



Université de Provence – Aix-Marseille I  
Laboratoire Géologie des Systèmes  
et des Réservoirs Carbonatés EA 4234

Thèse

*pour obtenir le grade de*

Docteur l'Université de Provence

Discipline : Sciences de la terre  
Ecole doctorale : Sciences de l'Environnement

*par* Julien OUDET

Etude terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les  
marges de l'océan Liguro-Provençal :

Apports de la modélisation géologique 3D et de la chronostratigraphie intégrée

Soutenue à Marseille le 9 Décembre 2008

Devant la commission d'examen composée par :

Jean Borgomano	Université de Provence	Co-Directeur de thèse, Président
Philippe Münch	Université de Provence	Co-Directeur de thèse
Christian Gorini	Université de Jussieu, Paris VI	Rapporteur
Michel Séranne	Université Montpellier 2	Rapporteur
Laurent Jolivet	Université de Jussieu, Paris VI	Examineur
Sophie Viseur	Université de Provence	Examineur
Pol Guennoc	BRGM, Orléans	Invité
Patrick Portolano	Eosys, Aix-en-Provence	Invité
Jean-Loup Rubino	Total, Pau	Invité



*À Flore,  
À mes parents,*

*" J'adore les cacahuètes. Tu bois une bière et tu en as marre du goût. Alors tu manges des cacahuètes. Les cacahuètes c'est doux et salé, fort et tendre, comme une femme. Manger des cacahuètes, it's a really strong feeling. Et après tu as de nouveau envie de boire de la bière. Les cacahuètes c'est le mouvement perpétuel à la portée de l'homme ". J.C. VanDamme*

## Remerciements :

Au terme de ces quatre années de franche rigolade, je voulais avant tout remercier mes chers maîtres à penser, Jean « Bon ! » Borgomano et Philippe « Je joue plus ! » Münch qui, sensibles à toutes les sciences, grands en tout, et excellents en eux-mêmes, feront à jamais l'exemple des co-directeurs de thèse. Je tiens à les remercier pour m'avoir fait confiance et pour avoir toujours été présents en toute situation. Enfin, j'espère avoir été un jeune *padawan* à la hauteur de l'investissement humain qu'ils ont fourni.

Je tiens à remercier toutes les personnes qui de près ou de loin ont contribué à l'élaboration de ce travail et principalement :

Merci à tous les membres du GdR Marges sans qui ce travail n'aurait pu exister.

Je tiens à remercier J. Borgomano, C. Gorini, P. Guennoc, L. Jolivet, Ph. Münch, P. Portolano, J.-L. Rubino, M. Séranne & S. Viseur d'avoir accepté de faire parti du jury.

Je tiens à remercier Jean-Loup Rubino (TOTAL), Christian Gorini & Alain Mauffret (Université Paris IV), Pol Guennoc & Monique Terrier (B.R.G.M.), Françoise Sage (Géosciences Azur), Serge Berné (IFREMER), Sergio Nardon (E.N.I), et Patrick Portolano (E.O.S.Y.S) pour m'avoir permis de constituer la base de données sismiques utilisées dans ce travail.

Un grand merci à Philippe Münch et Jean Borgomano et particulièrement à Jean-Jacques Cornée et Gilles Conesa en Sardaigne pour leur aide sur le terrain et pour avoir expérimenté mon sens aiguë de l'orientation dans le calme et le sang froid absolu (après 1 semaine de terrain intensif : « Haha ! Le camping, facile, je gère, c'est à droite ! » ; « Euh non Julien, c'est à gauche... ». Silence pesant dans la voiture).

Je remercie du fond du cœur Mihaela Melinte (N.I.G.M.G., Bucarest) et Frédéric Quillévéré (Université de Lyon 2) pour leur efficacité, leur motivation et leur bonne humeur dans la mise en place de l'étude biostratigraphique ainsi que leur suivi tout au long de la thèse. Un grand merci aussi à François Demory (R.M.A) pour ses « bonnes blagues » (Jean Roucas n'a qu'à bien se tenir !) lors de l'échantillonnage de toutes les carottes et bien sûr pour son travail sur les données paléomagnétiques.

Je remercie aussi Daniel Aslanian, Christian Gorini, Pol Guennoc, Alain Mauffret, Jean-Louis Olivet, Marina Rabineau, et bien sûr François Bache pour leurs discussions fructueuses sur les lignes sismiques.

Je remercie François « Hou ! » Fournier pour ces infos sur les *plugs* en tout genre et son aide sur la sismique synthétique.

Je remercie Sophie Viseur qui, bien que me maltraitant (une main courante a d'ailleurs été déposée), a toujours été disponible pour m'aider et m'a permis d'apprivoiser gOcad sans utiliser de chlorure de potassium.

Merci bien sûr à l'ensemble du personnel du laboratoire et en particulier : à Lionel Marié pour l'échantillonnage du paléomag, à Ludovic Laugero pour ces réponses à tout sur Illustrator et à Jocelyne Turriello toujours prête à me sortir du pétrin administratif.

Je remercie bien sûr mes camarades de jeu : Rémy « on va manger ? » R. pour les délires en tout genre et surtout pour m'avoir supporté durant cette cohabitation quadriennale, Philippe L., Jâmes G., Cédric G-B, Gaëlle D., Alex H., et tous les newbies. Un spécial *thank* pour Arnaud « une p'tite vidéo ? » F. sans qui j'aurais pu mourir sans connaître les combats d'insectes asiatiques, l'utilisation peu connue des holothuries, les tournois de catch vietnamiens, Samwell, Ran Ran Ru, Cyril Alary - la révélation chanson de l'année 2008 et j'en passe...

Enfin, merci à Laurence M. qui m'a fait découvrir que des saveurs théoriquement incompatibles (chocolat, poivre, pistou), le sont vraiment dans la réalité. Merci aussi, à Laurent D. G. pour ses excellents petits plats mitonnés chaque nuit et sa relecture de la thèse et surtout d'avoir démontré que HORST=SHORT. Un grand merci à mes parents adorés qui m'ont toujours soutenu dans mes choix et qui se sont toujours inquiétés de la santé de leur « Nounours ». Merci à la femme de ma vie, Flore, lien avec la vraie vie, qui m'a toujours soutenu et épaulé depuis nos jeunes années.

## *Avant-propos*

Ce travail s'inscrit dans le chantier « *Golfe du Lion* » du programme national CNRS/INSU GdR Marges (1998-2007). Ce chantier a pour objectif une approche intégrée terre/mer, de la structure profonde jusqu'à l'ensemble de la couverture sédimentaire, depuis la formation de la marge jusqu'aux phénomènes Quaternaire récent. Ce travail s'inscrit dans le thème « Histoire initiale Oligo-Miocène et subsidence de la marge ». Dans le cadre de ce thème, cette thèse basée sur une approche de la terre vers la mer est menée en collaboration avec la thèse complémentaire de F. Bache (Evolution oligo-miocène du micro océan Liguro-Provençal, 2008) intégrant une approche de la mer vers la terre. La collaboration avec l'IFREMER (Brest) et l'Université de Bretagne Occidentale m'a permis d'effectuer deux stages (3 et 1 semaines respectivement juillet 2005 et septembre 2006) d'interprétation sismique à l'IFREMER (Brest) et de participer à la mission SARDINIA (nov. à déc. 2006). De plus, j'ai pu participer à des excursions croisées (5-11 Juillet 2005) organisées dans le but de faire le bilan des connaissances des bassins oligo-miocènes *onshore* témoins de l'évolution du bassin Liguro-Provençal. Les bassins de Narbonne Sigean, de l'Hérault, de Sommières, d'Alès, d'Uzès, de Vallée du Rhône et de Carry-le-Rouet ont été visités (Collaboration ENSMP, Muséum National d'Histoire Naturelle, Université de Lille 1, Université de Lyon 2 et Université de Provence). Plusieurs journées de terrain ont été réalisées en collaboration avec l'ENSMP dans le but de partager les connaissances sur le secteur de l'étang de Berre. Enfin, la participation au GdR Marges et la collaboration du B.R.G.M., de l'IFREMER et de TOTAL ont permis de rassembler la base de données sismiques utilisées dans ce travail.

## **Résumé**

Les marges émergées et immergées du bassin Liguro-provençal (Méditerranée Occidentale) peuvent fournir des informations fondamentales sur le fonctionnement des marges continentales passives. Il s'agit de marges jeunes (oligo-aquitaniennes) qui résultent de la rotation du micro-continent Corso-Sarde et dont l'histoire est plus simple que celles des marges des grands océans: leur jeunesse favorise en effet le maintien d'un taux de subsidence non négligeable et donc la création d'espace pour l'accumulation des sédiments au cours du temps. L'évolution des conditions de dépôt, en relation avec les variations des facteurs de contrôles externes et internes, y est finement enregistrée particulièrement dans les systèmes carbonatés aquitano-burdigaliens. Etudier ces modalités de dépôt revient donc à étudier les étapes initiales de la subsidence d'une marge jeune.

