW part. Previous studies identified a Mesozoic basin in the whole VBss (e.g. Roca, 1992; Maillard, 1993), with a maximum thickness reaching more than 3 km. Toward the Balearic promontory the Estudio Sismico de la Corteza Ibérica (ESCI) profiles show a continuation of this Mesozoic basin (Roca *et al.*, in Cavazza *et al.*, 2004) and we infer that the VBss extends between the Ibiza and Mallorca Islands and the Ebro-Tarragona margin. In contrast, in the MB and LPB, the substratum is characterized by chaotic, hyperbolic, and medium-amplitude reflectors (Figures 7-02b and 7-02c). In the MB, mean velocities from the ESP60 profile (Figure 7-03B, cross section 3) were 4.2 to 6.1 km/s in the upper part of the Tertiary basement and were interpreted as Neogene volcanic layers (Mauffret *et al.*, 1995) (Figures 7-02, 7-03B, 7-04B). In the LPB, the domain limited between hinge line 3 and the proto-oceanic crust limit (Figure 7-05) has recently been identified as a thin layer of lower continental crust (C.C.) (Moulin *et al.*, 2015), exhumed along a landward deep detachment (Séranne, 1999) and overlying an heterogeneous, intruded layer (gabbros or granulites), with velocities of 6.0 and 6.4 km/s for the upper layer and 6.6 to 7.5 km/s for the lower layer (Moulin *et al.*, 2015).

7.1.4. The Minorca Basin, a buffer segment

As previously shown by Roca (1992) and Ayala *et al.* (2015), there is little to no evidence of Neogene horizontal movement (no extension, very few faults observable on seismic data) in the offshore Mesozoic sedimentary sequences of the VBss. The neogene syn-rift deposits are localized either on land or on the MB borders (Figure 7-04, zoom A). Paleomagnetic data on the Balearic Islands describes two phases of Miocene rotation and is usually used for geodynamic reconstruction. However, these two phases of rotation are linked to the Betics compressive phase and should not be connected with the kinematic rotation of the islands (Parès *et al.*, 1992). If a rift had propagated into the VBss, the Mesozoic sedimentary sequences should also have been affected by the extension. On the contrary, the Neogene sedimentary layers in the central part of the VBss are horizontal and parallel (Figure 7-04, zooms B and C), which implies a vertical subsidence during this period, as has been described in sag basins where no extensive movements are depicted (Moulin *et al.*, 2005; Aslanian *et al.*, 2009). The significant thickness of Mesozoic deposits associated with thinning of the crust have led Roca and Guimera (1992) to propose a Mesozoic thinning that would account for at least half of the entire thinning, implying a huge tectonic heritage in the VBss. It is beyond the scope of this paper to discuss the genesis of the Mesozoic basin, but for the Neogene phase, movement of the Ibiza-Mallorca blocks toward the southeast in the VBss would imply major extensive deformations in the Mesozoic deposits, which are not observed on seismic data (Roca, 1992; Ayala *et al.*, 2015).

Following what was suggested by previous authors (e.g. Tassone *et al.*, 1996; Roca *et al.*, 1999), our results show that the MB and LPB exhibit the same Oligo-Miocene synchronous syn-rift sedimentary sequence, which does not support the hypothesis of rift propagation that should have produced diachronous sequences. The continuity between the two basins is further substantiated by the first occurrences of marine sediment at Oligocene times in the LPB and the Catalan margin (MB) (Figure 7-06).

The position of the almost rigid Corso-Sardinian block (Arthaud and Matte, 1977) before the Miocene rift phase implies that the Minorca block was about 100 km closer to the Catalan margin (Figures 7-06 and 7-08) at that time (e.g. Le Cann, 1987; Olivet, 1996). The NBFZ, which was, during the Pyrenean compressive phase, a dextral N-S transfer zone between the Iberian and Corso-Sardinian microplates (e.g. Olivet, 1996), was reactivated during the Oligo-Miocene extension phase, leading to the counterclockwise movement of the Corso-Sardinian block, which is accompanied by the counterclockwise movement of the Minorca block to the SE along the CFZ (Le Cann, 1987; Gueguen, 1995; Olivet, 1996), contrary to what was proposed based on scarce paleomagnetic data on the Balearic Island (Parès *et al.*, 1992). This movement coincides with the exhumation of the 4 km-thick lower C.C. in the LPB (a metamorphic core complex for Jolivet *et al.*, 2015). This movement stopped when the proto-oceanic crust started (Moulin *et al.*, 2015). During the Early Miocene-Messinian times, the two transfer zones, CFZ and NBFZ, accommodate the subsidence between the VBss (high position) and the LPB (deep domain) (Figures 7-03A, 7-03B).

While both VBss and LPB segments, (Leroux *et al.*, 2015), exhibit pure vertical subsidence (Figures 7-04B), the thinning process may not be the same, as VBss is a polyphased basin, and the LPB thinning was only during the Neogene and due to the exhumation of the lower C.C.. In between the VBss and LPB, the Minorca Neogene movement may have involved an exhumation, such as in the GOL, but the substratum may also comprise stretched and intruded upper C.C.. This issue is still open and will need the acquisition of additional wide-angle seismic data in the MB to be able to address the uncertainties.

The idea that the MB should be considered as a Neogene buffer zone between the young Oligocene-to-Miocene LPB and the old Mesozoic VBss, modifies the general view of the northern part of the Occidental Mediterranean Sea before opening (Figure 7-07). First, the divergent movements of the Kabylian blocks on one side and Peloritain-Calabria blocks on the other side appear at the southwards end of the buffer zone. Second, little to no Neogene movements for the Ibiza and Majorca Islands place the AlKaPeCa group (Alboran, Kabyle, Peloritain, and Calabrian blocks; e.g. Mauffret *et al.*, 1995) further to the southeast, northeastward of what is at present-day the Alboran Area.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by the "Laboratoire d'Excellence" LabexMER (ANR-10-LABX-19) and co-funded by a grant from the French government under the program "Investissements d'Avenir", and by a grant from the Regional Council of Brittany.

It was further supported by CNRS and IFREMER, with additional support from the French Actions-Marges program (J.L. Rubino & P. Unternehr) and the GRI Méditerranée (Groupement Recherche et Industrie TOTAL-UPMC). The database was built thanks to the SIGEOF spanish site and cruises from French and Spanish teams. Additional industrial seismic lines were provided by Schlumberger. The authors acknowledge the fruitful and constructive reviews by Alexander Keith Martin and Francesc Sabat, as well as those from the editor Carlo Doglioni and his associate editor that greatly improved the manuscript.

Competing financial interests

The authors declare no competing financial interests.

REFERENCES

Afilhado A., Moulin M., Aslanian D., Schnürle P., Klingerhoefer F., Nouzsé H., Rabineau M., Leroux E. and Beslier M.-O., 2015. Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – II. Sardinia's margin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **186** (4-5), 331-351.

Alvarez de Buergo E., Meléndez-Hevia F., 1994. Caracteristicas generales de las subcuencas del margen peninsular mediterràneo ("Rift" del Surco de Valencia). *Acta geologica Hispanica*, **29** (1), 67-79.

Arthaud F. and Matte P., 1977. Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogenèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques antémésozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**, 833-840.

Aslanian D., Moulin M., Olivet J.-L., Unternehr P., Matias L., Bache F., Rabineau M., Nouzé H., Klingelheofer F., Contrucci I., Labails C., 2009. Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean/ Kinematic constraints. *Tectonophysics*, **468**, 98-112.

Auzende J.M., Bonnin J. and Olivet J.L., 1973. The origin of the Western Mediterranean basin. *Journal of the Geological Society of London*, **19**, 607–620.

Ayala C., Torne M. and Roca E., 2015. A review of the current knowledge of the crustal and lithospheric structure of the Valencia Trough Basin, *Boletin Geolôgico y Meniro*, **126** (2-3); 533-552.

Bache F., 2008. Evolution Oligo-Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Thèse de doctorat de l'université de Bretagne Occidentale, Brest. 328 pp.

Bache, F., Olivet, J.L., Gorini, C., Aslanian, D., Labails, C. and Rabineau, M., 2010. Evolution of rifted continental margins: the cases of the Gulf of Lion (western Mediterranean basin). *Earth and Planetary Science Letters,* **292** (3-4), 345-356, 2010.

Bartrina M.T., Cabrera L., Jurado M.J., Guimerà J. and Roca E., 1992. Evolution of the Central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics, **203**, 219-247.

Cabrera, L. and Calvet, F., 1996. Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El camp half-grabens (NW Mediterranean). In: *Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics: World and Regional Geology* (P.F. Friend and C.J. Dabrio eds). Cambridge University Press, Cambridge.

Carminati E., Lustrino M. and Doglioni C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, **579**, 173-192.

Cavazza, W., Roure, F., Spakman, W., Stampfli, G.M. and Ziegler, A., 2004. *The TRANSMED Atlas, the Mediterranean Region From Crust to Mantle*. Springer, Berlin, 141 pp.

Clavell E. and Berastegui X., 1991. Petroleum geology of the Gulf of València. *Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons (Ed. A.M. Spencer), Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists*, **1**, 355-368.

Dewey, J.F., Pittman, W.C., Ryan, W.B.F. and Bonin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 3137-3180.

Doglioni C., Gueguen E., Sàbat F., Fernandez M., 1997. The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogeny.*Terra Nova*, **9**, 109-112.

Doglioni C., Fernandez M., Gueguen E., Sàbat F., 1999. On the interference between the early Apennines-Maghrebides backarc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Bullotino de la Sociata Geologica Italia*, **118**, 75-89.

Edel J.B., 1980. Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat de l'Institut de Physique du Globe. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 310 pp.

Faccenna C., Piromallo, C., Crespo-Blanc A., Jolivet L., Rossetti F., 2004. Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs. *Tectonics*, **23**, TC1012.

Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini,M.,Deino, A. and Janin,M.-C., 2003. Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse: implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bulletin de la Société géologique de France*, **174**, 357-371.

Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D.S., Henry B., Beaudoin B. and Valeboin F., 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**, 359-377.

Gorini C., Le Marrec A. and Mauffret A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bulletin de la Société géologique de France*, **164**, 353–363.

Gorini C., Montadert L. And Rabineau M., 2015. New imaging of the salinity crisis: Dual

Mesisnian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, **66**, 278-294.

Gueguen, E. 1995. Le bassin Liguro-Provençal: un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématique. Implications sur les processus d'amincissement crustal. Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 309 pp.

Gueguen E., Doglioni C. and Fernandez M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, **298**, 259-269.

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., Gorini C., Smit J. and Leroy S., 2015. Continental breakup and the dynamics of rifting in back-arc basins: The Gulf of Lion margin. *Tectonics*, **34**, doi:10.1002/2014TC003570.

Kertznus V. and Kneller B., 2009. Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin development. *Basin Research*, **21**, 738-758. doi: 10.1111/j.1365-2117.2009.00411.x.

Le Cann C., 1987. Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relation avec la tectonique et la sédimentation. Conséquences géodynamiques. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Leroux E., 2012. Quantifications des flux sédimentaires et de la subsidence dans le bassin Provençal, Méditerranée Occidentale. Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, 455 pp.

Leroux E., Rabineau M., Aslanian D., Granjeon D., Gorini C. and Droz L., 2014. Stratigraphic simulation on the shelf of the Gulf of Lion: testing subsidence rates and sea-level curves during Pliocene and Quaternary. *Terra Nova*, **26** (3), 230-238. doi: 10.1111/ter.12091.

Leroux E., Aslanian D., Rabineau M., Moulin M., Granjeon D., Gorini C. and Droz L., 2015. Sedimentary markers: a window into deep geodynamic processes, *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12139.

Lofi J., Rabineau M., Gorini C., Berné S., Clauzon G., De Clarens P., Tadeu Dos Reis A., Mountain G.S., Ryan W.B.F., Steckler M.S., Fouchet C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gul of Lion continental margin (NW MEditerranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, **198**, 289-317.

Lofi J., Sage F., Déverchère J., Loncke L., Maillard A., Gaullier V., Thinon I., Gillet H.,

Guennoc P. and Gorini C., 2011. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bulletin de la Société géologique de France*, **182** (2), 163-180.

Lonergan L., White, N., 1997. Origin of the Betic-Rif mountain belt. *Tectonics*, **16** (3), 504-522.

Maerten L. and Séranne M., 1995. Extensional tectonics of the Oligo-Miocene Hérault Basin (S France), Gulf of Lion margin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **166** (6), 739-749.

Maillard A., 1993. Structure et riftogénèse du golfe de Valence (méditerranée Nord-Occidentale). Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 292 pp.

Maillard A., Mauffret A., Watts A.B., Torné M., Pascal G., Buhl P. and Pinet B, 1992. Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Tectonophysics*, **203**, 57-75.

Maillard A. and Mauffret A., 1999. Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). *Basin Research*, **11**, 357-379.

Martin A.K., 2006. Oppositely directed pairs of propagating rifts in back-arc basins: Double saloon door seafloor spreading during subduction rollback. *Tectonics*, **25**, TC3008, doi:10.1029/2005TC001885.

Martinez del Olmo W., 1996. Depositional Sequences in the Gulf of Valencia Tertiary Basin. *in P.F. Friend & C.J. Dabrio (Ed.), Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics: World and Regional Geology, Cambridge University Press*, *Cambridge*, 55-67.

Mauffret A., Pascal G., Maillard A. and Gorini C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12**: 645-666.

Meulenkamp J.E., Sissingh W., 2003. Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms ans the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**, 209-228.

Moulin M., Klingelhoefer F., Afilhado A., Aslanian D., Schnurle P., Nouzé H., Rabineau M., Beslier M.-O. and Feld A., 2015. Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion's margin. *Bulletin de la Société géologique de France*, **186** (4-5), 309-330.

Nelson C.H., 1990. Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on

the Ebro continental margin, Spain. *Marine Geology*, **95**, 395-418.

Olivet, J.L., 1996. La Cinématique de la plaque Ibérique, *Bulletin des Centres de Recherches Exploration–Production Elf Aquitaine*, Vol. 20. Pau, France, pp. 131–195.

Parés J.M., Roca E., Freeman R., 1992. Paleomagnetic data from the margins of the Valencia trough. The role of rotations in the Neogene structuration. *Fisica de la Tierra*, **4**, 231-246.

Rabineau M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts Quaternaire sur la marge du Golfe du Lion : Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. Thèse de doctorat, Université de Rennes 1/IFREMER.

Rabineau M., Leroux E., Aslanian D., Bache F., Gorini C., Moulin M., Molliex S., Droz L., Reis A.D., Rubino J.-L., Guillocheau F. and Olivet J.-L., 2014. Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion. *Earth and Planetary Science Letters*, **388**, 1-14.

Rehault J.P., Boillot G. and Mauffret A., 1984. The western Mediterranean Basin: geological evolution. *Marine Geology*, **55**, 447-477.

Roca E., 1992. L'estructura de la conca Catalano-Balear: Paper de la compression I de la distension en la seva gènesi. Tesi doctoral de universitat de Barcelona.

Roca E., 2001. The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. In; *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/ Wrench Basins and Passive Margins* (P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau, eds). *Mémoire du Muséum national des Hirtoire naturelle*, **186**, 671-706.

Roca E. and Guimerà J., 1992. The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, **203**, 203-218.

Roca E., Sans M., Cabrera L. and Marzo M., 1999. Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, **315**, 209-233.

Rodriguez-Morillas N., Playà E., Travé A., Martin-Martin J.D., 2013. Diagenetic processes in a partially dolomitized carbonate reservoir : Casablanca oil field, Mediterranean Sea, offshore Spain. *Geologica Acta*, **11** (2), 195-214.

Sanz de Galdeano C., 1990. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, **172**, 107-119.

Séranne M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by

IBS: an overview. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension Within the Alpine Orogen* (B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne, eds). *Special Publication* **156**, pp. 15-36. The Geological Society, London.

Tassone E., Roca E., Muñoz J.A., Cabrera L. and Canals M., 1996. Evolucion del sector septentrional del margen continental catalan durante el Cenozoico. *Acta Geologica Hispanica*, **29** (2-4), 3-37.

FIGURES

Figure 7-01: Location of the study area and dataset on the bathymetric and geological map of the Valencia basin s.l. Red boxes indicate location of seismic profiles presented in Figure 7-02, showing (from SW to NE) details of the Valencia basin s.s. (VBss), the Minorca basin (MB), and the Liguro-Provençal basin (LPB). Green box indicate location of seismic profiles zooms presented in Figure 7-04.

Figure 7-02: Correlation of stratigraphic markers from the SW (VBss) to the NE (MB and LPB). Names of Liguro-Provençal markers are derived from previous study (Bache, 2008; Leroux, 2012). Locations of seismic profiles are shown on Figure 7-01.

Figure 7-03a: Non-interpreted seismic profiles oriented SW-NE (location Figure 7-01) crossing the three defined Valencia s.s., Menorca and Ligurian-Provençal basins. MEDS76 profiles were provided courtesy of Schlumberger multiclient.

Figure 7-03b: Interpreted seismic profiles oriented SW-NE (location on Figures 7-01), highlighting the evolution of the Burdigalian-Messinian, Messinian trilogy and Pliocene-Quaternary megasequences and showing the general characteristics of each basin (explanation in the text).

Figure 7-04a: Non-interpreted seismic profiles oriented NW-SE (location on Figure 7-01) illustrating the Valencia s.s., Menorca and Ligurian-Provençal basins. Three zooms illustrate the various structural and subsidence style between the Catalan margin (MB) (zoom 1), the Tarragona trough (VBss) (zoom 2) and VBss's central depression (zoom 3). MEDS76 and MSP74 profiles were provided courtesy of Schlumberger multiclient.

Figure 7-04b: Interpreted seismic profiles oriented NW-SE (location on Figure 7-01) highlighting the evolution of the Oligocene-Aquitanian, Burdigalian-Messinian, and Pliocene-Quaternary megasequences and showing the general characteristics of each basin. On the Catalan margin the major half-graben is formed by major normal faults which led to the deposition of a sedimentary wedge during Oligocene to Aquitanian (zoom 1). On the contrary VBss basin records sub-parallel, horizontal and isopach strata in the deepest area during Langhian to Serravallian times (zoom 2 and 3). Sediments deformation are only due to triasic salt diapir activity (zoom 2).

Figure 7-05: Tertiary basement map in two-way time (s) of the NW Mediterranean sea highlighting the depth increase in steps from the VBss to the LPB. Two NW-SE oriented thresholds individualize the Minorca basin (CFZ: Central Fracture Zone; NBFZ: North Balearic Fracture Zone). Hinge Lines highlighted in the Liguro-Provençal basin show the main boundaries in the crustal evolution and subsidence response (from Leroux et al., 2015; Moulin et al., 2015). Cartography of the atypical oceanic crust result from a compilation of gravimetric, magnetic and velocity response (e.g. from Bache, 2008; Moulin *et al.,* 2015; Afilhado *et al.,* 2015).

Figure 7-06: Paleogeographic maps of the Valencia s.l. and Liguro-Provençal domains showing a repartition of marine water during Oligocene, Burdigalian and Langhian time. Circles represent facies observations from boreholes. Paleocoast positions are from Meulenkamp & Sissingh, 2003; Jolivet *et al.,* 2006; Roca *et al.,* 1999 combined to our seismic correlations.

Figure 7-07: Northwestern Mediterranean cinematic reconstruction before opening of Liguro-Provençal, Minorca and Algerian domains. Two options concerning the initial position of Ibiza and Majorca are shown. In red, Early Neogene situation of Corso-Sardinian, Minorca and Ibiza-Mallorca blocks proposed in this study (also suggested in Le Cann, 1987, Olivet, 1996, Bache, 2008, Bache *et al.*, 2010) (option a-no movement for Ibiza and Mallorca islands). In purple Early Neogene situation proposed by previous studies e.g. Maillard and Mauffret (1999) (option b-large movement for the Ibiza-Mallorca islands). The position of AlKaPeCa blocks are from Mauffret *et al.* (1995). Two options concerning the initial situation of Alboran domain are also proposed following e.g. Mauffret et al. (1995) (option 1) and e.g. Doglioni et al. (1997) (option 2). The hachured area corresponds to the present day exhumed lower continental crust position as interpreted by Moulin *et al.* (2015).

Figure 7-01

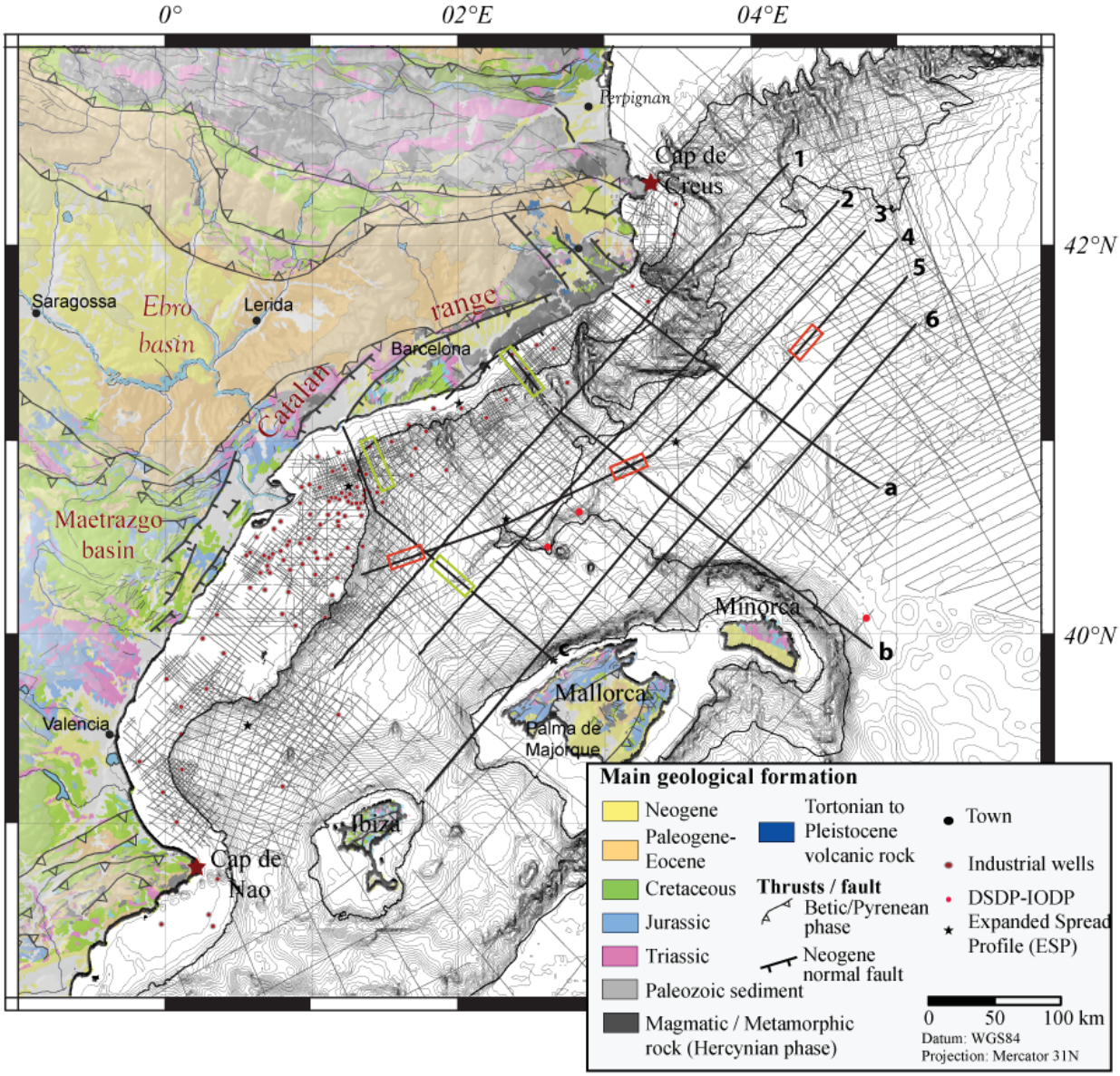

0°
02°E
04°E
42°N
40°N
Perpignan
Cap de Creus
1
2
3
4
5
6
a
b
c
Saragossa
Ebro basin
Lerida
Catalan range
Barcelona
Maetrazgo basin
Minorca
Mallorca
Palma de Majorque
Valencia
Ibiza
Cap de Nao
Main geological formation
Neogene
Paleogene-Eocene
Cretaceous
Jurassic
Triassic
Paleozoic sediment
Magmatic / Metamorphic rock (Hercynian phase)
Tortonian to Pleistocene volcanic rock
Thrusts / fault
Betic/Pyrenean phase
Neogene normal fault
Town
Industrial wells
DSDP-IODP
Expanded Spread Profile (ESP)
0 50 100 km
Datum: WGS84
Projection: Mercator 31N

Figure 7-02

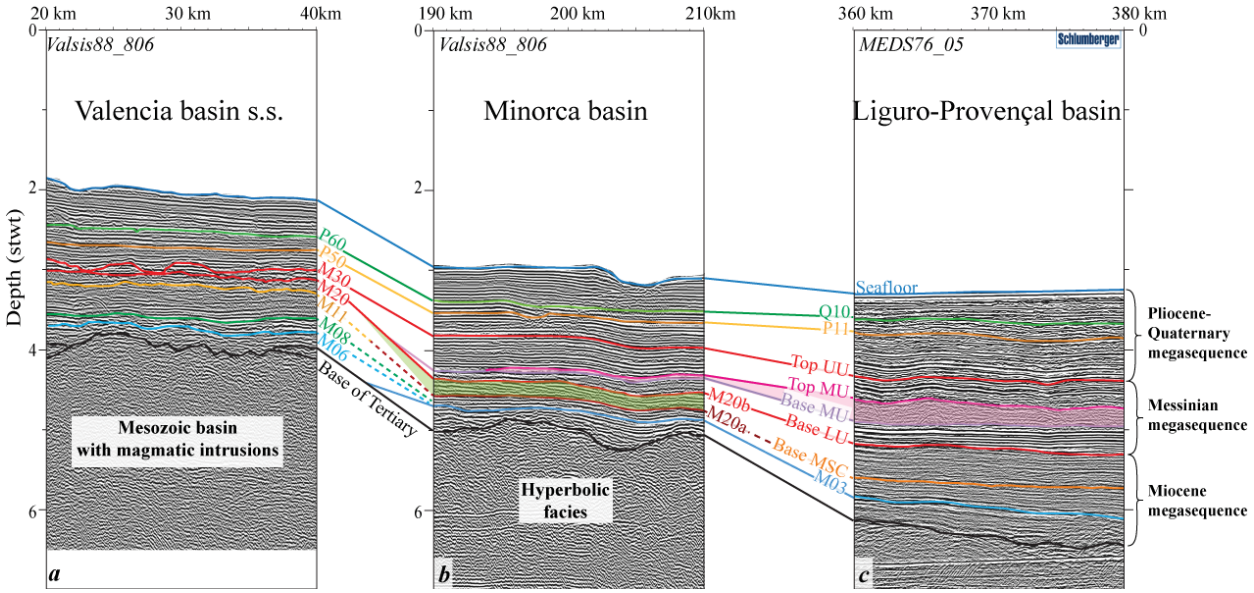

20 km
30 km
40km
190 km
200 km
210km
360 km
370 km
380 km
Valsis88_806
Valsis88_806
MEDS76_05
Schlumberger
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
P60
P50
M30
M20
M11
M08
M06
Base of Tertiary
Seafloor
Q10
P11
Top UU
Top MU
Base MU
Base LU
M20b
M20a
Base MSC
M03
Mesozoic basin
with magmatic intrusions
Hyperbolic
facies
Pliocene-
Quaternary
megasequence
Messinian
megasequence
Miocene
megasequence
a
b
c

Figure 7-03a

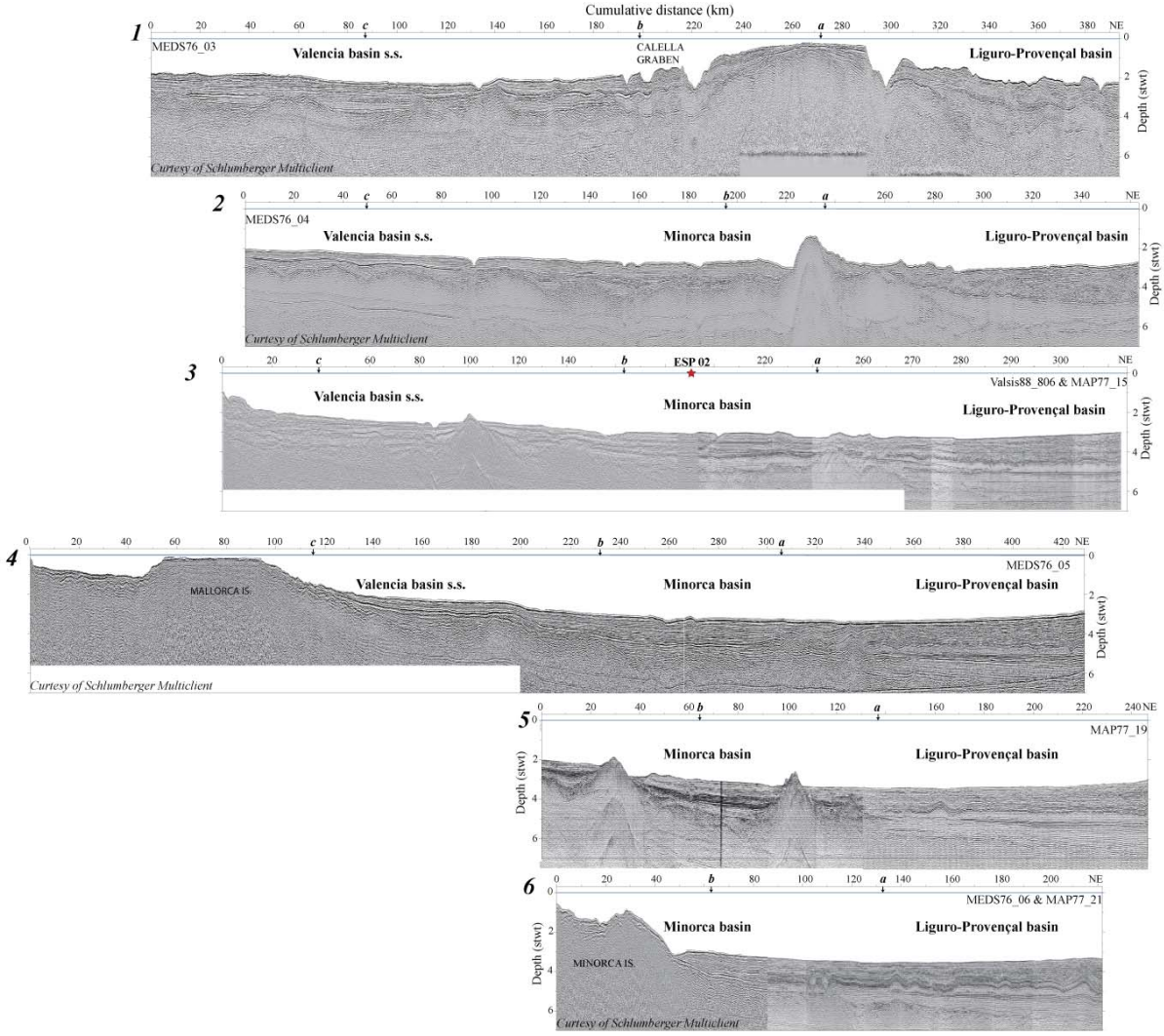

Cumulative distance (km)
1
MEDS76_03
Valencia basin s.s.
CALELLA GRABEN
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
Curtesy of Schlumberger Multiclient
2
MEDS76_04
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
Curtesy of Schlumberger Multiclient
3
ESP 02
Valsis88_806 & MAP77_15
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
4
MEDS76_05
MALLORCA IS.
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
Curtesy of Schlumberger Multiclient
5
MAP77_19
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
6
MEDS76_06 & MAP77_21
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
MINORCA IS.
Depth (stwt)
Curtesy of Schlumberger Multiclient

Figure 7-03b

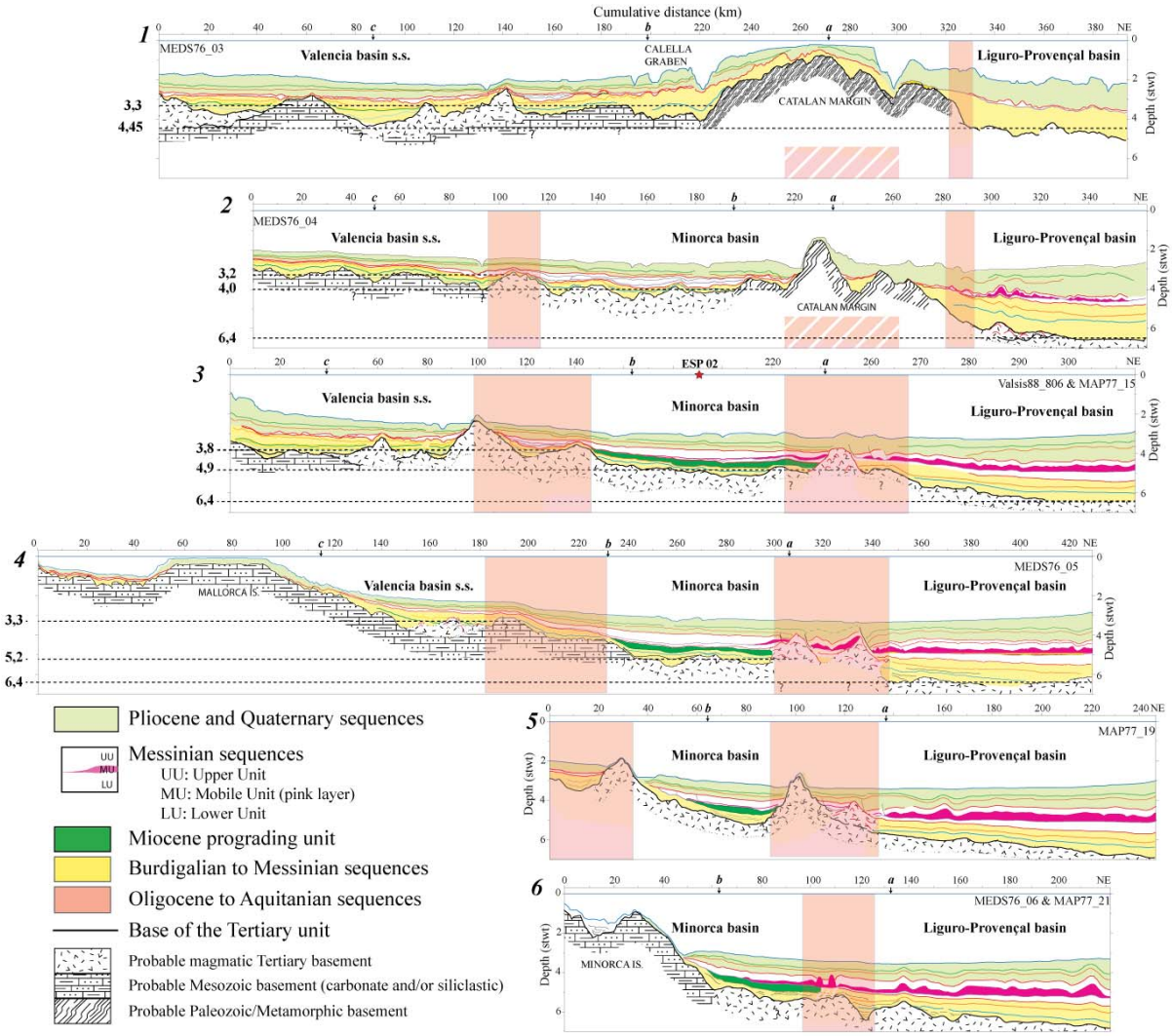

Cumulative distance (km)
1
MEDS76_03
Valencia basin s.s.
CALELLA GRABEN
CATALAN MARGIN
Liguro-Provençal basin
3,3
4,45
2
MEDS76_04
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
CATALAN MARGIN
3,2
4,0
6,4
3
ESP 02
Valsis88_806 & MAP77_15
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
3,8
4,9
6,4
4
MALLORCA IS.
MEDS76_05
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
3,3
5,2
6,4
5
MAP77_19
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
6
MINORCA IS.
MEDS76_06 & MAP77_21
Minorca basin
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
Pliocene and Quaternary sequences
Messinian sequences
UU: Upper Unit
MU: Mobile Unit (pink layer)
LU: Lower Unit
Miocene prograding unit
Burdigalian to Messinian sequences
Oligocene to Aquitanian sequences
Base of the Tertiary unit
Probable magmatic Tertiary basement
Probable Mesozoic basement (carbonate and/or siliclastic)
Probable Paleozoic/Metamorphic basement

Figure 7-04a

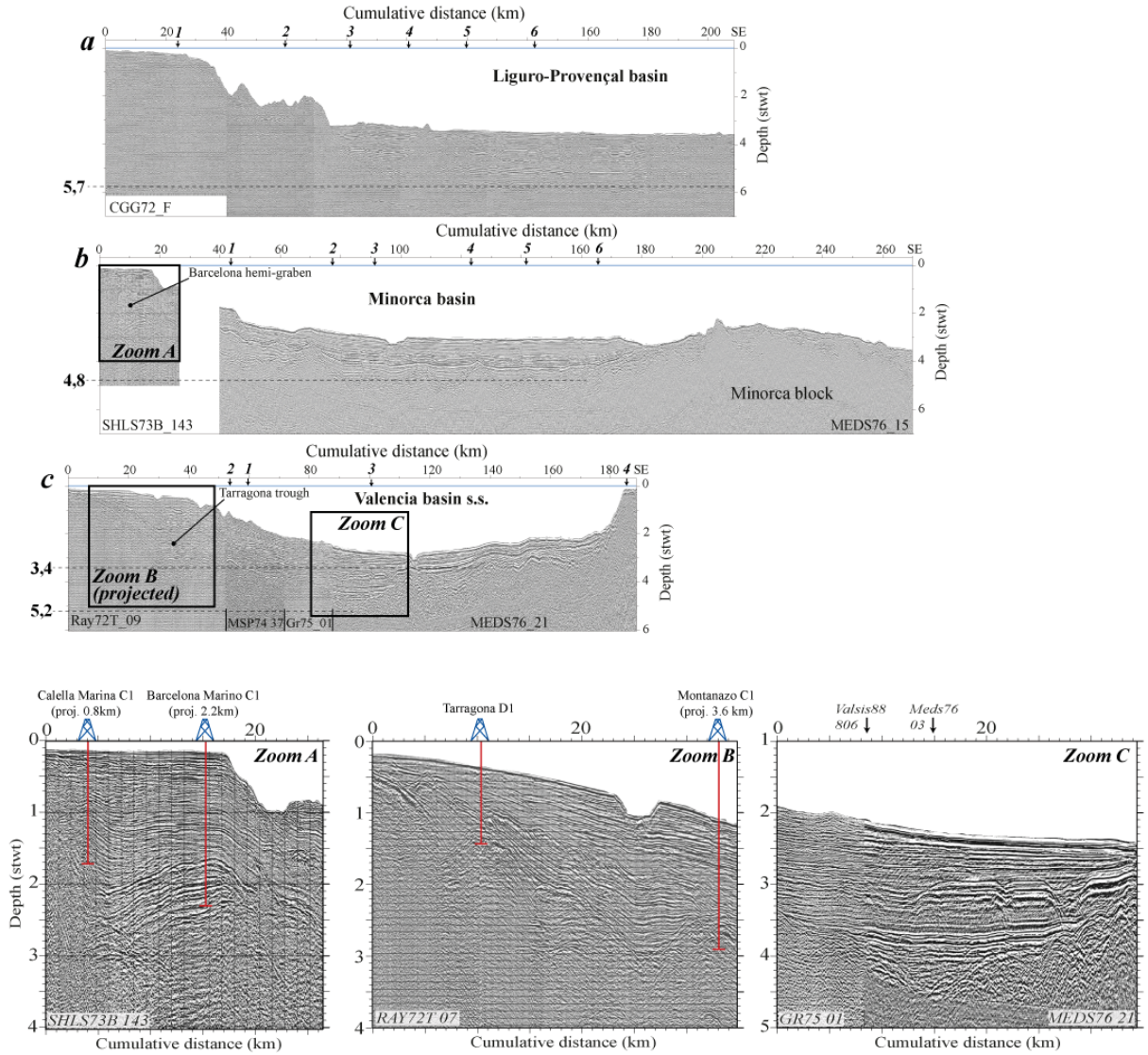

Cumulative distance (km)
a
Liguro-Provençal basin
Depth (stwt)
5,7
CGG72_F
b
Barcelona hemi-graben
Minorca basin
Zoom A
4,8
Minorca block
SHLS73B_143
MEDS76_15
c
Tarragona trough
Valencia basin s.s.
Zoom C
Zoom B (projected)
3,4
5,2
Ray72T_09
MSP74 37
Gr75_01
MEDS76_21
Calella Marina C1 (proj. 0.8km)
Barcelona Marino C1 (proj. 2.2km)
Zoom A
SHLS73B 143
Tarragona D1
Montanazo C1 (proj. 3.6 km)
Zoom B
RAY72T 07
Valsis88 806
Meds76 03
Zoom C
GR75 01
MEDS76 21

Figure 7-04b

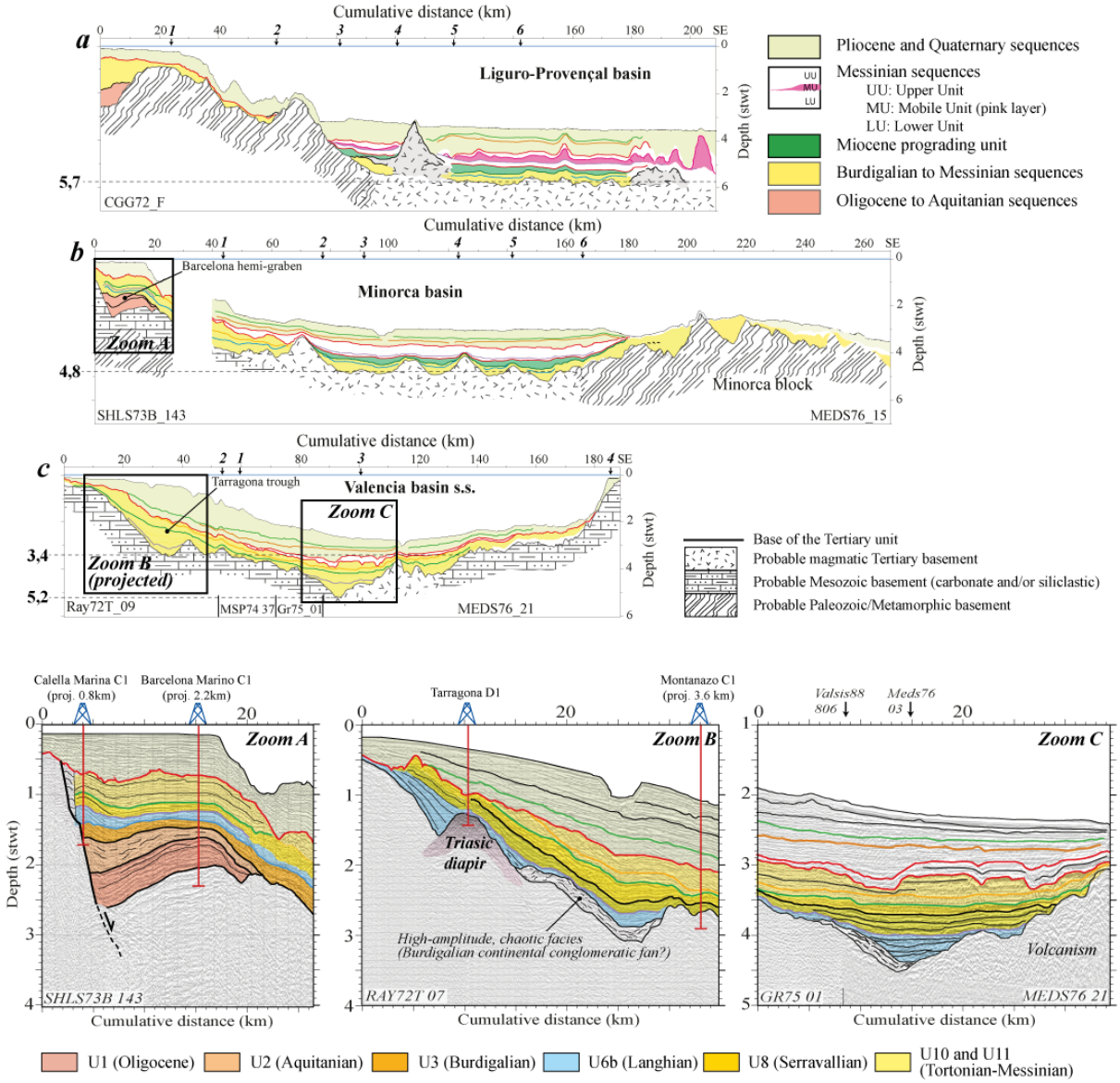

Cumulative distance (km)
a
Liguro-Provençal basin
CGG72_F
Depth (stwt)
Pliocene and Quaternary sequences
Messinian sequences
UU: Upper Unit
MU: Mobile Unit (pink layer)
LU: Lower Unit
Miocene prograding unit
Burdigalian to Messinian sequences
Oligocene to Aquitanian sequences
b
Barcelona hemi-graben
Minorca basin
Zoom A
Minorca block
SHLS73B_143
MEDS76_15
c
Tarragona trough
Valencia basin s.s.
Zoom C
Zoom B (projected)
Ray72T_09
MSP74 37
Gr75_01
MEDS76_21
Base of the Tertiary unit
Probable magmatic Tertiary basement
Probable Mesozoic basement (carbonate and/or siliclastic)
Probable Paleozoic/Metamorphic basement
Calella Marina C1 (proj. 0.8km)
Barcelona Marino C1 (proj. 2.2km)
Zoom A
SHLS73B 143
Tarragona D1
Montanazo C1 (proj. 3.6 km)
Zoom B
Triasic diapir
High-amplitude, chaotic facies (Burdigalian continental conglomeratic fan?)
RAY72T 07
Valsis88 806
Meds76 03
Zoom C
Volcanism
GR75 01
MEDS76 21
U1 (Oligocene)
U2 (Aquitanian)
U3 (Burdigalian)
U6b (Langhian)
U8 (Serravallian)
U10 and U11 (Tortonian-Messinian)