L'objectif des travaux est de caractériser l'enregistrement stratigraphique et séquentiel au passage syn-rift/post-rift sur les deux marges opposées de l'océan Liguro-provençal pour en reconstituer l'évolution. Pour atteindre cet objectif, un modèle géologique 3D à l'échelle de la zone d'étude sur les marges Nord et Sud de l'océan Liguro-Provençal a été construit. Dans ce cadre, une étude chronostratigraphique intégrée (bio-magnétostratigraphie, radiochronologie) sur les deux marges a été réalisée. Cette étude est complétée par une cartographie géoréférencée des affleurements ainsi que l'interprétation de profils sismiques *offshores* et *onshores* jouxtant les domaines cartographiés. L'intégration de toutes ces données au sein du géomoteur gOcad a permis la construction d'un modèle géologique 3D terre-mer avec un calibrage temporel optimal sur chacune des marges.

Nous avons pu ainsi reconstituer l'évolution syn-rift/post-rift de l'océan Liguro-Provençal (des cartes paléogéographiques des principales étapes sont proposées):

### **Sur la marge Nord :**

- une période syn-rift de l'Oligocène à l'Aquitaniens (~33 à 20.4 Ma) où les dépôts sont déposés dans les structures héritées de l'histoire pre-rift soit dans des bassins réactivés ou non orientés NNE-SSO ou dans des « gouttières » synformes mésozoïques d'orientation E-O. La subsidence est d'origine tectonique. La première transgression marine est datée de l'Oligocène sup. (Chron C6Cr).

- une période post-rift est divisée en deux phases. Une première phase Burdigalien inf. (20.4 à ~18.5Ma) caractérisée par une transgression marine et une subsidence thermique faible. Les dépôts restent localisés dans les bassins syn-rift. Une deuxième phase Burdigalien moy. à Miocène sup. caractérisée par une transgression marine généralisée atteignant certains points hauts du Golfe du Lion (Sirocco). La subsidence thermique est importante et un volume de dépôts progradants considérables est déposé.

### **Sur la marge Sud :**

Le fonctionnement de la marge Sarde correspond à celui d'un domaine intra-arc avec une activité tectonique présente jusqu'au Burdigalien moy. Le début de la période syn-rift est mal contraint, probablement d'âge Oligocène sup. ? à Aquitaniens dans la partie étudiée, au NO de la Sardaigne, alors qu'il est Oligocène inf. dans la partie Sud de la Sardaigne. Dans la littérature, la première transgression dans le Sud est datée de l'Oligocène sup. alors que dans le Nord nous l'avons datée du Burdigalien inf. Il y a ainsi une migration du fonctionnement des bassins du Sud vers le Nord. La transgression du Burdigalien moy. en revanche est généralisée et synchrone à l'échelle de la Sardaigne.

A l'échelle géodynamique globale, nous proposons de relier la subsidence faible du Burdigalien inf. avec le maintien d'une activité thermique importante. Cette activité serait en liaison avec une accréation importante au sein du bassin Liguro-Provençal liée à la rotation rapide du bloc corso-sarde. La subsidence importante observée à partir du Burdigalien moy. serait liée au ralentissement de la rotation du bloc corso-sarde impliquant une diminution de l'accréation et de l'activité thermique des marges et donc un refroidissement important.

## ***Abstract***

Emerged and immersed margins of Liguro-Provençal basin (Occidental Mediterranean Sea) can supply essential information on continental passive margins. It consists of young margins (oligo-aquitainian) which result from the Corsica-Sardinia rotation block. The evolution of these margins is simpler than those of the bigger oceans: their youth increases the upholding of a high subsidence rate which creates accommodation for sediments. The evolution of conditional deposits, linked with the external or internal factors, is well recorded peculiarly in the Aquitano-Burdigalian carbonated system. Studying these deposits comes down to studying the initial steps of young margin subsidence.

The aim of this work is to characterize the stratigraphical and sequential record at the syn-rift/post-rift transition on the Liguro-Provençal opposed margins in order to reconstitute the evolution. To reach this goal, a 3D geological model at margin scale has been built. In this way, an integrated chronostratigraphical study (bio-magnetostratigraphy, radiochronostratigraphy) on both margins has been realized. This study is completed with outcrops georeferenced cartography with the interpretations of onshore and offshore seismic lines close to cartographed domains. Integration of all data in the geomodelling software *gOcad* allows us to build an onshore-offshore 3D geological model with an optimum temporal calibration on both margins.

We have managed to determine the syn-rift/post-rift evolution of Liguro-Provençal ocean (paleogeographical maps of the main steps are proposed):

### ***North margin:***

- a syn-rift period from the Oligocene to the Aquitanian (~33 to 20.4 Ma) where the deposits are formed in inherited structure of pre-rift story either in the reactivated or not basins with NNE-SSW orientation or in synforms Mesozoic “gutter” with E-W orientation. The subsidence origin is tectonic. The first marine transgression is dated from the Upper Oligocene (Chron C6Cr).

- the post-rift period is subdivided in two phases. A first phase Early Burdigalian (20.4 to ~18.5 Ma) characterized by weak marine transgression and subsidence. The deposits are still localized in syn-rift basins. A second phase from Middle Burdigalian to Upper Miocene is characterized by a global transgression which reached some high top of Gulf of Lion (Sirocco). Thermic subsidence is strong and important volume of prograding sediments is formed.

### ***South margin :***

The working of the Sardinian margin corresponds to the working of an intra-arc domain with a tectonic activity present until the Middle Burdigalian. The beginning of syn-rift period is uncertain probably Oligocene sup. – Aquitanian in the northern studied part of Sardinia whereas is dated Early Oligocene in the southern part. In the literature, the first transgression in the South is dating of Upper Oligocene whereas in the North we have dated it from Early Burdigalian. There is a shift of the working of the basins from the South to the North. However, the Middle Burdigalian transgression is global and synchronous at the Sardinian scale and moreover, at the scale of both margins.

At the geodynamical global scale, we propose to link the weak subsidence of Early Burdigalian with the persistence of a strong thermic activity. This activity could be in relation with an important accretion in the Liguro-Provençal due to the fast Corsica-Sardinian block rotation. Strong subsidence observed from the Middle Burdigalian could be linked to the slowing down of the Corsica-Sardinian block which involves a decreasing of accretion and thermic activity and therefore a strong cooling.

<b>Tables des Figures.....</b>	<b>10</b>
<b>Chapitre 1 : Introduction .....</b>	<b>17</b>
<i>1.1. Contexte géologique du bassin Liguro-Provençal .....</i>	17
<i>1.2. Objectifs .....</i>	19
<i>1.3. Méthodes de travail et données .....</i>	21
1.3.1. Cartographie géoréférencée.....	22
1.3.2. Chronostratigraphie intégrée .....	24
1.3.3. Données de puits .....	24
1.3.4. Données sismiques .....	25
1.3.5. Construction du modèle géologique 3D.....	28
<i>1.4. Choix de la zone d'étude .....</i>	32
<i>1.5. Plan du mémoire .....</i>	33
<b>Chapitre 2 : Cadre géologique et stratigraphique du secteur d'étude .....</b>	<b>35</b>
<i>2.1. Cadre géologique et secteur d'étude .....</i>	35
<i>2.2. Cadre stratigraphique.....</i>	43
2.2.1. L'Oligo-Aquitainien.....	43
2.2.2. Le Burdigalien – Langhien.....	47
<i>2.3. Cadre stratigraphique séquentiel.....</i>	54
<i>2.4. Conclusion .....</i>	62
<b>Chapitre 3 : Stratigraphie intégrée des séries syn-rift/post-rift du littoral provençal.....</b>	<b>63</b>
<i>3.1. Introduction .....</i>	63
<i>3.2. Bio-magnéto-stratigraphie des séries syn-rift/post-rift du domaine provençale .....</i>	63
3.2.1. Méthodes utilisées et échantillonnage.....	63
3.2.2. Résultats .....	67
3.2.3. Corrélations chronostratigraphiques et implications.....	97
<i>3.3. Géométries sédimentaires d'affleurements et surfaces remarquables .....</i>	104
<i>3.4. Conclusion .....</i>	125
<b>Chapitre 4 : Etude sismostratigraphique .....</b>	<b>127</b>
<i>4.1. Introduction .....</i>	127
<i>4.2. Zone Crau (Sismique onshore) .....</i>	129
4.2.1. Identification des unités sismostratigraphiques.....	132
4.2.2. Géométrie et structure des unités sismostratigraphiques .....	137
4.2.3. Evolution géologique de l'Oligo-Miocène de la zone Crau.....	141



<b>4.3. Zone Côtière : le lien terre-mer</b> .....	144
4.3.1. Sismostratigraphie .....	145
4.3.2. Sismique synthétique.....	152
<b>4.4. Zone plateau (sismique offshore)</b> .....	160
<b>4.5. Corrélation à l'échelle du Golfe du Lion</b> .....	173
<b>4.6. Lien avec les études antérieures:</b> .....	175
<b>4.7. Conclusion</b> .....	177
<b>Chapitre 5 : Reconstitution géologique 3D des séries syn- à post-rift du domaine provençal et implications.....</b>	<b>179</b>
<b>5.1. Introduction</b> .....	179
<b>5.2. Modèle géologique 3D à haute résolution</b> .....	179
5.2.1. Le secteur de la Crau .....	179
5.2.2. Le modèle de Carry .....	190
<b>5.3. Modèle surface-subsurface régional</b> .....	197
<b>5.4. Reconstitution de l'histoire syn-rift/post-rift du domaine provençal</b> .....	203
<b>Chapitre 6 : Oudet et al., soumis, Syn-rotational multiple rifting in the Cenozoic of NW Sardinia.....</b>	<b>213</b>
<b>Chapitre 7 : Reconstitutions paléogéographiques de l'évolution syn-rift à post-rift de la Méditerranée Nord-Occidentale.....</b>	<b>257</b>
<b>7.1. La période ante-rift (Oligocène inf.)</b> .....	258
<b>7.2. La période de rifting (Oligocène sup. à Aquitanien)</b> .....	259
<b>7.3. La période post-rift (Phase 1) : Subsidence lente (Burdigalien inf.)</b> .....	261
<b>7.4. La période post-rift (Phase 2) : Subsidence rapide (Burdigalien moy.)</b> .....	262
<b>7.5. La période post-rift (Phase 3) : fin de la rotation du bloc corso-sarde (Burd. sup. à Langhien)</b> .....	263
<b>7.6. Conclusion</b> .....	265
<b>Conclusions générales &amp; Perspectives</b> .....	<b>267</b>
<b>Bibliographie</b> .....	<b>277</b>

## Chapitre1:

Fig. 1.1 : Carte de la Méditerranée Occidentale montrant le volcanisme et les cinématiques Oligocène à actuelle déduites à partir de l'analyse des déformations (d'après Faccena et al, 2002). Les nombres correspondent au début et à la fin des extensions dans les différents bassins (cf. Jolivet & Faccenna, 2000 pour plus de détails). .	17
Fig. 1.2 : Méthodologie utilisée pour construire un modèle géologique 3D. ....	21
Fig. 1.3 : Modèle numérique de terrain représenté par un échantillonnage avec un pas régulier de 50m. ....	22
Fig. 1.4 : Amélioration du MNT par intégration des courbes de niveaux (cartes IGN au 25000°) sous gOcad. ....	23
Fig. 1.5 : Exemple d'un contour géologique digitalisé directement sous gOcad et calibré avec des points GPS (points rouges – tous les points ne se rapportent pas au même contour) et la photo aérienne. ....	23
Fig. 1.6 : Méthode d'importation des profils papiers courbes dans le géomodeleur gOcad. ....	26
Fig. 1.7 : Relations géométriques possibles entre les réflecteurs et les limites d'une séquence de dépôts (d'après Mitchum & Vail, 1977). ....	27
Fig. 1.8 : Typologie des faciès sismiques utilisés dans cette étude (modifié d'après Proust et al., 2005). ....	28
Fig. 1.9 : Exemple de modèle surfacique (A) constitué de surfaces triangulées et de modèle volumique (B) constitué de cellules polyédriques (d'après Gari, 2008). ....	28
Fig. 1.10 : Aperçu des contraintes géométriques utilisées en modélisation sous gOcad (d'après Gari, 2008). (A) Control Nodes, (B) Control Points, (C) Control Points and Slopes, (D) Range Thickness Constraint, (E) Border On Straight Line. ....	30
Fig. 1.11 : « Plasticité » et « rugosité » de la surface en fonction de la densité du maillage (d'après Gari, 2008). Dans les deux cas la surface est ajustée au même nuage de points. Seul le nombre de triangles varie (128 en haut et 2048 en bas). Quand le maillage est dense par rapport à la répartition des points, la surface ne se déforme qu'à proximité des contraintes. ....	31
Fig. 1.12 : Localisation des zones d'étude de part et d'autre des marges du Bassin Liguro-Provençal. Fond de carte modifié d'après Bache (2008). Mise en évidence la segmentation entre les marges abruptes et les marges à pente plus douce d'après Gueguen (1995) in Bache (2008). ....	33

## Chapitre2:

Fig. 2.1 : Carte structurale schématique de la Provence (d'après Tempier, 1987). ....	35
Fig. 2.2 : Coupe équilibrée (A) et coupe restituée (B) du secteur étudié (localisation Fig.1.1). ....	37
Fig. 2.3 : Modèle cinématique de la déformation récente de la Provence figurant les déplacements en bordure du domaine provençal, ainsi que les mouvements à l'intérieur de celui-ci pour accommoder ces déplacements (d'après Champion et al., 2000). ....	37
Fig. 2.4 : Extrait de la carte géologique de Marseille au 250 000° (1979). ....	39
Fig. 2.5 : Chronostratigraphie Oligo-Miocène, modifiée d'après Gradstein et al. (2004). ....	40
Fig. 2.6 : Synthèse chronostratigraphique et séquentielle des dépôts oligo-miocènes du secteur du flanc Sud de la Nerthe modifié d'après Borgovini (2003). ....	41
Fig. 2.7 : Synthèse chronostratigraphique et séquentielle des dépôts miocènes du secteur des étangs. ....	42
Fig. 2.8 : Extrait de la carte géologique au 50 000° de Martigues, 1975 (flanc sud de la Nerthe). ....	44
Fig. 2.9 : Extrait de la carte géologique au 50 000° de Martigues (secteur des étangs). ....	49
Fig. 2.10 : Carte de répartition des affleurements du Burdigalien (d'après Maurel-Ferrandini, 1976). ....	51
Fig. 2.11 : Synthèse du cadre séquentiel du bassin rhodano-provençal pour la période Oligocène à Langhien. ..	56

Fig. 2.12 : Régression forcée S-1 sur le flan Ouest du cap de Nautes d'après Borgovini (2003). .....	57
Fig. 2.13 : Régression forcée S0 au niveau Cap Rousset (modifié d'après Borgovini, 2003). .....	58
Fig. 2.14 : Les cortèges sédimentaires au passage S2-S3 : le complexe de régressions forcées de Quinsanne. Berge Sud-Est de l'étang de l'Olivier (d'après Parize et al., 2007). .....	59
Fig. 2.15 : Vue du front de taille de la carrière de Bayanne avec les marnes supérieures et inférieures séparées par un calcaire bioclastique. Les marnes correspondent respectivement au cortège transgressif et au cortège de haut niveau marin de la séquence S3 (d'après Parize et al., 2007). .....	60
Fig. 2.16 : Organisation stratigraphique du Miocène dans le secteur des étangs selon une direction E-O de St Chamas à Bayanne (d'après Parize et al. 2007). .....	60
Fig. 2.17 : Reconstitution des réseaux fluviaux du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin molassique rhodano-provençal. (modifié d'après Besson et al. 2005). .....	61

### **Chapitre 3:**

Fig. 3.1 : Position géographique des coupes de référence (synthèse géologique d'après Besson, 2005). .....	64
Fig. 3.2 : Etude chronostratigraphique de la coupe des Cabanes. .....	68
Fig. 3.3 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe des Cabanes .....	69
Fig. 3.4 : Etude chronostratigraphique de la coupe d'Estagel .....	71
Fig. 3.5 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe d'Estagel .....	72
Fig. 3.6 : Etude chronostratigraphique de la coupe de Bayanne .....	75
Fig. 3.7 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe de Bayanne .....	76
Fig. 3.8 : Etude chronostratigraphique de la coupe de Fos .....	78
Fig. 3.9 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe de Fos .....	79
Fig. 3.10 : Etude chronostratigraphique de la coupe de Lafarge .....	82
Fig. 3.11 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe de Lafarge .....	83
Fig. 3.12 : Etude chronostratigraphique de la coupe de St Blaise .....	85
Fig. 3.13 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe de St Blaise .....	86
Fig. 3.14 : Etude chronostratigraphique de la coupe des Heures Claires .....	89
Fig. 3.15 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe des Heures Claires .....	90
Fig. 3.16 : Etude chronostratigraphique de l'Oligo-Aquitainien du flanc Sud de la Nerthe .....	93
Fig. 3.17 : Etude chronostratigraphique de la coupe des Tamaris .....	95
Fig. 3.18 : Synthèse chronostratigraphique de la coupe des Tamaris .....	96
Fig. 3.19 : Corrélations en temps des coupes étudiées. ....	98
Fig. 3.20 : Corrélations stratigraphique des coupes étudiées .....	100
Fig. 3.21 : Colonies coralliennes observées à la base du burdigalien .....	102
Fig. 3.22 : Aperçu de la base de données géoréférencées ayant conduit à l'établissement de cartes géologiques inédites. Lignes de couleurs : tracés de bancs; étoiles jaunes : points GPS. ....	104
Fig. 3.23 : Cartographie géoréférencée du burdigalien du secteur des étangs. ....	105