Figure 7-05

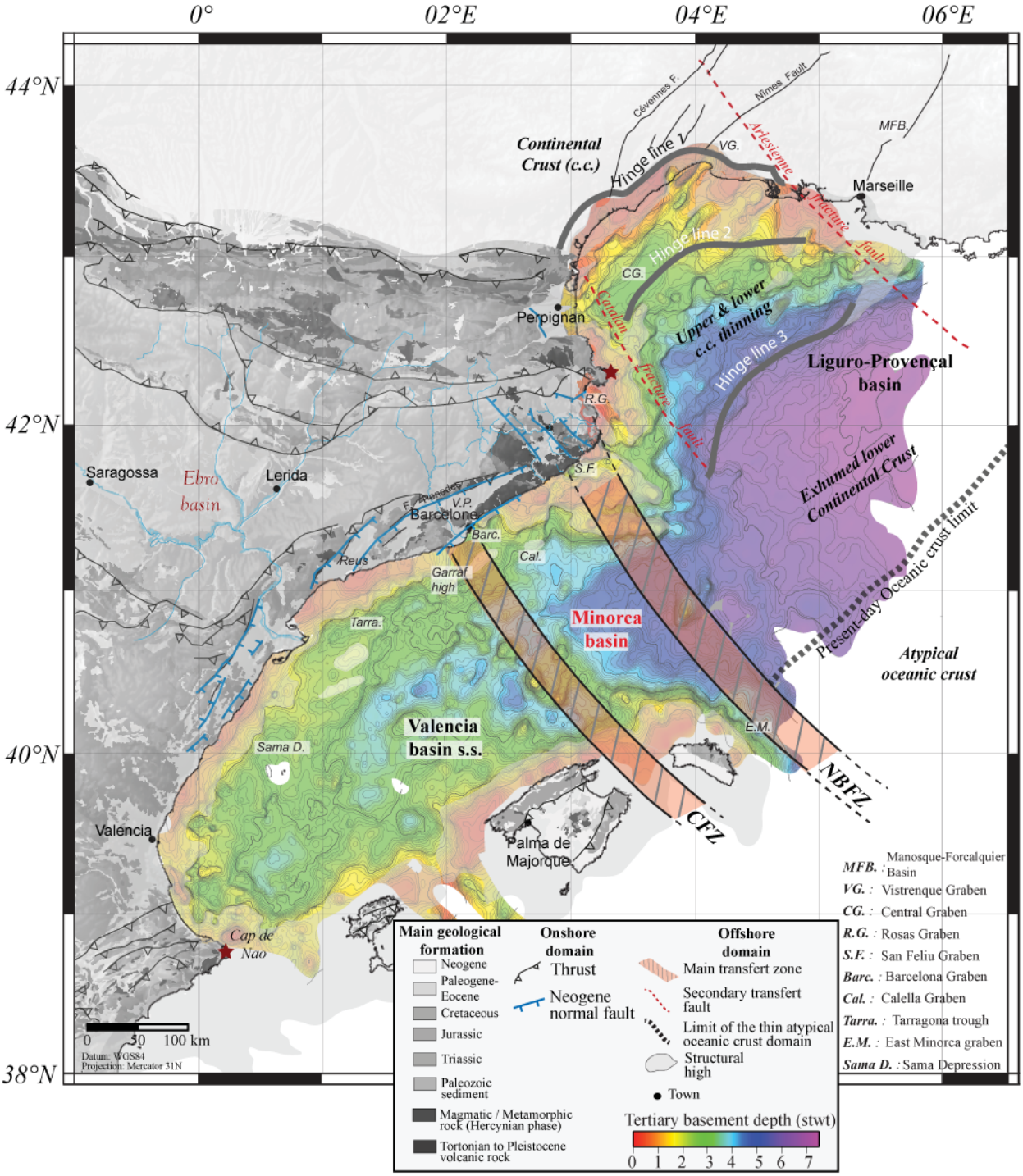

0°
02°E
04°E
06°E
44°N
42°N
40°N
38°N
Continental Crust (c.c.)
Hinge line 1
Hinge line 2
Hinge line 3
Cévennes F.
Nîmes Fault
Arlesienne
Marseille
MFB.
VG.
CG.
Perpignan
Upper & lower c.c. thinning
Liguro-Provençal basin
R.G.
S.F.
Exhumed lower Continental Crust
Present-day Oceanic crust limit
Atypical oceanic crust
Saragossa
Ebro basin
Lerida
Barcelone
V.P.
Barc.
Cal.
Reus
Garraf high
Tarra.
Minorca basin
Valencia basin s.s.
Sama D.
E.M.
NBFZ
CFZ
Valencia
Palma de Majorque
Cap de Nao
0 50 100 km
Datum: WGS84
Projection: Mercator 31N
Main geological formation
Neogene
Paleogene-Eocene
Cretaceous
Jurassic
Triassic
Paleozoic sediment
Magmatic / Metamorphic rock (Hercynian phase)
Tortonian to Pleistocene volcanic rock
Onshore domain
Thrust
Neogene normal fault
Offshore domain
Main transfert zone
Secondary transfert fault
Limit of the thin atypical oceanic crust domain
Structural high
Town
Tertiary basement depth (stwt)
0 1 2 3 4 5 6 7
MFB. : Manosque-Forcalquier Basin
VG. : Vistrenque Graben
CG. : Central Graben
R.G. : Rosas Graben
S.F. : San Feliu Graben
Barc. : Barcelona Graben
Cal. : Calella Graben
Tarra. : Tarragona trough
E.M. : East Minorca graben
Sama D. : Sama Depression

Figure 7-06

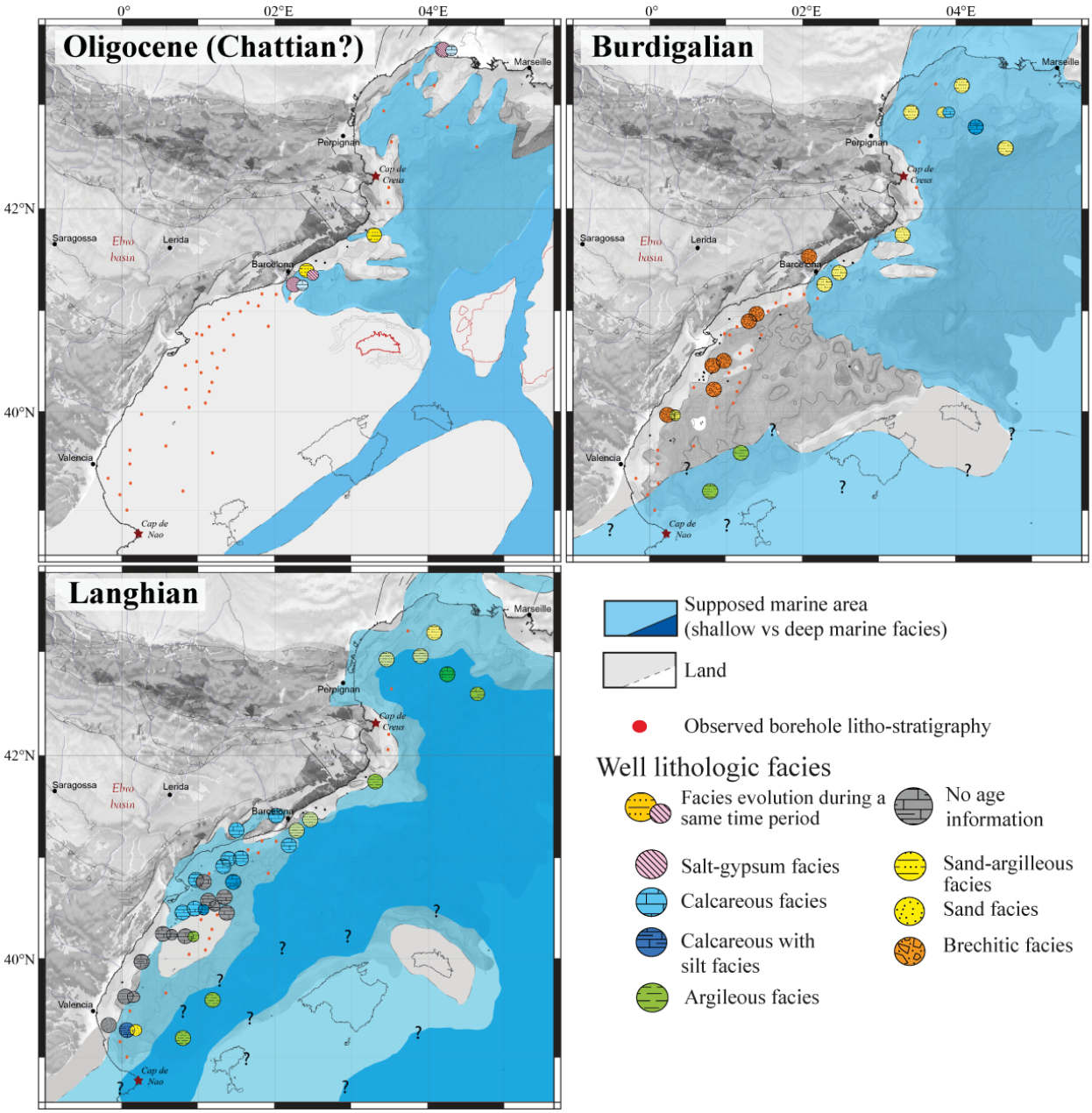
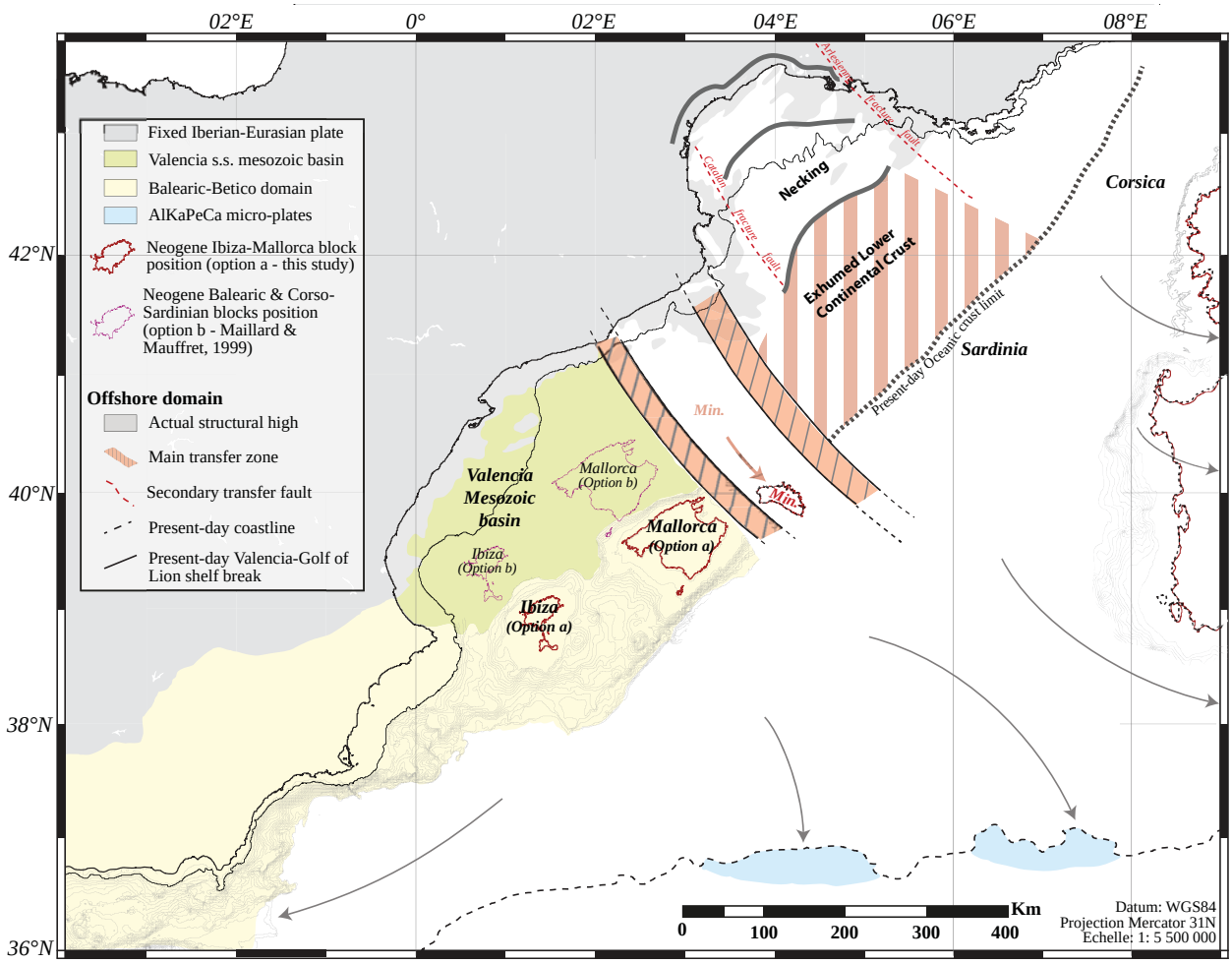

Oligocene (Chattian?)
Burdigalian
Langhian
0°
02°E
04°E
42°N
40°N
Marseille
Perpignan
Cap de Creus
Saragossa
Ebro basin
Lerida
Barcelona
Valencia
Cap de Nao
Supposed marine area (shallow vs deep marine facies)
Land
Observed borehole litho-stratigraphy
Well lithologic facies
Facies evolution during a same time period
No age information
Salt-gypsum facies
Sand-argilleous facies
Calcareous facies
Sand facies
Calcareous with silt facies
Brechitic facies
Argileous facies

Figure 7-07


02°E
0°
02°E
04°E
06°E
08°E
42°N
40°N
38°N
36°N
Fixed Iberian-Eurasian plate
Valencia s.s. mesozoic basin
Balearic-Betico domain
AlKaPeCa micro-plates
Neogene Ibiza-Mallorca block position (option a - this study)
Neogene Balearic & Corso-Sardinian blocks position (option b - Maillard & Mauffret, 1999)
Offshore domain
Actual structural high
Main transfer zone
Secondary transfer fault
Present-day coastline
Present-day Valencia-Golf of Lion shelf break
Necking
Exhumed Lower Continental Crust
Present-day Oceanic crust limit
Corsica
Sardinia
Min.
Valencia Mesozoic basin
Mallorca (Option b)
Mallorca (Option a)
Ibiza (Option b)
Ibiza (Option a)
0
100
200
300
400
Km
Datum: WGS84
Projection Mercator 31N
Echelle: 1: 5 500 000

7.2. The Ebro connection (Geology article, in prep.)

Proposed authors: Pellen R., Aslanian, D., Rabineau, M., Suc, J.P., Popescu S.M., Blanpied, C., Rubino, J.-L., Leroux, E., Gorini, C., Silenziario, C., Loget, N.

Keywords : Western Mediterranean Sea, Segmentation; Sills and Gateways; Ebro fluvial system; Messinian salinity Crisis; Incised-valley system.

The connection of the endoreic Ebro Basin (NE Spain) to the Valencia Basin is still a matter of debate (e.g. Arche *et al.*, 2010). Several authors consider that because seismic data provided evidence of enhanced sedimentation and deltaic progradation during the Tortonian, prior to the peak of the Messinian Erosional and Salinity Crisis – (MESC) it probably occurred during Tortonian time (e.g. Evans and Arche, 2002; Arche *et al.*, 2010; Garcia-Castellanos *et al.*, 2003; Urgeles *et al.*, 2011; Cameselle *et al.*, 2013). On the other hand, Babault *et al.* (2006) claimed that because of the equivalent size of the Rhône and the Ebro drainage areas (Figure 7-08), the length of the Messinian incisions in both basin should be similar. But in facts, the Rhone Messinian fluvial erosive systems is 400 km (Clauzon, 1982; Bache *et al.*, 2009) whereas the Ebro is limited to ~90-110km (Urgeles *et al.*, 2011). Babault *et al.* (2006) suggested therefore a connection during or just after the MESC. These authors claim also that the presence of the Catalan Coastal Range (CCR) structural barrier did not modify the fluvial discharge and equilibrium river profile during the Messinian seal level fall. This argument is refuted by Urgeles *et al.* (2011) who also noticed that the present-day Ebro river has a mean discharge 4 times smaller than the Rhone river.

Compared stratigraphic observations across Western (Gulf of Lion) and Eastern (Nile region) Mediterranean point out to huge fluvial detrital discharges during the main Messinian sea-level fall (Gorini *et al.*, 2015) but the distribution of detrital syn-MESC deposit across the Valencia basin is not well known. Syn-MESC forced regressive deposits are observed on the Tortonian shelf edge and were related to the major Messinian sea level fall (e.g. Cameselle *et al.*, 2013). These interpretations are however restricted to the Ebro platform and no direct correlation were attempted towards the slope and the Gulf of Lion, where similar detrital unit related to fluvial outlets were highlighted by Bache *et al.* (2009, 2015); the quantification of the Messinian fluvial detrital unit across the Valencia basin is still open. Balanced comparison between Pliocene-Quaternary sedimentary volume and eroded volume in the Ebro basin was lead respectively by

Garcia-Castellanos *et al.* (2003) and Babault *et al.* (2006) but no consensus was found on a pre or post-MESC Ebro basin opening.

Thanks to a large industrial seismic profiles and boreholes data set (Figure 7-08), we have identified, and characterized all along the Valencia basin and towards the Liguro-Provençal basin, the Messinian valley-incision, which corresponds to the extension of the Paleo-Ebro fluvial system highlighted by Urgeles *et al.* (2011), as well as the spatial distribution of the detrital deposits. These geometries are strongly linked to the segmentation of the basin (Maillard & Mauffret, 1999; Pellen *et al.*, 2016) with differential subsidence. The dynamic in the Valencia Basin followed the concepts of fluvial-incised valley formation and of river profiles balance, in an area with several steps in its morphology, during the major relative marine drop context during the MSC. The existence of a 250 km long incised valley implies an ante-Messinian connection between the Ebro and the Valencia Basin.

7.2.1. Identification of the Deep Messinian incised-valley system.

Our stratigraphic model is presented on seven profiles (Figure 7-09), with the detailed evolution of S20-S21, S22, S24, S26 (a, b, c) and S30 Messinian markers, which respectively delimit U12, U22, U24 and U26 units (see figure caption and Pellen *et al.*, 2016).

The erosive surface S11 delimits the base of the prograding-regressive clinoform on the Miocene shelf. Benicarlo C1 borehole gives a Tortono-Messinian age.. We interpret this surface as the base of the Messinian Event. The U12 clinoform above shows Langhian-Serravallian reworked marine foraminifers, probably deposited in more proximal area, and reworked during erosion and deposition of this Messinian forced-regressive prism, which supports the idea of a development on the shelf during the beginning of the MESC sea-level fall, as illustrated by Cameselle *et al.* (2013). In the deep VBss and MB areas, S11 is more or less conform, with sparse erosive observations. Transition between the VBss and MB domains is associated to a deepening of the surface and an erosive expression (transect01). In the deep MB, the basal S11 surface highlights the second development of the U12 falling system-tract with a preserved as a deep prograding unit (the Miocene green unit of Pellen *et al.*, 2016).

Above U12, the Messinian trilogy units (LU-MU-UU, Lofi *et al.*, 2011) are delimited by the S20-S21 and S30, which correspond respectively to the basal and top correlative surfaces. As described in Pellen *et al.* (2016), several surfaces and units are developed between these

two surfaces toward the LPB domain. The MES basal surface presents various morphological expression. Along the proximal NE Iberian margin five paleo-drainage systems are observed, depending of the margin morphology, the nature of the underlying strata and the dimension on the ante-Messinian platform. All present highly ruguous morphology, with numerous V-shaped fluvial tributaries. Below a depth of 1.6 stwt (except in the Sama domain), the tributaries join and the morphology becomes a rather smooth Valencia incised valley (Transect 01 and sections a & b).

-On both side of this globally SW-NE deep incised valley which totalizes a length of ~160km, the surface is relatively conform (or slighty erosive) compared to the underlying deposits. Its outlet and the lateral extension towards the Deep LPB is associated to the S21 surface and the full development U22 unit. Its slight sinuosity related to the valley are strongly affected by the bedrock morphology (Figure 7-09). A slight NE-ward inclination is observed along the incised-valley profile with a mean depth of 3.1 stwt at the Tortosa domain foot-slope to 3.6 stwt at its outlet (Sections c to f). Its width increases from an average of 6 km with a mean depth of 0.3 stwt (sections a-b) to 16km with 0.5 stwt depth in deeper area of the VBss (sections c-d), with several minor rough internal incisions. In the Minorca basin, its width reaches more than 25 km (sections e-f). S21 surface corresponds there to the lateral continuity of the S20 surface and is associated with 1) a less developed and smoother erosive facies and 2) a passive onlap of S22 surface. The interval between S21 and S22 emphasizes the development of U22 unit, clearly identified with sub-continuous to continuous high amplitude reflections. Downstream to the MB and LPB deep domain, the basal surface of the incised Valley becomes conform to the underlying strata (Transect 01).

7.2.2. Detrital deposit and erosive markers

As laid by Dalrymple *et al.* (1992), Zaitlin *et al*. (1994) and Boyd *et al.* (2006), the notion of « incised valley system » incorporates 1) the identification of eroded and incised-valley following a relative sea level fall; 2) deposits following the settling of the incised-valley; 3) previous detrital deposits, eroded; 4) fluvial deposits and estuarine/marine filling the incised-valley. This filling is basically set up during the relative sea level rise succeeding the fluvial incision and low sea-level related deposits (Zaitlin *et al*., 1994; Proust, 1990, 1995).

The Messinian erosive surface is associated to detrital deposit, corresponding to the deep Messinian prograding unit, well observed in the Gulf of Lion (Transect01 - Bache *et al.*, 2015). In the Valencia Basin, this Unit is mainly restricted in the Minorca domain, where the development of prograding clinoforms (and offlap break) corresponds to the full development to the Messinian

Lower Unit – LU - and the initiation of the Messinian Middle Unit – MU - (Figure 7-09, transect01, Figure 7-10). The initiation of the LU unit corresponds to the disappearance of the rough basal erosional surface and to the basal fill at the outlet of the Valencia Basin.

At the boundary between the VBss and the MB, the surface S21, conform in the VBss, erodes the reflectors of U12 (Figure 7-10) and marked a major knick point at the transition between the two domains. The present-day Messinian fluvial longitudinal profile and Messinian deposits, from the Ebro basin to the deep LPB exhibits therefore three knick points (Figure 7-11): the Catalan chain, the Miocene shelf break, the VBss-MB boundary.

On the outskirts of the Catalan, higher elevated internal deposit linked to the Ebro basin are actually located at ~1000m (Roca, pers. Comm.). The last preserved Serravallian endorheic deposit near Saragossa is situated at 200-300 m b.s.l. Whatever the age of initiation of the external Ebro drainage phase toward the Mediterranean Sea, a formidable topographic threshold comprises between 300 and 1000m high must have existed in the Catalan chain.

Miocene deposits mapped on the Ebro platform (e.g. Cameselle *et al.*, 2013) show a succession of prograding Tortonian prisms. The eroded paleo-slope observed (Figure 2, transect01) is however exaggerated by the current slope-break of the Ebro platform. The large lateral extension of regressive syn-MSC deposits along the Tortonian slope (Tortosa domain) refute the idea of a major slope edge, as it has modeled in the regressive deposit distribution during relative rapid sea-level fall (e.g. Koss *et al.*, 1994). This observation is also highlighted with the channelized Messinian detritical deposit in the LPB, probably due to an important paleo-slope break linked to the initiation of the second geodynamic domain (Bache *et al.*, 2009; Leroux *et al.*, 2015). The pre-MSC slope break of the Tortosa domain is purely linked to the Miocene sedimentary dynamics and not to a change in a deeper geodynamical behavior. The third slope break is linked with the SW and NE border of the Neogene Minorca buffer basin (Pellen *et al.*, 2016).

These knick points, correlated with the morphology changes of the incised Messinian Valley and the presence of the absence of detrital deposits, are also connected to a segmentation of the area and the differential subsidence between the Old Mesozoic VBss basin, the Menorca domain and the deep Neogene LPB (Leroux *et al.*, 2015; Pellen *et al.*, 2016).

7.2.3. Relationship between river incision and knickpoint impact.

The problem of the age of the connection between the Ebro endorheic basin and the Valencia basin is connected to the absence of the imprint of a Messinian incised valley: the relationship between the length of the Messinian incisions and the present-day drainage areas supposes an about 400 km long fluvial erosive Ebro system which is not observed on land. We propose that

this incised system is located in the VBss, which was, at Messinian time, near sea level, whilst the MB was much below. The main knick points play a key role in the aerial landscape evolution and different erosional processes across the basin.

Before the beginning of the Messinian erosional and salinity crisis, three different depths are recorded between the Ebro basin, the VBss, the Menorca domain and the LPB (Figure 4, section A). For the offshore VBss domain, we have assumed that the Tortonian shelf break (in the Tortosa morphological domain) is situated between 100 and 200 mbsl., as observed at the present-day shelf break on the Ebro margin. A vertical subsidence is supposed for the LPB domain with a Tertiary basement depth supposed to be around 5 km depth, following an estimated ~1000m/Ma vertical subsidence during the Pliocene-Quaternary time (Rabineau *et al.*, 2014). A slight inclination of the tertiary basement is thus deduced for the Menorca basement.

The initiation of the major sea level fall (Figure 7-11, section B) is associated to the deposition of forced regressive system tract beyond the shelf break of the Miocene platform. The latter are alimented by major erosional process in the surrounding Catalan chain/Ebro basin and on the former Miocene platform. The marine base-level at that time is difficult to evaluate but must be situated under the Tortonian shelf-break. Main erosional process occur around the Tortonian paleo-shelf break knickpoint. Initiation of the Central axis are localized in the middle area of the Tortosa morphological domain. Major regressive erosional process occurs on the Miocene platform for the formation of the NW-SE central axis and the secondary tributaries NE-ward and westward of the main erosive channel. According to Urgeles *et al.* (2011) and Cameselle *et al.* (2013), the lowest MSC sea-level base is situated around the present-day 2.0 stwt depth (correspond to the initiation of the Miocene strata steepening).

However our observations compel us to provide a rapid marine base level fall until the transition between the VBss and MB domains (Figure 7-11, section C). As previously shown above, the VBss foot slope is associated to the deep Messinian incised-valley (VBMIV), a prolongation of the Central channel. A sub-aerial exposure is associated to the development of the VBMIV where rough erosional morphology can be observed. We estimate the limit of the lowest marine base level with the development of LU and MU low sea level formation (in the sense of Boyd *et al.*, 2006) and the widening of the basal channel surface, the latter became conform with the surrounding deposits. Process formation of the VBMIV is linked to the regressive erosional evolution located at the VBss-MB knickpoint, where the last erosional features occurs. Because of change in the local base-level, erosional process are less important on the Tortosa morphological domain and the surrounding Catalan chain. Without minimizing the proportion of clastic sediment supply from the messinian morphological areas of Barcelona-Girona and Reus domains, we propose that the prograding messinian unit mapped in the MB is attributable to the erosion of VBss, the Catalan

chain and the former endorheic Ebro basin.

The segmentation of the Valencia-Provençal basin and the nature of the substratum (Moulin *et al.*, 2015: Pellen *et al.*, 2016) play a crucial role in the subsidence. Whilst the VBss seems to stay shallow at Messinian time, the Provencal Basin shows a deep bathymetry whilst the MB plays a role of buffer zone in-between. This Messinian morphological profile impacts the morphology of the Messinian incision, the shallow VBss plays the role of the Rhone Valley for the Provencal Basin, with a same order of incised length **(**more than 290 km**).** The relationship between actual fluvial drainage area and the Messinian fluvial incision proposed by Babault *et al.* (2006) is verified, and confirms a connection between Ebro basin and Mediterranean Sea before the MSC. The fluvial longitudinal profile and Messinian marginal erosional surface is mainly controlled by three knick points. Last but not least, the lowest sea level base during the MSC is mapped at the oulet of the VBss, around 2.1 stwt (1500-1600m b.s.l.) at the Messinian time (present-day 3.5 stwt). Finally, this work highlights the major relationship between kinematic, subsidence evolution and paleo-depositional response especially during a major event as the Messinian Salinity Crisis.

References:

Arche, A., Evans, G., and Clavell, E., 2010, Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or pre-Messinian?: Journal of Iberian Geology, v. 36, p. 73-85.

Babault, J., Loget, N.,Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S., Davy, P., 2006, Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis?: Geomorphology, v. 81, p. 155-165.

Bache, F., Gargani, J., Suc J.-P., Gorini, C., Rabineau, M., Popescu, S.M., Leroux, E., Do Couto, D., Jouannic, G., Rubino, J.-L., Olivet, J.-L., Clauzon, G., Dos Reis, A., and Aslanian, D., 2015, Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf Of Lions (Western Mediterranean): Marine and Petroleum Geology, v. 66, p. 262-277.

Bache, F., Olivet, J.-L., Gorini, C., Rabineau, M., Baztan, J., Aslanian, D., and Suc, J.-P., 2009, Messinian erosional and salinity crises: view from the provence basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). : Earth and Planetary Science Letters, v. 286, p. 139-157.

Boyd, R., Dalrymphe, R.W., and Zaitlin, B.A., 2006, Estuarine and Incised-Valley facies model: SEPM special publication, v. 84, p. 171-235.

Cameselle, A.L., Urgeles, R., De Mol, B., Camerlenghi, A., and Canning, J.C., 2013, Late Miocene sedimentary architecture of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): implications to the Messinian Salinity Crisis: Int J Earth Sci (Geol Rundsch), p. 1-18.

Clauzon, G., 1982, Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973): Bulletin de la Société Géologique de France, v. 23, p. 597-610.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R., 1992, Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, p. 1130-1146.

Evans, G., and Arche, A., 2002, The flux of siliclastic sediment from the Iberian peninsula, with particular reference to the Ebro: Geological Society of London, v. 191, p. 199-208.

Garcia-Castellanos, D., Vergés, J., Gaspar-Escribano, J.M., and Cloetingh, S., 2003, Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). : J. Geophys. Res., v. 108 (B7), p. 2347.

Gorini, C., Montadert, L., and Rabineau, M., 2015, New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean: Marine and Petroleum Geology, p. 1-17.

Koss, J.E., Ethridge, F.G., Schumm, S.A., 1994, An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems: Journal of Sedimentary Petrology, v.B64, p. 90-98.

Leroux, E., Rabineau, M., Aslanian, D., Gorini, C., Bache, F., Moulin, M., Pellen, R., Granjeon, D., and Rubino, J.-L., 2015, Post-rift evolution of the Gulf of Lion margin tested by stratigraphic modelling: Bulletin de la société géologique de france, v. 186, p. 291-308.

Lofi, J., Sage, F., Deverchère, J., Loncke, L., Maillard, A., Gaullier, V., Thinon, I., Gillet, H., Guennoc, P., and Gorini, C., 2011, Refining our knowledge of the Messinian Salinity crisis records in the offshore domaine through multi-site seismic analysis: Bulletin de la société géologique de france, v. 182, p. 163-180.

Maillard, A., Mauffret, A., , 1999, Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). : Basin Research, v. 11 p. 357-379.

Moulin, M., Klingelhoefer, F., Afilhado, A., Aslanian, D., Schnurle, P., Nouzé, H., Rabineau,

M., Beslier, M.-O., and Feld, A., 2015, Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion's margin: Bulletin de la société géologique de france, v. 186, p. 309-330.

Pellen, R., Aslanian, D., Rabineau, M., Leroux, E., Gorini, C., Silenziario, C., Blanpied, C., and Rubino, J.-L., 2016, The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea): Terra Nova, v. 00, p. 1-16.

Proust, J.N., 1990, Expression sedimentologique et modelisation des fluctuations glaciaires. Exemple des depots du proterozoique terminal au mali occidental: Thèse de doctorat, Université de Strasbourg 1.

Proust, J.N., and Hosu, A., 1995, Sequence stratigraphy and Paleogene tectonic evolution of the Transylvanian Basin (Romania, Eastern Europe). : Sedimentary Geoogy, v. 105, p. 117-140.

Rabineau, M., Leroux, E., Bache, F., Aslanian, D., Gorini, C., Moulin, M., Molliex, S., Droz, L., Reis, T.D., Rubino, J.-L., and Olivet, J.-L., 2014, Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion: Earth and planetary Science Letters, v. 388, p. 1-14.

Urgeles, R., Camerlenghi, A., Garcia-Castellanos, D., De Mol, B., Garcés, M., Vergés, J., Haslamk, I., and Hardmank, M., 2011, New constraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean: Basin Research, v. 23, p. 123-145.

Zaitlin, B.A., Dalrymphe, R.W., and Boyd, R., 1994, The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change: Soc. Econ. Paleont. Miner., Special Publication v. 51, p. 391 p.

Figure

Figure 7-08. At the top left corner, present-day NW Mediterranean physiographic area replacing the drainage basins assigned to the Ebro and Rhodanian fluviatile system. We can observe a similar drainage area. The second figure shows the major physiographic features and seismic units assigned to the Messinian event in the Valencia, Liguro-Provençal basins and Gulf of Lion margin. Gulf of Lion observation are from Bache et al. (2009) studies. A similar order of fluvial incision magnitude is observed between the Rhodanian and proto-Messinian Ebro system. Central Fracture zone (CFZ) and North Balearic Fracture zone (NBFZ), which defines the Valencia basin sensu stricto (VBss), the Menorca basin (MB) and the Liguro-Provençal basin (LPB), are represented.

Figure 7-09. At the top left corner, mapping of the Erosional messinian surface and its lateral basal continuity S20 and S21. These surfaces highlights the evolution of Messinian fluvial system in the VBss and MB. Below, the stratigraphic relationships between the main seismic units and surfaces identified along the basin are illustrated. U3 is estimated Burdigalian in age, U6, Langhian, U8, Serravallian and U10 Tortono-Messinian pre-MSC crisis (from Pellen *et al.*, 2016). Seismic sections a-f show the morphological evolution of the Messinian deep Incised-Valley. The red marker symbolizes MES and S20 rough surface, the blue markers symbolize the smooth S21 surface. Transect01 replace the different seismic sections in a regional stratigraphic vision from the VBss to the deep LPB.

Figure 7-10. Detailled seismic section highlighting the erosional behavior at the transition between the VBss and the MB domain

Figure 7-11. Synthetic cross section of the observations and proposed formation process of the Messinian trans-VBss valley system, from the Ebro basin to the deep Liguro-Provençal basin, during the MESC sea level fall and lowstand stages. On the left side basins paleo-depth and subsidence history are based on the literature (see text for explanations). These cross section are based on our stratigraphic markers. On the right side schematic cross section highlight the threshold impact on the fluvial paleo-depositional profile process. Supposed intensity of the erosional process is marked by red round arrow.

Figure 7-08

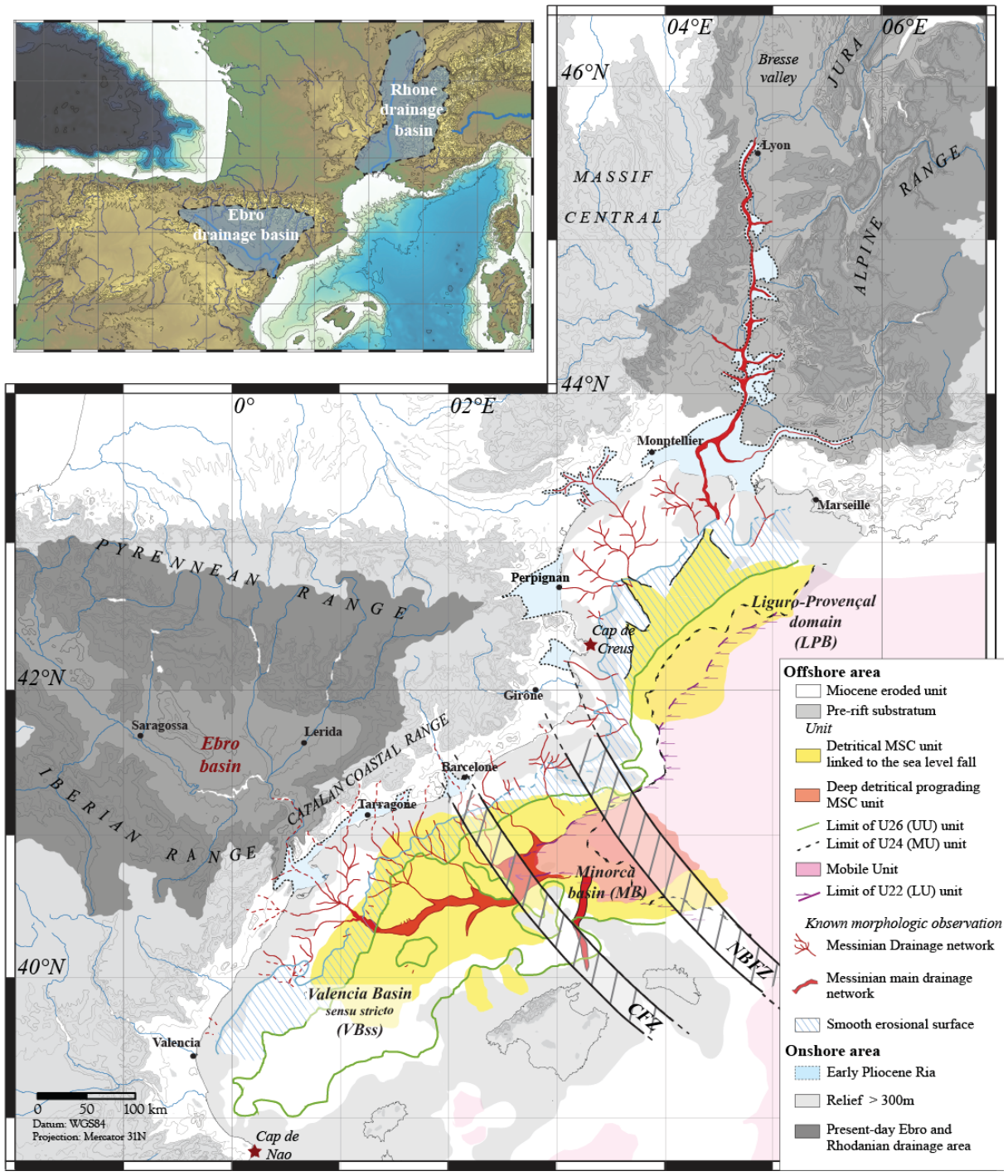

Rhone drainage basin
Ebro drainage basin
04°E
06°E
46°N
Bresse valley
JURA
Lyon
MASSIF CENTRAL
ALPINE RANGE
44°N
0°
02°E
Monptellier
Marseille
PYRENNEAN RANGE
Perpignan
Liguro-Provençal domain (LPB)
Cap de Creus
42°N
Girone
Saragossa
Lerida
Ebro basin
IBERIAN RANGE
CATALAN COASTAL RANGE
Barcelone
Tarragone
Minorca basin (MB)
NBFZ
CFZ
40°N
Valencia Basin sensu stricto (VBss)
Valencia
0 50 100 km
Datum: WGS84
Projection: Mercator 31N
Cap de Nao
Offshore area
Miocene eroded unit
Pre-rift substratum
Unit
Detritical MSC unit linked to the sea level fall
Deep detritical prograding MSC unit
Limit of U26 (UU) unit
Limit of U24 (MU) unit
Mobile Unit
Limit of U22 (LU) unit
Known morphologic observation
Messinian Drainage network
Messinian main drainage network
Smooth erosional surface
Onshore area
Early Pliocene Ria
Relief > 300m
Present-day Ebro and Rhodanian drainage area

Figure 7-09

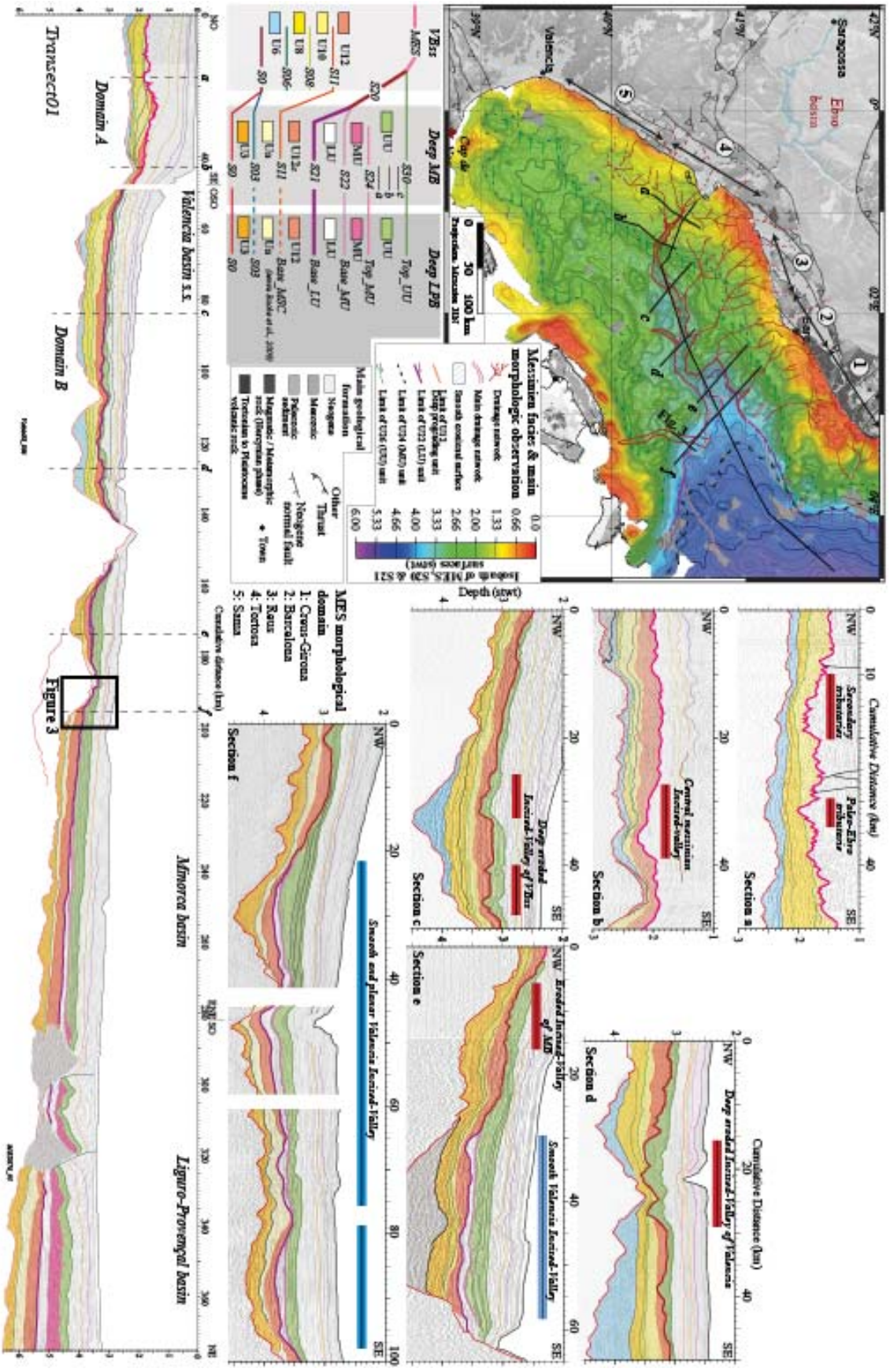

Transect01
Domain A
Domain B
Valencia basin s.s.
Minorca basin
Ligure-Provençal basin
Figure 3
Section a
Section b
Section c
Section d
Section e
Section f
Cumulative Distance (km)
Depth (twt)
Messinian facies & main morphologic observation
MES morphological domain
1: Creus-Girona
2: Barcelona
3: Ebro
4: Tortosa
5: Sania
Smooth and planar Valencia Incised-Valley
Deep eroded Incised-Valley of Valencia
Smooth Valencia Incised-Valley
Eroded Incised-Valley of MB
Secondary tributaries
Palo-Ebro tributaries
Central messinian Incised-valley
Deep eroded Incised-Valley of Ebro
Zaragoza
Ebro basin
Valencia
Cap de Creus
Isobath of MES, S20 & S21 surfaces (twtt)
Main geological formation
Neogene
Miocene
Pelagonic sediment
Magmatic / Metamorphic rock (Hercynian phase)
Tectonites in Mesozoic volcanic rock
Other
Thrust
Neogene normal fault
Town

Figure 7-10

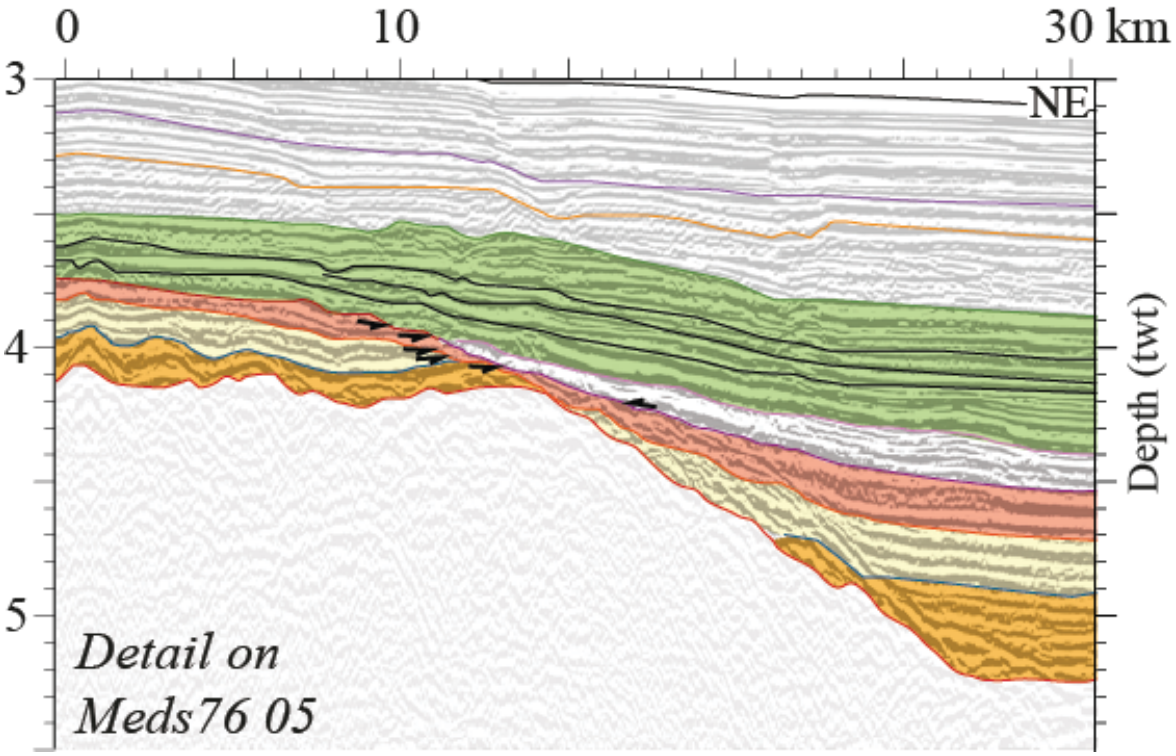
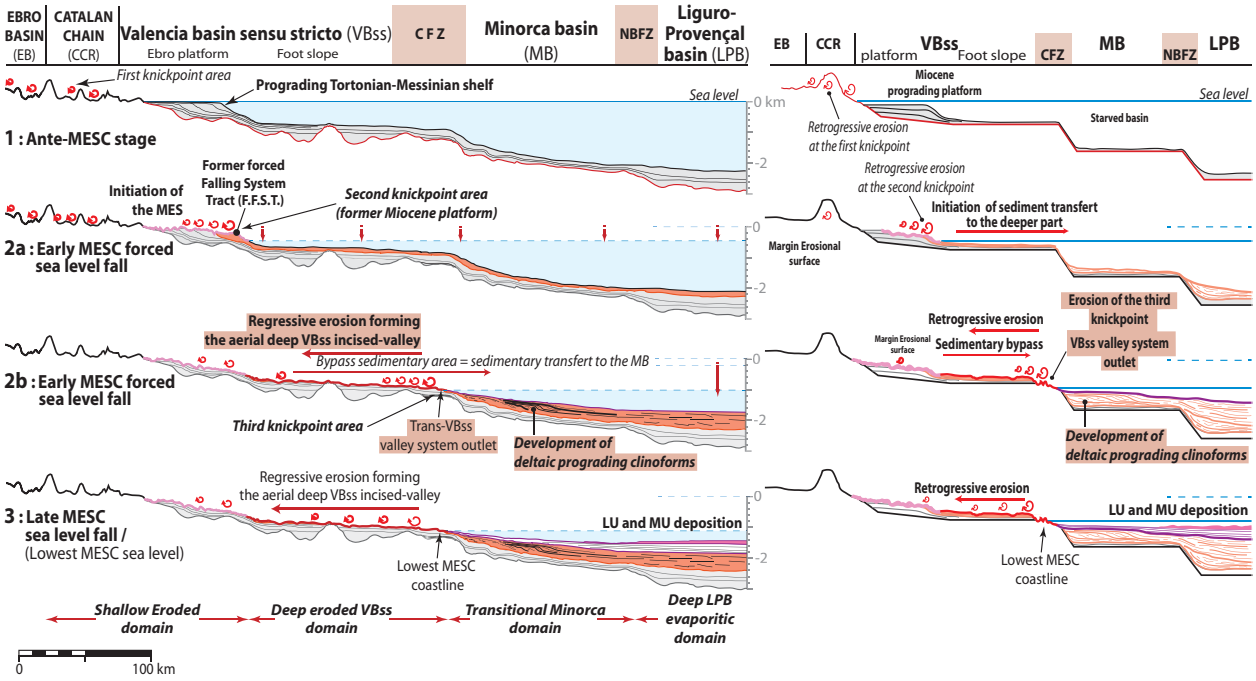


Figure 7-11



7.3. The latest Messinian in the Apennine foredeep (Italy): competing brackish and marine conditions within the Lago Mare

Romain Pellen1*, Speranta-Maria Popescu2, Jean-Pierre Suc3*,

Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu4, Jean-Loup Rubino5, Marina Rabineau1,

Stefano Marabini6, Nicolas Loget3, Piero Casero7, William Cavazza8,

Martin J. Head9, Daniel Aslanian10

1, Université de Bretagne Occidentale, IUEM, Domaines océaniques, UMR 6538 CNRS, 1 place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France.