Fig. 3.24 : Cartographie géoréférencée des dépôts oligo-miocènes du secteur flanc Sud de la Nerthe .....	106
Fig. 3.25 : Contact en <i>onlap</i> de l'Oligocène sur le substratum. a) Anse de Boumandariel ; b) Ponteau.....	107
Fig. 3.26 : Contact par faille Oligocène/Substratum. a) Ste Croix ; b) Calanque des Eaux Salées.....	108
Fig. 3.27 : Passage syn-rift / post-rift.....	110
Fig. 3.28 : Exemple d'un remplissage burdigalien dans un encaissant aquitainien : paleokarsts ?.....	111
Fig. 3.29 : Surface d'abrasion marine, au NO de la Couronne (secteur du flanc sud de la nerthe), des premiers niveaux burdigaliens sur le Crétacé inf. ....	112
Fig. 3.30 : Transect Nord-Sud du secteur du flanc sud de la Nerthe (1 <sup>ère</sup> partie).....	114
Fig. 3.31 : Transect Nord-Sud du secteur du flanc sud de la Nerthe (2 <sup>ème</sup> partie).....	115
Fig. 3.32 : Transect N-S du Jas Vieux au Port de Carry-le-Rouet. ....	116
Fig. 3.33 : Exemple d'architecture et surfaces remarquables au sein de la série Oligocène sup.....	118
Fig. 3.34 : Exemples de surfaces repères cartographiques : base des niveaux récifaux oligo-aquitainiens .....	119
Fig. 3.35 : Exemple d'architecture et surfaces remarquables au sein de la série burdigalienne.....	121
Fig. 3.36 : Panorama de la berge O de l'étang de l'Engrenier (secteur Sud des étangs).....	122
Fig. 3.37 : Panorama des berges Nord et Ouest de l'étang de l'Olivier (secteur Nord des étangs).....	124

#### Chapitre 4:

Fig. 4.1 : Plan de position général des données sismiques.....	127
Fig. 4.2 : Plan de position des données de Bache (2008) (modifié d'après Bache, 2008). Le polygone bleu représente l'étendue des données disponibles pour notre étude.....	128
Fig. 4.3 : Plan de position des lignes sismiques dans la zone Crau.....	129
Fig. 4.4 : <i>Line drawing</i> du profil S2A57. Les dépôts du Burdigalien reposent en <i>onlap</i> sur le substratum. ....	132
Fig. 4.5 : Lines drawing des lignes CRAU84 N-S .....	134
Fig. 4.6 : Lines drawing des lignes CRAU84 E-W .....	136
Fig. 4.7 : Ecorché ante-Pliocène et cartographie des unités sismiques. ....	138
Fig. 4.8 : Superposition des structures principales avec la carte gravimétrique.....	140
Fig. 4.9 : Coupe géologique schématique Nord-Sud de la zone Crau (échelle verticale relative). ....	142
Fig. 4.10 : Plan de position des lignes THR Carry (Eosys, 2006).....	144
Fig. 4.11 : Interprétation du profil THR Carry L1 .....	145
Fig. 4.12 : Interprétation du profil THR Carry L2 .....	147
Fig. 4.13 : Interprétation du profil THR Carry L3 .....	149
Fig. 4.14 : Interprétation du profil THR Carry L5. ....	151
Fig. 4.15 : Relation Vp et Vs. Régression linéaire : $Y = 1.8652 - 187.99$ avec $R^2 = 0.9088$ .....	154
Fig. 4.16 : Position des échantillons et comparaison des vitesses Vp en fonction de la porosité.....	155
Fig. 4.17 : Corrélations entre la sismique synthétique et la ligne sismique THR L1. La vitesse Vp, la densité et la porosité ont été extrapolées par bancs à partir des mesures pétrophysiques. L'impédance acoustique, le	

coefficient de réflectivité et le synthétique de sismique ont été calculés par le logiciel Kingdom Suite 7.6. Pour une meilleure visualisation la ligne sismique a été inclinée de 45°.....	157
Fig. 4.18 : Corrélations des lignes N-S. Comme à terre, vers l'W les dépôts syn-rift tendent à disparaître en profondeur.....	158
Fig. 4.19 : Coupe théorique le long d'un profil N-S. Les dépôts syn-rift progradent vers le Sud et les dépôts post-rifts rétrogradent vers le Nord. (Structure du Mésozoïque modifiée d'après Froget et al, 1967). Echelle verticale décimétrique, échelle horizontale kilométrique.....	159
Fig. 4.20 : Interprétation du profil RM15 illustrant le bassin des Arlésiens. ....	161
Fig. 4.21 : Interprétation du profil RM27 illustrant le bassin du Grand Faraman. ....	162
Fig. 4.22 : Carte isochrone du toit du substratum. ....	163
Fig. 4.23 : Carte isopaque a) des dépôts syn-rift, b) des dépôts post-rift, c) des dépôts syn- et post-rift. Les lignes en tiretés blancs correspondent aux fleuves messiniens d'après Bache (2008).....	165
Fig. 4.24 : Interprétation du profil RM44 recoupant le profil THR Carry L1. Les dépôts syn-/post-rift sont localisés entre l' anticlinal de la Nerthe et la prolongation en mer de l' anticlinal de Planier. ....	166
Fig. 4.25 : La campagne Calmar (Ifremer, 1999) permet de voir l'extension probable du bassin de Marseille en mer. La bordure Sud du Bassin correspondrait au fort contraste de faciès sismique vraisemblablement Oligocène/Urgonien sur la ligne Cal99-04.....	168
Fig. 4.26 : Illustration du saut de résolution existant entre les profils pétroliers et les lignes THR de Carry ....	169
Fig. 4.27 : Interprétation du profil RM42 croisant le profil THR Carry L2. Les dépôts post-rift interprétés sur le profil THR sont interprétés sur le profil RM42. La limite syn-/post-rift est approximative. Alors que les dépôts syn-rift restent localisés, les dépôts post-rift se suivent au large du plateau .....	170
Fig. 4.28 : Interprétation du profil RM40 localisé au Sud du profil THR Carry L3. Des réflecteurs progradants vers le Sud correspondant au dépôts post-rift à terre sont observés.....	171
Fig. 4.29 : Carte isochrone de la surface d'érosion messinienne. Cette surface lisse sur le plateau au Sud de la Nerthe est rugueuse au sein des bassins syn-/post-rift. ....	172
Fig. 4.30 : Révision stratigraphique du puits GLP2 et des puits décrits par Cravatte et al. (1974).....	174
Fig. 4.31 : Synthèse des principaux événements de l'histoire du Golfe du Lion d'après la littérature .....	176

## Chapitre 5:

Fig. 5.1 : Surface du toit du substratum. Elle est caractérisée par 2 dépressions : une E-O, le bassin de Villeneuve et une SO au niveau du puits Beauduc.....	181
Fig. 5.2 : Surface de base de l'Oligocène sup. Cette surface d'extension réduite est uniquement présente dans le bassin de Villeneuve. ....	182
Fig. 5.3 : Surface de base du Burdigalien inf. Cette surface est confinée dans le bassin de Villeneuve selon une orientation E-O avec des pentes faibles entre 1 et 6°.....	183
Fig. 5.4 : Surface de base du Burdigalien moy. Cette surface présente une extension géographique importante et surmonte tous les dépôts tertiaires antérieurs ainsi que le substratum. ....	184
Fig. 5.5 : Surface d'érosion messinienne. Cette surface est très irrégulière. Une vallée N-S puis E-O empruntant le bassin de Villeneuve est observable.....	186
Fig. 5.6 : Volumes des dépôts syn-rift continentaux (violet), syn-rift marins (rose), post-rift Burdigalien inf. (orange), post-rift Burdigalien moy. à Miocène sup. (jaune) et Plio-Quaternaire (blanc) reposant sur la surface toit du substratum. Le bassin de Villeneuve se remplit progressivement jusqu'au Burdigalien moy. qui va immerger la quasi-totalité de la zone. ....	187

Fig. 5.7 : Toit du substratum. Cette surface correspond au toit des dépôts ante-rift. En mer, une gouttière E-O est présente au Sud de la Nerthe. Les dépôts syn- et post-rift sont en bleu. Exagération verticale X 2.....	191
Fig. 5.8 : Surface de la base du niveau récifal R2. Cette surface d'extension limitée vient buter sur un haut du substratum. En gris, la surface du substratum ; en violet le bassin de St Julien-les-Martigues d'âge Oligocène et en bleu les dépôts postérieurs à l'âge de la base du niveau récifal R2 (Oligocène sup.). Exagération verticale X 2. ....	192
Fig. 5.9 : Surface de base du Burdigalien moy. Surface à pente vers le Sud s'accroissant vers le Sud. En gris, le toit du substratum ; en violet, le bassin de St Julien-les-Martigues (Oligocène) ; en rose, les dépôts d'âge Oligocène sup. à Aquitainien ; en jaune, les dépôts d'âge Burdigalien moy. Les traits bleus et rouges correspondent respectivement aux positions des lignes THR et pétrolières. Exagération verticale X 2.....	193
Fig. 5.10 : Surface de base du Burdigalien corrigée. Les pendages sont plus homogènes et respectent les observations effectuées à terre. En gris, le toit du substratum ; en violet, le bassin de St Julien-les-Martigues (Oligocène) ; en rose, les dépôts d'âge Oligocène sup. à Aquitainien ; en jaune, les dépôts d'âge Burdigalien moy. Les traits bleus et rouges correspondent respectivement aux positions des lignes THR et pétrolières. Exagération verticale X 2.....	194
Fig. 5.11 : Visualisation des surfaces construites du modèle géologique de Carry. En vert, toit du substratum ; en violet, bassin de St Julien-les-Martigues (Oligocène) ; en rose, dépôts syn-rift (Oligocène sup. – Aquitainien) ; en jaune dépôts post-rift (Burdigalien moy.). On notera la morphologie en « gouttière » E-O du toit du substratum rempli par les dépôts syn-rift. Ces dépôts présentent des <i>onlaps</i> sur un haut du substratum à l'Ouest (Surface base de R2). La surface du Burdigalien moy. est caractérisée par une surface plane submergeant le haut du substratum sur la bordure Ouest du modèle. ....	196
Fig. 5.12 : Surface du toit du substratum. Cette surface très irrégulière présente des accidents orientés NNE-SSO .....	198
Fig. 5.13 : Surface du toit des dépôts syn-rift. Les dépôts syn-rift sont localisés soit dans des dépressions E-O soit dans des bassins NNE-SSO. En gris, la surface du toit du substratum.....	199
Fig. 5.14 : Surface de la base des dépôts d'âge Burdigalien moy. En gris, la surface du toit du substratum ; en jaune l'extension géographique des dépôts du Burdigalien moy. à Miocène sup. ....	200
Fig. 5.15 : Surface d'érosion messinienne. Cette surface présente des vallées incisées qui ne sont pas connectées au réseau messinien décrit dans la littérature. ....	201
Fig. 5.16 : Extension géographique des dépôts syn-rift (en violet), des dépôts post-rift (Burdigalien inf.) et des dépôts post-rift (Burdigalien moy. à Miocène sup.). En gris, la surface du toit du substratum. ....	202
Fig. 5.17 : Coupe schématique illustrant l'évolution du domaine provençal. Au cours du temps, la pente du domaine s'inverse passant d'une pente Nord à partir de l'ante-rift à une pente Sud durant le post-rift.....	204
Fig. 5.18 : Essai d'une coupe à l'échelle crustale de la ceinture Corso-Provençale à l'Eocène sup. (F.Z. : zone de faille) d'après Lacombe & Jolivet (2005). ....	205
Fig. 5.19 : Carte d'extension des dépôts syn- et post-rift superposée aux structures du substratum. Les dépôts syn-rift et post-rift du Burdigalien inf. sont localisés dans des creux du substratum alors que les dépôts post-rift du Burdigalien moy. et Miocène sup. submergent l'ensemble des dépôts Tertiaires précédents ainsi que des hauts topographiques du substratum.....	206
Fig. 5.20 : Répartition en fonction du temps des dépôts oligo-miocènes. Bien que la nature des dépôts du bassin des Arlésiens soit inconnu, les surfaces principales de la transition syn-/post-rift sont interprétées. Les dépôts syn-rift continentaux sont limités à l'Oligocène malgré un haut niveau marin relatif. Une transgression marine est interprétée au sommet de l'Oligocène sup. La limite syn-/post-rift est interprétée à terre dans le bassin de Villeneuve et sur le flanc sud de la Nerthe et en mer dans le bassin des Arlésiens. La surface de transgression du Burdigalien moy. est interprétée sur l'ensemble des bassins à terre et en mer. A partir du Burdigalien moy., les incisions observées sur la sismique Crau pourraient être liées à la courbe eustatique. L'ensemble des bassins est érodé pendant la crise messinienne. ....	208
Fig. 5.21 : <i>Line drawing</i> du profil Ecors NO-SE perpendiculaire à la marge du Golfe du Lion d'après Bache (2008). La marge découpée en 3 zones est caractérisée par un amincissement croissant vers le SE. ....	210

**Chapitre 6 :**

**Figure 1:** (a) Simplified tectonic sketch of the western Mediterranean, modified after Gueguen et al. (1998) and Rollet et al. (2002) (b) Simplified summary of Sardinian geology illustrating the location and geology of the sub-basin structures modified from Assorgia et al (1995). C: Corsica; Sa: Sardinia; Si: Sicily. .... 216

**Figure 2 :** Simplified geologic map of Northwest Sardinia illustrating the three Oligo-Miocene basins with their offshore extension (modified from. Thomas & Gennesseaux, 1986). B: Bonifaccio basin; C: Castelsardo basin; PT: Porto Torres basin. Offshore miocene volcanism from Rollet et al. (2002). Dated dredge samples: black circle: serravalian bathyals marls (Gennesseaux et al., 1977); black square: Marco campaign samples (Rossi et al., 1998); black star: Cyaligure campaign samples (Bellaiche et al., 1979; Bellon et al., 1985). .... 217

**Figure 3 :** Schematic logs of Castelsardo and Perfugas successions with the location of samples for Ar/Ar dating (MT5b:19.73+/-0.07Ma; MT3b:18.83+/-0.05Ma; L4:18.28+/-0.05Ma) and for the paleomagnetic polarity measurement. Correlations with the reference magnetostratigraphic scale from Lourens et al. (2004) are proposed. P.V.S: Punta Viuledda section; P.M.S.: Punta Molino section; S.S.: Sedinì section..... 218

**Figure 4 :** Geological map of the Castelsardo basin. Synthesis of this work and existing maps (Spano & Asunis (1984), Quesney-Forest & Quesney Forest (1984); Oggiano (1987) and Sowerbutts (2000)). Chronostratigraphic samples: black dot: paleomagnetic samples; black star: biostratigraphic samples; black square: Ar/Ar dating samples. P.V.S.: Punta Viuledda section; P.M.S.: Punta Molino section; S.S.: Sedinì section. .... 224

**Figure 5 :**  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  spectra, as a function of  $^{39}\text{Ar}$  released. The error boxes of each step are at the  $1\sigma$  level. Arrows show the plateau age fraction. Error of the plateau ages is given at the  $2\sigma$  level.  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  spectra associated with plateau ages display flat patterns attesting that unaltered plagioclases were analyzed (with the relation  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \times 1.83 = \text{Ca}/\text{K}$ ). Detailed analytical data are reported in Table 2a & 2b. .... 229

**Figure 6 :** Distribution of the calcareous nannoplankton taxa identified in the studied sections. In bold, biostratigraphic calcareous nannoplankton markers. .... 231

**Figure 7 :** Seismic line ES 123 (AGIP,1968) and corresponding line drawing showing the broad-scale transverse architecture of the Castelsardo fill (see location of the seismic line in Fig. 4) and the 5 seismic units defined throughout seismic campaign (for further details see Table 5). The secondary faults haven't been integrated in the 3D geological reconstruction. .... 237

**Figure 8 :** a) The 3D depth model from offshore seismic data (vertical enlargement x2). Seismic line positions in black. Green surface: top of substratum; mauve surface: top of seismic unit 2/Vaginella Member; cyan surface: top of seismic unit 3/Sedinì Member; golden surface: top of seismic unit 4/Messinian erosional surface; white surface: top of seismic unit 5/present-day sea floor. b) Detailed view of the relay ramp structure on overlapping Viddalba fault and neighbour synthetic normal fault..... 238

**Figure 9 :** View from the NNW of reconstructed surface of the top of pre-rift surface (a), the top of Vaginella Member (b) and the top of Sedinì Member (c). (Actual topography in yellow in the Castelsardo basin and in green in the adjacent granitic area; fault planes in red)..... 240

**Figure 10 :** a) Isopach map of Megasequence 1 deposits (computed from the top of substratum to the top of Vaginella Member); b) Isopach map Megasequence 2 offshore deposits (computed from the top of Vaginella member to the top of Sedinì Member); c) Isopach map for Langhian to Messinian offshore deposits (computed from the top of Sedinì limestones to the Messinian erosional surface)..... 241

**Figure 12 :** Kinematic model of the NWMB compiled from Cherchi et al. (2008); Gattacceca (2001); Gattacceca et al. (2007), Gueguen et al. (1998), Jolivet et al. (2006); Roca et al. (1999); Roca (2001). Kinematic evolution of the Algerian Basin and Kabylies is approximate and it is based on the model proposed by Vergés & Sabat (1999). Vt: Valencia trough; GL: Gulf of Lion; Pb: Provençal Basin; Co: Corsica; Sa: Sardinia; Ab: Algerian Basin. .... 248

## Chapitre 7:

Fig. 7.1 : Rotation du bloc corso-sarde au cours du temps par rapport à l'Europe stable (d'après Gattacceca (2001)).	257
Fig. 7.2 : Carte paléogéographique ante-rift (Oligocène inf.). Le bassin Liguro-Provençal est caractérisé par des structures extensives NNE-SSO à NE-SO principalement remplies de dépôts continentaux/littoraux. Les connections avec la mer sont limitées et incertaines. Références cf. texte.	258
Fig. 7.3 : Carte paléogéographique de la période du <i>rifting</i> (Oligocène sup. à Aquitanien). Les bassins les plus proches des rivages actuels sont envahis progressivement par une mer venant du Sud. Une connexion avec la mer alpine est envisageable par le Nord.	260
Fig. 7.4 : Carte paléogéographique de la période Burdigalien sup. à Langhien inf. Le bloc corso-sarde a atteint sa position actuelle. La mer envahie le fossé de Valence.	264
Fig. 7.5 : Bloc diagramme schématisant le scénario tectonique du système d'arrière-arc dans la partie centrale-ouest de la Méditerranée durant 3 phases de 35 à 15 Ma (d'après Faccenna et al. 2002).	265
Fig. 7.6 : Schéma montrant l'asymétrie des marges d'un bassin marginal formé par un retrait de la subduction (d'après Séranne, 1999). La marge du continent stable reçoit un apport important de sédiments clastiques d'une aire de drainage étendue, alors que la marge du micro-continent est alimentée par un faible drainage des bassins et du volcanisme. Les forts taux de subsidence et de sédimentation sur la partie du continent stable conduisent, en moins de 30 Ma, à la formation d'une marge ayant les caractéristiques d'une marge mature de type Atlantique.	266



## Chapitre 1 : Introduction

### 1.1. Contexte géologique du bassin Liguro-Provençal

#### Localisation

Le bassin Liguro-Provençal est localisé dans la partie Nord-Occidentale de la Méditerranée : la marge Nord correspond au Golfe du Lion et la marge Sud à la partie Ouest de la Sardaigne (**Fig. 1.1**). Il est limité à l'Ouest par la plaque Ibérique et le Fossé de Valence, au Sud par le bassin Algérien et à l'Est par le bassin Tyrrhénien et enfin au Nord par les Alpes et le Massif Central.