2, GeoBioStratData.Consulting, 385 route du Mas Rillier, 69140 Rillieux la Pape, France.

3, Sorbonne Universités, UPMC University Paris 06, CNRS, Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), UMR 7193, 4 place Jussieu 75005 Paris, France.

4, National Institute of Marine Geology and Geoecology, 23–25 Dimitrie Onciul Street, P.O. Box 34-51, 70318 Bucharest, Romania.

5, TOTAL, TG/ISS, CSTTF, Avenue Laribeau, 64018 Pau Cedex, France.

6, Museo Geologico Giovanni Capellini, Dip BiGeA, Università di Bologna, Via Zamboni 63, 40126 Bologna, Italy.

7, Via Enrico di S. Martino Valperga, 57, Roma, Italy.

8, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna, Piazza di Porta San Donato 1, 40126 Bologna, Italy.

9, Department of Earth Sciences, Brock University, 1812 Sir Isaac Brock Way, St. Catharines, Ontario L2S 3A1, Canada.

10, IFREMER, UR Geosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané, France.

* Corresponding authors

Key-words: Dinoflagellate cysts – Calcareous nannoplankton – Lago Mare – Colombacci deposits – Apennine foredeep – Palaeo-sill.

Abstract

The sediments deposited after the peak of the Messinian Salinity Crisis (MSC) in the Apennine foredeep of Italy embody a greatly debated topic from both chronostratigraphic and palaeoenvironmental viewpoints. We performed micropalaeontological (calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst) analyses on four stratigraphic sections (Monticino, Civitella del Tronto, Fonte dei Pulcini, Fonte la Casa) and reused those from Maccarone. All sections belong to the p-ev2 Formation that includes the Colombacci deposits, usually considered as emblematic of the Lago Mare in the area. Marine microfossils recorded in previous studies have often been neglected or considered reworked and hence discarded. We propose the occurrence of at least four inflows of marine waters evidenced between 5.36 and 5.33 Ma, the first of which is reflected in the Apennine foredeep by marine dinoflagellates that are then replaced by Paratethyan (brackish) ones. The Paratethyan species occupied favourable environments during intervals separating the marine inflows while the marine species survived elsewhere. From this perspective, the Apennine foredeep was an isolated perched basin during most of the peak of the MSC (5.60–5.36 Ma) and was progressively invaded by marine waters overflowing a palaeo-sill before the beginning of the Zanclean (5.33 Ma) that itself corresponded to a continuing eustatic rise. The Gargano Peninsula and, offshore, the present-day Pelagosa sill may be regarded as the remnants of such a Messinian sill. This approach provides new possibilities for ecostratigraphically correlating the sections with Lago Mare biofacies, whose deposition unquestionably started prior to the deposition of Colombacci sediments and continued just into the earliest Zanclean. The results of this study show that the Lago Mare facies cannot be restricted to a single brackish palaeoenvironment but included competing marine and brackish waters controlled by geographic and chronological factors. Deposits overlying the unconformity separating the regional p-ev1 and p-ev2 formations are considered to represent the first marine incursion into the Apennine foredeep. These results allow us to refine the palaeogeographic reconstruction of the Apennine foredeep during the peak of the MSC. Although this basin was deep, its story during the peak of the MSC did not parallel that of the central Mediterranean basins.

7.3.1. Introduction

The Apennine foredeep (Figure 7-12) is a sedimentary basin filled mostly by thick Neogene sediments, including the Messinian deposits of the turbiditic Laga succession and a wide array of evaporites, overlain by the Zanclean Argille Azzurre (Figure 7-13; Crescenti, 1975; Milli et

al., 2007). This foredeep has been considered a perched basin during the peak of the Messinian Salinity Crisis (MSC) (Corselli and Grecchi, 1984; Clauzon et al., 1997, 2005), isolated from the almost completely desiccated Mediterranean Basin by a palaeo-sill, most probably in the area of the present-day Pelagosa sill (Figs. 1, 2; Bache et al., 2012). The Messinian post-evaporitic deposits are subdivided into two formations, p-ev1 and p-ev2 (Figs. 2, 3; Roveri et al., 2001). The p-ev2 Formation (5.36–5.33 Ma: Bache et al., 2012; 5.42–5.33 Ma: Roveri et al., 2014) includes in its upper part the "Colombacci Formation" (Selli, 1952, 1954; Roveri et al., 1998), which is characterized by prevalent clays alternating with thin micritic limestones and is known for its Paratethyan fossils (Lago Mare biofacies: Selli, 1973; Colalongo et al., 1976; Corradini and Biffi, 1988). A brackish faunal association is generally indicated as characteristic of this unit, with molluscs (dreissenids, limnocardiids) and ostracods (mostly Cyprideis, loxoconchids) (Gillet, 1968; Colalongo et al., 1976; Bellagamba, 1978; Esu and Taviani, 1989; Faranda et al., 2007; Gliozzi et al., 2007; Esu and Girotti, 2008). However, the occurrence of marine organisms in this unit has long been known: foraminifers(f), calcareous nannofossils(n), dinoflagellate cysts(d), and fishes(fi) (Cremonini et al., 1973f; Carloni et al., 1974f; Casati et al., 1976f; Colalongo et al., 1976f; Crescenti et al., 2002f,n; Bassetti et al., 2003f; Bertini, 2006d; Carnevale et al., 2006fi; Popescu et al., 2007f,n,d; Trenkwalder et al., 2008f,n; Cosentino et al., 2012n,d; Luchetti in Brozzetti et al., in pressn). Such fossils were largely dismissed as reworked (Casati et al., 1976; Bassetti et al., 2003; Trenkwalder et al., 2008) or were neglected because of the difficulty in explaining the co-occurrence marine and brackish microplankton (Bertini, 2006; Cosentino et al., 2012). Reworking of microfossils can be established if they are broken and/or abraded. If the microfossils are well preserved, it is still possible to invoke reworking but only for species that existed before the MSC. Ceratolithus acutus is a short-lived calcareous nannofossil which first appeared at 5.345 Ma (Raffi et al., 2006), i.e. just before initial deposition of the Colombacci sediments. This species marks the Mediterranean marine reflooding, estimated at 5.46 Ma (Bache et al., 2012), prior to the Zanclean GSSP (Global boundary Stratotype Section and Point) at 5.33 Ma, which is usually accepted (Roveri et al., 2014). Accordingly, the presence of C. acutus in the Colombacci deposits, as shown at Maccarone (Popescu et al., 2007) and Civitella del Tronto (Luchetti in Brozzetti et al., in press), is a robust indicator of marine conditions beneath the lowermost Zanclean Argille Azzurre ("Blue Clay").

This work aims to verify and better constrain the suggested marine conditions of the Colombacci sediments by integrating dinoflagellate cyst and calcareous nannoplankton analyses from five sections along the Apennine foredeep. From north to south, the studied sections are (Figure 7-13): Monticino in a marginal position; Maccarone in the wedge-top basin, which provided useful data for comparison (Popescu et al., 2007); Civitella del Tronto in the deepest part

of the foredeep; Fonte dei Pulcini in the outer foredeep; and Fonte la Casa on the foreland ramp.

7.3.2 Methods

A few grams of sediment were used to prepare smear slides for microscopic examination of the calcareous nannofossils under bright light and polarized light at x1600 magnification. Their taxonomic identification followed Perch-Nielsen (1985) and Young (1998). Each sample was carefully analysed, with more than fifty fields of view being examined in order to find rare specimens (Table 1).

The samples were processed as follows for the analysis of dinoflagellate cysts: acid treatments using HCl, HF, and HCl again on 10–15 grams followed by concentration in ZnCl2 (at density 2.0) and sieving at 10 µm; a 50 µl volume of residue was mounted in glycerol and examined under a light microscope (magnification: x1000). Slides were also examined using fluorescence microscopy to help with the identification of reworked specimens (Van Gijzel, 1967; Doláková and Burešová, 2007). Dinoflagellate cyst taxa were grouped according to their ecological tolerance, nutritional strategy, and geographical provenance based on Warny and Wrenn (2002), Londeix et al. (2007) and Popescu et al. (2009) (Table 2). As they live in surface waters, dinoflagellates are sensitive to changes in salinity and thus to water incursions, such as freshwater inflows and influxes of marine and/or brackish (notably Paratethyan) water masses that potentially affected the Apennine foredeep during the late Messinian. Accordingly, dinoflagellate cysts were grouped into two associations: marine (including euryaline and stenohaline) elements and brackish (i.e. Paratethyan) elements (Table 2).

7.3.3. Studied sections

7.3.3.1. Monticino

Forty-five kilometres southeast of Bologna, near Brighella (Faenza), the Monticino quarry is now a geopark (44°13’32” N; 11°45’53” E; Figs. 2a, 3a; Vai and Ricci Lucchi, 1977) and shows Colombacci deposits sandwiched between the Messinian Primary Lower Gypsums and the Zanclean Argille Azzurre (Figs. 2b, 3a-b) (Marabini and Vai, 1989). The thin (2–3 m) Colombacci deposits unconformably overlie the gypsums (Figs. 2b, 3b). Usually known as the intra-Messinian unconformity and being exclusively tectonic in origin (Marabini and Vai, 1985; Roveri et al., 2005), this unconformity was called the Messinian Erosional Surface (MES) by Clauzon et al. (1996) in a fluvial erosional context relative to the Messinian sea-level drop (Roveri et al., 2008).

Only the six or seven lower gypsum beds are visible at Monticino instead of the 16 beds forming what is known in the area as the Vena del Gesso that extends some 20 kilometres northwestwards (Vai and Ricci Lucchi, 1977; Roveri et al., 2008a). The overlying Colombacci sediments mostly comprise dark-grey to green, brown and black brackish clays with Paratethyan molluscs (Dreissena simplex, Melanopsis marzolina, Adacna simplex, some Limnocardids, etc.; Taviani, 1988) and ostracods (Cyprideis gr. Pannonica; Colalongo, 1988). This succession is conformably overlain by the Argille Azzurre. The Colombacci sediments also fill karstic cracks that were cut during the erosional phase. These infilling sediments have yielded a late Messinian vertebrate fauna mainly composed of mammals (De Giuli et al., 1988; Rook et al., 2015).

The Colombacci deposits contain some marine molluscs such as Chlamys, and also some planktonic marine microfossils including foraminifers (Colalongo, 1988) and dinoflagellate cysts (Bertini, 2006) that have been considered reworked or contaminants from the overlying Argille Azzurre or simply disregarded. Considering the prospect of marine fossils occurring within the Colombacci deposits at Monticino, we deemed it necessary to clarify this matter. Eight samples were taken and analysed for calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts: five from the stratified Colombacci deposits on the northern edge of the quarry (Figs. 3b–c), and three from the Colombacci-filled karstic cracks on the southern edge of the quarry (Figs. 3d–e).

7.3.3.2. Maccarone

Near the town of Apiro in the Marche region, the Maccarone section (43°24’20” N; 0°39’00” E; Figure 7-13) is characterized by ca. 100 m of p-ev1 Fm. overlying resedimented Messinian Primary Lower Gypsums (Figure 7-15a). The p-ev1 turbiditic Formation includes an ash bed (Figure 7-15b), present all along the Apennine foredeep (Figure 7-13b; Roveri et al., 2005) and dated at 5.53200 ± 0.00046 Ma (Cosentino et al., 2013). The pe-v1 Fm. is overlain by the pe-v2 Fm. (62 m thick) that includes the Colombacci deposits (23 m), in turn overlain by the Zanclean Argille Azzurre (Figure 7-15c). An angular (erosional) discontinuity separating the p-ev1 and p-ev2 formations is indicated by Bassetti (2000) and Roveri et al. (2001), who referred it to a major reduction in accommodation space linked to the intra-Messinian tectonic phase.

Carloni et al. (1974) recorded planktonic foraminifers from 15 m below the base of the Colombacci deposits and within them. Casati et al. (1976) performed an oxygen and carbon isotope study on the uppermost 10 m of the Colombacci Fm. and concluded that salinity was highly variable but that the few foraminifers were allochthonous. Bertini (2006) recorded marine dinoflagellate cysts from the formations p-ev1 and p-ev2, some 40 m below the base of the Colombacci deposits. All these authors emphasized the ambiguous environmental character of Colombacci unit. For this

reason, the section was re-visited and new samples analysed (Figs. 4b-c; Popescu et al., 2007). The rare specimens of foraminifers, calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts recorded in the upper part of the pe-v2 Fm. (Popescu et al., 2007) were suspected of being reworked because of the putative inconsistency of brackish ostracods and marine micro-organisms occurring in the same beds (Roveri et al., 2008b). Yet, the unquestionable calcareous nannofossil Ceratolithus acutus, attested by photographs in Popescu et al. (2008), recorded in nine samples from the upper p-ev2 Fm. (i.e. 38 m below the base of Argille Azzurre), cannot be reworked because the species' first appearance is in the latest Messinian (5.345 Ma; Raffi et al., 2006). As a consequence, the other planktonic microfossils should not be disregarded so easily. For this reason, Popescu et al. (2007) concluded that these marine proxies indicate the first influxes of marine waters that entered the Apennine foredeep before the beginning of Zanclean. Bache et al. (2012) defined this marine ingression at 5.36 Ma. Gennari et al. (2008) focussed their study on the Zanclean deposits in which they did not find Ceratolithus acutus, even though this species was continuously recorded in the three lowermost Zanclean samples analysed by Popescu et al. (2007). Analyzing calcareous nannoplankton takes longer than usual when recording rare species, particularly at the Messinian–Zanclean transition (Popescu et al., 2008, 2016).

7.3.3.3. Civitella del Tronto

Between Ascoli Piceno and Teramo, a very thick section of Messinian post-evaporitic deposits can be observed near Civitella del Tronto (Figure 7-16a). Located at the foot of the Montagna dei Fiori (Mattei, 1987), the Neogene series here mostly comprises the Messinian Laga succession (Figure 7-16a), the upper part of which (i.e. the Laga 3) includes the resedimented evaporites (gypsum-arenites) overlain by the p-ev1 and p-ev2 formations (Bigi et al., 2009). The Laga 3 Member can be traced along the road (Strada Provinciale No. 8) from Civitella del Tronto to Ponzano (Figure 7-16a). It includes the ash layer present along the entire Apennine foredeep (Figure 7-13b; Roveri et al., 2008a) and dated at Maccarone (see above). The Civitella del Tronto series constitutes the thickest Messinian succession in the deepest part of the Apennine foredeep. The p-ev2 Fm. is exposed along three segments, respectively 5 m, 18l m and 89 m thick, separated by covered intervals along the roadcut (Figure 7-16b). The upper part of the p-ev2 Fm. is made up of 670 m of carbonate beds (the so-called "Colombacci") alternating with sandstone (lower segments I and II and topmost unit of segment III: Figure 7-16b) and mudrock, dipping at a high angle (Figs. 5c, 5d). The occurrence of Ceratolithus acutus was reported in a calcareous nannoflora found close to the Crocetta Chapel, i.e. in segment III (Luchetti in Brozzetti et al., in press: p. 55). The Colombacci deposits are overlain by the Argille Azzurre Fm. (Figure 7-16a). The occurrence of

Ceratolithus acutus in the Colombacci deposits led L. Luchetti, who performed the nannoplankton analysis, to conclude that the return to normal marine conditions preceded the Zanclean (Luchetti, in press: Figure 7-17, p. 48).

The sampled section, which begins some 800 m above the ash layer and 3.50 m below the lowermost Colombacci carbonate bed, runs from 42°46'30.10"N; 13°41'32.50"E to 42°46'41.90"N; 13°42'4.10"E (Figure 7-16a). We sampled the clays distributed in the three segments, mainly in segment III located below the Crocetta Chapel (87 m thick): 2 samples came from segment I, 7 samples from segment II, and 168 samples from segment III.

7.3.3.4. Fonte dei Pulcini

Near Lama dei Peligni, the Fonte dei Pulcini section (42°01'51.20"N; 14°10'50.90"E) is located southeast of the Majella Mounts (Figure 7-13a) on the foreland ramp of the Apennine foredeep (Figure 7-13b). Here, Primary Lower Gypsums of the Gessoso-solfifera Fm. are overlain by p-ev2 clays (Figure 7-17a) designated as Lago Mare deposits on the basis of a rich ostracod fauna (Cosentino et al., 2005) and the occurrence of Paratethyan dinoflagellate cysts including Galeacysta etrusca (Cosentino et al., 2012). At Colle di Votta, on the northern side of the Majella Mounts, a thick Gessoso-solfifera Fm. is cut by the Messinian Erosional Surface and overlain by the usual ash (Sampalmieri et al., 2010), there dated at 5.5320 ± 0.0074 Ma (Cosentino et al., 2013). Frequent to abundant calcareous nannofossils and 11 taxa of marine dinoflagellate cysts were found in the p-ev2 clays from Fonte dei Pulcini (including Ceratolithus sp.) by Cosentino et al. (2012). These authors interpreted the nannofossils as reworked, but while the dinoflagellates were not explicitly judged to be reworked they were not taken into account in the palaeoenvironmental interpretation.

Considering the co-occurrence of Paratethyan (brackish) and marine microfossils, we re-visited section A of the Fonte dei Pulcini locality (i.e. the p-ev2 Fm.; Cosentino et al., 2005) and took five samples from its upper part (Figure 7-17b).

7.3.3.5. Fonte la Casa

On the northern edge of the Pelagosa palaeo-sill (including the present-day Gargano Peninsula), which probably isolated the Apennine foredeep during the peak of the MSC (Bache et al., 2012), vertical Primary Lower Gypsum and unconformably overlying resedimented gypsum can be observed in several quarries (Figure 7-13b). Patches of grey clays and yellowish sands

lie on top of the Miocene series. They are particularly abundant in the Larino geological map where they are marked "MP" with a Miocene–Pliocene age, thus suggesting a gradual transition from Miocene to Pliocene (Balboni, 1968a). These deposits contain marine macrofossils including Pecten, Dentalium, and Cardium (Balboni, 1968b).

In order to verify whether these 'MP' deposits belong to the p-ev2 Fm. or to the Argille Azzurre Fm., we studied two outcrops at the Fonte la Casa hamlet, located between Palmoli and San Buono (Figure 7-18a), where grey silts rich in mollusc shells (Figure 7-18b-c) are overlain by yellow sands including some clayey beds (Figure 7-18d-f). Three samples were taken: one in the grey silts, two in intercalated clays within the yellowish sands (Figure 7-18b, d–f).

7.3.4. Results

The results of the analyses of calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts are provided in Tables 1 and 2, respectively.

7.3.4.1. Monticino

The calcareous nannofossil assemblage from the two sets of samples is diverse (Table 1). The dinoflagellate cyst content is rich, largely dominated by the stenohaline species Impagidinium patulum and Nematosphaeropsis labyrinthus, and subordinately by the euryhaline species Lingulodinium machaerophorum. No Paratethyan species was recorded.

7.3.4.2. Maccarone

The following is a summary of the results of Popescu et al. (2007). The reader is referred to that publication for a more thorough presentation and discussion of the dataset. Calcareous nannofossils are present in sample 1 in the p-ev2 Fm., i.e. some 20 m below the base of the Colombacci deposits (Figure 7-19). The biostratigraphic marker Ceratolithus acutus was recorded from sample 5 (see photograph in Popescu et al., 2008: Figure 7-12), i.e. in the p-ev2 Fm. about 16 m below the base of the Colombacci deposits (Figure 7-19).

The lowest occurrence of marine dinoflagellate cysts is at the limit between the p-ev1 and p-ev2 formations, about 38 m below the base of the Colombacci deposits (Figure 7-19; Popescu et al., 2007). Assemblages are dominated by eurhyaline species such as Achomosphaera andalousiensis,

Lingulodinium machaerophorum, Operculodinium centrocarpum and selected Spiniferites species (S. bentorii, S. bulloideus, S. ramosus) in the Messinian deposits (p-ev2 Fm.), whereas stenohaline species such as Impagidinium patulum and Spiniferites mirabilis prevail in the Zanclean sediments (Argille Azzurre Fm.) (Table 2). A diverse group of Paratethyan dinoflagellate cysts is dominated by Galeacysta etrusca, Impagidinium globosum, Pyxidinopsis psilata, Spiniferites sagittarius and S. cruciformis (Table 2). A preponderance of marine species in the dinoflagellate cyst record is observed in the Messinian samples 1 to 5, 12, 34–35, and in the Zanclean samples 43–45 (Figure 7-19). In the other samples a Paratethyan species association prevails (Figure 7-19).

7.3.4.3. Civitella del Tronto

Fifteen samples were analysed for calcareous nannofossils (one in segment I, one in segment II, thirteen in segment III); 13 of them provided a nannoflora (Table 1). The biostratigraphic marker Ceratolithus acutus was recorded in three samples (48, 62, and 65: see photograph in Popescu et al., 2016: Figure 7-13a) (Figure 7-20; Table 1).

A total of 69 samples were analysed for dinoflagellate cysts (two in segment I, six in segment II, 61 in segment III), (Figure 7-20). Marine dinoflagellate cysts are dominated by the euryhaline species Lingulodinium machaerophorum, Melitasphaeridium choanophorum, Operculodinium centrocarpum and Homotryblium sp., and Spiniferites hyperacanthus (Table 2). Galeacysta etrusca, Impagidinium globosum, Pyxidinopsis psilata, Pontiadinium spp., Spiniferites bentorii oblongus, S. cruciformis and Spiniferites spp. are prevalent among the Paratethyan dinoflagellate cysts (Table 2). The dinoflagellate cyst assemblages are alternately dominated by marine and Paratethyan species, with secondary fluctuations (Figure 7-20).

7.3.4.4. Fonte dei Pulcini

The five samples from the Colombacci deposits yielded a diverse calcareous nannoflora, including the biostratigraphic marker Ceratolithus acutus in sample 5 (Figure 7-21; Table 1).

Marine dinoflagellate cysts (mainly the euryhaline Lingulodinium machaerophorum and the stenohaline Nematosphaeropsis labyrinthus) dominate sample 1 whereas Paratethyan elements (mainly Galeacysta etrusca, Impagidinium globosum, with subordinate Spiniferites bentorii oblongus, and Spiniferites spp.) dominate samples 2–5 (Figure 7-21; Table 2).

7.3.4.5. Fonte la Casa

Sample 1 provided a relatively diverse calcareous nannoflora, although the other two samples were barren (Table 1).

The three samples provided a dinoflagellate cyst association dominated by marine species

(euryhaline: Achomosphaera andalousensis, Homotryblium sp., Lingulodinium machaerophorum, Operculodinium centrocarpum, Spiniferites bulloideus; stenohaline (?): S. hyperacanthus). Some Paratethyan species were also recorded (Galeacysta etrusca, Impagidinium globosum, Pyxidinopsis psilata, Spiniferites bentorii oblongus) (Figure 7-22; Table 2).

7.3.5. Discussion

The studied sections provide a fairly wide and diverse micropalaeontological survey of Lago Mare (i.e. Colombacci) deposits in different contexts of the Apennine foredeep: the Maccarone section provides a complete record of the Colombacci deposits; the Civitella del Tronto section yields a more or less continuous (in part at very high resolution) record of an expanded sedimentary succession. The three other localities give a more limited view of distinct settings within the Apennine foredeep (northern shoreline: Monticino; southern shoreline: Fonte dei Pulcini, Fonte la Casa).

Our palaeoenvironmental data draw attention to the significance of the Lago Mare biofacies in the Apennine foredeep and place it within an accurate chronological framework. They show the successive brief incursions of marine waters into the Apennine foredeep, supporting the presence of a structural palaeo-sill which momentarily isolated this basin, as discussed with the help of offshore seismic profiles. This evidence allows us to propose a new integrated palaeoenvironmental scenario for the Apennine foredeep during the MSC.

7.3.5.1. The Lago Mare, a biofacies horizon

An initial observation concerns the common occurrence of Paratethyan dinoflagellate cysts below the Colombacci deposits. Bertini (2006) first recorded them some 10 m below the base of the Colombacci deposits at Maccarone, an interval extended to at least 20 m by Popescu et al. (2007) (Figure 7-19). At Civitella del Tronto, Paratethyan dinoflagellate cysts can be found more than 650 m below the base of the Colombacci deposits. This seriously questions the a priori accepted equivalence between the Lago Mare and the Colombacci deposits (i.e. the "Congerie marls" in the Piedmont Basin; Roveri et al., 2008a). Popescu et al. (2009, 2015) and Do Couto et al. (2014) emphasized the importance of Paratethyan dinoflagellate cysts as actual indicators of Lago Mare episodes, their occurrence often preceding the traditional Lago Mare biofacies with ostracods and molluscs. Our dinoflagellate cyst records document the occurrence of the Lago Mare biofacies exclusively within the p-ev2 Fm. across the entire Apennine foredeep (Figure 7-23).

7.3.5.2. Dating marine incursions at the end of the MSC

The Colombacci deposits are bio-chronostratigraphically constrained by the occurrence of the calcareous nannofossil marker Ceratolithus acutus, already indicated at Maccarone by Popescu et al. (2007) (Figure 7-19; Table 1) and at Civitella del Tronto by Luchetti (in Brozzetti et al., in press). At Civitella, we specifically searched for this calcareous nannofossil in samples rich in marine dinoflagellate cysts. This resulted in the documentation of C. acutus in three samples within the Colombacci deposits (Figure 7-20; Table 1). Ceratolithus acutus is a robust species with a short range between 5.345 and 5.040 Ma, i.e. appearing somewhat before the Messinian–Zanclean boundary (Raffi et al., 2006; Popescu et al., 2016). It is reasonable to tentatively regard the lowest record of C. acutus in sample 5 from Maccarone (Figs. 4b–c, 8; Table 1) as its lowest occurrence datum, thereby constituting potentially a third chronological point (in addition to the ash dated at 5.53200 ± 0.00046 Ma and the base of Argille Azzurre at 5.332 Ma) for establishing a cyclostratigraphy of the section based on pollen variability (Bache et al., 2012). This method pointed to an age of 5.36 Ma for the first influx of marine waters into the Apennine foredeep after the peak of the MSC (Bache et al., 2012). At Maccarone, this event is observed some 16 m below the base of the Colombacci deposits (Figure 7-19; Popescu et al., 2007). At Civitella, the lowest record of C. acutus is observed 17 m above the base of the Colombacci deposits (Figure 7-20). We can thus estimate that the records of C. acutus at Civitella del Tronto are younger that its lowest occurrence datum at 5.345 Ma. This is also the case for the record in sample 5 from Fonte dei Pulcini (Figure 7-21; Table 1). The Maccarone section, owing to its high-resolution micropalaeontological records (Bertini, 2006; Popescu et al., 2007) and robust chronology, serves as the reference framework for Messinian post-evaporitic deposits in the Apennine foredeep (Figure 7-23).

The occurrence of marine dinoflagellate cysts within Colombacci deposits has been shown for several localities including Fonte dei Pulcini (Cosentino et al., 2014), Monticino and Maccarone (Bertini, 2006), but the consequences of such important occurrences have not been adequately emphasized (see Table 2 for comparison). In recent years growing evidence has pointed to the return to normal marine conditions in the Apennine foredeep before deposition of the earliest Zanclean sediments (Crescenti et al., 2002; Luchetti, Figure 7-17, in Brozzetti et al., in press; Crescenti and Raffi, Figure 7-23, in Crescenti, in press). The presence of marine fish otoliths in a Colombacci deposit from the Ca' Ciuccio section, northward of Ancona (Carnevale et al., 2006) provides further support for a pre-Zanclean sea-level highstand.

At Maccarone, the lowest occurrence of Ceratolithus acutus is recorded significantly below the Colombacci deposits but within the p-ev2 Formation (Popescu et al., 2007). The first evidence

of marine dinoflagellate cysts, and thus of marine water influx, occurs at the boundary between the p-ev1 and p-ev2 formations (Figure 7-19; Popescu et al., 2007). Thereafter, palaeoenvironments alternated between marine and brackish conditions as shown by the successive predominance of marine dinoflagellate cysts and Paratethyan ones. Figures 8–11 reveal these fluctuations. Several peaks in the abundance of dinoflagellate cysts are observed: they are numbered from 1 to 4 according to their location relative to the lowest occurrence of C. acutus (number 1 below this bio-event, number 2 more or less coeval with this bio-event) or the earliest Zanclean deposits (number 3 just below the Argille Azzurre, number 4 more or less contemporary with them) (Figs. 8–11). These peaks of marine dinoflagellate cysts may result from at least four marine influxes: the first one shown by Popescu et al. (2007) is dated at 5.36 Ma by Bache et al. (2012); the second one, coeval with the first record of C. acutus, is dated at 5.345 Ma (Raffi et al., 2006); the third one, just below the base of the Argille Azzurre, is estimated at 5.334 Ma according to correlation of a pollen curve with eccentricity (Bache et al., 2012); (4) the last one is dated at the earliest Zanclean at 5.332 Ma (Figure 7-23). At this state of knowledge without neglecting the possibility of more marine influxes in the southern Apennine foredeep, the three peaks of marine dinoflagellate cysts recorded at Civitella del Tronto may be tentatively considered as numbers 2, 3 and 4, respectively (Figure 7-20). Similarly, the peak observed at Fonte dei Pulcini might be considered as peak number 3 (Figure 7-21). At Monticino, the marine dinoflagellate cyst optimum recorded in all the samples is referred to peak number 3. Finally, the three samples from Fonte la Casa all show elevated marine dinoflagellate abundances. Although samples 2 and 3 are close together, samples 1 and 2 are separated by a vertical distance of 22 m and also represent a change in sedimentological facies. Accordingly, we suggest that sample 1 and samples 2 plus 3 correspond to marine influx peaks 3 and 4, respectively (Figure 7-22).

The oldest of these influxes of marine waters reached the northern Apennine foredeep significantly before the beginning of the Zanclean (5.332 Ma). It's timing has been estimated at 5.36 Ma from the Maccarone section by Bache et al. (2012), i.e. some 100 kyrs later than the catastrophic reflooding of the Mediterranean Basin proposed at 5.46 Ma by the same authors. These arguments, together with the brackish to fresh water palaeoenvironmental associations observed through each section, lead us to consider that the Apeninne foredeep was not yet reconnected to the Ionian Sea (i.e. to the entire Mediterranean Sea) between 5.46 and 5.36 Ma.

7.3.5.3. Existence of a composite palaeo-sill in the Gargano–Pelagosa region

Miljush (1973), Corselli and Grecchi (1984), and then Clauzon et al. (1997) considered the

presence of a palaeo-sill isolating the Apennine foredeep from the Ionian Basin during the second step of the MSC (5.60–5.46 Ma), and thereby explaining the deposition of freshwater deposits for the p-ev1 Formation. Such freshwater conditions are particularly attested in the Maccarone section by the absence of marine microorganisms (Carloni et al., 1974; Popescu et al. 2007; Sampalmieri et al., 2010) and by 87Sr/86Sr data in the southern Apennine foredeep (Matano et al., 2005).

The location and origin of this palaeo-sill are debated, with a location proposed firstly in the area of the Gargano Peninsula (Miljush, 1973; Corselli and Grecchi, 1984), then in the present-day Otranto sill (Clauzon et al., 2005), and finally in the area of the present-day Pelagosa sill (Bache et al., 2012). Palinspastic reconstructions published by Vai (2016) also consider the occurrence of a Messinian sill in this area. In fact, the palaeo-sill location is the result of differents processes inherited from the Mesozoic sedimentary evolution and post-Mesozoic geodynamic history of the Adria plate. For the offshore part of the Gargano–Pelagosa region (Figure 7-23), some dissymmetry is observed between the Central and South Adriatic domains. The latter is associated with the development of Oligocene–Miocene and Pliocene–Quaternary sedimentary sequences in the Mesozoic Ionian basin. However, along the Dinarid chain and in the Central Adriatic domain, the top of the Mesozoic platform and Paleogene structures show few if any Miocene and Pliocene–Quaternary sedimentary sequences. The Messinian surfaces and sedimentary units are no exception to these observations. The situation of the Apulian platform – of which a part of the Gargano peninsula is made – is also a good candidate for the relative isolation of the Apennine foredeep during Neogene time.

Southeast of the Gargano–Apulian platform along the Apennine chain, a strong dissymmetry can be observed for the Messinian deposits overlying the Resedimented Lower Gypsums: p-ev1 and p-ev2 formations on the northern side, and the Messinian Laga Basin and deltaic deposits on the southern side (Figure 7-13b). Both domains are overlain by the Zanclean marine clayey sediments (Roveri et al., 2008a; Matano, 2007). The processes related to this difference are clearly of geodynamic nature, in which sedimentary and subsidence dynamics are linked, and bound either by the successive compressive phases along the chain (e.g., Bertotti et al., 2001; Vezzani, 2010) and/or by possible tearing of the plunging panel (see Ascione et al., 2012). Whatever the dominant processes, the Messinian event has also been linked to a major regional compressive phase along the Apennine chain (Ricchi Lucchi, 1986; Bigi et al., 1999; Roveri et al., 2001; Roveri and Manzi, 2006). This phase controlled the development and accommodation of the Messinian Apennine foredeep north of the Gargano Peninsula and uplift around the Gargano Peninsula and in the south Apennine region, as observed by seismic profiles (Bertotti et al., 2001) or along the South Apennine chain (Matano et al., 2005; Vezzani et al., 2010). This uplift is also seen in the field with tilting of the Primary Lower Gypsums (Marabini and Vai, 1985) to verticality near the Gargano

Peninsula (Ciaranfi et al., 1976; Matano, 2007; Senatore et al., 2012) (Figure 7-13b).

7.3.5.4. Towards an integrated MSC palaeoenvironmental model for the Apennine foredeep

Lago Mare biofacies (including Paratethyan dinoflagellate cysts) are known from many places in the Mediterranean, and were deposited after the catastrophic reflooding at 5.46 Ma (Do Couto et al., 2014; Popescu et al., 2015). It is thus quite conceivable that the first inflow of marine waters into the Apennine foredeep at 5.36 Ma seeded this basin with Paratethyan organisms (dinoflagellates, larvae of ostracods and molluscs, i.e. dreissenids and limnocardiids) transported by surface waters. They probably developed in several propitious areas where salinity was lower than that of the Mediterranean (Figure 7-23). In such places, the Paratethyan organisms (as documented by Gillet, 1968; Colalongo et al., 1976; Bellagamba, 1978; Esu and Taviani, 1989; Bassetti et al., 2003; Bertini, 2006; Faranda et al., 2007; Gliozzi et al., 2007; Popescu et al., 2007; Esu and Girotti, 2008) could have proliferated during the time intervals separating the successive brief inflows of marine waters, and they finally disappeared after the fourth (Figure 7-23).

The data obtained from the localities of Monticino, Civitella del Tronto, Fonte dei Pulcini and Fonte la Casa confirm those previously acquired at Maccarone (Popescu et al., 2007). By integrating all the available information on the Apennine foredeep and Po Basin, it is now possible to reconstruct the palaeogeographic evolution of the region and its relationships with the Ionian Basin (Figure 7-25c), which completes and clarifies the reconstruction proposed by Scarselli et al. (2007). A palaeo-cross-section CD is drawn from the northern Po Basin to the Ionian Basin (Figure 7-25a) on the basis of palaeo-topography drawn in Figure 2b that can be compared to the present-day cross-section AB (Figure 7-25b).

Before 5.97 Ma, i.e. before the onset of the MSC, all the basins were connected and filled by marine waters up to the southwestern margin of the Po Basin, the Piedmont Basin (Sturani, 1973; Dela Pierre et al., 2011, 2012) (Figure 7-25c).

From 5.97 to 5.60 Ma, the minor fall in sea level that affected the Mediterranean Sea (for its amplitude, see Clauzon et al., 2015a) caused deposition of the Primary Lower Gypsums in the shallow marginal basins (e.g., Po Basin, outer Apennine foredeep; Figure 7-13) (Selli, 1973; Roveri et al., 2008a; Lugli et al., 2010). This episode is the first step of the MSC as defined by Clauzon et al. (1996). Evaporitic phases of this episode were interrupted by clay intercalations indicating marine incursions into the shallow basins and high sea level reconnection at the Mediterranean scale, as mainly evidenced by fish remains (Sturani, 1973; Fontes et al., 1987; Carnevale et al.,

2008) and dinoflagellate cysts (Bertini, 2006).

The huge Mediterranean sea-level drawdown that characterized the second (paroxysmal) step of the MSC occurred at 5.60 Ma (Clauzon et al., 1996). Bache et al. (2012, 2016) proposed a succession of events in the central Mediterranean basins during the time-interval covering the peak of the crisis and the marine reflooding of the Mediterranean Basin up to the earliest Zanclean (i.e. 5.60–5.332 Ma). In the Adriatic domain, several coeval and brief events occurred at the beginning of this time-interval, probably consistently with other peri-Mediterranean areas. Uplift caused by sudden isostatic rebound at 5.60 Ma has been estimated at ca. 1,000 m in southern Calabria by DeCelles and Cavazza (1995), a value not contradicted by field data in the Eastern Pyrenees (Clauzon et al., 2015b). The Gargano–Pelagosa palaeo-sill, as we call it, may have been significantly uplifted thus turning the Apennine and Po basins into an isolated perched area, as proposed by Corselli and Grecchi (1985) and Cita and Corselli (1990) (Figure 7-25c). Subaerial erosion took place simultaneously, forced by both the sea-level drop, active also in the margins of the Apennine foredeep, and the isostatically driven land uplift (Fauquette et al., 2015b). The resulting Messinian Erosional Surface is obvious offshore on both sides of the palaeo-sill (Figure 7-24) and off the Po Plain (Rossi et al., 2015). Subaerial erosion caused changes in the drainage network and/or its entrenchment (Scarselli et al., 2007), the formation of karstic cavities within the Primary Lower Gypsums (De Waele and Pasini, 2013), and is hypothesized to be at the origin of the lakes in the northern Po Plain (Bini et al., 1978; Cita and Corselli, 1990). At Monticino, the Messinian Erosional Surface is particularly well exposed through its two aerial (Figure 7-14b) and karstic (Figure 7-14d–e) expressions. The occurrence of a land bridge during the peak of the MSC is evoked to explain the distribution of fossil micromammals (De Giuli et al., 1987) and living plants (Musacchio et al., 2006; Bellusci et al., 2010) on both sides of the Adriatic Sea and northern Ionian Sea.

Freshwater, probably supplied in abundance by the surrounding uplands (Alps: Fauquette et al., 2015a; Apennines: Fauquette et al., 2015b), filled the Apennine foredeep and Po Basin where high levels persisted during the lowered Mediterranean Sea level (5.60–5.46 Ma). During this phase, the Residemented Primary Gypsums (resulting from the erosion of the Primary Lower Gypsums) were deposited in subaqueous environments as coarse material in marginal areas (Corselli and Grecchi, 1984; Dela Pierre et al., 2007) or as gypsarenites in turbiditic contexts on the foredeep (Bigi et al., 1999; Manzi et al., 2005) (Figure 7-13b).

Bache et al. (2012) proposed an age of 5.46 Ma for the marine reflooding of the Mediterranean, which probably occurred significantly before the beginning of the Zanclean Stage (5.3 Ma) based on many lines of evidence (Cavazza and DeCelles, 1998; Cornée et al., 2006; Bache et al., 2012; Popescu et al., 2015). However, marine waters did not immediately enter the Apeninne foredeep as

observed at Maccarone where their arrival, located at the boundary between the p-ev1 and p-ev2 formations (Popescu et al., 2007), has been precisely dated at 5.36 Ma (Bache et al., 2012).

From 5.36 Ma, the marine waters overflowed the palaeo-sill and penetrated the Apennine foredeep, carrying after a short delay the Paratethyan elements (dinoflagellate cysts, larvae of molluscs and ostracods; Figure 7-23; Popescu et al., 2007). Four overflows of marine waters are identified in this work (Figure 7-23) which possibly invaded later the Po Basin (Channell et al., 1994; Mary et al., 1999; Sprovieri et al., 2007; Violanti et al., 2011). This process was probably forced first by the isostatic response of the palaeo-sill linked to the Apennine deformation phase and/or to the reflooding of the Mediterranean Basin, then by the continuous global sea-level rise after 5.33 Ma (Gorini et al., 2014). Bassetti (2000) and Roveri et al. (2001) defined an unconformity separating the p-ev1 and p-ev2 formations. They described the marine transgression following this erosional event as being "driven by a generalized subsidence following the acme of the intra-Messinian tectonic phase" (Roveri et al., 2001). At Maccarone, this transgression is marked by a sudden increase in Pinus within the pollen record (Bertini, 2006). Because Pinus produces bisaccate pollen favoured by water transport (Beaudouin et al., 2007), its increased abundance is interpretable as resulting from a retreating palaeo-shoreline during sea-level rise (Popescu et al., 2007).

Despite its depth, the Apennine foredeep evolved differently from the central Mediterranean basins during the peak of the MSC and thus cannot be proposed as a reference for the entire Mediterranean during this event, contrary to the assertion of Roveri et al. (2001, 2014).

Lastly, the transition from the Colombacci deposits to the Argille Azzurre, as that from the Arenazzolo to Trubi in Sicily (Bache et al., 2012), must be regarded as a significant step in the continuous global sea-level rise after the late Messinian glacial period in the Antarctic (Gorini et al., 2014).

7.3.5. Conclusion

This study provides new evidence that the Lago Mare deposits, particularly those from the Apennine foredeep and probably the Po Basin, are more complex than usually considered. They are not characterized merely by brackish conditions but by alternating brief marine and more extended brackish episodes. The first inflow carried marine dinoflagellates followed by Paratethyan ones over the Gargano–Pelagosa palaeo-sill into the isolated Apennine and Po basins. There, the marine species survived briefly and the brackish Paratethyan species persisted to the

following marine influx. Four comparable marine phases have been identified between 5.36 and 5.332 Ma. Their recognition, based on both calcareous nannofossil and dinoflagellate cyst content, constitutes (1) an efficient way to discriminate between the p-ev1 and p-ev2 formations as well as (2) a potential tool for stratigraphic correlation within the latter. The idea of a strict one-to-one correlation between the Colombacci deposits and the Lago Mare facies in the Piedmont Basin must be seriously re-evaluated.

In addition to providing an innovative way of correlating stratigraphically the Messinian post-evaporitic sections within the Apennine foredeep, this integrated study of calcareous nannofossils and dinoflagellate cysts results in a refined palaeogeographic reconstruction of the region at the end of the MSC. The specific evolution of the Apennine foredeep as an isolated perched basin during most of the second step of the MSC negates the possibility to designate this area as reference for the peak of the crisis for the entire Mediterranean Basin. On the contrary, this work supports and completes the scenario proposed by Corselli and Grecchi (1984) and Cita and Corselli (1990). The presence of a paleo-sill in the area of the Gargano Peninsula and, offshore, of the present-day Pelagosa sill as proposed by Miljush (1973) is confirmed and specified.

Finally, this work provides additional evidence that the marine reflooding of the Mediterranean Basin after the MSC significantly preceded the beginning of the Zanclean.

Acknowledgments

We particularly thank Prof. G.B. Vai, Director of the Monticino Geopark, for permitting our sampling. F. Lirer contributed to the sampling trips at Civitello del Tronto. The TerMex Program (MISTRALS) provided significant financial support through the project AFAME for micropalaeontological analyses and two field trips to Civitella del Tronto. The other field trips were supported by the CNRS-INSU SYSTER and Actions Marges programs (projects ‘Mouvements verticaux’ and ‘MEDOCC’) and IFREMER. A scholarship to R. Pellen was provided by the ‘Laboratoire d’Excellence’ LabexMER (ANR-10-LABX-19), a French government-funded project under the program ‘Investissements d’Avenir’ and co-funded by a grant from the Regional Council of Brittany. It was further supported by IFREMER, CNRS and UBO with additional support from the French Actions-Marges program and the GRI Méditerranée (Groupement Recherche et Industrie TOTAL-UPMC). TOTAL is acknowledged for permission to publish the line drawings of seismic profiles NOSE05 and NOSE07.

References

Albouy, E., Casero, P., Eschard, R., Rudkiewicz, J.-L., 2002. Tectonics and sedimentation in the central Apennines. 81st Meeting of the Italian Geological Society, Turin, abstracts.

Artoni, A., 2013. The Pliocene–Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Marine and Petroleum Geology 42, 82–106.

Ascione, A., Ciarcia, S., Di Donato, V., Mazzoli, S., Vitale, S., 2012. The Pliocene–Quaternary wedge-top basins of southern Italy: an expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines. Basin Research 24, 456–474.

Bache, F., Gargani, J., Suc, J.-P., Gorini, C., Rabineau, M., Popescu, S.-M., Leroux, E., Do Couto, D., Jouannic, G., Rubino, J.-L., Olivet, J.-L., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Aslanian, D., 2015. Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 66, 262–277.

Bache, F., Popescu, S.-M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Olivet, J.-L., Rubino, J.-L., Melinte-Dobrinescu, M.C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Dos Reis, A.T., Mocochain, L., Dumurdžanov, N., Zagorchev, I., Lesić, V., Tomić, D., Çağatay, M.N., Brun, J.-P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucarkus, G., Çakir, Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. Basin Research 24, 125–153.

Balboni, A., 1968a. 154 Larino sheet. Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Servizio Geologico d'Italia.

Balboni, A., 1968b. VII. 154 Larino sheet. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Servizio Geologico d'Italia, 41 p.

Bassetti, M.A., 2000. Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of Upper Messinian (''post-evaporitic'') deposits in Marche area (Apennines, Central Italy). Memorie di Scienze Geologiche, Università di Padova 52, 319–349.

Bassetti, M.A., Miculan, P., Ricci Lucchi, F., 2003. Ostracod faunas and brackish-water environments of the late Messinian Sapigno section (northern Apennines, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 198, 335–352.

Beaudouin, C., Suc, J.-P., Escarguel, G., Arnaud, M., Charmasson, S., 2007. The significance of pollen signal in present-day marine terrigenous sediments: The example of the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). Geobios 40, 159–172.

Bellagamba, M., 1978. Gli ''strati a Congerie'' di Capanne di Bronzo (Pesaro) del Messiniano terminale e deduzioni paleoambientali. Acta Naturalia dell'Ateneo Parmense 14, 207–222.

Bellusci, F., Musacchio, A., Palermo, A.M., Pellegrino, G., 2010. Exploring the history of Serapias politisii (Orchidaceae), a narrow endemic on the opposite coasts of the Otranto channel : insights from molecular investigations. Botanical Journal of the Linnean Society 162, 572–580.

Bertini, A., 1994. Palynological investigations on Upper Neogene and Lower Pleistocene sections in central

and northern Italy. Memorie della Società Geologica Italiana 48, 431–443

Bertini, A., 2006. The Northern Apennines palynological record as a contribute for the reconstruction of the Messinian palaeoenvironments. Sedimentary Geology 188–189, 235–258.

Bertotti, G., Picotti, V., Chilovi, C., Fantoni, R., Merlini, S., Mosconi, A., 2001. Neogene to Quaternary sedimentary basins in the south Adriatic (Central Mediterranean): Foredeeps and lithospheric buckling. Tectonics 20(5), 771–787.

Bigi, S., Calamita, F., Cello, G., Centamore, E., Deiana, G., Paltrinieri, W., Pierantoni, P.P., Ridolfi, M., 1999. Tectonics and sedimentation within a Messinian foredeep in the Central Apennines, Italy. Journal of Petroleum Geology 22(1), 5–18.

Bigi, S., Milli, S., Corrado, S., Casero, P., Aldega, L., Botti, F., Moscatelli, M., Stanzione, O., Falcini, F., Marini, M., Cannata, D., 2009. Stratigraphy, structural setting and burial history of the Messinian Laga basin in the context of Apennine foreland basin system. Journal of Mediterranean Earth Sciences 1, 61–84.

Bini, A., Cita, M.B., Gaetani, M., 1978. Southern Alpine lakes – Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. Marine Geology 27, 271–288.

Brozzetti, F., Boncio, P., Lavecchia, G., in press. 339 Teramo sheet. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Servizio Geologico d'Italia, 154 p.

(http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/339_Teramo.pdf).

Carloni, G.C., Francavilla, F., Borsetti, A.M., Cati, F., D'Onofrio, S., Mezzetti, R., Savelli C., 1974. Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-Pliocene nelle Marche centro-meridionali. Giornale di Geologia, 39, ser. 2, 363–392.

Carnevale, G., Caputo, D., Landini, W., 2006. Late Miocene fish otoliths from the Colombacci Formation (Northern Apennines, Italy): Implications for the Messinian 'Lago-mare' event. Geological Journal 41(5), 537–555.

Carnevale, G., Caputo, D., Landini, W., 2008. A leerfish (Teleostei, Carangidae) from the Messinian evaporite succession of the Vena del Gesso basin (Romagna, Apennines, Italy)= palaeogeographical and palaeoecological implications. Bolletino della Società Paleontologica Italiana 47, 2, 169–176.

Casati, P., Bertozzi, P., Cita, M.B., Longinelli, A., Damiani, V., 1976. Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian "Colombacci" Formation in the Periadriatic trough. A pilot study. Memorie della Società Geologica Italiana 16, 173–195.

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

Centamore, E., Pambianchi, G., Deiana, G., Calamita, F., 1991. Ambiente fisico delle Marche : Geologia – Geomorfologia – Idrogeologia. Map at scale 1:1000,000. S.E.L.C.A., Florence.

Channell, J.E.T., Poli, M.S., Rio, D., Sprovieri, R., Villa, G., 1994. Magnetic stratigraphy and biostratigraphy of Pliocene "argille azzurre" (Northern Apennines, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 110, 83–102.

Ciaranfi, N., Dazzaro, L., Pieri, P., Rapisardi, L., Sardella, A., 1976. Preliminary description of some Messinian evaporitic facies along the Abruzzi-Molise boundary. Memorie della Società Geologica Italiana 16, 251–260.

Cita, M.B., Corselli, C., 1990. Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 77, 67–82.

Clauzon, G., Le Strat, P., Duvail, C., Do Couto, D., Suc, J.-P., Molliex, S., Bache, F., Besson, D., Lindsay, E.H., Opdyke, N.D., Rubino, J.-L., Popescu, S.-M., Haq, B.U., Gorini, C., 2015b. The Roussillon Basin (S. France): A case-study to distinguish local and regional events between 6 and 3 Ma. Marine and Petroleum Geology 66, 18–40.

Clauzon, G., Rubino, J.-L., Casero, P., 1997. Regional modalities of the Messinian Salinity Crisis in the framework of two phases model. In: Neogene basins of the Mediterranean region: controls and correlation in space and time, R.C.M.N.S. Interim-Colloquium, Catania, Program and Abstracts, 44–46.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? Geology 24(4), 363–366.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Popescu, S.-M., Marunteanu, M., Rubino, J.-L., Marinescu, F., Melinte, M.C., 2005. Influence of the Mediterranean sea-level changes over the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. The Mediterranean Lago Mare facies deciphered. Basin Research 17, 437–462.

Clauzon, G., Suc, J.-P., Do Couto, D., Jouannic, G., Melinte-Dobrinescu, M.C., Jolivet, L., Quillévéré, F., Lebret, N., Mocochain, L., Popescu, S.-M., Martinell, J., Doménech, R., Rubino, J.-L., Gumiaux, C., Warny, S., Bellas, S.M., Gorini, C., Bache, F., Rabineau, M., Estrada, F., 2015a. New insights on the Sorbas Basin (SE Spain): The onshore reference of the Messinian Salinity Crisis. Marine and Petroleum Geology 66, 71–100.

Colalongo, M.L., 1988. Planktic foraminifer biostratigraphy, with remarks on benthic foraminifers and ostracodes (Monticino Quary, Faenza). In "Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. Field trip Guidebook", De Giuli, C., Vai, G.B. (eds.), Università di Bologna, Università di Firenze, Comune di Faenza, 53–54.

Colalongo, M.L., Cremonini G., Farabegoli E., Sartori, R., Tampieri, R., Tomadin, L., 1976. Palaeoenvironmental study of the "Colombacci" Formation in Romagna (Italy): The Cella section. Memorie della Società Geological Italiana 16, 197–216.

Compagnoni, B., Galluzzo, F., Capotolti, F., Bonomo, R., D'Ambrogi, C., Di Stefano, R., Graziano, R.,

Pampaloni, L., Pantaloni, M., Ricci, V., 2005. Carta geologica d'Italia (scale 1:1,250,000) Servizio Geologico d'Italia, S.E.L.C.A., Florence.

Cornée, J.-J., Ferrandini, M., Saint Martin, J.P., Münch, P., Mouladde, M., Ribaud-Laurenti, A., Roger, S., Saint Martin, S., Ferrandini, J., 2006. The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: New insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 230, 129–154.

Corradini, D., Biffi, U., 1988. Etude des Dinokystes à la limite Messinien-Pliocène dans la coupe Cava Serredi, Toscane, Italie. Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine 12(1), 221–236.

Corselli, C., Grecchi, G., 1984. The passage from hypersaline to hyposaline conditions in the Mediterranean Messinian: Discussion of the possible mechanisms triggering the "Lago Mare" facies. Paléobiologie continentale 14(2), 225–239.

Cosentino, D., Buchwaldt, R., Sampalmieri, G., Iadanza, A., Cipollari, P., Schildgen, T.F., Hinnov, L.A., Ramezani, J., Bowring, S.A., 2013. Refining the Mediterranean "Messinian gap" with high-precision U-Pb zircon geochronology, central and northern Italy. Geology 43(3), 323–326.

Cosentino, D., Bertini, A., Cipollari, P., Florindo, F., Gliozzi, E., Grossi, F., Lo Mastro, S., Sprovieri, M., 2012. Orbitally forced paleoenvironmental and paleoclimate changes in the late postevaporitic Messinian of the central Mediterranean Basin. Geological Society of America Bulletin 124(3–4), 499–516.

Cosentino, D., Cipollari, P., Lo Mastro, S., Giampaolo, C., 2005. High-frequency cyclicity in the latest Messinian Adriatic foreland basin: Insight into palaeoclimate and palaeoenvironments of the Mediterranean Lago-Mare episode. Sedimentary Geology 178, 31–53.

Cremonini, G., D'Onofrio, S., Rabbi, E., Boattinio, R., Fabbri, P., Giorgi, G., 1973. Ricerche paleoambientali in una sezione mio-pliocenica dell'Appennino romagnolo. Giornale di Geologia 39(1), ser. 2, 253–270.

Crescenti, U., 1975. Sul substrato pre-pliocenico dell'avanfossa appenninica dalle Marche allo Jonio. Bolletino della Società Geologica Italiana 94, 583–634.

Crescenti, U., Raffi, I. in press. VI. Cenni sugli biostratigrafici e cronostratigrafici adottati. 361 Chieti sheet. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50,000. Servizio Geologico d'Italia, 34–38.

(http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/361_Chieti.pdf).

Crescenti, U., Biondi, R., Raffi, I., Rusciadelli, G., 2002. The S. Nicolao section (Montagna della Maiella): a reference section for the Miocene-Pliocene boundary in the Abruzzi area. Bolletino della Società Geologica Italiana spec. issue 1, 509–516.

De Giuli, C., Masini, F., Torre, D., Benericetti, A., Costa, G.P., Fosella, M., Sami, M., 1988. The mammal fauna of Monticino Quarry. In "Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. Field trip Guidebook", De Giuli, C., Vai, G.B. (eds.), Università di Bologna, Università di Firenze, Comune di Faenza, 65–69.

De Giuli, C., Masini, F., Valleri, G., 1987. Paleogeographic evolution of the Adriatic area since Oligocène to Pleistocene. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 93(1), 109–126.

De Waele, J., Pasini, G., 2013. Intra-messinian gypsum palaeokarst in the Northern Apennines and its palaeogeographic implications. Terra Nova 25, 199–205.

DeCelles, P.G., Cavazza, W., 1995. Upper Messinian conglomerates in Calabria, southern Italy: response to orogenic wedge adjustment following Mediterranean sea-level changes. Geology 25, 775–778.

Dela Pierre, F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Gennari, R., Irace, A., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Natalicchio, M., Roveri, M., Violanti, D., 2011. The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): the Alba section revisited. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 310, 238–255.

Dela Pierre, F., Clari, P., Bernardi, E., Natalicchio, M., Costa, E., Cavagna, S., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., 2012. Messinian carbonate-rich beds of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): microbially-mediated products straddling the onset of the salinity crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 344–345, 78–93.

Dela Pierre, F., Festa, A., Irace, A., 2007. Interaction of tectonic, sedimentary and diapiric processes in the origin of chaotic sediments: an example from the Messinian of Torino Hill (Tertiary Piedmont Basin, northwestern Italy). Geological Society of America Bulletin 119(9/10), 1107–1119.

Del Sordo, L., Brozzetti, F., Lavecchia, G., Marsella, E., Trincardi, G., in press. 339 Teramo sheet. Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Servizio Geologico d'Italia. http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/339_TERAMO/Foglio.html.

Do Couto, D., Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Melinte-Dobrinescu, M.C., Barhoun, N., Gorini, C., Jolivet, L., Poort, J., Jouannic, G., Auxietre, J.-L., 2014. Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidences from the Alboran Sea (S. Spain). Marine and Petroleum Geology 52, 57–76.

Doláková, N., Burešová, A., 2007. Use of fluorescent microscopy in the study of redeposited palynomorphs in the cave and marine sediments of Moravia (Czech Republic). Acta Palaeobotanica 47(1), 275–279.

Esu, D., Girotti, O., 2008. The late Messinian Lago-Mare molluscan assemblage from the Trave Horizon (Colombacci Fm) at Pietralacroce (Ancona, Central Italy). Bolletino della Società Paleontologica Italiana 47(2), 123–129.

Esu, D., Taviani, M., 1989. Oligohaline mollusc fauna of the Colombacci Formation (upper Messinian) from an

exceptional fossil vertebrate site in the Romagna Apennines: Monticino Quarry (Brisighella, N Italy). Bolletino della Società Paleontologica Italiana 28(2–3), 265–270.

Faranda, C., Gliozzi, E., Ligios, S., 2007. Late Miocene brackish Loxoconchidae (Crustacea, Ostracoda) from Italy. Geobios 40, 303–324.

Fauquette, S., Bernet, M., Suc, J.-P., Grosjean, A.-S., Guillot, S., van der Beek, P., Jourdan, S., Popescu, S.-M., Jiménez-Moreno, G., Bertini, A., Pittet, B., Tricart, P., Dumont, T., Schwartz, S., Zheng, Z., Roche, E., Pavia, G., Gardien, V., 2015a. Quantifying the Eocene to Pleistocene topographic evolution of the southwestern Alps, France and Italy. Earth and Planetary Science Letters 412, 220–234.

Fauquette, S., Bertini, A., Manzi, V., Roveri, M., Argnani, A., Menichetti, E., 2015b. Reconstruction of the Northern and Central Apennines (Italy) palaeoaltitudes during the late Neogene from pollen data. Review of Palaeobotany and Palynology 218, 117–126.

Fontes, J.-C., Filly, A., Gaudant, J., 1987. Conditions de dépôt du Messinien évaporitique des environs d'Alba (Piémont): arguments paléontologiques et isotopiques. Bolletino della Società Paleontologica italiana 26(1–2), 199–210.

Gennari, R., Iaccarino, S.M., Di Stefano, A., Sturiale, G., Cipollari, P., Manzi, V., Roveri, M., Cosentino, D., 2008. The Messinian – Zanclean boundary in the Northern Apennine. Stratigraphy 5(3–4), 307–322.

Ghielmi, M., Minervini, M., Nini, C., Rogledi, S., Rossi, M., Vignolo, A., 2010. Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy). Rendiconti Scienze Fisiche e Naturali dell'Accademia dei Lincei 21 (Supplement 1), S131–S166.

Gillet, S., 1968. La faune messinienne des environs d'Ancona avec une notice géologique par E. Ceretti. Giornale di Geologia 36(1–4), 69–100.

Gliozzi, E., Ceci, M.E., Grossi, F., Ligios, S., 2007. Paratethyan Ostracod immigrants in Italy during the Late Miocene. Geobios 40, 325–337.

Gorini, C., Haq, B.U., dos Reis, T.A., Silva, C.G., Crus, A., Soares, E., Grangeon, D., 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. Terra Nova 26, 179–185.

Londeix, L., Benzakour, M., Suc, J.-P., Turon, J.-L., 2007. Messinian paleoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): The dinoflagellate cyst record. Geobios 40(3), 233–250.

Luchetti, L., in press. VI. Schemi biostratigrafici e cronostratigrafici adottati. Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, 339 Teramo sheet. Servizio Geologico d'Italia, 46–48

(http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/note_illustrative/339_Teramo.pdf).

Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Schreiber, B.C., 2010. The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: a new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 297, 83–99.

Manzi, V., Lugli, S., Ricci Lucchi, F., Roveri, M., 2005. Deep-water clastic evaporates deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? Sedimentology 52, 875–902.

Marabini, S., Vai, G.B., 1985. Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna. Bolletino della Società Geologica Italiana 104, 21–42.

Marabini, S., Vai, G.B., 1988. Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna. In "Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. Field trip Guidebook", De Giuli, C., Vai, G.B. (eds.), Università di Bologna, Università di Firenze, Comune di Faenza, 39–52.

Marabini, S., Vai, G.B., 1985. Analisi di facies e macrotettonica della Vena del Gesso in Romagna. Bolletino della Società Geologica Italiana 104, 21–42.

Marabini, S., Vai, G.B., 1989. Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna. Bolletino della Società Paleontologica Italiana 28(2–3), 369–382.

Mary, C., Iaccarino, S., Courtillot, V., Besse, J., Aissaoui, D.M., 1993. Magnetostratigraphy of Pliocene sediments from the Stirone River (Po Valley). Geophysical Journal International 112, 359–380.

Matano, F., 2007. The 'Evaporiti di Monte Castello' deposits of the Messinian Southern Apennines foreland basin (Irpinia–Daunia Mountains, Southern Italy): stratigraphic evolution and geological context. Geological Society, London, Special Publications 285, 191–218.

Matano, F., Barbieri, M., Di Nocera, S., Torre, M., 2005. Stratigraphy and strontium geochemistry of Messinian evaporate-bearing successions of the southern Apennines foredeep, Italy: implications for the Mediterranean "salinity crisis" and regional palaeogeography. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 217(1–2), 87–114.

Mattei, M., 1987. Analisi geologico-strutturale della Montagna dei Fiori (Ascoli Piceno, Italia central). Geologica Romana 26, 327–347.

Mazzoli, S., Deiana, G., Galdenzi, S., Cello, G., 2002. Miocene fault-controlled sedimentation and thrust propagation in the previously faulted external zones of the Umbria-Marche Apennines, Italy. European Geological Union Stephan Mueller Special Publication Series 1, 195–209.

Miljush, P., 1973. Geologic-tectonic structure and evolution of Outer Dinarides and Adriatic area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 57(5), 913–929.

Milli, S., Moscatelli, M., Stanzione, O., Falcini, F., 2007. Sedimentoligical and physical stratigraphy of the

Messinian turbidite deposits of the Laga Basin (central Apennines, Italy). Bolletino della Società Geologica Italiana 126(2), 255–281.

Musacchio, A., Pellegrino, G., Cafasso, D., Widmer, A., Cozzolino, S., 2006. A unique A. palustris lineage across the otranto strait: botanical evidence for a past land-bridge? Plant Systematics and Evolution 262, 103–111.

Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M. Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (Eds.), Plankton Stratigraphy, Cambridge University Press, p. 427–554.

Popescu, S.-M., Dalesme, F., Jouannic, G., Escarguel, G., Head, M.J., Melinte-Dobrinescu, M.C., Sütő-Szentai, M., Bakrac, K., Clauzon, G., Suc, J.-P., 2009. Galeacysta etrusca complex, dinoflagellate cyst marker of Paratethyan influxes into the Mediterranean Sea before and after the peak of the Messinian Salinity Crisis. Palynology 33(2), 105–134.

Popescu, S.-M., Dalibard, M., Suc, J.-P., Barhoun, N., Melinte-Dobrinescu, M.C., Bassetti, M.A., Deaconu, F., Head, M.J., Gorini, C., Do Couto, D., Rubino, J.-L., Auxietre, J.-L., Floodpage, J., 2015. Lago Mare episodes around the Messinian–Zanclean boundary in the deep southwestern Mediterranean. Marine and Petroleum Geology 66, 55–70.

Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Melinte, M., Clauzon, G., Quillévéré, F., Sütő-Szentai, M., 2007. Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di tetto formations of the "latest Messinian" northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). Geobios 40(3), 359–373.

Popescu, S.-M., Melinte, M.-C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Quillévéré, F., Sütő-Szentai, M., 2008. Marine re-flooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis predates the Zanclean GSSP. Reply to the "Comment on 'Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the "latest Messinian" northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy)' by Popescu et al. (2007) Geobios 40 (359-373)" authored by Roveri et al. Geobios, 41, 657–660.

Popescu, S.-M., Melinte-Dobrinescu, M.C., Suc, J.-P., Do Couto, D., 2016. Ceratolithus acutus Gartner and Bukry 1974 (= C. armatus Müller 1974), calcareous nannofossil marker of the marine reflooding that terminated the Messinian Salinity Crisis: Comment on "Paratethyan ostracods in the Spanish Lago-Mare: More evidence for interbasinal exchange at high Mediterranean sea level" by Stoica et al., 2016. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 441, 854-870. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, in press, doi: 10.1016/j.palaeo.2016.07.011.

Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. Quaternary Science Reviews 25, 3113–3137.

Ricci Lucchi, F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. International Association of Sedimentologists Special Publications 8, 105–139.

Rook, L., Delfino, M., Sami, M., 2015. I vertebrati fossili della cava del Monticino di Brisighella: una finestra sui popolamenti continentali del Mediterraneo nel Miocene superiore. Memorie dell'Istituto Italiano di Speleologia ser. II 28, 55–76.

Rossi, M., Minervini, M., Ghielmi, M., Rogledi, S., 2015. Messinian and Pliocene erosional surfaces in the po Plain-Adriatic Basin: insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins. Marine and Petroleum Geology 66, 192–216.

Roveri, M., Flecker, R., Krijgsman, W., Lofi, J., Lugli, S., Manzi, V., Sierro, F.J., Bertini, A., Camerlenghi, A., De Lange, G., Govers, R., Hilgen, F.J., Hübscher, C., Meijer, P.Th., Stoica, M., 2014. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology 352, 25–58.

Roveri, M., Bassetti, M.A., Ricci Lucchi, F., 2001. The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. Sedimentary Geology 140, 201–214.

Roveri, M., Bertini, A., Cipollari, P., Cosentino, D., Di Stefano, A., Florindo, F., Gennari, R., Gliozzi, E., Grossi, F., Iaccarino, S., Lugli, S., Manzi, V., 2008b. Comment on "Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the « latest Messinian » northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy)" by Popescu et al. (2007) Geobios 40 (359–373). Geobios 41, 669–675.

Roveri, M., Gallo, A.B., Rossi, M., Gennari, R., Iaccarino, S.M., Lugli, S., Manzi, V., Negri, A., Rizzini, F., Taviani, M., 2005. The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy). GeoActa 4, 139–157.

Roveri, M., Manzi, V., 2006. The Messinian salinity crisis: looking for a new paradigm? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 238(1-4), 386–398.

Roveri, M., Manzi, V., Bassetti, M.A., Metini, M., Ricci Lucchi, F., 1998. Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern Romagna (northern Apennines, Italy). Giornale di Geologia 60, ser. 3, 119–142.

Roveri, M., Manzi, V., Gennari, R., Iaccarino, S.M., Lugli, S., 2008a. Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications. Bolletino della Società Paleontologica Italiana 47(2), 71–85.

Sampalmieri, G., Iadanza, A., Cipollari, P., Cosentino, D., Lo Mastro, S., 2010. Palaeoenvironments of the Mediterranean Basin at the Messinian hypersaline/hyposaline transition: evidence from natural radioactivity and microfacies of post-evaporitic successions oft he Adriatic sub-basin. Terra Nova 22, 239–250.

Scarselli, S., Simpson, G.D.H., Allen, P.A., Minelli, G., Gaudenzi, L., 2007. Association between Messinian drainage network formation and major tectonic activity in the Marche Apennines (Italy). Terra Nova 19, 74–81.

Selli, R., 1952. Su un livello-guida nel Messiniano romagnolo-marchigiano. Atti del VII Convegno Nazionale

del Metano e Petrolio, Taormina 1, 192–195.

Selli, R., 1954. Il bacino del Metauro. Giornale di Geologia 24, ser. 2, 1–254.

Selli, R., 1973. An outline of the Italian Messinian. In: Drogger, C.W., Broekman, J.A., Hageman, J., Hantelman, J.J., Marks, P., Meulenkamp, J.E., Schmidt, R.R. (Eds.), Messinian events in the Mediterranean, Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, North-Holland Publishing Company, Amsterdam – London, 150–171.

Senatore, M.R., Boscaino, M., Roberto, A., Pinto, F., 2012. The evaporitic succession of Monte Castello (Savignano Irpino, Campania). Stratigraphy and facies analysis. Rendiconti Online della Società Geologica Italiana 21, 106–108.

Sprovieri, R., Di Stefano, E., Bonomo, S., Tamburini, F., McKenzie, J., 2007. The Messinian – Pliocene boundary in the north Italy. Geophysical Research Abstracts 9, 06041.

Sturani, C., 1973. A fossil eel (Anguilla sp.) from the Messinian of Alba (Tertiary Piedmontese Basin). Palaeoenvironmental and palaeogeographic implications. In: Drogger, C.W., Broekman, J.A., Hageman, J., Hantelman, J.J., Marks, P., Meulenkamp, J.E., Schmidt, R.R. (Eds.), Messinian events in the Mediterranean, Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen, North-Holland Publishing Company, Amsterdam – London, 243–255.

Taviani, M., 1988. Mollusk associated with the late Messinian vertebrate remains (Monticino Quarry, Faenza). In “Fossil vertebrates in the Lamone Valley, Romagna Apennines. Field trip Guidebook”, De Giuli, C., Vai, G.B. (eds.), Università di Bologna, Università di Firenze, Comune di Faenza, 59–60.

Trenkwalder, S., Violanti, D., D’Atri, A., Lozar, F., Dela Pierre, F., Irace, A., 2008. The Miocene/Pliocene boundary and the Early Pliocene micropaleontological record: new data from the Tertiary Piedmont Basin (Moncucco quarry, Torino Hill, Northwestern Italy). Bolletino della Società Paleontological Italiana 47(2), 87–103.

Vai, G.B., 2016. Over half a century of Messinian salinity crisis. Boletin Geológico y Minero 127(2–3), 615–632.

Vai, G.B., Ricci Lucchi, F., 1977. Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporate basin: a case history from the Messinian of Northern Apennines. Sedimentology 24, 211–244.

Van Gijzel, P., 1967. Palynology and fluorescence microscopy. Review of Palaeobotany and Palynology 2, 49–79.

Vezzani, L., Festa, A., Ghisetti, F.C., 2010. Geology and tectonic evolution of the Central-Southern Apennines, Italy. Geological Society of America, Special Paper 469, 1–58.

Violanti, D., Dela Pierre, F., Trenkwalder, S., Lozar, F., Clari, P., Irace, A., D’Atri, A., 2011. Biostratigraphic and palaeoenvironmental analyses of the Messinian/Zanclean boundary and Zanclean succession in the Moncucco quarry (Piedmont, Northwestern Italy). Bulletin de la Société géologique de France 182(2), 149–162.

Warny, S.A, Wrenn, J.H., 2002. Upper Neogene dinoflagellate cysts of the Atlantic coast of Morocco. Micropaleontology 48(3), 257–272.

Young, J.R. (1998) Chapter 9: Neogene. In: Bown, P.R. (Ed.), Calcareous Nannofossils Biostratigraphy, British Micropaleontological Society Publications Series, Kluwer Academic Press, Dordrecht, p. 225–265.

Figure captions

Figure 7-12. Present-day map of the Mediterranean region compared to that reconstructed just after the Messinian Salinity Crisis (Bache *et al.*, 2012), with location of the studied sections in the Apennine foredeep.

Figure 7-13. The Apennine foredeep. (A), Simplified geological map (from: Compagnoni *et al.*, 2005; Roveri *et al.*, 2005; Ghielmi *et al.*, 2010; Vezzani, 2010; Artoni, 2013) with location of the studied places and section shown in B. (B) A Romagna to Apulia schematic geological section focussing on Messinian and Zanclean deposits (modified from Roveri *et al.*, 2008a) with correlation between the studied successions. Sediment thickness is not to scale.

Figure 7-14. The Monticino section near Brisighella. (A), Location of the Monticino quarry in the geological map, after Marabini and Vai (1988) on a Google Earth image. 1, Pre-evaporitic Miocene deposits; 2, Messinian Primary Lower Gypsum; 3, Colombacci (p-ev2) Formation; 4, Argille Azzurre (Lower Zanclean); 5, Fault. (B) Overview oft he Primary Lower Gypsum beds (Gessoso-solfifera Formation) cut by the Messinian erosion and overlain by thin Colombacci deposits and the Zanclean Argille Azzurre. Rectangle c: first sampling site on the northern edge of the quarry. (C) Detailed location of samples 1 – 5. (D) Second sampling site (e) on the southern edge of the quarry. (E) Detailed location of samples 6 – 8.

Figure 7-15. The Maccarone section near Apiro. (A) Location of the Maccarone section in the geological map, after Centamore *et al.* (1991) on a Google Earth image. 1, Pre-evaporitic Miocene deposits; 2, Resedimented Messinian Lower Gypsum; 3, P-ev1 Formation (including the ash in purple); 4, P-ev2 (Colombacci) Formation; 5, Argille Azzurre (Lower Zanclean); 6, Fault. (B) The Maccarone section with location of the studied samples. (C) Lithology and sample location oft he studied part oft he seciton: a, Sandstone; b, Calcareous mudrock; c, Light mudrock; d, Grey mudrock; e, Black mudrock; f, Limestone.

Figure 7-16. The upper Messinian succession at Civitella del Tronto. (A) Location of the studied segments of the section within the p-ev2 Formation in the geological map, after Del

Sordo *et al.* (in press) and Albouy *et al.* (2002) on a Google Earth image. (B) Sedimentary log of the studied section and location of the analysed samples. (C) Photograph of samples 50 and 51 bordering a Colombacci carbonated bed. (D) Photograph of samples 30 and 31 from a murdock interval.

Figure 7-17. The Fonte dei Pulcini section near Lama dei Peligni. (A) Location of the Fonte dei Pulcini section in the geological map, after Cosentino *et al.* (2005) on a Google Earth image. 1, Paleogene deposits; 2, Pre-evaporitic Miocene deposits; 3, Messinian Primary Lower Gypsum (Gessoso-solfifera Fm.); 4, p-ev2 Fm. (Lago Mare deposits); 5, Zanclean conglomerate and clays; 6, Quaternary slope deposits. (B) Location of samples in the upper part of the Fonte dei Pulcini section A of Cosentino *et al.* (2005).

Figure 7-18. The Fonte la Casa section near Palmoli. (A) Location of the Fonte la Casa section in the geological map (Balboni, 1968) on a Google Earth image. 1, Paleogene deposits; 2, Ante-evaporitic Miocene deposits; 3, Resedimented Messinian Lower Gypsum; 4, p-ev2 Fm. (Lago Mare deposits); 5, Quaternary deposits. (B) Photograph of the lower part of the section rich in mollusc shells where sample 1 was taken. (C) Detailed photograph of this section showing mollusc shells. (D) Photograph of the upper part of the section made of yellow sands with intercalated clayey beds where samples 2 and 3 were taken. (E) Photograph of sample 2. (F) Photograph of sample 3.

Figure 7-19. Dinoflagellate cysts from the Maccarone section (Popescu *et al.*, 2007): Paratethyan (brackish) vs. marine assemblages. Lithology: see Figure 7-15. Numbers 1 to 4, Successive marine influxes.

Figure 7-20. Dinoflagellate cysts from the Civitella del Tronto section: Paratethyan (brackish) vs. marine assemblages. Numbers 2 to 4, Successive marine influxes.

Figure 7-21. Dinoflagellate cysts from the Fonte dei Pulcini section: Paratethyan (brackish) vs. marine assemblages. Lithology: a, Brownish mudrocks; b, Laminated grey mudrocks; c, Yellowish sand; d, Finely laminated grey mudrocks; e, Conglomerate; f, Mudrocks of the Argille Azzurre Formation. Number 3, Marine influx.

Figure 7-22. Dinoflagellate cysts from the Fonte la Casa section: Paratethyan (brackish) vs. marine assemblages. Lithology: a, Blue mudrocks with mollusc shells; b, Yellowish sands; c, Brownish mudrocks. Numbers 3 and 4, Successive marine influxes.

Figure 7-23. Chronostratigraphic and palaeoenvironmental re-interpretation of the Messinian post-evaporitic deposits of the Apennine foredeep.

Figure 7-24. Line-drawings of interpreted seismic profiles in the Adriatic Sea showing the Messinian palaeo-sill of the Gargano peninsula-Pelagosa region.

Figure 7-25. Mediterranean – Adriatic (vs. Apennine foredeep) connections since 6 Ma. (A) Location of the cross-sections; b, Present-day cross-section; c, Successive reconstructed cross-sections from 5.97 to 5.33 Ma, highlighting the role of the Gargano-Pelagosa palaeo-sill and Messinian Apennine deformation phase.

Table 1. Calcareous nannofossil content of the studied sections.

Table 2. Dinoflagellate cyst content of the studied sections.

Figure 7-12

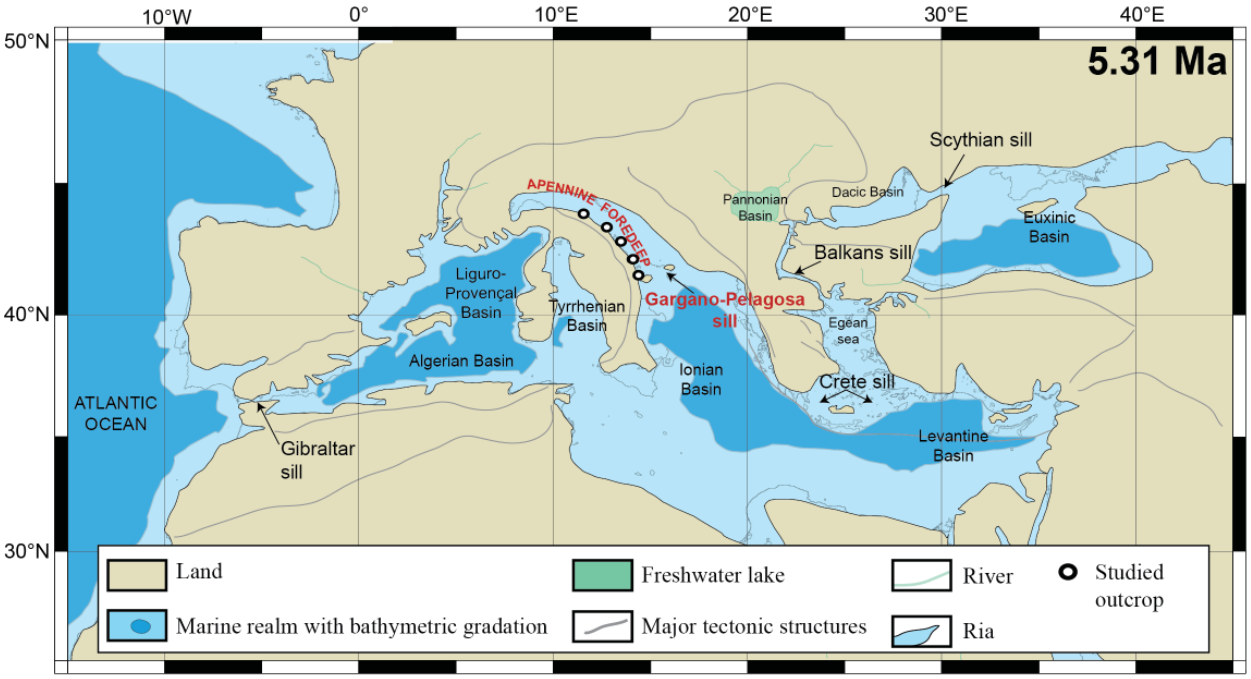

10°W
0°
10°E
20°E
30°E
40°E
50°N
40°N
30°N
5.31 Ma
Scythian sill
APENNINE FOREDEEP
Pannonian Basin
Dacic Basin
Euxinic Basin
Balkans sill
Liguro-Provençal Basin
Tyrrhenian Basin
Gargano-Pelagosa sill
Egean sea
Algerian Basin
Ionian Basin
Crete sill
ATLANTIC OCEAN
Gibraltar sill
Levantine Basin
Land
Freshwater lake
River
Studied outcrop
Marine realm with bathymetric gradation
Major tectonic structures
Ria

Figure 7-13

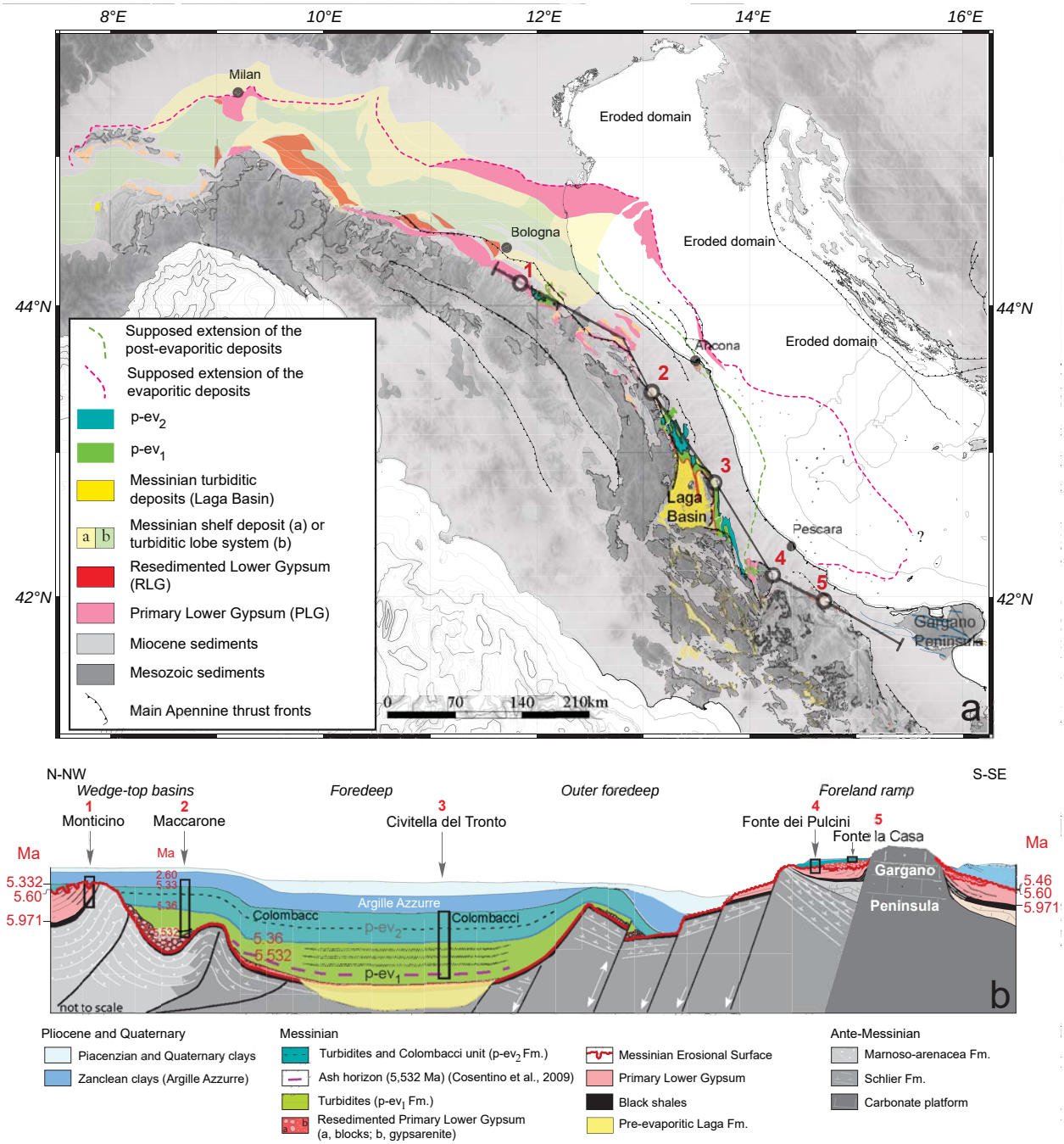

8°E
10°E
12°E
14°E
16°E
44°N
42°N
Milan
Bologna
Ancona
Pescara
Eroded domain
Laga Basin
Gargano Peninsula
1
2
3
4
5
Supposed extension of the post-evaporitic deposits
Supposed extension of the evaporitic deposits
p-ev2
p-ev1
Messinian turbiditic deposits (Laga Basin)
Messinian shelf deposit (a) or turbiditic lobe system (b)
Resedimented Lower Gypsum (RLG)
Primary Lower Gypsum (PLG)
Miocene sediments
Mesozoic sediments
Main Apennine thrust fronts
0 70 140 210km
a
N-NW
S-SE
Wedge-top basins
Foredeep
Outer foredeep
Foreland ramp
Monticino
Maccarone
Civitella del Tronto
Fonte dei Pulcini
Fonte la Casa
Ma
5.332
5.60
5.971
2.60
5.33
8.36
5.536
Colombacc
Argille Azzurre
Colombacci
5.36
5.532
p-ev2
p-ev1
Gargano Peninsula
5.46
not to scale
b
Pliocene and Quaternary
Piacenzian and Quaternary clays
Zanclean clays (Argille Azzurre)
Messinian
Turbidites and Colombacci unit (p-ev2 Fm.)
Ash horizon (5,532 Ma) (Cosentino et al., 2009)
Turbidites (p-ev1 Fm.)
Resedimented Primary Lower Gypsum (a, blocks; b, gypsarenite)
Messinian Erosional Surface
Primary Lower Gypsum
Black shales
Pre-evaporitic Laga Fm.
Ante-Messinian
Marnoso-arenacea Fm.
Schlier Fm.
Carbonate platform