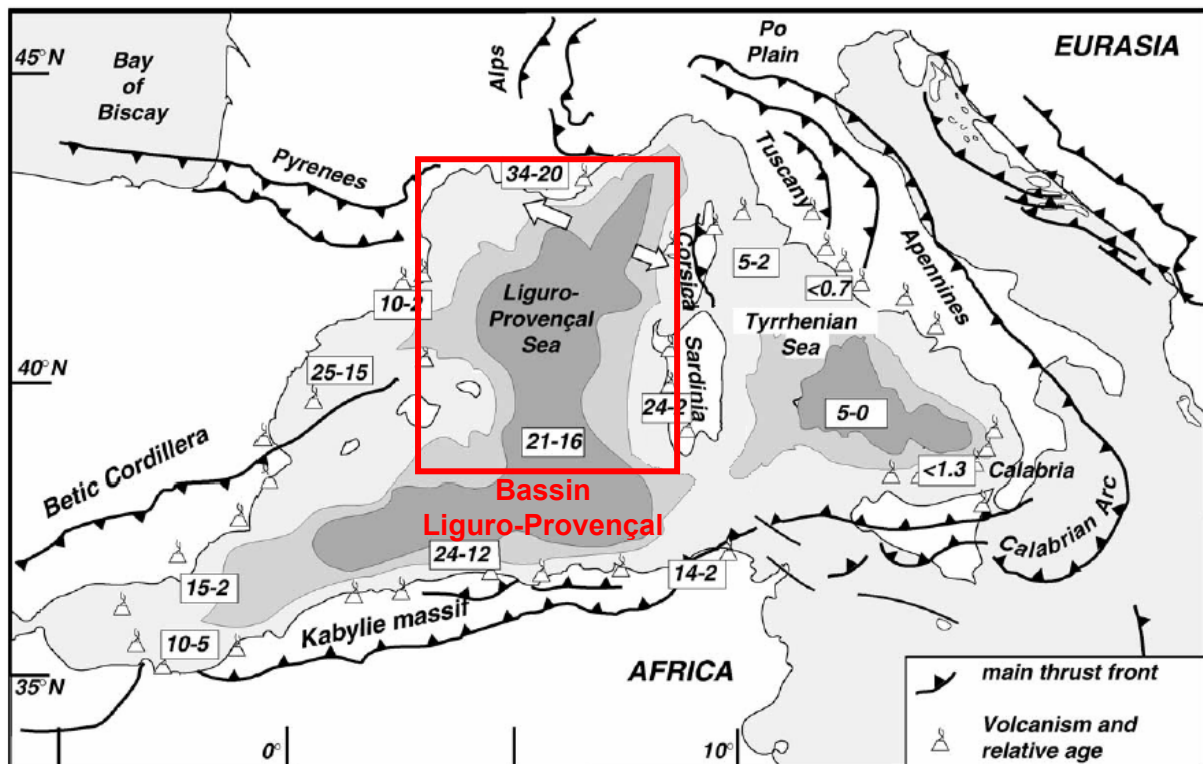


Fig. 1.1 : Carte de la Méditerranée Occidentale montrant le volcanisme et les cinématiques Oligocène à actuelle déduites à partir de l'analyse des déformations (d'après Faccena et al, 2002). Les nombres correspondent au début et à la fin des extensions dans les différents bassins (cf. Jolivet & Faccenna, 2000 pour plus de détails).

#### Etat des connaissances

La marge Nord du bassin Liguro-Provençal a fait l'objet de prospectives d'hydrocarbure à partir des années 50 (forages profonds, sismiques réflexion et réfraction). A partir des années 70, ces données ont constitué la base de plusieurs travaux sur la formation et l'évolution des marges passives. A l'exception de quelques travaux (e.g. Gorini, 1993 ; Benedicto, 1996 ;

Mauffret & Gorini, 1996 ; Séranne, 1999 & Bache, 2008), les études à l'échelle des séries sédimentaires étaient réalisées séparément dans le domaine *offshore* ou dans le domaine *onshore*. Aucun travail n'a fait le lien de manière systématique et géométrique entre les affleurements et les données de subsurface à l'échelle de la marge.

Du côté sarde, les données sismiques illustrant l'évolution à l'échelle des dépôts sédimentaires de la marge datent pour la plupart de plus de 20 ans et demeurent géographiquement limitées. Les travaux réalisés à ce jour concernent soit le domaine *offshore* soit le domaine *onshore*. Ces études exploitent assez peu les relations existantes entre les données d'affleurement et les données de subsurface. Dans cette partie du bassin Liguro-Provençal, aucun travail ne fait le lien de manière quantitative entre les affleurements et les données de subsurface à l'échelle de la marge.

#### *Géodynamique de l'océan Liguro-Provençal :*

Il y a environ 30 Ma, dans un contexte de convergence Afrique-Europe, le retrait de la subduction vers l'Est de la plaque Néotéthys sous la plaque Européenne va entraîner l'ouverture de l'océan Liguro-Provençal (Carminati et al., 1998a & 1998b; Gueguen et al., 1998; Séranne, 1999 ; Jolivet et al., 2006). Ce retrait du *slab* pendant la période de *rifting* est non seulement responsable de l'ouverture en contexte d'arrière arc du bassin Liguro-Provençal mais aussi de la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde (Carminati et al., 1998a & 1998b; Gueguen et al., 1998; Séranne, 1999). Les récents travaux ont permis de contraindre précisément le *timing* de la rotation ainsi que la position relative du bloc corso-sarde au cours de la période de *drifting* (Gattacceca et al., 2007).

Avant l'ouverture du bassin Liguro-Provençal, la marge du Golfe du Lion présente un héritage structural complexe (Gorini, 1993). Quatre évènements principaux ont influencé la structuration de la marge du Golfe du Lion (cf. synthèse Gorini, 1993 ; Benedicto, 1996 ; Bache, 2008) : l'orogénèse hercynienne, la formation et l'évolution du Bassin du Sud-Est pendant le Mésozoïque, le fonctionnement d'un décrochement majeur entre l'Ibérie et l'Europe pendant le Crétacé moyen et la collision entre l'Ibérie et l'Europe au Crétacé supérieur.

Pendant la période de *rifting*, ce sont des structures, le plus souvent orientées NO-SE déjà existantes, qui vont être réactivées par l'extension (Gorini, 1993). Durant cette période, le Golfe du Lion est en position haute et subit une importante érosion aérienne (Bache, 2008).

Le *rifting* sarde présente un fonctionnement typique d'un bassin intra-arc (e.g. Cherchi & Montadert, 1982 ; Casula et al., 2001 ; Monaghan, 2001).

La *break up unconformity* marquant la fin des dépôts syn-rift et l'arrêt de l'activité tectonique correspond à une surface de transgression d'âge Aquitanien sup. dans la partie *offshore* du Golfe du Lion d'après Gorini (1993). D'après Benedicto (1996), dans le domaine *onshore* du Golfe du Lion, la limite syn-/post-rift est contemporaine de la limite Aquitanien-Burdigalien. En Sardaigne, cette limite est fixée au Burdigalien moy. (Casula et al., 2001 ; Cherchi et al., 2008).

Durant la période post-rift, alors qu'en Sardaigne une activité tectonique est toujours active (Casula et al., 2001 ; Monaghan, 2001 ; Cherchi et al., 2008), un effondrement de la marge Provençale est observé. Un cortège sédimentaire transgressif du Burdigalien inf. et un cortège sédimentaire progradant du Burdigalien sup. jusqu'au Tortonien enregistre la subsidence thermique de la marge (Gorini, 1993).

## **1.2. Objectifs**

### *Problèmes posés :*

Les nombreuses études réalisées à ce jour et les données disponibles sur les marges de ce bassin n'ont pas conduit à la réalisation de modèles quantitatifs établissant un lien géométrique et géologique cohérent entre les données sismiques *offshore* et *onshore*.