Figure 7-14

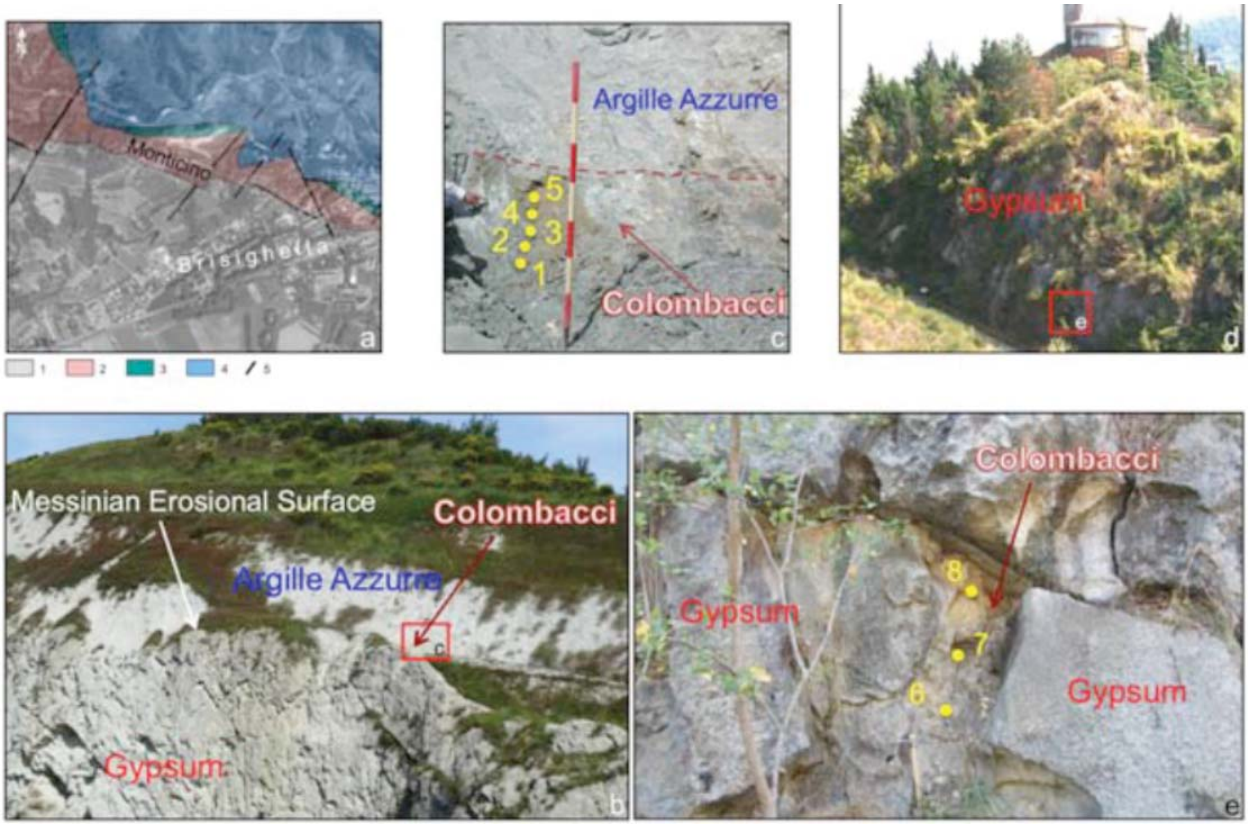


Figure 7-15

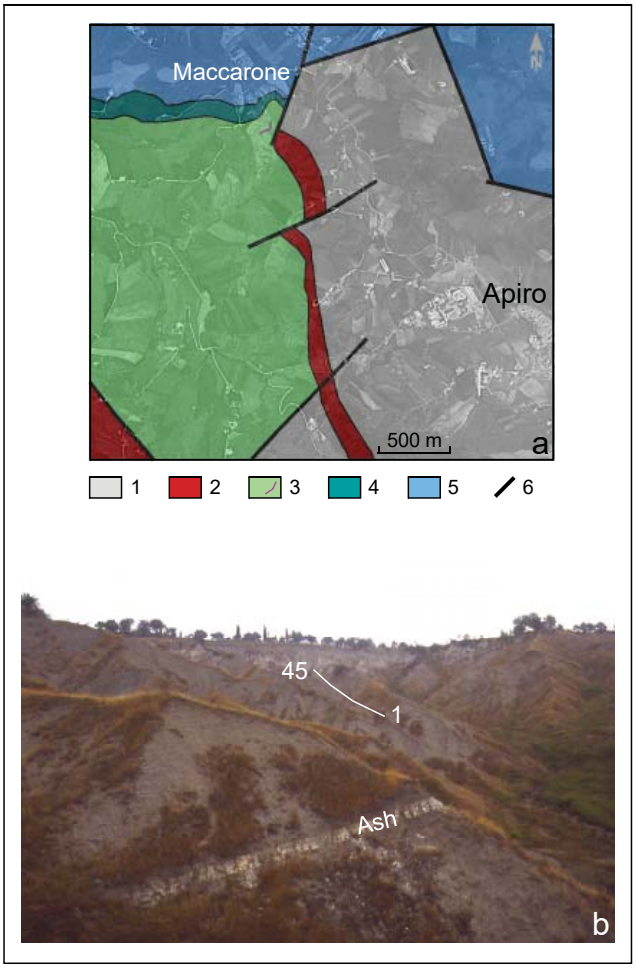


Figure 7-16

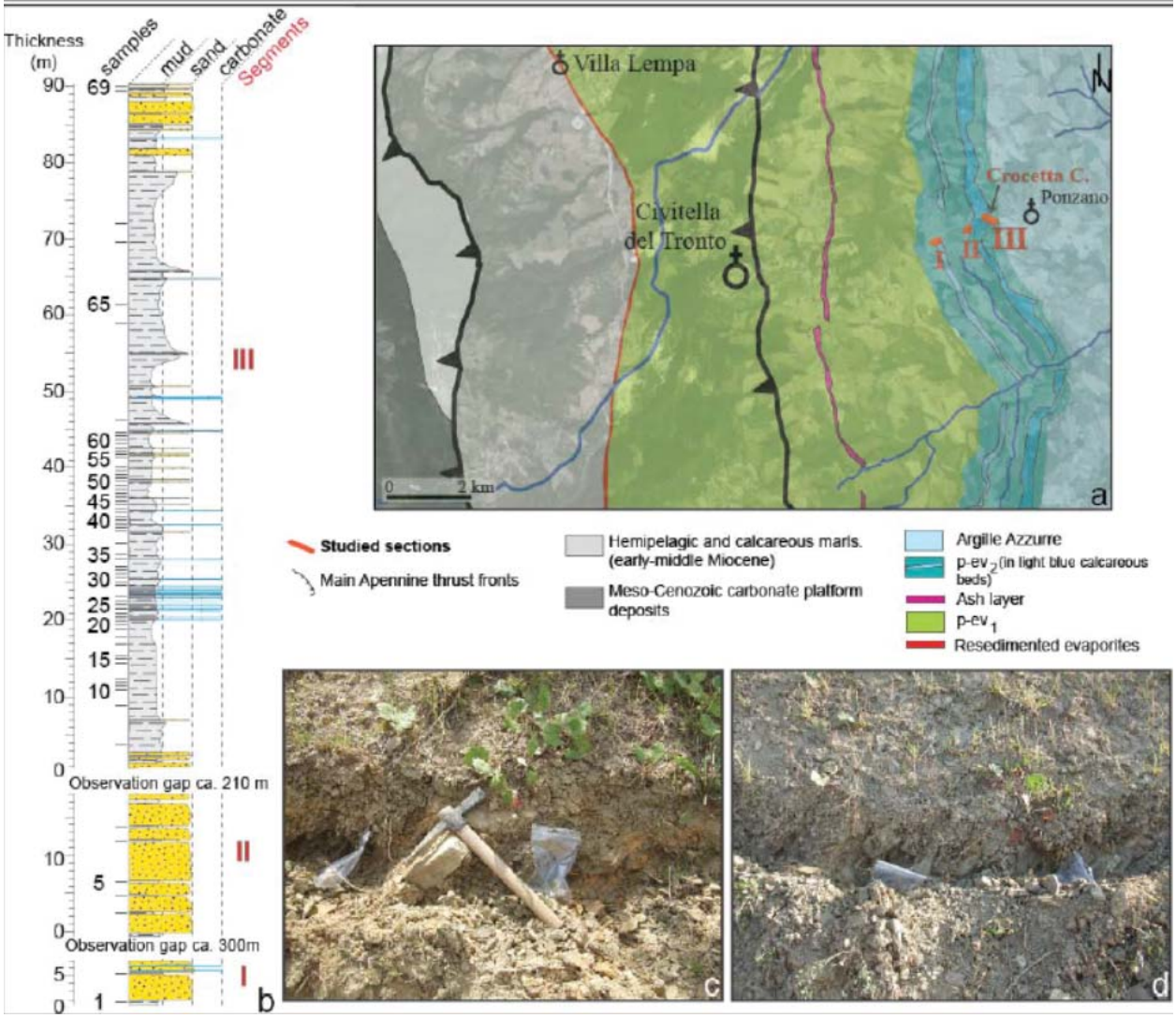


Figure 7-17

Figure 7-18

Figure 7-19

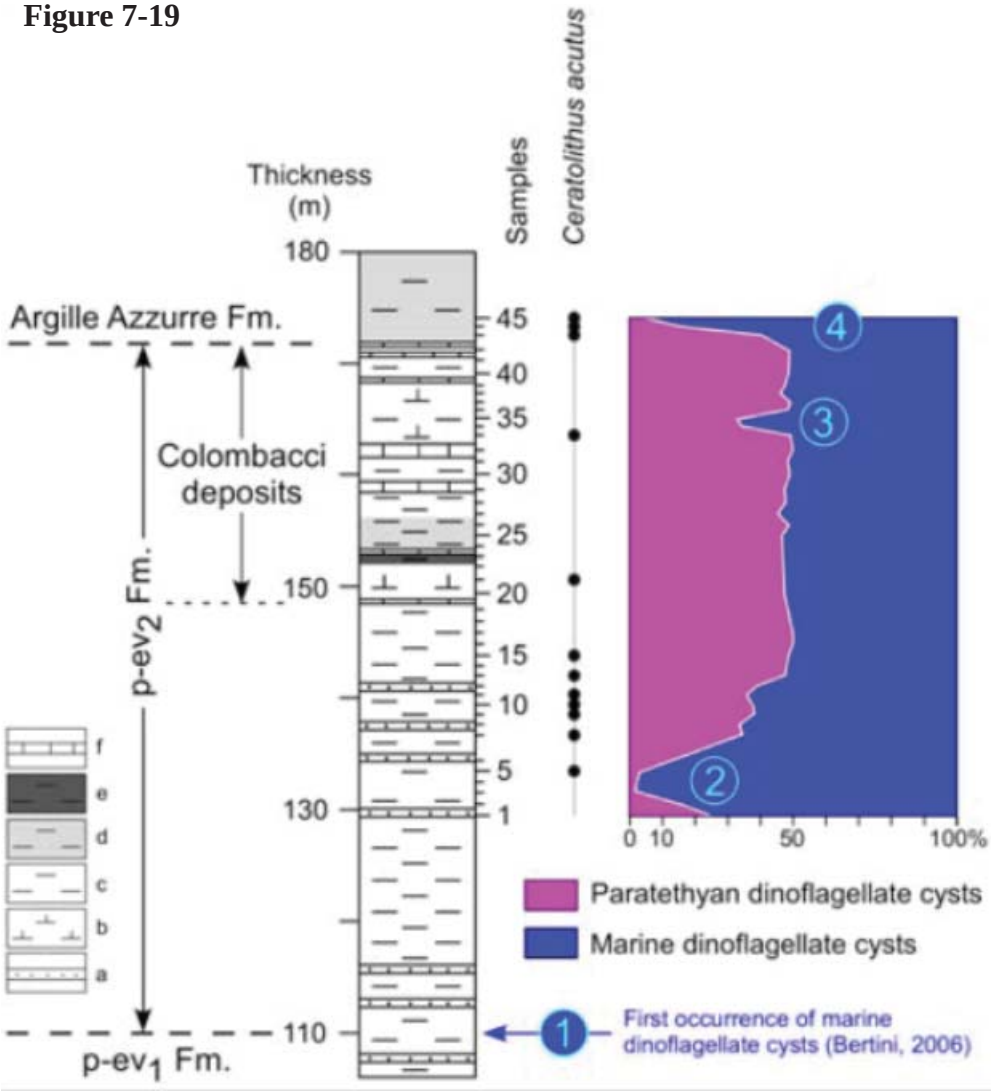

Thickness
(m)
Samples
Ceratolithus acutus
180
150
130
110
Argille Azzurre Fm.
Colombacci
deposits
p-ev2 Fm.
p-ev1 Fm.
45
40
35
30
25
20
15
10
5
1
f
e
d
c
b
a
4
3
2
0 10
50
100%
Paratethyan dinoflagellate cysts
Marine dinoflagellate cysts
1
First occurrence of marine
dinoflagellate cysts (Bertini, 2006)

Figure 7-20

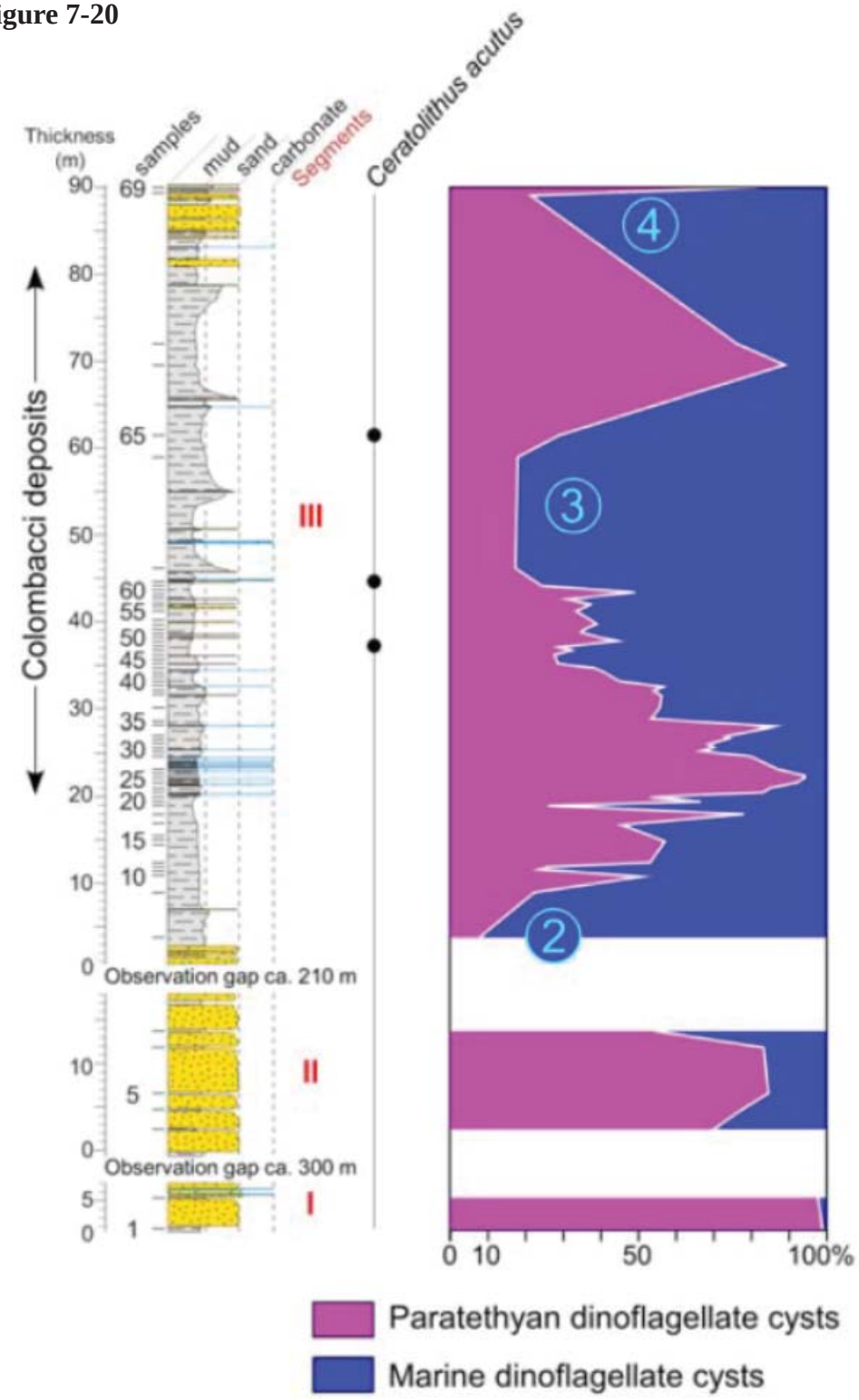

Thickness (m)
samples
mud
sand
carbonate
Segments
Ceratolithus acutus
Colombacci deposits
Observation gap ca. 210 m
Observation gap ca. 300 m
III
II
I
4
3
2
0 10 50 100%
Paratethyan dinoflagellate cysts
Marine dinoflagellate cysts

Figure 7-21

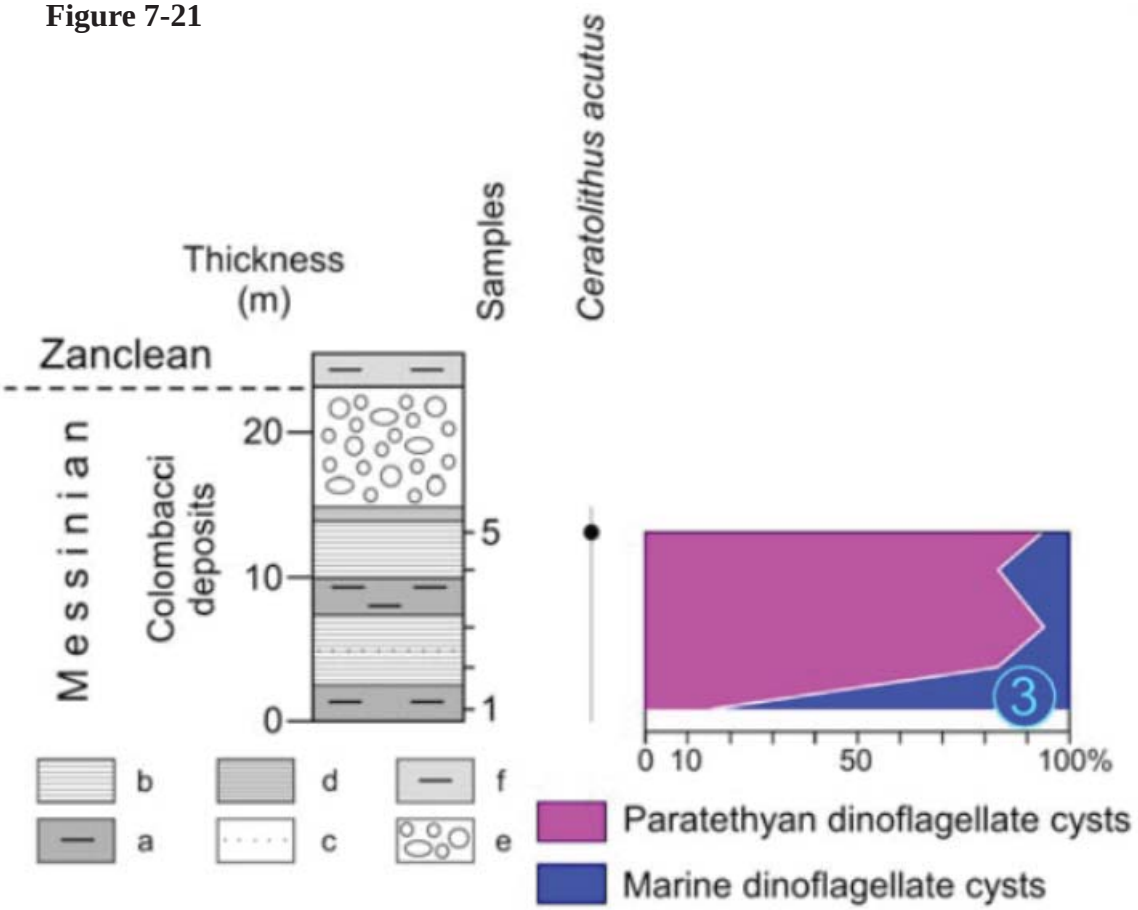


Figure 7-22

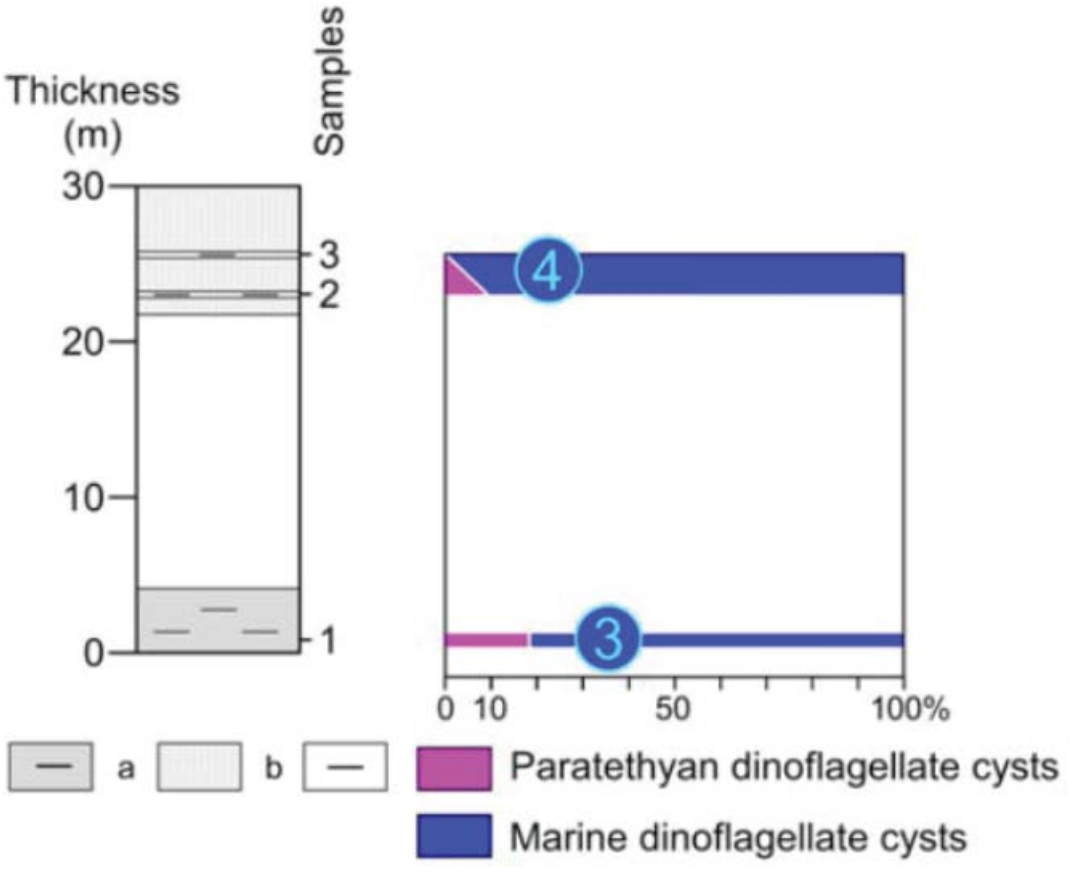


Figure 7-23

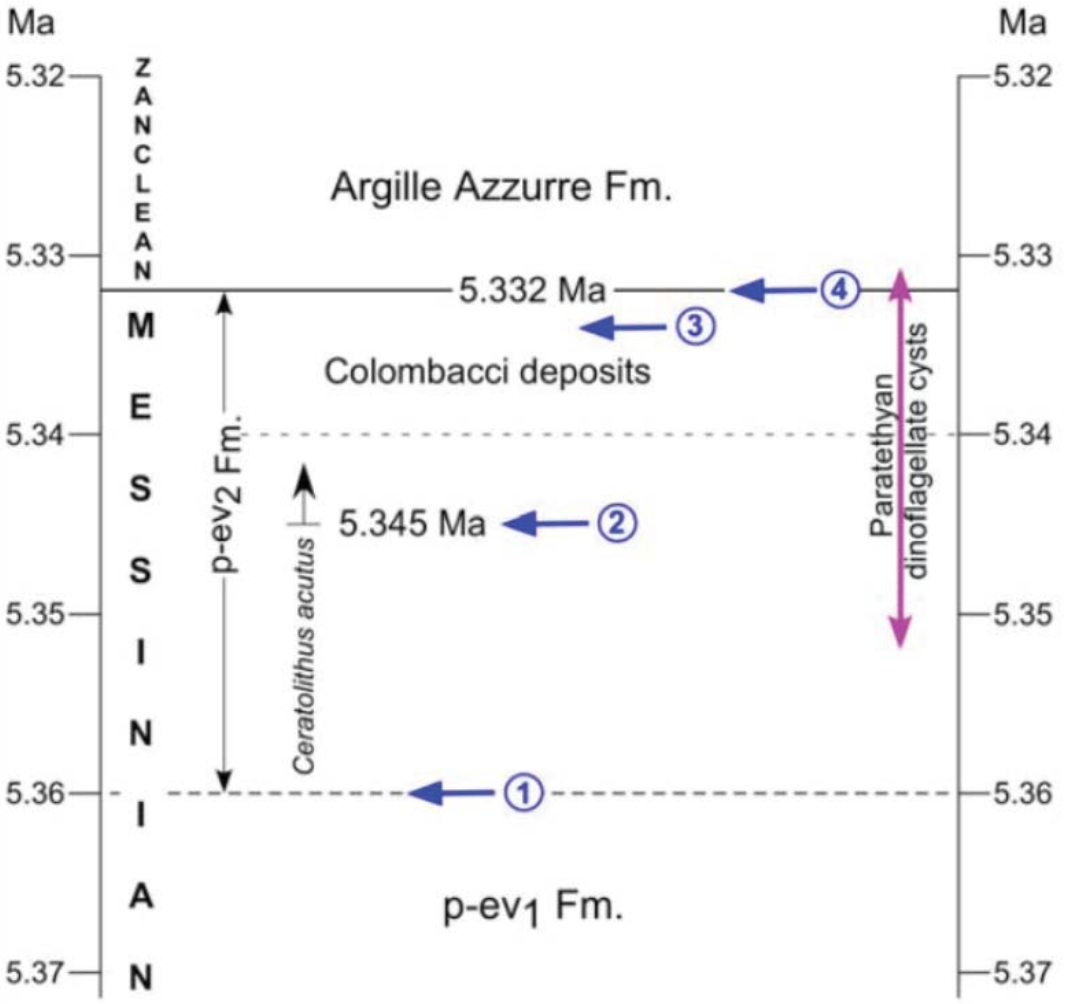

Ma
Ma
5.32
5.33
5.34
5.35
5.36
5.37
ZANCLEAN
MESSINIAN
Argille Azzurre Fm.
5.332 Ma
Colombacci deposits
p-ev2 Fm.
5.345 Ma
Ceratolithus acutus
Paratethyan dinoflagellate cysts
p-ev1 Fm.
1
2
3
4

Figure 7-24

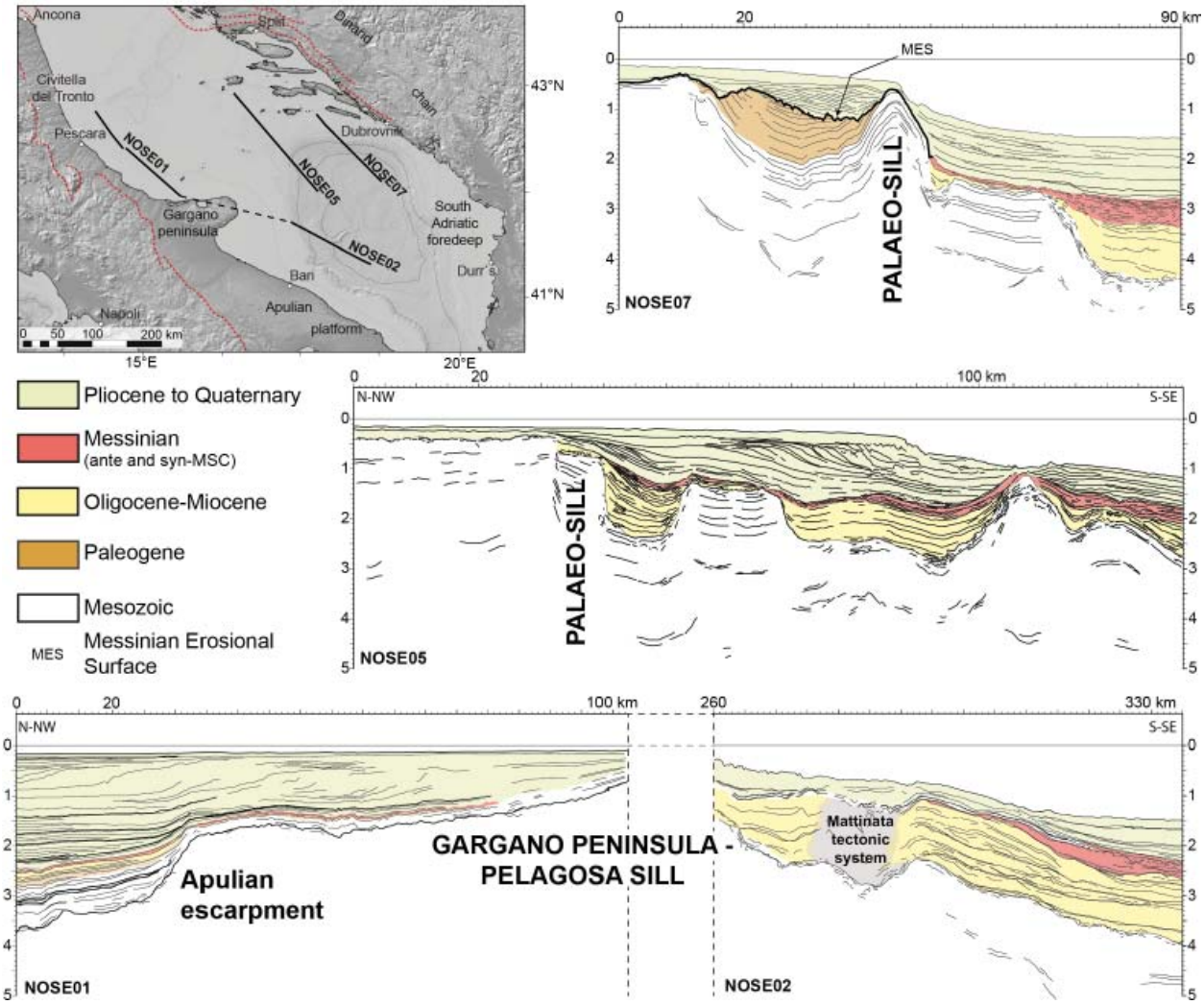

Ancona
Split
Dinarid chain
Civitella del Tronto
Pescara
NOSE01
NOSE05
NOSE07
Dubrovnik
Gargano peninsula
NOSE02
South Adriatic foredeep
Bari
Durrës
Napoli
Apulian platform
0 50 100 200 km
15°E
20°E
43°N
41°N
0 20 90 km
MES
PALAEO-SILL
NOSE07
Pliocene to Quaternary
Messinian (ante and syn-MSC)
Oligocene-Miocene
Paleogene
Mesozoic
MES Messinian Erosional Surface
0 20 100 km
N-NW
S-SE
PALAEO-SILL
NOSE05
0 20 100 km 260 330 km
N-NW
S-SE
Apulian escarpment
GARGANO PENINSULA - PELAGOSA SILL
Mattinata tectonic system
NOSE01
NOSE02

Figure 7-25

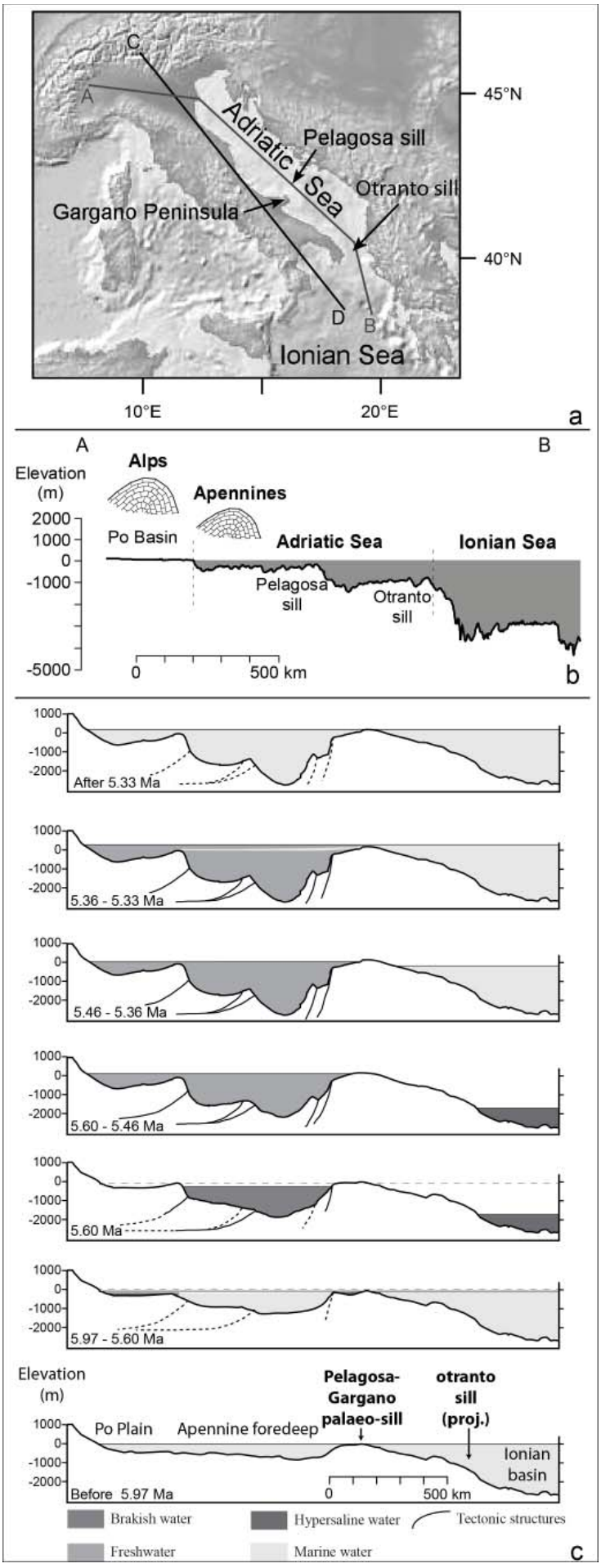

C
A
Adriatic Sea
Pelagosa sill
Otranto sill
Gargano Peninsula
45°N
40°N
D
B
Ionian Sea
10°E
20°E
a
A
B
Elevation (m)
Alps
Apennines
Po Basin
Adriatic Sea
Ionian Sea
Pelagosa sill
Otranto sill
2000
1000
0
-1000
-5000
0
500 km
b
After 5.33 Ma
5.36 - 5.33 Ma
5.46 - 5.36 Ma
5.60 - 5.46 Ma
5.60 Ma
5.97 - 5.60 Ma
Elevation (m)
Pelagosa-Gargano palaeo-sill
otranto sill (proj.)
Po Plain
Apennine foredeep
Ionian basin
Before 5.97 Ma
0
500 km
Brakish water
Hypersaline water
Tectonic structures
Freshwater
Marine water
c

Table 1

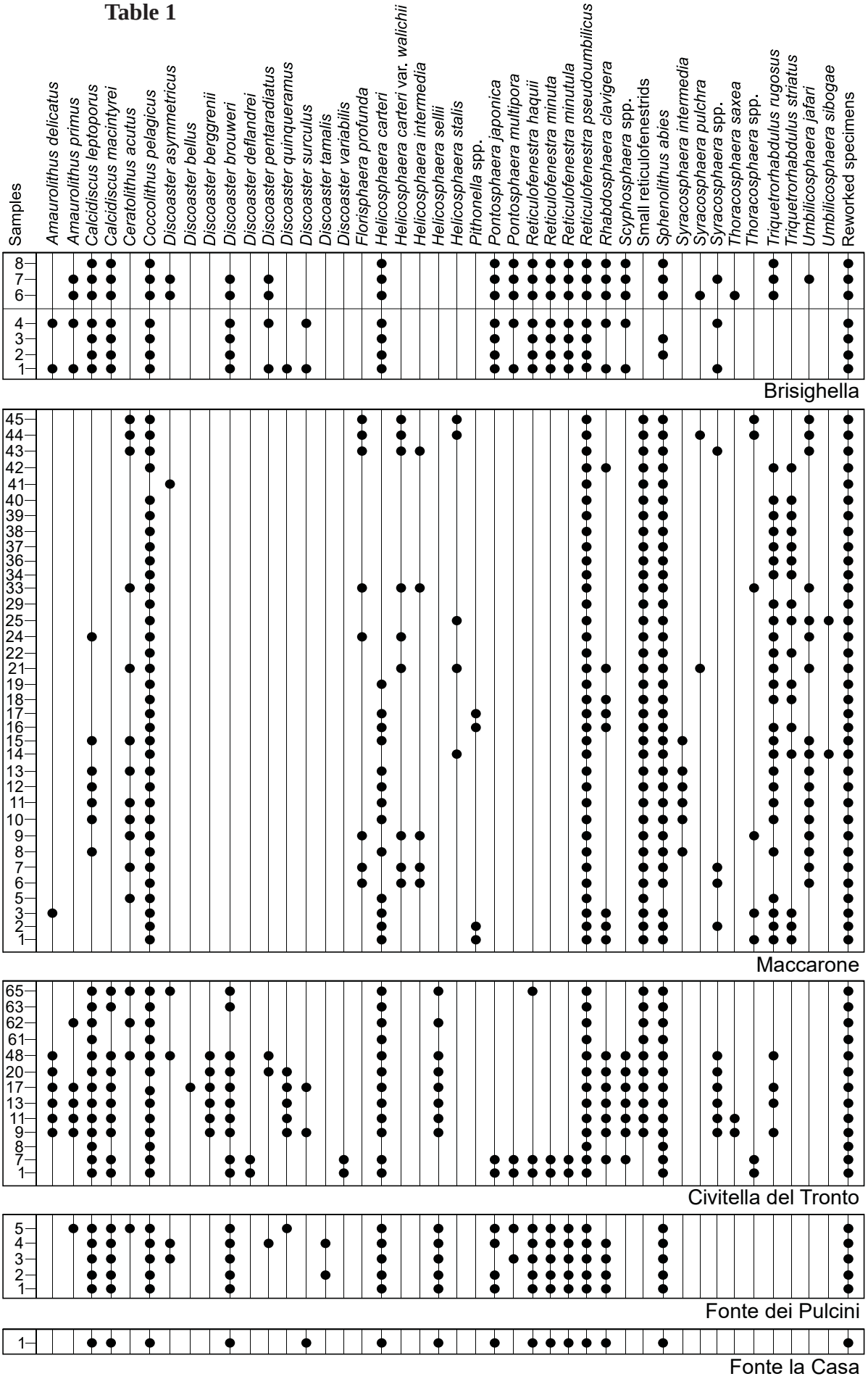
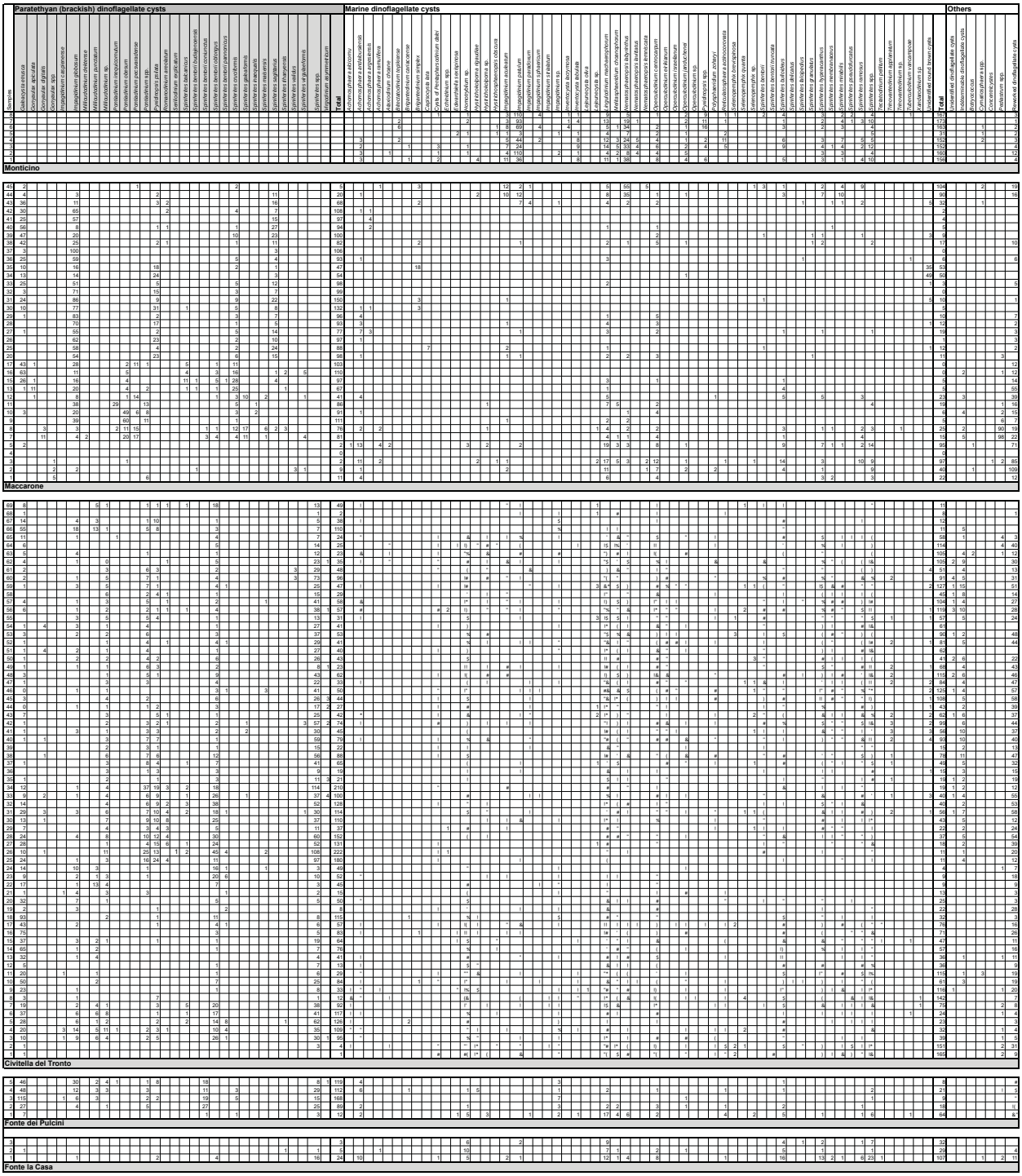

Samples
Amaurolithus delicatus
Amaurolithus primus
Calcidiscus leptoporus
Calcidiscus macintyrei
Ceratolithus acutus
Coccolithus pelagicus
Discoaster asymmetricus
Discoaster bellus
Discoaster berggrenii
Discoaster brouweri
Discoaster deflandrei
Discoaster pentaradiatus
Discoaster quinqueramus
Discoaster surculus
Discoaster tamalis
Discoaster variabilis
Florisphaera profunda
Helicosphaera carteri
Helicosphaera carteri var. walichii
Helicosphaera intermedia
Helicosphaera sellii
Helicosphaera stalis
Pithonella spp.
Pontosphaera japonica
Pontosphaera multipora
Reticulofenestra haquii
Reticulofenestra minuta
Reticulofenestra minutula
Reticulofenestra pseudoumbilicus
Rhabdosphaera clavigera
Scyphosphaera spp.
Small reticulofenestrids
Sphenolithus abies
Syracosphaera intermedia
Syracosphaera pulchra
Syracosphaera spp.
Thoracosphaera saxea
Thoracosphaera spp.
Triquetrorhabdulus rugosus
Triquetrorhabdulus striatus
Umbilicosphaera jafari
Umbilicosphaera sibogae
Reworked specimens
Brisighella
Maccarone
Civitella del Tronto
Fonte dei Pulcini
Fonte la Casa

Table 2


Paratethyan (brackish) dinoflagellate cysts
Marine dinoflagellate cysts
Others
Monticino
Maccarone
Civitella del Tronto
Fonte del Pulcini
Fonte la Casa

Chapitre 8

Conclusions, Zones d'ombres et Perspectives

8.1. Un objectif en appelant un autre...

De nombreuses études, structurales, sédimentologiques, stratigraphiques et géodynamiques ont été entreprises au sein de l'ensemble golfe du Lion-bassin Liguro-Provençal (voir la page didiée à la Méditerranée Occidentale du site de l'Action INSU Action Marges : http://www.actionsmarges.fr/medocc/). Les récentes avancées ont permis de mettre en avant l'impact majeur de la nature de la croûte sur les environnements de dépôts. De plus, ces travaux témoignent de l'impact majeur de la crise d'érosion et de salinité Messinienne, notamment sur l'ampleur des transferts sédimentaires et les réajustements isostatiques associés. Ce projet de recherche s'est initialement concentré sur l'extension des observations de la période Tortono-Messinienne au sein du bassin Liguro-Provençal, vue comme une marge passive, à deux bassins atypiques, « périphériques » : les bassins de Valence et Adriatique. Mais que désigne-t-on sous le terme d'atypique et quelles sont les points différents et les points communs entre ces deux zones « périphériques »?.

D'un point de vue géodynamique, tout oppose ces deux bassins : le bassin de Valence est considéré comme un bassin d'arrière-arc avorté influencé par la compression bétique, dont l'interaction entre les processus extensifs et compressifs est mal comprise ; le bassin Adriatique est considéré quant-à lui comme une marge complexe reprise en subduction et collision à l'Est (fronts Dinaride et Albano-Hellénique) et l'Ouest (front Apennin) de la mer Adriatique.Cependant, ces deux bassins ont un héritage structural et sédimentologique commun, qui les relient aux processus extensifs liés à la dislocation de la Pangée, durant la période Triasique à Crétacé (jusqu'à 84 Ma ; e.g. Olivet, 1996). Durant cette période, le domaine de Valence est associé à la genèse d'un important bassin Mésozoïque, dont les reliques sont observées en mer (*bassin de Valence sensu stricto, incluant le bassin Mésozoïque de Columbretes*), à terre (*bassin de Maestrazgo*) et au sein des archipels Baléares (*l'île de Minorque n'est que partiellement comprise au sein de ce bassin*). Dans le domaine Adria le Trias supérieur-Jurassique est marqué par l'apparition d'un système plateformes-bassins carbonatées, globalement orienté NO-SE à l'actuel, pour lequel les enregistrements des forages font état de plus de 6 km de dépôt de carbonates de plateforme au sein du promontoire Apulien.

Même si de nombreuses zones d'ombres demeurent pour cette période du Mésozoïque, tels que le processus de génèse du VBss (et subséquemment la position initiale des Baléares), le taux de cet amincissement, l'extension et la nature du bassin Ionien, etc. cet héritage Mésozoïque va engendrer une physiographie prononcée durant la période Tertiaire.

Or, l'objectif initial de mon travail visait à étudier la position verticale relative de ces deux sous-bassins, qui pouvaient se retrouver soit isolés (bassins perchés) ou soit connectés au domaine

profond durant la crise d'érosion et de salinité Messinienne. Une réflexion sur l'importance et l'impact de l'événement Messinien au sein des bassins impliquait d'identifier les seuils potentiels délimitant les sous-bassins et de caractériser leurs processus de genèse. L'érude de l'héritage physiographique et/ou géodynamique Mésozoïque, et son impact sur l'évolution des dépôts sédimentaires et les processus de transferts, devenaient donc crucial.

L'étude des processus sédimentaires au Messinien impliquait également d'identifier les sources d'apports fluviaux potentielles. Ainsi, il est devenu rapidement indispensable de tenter de répondre à la question de l'âge de la connexion entre le bassin endoréique de l'Ebre à la Méditerranée,et la caractérisation des vallées Messiniennes au sein de Valence et l'organisation des dépôts détritiques associées fut rapidement un élément clef de a compréhension du fonctionnement du Bassin de Valence durant le Néogène[1].

8.2. Héritage et Segmentation

La compilation, l'interprétation et la synthèse des données sismiques et de forages disponibles au sein des domaines Adriatique et de Valence nous ont permis d'établir une vision complète de l'organisation des dépôts sédimentaires au Tertiaire. Ce regard a été étendu à terre, en Italie, Albanie et NE Ibérique.

8.2.1. Au sein du bassin de Valence

Les principaux résultats peuvent être résumés ainsi :

- **L'identification du bassin de Minorque.** L'analyse de la base des dépôts Tertiaires et de l'évolution des mégaséquences Tertiaires met en lumière une segmentation de la zone d'étude en trois domaines, associée à un approfondissement par palier du SO au NE : le bassin de Valence sensu stricto (VBss), le bassin tampon (*buffer)* de Minorque (MB) puis le bassin profond Liguro-Provençal (LPB). Le domaine de Minorque est bordé au SO et NE respectivement par la zone de fracture Centrale (CFZ) et la zone de fracture Nord Baléare (NBFZ).

- **Une arrivée marine tardive au sein du VBss.** L'enregistrement sédimentaire marin au sein des marges Catalane et du Golfe du Lion est similaire au Miocène, s'initiant à l'Oligocène supérieur. Les premières arrivées marines sont plus tardives au sein du VBss, estimées au

1 Un travail de thermochronologie a été initié, sans être finalisé car les données n'avaient pas la précision requise, au sein de la chaîne Catalane. L'objectif était de contraindre le rôle et l'histoire de la chaîne Catalane en tant que seuil physiographique, délimitant le bassin intra montagneux de l'Ebre de l'espace méditerranéen.

Burdigalien supérieur-Langhien.

- **La Subsidence** : L'enregistrement des dépôts sédimentaires au sein du VBss est lié à une subsidence purement verticale, similaire à celle observée au sein du bassin profond Liguro-Provençal.

L'ensemble de ces observations ont une incidence majeure dans la compréhension de la genèse du domaine occidental Méditerranéen :

- L'histoire sédimentaire synchrone des bassins Liguro-Provençal et de Minorque implique, lors de la phase de rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde, un mouvement synchrone et similaire du bloc de Minorque. L'arrêt de ce mouvement coïncide avec la mise en place de la 1ère croûte océanique, atypique, au sein du bassin Liguro-Provençal. Ainsi, alors que le bloc Corso-Sarde continue sa rotation pour former la partie centrale du Basin Provençal, le bloc de Minorque, à l'interface entre deux domaines de géodynamie différente, s'arrête.
- Au sud-ouest, le bloc Ibiza-Majorque, formant la limite méridionale du bassin Mésozoïque observé au sein du VBss, ne présente que peu ou pas de mouvement cinématique au Miocène inférieur.

Ainsi, l'héritage structural très différencié de l'ensemble Bassin Valence-Provençal impacte et dirige très fortement les mouvements horizontaux (et verticaux) Néogènes. Cette configuration, avec le bloc Ibiza-Majorque en place ou quasi en place dès le debut du Néogène, place le bloc AlKaPeKa nettement plus au sud, ce qui modifie considérablement la physiographie de la partie méridionale de la Méditerranée Occidentale et impacte son histoire Néogène.

Néanmoins, ces observations et interprétations soulèvent de nouvelles interrogations, reliées à la nature profonde des domaines, tant au niveau des processus de subsidence que sur des considérations cinématiques, .

- L'impact de la phase Bétique et son extension n'ont pas été abordés[2]. Nos observations portant sur les différents paléo-marqueurs Miocènes et Pliocènes-Quaternaires semblent monter que seule la partie méridionale du segment Valence *sensu stricto* (VBss) est impactée par cette phase.
- Les processus expliquant la subsidence observée au sein du VBss, purement verticale, ne sont cependant pas connus.

2 Si vous vous rappelez bien au sein de la section 2.2., nous exposions l'idée d'une segmentation du VBss selon un axe SO-NE [Roca (1992) ou Del Olmo (1996)], directement liée à l'influence de la phase de compression Bétique, datée du Miocène inférieur-moyen.

• La nature du bassin de Minorque reste inconnue, bien que des hypothèses aient été proposées. Sa position relativement plus haute que le domaine voisin du bassin Liguro-Provençal décrit par la réfraction comme une croûte continentale exhumée, pourrait induire une nature de croûte différente, cependant le fait que le mouvement du bloc Minorque s'arrête alors celui du bloc Corso-Sarde continue pour former un bassin océanique peut aussi induire des processus profond qui peuvent produire cette différence de profondeur.

• Le nouveau scénario cinématique proposé pour le bassin de Valence nous a conduits à s'intéresser aux différents modes de formations du bassin Algéro-Provençal, au sud et au sud-est du promontoire Baléare. En plus des problèmes posés sur son mode de formation, la nature du domaine profond Algérien est également débattue.

L'un des axes de recherche que nous envisageons à la suite de ce travail autour des deux premières questions est de convertir l'ensemble des profils régionaux en profondeur, suivant les lois de vitesses des ESP et forages bordiers. L'établissement de coupes 2D des différents paléomarqueurs en profondeur, à l'échelle du VBss, devrait permettre de mieux comprendre cette une segmentation secondaire du bassin VBss ainsi que l'évolution détaillée de sa subsidence.

Afn de répondre au deux questions suivante, une campagne de réfraction pourrait être proposée, depuis le bassin du VBss jusqu'au bassin Liguro-Provençal, afin de contraindre la nature du domaine de Minroque et d'imager et de caractériser les transitions entre ces trois segments. Une fois bien contrainte la partie nord de la Méditerranée Occidentale, cette campagne pourrait être élargie au domaine Algérien, en passant par les Baléares. Une image globale serait alors disponible, à l'échelle de la Méditerranée Occidentale (excepté le bassin Alboran) et permettrait de valider ou d'infirmer les différentes hypothèses proposées pour l'histoire cinématique complexe et débattue de la région au Néogène.

8.2.2. Au sein du domaine Adria.

Nos principales observations et interprétations peuvent être résumées comme suit :

• **Le contrôle des reliefs Mésozoïques dans l'évolution des mégaséquences Tertiaires.** L'analyse des mégaséquences sédimentaires Tertiaires au sein du bassin Adriatique met en avant le rôle prépondérant des anciennes successions plateformes-bassins Mésozoïques dans l'évolution des paléo-environnements au cours du Miocène. La synthèse des informations de forages industriels au sein du bassin Adriatique caractérise, du point de vue de la sédimentation Tertiaire, deux domaines : le bassin Central Adriatique (CAB) et le bassin Sud Adriatique

(SAB).

• **Le contrôle des structures et fronts de déformation dans le développement des mégaséquences.** Quatre mégaséquences sont illustrées au sein du domaine Adriatique. Leurs développements, dominés par l'héritage Mésozoïque, sont également sous l'influence des fronts de déformation Albanide-Péloponnèse et Apennin, dominant respectivement les bassins Sud et Central Adriatique. Les structures secondaires (ride Médio-Adriatique, ride de Tremiti, système de Mattinata, linéament de Sukari-Pec) jouent un rôle secondaire, mais non pas moins importants, dans la répartition des dépôt-centres.

• **Les quatre mégaséquences sont :**

* La mégaséquence Aquitano-Tortonienne est condensée au sein du CAB mais correspond à une succession de dépôt-centres importants plus à l'Ouest, liée à la migration vers l'Est du front de déformation Apennin. La succession est au contraire développée au sein du SAB, dont la partie SE est sous l'influence de la migration du front Albanide.

* La mégaséquence Messinienne se développe au sein du SAB *via* l'influence de la physiographie ante-Tertiaire, ainsi que du front de déformation Albanide au SE. La réactivation de structures selon une contrainte compressive est avérée pour le système de Mattinata et suspectée pour le système Tremiti-M.A.R.. Ces structures influencent de manière secondaire la paléo-bathymétrie de la bordure NO du SAB ainsi que la répartition des dépôts détritiques. La mégaséquence est à l'inverse condensée au sein du CAB, se développant plus à l'ouest au sein de la chaîne centrale Apennine où se situe le bassin de Laga. La prolongation de ce dépôt-centre vers le SE, n'est pas avérée.

* La mégaséquence Pliocène-Quaternaire souligne l'influence 1) du front Apennin dans le basculement vers l'Ouest de la base des dépôts ante-Pliocènes à l'échelle du CAB et 2) du front Albanide dans le basculement vers le SE de l'ensemble des dépôts ante-Pliocènes au sein du SAB.

L'ensemble de ces observations nous amène à définir un seuil majeur, le promontoire de Gargano qui distingue durant le Tertiaire les bassins centraux et sud Adriatique. Le promontoire Apulien joue quant à lui durant le Messinien, un rôle essentiel dans l'isolation des bassins adriatiques par rapport aux domaines profonds à l'Ouest du promontoire. Au sud du SAB, un autre seuil (à cartographier, mais très déformé) semble isoler le bassin du domaine plus profond sud-Ionien.

8.3. L'impact de la segmentation sur l'évolution des paléogéographies au Messinien

La segmentation des bassins de Valence et Adriatique mise en lumière, nous avons par la suite concentré nos travaux sur l'objectif initial de notre travail de recherche, à savoir l'identification de bassins perchés lors de l'événement Messinien et leurs impacts sur l'évolution des paléo-environnements.

8.3.1. Au sein du bassin de Valence

L'évolution paléogéographique et environnementale durant l'événement Messinien est dominée par la segmentation observée entre le VBss, MB puis le LPB.

- **Identification d'un développement en deux parties des formations détritiques dans le bassin de Valence**. Le développement des dépôts détritiques au sein du VBss est associé à un étalement, le long du rebord de plateforme Messinienne, de prismes de régression forcée. L'unité détritique se développe dans un second temps au sein du domaine profond de Minorque.

- **Identification de la vallée incisée au sein du VBss**, longue de plus de 260km. Avant notre étude, un paradoxe entourait la question de la faible dimension de la vallée incisée Mesisnienne attribuée à un paléo-Ebre par rapport à la dimension actuelle de son bassin de drainage, pourtant similaire au bassin de drainage du Rhône, avec une incision de plus de 400km. La prolongation de la vallée incisée du paléo-Ebre, en pied de pente du VBss, en position relative haute, et l'identification de son embouchure, à la transition entre le VBss et le MB, nous permet de rallonger de plus de 150km la longueur du système fluvial Messinien du paléo-Ebre et d'obtenir une valeur d'ordre de grandeur similaire.

- **L'**établissement **d'un système de vallées incisées au sein du bassin de Valence.** Nos observations s'appliquent clairement au principe de système de vallées incisées. Le développement des unités détritiques s'effectue durant la chute majeure du niveau marin. La faible marche physiographique en rebord de plateforme (VBss en position relative haute) conduit à un étalement des dépôts, tandis de la transition marquée entre le VBss et MB est associée au développement d'un prisme progradant se développant vers le bassin profond. Au fur à mesure de la chute, une vallée incisée, liée à l'association de plusieurs systèmes fluviaux dont le proto-Ebre, incise la plateforme, puis au plus bas niveau marin, incise le rebord du domaine de Minorque. Nous montrons également que le principe d'érosion rétrogressive joue un rôle essentiel dans le façonnement de la surface d'érosion. Nous illustrons que le plus bas niveau marin est associé au développement des LU et MU. Les formations transgressives d'UU remplissent graduellement les anciennes vallées incisées.

- **L'identification du plus bas niveau marin.** Avant notre étude, un certain flou était associé au plus bas niveau marin au sein du bassin de Valence, soit situé en rebord de plateforme Miocène, soit localisé en pied de pente de cette plateforme au sein du bassin de Valence. Nous identifions ce plus bas niveau marin à la transition entre le VBss et le bassin de Minorque, au niveau de l'initiation de la LU, à environ 3.2-3.4 std. Avec la conversion des profils en profondeur, et en tenant compte du calcul de la subsidence au Pliocène-Quaternaire, il serait alors possible d'identifier clairement l'amplitude de chute marine associée à l'événement Messinien.

- **Le bassin du VBss, un bassin 'perché'.** Le VBss est ainsi considéré comme un bassin perché, en milieu aérien lors du paroxysme de la chute marine relative Messinienne. Le faible développement des dépôts LU et MU, comparé au domaine profond Liguro-Provençal, place également le bassin de Minorque en position intermédiaire, suspendu par rapport au bassin profond Liguro-Provençal.

8.3.2. Au sein du domaine Adria

Au sein du domaine Adriatique l'enregistrement de l'événement Messinien a été mis en lumière à travers deux approches :

- L'analyse des données sismiques et de forages, en mer et à terre.
- L'analyse des environnements post-évaporitiques au front de la chaîne Apennine.

Ces deux approches nous permettent de dresser un premier scénario d'évolution paléo-environnementale lors de l'événement Messinien, subdivisé en trois étapes. Le seuil de Pelagosa et les promontoires de Gargano et Apulien vont distinguer une évolution paléogéographique différente entre le CAB et le SAB. L'histoire Messinienne peut se diviser en 3 étapes :

- **Etape 1 - Phase compressive** : Cette phase est associée à l'initiation d'une nouvelle phase tectonique compressive, individualisant le bassin de Laga des domaines situés plus au SE, le long de la bordure Apulienne. Cette phase compressive soulève les bassins satellites qui enregistrent les premiers dépôts d'évaporite primaire (*Lower Gypsum Unit* - Roveri *et al.*, 2014) au sein du CAB, ainsi que le long de la bordure occidentale de la plateforme Apulienne et amène au développement d'une partie des gypses remaniés. Le bassin de Laga est associé au dépôt de formation détritique. Au sein du SAB, le développement des unités détritiques pourrait être associé à cette phase compressive. La génèse de l'unité s'effectue également dans un contexte de chute importante du niveau marin relatif. Cela implique que nous ne pouvons, à ce stade, distinguer la première chute marine mineure (formant les évaporites primaires) de

la chute majeure Messinienne au sein du SAB.

• **Etape 2 - Phase de chute relative majeure**. Cette chute et le soulèvement du seuil de Pelagosa engendrent la déconnexion du CAB et SAB. Les variations latérales de faciès sismique suggèrent un bassin relativement profond marin durant le paroxysme de la crise Messinienne dans le SAB. Au nord, la chute majeure engendre l'érosion du toit des dépôts d'évaporite primaire bordant le CAB, le sous-bassin de Laga restant en eau. Les systèmes fluviaux drainant la bordure orientale du CAB se connectent et disparaissent dans le bassin de Laga. L'enregistrement sédimentaire conséquent au sein de celui-ci suggére une déconnexion partielle ou totale des domaines profonds situés plus au SE du bassin. Cette hypothèse impliquerait alors un soulèvement complet des bassins satellites, bordant la plateforme Apulienne.

• **Etape 3 – Remise en eau :** L'hypothèse d'une avant-fosse Apennine restée en eau durant le paroxysme de la crise Messinienne (5.6-5.46 Ma), isolée des bassins environnants plus profonds, est proposé au vu des résultats d'analyse paléo-environnementales au sein du bassin de Laga. L'analyse environnementale de la partie sommitale des formations post-évaporitiques, de part et d'autre du bassin de Laga (et le long du front de déformation Apennin), montre un environnement lacustre, saumâtre, progressivement envahi par les eaux marines durant le renflouement de la Méditerranée, avant 5.332Ma. Nous identifions donc un bassin profond, le SAB, dont la partie méridionale serait restée en eau. La connexion de ce bassin au bassin profond Ionien reste cependant inconnue. L'avant-fosse Apennine et le CAB sont alors interprétés comme un même bassin perché, isolé des autres sous-bassins profonds durant la crise Messinienne.

Cependant, le scénario proposé n'est pas clairement contraint et fait face à de nombreuses inconnues et la compréhension des évolutions environnementales et sédimentaires, à l'échelle du domaine Adriatique, ne pourra se résoudre qu'à travers une approche multi-échelle. Ainsi, les déformations post-Messiniennes et l'évolution cinématique de l'ensemble Adria et du bloc Calabrien sont autant de paramètres à prendre en compte dans l'établissement d'une vision paléogéographique d'ensemble lors du Tortono-Messinien.

Divers travaux existent concernant ces inconnus :

• Des reconstructions de coupes structurales balancées sont proposées au sein de la littérature dans la chaîne des Apennins du Nord et Centrale. Des reconstructions sont également proposées pour les Apennins du Sud et la chaîne Albanide.

• L'évolution des microplaques Adria, Calabre et Africaine est contrainte grâce aux

reconstructions de Sioni (1996), Olivet (1996) ou Carminati *et al.* (2012).

.

L'établissement de coupes régionales, illustrées au chapitre 7, associé à une conversion temps-profondeur, devrait nous permettre de contraindre les taux de subsidence durant le Pliocène-Quaternaire au sein du bassin Adriatique à travers l'évolution des paléo-marqueurs. Dans un objectif de caractériser l'évolution des paléo-environnements et de la paléo-bathymétrie durant l'événement messinien, ces reconstructions sont essentielles au sein du domaine Adriatique. Un article va être initié dans ce sens.

Enfin, aux bordures du système Adria, la caractérisation des paléo-environnements et des relations entre les différents sous-bassins devrait être possible en tenant compte 1) des reconstructions structurales disponibles, 2) des paléogéographies associées aux systèmes plateforme-bassin Mésozoïques et replacées dans un contexte cinématique des microplaques Adria, Calabre et Africaine et 4) de la nature du domaine Ionien (Sud Adriatique) et des déformations associées le long de la chaîne Albanide-Héllénide.

8.4. Un changement de phase cinématique majeur au Tortono-Messinien ?

Identifie-t-on une variation générale dans l'évolution des domaines à cette période ? Nous avons présenté, dans le chapitre dédié à la bibliographie, un essai de synthèse des évolutions sédimentaires et des déformations au pourtour de nos zones d'études. Si cette synthèse n'offre pas une vision globale des déformations à l'échelle du domaine méditerranéen, on peut observer que la période Tortono-Messinienne tient une place particulière dans l'évolution géodynamique, paléogéographique et paléo-environnementale. Elle correspondrait à une réactivation des structures compressives, au sein du domaine Bétique, probablement le long de la bordure nord Africaine (les observations témoignent cependant d'une phase compressive à partir du Pliocène), le long de la chaîne des Apennins et le long du front Dinaride-hellénide. Elle correspond également à des phases extensives au sein du domaine Egéen ainsi qu'à la migration du bloc Calabrais. Si un schéma global autour de cette période ne peut être encore proposé, nos observations indiquent une phase compressive le long du front Apennin (lié au retrait du panneau plongeant et la migration vers l'Est du bloc Calabrais), une phase compressive importante le long des structures secondaire (Tremiti-MAR et Mattinata). Cette déformation, indépendante de la déformation des Apennins, pourrait être liée à un changement de pôle de rotation de la plaque Adria (anomalie C6 (~20Ma)-

Actuel ; figure 2-3), illustrée dans les reconstructions cinématiques au sein de la bibliographie. La réactivation des Albanides-helléniques serait également l'une de ses conséquences, bien que la formation du domaine Egéen (et l'extrusion du bloc Anatolien vers l'Ouest) puisse avoir également une incidence. Ces événements, synchrones aux bouleversements s'effectuant à une échelle mondiale (e.g. changement de direction des zones de fractures au Pacifique (voir chapitre 1), pourrait s'inscrire également dans une phase de ré-organisation cinématique à l'échelle Mediterranéenne. La confirmation de cette hypothèse nécessite cependant une étude multi-échelle détaillée de la géologie terrestre et marine afin de distinguer les changements tectoniques liés à des phénomènes locaux, de ceux plus globaux.

BIBLIOGRAPHIE

Afilhado A., Moulin M., Aslanian D., Schnürle P., Klingelhoefer F., Nouzé H., Rabineau M., Leroux E., and Beslier M.-O. (2015) Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – II. Sardinia's margin. Bulletin de la société géologique de france 186(4-5), 331-351.

Agusti J., Pérez-Rivarés F. J., Cabrera L., Garcès M., Pardo G., and Arenas C. (2011) The Ramblian-Aragonian boundary and its significance for the European Neogene continental chronology. Contributions from the Ebro Basin record (NE Spain). GeoBios 44, 121-134.

Anadõn P., Cabrera L., Colldeforns B., and Saez A. (1989) Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del EbroTranslated Title: upper Eocene and Oligocene lacustrine systems of the eastern part of the Ebro Basin. . Acta Geologica Hispanica 24, 205-230.

Anadon P., Cabrera L., Guimera J., and Santanach P. (1985) Paleogene strike slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the ebro basin. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists

Anadon P. and Moissenet E. (1996) Neogene basins in the Eastern Iberian range. Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University Press Volume 6: World and Regional Geology.

Ancochea E., Muñoz M., and Sagredo J. (1984) Las manifestaciones volcanicas de Cofrentes y Picasent (Prov. Valencia). Congres Espagnol de Geologia, 1st 2, 1-13.

Andriani G. F., Walsh N., and Pagliarulo R. (2005) The influence of the geological setting on the morphogenetic evolution of the Tremiti Archipelago (Apulia, Southeastern Italy). Natural Hazards and Earth System Sciences 5, 29-41.

Andriani G. F., Walsh N., and Pagliarulo R. (2005) The influence of the geological setting on the morphogenetic evolution of the Tremiti Archipelago (Apulia, Southeastern Italy). Natural Hazard Earth System 5, 29-41.

Antolín-Tomás B., Liesa C. L., Casas A. M., and Gil-Peña I. (2007) Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the maestrazgo basin (eastern iberian chain, spain).

Arana V., Aparicio A., Martin Escorza C., and .... (1983) El volcanismo nebgeno-cuaternario de Catalunya: caracteres estructurales, petrolbgicos y geodinámicos. ACTA GEOLOGICA

HISPANICA t 28, 1-17.

Arche A., Evans G., and Clavell E. (2010) Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or pre-Messinian? Journal of Iberian Geology 36(1), 73-85.

Arenas C. (1993) Sedimentologıa y paleogeografıa del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental). Univ. of Zaragoza.

Arenas C., Casanova J., and Pardo G. (1997) Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 128(1-4), 133-155.

Arenas C. and Pardo G. (1999) Latest Oligocene-Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 151(1-3), 127-148.

Arenas C. and Pardo G. (2000) Neogene Lacustrine Deposits of the North-Central Ebro Basin, Notheastern Spain., 395-406.

Argand E. (1924) la tectonique de l'Asie. Compte Rendu de la Société Géologique de France 5, 150-151.

Argnani A. (2012) Plate motion and the evolution of Alpine Corsica and Northern Apennines. Tectonophysics?

Argnani A. (2014a) Mesozoic palaeogeography of Adria: Hints on the origin of the Skutari-Pec Line. In: Beqiraj., A., Ionescu, C., Christofides, G., Uta, A., Beqiraj, Goga, E., Marku, S. (Eds.). Proceedings of XX CBGA Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Tirana (Albania). Special session of the Buletini i Shkencave Gjeologjike 1, 120

Argnani A. (2014b) How the Mesozoic Apulian platform shaped the Outer Hellenide fold and thrust belt. In: Beqiraj., A., Ionescu, C., Christofides, G., Uta, A., Beqiraj, Goga, E., Marku, S. (Eds.). Proceedings of XX CBGA Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Tirana (Albania). Special session of the Buletini i Shkencave Gjeologjike 1, 309-311.

Argnani A., Favali P., Frugoni F., Gasperini M., Ligi M., Marani M., Mattietti G., and Mele G. (1993) Foreland deformational pattern in the Southern Adriatic Sea. Annales Geophysicae 36, 229-247.

Argnani A., Rovere M., and Bonazzi C. (2009) Tectonics of the Mattinata fault, offshore south Gargano (southern Adriatic Sea, Italy): Implications for active deformation and seismotectonics in

the foreland of the Southern Apennines. Geological Society of America Bulletin 121(9-10), 1421-1440.

Argnani A., Rovere M., and Bonazzi C. (2009) Tectonics of the Mattinata fault, offshore south Gargano (southern Adriatic Sea, Italy): Implications for active deformation and seismotectonics in the foreland of the Southern Apennines. Geological Society of America Bulletin 121(9-10), 1421-1440.

Arthaud F. and Matte P. (1975) Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139-141.

Arthaud F. and Matte P. (1977) Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogenèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques antémésozoïques. Bulletin de la Société Géologique de France 7, 833-840.

Arthaud F. and Matte P. (1977a) Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geological Society of America Bulletin 88, 1305-1320.

Arthaud F. and Matte P. (1977b) Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogenèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. Bulletin de la société géologique de france 7, XIX(4), 833-840.

Arthaud F. and Seguret M. (1981) Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). Bulletin de la société géologique de france XXIII, 51-63.

Artoni A. (2003) Messinian events within the tectono-stratigraphic evolution of the Southern Laga Basin (Central Apennines, Italy). Bollettino della Società Geologica Italiana 122, 447-465.

Artoni A. (2003) Messinian events within the tectono-stratigraphic evolution of the Southern Laga Basin (Central Apennines, Italy). Bollettino della Societa Geologica Italiana 122, 447-465.

Artoni A. (2013) The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Marine and Petroleum Geology 42, 82-106.

Artoni A. (2013) The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Marine and Petroleum Geology 42, 82-106.

Artoni A. and Casero P. (1997) Sequential balancing of growth structures, the late tertiary example from the central Apennine. Bulletin de la société géologique de france 168(1), 35-49.

Ascione A., Ciarcia S., Di Donato V., Mazzoli S., and Vitale S. (2012) The Pliocene–

Quaternary wedge-top basins of southern Italy: an expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines. Basin Research 24, 456–474.

Aslanian D., Moulin, M., Olivet, J.L., untermehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelheofer, F., Contrucci, I., Labails, C., (2009) Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints. Tectonophysics 468, 98-112.

Aslanian D. and Moulin M. (2012) Paleogeographic consequences of conservational models in the South Atlantic Ocean. In : W.U. Mohriak, A. Danforth, P.J. Post, D.E. Brown, G.C. Tari, M. Nemcok & S.T. Sinha (Eds). Conjugate

DivergentMargins. Geological Society, London, Special Publications 369.

Assen E. V., Kuiper K., Barhoun N., Krijsgman W., and Sierro F. (2006) Messinian astrochronology of the melilla basin : Stepwise restriction of the mediterranean-atlantic connection through morocco. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 238(1-4), 15-31.

Augier R., Booth-Rea G., Agard P., Martinez-Martinez J. M., Jolivet L., and Azañon J. M. (2005a) Exhumation constraints for the lower Nevado Filabride complex (Betic Cordillera, SE Spain): A Raman thermometry and TWEEQU multiequilibrium thermobarometry approach. Bulletin de la société géologique de france 176(5), 403-416.

Augier R., Jolivet L., Do Couto D., and Negro F. (2013) From ductile to brittle, late- to post-orogenic evolution of the Betic Cordillera: Structural insights from the North-eastern Internal Zones. Bulletin de la Société Géologique de France 184, 405-425.

Augier R., Jolivet L., and Robin C. (2005b) Late Orogenic doming in the eastern Betic Cordilleras: Final exhumation of the Nevado-Filabride complex and its relation to basin genesis. Tectonics 24(4), 1-19.

Ayala C. and Pous J. (1996) The lithosphere-asthenosphere boundary of the Valencia trough (western Mediterranean) deduced from 2D geoid and gravity modelling. Geophysical Research Letters 23, 3131-3134.

Ayala C., Torné M., and Roca E. (2015) A review of the current knowledge of the crustal and lithosphéric structure of the Valencia Trough basin. Boletín Geológico y Minero 126 (2-3), 533-552.

Babault J., Loget, N.,Van Den Driessche, J., Castelltort, S., Bonnet, S., Davy, P., (2006) Did the Ebro basin connect to the Mediterranean before the Messinian salinity crisis? Geomorphology

81(1-2), 155-165.

Babault J., Van Den Driessche J., Bonnet S., Castelltort S., and Crave A. (2005) Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. Tectonics 24.

Babist J., Handy M. R., Konrad-Schmolke M., and Hammerschmidt K. (2006) Precollisional, multistage exhumation of subducted continental crust: The Sesia Zone, western Alps. Tectonics 25(6).

Bache F. (2008) Evolution Oligo-Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest., 328 pp.

Bache F., Olivet, J.L.,Gorini, C., Aslanian, D., Labails, C., Rabineau, M. (2010) Evolution of rifted continental margins: the cases of the Gulf of Lions (western Mediterranean basin). Earth and Planetary Science Letters 292(3-4), 345-356.

Bache F., Gargani J., Suc J.-P., Gorini C., Rabineau M., Popescu S. M., Leroux E., Do Couto D., Jouannic G., Rubino J.-L., Olivet J.-L., Clauzon G., Dos Reis A., and Aslanian D. (2015) Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf Of Lions (Western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 66(1), 262-277.

Bache F., Olivet J.-L., Gorini C., Rabineau M., Baztan J., Aslanian D., and Suc J.-P. (2009) Messinian erosional and salinity crises: view from the provence basin (Gulf of Lions, Western Mediterranean). . Earth and Planetary Science Letters 286, 139-157.

Bache F., Popescu S.M., Rabineau M., Gorini C., Suc J. P., Clauzon G., Olivet J-L., Rubino J-L., Melinte-Dobrinescu M.C., Estrada F., Londeix L., Armijo R., Meyer B., Jolivet L., Jouannic G., Leroux E., Aslanian D., Baztan J., Dos Reis A.T., Mocochain L., Dumurdzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Cagatay M.N., Brun J-P., Sokoutis D., Csato I., Ucarkus G., and Cakir Z. (2012) A two step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. Basin Research 23, 1-29.

Baker P. A. and Kastner M. (1981) Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta. Marine Geology 44, 253-272.

Bally A. W., Burbi L., Cooper C., and Ghelardoni R. (1986) Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. Memorie dellà Società Geologica Italiana 35, 257-310.

Banda E. (1996) Deep crustal expression of tertiary basin of Spain. Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University Press Volume 6: World and

regional geology.

Banda E., Ansorge J., Boloix M., and Cordoba D. (1980) Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). Earth and Planetary Science Letters 49(2), 219-230.

Banda E., Ansorge J., Boloix M., and Cordoba D. (1980) Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic Islands (Western Mediterranean). Earth and Planetary Science Letters 49(2), 219-230.

Banda E. and Santanach P. (1992) The Valencia trough (western Mediterranean): An overview. Tectonophysics 208(1-3), 183-202.

Barber P. M. (1981) Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. . Marine Geology 44, 253-272.

Bard J. P. (1973) Les ceintures métamorphiques de la Meseta Iberique. Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Programme Résumé, Paris.

Bard J. P., Capdevilla R., and Matte P. (1971) Structure de la chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. In: Histoire Structurale du Golfe de Goscogne. Publication de l'Institut Français du Pétrole, Technip. Paris, Symposium CNEXO I 4, 1-68.

Barr F. and Walker B. (1973) Late Tertiary channel system in northern Libya and its implications on Mediterranean sea level changes. Part 2. U.S. Government Printing Office,Washington, D.C, 1244–1250 pp., In :W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 13.

Bartrina M. T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J., Roca, E., (1992) Evolution of the central Catalan margin of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics 203(1-4), 219-247.

Bassetti M. A., Berne, S., (2008) The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). Geochemistry Geophysics Geeosystems.

Beaumont C. (1981) Foreland basins. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society 65, 291-329.

Beccaluva L., Bianchini G., Bonadiman C., and Siena F. (2004) Coexisting anorogenic and subduction-related metasomatism in mantle xenoliths from the Betic Cordillera (southern Spain).

Lithos 75(1-2), 67–87.

Beccaluva L., Gabbianelli G., Lucchini F., Rossi P. L., and C. S. (1985) Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Eolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. Earth and Planetary Science Letters 74(2-3), 187-208.

Bellanca A., Caruso A., Ferruzza G., Neri R., Rouchy J. M., Sprovieri M., and Blanc-Valleron M. M. (2001) Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central SicilianBasin. Sedimentary geology 140, 87-105.

Benedicto A. (1996) Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du lion (partie Nord), Sud-Est France. . Doctorat, Université de Montpellier 2, Montpellier.

Benedicto A., Labaume P., Séguret M., and Séranne M. (1996) Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France. Tectonics 15(6), 1192-1212.

Benson R. H. and Rakic-el Bied K. (1991) Biodynamics, Saline Giants And Late Miocene Catastrophism. Carbonates And Evaporites, 6: 127-168. Carbonates And Evaporites 6, 127-168.

Benyaich A., Duee G., Souquet P., and Fondecave Wallez M. J. (1989) Les grès de Zoumi , Dépôts turbiditiques d›une avant-fosse miocène (Burdigalien-Serravalien) dans le Rif occidental (Maroc). Compte Rendu de l›Académie des Sciences Paris 309, 1819-1825.

Berggren W. A. (1972) A Cenozoic timescale - some implications for regional geology and paleobiogeography. Lethia 5.

Berggren W. A. (1973) The Pliocne Time Scale: Calibration of Planktonics and Calcareous Nannoplankton Zones. Nature 243.

Bernoulli D. (2001) A dolomitized diatomite in an Oligocene±Miocene deep-sea fan succession, Gonfolite Lombarda Group, Northern Italy. Sedimentary Geology 139, 71-91.

Bernoulli D. and Lemoine M. (1980) Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation.

Bertinelli A. and Ciarapica G. (2005) Stratigraphic evolution of the Triassic-Jurassic Sasso di Castalda succession (Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy). Italian Journal of Geosciences.

Bertoni C., Cartwright, J.A. (2007) Major erosion at the end of theMessinian Salinity Crisis: evidence fromthe Levant Basin, Eastern Mediterranean. Basin Research 19, 1-18.

Bertotti G., Casolari E., and Picotti V. (1999) The Gargano Promontory: A Neogene contractional belt within the Adriatic plate. Terra Nova 11, 168-173.

Bertrand H. and Westphal M. (1977) Comparaisons geologiques et paleomagnetiques des tholeiites du Maroc et de la côte orientale de l'Amerique du nord: implications pour l'ouverture de l'Atlantique. Bulletin de la Société Géologique de France 19, 513-520.

Bessais E. and Cravate J. (1988) Les écosystèmes végétaux pliocènes de Catalogne Méridionale. Variations latitudinales dans le domaine Nord-Ouest méditerranéen. Geobios 21(1), 49-63.

Bessis F. (1986) De la subsidence au pétrole. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine 10(1).

Bessis F. (1986) Some remarks on the subsidence of sedimentary basins; application to the Gulf of Lions margin (western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 3(1), 37-63.

Besson D. (2005) Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (alpes, se france). relations entre déformation,

physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris., 437 pp.

Besson F., Muller C., Sigal J., Faure-Muret A., Choubert G., and Frizon de Lamotte D. (1994) L'âge du flysch pélito-gréseux de l'édifice oriental des nappes du Rif (Maroc). Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris 298(745-750).

Bestani L., Lamarche J., Bellier O., and Hollender F. (2015) Structural style and evolution of the Pyrenean-Provence thrust belt, SE France. Bulletin de la société géologique de france, 223-241.

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R., and Scandone P. (1990) Structural model of Italy and gravity map Rome, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Quaderni della Ricerca Scientifica 114.

Bigi S., Calamita F., Cello G., Centamore E., Deiana G., Paltrinieri W., Pierantoni P. P., and Ridolfi M. (1999) Tectonics and sedimentation within a messinian foredeep in the Central Apennines, Italy. Journal of Petroleum Geology 22(1), 5-18.

Bigi S., Casero P., and Ciotoli G. (2011) Seismic interpretation of the Laga basin; constraints on the structural setting and kinematics of the Central Apennines. Journal of the Geological Society, 168, 1-11.

Bigi S., Milli S., Corrado S., Casero P., Aldega L., Botti F., Moscatelli M., Stanzione O., Falcini F., Marini M., and Cannata D. (2009) Stratigraphy, structural setting and burial history of the Messinian Laga basin in the context of Apennine foreland basin system. Journal of Mediterranean Earth Sciences 1, 61-84.

Bignot G. (1972) Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et Eocène d'Istrie et de région voisines. Essai de révision du Liburnien. Travaux du laboratoire de Micropaléontologie 2, 1-355.

Biju-Duval B., Dercourt J., and Le Pichon X. (1977) From the Tethys Ocean to the Mediterranean Sea: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. In Structural history of the Mediterranean Basin (eds. B. Biju-Duval and L. Montadert), pp. 143-164. Technip, Paris.

Billi A., Gambini R., Nicolai C., and Storti F. (2007) Neogene-Quaternary intraforeland transpression along a Mesozoic platform-basin margin: The Gargano fault system, Adria, Italy. Geosphere 3, 1-15.

Billi A. and Salvini F. (2000) Sistemi di fratture associati a faglie in rocce carbonatiche: Nuovi dati sull'evoluzione tettonica del Promontorio del Gargano. Bollettino della Societa Geologica Italiana 119, 237-250.

Biteau J. J. and Canerot J. (2007) La Chaîne des Pyrénées et ses avants-pays d'Aquitaine et de l'Ebre : structure, évolution géodynamique et Systèmes Pétroliers. Revue de l'Union Française des géologues.

Blanc P.-L. (2000) Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis. Deep-Sea research 47, 1429-1460.

Blanc P.-L. (2002) The opening of the Plio-quaternary Gibraltar strait: assessing the size of the cataclysm. Geodinamica acta 15, 303-317.

Blanc-Valleron M.-M., Pierre C., Caulet J. P., Caruso A., Rouchy J.-M., Cespuglio G., Sprovieri R., Pestrea S., and Di Stefano E. (2002) Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 185, 255-286.

Blow W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proceeding of the 1st International Conference of Planktonic Foraminifera, Geneva.

Blow W. H. (1979) The Cainozoic Globigerinida. E.J. Brill, Leiden.

Boillot G., Grimaud S., Mauffret A., Mougenot D., Kornprobst J., Mergoil-Daniel J., and Torrent G. (1980) Ocean-continent boundary off the Iberian margin: A serpentinite diapir west of the Galicia Bank. Earth and Planetary Science Letters 48(1), 23-34.

Bois C. (1993) Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: Contribution of deep seismic reflection profiling. Tectonophysics 226(1-4), 227-252.

Borre K., Cacon S., Cello G., Kotny B., Kostak B., Likke Andeersen H., Moratti G., Piccardi L., Stemberk J., Tonti E., and Vilimek V. (2003) The COST project in Italy: Analysis and monitoring of seismogenic faults in the Gargano and Norcia areas (Central-Southern Apennines, Italy). Journal of Geodynamics 36, 3-18.

Bosellini A., Neri C., and Luciani V. (1993) Guida ai carbonati Cretaceo-Eocenici di scarpata e bacino del Gargano (Italia Meridionale). Annali dell'Universita Ferrara, Sezione Scienze della Terra 4, 1-77.

Bour I. (2010) Histoire thermique des massifs ardennais et bohémien: Conséquences sur la dynamique de l'Europe de l'Ouest au méso-cénozoïque. Thèse de doctorat - Sciences de la Terre. Université Paris Sud - paris XI, 384 p.

Bourgois J. (1978) La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. Annales Scientifiques, Université de Besançon (France) 30, 1-445.

Boyd R., Dalrymphe R. W., and Zaitlin B. A. (2006) Estuarine and Incised-Valley facies model. SEPM special publication 84, 171-235.

Breitsprecher K. and Thorkelson D. J. (2009) Neogene kinematic history of Nazca–Antarctic–Phoenix slab windows beneath Patagonia and the Antarctic Peninsula. Tectonophysics 464, 10-20.

Bronner A., Sauter D., Munschy M., Carlut J., Searle R., Cannat M., and Manatschal G. (2014) Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge – results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor. Solid Earth 5, 339-354.

Bronner A., Sauter D., Munschy M., Carlut J., Searle R., Cannat M., and Manatschal G. (2014) Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge – results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor.

Brown R. W., Summerfield M. A., and Gleadow A. J. W. (2002) Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. Journal of Geophysical Research 107(B12), 2350.

Burrus J. (1989) Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (northwest Mediterranean). . Bulletin de la Société Géologique de France 8, 377-393.

Burrus J., Bessis F., and Doligez B. (1987) Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lions (NW Mediterranean): a quantitative discussion of the classical passive margin model. In Sedimentary Basins and Basins Forming Mechanisms (eds. C. Beaumont and A. Tankard). CSPG Memoir 12.

Busson G. (1990) Le Messinien de la Méditerranée... vingt and après. Géologie de la France 3-4, 3-58.

Butler R. W. H., McClelland, E., Jones, R.E. (1999) Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins of Sicily. Journal of the Geological Society, London 156, 827-835.

Butler R. W. H., Grasso M., and Lickorish H. (1995) Plio-Quaternary megasequence geometry and its tectonic controls within the Maghrebian thrust belt of southcentral Sicily. Terra nova 7(2), 171-178.

Butler R. W. H., Lickorish W. H., Grasso M., Pedley H. M., and Ramberti L. (1995) Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. Geological Society of America 107(4), 425-439.

Butler R. W. H., McClelland E., and Jones R. E. (1999) Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals

in thrust-top basins of Sicily. Journal of the Geological Society of London 156, 827-835.

Cabrera L. (1983) Estratigrafica y Sedimentologia de las formaciones lacustres del transito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. PhD. Thesis, University of Barcelona.

Cabrera L. and Calvet F. (1996) Onshore Neogene record in NE Spain: Vallès-Penedès and El camp half-grabens (NW Mediterranean). Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University Press Volume 6: World and Regional geology.

Calvo J. P., Daams R., Morales J., and Agusti J. (1993) Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation. Soc. Geol. 6.

Cameselle A. L. and Urgeles R. (2016) Large scale margin collapse during Messinian early sea-level drawdown: the SW Valencia trough, NW Mediterranean. Basin research XX.

Cameselle A. L., Urgeles R., De Mol B., Camerlenghi A., and Canning J. C. (2013) Late

Miocene sedimentary architecture of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): implications to the Messinian Salinity Crisis. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), 1-18.

Cande S. C. and Mutter J. C. (1982) A revised identification of the oldest sea-floor spreading anomalies between Australia and Antarctica. Earth and Planetary Science Letters 58, 151-160.

Capote R., De Vicente G., and Gonzalez Casado J. M. (1990) Evolucion de las deformaciones alpinas en el Sistema Central espanol. Geogaceta 7, 20-22.

Caress D. W., Menard H. W., and Hey R. N. (1988) Eocene Reorganization of the Pacific-Farallon Spreading Center North of the Mendocino Fracture Zone. Journal of Geophysical Research 93, 2813-2838.

Carloni G. C., Cati F., Borsetti A. M., Francavilla F., Mezzetti R., and Savelli C. (1974b) Il limite Miocene-Pliocene nelle Marche Centro-Meridionali. Bulletino della Societa Geologica Italia 93, 823-836.

Carloni G. C., Francavilla F., Borsetti A. M., Cati F., D'Onofrio S., Mezzetti R., and Savelli C. (1974a) Ricerche stratigrafiche sul limite Miocene-pliocene nelle Marche centro meridionali. Giornale di Geologia, ser. 2a 39(2), 363-392.

Carminati E., Doglioni C., and Scrocca D. (2004) Alps Vs Apennines. Special Volume of Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004, 141-151.

Carminati E., Lustrino M., Cuffaro M., and Doglioni C. (2010) Tectonics, magmatismand geodynamics of Italy: what we know and what we imagine. . ISSN 1441–8142 In: Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei, M., Conticelli, S., Doglioni, C. (Eds.), Electronic Edition. The Geology of Italy, Journal of the Virtual Explorer 36.

Carminati E., Lustrino M., and Doglioni C. (2012) Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. Tectonophysics 579, 173-192.

Carnevale G., Caputo D., and Landini W. (2006) Late Miocene fish otoliths from the Colombacci Formation (Northern Apennines, Italy): Implications for the Messinian 'Lago-mare' event. Wiley interciences 41, 1-19.

Carnevale G., Longinelli A., Caputo D., Barbieri M., and Landini W. (2008) Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio–Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Cartwright J. and Jackson M. P. A. (2008) Initiation of gravitational collapse of an evaporite

basin margin: The Messinian saline giant, Levant Basin, eastern Mediterranean. Geol. Soc. Am. Bull. 120(3-4), 399-413.

Caruso A. (1999) Biostratigraphia, ciclostratigraphia e sedimentologia dei sedimenti tripolacei e terrigeni del messiniano inferiore, affioranti nel bacino di caltanissetta (sicilia) e nel bacino di lorca (spagna). Phd dissert., Palermo-Napoli Univ., Italy.

Casas-Sainz A. M. (2000) Intra- plate deformation and basin formation during the Tertiary within the Northern Iberian plate: origin and evolution of the Almazan Basin. Tectonics 19, 258-289.

Casas-Sainz A. M. and de Vicente G. (2009) On the tectonic origin of Iberian topography. Tectonophysics 474(1-2), 214-235.

Casas-Sainz A. M. and Maestro-GonzÃ¡lez A. (1996) Deflection of a compressional stress field by large-scale basement faults. A case study from the Tertiary AlmazÃ¡n basin (Spain). Tectonophysics 255(1-2), 135-156.

Casero P. (2004) Structural setting of Petroleum Exploration plays in Italy. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004, 189-204.

Casero P. and Bigi S. (2012) Structural setting of the Adriatic basin and the main related petroleum exploration plays. Marine and Petroleum Geology(0).

Casero P. and Bigi S. (2012) Structural setting of the Adriatic basin and the main related petroleum exploration plays. Marine and Petroleum Geology(0).

Casnedi R. and Mosna S. (1992) Natura e provenienza di conglomerati basali nel Pliocene inferiore abruzzese (Avanfossa Periadriatica). Atti Ticinensi di Scienze della Terra 35, 125-143.

Catalano R., Doglioni C., and Merlini S. (2001) On the Mesozoic Ionian Basin. Geophysical Journal International 144, 49-64.

Catuneanu O. (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences 35, 1-43.

Catuneanu O. (2006) Principles of sequence stratigraphy. Book.

Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J. P., Blum M. D., Dalrymple R. W., Eriksson P. G., Fielding C. R., Fisher W. L., Galloway W. E., Gibling M. R., Giles K. A., Holbrook J. M., Jordan R., Kendall C. G. S. C., Macurda B., Martinsen O. J., Miall A. D., Neal J. E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H. W., Pratt B. R., Sarg J. F., Shanley K. W., Steel R. J., Strasser A., Tucker M. E., and Winker C. (2009) Towards the Standardization of Sequence Stratigraphy. Earth-Science

Reviews 92(1-2), 1-33.

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

Centamore E., Bigi S., Berti D., Micarelli A., and Morelli C. (1992) Nuovi dati sui depositi neogenici di avanfossa del pescarese. Bollettino della Società Geologica Italiana 111, 437-447.

Centamore E. and Nisio S. (2003) Significative events in the Periadriatic foredeeps evolution (Abruzzo-Italy). Studi Geologici Camerti num. spec. 2003, 39-48.

Chalouan A. and Galindo-Zaldivar J. (2003) Evolution tectonique du front de la chaîne du Rif et de son Avant-Pays Meseto-Atlasique dans un modèle d 'un coin expulsé vers le SW.

Chalouan A. and Michard A. (2004) The Alpine Rif Belt (Morocco): A Case of Mountain Building in a Subduction-Subduction-Transform Fault Triple Junction. Pure appl. geophys. 161.

Chalouan A., Michard A., and Feinberg H. (2001) The Rif mountain building (Morocco); a new tectonic scenario.

Chalouan A., Michard A., Kadiri A., Negro F., Frizon De Lamotte D., Soto J.-I., and Saddiqi O. (2008) Continental Evolution: The Geology of Morocco. 424.

Chamot-Rooke N., Gaulier, J.M., Jestin, F. (1999) Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), Special Publication 156. The Geological Society, London.

Channel J. E. T., D'Argenio B., and Horvath F. (1979) Adria, the African promontory, in mesozoic Mediterranean palaeogeography. Earth-Science Reviews 15(3), 213-292.

Channell J. E. T., Catalano R., and D'Argenio B. (1980) Paleomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily. Tectonophysics 61, 391-407.

Chilovi C., DeFeyter A. J., and Pompucci A. (2000) Wrench zone reactivation in the Adriatic block: The example of the Mattinata fault system (SE Italy). Memorie della Societa Geologica Italiana 119, 3-8.

Choukroune P. and Mattauer M. (1978) Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-pyrénéenne, comparaison avec les modèles actuels. . Bulletin de la Société Géologique de France 7, 689-700.

Chumakov I. S. (1973) Geological history of the Mediterranean at the end of the Miocene - the beginning of the Pliocene

according to new data. . Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 13 (Ed. by W.B.F. Ryan, K.J. Hsü, W. Nesteroff,

G. Pautot,W.C.Wezel, J. Lort, M.B. Cita,W. Mayne,H. Stradner & P. Dumitrica), pp. 1241-1242. U.S. Gov. Printing Office, Washington,D.C.

Ciarapica G. and Passeri L. (2002) The palaeogeographic duplicity of the Apennines. Bollettino della Società geologica italiana 121(1), 67-75.

CIESM (2008) The Messinian Salinity Crisis from mega-deposits to microbiology- A consensus report. CIESM workshop Monograph [F. Briand, Ed.] 33, 168p.

Cipollari P., Cosentino D., Gliozzi E., Di Bella L., and Pipponzi G. (2003) Inizio della sedimentazione d'avanfossa nella Maiella meridionale: la sezione di Fonte dei Pulcini (Taranta Peligna). Dtudi Geologici Camerti, Numero speciale(63-71).

Cita M. B., Wright, R.C. and Ryan, W.B.F. (1978) Messinian paleoenvironments. . Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1 (Eds K.J. Hsü, L. Montadert and al.), pp. 1003-1035. (U.S. Government Printing Office), Washington.

Clauzon G. (1973) The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13 (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 1251-1256. (U.S. Government Printing Office), Washington.

Clauzon G. (1982) Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bulletin de la Société Géologique de France 23(3), 597-610.

Clauzon G. and Rubino J.-L. (2001) La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. Marges, G.D.R. (Ed.), Field Trip Guide Book of GDRMarges Atelier Golfe du Lion workshop, Perpignan, 25 pp.

Clauzon G., Suc J. P., Gautier F., Berger A., and Loutre M. F. (1996) Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? . Geology 24 363-366.

Clauzon G., Suc J.-P., Dumurdzanov N., Melinte-Dobrinescu M. C., and Zagorchev I. (2008) The Pliocene Gilbert-type fan delta of Dracevo (Skopje area, Republic of Macedonia): Paleogeographic inference. Geologica Macedonia 2, 21-28.