D'autre part, le domaine provençal du Golfe du Lion demeure peu étudié comparativement aux autres domaines du Golfe du Lion bien qu'il représente un lien direct avec des affleurements contemporains de l'ouverture et de la transition syn-/post-rift de l'océan Liguro-Provençal.

Enfin, aucun travail n'implique une étude conjointe des séries sédimentaires de la marge Nord et Sud de l'océan Liguro-Provençal.

Les objectifs scientifiques de ces travaux de thèse sont :

- 1) d'une part la compréhension et la modélisation tecto-stratigraphique de la transition syn-/post-rift sur les marges du bassin Liguro-Provençal
- 2) d'autre part, le développement méthodologique en géologie numérique permettant l'intégration cohérente de données de surface (cartographie, coupe, pendage) et de données de subsurface (puits, sismique réflexion)
- 3) la réalisation d'un seul et unique modèle géologique 3D terre-mer à l'échelle de la marge

Le premier objectif requiert la caractérisation précise des géométries de dépôts présents avant et après la limite syn-/post-rift. Ces géométries ont été déterminées à l'affleurement et en sismique. Les géométries mises en évidence ne peuvent être étudiées, interprétées, et replacées dans un cadre géologique que si elles sont contraintes dans un cadre temporel précis. Dans cette optique un calibrage chronostratigraphique systématique de toute la série sédimentaire étudiée a été réalisé. Ce calibrage s'est effectué soit directement sur les affleurements soit en révisant les données de forage existant.

Le deuxième et troisième objectif apportent une approche quantitative et mesurée de l'étude à l'échelle de la marge. Ils permettent de joindre les études jusque-là segmentées entre les domaines *onshore* et *offshore* et/ou connectées « conceptuellement ».

### 1.3. Méthodes de travail et données

L'objectif ultime de cette étude est un modèle géologique 3D intégrant un ensemble de données très hétérogènes par leur nature (cartographie, puits, sismique), leur résolution, leur distribution spatiale et leur échelle. L'un des principaux défis de la modélisation réside dans l'intégration de l'ensemble de ces données dans un modèle cohérent. La méthodologie développée comprend quatre étapes principales d'analyse et d'interprétation des données qui seront décrites dans quatre paragraphes distincts (**Fig. 1.2**). Afin de garantir leur intégration spatiale, toutes les données ont été géoréférencées dans le système de coordonnées Lambert III Carto qui correspond au système de projection métrique du Sud de la France. Des fichiers de données en coordonnées spatiales XYZ ont été ainsi convertis grâce au logiciel gratuit CIRCÉ développé par l'IGN ([www.ign.fr](http://www.ign.fr)).

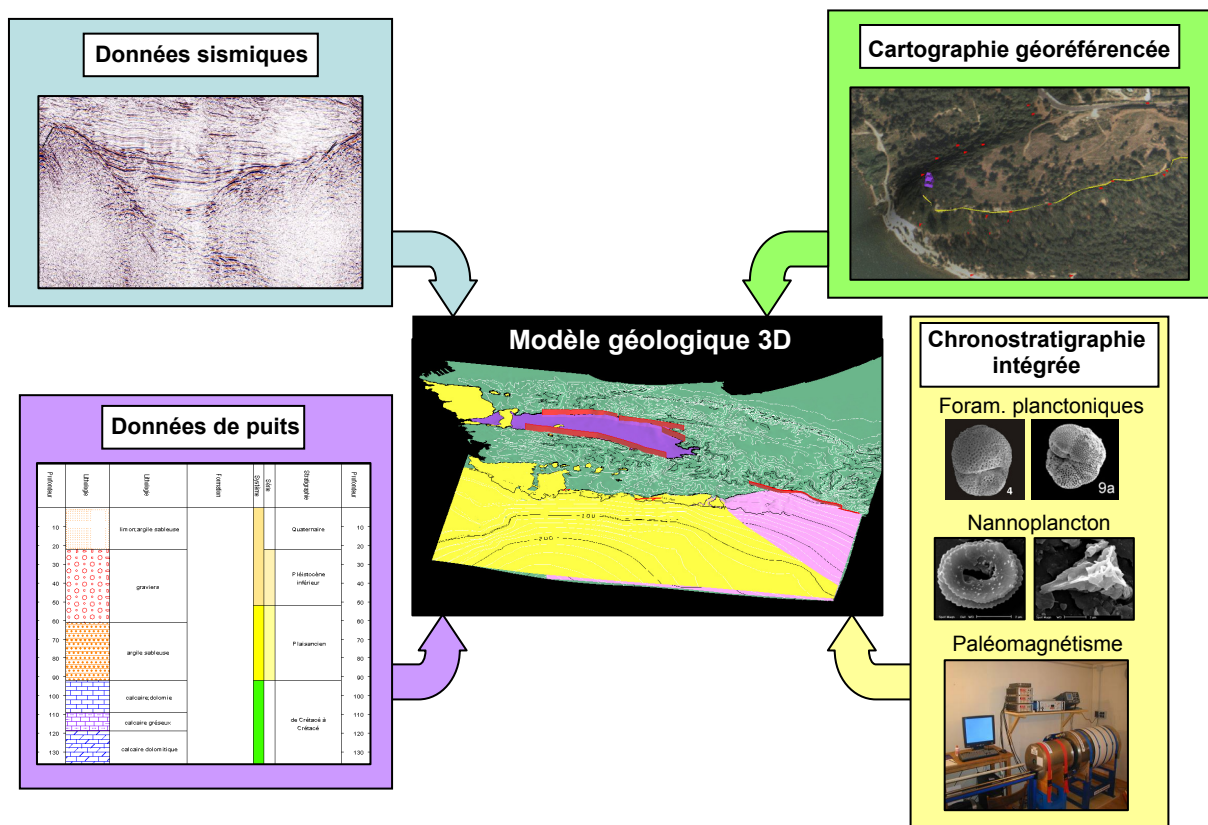


Fig. 1.2 : Méthodologie utilisée pour construire un modèle géologique 3D.

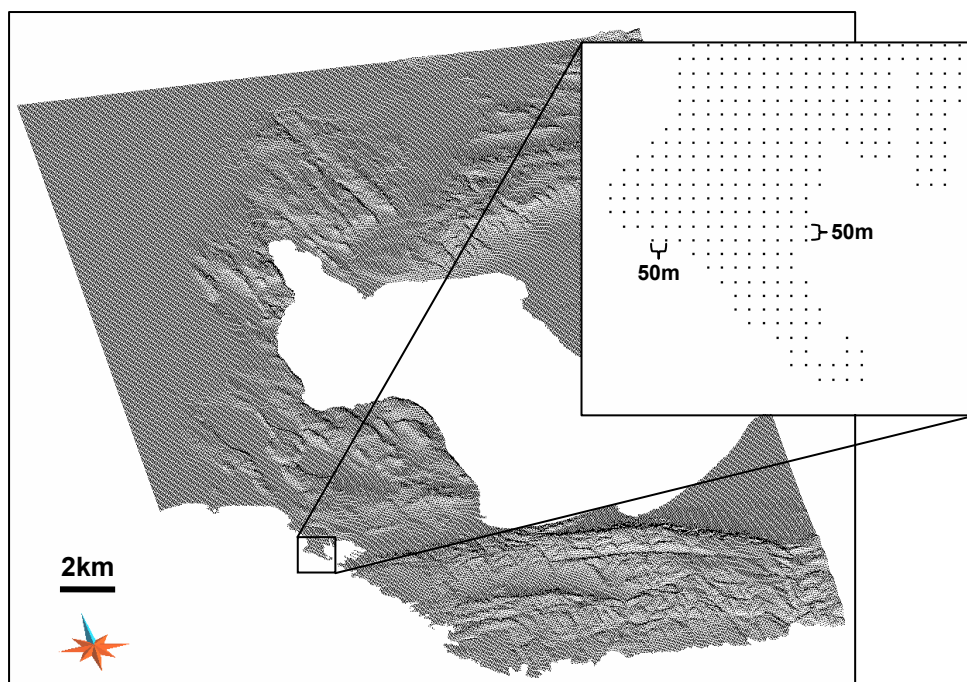
### 1.3.1. Cartographie géoréférencée

Les contraintes apportées au modèle géologique 3D correspondent ici à des contours géologiques référencés en 3D. Ces contours géologiques sont des limites de bancs suivies sur le terrain qui représentent des surfaces remarquables (limite de séquence par exemple).

Ces contours géologiques sont directement digitalisés en 3D sous la forme de courbes dans le géomodeleur gOcad à partir de l'intégration conjointe de points GPS, de cartes IGN au 25000<sup>e</sup>, de cartes géologiques et de photographies aériennes drapées (Base de Données Orthophotographiques de l'IGN, résolution 50cm) sur un modèle numérique de terrain (MNT) correspondant à la surface topographique actuelle.

Les points GPS sont relevés avec un GPS portable Etrex Vista Cx. La précision horizontale est comprise entre 3 et 5m selon les conditions climatiques et la précision verticale est de 10m. Pour avoir le moins d'incertitude et le plus de cohérence possible avec les données disponibles, les fichiers de points GPS sous forme de fichiers ASCII XYZ sont importés sous gOcad sous forme d'un nuage de points puis projetés sur le MNT selon un axe vertical.