Clauzon G., Suc J.-P., Popescu S.-M., Marunteanu M., Rubio J.-L., Marinescu F., and M.C.

M. (2005) Influence of Mediterranean sea-level changes on the Dacic Basin (Eastern Paratethys) during the late Neogene: the Mediterranean Lago-Mare facies deciphered. Basin Research 17, 437-462.

Clavell E. and Berastegui X. (1991) Petroleum geology of the Gulf of Valencia. Generation, accumulation and production of Europe's hydrocarbons (ed. A.M. Spencer), Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists. Oxford University Press, Oxford. The European Association of Petroleum Geoscientists. 1, 355-368.

Climaco A., Boni M., Iannace A., and Zamparelli V. (1997) Platform margins, microbial/ serpulids bioconstructions and slope-to-basin sediments in the Upper Triassic of the 'Verbicaro Unit' (Lucania and Calabria, southern Italy). Facies 36(1), 37-56.

Cochran J. R. (1981) The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin. Journal of Geophysical Research 86(1), 263-287.

Colalongo M. L., Cremonini G., Farabegoli E., Sartori R., Tampieri R., and Tomadin L. (1976) Palaeoenvironmental study of the Colombacci formation in Ramagna (Italy): The Cella section. Mem. Soc. Geol It. 16, 197-216.

Colantoni P., Tramontana M., and Tedeschi R. (1990) Contributo alla conoscenza dell'avampaese apulo: Struttura del Golfo di Manfredonia (Adriatico meridionale). Giornale di Geologia 52, 19-32.

Collier J. S., Buhk P., Torné M., and Watts A. B. (1994) Moho and lower crustal reflectivity beneath a young rift basin/results from two-ship, wide apeture seismic reflection experiment in the Valencia Trough (western Mediterranean). Geophysical Journal International 118, 159-180.

Comas M. C., Garcia Duenas V., Jurado M. J., and Anonymous (1992) La cuenca de Alboran; estructura y evolucion neogena

In: Simposios tomo 2; actas de las sesiones cientificas; VIII congreso latinoamericano de geologia. Actas del Congreso Latinoamericano de Geologia 8, Pages 496-505.

Coney J., Muñoz J. A., Mcclay K. R., and Evenchick C. A. (1996) Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. . Journal of the Geological Society London 153, 9-16.

Cornée J. J., Ferrandini M., Saint Martin J. P., Munch P., Moullade M., Ribaud-Laurenti A., Roger S., Saint Martin S., and Ferrandini J. (2006) The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean: New insights from the Melilla-Nador basin (Morocco). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 230(1-2), 129-154.

Corselli C. and Grecchi G. (1984) The passage from hypersaline to hyposaline conditions in the Mediterranean messinian: Discussion of the possible mechanisms triggering the lago-Mare facies. paleobiology 14(2), 225-239.

Cosentino D., Buchwaldt R., Sampalmieri G., Ladanza A., Cipollari P., Schildgen T. F., Hinnov L. A., Ramezani J., and Bowring S. A. (2013) Refining the Mediterranean ‘’Messinian gap’’ with high-precision U-Pb zircon geochronology, central and northern Italy. Geology 41, 323-326.

Cosentino D., Buchwaldt R., Sampalmieri G., Ladanza A., Cipollari P., Schildgen T. F., Hinnov L. A., Ramezani J., and Bowring S. A. (2013) Refining the Mediterranean ‘’Messinian gap’’ with high-precision U-Pb zircon geochronology, central and northern Italy. Geology 41, 323-326.

Cosentino D., Cipollari P., Di Donato V., Sgrosso I., and Sgrosso M. (2001) The Volsci Range in the kinematic evolution of the northern and southern Apennine orogenic system. Blletino della Societa Geologica Italiana Volume speciale 1, 209-218.

Cosentino D., Cipollari P., Lo Mastro S., and Giampaolo C. (2005) Hight-frequency cyclicity in the latest Messinian Adriatic foreland basin: Insight into palaeoclimate and palaeoenvironments of the Mediterranean Lago-Mare episode. Sedimentary Geology 178, 31-53.

Costa E., Garcés M., Lopez-Blanco M., Beamud E., Gomez-Paccard M., and Larrasoaña J. C. (2010) Closing and continentalization of the South Pyrenean foreland basin (NE Spain):magnetochronological constraints. Basin Research 22, 904-917.

Coulon C. (1977) Le volcanisme calco-alcalin cenozoique de Sardaigne (Italie) - Petrographie, geochimie et genese des laves andesitiques et des ignimbrites - Signification geodynamique. Univ. Aix-Marseille 3.

Cravatte J. (1964) Etude microstratigraphique du Miocène et essai de corrélations entre les forages de Te-2, Garraf 1, BMB-1, BMC-1 et BME-1. Rapport confidentiel, total Direction fonctionnelle Exploration, département Laboratoires Exploration, 1-16.

Cravatte J. (1976) Barcelona Marina B1: Résumé des principaux résultats micropaléontologiques. C.F.P. Direction fonctionnelle Exploration, Département Assistance et Recherche EO279-682(n° 1025), 1-7.

Cravatte J., Dufaure P., Prim M., and Rouaix S. (1974) Les sondages du Golfe du Lion: Stratigraphie, Sédimentologie. Compagnie Française des Pétroles, Paris.

Cravatte J., Dufaure P., Prim M., and Rouaix S. (1974) Les sondages du Golfe du Lion:

Stratigraphie, Sédimentologie. Compagnie Française des Pétroles, Paris.

Crescenti U. (1966) Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante al confine marchigiano-abruzzese. Geologica Romana 5(1-54).

Crescenti U. and Coppola L., Tomassoni, D., (1974) Su Mio-Pliocene di Ancona: note di stratigrafia. Bolletino della Società Geologica Italiana 95, 115-127.

Crespo-Blanc A. and Frizon De Lamotte D. (2006) Structural evolution of the external zones derived from the Flysch Trough and the South Iberian and Maghrebian paleomargins around the Gibraltar Arc: A comparative study.

Crusafont M. and Gautier F. (1966) Mise en évidence du Vindobonien inférieur continental dans lEst de la province de Teruel (Espagne).

Csato I. C. S. and Kendall C. (2002) Modeling of stratigraphic architectural patterns in extensional settings – Toward a conceptual model. Computer & Geosciences 28(3), 351-356.

Dañobeita J. J., Alonso B., and Maldonado A. (1990) Geological framework of the Ebro continental margin and surrouding areas. Marine Geology 95, 265-287.

Dañobeitia J. J., Arguedas M., Gallart J., Banda E., and Makris J. (1992) Deep crustal configuration of the Valencia trough and its Iberian and Balearic borders from extensive refraction and wide-angle reflection seismic profiling. Tectonophysics 302(1-4), 37-55.

D'Argenio B., Radoicic R., and Sgrosso I. (1971) A paleogeographic section through the Italo-Dinaric external zones during Jurassic and Cretaceous times.

Dattilo P., Pasi, R., Bertozzi, G. (1999) Depositional and structural dynamics of the Pliocene Peri-Adriatic (NE Italy). Journal of Petroleum Geology 22(1), 19-36.

Dayja D. and Bignot G. (2003) L'évolution paléoenvironnementale du bassin de Guercif (corridor sud-rifain, Maroc septentrional) et son implication dans la crise de salinité messinienne. Bulletin de la société géologique de france 174(2), 177-185.

Dayja D., Janin M.-J., and Boutakiout M. (2005) Biochronologie et corrélation des bassins néogènes du Couloir sud-rifain (Maroc) fondées sur les évènements de foraminifères planctoniques et de nannofossiles calcaires. Revue de micropaléoontologie 48, 141-157.

De Alteriis G. (1995) Different foreland basins in Italy: examples from the central and southern Adriatic Sea. Tectonophysics 252(1-4), 349-373.

De Alteriis G. (1995) Different foreland basins in Italy: examples from the central and

southern Adriatic Sea. Tectonophysics 252(1-4), 349-373.

De Dominicis A. and Mazzoldin G. (1987) Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della piat-taforma Apula. Memorie della Società Geologica Italiana 38, 163-176.

De Lange G. J. (1986) Early diagenetic reactions in interbedded pelagic and turbiditic sediments in the Nares Abyssal Plain (western North Atlantic): consequences for the composition of sediment and interstitial water. Geochimica et Cosmochimica Acta 50, 2543-2561.

De Lange G. J. and Krijgsman W. (2010) Messinian salinity crisis: A novel unifying shallow gypsum/deep dolomite formation mechanism. Marine Geology 275(1-4), 273-277.

De Ruig M. J. (1990) Fold trends and stress deviation in the Alicante fold belt, southeastern Spain. Tectonophysics 184(3-4), 393-403.

De Vincente G., Vegas R., Mañoz-Martin A., Van Wees J. D., Casas-Sainz A., Sopena A., Sanchez-Moya Y., Arche A., Lopez-Gomez J., Olaiz A., and Fernandez-Lozano J. (2009) Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. 1-19.

De Voogd B., Nicolich R., Olivet J. L., Fanucci F., Burrus J., Mauffret A., Pascal G., Argnani A., Auzende J. M., Bernabini M., Bois C., Carmignani L., Fabbri A., Finetti I., Galdeano A., Gorini C. Y., Labaume P., Lajat D., Patriat P., Pinet B., Ravat J., Ricci Lucchi F., and Vernassa S. (1991) First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in Western Mediterranean). In Continental Lithosphere: Deep seismic reflections (ed. R. Meissner), pp. 265-274. American Geophysical Union.

Debelmas J. and Sandulescu M. (1987) Transformante nord-apenninique et problèmes de corrélation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes. Bulletin de la société géologique de france 8, 403-408.

Debroas E. J. (1990) Le flysch noir albo-cenomanien témoin de la structuration albienne à sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Bulletin de la Société géologique de France 6(2), 273-285.

DeCelles P. G. and Giles K. A. (1996) Foreland basin systems. Basin Research 8, 105-123.

Decima A. and Wezel F. (1971) Osservazioni sulle evaporiti messiniane della sicilia centro-meridionale. Riv. Miner. Siciliana 22, 172-187.

Del Olmo W. M. (1996) Depositional sequences in the Gulf of Valencia tertiary Basin. Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University

Press Geology (Ed. by P.F. Friend & C.J. Dabrio). CambridgeUniversity Press, Cambridge. Volume 6: World and Regional geology, 55-67.

Del Olmo W. M. (2011) The Messinian in the Gulf of Valencia and Alboran Sea (Spain): paleogeography and paleoceanography implications. Revista de la Sociedad Geológica de España 24(3-4), 1-22.

Dela Pierre F., Bernardi E., Cavagna S., Clari P., Gennari R., Irace A., Lozar F., Lugli S., Manzi V., Natalicchio M., Roveri M., and Violanti D. (2011) The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): the Alba section revisited. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 310, 238-255.

Dela Pierre F., Clari P., Bernardi E., Natalicchio M., Cost E., Cavagna S., Lozar F., Lugli S., Manzi V., Roveri M., and Violanti D. (2012) Messinian carbonate-rich beds of the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): microbially-mediated products straddling the onset of the salinity crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 344-345, 78-93.

Dercourt J. and Fleury J. J. (1972) The Canadian Cordilliera, the Hellenides, and the Sea-floor Spreading theory. Canadian Journal of Earth Sciences 9(6), 709-743.

Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., and et al. e. (2000) Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. CCGM/CGMW, Paris

Dercourt J., Zonenhain I. P., Ricou L.-E., Kazmin V. G., Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbortchikov I. M., Geyssant J., Lepvrier D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin O., Westphal M., Bazhenov M. L., lauer J. P., and Biju-Duval B. (1986) Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123, 241-315.

Dewey J. F., Pitmann W. C., Ryan W. B. F., and Bonnin J. (1973) Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. Geological Society of America Bulletin 84, 3137-3180.

Dèzes P., Schmid S. M., and Ziegler P. A. (2004) Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. Tectonophysics 389(1-2), 1-33.

Diaz De Neira J. A., Enrile Albir A., Hernaiz Huerta P. P., and F. L. O. (1992) Geological map. Sheet Alcalá La Real, 990, scale 1:50’000 (ed. I. T. G. d. España), Madrid.

Didon J., Durand-Delga M., and Kornprobst J. (1973) Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar.

Dietrich D. and Scandone P. (1972) The position of the basic and ultrabasic rocks in the

tectonic units of the Southern Apennines.

Do Couto D., Popescu S.-M., Suc J.-P., Melinte-Dobrinescu M. C., Barhoun N., Gorini C., Jolivet L., Poort J., Jouannic G., and Auxiètre J.-L. (2014) Lago Mare and the Messinian Salinity Crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain). Marine and Petroleum Geology 52, 57-76.

Donville B. (1973) Géologie Néogène et âges des éruptions volcaniques de la Catalogne orientale. PhD. Thesis, Université de Toulouse, France.

Druckman Y., Buchbinder B., Martinotti G. M., Tov R. S., and Aharon P. (1995) The buried Afiq Canyon (eastern Mediterranean, Israel): a case study of a Tertiary submarine canyon exposed in Late Messinian times. Marine Geology 123(3-4), 167-185.

Druissi O. (2011) La structure off-shore de la Mer Egée : apports d'une étude par sismique réflexion, pp. 65. Observatoire des Sciences de l'Univers en région Centre, Université d'Orléans.

Druissi O. (2014) Evolution de la région Baléares (Méditerranée ocidentale) du Néogène à l'actuel: aspects géodynamiques et paléoenvironnementaux. PhD Thesis, Géologie appliqué. Université Toulouse 3 Paul Sabatier, 350 pp.

Dubois M. and Magne J. (1972) Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne méridionale). Annales Scientifiques de l'Université de Besançon 3, 113-116.

Duggen S., Hoernle K., Bogaard P. V. D., Rüpke I., and Morgan J. (2003) Deep roots of the messinian salinity crisis. Nature 422, 602-606.

Duggen S., Hoernle K., Harris C., and Van Den Bogaard P. (2004) Magmatic evolution of the Alboran region: The role of subduction in forming the western Mediterranean and causing the Messinian Salinity Crisis. Earth and Planetary Science Letters 218, 91-108.

Duncan R. A. and Clague D. A. (1985) Pacific plate motion recorded by linear volcanic chains. In : Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (Eds.). The ocean basins and margins, vol. 7A : The Pacific Ocean, 89-121.

Durand-Delga M. (1966) Titre et travaux scientifiques. Imprimerie Priester, Paris, 43 pp.

Eagles G., Gohl K., and Larter R. (2004) High-resolution animated tectonic reconstruction of the South Pacific and West Antarctic Margin. Geochemistry Geophysics Geosystems 5(7), 1-21.

Eberli G. P., Bernoulli D., Sanders D., and Vecsei A. (1993) From Aggradation to Progradation: The Maiella Platform, Abruzzi, Italy : Chapter 18. M 56: Cretaceous Carbonate Platforms, 213-232.

Edel J. B. (1980) Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale. Thèse de l'Institut de Physique du Globe. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 310 pp.

Escutia C. and Maldonado A. (1992) Palaeogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia trough, northwestern Mediterranean Sea. Tectonophysics 203(1-4), 263-284.

Estevou P. and Montenat C. (1990) Le bassin de Sorbas-Tabernas. Doc. Trav.

Esu D. (2007) Latest Messinian ''Lago-Mare'' Lymnocardiinae from Italy: Close relations with the Pontian fauna from the Dacic Basin. geobios 40, 291-302.

Evans G. and Arche A. (2002) The flux of siliclastic sediment from the Iberian peninsula, with particular reference to the Ebro. Geological Society of London 191, 199-208.

Fahlquist D. A. (1963) Seismic refraction Studies in the Western Mediterranean. Ph.D. Thesis, M.I.T., Cambridge, Mass.

Fahlquist D. A. and Hersey J. B. (1969) Seismic refraction measurements in the Western Mediterranean Sea. Bulletin de l'Institut Oéanographique de Monaco 67, 52.

Fantoni R. and Franciosi R. (2008) 8 geological sections crossing Po Plain and Adriatic foreland. Riassunti dell'84°. Congresso Nazionale Sassari 15–17 settembre 2008. Rend online Societa Geologica Italia 3(1), 367-368.

Fantoni R. and Franciosi R. (2010) Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. Rend. Fis. Acc. Lincei, 197-209.

Fantoni R. and Franciosi R. (2010) Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland. Rend. Fis. Acc. Lincei, 197-209.

Farran M. (2008) IMAGE2SEGY: Una aplicación informática para la conversión de imágenes de perfiles sísmicos a ficheros en formato SEGY. Geo-Temas 10, 1215-1218.

Favali P., Funiciello R., Mattietti G., Mele G., and Salvini F. (1993) An active margin across the Adriatic Sea (central Mediterranean Sea). Tectonophysics 219, 109-117.

Favali P., Funiciello R., Mattietti G., Mele G., and Salvini F. (1993) An active margin across the Adriatic Sea (central Mediterranean Sea). Tectonophysics 219, 109-117.

Ferrandini J., Gattacceca J., Ferrandini M., Deino A., and M-C. J. (2003) La rotation du bloc corso-sarde : apports des dépôts oligo-miocènes de Corse. Journal de la société géologique de france 174(4), 357-371.

Ferrer O., Roca E., Benjumea B., Munoz J. A., and Ellouz N. (2008) The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. Marine and Petroleum Geology 25, 714-730.

Festa A., Pini G. A., Dilek Y., and Codegonea G. (2010) Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. International Geology Review 52(10-12), 1040-1105.

Festa V., Teofilo G., Tropeano M., Sabato L., and Spalluto L. (2013) New insights on diapirism in the Adriatic Sea: the Tremiti salt structure (Apulia offshore, southeastern Italy). Terra Nova 0, 1-10.

Festa V., Teofilo G., Tropeano M., Sabato L., and Spalluto L. (2013) New insights on diapirism in the Adriatic Sea: the Tremiti salt structure (Apulia offshore, southeastern Italy). Terra Nova 0, 1-10.

Fidalgo-Gonzàlez L. (2001) La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Field M. E. and Gardner J. V. (1991) Valencia gorge: possible Messinian refill channel for the western mediterranean Sea. Geology 19, 1129-1132.

Fillon C. (2012) Variations spatio-temporelles dans l'exhumation Cenozoique de la chaine Pyreeneeo-catabrienne : couplages entre tectonique et processus de surface. Universitee de Grenoble.

Fillon C., Gautheron C., and van der Beek P. (2013) Oligocene–Miocene burial and exhumation of the Southern Pyrenean foreland quantified by low-temperature thermochronology. Journal of the Geological Society 170, 67-77.

Finetti I. R. (1982) Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata 24, 247-312.

Fitzgerald P., Muñoz J., Coney P., and Baldwin S. (1999) Asymmetric exhumation across the pyrenan orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orgen. Earth and Planetary Science Letters 173, 157-170.

Flecker E. and Ellam R. M. (2006) Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean–Paratethyan realm using Sr isotopes. Sedimentary geology 188-189, 189-203.

Flecker R., Krijgsman W., Capella W., de Castro Martins C., Dmitriev E., Mayser J. P., Marzocchu A., Modestu S., Ochoa D., Simon D., Tulbure M., van der Berg B., ven der Schee M., de Lange G., Ellam R., Govers R., Gutjah M., Hilgen F., Kouwenhoven T. J., Lofi J., Meijer P., Sierro F. J., Bachiri N., Barhoun N., Alami A. C., Chacon B., Flores J. A., Gregory J., Howard J., Lunt D., Ochoa M., Pancost R., Vincent S., and Yousfi M. Z. (2015) Evolution of the Late Miocene Mediterranean–Atlantic gateways and their impact on regional and global environmental change. Earth-Science Reviews 150, 365-392.

Flemings P. B. and Jordan T. E. (1989) A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research 94, 3851-3866.

Flinch J. F. (1996) A Cretaceous Allochthonous Evaporitic Province within the Betic-Maghrebian Domain: Comparison with the present-day Gulf of Mexico.

Flowers R., Ketcham R. A., Shuster D., and Farley K. A. (2009) Apatite (U–Th)/He thermochronology using a radiation damage accumulation and annealing model. Geochimica and Cosmochimica Acta 73, 2347–2365.

Fontboté J. M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P., Fernandez-Ortigosa, F., (1990) The Cenozoic geodynamic evolution of the valencia trough (Western Mediterranean). Rev. Soc. Geol. Espanã 3(3-4), 249-259.

Fortuin A. R. and Krijgsman W. (2003) The Messinian of the Nijar Basin (SE Spain): sedimentation, depositional environments and paleogeographic evolution. Sedimentary Geology 160, 213-242.

Fourcade E., Chauve P., and Chabrier G. (1982) Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne).

Frasheri A., Bushati S., and Bare V. (2009) Geophysical outlook on structure of the Albanides. Journal of the Balkan Geophysical Society 12(1), 9-30.

Frasheri A., Nishani P., and Bushati S. (1996) Relationship between tectonic zones of the Albanides, based on results of geophysical studies: Peri Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands. Hist. Nat. 170, 485-511.

Frey-Martinez J., Cartwright J. A., Burgess P. M., and Vicente-Bravo J. (2004) 3D seismic interpretation of the Messinian Unconformity in the Valencia Basin, Spain. 3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins. (Ed. by R.J. Davies, J.A. Cartwright, S.A. Stewart, M. Lappin & J.R. Underhill). Memoirs of the Geological Society, London. 29, 91-100.

Frizon De Lamotte D. (1991) Cinématique des chevauchements Néogènes dans l'arc bético-Rifains, discussion sur les modèles géodynamiques. Bulletin de la société géologique de france.

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).

Funiciello R., Montone P., Parotto M., Salvini F., and Tozzi M. (1991) Geodynamical evolution of an intra-orogenic foreland: The Apulia case history (Italy). Bolletino della Società Geologica Italiana 110, 419-425.

Gailler A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D. (2009) Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-Provencal Basin from wide-angle seismic tomography. Earth and Planetary Science Letters 286(1-2), 333-345.

Gailler A., Klingelhoefer, F., Olivet, J. L., Aslanian, D. (2009) Crustal structure of a young margin pair: New results across the Liguro-Provencal Basin from wide-angle seismic tomography. Earth and Planetary Science Letters 286(1-2), 333-345.

Gaina C., Torsvik T. H., van Hinsbergen D. J. J., Medvedev S., Werner S. C., and Labails C. (2013) The African Plate: A history of oceanic crust accretion and subduction since the Jurassic. Tectonophysics 604, 4-25.

Gaina C., van Hinsbergen D. J. J., and Spakman W. (2015) Tectonic interactions between India and Arabia since the Jurassic reconstructed from marine geophysics, ophiolite geology, and seismic tomography. Tectonics 34, 875-906.

Galdeano A., Rossignol, J.C., (1977) Contribution de l'aeromagnetisme a l'etude du golfe de Valence (Mediterranee occidentale). Earth and Planetary Science Letters 34(1), 85-99.

Garcia M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C., Estrada, F., (2011) The Catalan margin during the Messinian Salinity Crisis: Physiography, morphology and sedimentary record. Marine Geology 284(1-4), 158-174.

Garcia-Castellanos D., Estrada, F., Jiménez-Munt, L., Gorini, C., Fernandez, M., Vergès, J., De Vicente, R., (2009) Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. Nature 462(10), 778-781.

Garcia-Castellanos D., Vergés J., Gaspar-Escribano J. M., and Cloetingh S. (2003) Interplay between tectonics, climate and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia). . J. Geophys. Res. 108 (B7), 2347.

Garcia-Mondéjar J. (1989) Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins (Eds A.J. Tankard and H.R. Balkwill), AAPG Memoir 46, pp. , 395-409.

Garcia-Sineriz B., Querol R., Castillo F., and Fernandez J. R. (1979) A new hydrocarbon province in the Western Mediterranean. Int. Petrol. Congr. Bucarest, 4, 1-4.

Gaspar-Escribano J. M., Van Wees J. D., Ter Voorde M., Cloething S., Roca E., Cabrera L., Muñoz J. A., Ziegler P. A., and Garcia-Castellanos D. (2001) Three-dimensional flexural modelling of the Ebro Basin (NE Iberia). Geophysical Jounral International 145, 349-367.

Gattacceca J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., (2007) Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters 258(3-4), 359-377.

Gautheron C. and Tassan-Got L. (2010) A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. Chemical geology 273(3-4), 212-224.

Gautheron C., Tassan-got L., Barbarand J., and Pagel M. (2009) Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. Chemical geology 266, 166-179.

Gautier F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J., Violanti, D., (1994) Age et durée de la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 318(2), 1103-1109.

Geel T., Roep T. B., Ten Kate W., and Smit J. (1992) Early – Middle Miocene stratigraphic turning points in the Alicante region (SE Spain) reflections of Western Mediterranean plate-tectonic reoganisations. Sedimentary Geology 75, 223-239.

Gelabert B., Sabat F., and Rodriguez-Perea A. (1992) A structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). Tectonophysics 203(1-4), 167-183.

Geli L., Aslanian D., Olivet J.-L., Vlastelic I., Dosso L., Guillou H., and Bougault H. (1998) Location of Louisville Hotspot and origin of Hollister Ridge; geophysical constraints. Earth and Planetary Science Letters 164(1-2), 31-40.

Géli L., Bougault H., Aslanian D., Briais A., Dosso L., Etoubleau J., Le-Formal J. P., Maia M., Ondréas H., Olivet J. L., Richardson C., Sayanagi K., Seama N., Shah A., Vlastelic I., and Yamamoto M. (1997) Evolution of the Pacific - Antarctic Ridge south of the Udintsev fracture zone. Science 278(5341), 1281-1284.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., and Rossi M. (2013) Late Miocene - Middle

Pleistocene Sequences In The Po-Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): The Stratigraphic Record Of Modification Phases Affecting A Complex Foreland Basin. Marine and Petroleum Geology 42, 50-51.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., and Rossi M. (2013) Late Miocene - Middle Pleistocene Sequences In The Po-Plain - Northern Adriatic Sea (Italy): The Stratigraphic Record Of Modification Phases Affecting A Complex Foreland Basin. Marine and Petroleum Geology 42, 50-51.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M., and Vignolo A. (2010) Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy) Rend. Fis. Acc. Lincei 21, 131-166.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M., and Vignolo A. (2010) Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy) Rend. Fis. Acc. Lincei 21, 131-166.

Ghisetti F. and Vezzani L. (1991) Thrust belt development in the central Apennines (Italy): nortward polarity of thrusting and out-of-sequence deformation in the Gran Sasso chain. Tectonics 10(5), 904-919.

Ghisetti F. and Vezzani L. (1997) Interfering paths of deformation and development of arcs in the fold-and-thrust belt of the central Apennines (Italy). Tectonics 16, 523-536.

Ghisetti F., Vezzani L., and Follador U. (1993b) Transpressioni destre nelle zone esterne dell' Appennino centrale. Geologica Romana 29, 73-95.

Gliozzi E., Ceci M. E., Grossi F., and Ligios S. (2007) Paratethyan Ostracod immigrants in Italy during the Late Miocene. geobios 40, 325-337.

Golonka J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics 381, 235-273.

Gonzalez A. (1989) Analisis tectosedimentario del tertiario del borde SE de la Depresion del Ebro (sector bajoaragones) y cubetas ibéricas marginales. PhD. Thesis, University of Zaragoza.

Gonzalez A. and Guimera J. (1993) Sedimentacion sintectonica en una cuenca transportada sobre una lamina de cabalgamiento: la cubeta tertiaria de Aliaga. Revista de la Sociedad Geológica de España 6, 151-165.

Gorini C. (1993) Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). . Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.

Gorini C., Lofi J., Duvail C., Dos Reis T., Guennoc P., Le Strat P., and Mauffret A. (2005) The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. Marine and Petroleum Geology 22 695-712.

Gorini C., Mauffret A., Guennoc P., and Le Marrec A. (1994) Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea). In Hydrocarbon and Petroleum Geology of France (ed. A. Mascle), pp. 223-243. Springer-Verlag, Berlin.

Gorini C., Montadert L., and Rabineau M. (2015) New imaging of the salinity crisis: Dual Messinian lowstand megasequences recorded in the deep basin of both the eastern and western Mediterranean. Marine and Petroleum Geology, 1-17.

Gorini C., Viallard P., and Déramond J. (1991) Modèle d'inversion structurale négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 312(Série II), 1013-1019.

Govers R. (2011) Choking the mediterranean to deshydration : The messinian salinity crisis. Geology 37, 167-170.

Govers R., Meijer P., and Krijgsman W. (2009) Regional isostatic response to Messinian Salinity Crisis events. Tectonophysics 463(1-4), 109-129.

Granjeon D., Joseph P., Lafond F., and Guillocheau F. (1994) Quantification of high frequency eustasy and subsidence through the analysis of accomodation. Application to the south Pyrenean forelan (Jaca Basin, Eocene). Compte Rendu de l'Académie des Sciences 319(II), 1071-1077.

Grasso M. (2001) The Apenninic Maghrebian orogen in souther Italy, Sieily and adjacent areas, in Vai, G.B., and Martini, I.P., eds., Anatomy of an Orogen : the Apennines and Adjacent Mediterranean Bassin. Kluwer Academic Publishers, 255-286.

Gueguen E., Doglioni C., and Fernandez M. (1998) On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. Tectonophysics 298(1-3), 259-269.

Guennoc P., Gorini C., and Mauffret A. (2000) Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. . Géologie de la France 3, 67-97.

Guiraud R. and Bosworth W. (1997) Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. Tectonophysics 282, 39-82.

Haq B. and Schutter S. (2008) A chronology of paleozoic sea-level changes. Science 3, 64–68.

Haq B. U., Hardenbol, J., Vail, P. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). Science 235, 1156-1167.

Head M. and Gibbard P. (2005) Early-middle pleistocene transitions : the land-ocean evidence. Geological Society, London, Spec. Pub. 247.

Hey R. N. (1977) Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. Geological Society of America Bulletin 89, 981-999.

Hey R. N., Menard H. W., Atwater T. M., and Caress D. W. (1988) Changes in direction of seafloor spreading revisited. Journal of Geophysical Research 93, 2803-2811.

Hilgen F. J., Krijgsman, W. (1999) Cyclostratigraphy and astronochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite messinian, Sicily, Italy). Terra nova 11, 16-22.

Hilgen F. J., Krijgsman W., Langereis C. G., Lourens L. J., Santarelli A., and Zachariasse W. J. (1995) Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. Earth and Planetary Science Letters 136 495-510.

Hill K. C. and Hayward A. B. (1988) Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of italy. Marine and Petroleum Geology 5, 2-16.

Hinz K. (1972) Results of seismic refraction investigations (Project Anna) in the Western Mediterranean, south and north of the island of Mallorca. Bulletin du Centre de Recherche de Pau - SNPA 6(2), 405-426.

Hinz K. (1973) Crustal structure of the Balearic Sea. Tectonophysics 20(1-4), 295-302.

Hodell D., Benson R., Kennett J., and Bied K. R.-E. (1989) Stable isotope stratigraphy of latest miocene sequences in northwest morocco : the bou regreg section. Paleoceanography 4(4), 467-482.

Hodell D., Benson R., Kent D., Boersma A., and Bied K. R.-E. (1994) Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an upper miocene drill core from the salé briqueterie (northwestern morocco) : A high resolution chronology for the messinian stage. Paleoceanography 9(6), 835-855.

Hodell D., Curtis J., Sierro F., and Raymo M. (2001) Correlation of late miocene to early pliocene sequences between the mediterranean and north atlantic. Paleoceanography 16, 164-178.

Hsü K. J., Cita M. B., and Ryan W. B. F. (1973) The origine of the Mediterranean evaporites. In Initial reports of the deep sea drilling project, pp. 1203-1231. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington.

Huismans R. and Beaumont C. (2011) Depth-dependant extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74-78.

Hunt D. and Tucker M. E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology 81, 1-9.

Huon S., Cornée J. J., Piqué A., Rais N., Clauer N., Liewig N., and Zayane R. (1993) Mise en évidence au Maroc d'événements thermiques d'âge triasico-liasique liés à l'ouverture de l'Atlantique. Bulletin de la société géologique de france 164, 165-176.

Hurford A. L. (1990) Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. Chemical geology, 171-178.

Jimenez-Moreno G., Pérez-Asensio J. N., Larrasoaña J. C., and Aguirre J. (2013) Vegetation, sea-level and climate changes during the Messinian salinity crisis. Geological Society of America bulletin 125, 432-444.

Joannin S., Ciaranfi N., and Stefanelli S. (2008) Vegetation changes during the late Early Pleistocene at Montalbano Jonico (Province of Matera, southern Italy) based on pollen analysis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 270, 92-101.

Jolivet L., Auger 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.

Juez-Larré J. and Andriessen P. A. M. (2002) Post Late Paleozoic tectonism in the southern Catalan Coastal Ranges (NE Spain), assessed by apatite fission track analysis. Tectonophysics 349(1-4), 113-129.

Juez-Larré J. and Andriessen P. A. M. (2006) Tectonothermal evolution of the northeastern margin of Iberia since the break-up of Pangea to present, revealed by low-temperature fission-track and (Uâ€“Th)/He thermochronology: A case history of the Catalan Coastal Ranges. Earth and Planetary Science Letters 243(1â€“2), 159-180.

Juez-Larré J. and Ter Voorde M. (2009) Thermal impact of the break-up of Pangea on the Iberian Peninsula, assessed by thermochronological dating and numerical modelling. Tectonophysics 474(1â€“2), 200-213.

Just J., Hübscher C., Betzler C., Lüdmann T., and Reicherter K. (2010) Erosion of continental margins in the Western Mediterranean due to sea-level stagnancy during the Messinian Salinity Crisis. Geo-Marine Letters, 1-14.

Kastens K. (1992) Did glacio-eustatic sea level drop trigger the messinian salinity crisis ? new evidence from ocean drilling program site 654 in the tyrrhenian sea. Paleoceanography 7(3), 333-356.

Kertznus V., Kneller, B. (2009) Clinoform quantification for assessing the effects of external forcing on continental margin

development. . Basin Research 21, 738-758.

Kilias A., Tranos M., Mountrakis D., Shallo M., Marto A., and Turku I. (2001) Geometry and kinematics of deformation in the Albanian orogenic belt during the Tertiary. Journal of Geodynamics 31, 169-187.

Klingelhoefer F., Olivet J. L., Aslanian D., Bache F., Moulin M., Matias L., Afilhado A., Nouzé H., Beslier M. O., and Gailler A. (2008) Preliminary results from the Sardinia deep seismic cruise on the Western Sardinia and Gulf of Lions conjugate margin pair. . EGU General Assembly, Vienna.

Knott S. D. (1994) Structure, kinematics and matamorphism in Liguride Complex, Southern Apennines, Italy. Journal of Structural Geology 16, 1107-1120.

König M. and Jokat W. (2010) Advanced insights into magmatism and volcanism of the Mozambique Ridge and Mozambique Basin in the view of new potential field data. Geophysical Journal International 180(1), 158-180.

Kooi H. and Cloething S. (1992) Lithospheric Necking and Regional Isostasy at Extensional Basins. Subsidence and Gravity Modeling With an Application to the Gulf of Lions Margin (SE France). JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH 97, 17 553-17 571.

Kouwenhoven T., Hilgen F., and Zwaan G. V. D. (2003) Late tortonian-early messinian stepwise disruption of the mediterranean-atlantic connections : constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 198(3-4), 303-319.

Kouwenhoven T., Morigi C., Negri A., Giunta S., Krijgsman W., and Rouchy J.-M. (2006) Paleoenvironmental evolution of the eastern mediterranean during the messinian : Constraints from integrated microfossil data of the pissouri basin (cyprus). Marine micropaleontology 60(1), 17-44.

Kouwenhoven T. J., Seidenkrantz M.-S., and van der Zwaan G. J. (1999) Deep-water changes: the near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the Late Miocene Mediterranean. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 152, 259-281.

Kouwenhoven T. J. and van der Zwaan G. J. (2006) A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns

using benthic foraminifera. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 238, 373-385.

Krijgsman W., Blanc-valleron M.-M., Flecker R., Hilgen F. J., Kouwenhoven T. J., Merle D., Orszag-Sperber F., and Rouchy J.-M. (2002) The onset of the Messinian salinity crisis in the Eastern Mediterranean (Pissouri Basin, Cyprus). Earth and planet. Sci. Lett. 194, 299-310.

Krijgsman W., Gaboardi S., Hilgen F., Iaccarino S., Kaenel E. D., and Laan E. V. D. (2004) Revised astrochronology for the ain el beida section (atlantic morocco) : No glacio-eustatic control for the onset of the messinian salinity crisis. Stratigraphy 1(1), 87-101.

Krijgsman W., Garcès M., Langereis C. G., Daams R., van Dam J., van der Meulen A. J., Agusti J., and Cabrera L. (1996) A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. Earth and planet. Sci. Lett. 142, 367-380.

Krijgsman W., Hilgen F., Marabini S., and Vai G. (1999b) New paleomagnetic and cyclostratigraphc age constraints on the messinian of the northern apennines (vena del gesso basin, italy). In : M.B. Cita, J. McKenzie (Eds.), Cycles, Sea Levels inMessinian Times.Mem. Soc. Geol. Ital. IV, 25-33.

Krijgsman W., Hilgen F. J., Raffi I., Sierro F. J., and Wilson D. S. (1999a) Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. Nature 400, 652-655.

Krijgsman W. and Meijer P. T. (2008) Depositional environments of the Mediterranean “Lower Evaporites” of the Messinian salinity crisis: Constraints from quantitative analyses. Marine geology 253, 73-81.

Laan E. V. D., Snel E., Kaenel E. D., Hilgen F., and Krijgsman W. (2006) No major deglaciation across the miocene-pliocene boundary : Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the loulja sections (bou regreg area, nw morocco). Paleoceanography 21, PA3011–27pp.

Labails C. (2007) La marge sud-marocaine et les premières phases d’ouverture de l’océan atlantique central. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale/IFREMER.

Labails C., Olivet J.-L., Aslanian D., and Roest W. (2010) An alternative early opening scenario for the central atlantic ocean. Earth and Planetary Science Letters 297(3-4), 355-368.

Labails C., Olivet J.-L., and group D. s. (2009) Crustal structure of the sw moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the dakhla experiment). part b -the tectonic heritage.

tectonophysics 468(1-4), 83-97.

Lagabrielle Y. (1987) Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont) et comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest., 350pp.

Lanaja J. M. (1987) Contribucion de la exploracion petrolofera al conocimiento de la geologica de Espana. instituto Geologico y Minero de Espanã , Madrid, 465 pp.

Laubscher H. P. (1990) The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3D material balance considerations and regional consequences. Tectonophysics 176, 103-121.

Le Cann C. (1987) Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relation avec la tectonique et la sédimentation. Conséquences géodynamiques. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest.

Le Douaran S., Burrus J., and Avedik F. (1984) Deep structure of the north-western Mediterranean basin : results of a two-ship seismic survey. In Marine Geology, pp. 325-345.

Le Goff J. (2015) Evolution tectono-sédimentaire du système carbonaté "Plateforme Apulienne - Bassin Ionien" au Crétacé supérieur dans le sud de l'Albanie : faciès, géométries, diagénèse et propriétés réservoirs associées, Pessac.

Le Goff J., Cerepi A., Swennen R., Loisy C., Caron M., Muska K., and El Desouky H. (2015) Contribution to the understanding of the Ionian Basin sedimentary evolution along the eastern edge of Apulia during the Late Cretaceous in Albania. Sedimentary Geology 317, 87-101.

Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J., and Sibuet J.-C. (1971a) Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. . In: Histoire structurale du golfe de Gascogne (Eds J. Debyser, X. Le Pichon and L. Montadert), 6, pp. 1-44. Technip, Paris.

Le Pichon X., Bonnin J., and Sibuet J.-C. (1970) La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. . Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 271, 1941-1944.

Le Pichon X. and Sibuet J.-C. (1971) Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. Earth and Planetary Science Letters 12(1), 83-88.

Le Roy P. and Piqué A. (2001) Triassic-Liassic Western Moroccan syn-rift basins in relation to the Central Atlantic opening. Marine Geology 172, 359-381.

Leinweber V. T., Klingelhoefer F., Neben S., Reichert C., Aslanian D., Matias L., Heyde

I., Schreckenberger B., and Jokat W. (2013) The crustal structure of the Central Mozambique continental margin – wide-angle seismic, gravity and magnetic study in the Mozambique Channel, Eastern Africa. Tectonophysics 599, 170-196.

Lemoine M. (1984) La marge occidentale de la Thétys ligure. In: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, pp. 155-248. Masson, Paris.

Leprêtre R. (2015) Evolution phanérozoïque du Craton Ouest Africain et de ses bordures Nord et Ouest. . Thèse de doctorat - Sciences de la Terre. Université Paris Sud - paris XI.

Leroux E. (2012) Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest., 445 pp.

Leroux E., Rabineau M., Aslanian D., Gorini C., Bache F., Moulin M., Pellen R., Granjeon D., and Rubino J.-L. (2015) Post-rift evolution of the Gulf of Lion margin tested by stratigraphic modelling. Bulletin de la société géologique de france 186(4-5), 291-308.

Leroux E., Rabineau M., Aslanian D., Gorini C., Molliex S., Bache F., Robin C., Droz L., Moulin M., Poort J., Rubino J.-L., and Suc J.-P. (2016) High resolution evolution of terrigenous sediment yields in the Provence Basin during the last 6 Ma: relation with climate and tectonics. Basin Research XX, 1-73.

Leroux E., Rabineau M., Aslanian D., Granjeon D., Droz L., and Gorini C. (2014) Stratigraphic simulations of the shelf of the Gulf of Lions: testing subsidence rates and sea-level curves during the Pliocene and Quaternary. Terra Nova 26(3), 230–238.

Linol B., Bercovici A., Bourquin S., Diez J. B., Lopez-Gomez J., Broutin J., Durand M., and Villanueva-Amadoz U. (2009) Late Permian to Middle Triassic correlations and palaeogeographical reconstructions in south-western European basins: New sedimentological data from Minorca (Balearic Islands, Spain). Sedimentary Geology 220(1-2), 77-94.

Lisiecki L. E. and Raymo M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic ∂18O records. Paleoceanography 20, 1-17.

Lisiecki L. E. and Raymo M. E. (2007) Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics. Quaternary Science Review 26, 56-69.

Lister G. S., Etheridge M. A., and Symonds P. A. (1986) Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. . Geology 14 246-250.

Lofi J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan,W.B.F., Steckler, M.S. (2005) Erosional processes and paleo- environmental changes in the western Gulf of

Lions (SW France) during theMessinian Salinity Crisis. . Marine Geology 217, 1-30.

Lofi J. and Berné S. (2008) Evidence for pre-Messinian submarine canyons on the Gulf of Lions slope (Western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 25, 804-817.

Lofi J., Rabineau M., Gorini C., Berne S., Clauzon G., De Clarens P., Tadeu Dos Reis A., Mountain G. S., Ryan W. B. F., Steckler M. S., and Fouchet C. (2003) Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. Marine Geology 198(3-4), 289-317.

Lofi J., Sage F., Deverchère J., Loncke L., Maillard A., Gaullier V., Thinon I., Gillet H., Guennoc P., and Gorini C. (2011) Refining our knowledge of the Messinian Salinity crisis records in the offshore domaine through multi-site seismic analysis. Bulletin de la société géologique de france 182(2), 163-180.

Loget N., Van Den Driessche J., and Davy P. (2005) How did the Messinian Salinity Crisis end? Terra Nova 17(5), 414-419.

Londeix L., Benzakour M., Suc J.-P., and Turon J.-L. (2007) Messinian palaeoenvironments and hydrology in Sicily (Italy): The dinoflagellate cyst record. Geobios 40, 233-250.

Lonsdale P. (1988) Geography and History of the Louisville Hotspot Chain in the Southwest Pacific. Journal of Geophysical Research 93, 3078-3104.

Lopez Olmedo F., DE NEIRA J. A., ENRILE ALBIR A., and HERNAIZ HUERTA P. P. (1992) Geological map. Sheet Iznalloz, 991, scale 1:50’000 (ed. I. T. G. d. España), Madrid.

Lopez Ruiz J. and Rodriguez Badiola E. (1985) La Region volcánica Mio Pleistocena del NE de España. Consejo Superior de Investigaciones Científicas (España) 41, 105-126.

Lopez-Blanco M. (2002) Sedimentary response to thrusting and fold growing on the SE margin of the Ebro basin (Paleogene, NE Spain). Sedimentary Geology 146(1-2), 133-154.

Lopez-Blanco M., Marzo M., Burbank D. W., Vergès J., Roca E., Anadon P., and Piña J. (2000) Tectonic and climatic controls on the development of foreland fan deltas: Montserrat and Sant Llorenç del Munt systems (Middle Eocene, Ebro Basin, NE Spain). Sedimentary Geology 138(1-4), 17-39.

Lopez-Blanco M., Pina J., and Marzo M. (2000) Anatomy of regressive tracts in a regressive sequence set: Vilomara unit, Sant Llorenç del Munt, Ebro Basin, NE Spain. Sedimentary Geology 138, 143-159.

Lourens L. J., Hilgen F. J., Laskar J., Shackleton N. J., and Wilson D. (2004) The Neogene

Period. In : A geologic Time Scale 2004, F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith (Eds), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 409-440.

Lu F., Meyers W., and Hanson G. (2002) Trace elements and environmental significance of messinian gypsum deposits, the nijar basin, southeastern spain. Chemical Geology 192, 149-161.

Lu F., Meyers W., and Schoonen M. (2001) S and O isotopes, simultaneous modeling, and environmental significance of the nijar messinian gypsum, spain. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 3081-3092.

Lu F. H. (2006) Lithofacies and water-body record of Messinian evaporites in Nijar Basin, SE Spain. Sedimentary geology 188-189, 115-130.

Lucente F. P., Chiarabba C., Cimini G. B., and Giardini D. (1999) Tomographic constraints on the geodynamic evolution of the Italian region. Journal of Geophysical Research 104(B9), 20307-20327.

Lugli S., Gennari R., Gvirtzman Z., Manzi V., Roveri M., and Schreiber B. C. (2013) Evidence of clastic evaporites in the canyons of the Levant Basin (Israel): implications for the Messinian Salinity Crisis. Journal of Sedimentary Research 83, 942-954.

Lugli S., Manzi V., Roveri M., and Schreiber B. C. (2010) The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: a new facies interpretation for the first stage of theMessinian salinity crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 297, 83-99.

Lustrino M., Morra V., Fedele L., and Franciosi L. (2009) The beginning of the Apennine subduction system in central-western Mediterranean: constraints from Cenozoic ‘orogenic’ magmatic activity of Sardinia (Italy). Tectonics 28.

Luzon A. (2001) Analisis Tectosedimentario de los materiales Terciarios continentales del sector central de la Cuenca del Ebro provincias de Huesca y Zaragoza.). PhD Thesis, Zaragoza University, Spain.

Luzon A. (2005) Oligocene–Miocene alluvial sedimentation in the northern Ebro Basin, NE Spain: Tectonic control and palaeogeographical evolution. Sedimentary Geology 177, 19-39.

Luzon A. and Gonzalez A. (2003) Los sistemas aluviales Oligo-Miocenos del margen norte de la Cuenca del Ebro: caracterizacion sedimentaria y sıntesis paleogeografica. Review Societa Geologica Espana 16, 239-56.

Maillard A. (1993) Structure et riftogénèse du golf de Valence (Mediterranée Occidentale). Thèse d›état, Université de Toulouse.

Maillard A., Mauffret A., (1993) Structure et volcanisme de la fosse de Valence (Méditerranée nord-occidentale). . Bulletin de la Société Géologique de France 164 365-383.

Maillard A., Mauffret, A., (1999) Crustal structure and riftogenesis of the Valencia Trough (north-western Mediterranean Sea). . Basin Research 11 357-379.

Maillard A., Gorini C., Mauffret A., Sage F., Lofi J., and Gaullier V. (2006) Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. Sedimentary Geology 188-189(1), 69-91.

Maillard A., Mauffret A., Watts A. B., Torné M., Pascal G., Buhl P., and Pinet B. (1992) Tertiary sedimentary history and structure of the Valencia trough (western Mediterranean). Tectonophysics 203(1-4), 57-75.

Mammerickx J. and Sharman G. F. (1988) Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous quiet period. Journal of Geophysical Research 93, 3009-3024.

Manzi V., Gennari R., Hilgen F., Krijgsman W., Lugli S., Roveri M., and Sierro F. J. (2013) Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. Terra Nova 25, 315-322.

Manzi V., Lugli S., Ricci Lucchi F., and Roveri M. (2005) Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? Sedimentology 52, 875-902.

Manzi V., Roveri M., Gennari R., Bertini A., Biffi U., Giunta S., Iaccarino S. M., Lanci L., Lugli S., Negri A., Riva A., Rossi M. E., and Taviani M. (2007) The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: The Fanantello section (Northern Apennines, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.

Marcaillou B. and Collot J.-Y. (2008) Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian–South Colombian offshore Manglares forearc basin. Marine Geology 255, 30-44.

Marjanac J. L., Pavlovec R., and Velimirovic Z. (1998) Eocene Carbonate Sediments and Sea-level Changes on the NE Part of Adriatic Carbonate Platform (Island of Hvar and Pelješac Peninsula, Croatia). In : Paleogene shallow benthos of the Tethys, 2 (Eds. Hottinger L. & Drobne K.). Dela SAZU 34/2, , Ljubljana., 243-254.

Marjanac T. and Cosovic V. (2000) Tertiary Depositional History of Eastern Adriatic Realm. Vijesti Hrvatskoga geološkog društva 37, 93-103.

Marti J., Mitjavila, J., Roca, E., Aparicio, A., (1992) Cenozoic magmatism of the Valencia through (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. Tectonophysics 203, 145-165.

Martin A. K. (2007) Gondwana breakup via double-saloon-door rifting and seafloor spreading in a backarc basin during subduction rollback. Tectonophysics 445(3-4), 245-272.

Martin J. M., Braga J. C., and Betzler C. (2001) The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. . Terra Nova 13, 418-424.

Martín-Martín J. D., Gomez-Rivas E., Bover-Arnal T., Travé A., Salas R., Moreno-Bedmar J. A., Tornas S., Corbella M., Teixell A., Vergès J., and Stafford S. L. (2013) The Upper Aptian to Lower Albian syn-rift carbonate succession of the southern Maestrat Basin (Spain): Facies architecture and fault-controlled stratabound dolostones. Cretaceous Research 41, 217-236.

Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., and De Min A. (1999) Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. Science 284, 616-618.

Mattauer M. (1990) Une autre interpretation du profil ECORS Pyrenees.

Matte P. (1986) Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics 126, 329-374.

Mauffret A. (1976) Etude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thèse de l'université de Paris 6, 137p.

Mauffret A. and C. G. (1996) Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provencal basin, southeastern France. Tectonics 15(2), 356-375.

Mauffret A., De Grossouvre B. D., Dos Reis T., Gorini C., and Nercessian A. (2001) Structural Geometry in the Eastern Pyrenees and Western Gulf of Lions (Western Mediterranean). Journal of Structural Geology 23, 1701-1726.

Mauffret A., Pascal G., Maillard A., and Gorini C. (1995) Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. Marine and Petroleum Geology 12(6), 645-666.

May P. R. (1971) Pattern of Triassic – Jurassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. Geological Society of America Bulletin 82, 1285-1291.

Mazzoli S., Deiana G., Galdenzi S., and Cello G. (2002) Miocene fault-controlled sedimentation and thrust propagation in the previously faulted external zones of the Umbria-

Marche Apennines, Italy. EGU 1, 195-209.

McKenzie D. P. (1978) Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters 40, 25-32.

Mele G. (2001) The Adriatic lithosphere is a promontory of the African plate: Evidence of a continuous mantle lid in the Ionian Sea from efficient Sn propagation. Geophysical Research Letters 28(3), 431-434.

Meulenkamp S. and Sissingh W. (2003) Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 196, 209-228.

Michard A., Chalouan A., Feinberg H., Goffe B., and Montigny R. (2002) How does the Alpine belt end between Spain and Morocco ? Bulletin de la société géologique de france 173, 3-15.

Michard A., Goffe B., Chalouan A., and Saddiqi O. (1991) Les corrélations entre les Chaînes bético-rifaines et les Alpes et leurs conséquences. Bulletin de la société géologique de france 162(1151-1160).

Milankovitch M. (1920) Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Gauthier-Villard, Paris.

Milli S., Moscatelli M., Stanzione O., and Falcini F. (2007) Sedimentology and physical stratigraphy of the Messinian turbidite deposits of the Laga Basin (central Apennines, Italy). Bolletino della Società Paleontologica Italiana 126(2), 255-281.

Milli S., Moscatelli M., Stanzione O., and Falcini F. (2007) Sedimentology and physical stratigraphy of the Messinian turbidite deposits of the Laga Basin (central Apennines, Italy). Bolletino della Società Paleontologica Italiana 126(2), 255-281.

Milli S., Moscatelli M., Stanzione O., Falcini F., and Bigi S. (2006) The Messinian Laga Formation, facies, geometries, stratigraphic architecture and structural style of a confined turbidite basin (Central Apennines, Italy). Excursion Guidebook, Field Trip 17-21 Settembre 2006, with the financial support of Shell. Pdf file of this volume is available to the Italian Association for Sedimentary Geology (GeoSed) homepage at http://www.geosed.it/.

Mitchum R. and Vail P. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7 : Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. In : Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration (Ed C.E. Payton) 26.

Mitjavila J., Ramos-Guerrero E., and Marti J. (1990) Les roches pyroclastiques du Puig de l'Ofre (Serra de Tramuntana, Majorque) : position géologique et datation K-Ar. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 311, 687-692.

Mocochain L., Audra P., Clauzon G., Bellier O., Bigot J. Y., Parize O., and Monteil P. (2009) The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). Geomorphology 106, 46-61.

Mongelli F., Marotta A. M., and Doglioni C. (1994) Differeti tipi di litosfera e differenti stili di subduzione negli Appennini. Proc. 13 di GNGTS, 13-24.

Monié P., Galindo-Zaldivar J., González-Lodeiro F., Goffé B., and Jabaloy A. (1991) 40Ar/39Ar geochronology of Alpine tectonism in the Betic Cordilleras (southern Spain). Journal of the Geological Society of London 148, 288-297.

Montadert L., Sancho J., Fail J. P., Debyser J., and Winnock E. (1970) De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). . Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (série D) 271, 812-815.

Monti F., Brozzetti F., and Lavecchia G. (2005) Structural and kinematic analysis of the Mattinata fault zone (Gargano, southern Italy): Implications for the active deformation field: . Convegno Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida 2005 Trieste, Tergeste grafica, Abstract book , 24, 36-37.

Montigny R., Edel J. B., and Thuizat R. (1981) Oligo-Miocene rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. Earth and Planetary Science Letters 54(2), 261-271.

Montuori C., Cimini G. B., and Favali M. (2007) Teleseismic tomography of the southern Tyrrhenian subduction zone: New results from seafloor and land recordings. Journal of Geophysical Research 112(B03311).

Morelli D. (2002) Evoluzione tettonico-stratigrafica del Margine Adriatico compreso tra il Promontorio garganico e Brindisi. Memory di Societa Geologica Italia 57, 343-353.

Moulin M. (2003) Étude géologique et géophysique des marges continentales passives : exemple du Zaïre et de l'Angola. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Moulin M., Aslanian D., Olivet J.-L., Contrucci I., Matias L., Géli L., Klingelhoefer F., Nouzé H., Rehault J. P., and Untemehr P. (2005) Geological constraints on the evolution of the

angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaïAngo project). Geophysical Journal International 162(3), 793-818.

Moulin M., Aslanian D., and Unternher P. (2010) A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. Earth Science Reviews 98, 1-37.

Moulin M., Klingelhoefer F., Afilhado A., Aslanian D., Schnurle P., Nouzé H., Rabineau M., Beslier M.-O., and Feld A. (2015) Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion's margin. Bulletin de la société géologique de france 186(4-5), 309-330.

Moulin M., Klingelhoefer F., Afilhado A., Aslanian D., Schnurle P., Nouzé H., Rabineau M., Beslier M.-O., and Feld A. (2015) Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (The SARDINIA Experiment) – I. Gulf of Lion's margin. Bulletin de la société géologique de france 186(4-5), 309-330.

Munoz A. and Casas Sainz A., M. (1997) The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. Basin Research.

Muñoz J., A. (1992) Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. Thrust tectonics.

Muttoni G., Carcano C., Garzanti E., Ghielmi M., Piccin A., Pini R., Rogledi S., and Sciunnach D. (2003) Onset of pleistocene glaciations in the alps. Geology 31, 989-992.

Nakanishi M. and Winterer E. L. (1998) Tectonic history of the Pacific-Farallon-Phoenix triple junction from Late Jurassic to Early Cretaceous: An abandoned Mesozoic spreading system in the Central Pacific Basin. Journal of Geophysical Research 103(B6), 12453–12468

Nelson C. H. (1990) Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin. Marine Geology 95, 395-418.

Neri G., Orecchio B., Totaro C., Falcone G., and Presti D. (2009) Subduction Beneath Southern Italy Close the Ending: Results from Seismic Tomography. Seismological Research Letters 80.

Nesteroff W. D. (1973) Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediteranean evaporites. In Initial reports of the deep sea drilling project, pp. 673-694. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington.

Ochoa D., Sierro F. J., Lofi J., Maillard A., Flores J.-A., and Suàrez M. (2015) Synchronous onset of the Messinian evaporite precipitation: First Mediterranean offshore evidence. Earth and

Planeary Science Letters 427, 112-124.

Olivet J. L., Bonnin, J., Beuzard, P., Auzende, J. M. (1984) Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publication CNXO.

Olivet J. L. (1996) La cinematique de la plaque Iberique. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine 20(1), 131-195.

Olsen P. E. (1999) Giant lava flows, mass extinctions, and mantle plumes. Science 284, 604-605.

Ondréas H., Aslanian D., Géli L., Olivet J., and Briais A. (2001) Variations in axial morphology, segmentation, and seafloor roughness along the Pacific-Antarctic Ridge between 56 °S and 66 °S. Journal of Geophysical Research 106.

Ori G. G., Roveri M., and Vannoni F. (1986) Plio-pleistocene sedimentation in the Apenninic-Adriatic foredeep (Central Adriatic sea, Italy). In: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), Foreland Basins. Blackwell, Fribourg,, 183-198.

Ori G. G., Serafini G., Visentin C., Ricci Lucchi F., Casnedi R., Colalongo M. L., and Mosna S. (1991) The Pliocene-Pleistocene Adriatic foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to suface and subsurface geology. . 3rd EAPG Conference, Adriatic Foredeep Field Trip guide book, Florence, Italy.

Ori G. G., Serafini G., Visentin C., Ricci Lucchi F., Casnedi R., Colalongo M. L., and Mosna S. (1991) The Pliocene-Pleistocene Adriatic Foredeep (Marche and Abruzzo, Italy): an integrated approach to surface and subsurface geology. In: Agip-EAPG (Ed.), 3rd EAPG Conference. Adriatic Foredeep Field Trip, Florence May 26-30, , 85.

Ortolani F. and Pagliuca S. (1988) Il Gargano (Italia meridionale): Un settore di "avampaese" deformato tra le catene Appenninica e Dinarica. Memorie della Societa Geologica Italiana 41, 1245-1252.

Orzag-Sperber F., Rouchy J. M., and Blanc-Valleron M. M. (2000) La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre) : la période du Lago-Mare. C.R. Acad. Sci., 331(Sciences de la Terre et des planètes)(483-490).

Osete M.-L., Gomez, J.J., Pavon-Carrasco, Fco, J., Villalain, Juan J., Palencia-Ortas, A., Ruiz-Martinez, V.C., Heller, F., (2011) The evolution of Iberia during the Jurassic from palaeomagnetic data. Tectonophysics 502(1-2), 105-120.

Ott d'Estevou P., Montenat C., Ladure F., and Pierson D'Autrey L. (1988) Evolution

tectono-sédimentaire du domaine prébétique oriental (Espagne) au Miocène. Comptes rendus de l'Académie des sciences 307(7), 789-796.

Pamic J., Gusic I., and Jelaska V. (1998) Geodynamic evolution of the Central Dinarides. Tectonophysics 297, 251-268.

Panza G. F., Pontevivo A., Chimera G., Raykova R., and Aoudia A. (2003) The lithosphere–astenosphere: Italy and surroundings. Episodes 26, 168-173.

Paquet J., Mansy, J.L. (1992) Evolution alpine du massif nord-pyreneen de l'Agly (Pyrenees-Orientales). Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre 315(4), 487-494.

Parés J. M., Freeman R., and Roca E. (1992) Neogene structural development in the valencia through margins from paleomagnetic data. Tectonophysics 203(1-4), 111-124.

Parés J. M., Roca E., and Freeman R. (1992) Paleomagnetic data from the margins of the Valencia trough. The role of rotations in the neogene structuration. Física de la Tierra 4, 231-246.

Parga J. R. (1969) Sobre la distribucion de manifestaciones efusivas en el Cambrico de Asturias y Leon. Com Serv Geol Portugal LIII, 43-56.

Pascal G., Mauffret A., and Patriat P. (1993) The ocean-continent boundary in the gulf of lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. Geophysical Journal International 113, 701-726.

Passeri L. and Venturi F. (2005) Timing and causes of drowning of the Calcare Massiccio platform in Northern Apennines. Italian Journal of Geosciences.

Patacca E. and Scandone P. (2007) Constraints on the interpretation of the CROP-04 seismic line derived from Plio-Pleistocene foredeep and thrust-sheet-top deposits (Southern Apennines, Italy). Boll. Soc. Geol. It. 7 In: CROP-04 (Ed. by A. Mazzotti, E. Patacca & P. Scandone), 241-256.

Patriat P. and Segoufin J. (1988) Reconstruction of the Central Indian Ocean. Tectonophysics 155, 211-234.

Patriat P., Ségoufin J., Schlich R., Goslin J., Auzende J.-M., Beuzart P., Bonnin J., and Olivet J.-L. (1982) Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bulletin de la société géologique de france 24, 363-373.

Pellen R., Aslanian D., Rabineau M., Leroux E., Gorini C., Silenziario C., Blanpied C., and Rubino J.-L. (2016) The Minorca Basin: a buffer zone between the Valencia and Liguro-Provençal Basins (NW Mediterranean Sea). Terra Nova 00, 1-16.

Pérez-Rivarés F. J., Garcés, M., Arenas, C., Pardo, G. (2002) Magnetocronologia de la sucesion miocena de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro). Rev. Soc. Geol. Espanã, 15, 211-225.

Piccardi L. (1998) Cinematica attuale, comportamento sismico e sismologia storica della faglia attiva di Monte Sant'Angelo (Gargano): La possibile rottura superficiale del leggendario terremoto del 493 d: C. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria 21, 155-166.

Piccardi L. (2005) Paleoseismic evidence of legendary earthquakes: The apparition of Archangel Michael at Monte Sant'Angelo (Italy). Tectonophysics 408, 113-128.

Pierre C., Belanger P., Saliège J. F., Urrutiaguer M. J., and Murat A. (1999) Paleoceanography of the western Mediterranean during the Pleistocene: oxygen and carbon isotope records at Site 975. In Proc. ODP, Sci. Results, 161 (eds. R. Zahn, M. C. Comas, and A. Klaus), pp. 481-488. Ocean Drilling Program, College Station, TX.

Platt J. P., Kelley S. P., Carter A., and Orozco M. (2005) Timing of tectonic events in the Alpuja´rride Complex, Betic Cordillera, southern Spain. 162, 451-462.

Popescu S.-M., Melinte M-C., Suc J.-P., Clauzon G., Quillévéré F., Süto-Szentai M., (2007) Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the ‘‘latest Messinian’’ northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy). Geobios 40, 359-373.

Popescu S.-M., Dalesme F., Jouannic G., Escarguel G., Head M. J., Melinte-Dobrinescu M. C., Süto-Szentai M., Bakrac K., Clauzon G., and Suc J.P. (2009) Galeacysta etrusca complex: Dinoflagellate cyst marker of paratethyan influxes to the Mediterranean sea before and after the peak of the messinian salinity crisis. Palynology 33(2), 105-134.

Posamentier H. W., Jervey, M.T., Vail, P.R. (1988a) Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. In Sea-Level Changes- an Integrated Approach (eds. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner), pp. 102-124. SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa.

Posamentier H. W., Vail, P.R. (1988b) Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and system tract models. In Sea-Level Changes- an Integrated Approach (eds. C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, and J. C. Van Wagoner), pp. 125-154. SEPM Spec. Pub. 42, Tulsa.

Price R. A. (1973) Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies. In: Gravity and Tectonics (Ed. by K. A. DeJong & R. A. Scholten) Wiley, New York, NY.,

491-502.

Proust J. N. (1990) Expression sedimentologique et modelisation des fluctuations glaciaires. Exemple des depots du proterozoique terminal au mali occidental. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg 1.

Proust J. N. and Hosu A. (1995) Sequence stratigraphy and Paleogene tectonic evolution of the Transylvanian Basin (Romania, eastern Europe). . Sedimentary Geoogy 105(3), 117-140.

Rabineau M. (2001) Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans. Thèse de Doctorat thesis. Université de Rennes 1, IFREMER and IFP.

Rabineau M., Berné S., Aslanian D., Olivet J. L., Joseph P., Guillocheau F., Bourillet J. F., Ledrezen E., and Granjeon D. (2005) Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. Marine and Petroleum Geology 22(6-7), 775-804.

Rabineau M., Leroux E., Bache F., Aslanian D., Gorini C., Moulin M., Molliex S., Droz L., Reis T. D., Rubino J.-L., and Olivet J.-L. (2014) Quantifying subsidence and isostatic readjustment using sedimentary paleomarkers, example from the Gulf of Lion. Earth and planetary Science Letters 388, 1-14.

Rehault J. P., Boillot G., and Mauffret A. (1984) The western Mediterranean Basin geological evolution. Marine Geology 55(3-4), Pages 445-475.

Ricci Lucchi F. (1986) The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 8, 105-139.

Ricou L. E. (1994) Tethys reconstructed: paltes, continental frragments and their Boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. Geodinamica Acta 7(4), 169-218.

Ricou L. E. (1995) Tethys and Transit plate patterns viewed against long-term periodicity of magnetic field reversals. Phys. Earth Planetary International 87, 255-265.

Ricou L.-E., Burg J.-P., Godfriaux I., and Ivanov Z. (1998) Rhodope and Vardar: the metamorphic and the olistostromic paired belts related to the Cretaceous subduction under Europe. Geodynamica Acta 11, 285-309.

Ricou L.-E. and Gibert D. (1997) La séquence des inversions magnétiques analysée par ondelettes: un enregistrement de l'histoire tectonique du globe au toit du noyau. Compte Rendu de l'Académie des Sciences 325(IIa), 753-759.

Riding R., Braga J. C., Martin J. M., and Sanchez-Almazo I. M. (1998) Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. Marine Geology 146, 1-20.

Ring U., Brandon M. T., Sean D. W., and Lister G. S. (1999) Exhumation processes. Geological Society, London, Special Publication 154, 1-27.

Riviere M., Bellon, H., Bonnot-Courtois, C. (1981) Aspects geochimiques et geochronologiques du volcanisme pyroclastique fore dans le Golfe de Valence: Site 123 DSDP, Leg 13 (Espagne) - Consequences geody-namiques. Marine Geology 41(3-4), 295-307.

Robertson A. and Shallo M. (2000) Mesozoic–Tertiary tectonic evolution of Albania in its regional Eastern Mediterranean context. Tectonophysics 316, 197–254.

Robertson A. H. F. and Dixon J. E. (1984) The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Geol. Soc. London Spec., 659-668.

Robin C., Guillocheau F., and Gaulier J. M. (1996) Mesure des signaux eustatiques et tectoniques au sein de l'enregistrement sédimentaire d'un bassin intracratonique. Application au Lias du bassin de Paris. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 322(IIa), 1079-1086.

Roca E. (1992) L'estructura de la conca Catalano-Balear: Paper de la compression I de la distension en la seva gènesi. thèse de doctorat de l'Université de Barcelone, Espagne, 581 pp.

Roca E. (1996) The Neogene Cerdanya and Seu d'Urgell intramontane basins (Eastern Pyrenees). Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University Press Volume 6: World and Regional geology.

Roca E. (2001) The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lion and Liguro-Provencal basins): structure and geodynamic evolution. . Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive margins, 186 (Ed. by P.A. Ziegler, W. Cavazza,

A.H.F. Robertson & S. Crasquin-Soleau), pp. 671-706. Peri-Tethys Memoir 6, Mémoires du Museum National d'Histoire Naturelle, Paris.

Roca E. and Desegaulx P. (1992) Analysis of the geological evolution and vertical movements in the Valancia Trough area, western Mediterranean. Marine and Petroleum Geology 9(2), 167-185.

Roca E., Sans M., Cabrera L., and Marzo M. (1999) Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). Tectonophysics 315(1-4), 209-229.

Roest W. and Srivastava S. (1991) Kinematics of the plate boundaries between eurasia, iberia and africa from the late cretaceous to the present. Geology 19(6), 613-616.

Roest W. R. and Srivastava S. P. (1989) Sea-floor spreading in the Labrador Sea, A new reconstruction. Geology 17, 1000-1003.

Rollet N., Deverchère J., Beslier M. O., Guennoc P., Rehault J. P., Sosson M., and Truffert C. (2002) Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. TECTONICS 21(3), 1015-1041.

Rosenbaum G., Gasparon M., Lucente F. P., Peccerillo A., and Miller M. S. (2008) Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for italian magmatism. Tectonics 27.

Rossi M., Minervini M., Ghielmi M., and Rogledi S. (2015) Messinian and Pliocene erosional surfaces in the Po Plain-Adriatic Basin: Insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins. Marine and Petroleum Geology 66, 192-216.

Rouchy J. and Monty C. (1981) Stromatolites and cryptalgal laminites associated with messinian gypsum of cyprus. In : C.L.V.Monty (Ed.), Phanerozoic Stromatolites. Springer, Verlag 155-178.

Rouchy J., Orszag-Sperber F., Bizon G., and Bizon J.-J. (1980) Mise en évidence d'une phase d'émersion fini-messinienne dans le bassin de pissouri, chypre : une modalité de passage miocène-pliocène en méditerranée orientale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 291, 729-732.

Rouchy J., Orszag-Sperber F., Blanc-Valleron M.-M., Pierre C., Rivière M., Combourieu-Nebout N., and Panayides I. (2001) Paleoenvironmental changes at the messinian-pliocene boundary in the eastern mediterranean (southern cyprus basins : significance of the messinian lago-mare. Sedimentary Geology 145(1-2), 93-117.

Rouchy J. M. and Caruso A. (2006) The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. Sedimentary Geology 188-189, 35-67.

Rouchy J. M., Pierre C., Et-Touhami M., Kerzazi K., Caruso A., and Blanc-Valleron M. M. (2003) Late Messinian to Early Pliocene paleoenvironmental changes in the Melilla Basin (NE Morocco) and their relation to Mediterranean evolution. Sedimentary Geology 163(1-2), 1-27.

Roure F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt,

M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J. (1989) ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. Tectonics 8, 41-50.

Roveri M., Bassetti M. A., and Ricci Lucchi F. (2001) The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective. . Sedimentary Geology 140(201-214).

Roveri M., Bassetti M. A., and Ricci Lucchi F. (2001) The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective. . Sedimentary Geology 140(201-214).

Roveri M., Bertini A., Cipollari P., Cosentino D., Di Stefano A., Florindo F., Gennari R., Gliozzi E., Grossi F., Iaccarino S., Lugli S., and Manzi V. (2008d) Comment on: ‘‘Earliest Zanclean age for the Colombacci and uppermost Di Tetto formations of the « latest Messinian » northern Apennines: New palaeoenvironmental data from the Maccarone section (Marche Province, Italy)’’ by Popescu et al. (2007) Geobios 40 (358-373). Geobios 41, 669-675.

Roveri M., Bertini A., Cosentino D., Stefano A. D., Gennari R., Gliozzi E., Grossi F., Iaccarino S., Lugli S., Manzi V., and Taviani M. (2008b) A high-resolution stratigraphic framework for the latest messinian events in the mediterranean area. Stratigraphy 5(3-4), 323-342.

Roveri M., Boscolo Gallo A., Rossi M., Gennari R., Iaccarino S. M., Lugli S., Manzi V., Negri A., Rizzini F., and Taviani M. (2005) The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy). GeoActa 4(139).

Roveri M., Boscolo Gallo A., Rossi M., Gennari R., Iaccarino S. M., Lugli S., Manzi V., Negri A., Rizzini F., and Taviani M. (2005) The Adriatic foreland record of Messinian events (Central Adriatic Sea, Italy). GeoActa 4(139).

Roveri M., Flecker R., Krijgsman W., Lofi J., Lugli S., Manzi V., Sierro F. J., bertini A., Camerlenghi A., De Lange G., Govers R., Hilgen F. J., Hübscher C., Meijer P. T., and Stoica M. (2014) The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology 352, 25-58.

Roveri M., Flecker R., Krijgsman W., Lofi J., Lugli S., Manzi V., Sierro F. J., bertini A., Camerlenghi A., De Lange G., Govers R., Hilgen F. J., Hübscher C., Meijer P. T., and Stoica M. (2014) The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. Marine Geology 352, 25-58.

Roveri M., Gennari R., Lugli S., and Manzi V. (2009) The Terminal Carbonate Complex: the record of sea-level changes during the Messinian salinity crisis. . GeoActa 8, 57-71.

Roveri M., Landuzzi A., Bassetti M. A., Lugli S., Manzi V., Ricci Lucchi F., and Vai G. B.

(2004) The record of Messinian events in the northern Apennines foredeep basins. Pre-congress guide of the 32nd International Geological congress 2(B16-B33).

Roveri M., Landuzzi A., Bassetti M. A., Lugli S., Manzi V., Ricci Lucchi F., and Vai G. B. (2004) The record of Messinian events in the northern Apennines foredeep basins. Pre-congress guide of the 32nd International Geological congress 2(B16-B33).

Roveri M., Lugli S., Manzi V., and Schreiber B. C. (2008a) The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: new insights for the Messinian salinity crisis. 20(483-488).

Roveri M. and Manzi V. (2006) The Messinian salinity crisis: Looking for a new paradigm? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 238(1-4), 386-398.

Roveri M., Manzi V., Gennari R., Iaccarino S., and Lugli S. (2008c) Recent advancements in the Messinian stratigraphy of Italy and their Mediterranean-scale implications. . Bolletino della Società Paleontologica Italiana 47(2), 71–85.

Roveri M., Manzi V., Ricci Lucchi F., and Rogledi S. (2003) Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of

the Messinian salinity crisis. Geological Society of America Bulletin 115, 387-405.

Roveri M., Manzi V., Ricci Lucchi F., and Rogledi S. (2003) Sedimentary and tectonic evolution of the Vena del Gesso Basin (Northern Apennines, Italy): implications for the onset of

the Messinian salinity crisis. Geological Society of America Bulletin 115, 387-405.

Roveri M., Manzi V., Bassetti M.A., Merini M., and Ricci Lucchi F. (1998) Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy). Giornale di Geologia 60(3), 119-142.

Ruddiman W. F., Raymo M. E., Martinson D. G., Clement B. M., and Backman J. (1989) Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic ocean. Paleoceanography 4(4), 353-412.

Ryan W. B. F. (1973) Geodynamic implications of the Messinian crisis of salinity. In Messinian events in the Mediterranean (ed. D. W. Drooger), pp. 26-38. Elsevier, Amsterdam.

Ryan W. B. F. (1978) Messinian badlands on the southeastern margin of theMediterranean sea. Marine Geology 27, 349-363.

Ryan W. B. F. (2009) Decoding theMediterranean salinity crisis. Sedimentology 56, 95-136.

Sabat F., Gelabert B., Rodriguez-Perea A., and Giménez J. (2011) Geological structure and

evolution of Majorca: Implications for the origin of the Western Mediterranean. Tectonophysics 510, 217-238.

Sage F., Von Gronefeld G., Déverchère J., Gaullier V., Maillard A., and Gorini C. (2005) Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. Marine and Petroleum Geology 22(6-7), 757-773.

Sahabi M. (1993) Modèle général de l'évolution de l'océan Indien. Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest., 187p. (vol.1) et 243p. (vol.2).

Sahabi M., Aslanian D., and Olivet J.-L. (2004) Un nouveau point de départ pour l'histoire de l'Atlantique central. Comptes Rendus Geosciences 336(12), 1041-1052.

Sampalmieri G., Cipollari P., Cosentino D., Iadanza A., Lugli S., and Soligo M. (2008) Le facies evaporitiche della crisi di salinita messiniana: radioattivita naturale della Formazione Gessoso-Solfifera della Maiella (Abruzzo, Italia centrale). Bolletino della Societa Geologica Italiana 127, 25-36.

Sandwell D. and Smith W. (1997) Marine gravity from geosat and ers 1 satellite altimetry. Journal of Geophysical Research 102(B5), 1039-1054

Santisteban C. and Taberner C. (1983) Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin: the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain. Journal of the Geological Society of London 140, 401-411.

Sassi F. P., Neubauer F., Mazzoli C., Sassi R., Spiess R., and Zirpoli G. (1994) A tentative comparison of the Paleozoic evolution of the Austroalpine and Southalpine quartzphyllites in the Eastern Alps. Pers. Mineral 63, 35-52.

Savoye B. and Piper D. J. W. (1991) The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. Marine Geology 97, 279-304.

Scisciani C. (2009) Active intraplate deformation within Adria: Examples from the Adriatic region. Tectonophysics.

Scrocca D. (2006) Thrust front segmentation induced by differential slab retreat in the Apennines (Italy). Terra Nova 18, 154-161.

Scrocca D., Carminati E., and Doglioni C. (2005) Deep structure of the Southern Apennines (Italy): thin-skinned or thickskinned? Tectonics 24, TC3005.

Scrocca D., Doglioni C., Innocenti F., Manetti P., Mazzotti A., Bertelli L., Burbi L., and D'Offizi S., . (2003) CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust. Memori Descr Carta Geologica Italia 62, 184pp. 71 plates.

Seidenkrantz M. S., Kouwenhoven T. J., Jorissen F. J., Shackleton N. J., and van der Zwaan G. J. (2000) Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean-Atlantic water exchange in the late Miocene. Marine geology 163, 387-407.

Seidenkrantz M.-S., Kouwenhoven T. J., Jorissen F. J., Shackleton N. J., and van der Zwaan G. J. (2000) Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean–Atlantic water exchange in the late Miocene. Marine Geology 163, 387-407.

Selli R. (1973) An outline of the Italian Messinian. In: Drooger,C.W., Ed., Messinian Events in the Mediterranean, Amsterdam: North-Holland Publishing Company., 124-141.

Séranne M. (1999) The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orgogen (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath, and M. Seranne). Special publication, Geological Society of London.

Séranne M., Benedicto A., Labaum P., Truffert C., and Pascal G. (1995) Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. Marine and Petroleum Geology 12(8), 809-820.

Serrano F. and Guerra-Merchan A. (2015) Comment on the paper "Lago Mare and the Messinian salinity crisis: Evidence from the Alboran Sea (S. Spain)" by Do Couto et al. (2014). Marine and Petroleum Geology 65, 334-339.

Seton M., Müller R. D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., and Chandler M. (2012) Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews 113, 212-270.

Shackleton N. J., Hall M. A., and Pate D. (1995) Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 138, 337-355.

Shiner P., Beccacini A., and Mazzoli S. (2004) Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian carbonate reservoirs: Constraints from the Val d'Agri Fields, S Apennines, Italy. Marine and Petroleum Geology 21, 805-827.

Sibuet J.-C., Monti, S., Loubrieu, B., Mazé, J.-P., Srivastava, S. (2004a) Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne: Implications cinématiques. Bulletin de la société

géologique de france 175, 429-442.

Sibuet J. C. and Srivastava S. (2014) Comment on: Magnetic signature of large exhumed mantle domains of the Southwest Indian Ridge – results from a deep-tow geophysical survey over 0 to 11 Ma old seafloor.

Sibuet J.-C., Srivastava S., and W. S. (2004c) Pyrenean orogeny and plate kinematics. Journal of Geophysical Research 109.

Sierro F., Andersen N., Bassetti M., Berné S., Canals M., Curtis J. H., Dannielou B., Flores J., Frigola J., Gonzalez-Mora J., Grimalt J., Hodell D., Jouet G., Pérez-Folgado M., and Schneider R. (2009) Phase relationship between sea level and abrupt climate change. Quaternary Science Review 28, 2867-2881.

Sierro F., Florès J., Zamarreno I., Vazquez A., Utrilla R., Francès G., Hilgen F., and Krijgsman W. (1999) Messinian preevaporite sapropels and precession-induced oscillations in western mediterranean climate. Marine Geology 153, 137-146.

Sierro F., Hilgen F., Krijsgman W., and Flores J. (2001) The abad composite (se spain) : A messinian reference section for the mediterranean and the apts. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 168, 141-169.

Sierro F. J., Flores J. A., Francès G., Vazquez A., Utrilla R., Zamarreño I., Erlenkeuser H., and Barcena M. A. (2003) Orbitally-controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 190, 289-316.

Silo V., Muska K., and Silo E. (2013) Hydrocarbon evaluation aspects in Molasse reservoirs, Vlorë-Elbasan region, Albania. Italian Journal of Geosciences.

Sioni S. (1996) Mer Ionienne et Apulie depuis l'ouverture de l'Océan Alpin. Thèse de Doctorat thesis. Université de Bretagne Occidentale.

Sissingh W. (1998) Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben, Bresse Graben and Molasse Basin: correlation of Alpine Foreland events. . Tectonophysics 300, 248-284.

Sissingh W. (2001) Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland; correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. Tectonophysics 333(3-4), 361-400.

Soler R., Martinez W., Megias A. G., and Abeger J. A. (1983) Rasgos basicos del Neogeno del Mediterraneo Espanol. Mediterranean. Serie de Estudios Geologicos 1, 71-82.

Soria J. M. (1994) Sedimentación y tectónica durante el Mioceno en la región de Sierra Arana-Mencal y su relación con la evolución geodinámica de la Cordillera Bética. Soc. Geol. España, 199-213.

Speranza F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Matei, M. (2002) Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provencal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. Tectonophysics 347(4), 231-251.

Spiess R., Cesare B., Mazzoli C., Sassi R., and Sassi F. P. (2010) The crystalline basement of the Adria microplate in the eastern Alps: a review of the palaeostructural evolution from the Neoproterozoic to the Cenozoic. Rendiconti Fisiche della Accademia Nazionale dei Lincei 21(Suppl 1), 31-50.

Sprovieri M., Ribera d'Alcalà M., Manta D. S., Bellanca A., Neri R., Lirer F., Taberner C., Pueyo J. J., and Sammartino S. (2008) Ba/Ca evolution in water masses of the Mediterranean late Neogene. . Paleoceanography 23(17).

Sprovieri R., Stephano E. D., and Sprovieri M. (1996) High resolution chronology for late miocene mediterranean stratigraphic events. Riv. It. Paleont. Stratigr. 102, 77-104.

Srivastava S. P., Sibuet J. C., Cande S., Roest W. R., and Reid I. D. (2000) Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. Earth and Planetary Science Letters 182(1), 61-76.

Srivastava S. P. and Tapscott C. R. (1986) Plate kinematics of the NOrth Atlantic. In: The Geology of North America, The Western North Atlantic region, Vogt, P.E. & Tucholke, B.E. (Eds.). Memory of the Geological Society of America, 379-404.

Stainforth R. M. and al. e. (1975) Cenozoic Planktonic Foraminiferal Zonation and characteristic of index forms. University of Kansas, Paleontological Contribution, article 62.

Stampfli G.M. and R.H M. (1995) Plate configuration and kinematics in the Alpine region. . 147-166.

Stampfli G. M., Borel G. D., Marchant R., and Mosar J. (2002) Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions. Journal of the Virtual Explorer 8, 77-106.

Stampfli G. M. and Hochard C. (2009) Plate tectonics of the Alpine realm. Geological Society, London, Special Publication 327, 89-111.

Stampfli G. M. and Höcker C. F. W. (1989) Messinian paleorelief from a 3D seismic survey in theTarraco concession area (Spanish Mediterranean

Sea). Geologie en Mijnbouw 68, 201-210.

Stampfli G. M. and Marchant R. H. (1995) Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. Deep structure of Switzerland-Results from NFP20. Edition P. Lehner et al. Basel: Birkhäuser AG.

Stampfli G. M., Marcoux J., and Baud A. (1991) Tethyan margins in space and time. J.E.T. Channell, E.L. Winterer and L.F. Jansa (Eds.), Paleogeography and paleoceanography of Tethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 87, 373-410.

Stampfli G. M., von Raumer J., and Wilhem C. (2011) The distribution of Gondwana-derived terranes in the early Paleozoic. J.C. Gutiérrez-Marco, I. Rábano and D. García-Bellido (eds.), Ordovician of the World.

Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. ISBN 978-84-7840-857-3.

Steckler M., Berthelot F., Lyberis N., and Le Pichon X. (1988) Subsidence in the gulf of suez : implications for rifting and plate kinematics. Tectonophysics 153(1-4), 249-270.

Steckler M. S., Watts A., and Thorne J. A. (1988) Subsidence and basin modeling at the U.S. Atlantic passive margin. Geological Society of America Bulletin 1-2.

Steckler M. S. and Watts A. B. (1980) The Gulf of Lion: subsidence of a young continental margin. Nature 287, 425-585.

Stoeckinger W. T. (1976) Valencian Gulf offer deadline nears. Oil Gas J. 74:13.

Suc J. P., Violanti, D., Londeix, L., Poumot, C., Robert, C., Clauzon, G., Gautier, F., Turon, J.L., Ferrier, J., Chikhi, H., Cambon, G. (1995b) Evolution of the Messinian Mediterranean environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicile, Italy). Paleobotany and Palynology 87, 51-79.

Suc J.-P., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Diniz F., Leroy S., Russo-Ermolli E., Zheng Z., Bessais E., and Ferrier J. (1995a) Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 ma. Acta zool. cracov. 38(1), 3-16.

Suc J.-P., Do Couto D., Melinte-Dobrinescu M. C., Macalet¸ R., Quillévéré F., Clauzon G., Csato I., Rubino J.-L., and Popescu S.-M. (2011) The Messinian Salinity Crisis in the Dacic Basin (SW Romania) and early Zanclean Mediterranean-Paratethys high sea-level connection. . Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 310, 256-272.

Suc J.-P. and Drivaliari A. (1991) Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments. An example from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). Review of Palaeobotany and Palynology 70, 247-253.

Suc J.-P., Popescu S.-M., Do Couto D., Clauzon G., Rubino J.-L., Melinte-Dobrinescu M. C., Quillévéré F., Brun J.-P., Dumurdzanov N., Zagorchev I., Lesic V., Tomic D., Sokoutis D., Meyer B., Macalet R., and Rifelj H. (2015) Marine gateway vs. fluvial stream within the Balkans from 6 to 5 Ma. Marine and Petroleum Geology 66(1), 231-245.

Taberner C., Dinares-Turell J., Gimenez J., and Docherty C. (2012) DISCUSSION AND REPLY. Geological Society of America Bulletin 115(2), 253-256.

Tassone A., Roca, E., Muñoz, J.A., Cabrera, L., Canals, M., (1996) Evolución del sector septentrional del margen continental catalán durante el Cenozoico. Acta Geologica Hispanica 29(2-4), 3-37.

Teixell A. (1996) The Anso transect of the southern Pyrenees; basement and cover thrust geometries. Journal of the Geological Society of London 153 Part 2, 301-310.

Tempier C. (1987) Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. Bulletin de la Société Géologique de France 8, 409-628.

Tondi E., Piccardi L., Cacon S., Kontny B., and Cello G. (2005) Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata fault (Gargano, southern Italy). Journal of Geodynamics 40, 134-152.

Topper R. P. M., Flecker R., Meijer P. T., and Wortel M. J. R. (2011) A box model of the Late Miocene Mediterranean Sea: Implications from combined 87Sr/86Sr and salinity data. Paleoceanography 26(PA3223).

Topper R. P. M. and Meijer P. T. (2013) A modeling perspective on spatial and temporal variations in Messinian evaporite deposits. Marine Geology 336, 44-60.

Torne M. (1996) The lithosphere of the Valencia trough: a brief review. 49-54.

Torres J., Bois C., and Burrus J. (1993) Initiation and evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean) : constraints from deep seismic profiling and subsidence analysis. Tectonophysics 228, 57-80.

Triat J. M. and Truc G. (1983) Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin de Sud-Est (France). Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine 7(1), 425-432.

Trümpy R. (1973) Timing of orogenic events in the Centrals Alps. In: De Jong, K.A. & Scholten, R. (Ed.): Gravity and Tectonics. Wiley & Sons Inc., New York.

Trümpy R. (1988) A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. Geological Society of America Special Paper 218, 93-109.

Urgeles R., Camerlenghi A., Garcia-Castellanos D., De Mol B., Garcès M., Vergés J., Haslam I., and Hardman M. (2011) Newconstraints on the Messinian sea level drawdown from 3D seismic data of the Ebro Margin, western Mediterranean. Basin Research 23, 123-145.

Vai G. (1997) Cyclostratigraphic estimate of the messinian stage duration. In : A. Montanari et al. (Eds.), Miocene Stratigraphy, An Integrated Approach. Elsevier, Amsterdam, 462-476.

Vaï G. B. (1980a) Tracing the Hercynian structural zones across «Neo-Europa»: an introduction. Memoria della Società Geologica Italiana 20, 39-45.

Vaï G. B. (1980b) Paleozoico e basemento in Italia: aggiornamenti e problemi. Memoria della Società Geologica Italiana 20, 464 p.

Vai G. B. and Cocozza T. (1986) Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. Bulletin de la société géologique de france 8(1), 95-114.

Valloni R., Cipriani N., and Morelli C. (2002) Petrostratigraphic record of the Apennine foredeep basins. Italy. Bollettino della Società Geologica Italiana. Volume Special 1, 455-465.

Van Wees J. D., Arche A., Beijdorff C. G., Lopez-Gomez J., and Cloetingh S. A. P. L. (1998) Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permianâ€“Mesozoic). Tectonophysics 300(1-4), 285-310.

Vera J. A. (2000) El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. Revista de la Sociedad Geologica de España 13, 345-373.

Vergès J., Millan H., Roca E., Muñoz J. A., Marzo M., Cirés J., Bezemer T. D., Zoetemeijer R., and Cloetingh S. (1995) Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. Marine and Petroleum Geology 12(8), 903-915.

Vergés J. and Sabat F. (1999) Constraints on the westernMediterranean kinematics evolution along a 1,000-km transect from Iberia to Africa. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Séranne, M. (Eds.). The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society of London, Special Publication 156, 63-80.

Vezzani F., Festa A., and Ghisetti F. C. (2010) Geology and Tectonic Evolution of the Central-

Southern Apennines, Italy. The Geological Society of America, Special Paper 469, 58 pp.

Viallard P. (1980) Les Ibérides (Chaînes Ibériques et Catalanes): interprétation de la fracturation majeures fini-Oligocène. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 291, 873-876.

Vidal L., Bickert T., Wefer G., and Röhl U. (2002) Late miocene stable isotope stratigraphy of se atlantic odp site 1085 : Relation to messinian events. Marine Geology 180, 71-85.

Villena J., Pardo G., Pérez A., Munoz A., and Gonzalez A. (1996) The Tertiary of the Iberian margin of the Ebro margin: paleogeography and tectonic control. Tertiary Basins of Spain the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics. Cambridge University Press Volume 6: World and Regional geology.

Vissers R. L. M., Platt J. P., and Van der Wal D. (1995) Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran Domain: A lithospheric view. Tectonics 14, 786-803.

Wade J. A. and MacLean B. C. (1990) The geology of the southeastern margin of Canada (chapter 5). . In Keen, M.J., and Williams, G.L., eds, Geology of the continental margin of eastern Canada. Geological Survey of Canada, Geology of Canada 2, 190-238.

Warny S. A., Bart P. J., and Suc J.-P. (2003) Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic in£uences on the Messinian Salinity Crisis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 202, 59-66.

Watson H. J. (1981) Casablanca Field Offshore Spain, a Paleogeomorphic Trap. Chevron Oil Company Spain.

Weijermars R. (1988) Neogene tectonics in the western mediterranean may have caused the messinian salinity crisis and an associated glacial event. Tectonophysics 148, 211-219.

Weijermars R., Roep T. B., Van den Eeckhout B., Postma G., and Kleverlaan K. (1985) Uplift history of a Betic fold nappe inferred from Neogene-Quaternary sedimentation and tectonics (in the Sierra Alhamilla and Almeria, Sorbas and Tabernas Basins of the Betic Cordilleras, SE Spain). Geologie en Mijnbouw 64, 397-411.

Wernicke B. (1985) Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Canadian Journal of Earth Sciences 22, 108-125.

Winter T. and Tapponier P. (1991) Extension majeure post-Jurassique et ante-Miocene dans le centre de l'Italie: Données microtectoniques. Bulletin de la Société Géologique de France 162, 1095-1108.

Wrenn J., Suc J.-P., and Leroy S. (2003) The pliocene : Time of change. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 250.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., and Billups K. (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. In Science (eds. J. Smith, J. Uppenbrink, and Anonymous), pp. 686-693.

Zaitlin B. A., Dalrymphe R. W., and Boyd R. (1994) The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. Soc. Econ. Paleont. Miner., Special Publication, 51, 391 p.

Zapaterra E. (1994) Source-Rock distribution model of the Periadriatic region The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 78(3), 333-354.

Ziegler P. A. (1988) Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. Memory of the American Association of Petroleum Geologists 43, 198pp. and 30 plates.

Ziegler P. A. (1992) Geodynamics of rifting and implications for hydrocarbon habitat. Tectonophysics 215(1-2), 221-253.