Le MNT est basé sur les données altimétriques fournies par l'IGN. Ces données sont représentées par un nuage de points avec un échantillonnage régulier de 50m et une précision verticale comprise entre 2.5 et 10m (**Fig. 1.3**).



**Fig. 1.3 : Modèle numérique de terrain représenté par un échantillonnage avec un pas régulier de 50m.**

Cependant, le pas d'échantillonnage de 50m n'est pas assez précis lorsque le relief est très irrégulier. Il ne rend pas compte par exemple des falaises du littoral de la Nerthe. Afin d'améliorer la précision du MNT dans les zones d'affleurements des dépôts d'âge Oligo-Miocène, les courbes de niveaux des cartes IGN au 25000<sup>e</sup> ont été redigitalisées et intégrées à la base de données altimétriques (Fig. 1.4).

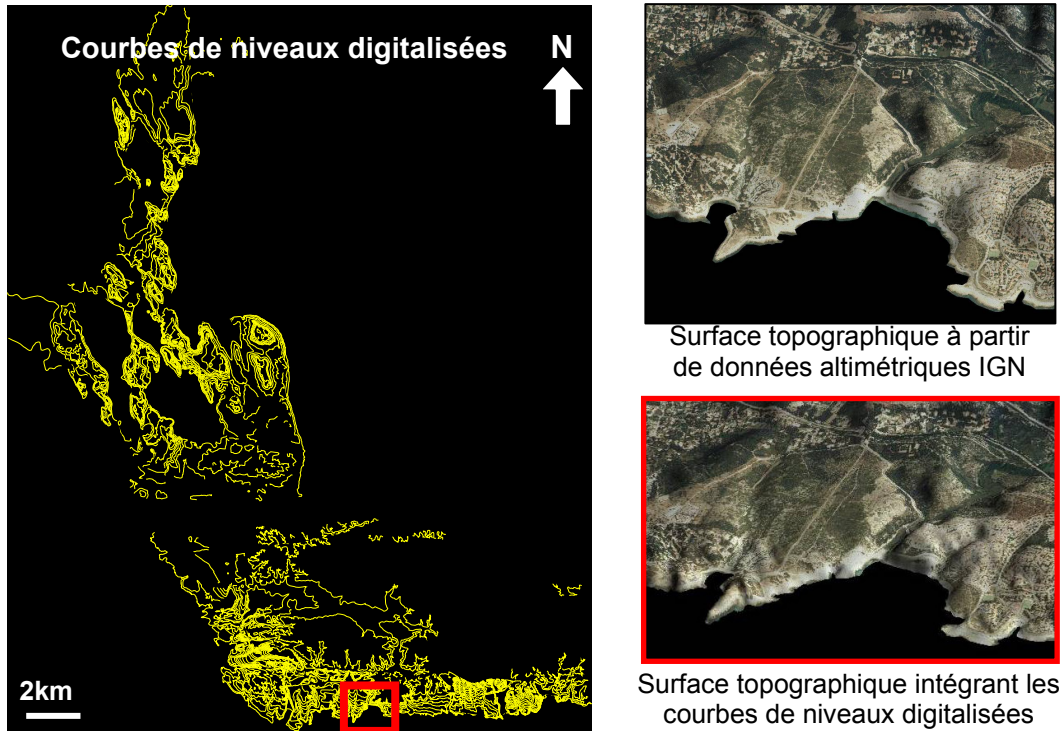


Fig. 1.4 : Amélioration du MNT par intégration des courbes de niveaux (cartes IGN au 25000<sup>e</sup>) sous gOcad.

Le MNT corrigé et les points GPS importés, il est alors possible de digitaliser les contours géologiques directement dans le géomodelleur gOcad en s'appuyant sur le drapage sur le MNT des photos aériennes et des cartes géologiques au 50000<sup>e</sup> (Istres et Marseille).



Fig. 1.5 : Exemple d'un contour géologique digitalisé directement sous gOcad et calibré avec des points GPS (points rouges – tous les points ne se rapportent pas au même contour) et la photo aérienne.

La cartographie géologique numérique permettra d'obtenir des contraintes géométriques (courbes + attributs) pour la modélisation de surfaces et d'unités stratigraphiques en 3D.

### 1.3.2. Chronostratigraphie intégrée

La chronostratigraphie est une étape importante car elle permet d'établir un cadre chronologique de la série sédimentaire nécessaire à la compréhension de l'évolution géodynamique et aux corrélations stratigraphiques. Une partie du chapitre suivant est consacrée à la description de la chronostratigraphie intégrée développée dans cette étude.

### 1.3.3. Données de puits

Les données de puits sont issues de deux sources :

- littérature
- banque de données du sous-sol du BRGM

Une base de données de 12 puits a été compilée à partir de la bibliographie (e.g. Cravatte et al., 1974 ; Demarcq, 1970). La plupart de ces puits ont été réalisés dans un but d'exploration pétrolière et permettent d'avoir un calibrage géologique des séries à une profondeur importante. Les analyses biostratigraphiques de certains forages datant parfois de plus de 30 ans ont été réinterprétées dans le cadre des échelles biostratigraphiques les plus récentes (Gradstein et al., 2004).

Une autre base de données de 186 puits a été compilée à partir de la banque de données du sous-sol du BRGM (disponible sur le site [infoterre.brgm.fr](http://infoterre.brgm.fr)). Cette banque de données regroupe 186 puits de la zone d'étude atteignant des dépôts oligo-miocènes. Le calage stratigraphique n'est pas toujours précis et souvent basé sur les faciès. Les attributions ont été utilisées avec prudence et parfois réinterprétées en fonction des études de terrain et de la cohérence des surfaces construites.

Les données de puits sont directement importables dans le géomodeleur gOcad sous forme d'un fichier ASCII.



## 1.3.4. Données sismiques

Les données sismiques utilisées dans cette étude sont très hétérogènes tant au niveau de la qualité qu'au niveau de la résolution. La plupart de ces données ont déjà fait l'objet d'une synthèse (Gorini, 1993, Guennoc et al., 2000 & Bache, 2008).

Ce travail de thèse s'intègre dans le chantier « Golfe du Lion » du programme de l'INSU dénommé GdR « Marges ». Dans le cadre de ce programme, grâce à un partenariat avec TOTAL, nous avons pu avoir accès aux campagnes *offshores* RM (Permis Rhône Maritime, 1984) et GL80 (permis Golfe du Lion, 1980) et faire des *line drawing* des campagnes *onshores* CR (Permis CRAU, TOTAL, 1984) et A57 (Salin de Giraud, CEP-ESSO, 1962). Les lignes *offshore* sont complétées par la campagne Calmar (IFREMER, 1999) mise à notre disposition par IFREMER (Brest). Grâce au laboratoire Géosciences Azur (Villefranche-sur-mer), nous avons pu avoir accès aux données Me-Sea (IFREMER, 1991). Pour la partie *onshore*, nous avons également pu faire des *line drawing* de la ligne 82SE4D (Permis Sud-Est, IFP, 1982) par l'intermédiaire du BRGM (Orléans).

Du côté sarde, la société E.N.I., nous a donné accès à la campagne ES (AGIP, 1968).

Enfin, une campagne THR a été réalisée dans le cadre de ce travail par la société EOSYS (2006) au large de la Nerthe dans le but de renforcer le lien entre les affleurements et les données pétrolières au Sud.

Ces données sont synthétisées dans le tableau suivant :

Campagne :	Type :	Format :
Carry (EOSYS, 2006)	Multitraces, Très Haute Résolution ( <i>Sparker</i> )	Seg-Y
Calmar (IFREMER, 1999)	Monotrace, Très Haute Résolution ( <i>Sparker</i> )	Seg-Y
CR (TOTAL, 1986) ; 82SE4D (IFP, 1982) ; A57 (CEP-ESSO, 1962)	Multitraces, Haute Résolution	Papier/ <i>Line drawing</i>
RM (TOTAL, 1984) ; GL (TOTAL, 1984)	Multitraces, Haute Résolution	Seg-Y
Me-SEA (IFREMER, 1991)	Monotrace, Haute Résolution	Papier

**Tableau 1.1 : Synthèse des données sismiques utilisées dans cette étude.**

L'intégration des données sismiques est dépendante de leur format. Pour les données numériques, les interprétations des horizons effectuées sur le logiciel Kingdom Suite 7.6 sont importées au format ASCII XYZ sous forme de nuage de points dans le géomodeleur gOcad. Les données sous format papier ont été interprétées directement sous le géomodeleur gOcad. Pour les profils rectilignes, une image raster scannée du profil est importée dans gOcad où chaque coin de l'image est géoréférencée. Pour les profils courbes, une méthode d'intégration particulière a été utilisée. Elle consiste à importer sous gOcad le tracé de la position du profil sismique en surface ainsi que l'image raster du profil correspondant. L'image du profil est transformée en un nuage de points avec comme propriété secondaire les couleurs de l'image. A partir du tracé du profil sismique, une surface est créée puis transformée en grille composée de cellules polyédriques. Le nuage de points correspondant au profil est alors projeté de manière rayonnante sur la grille.

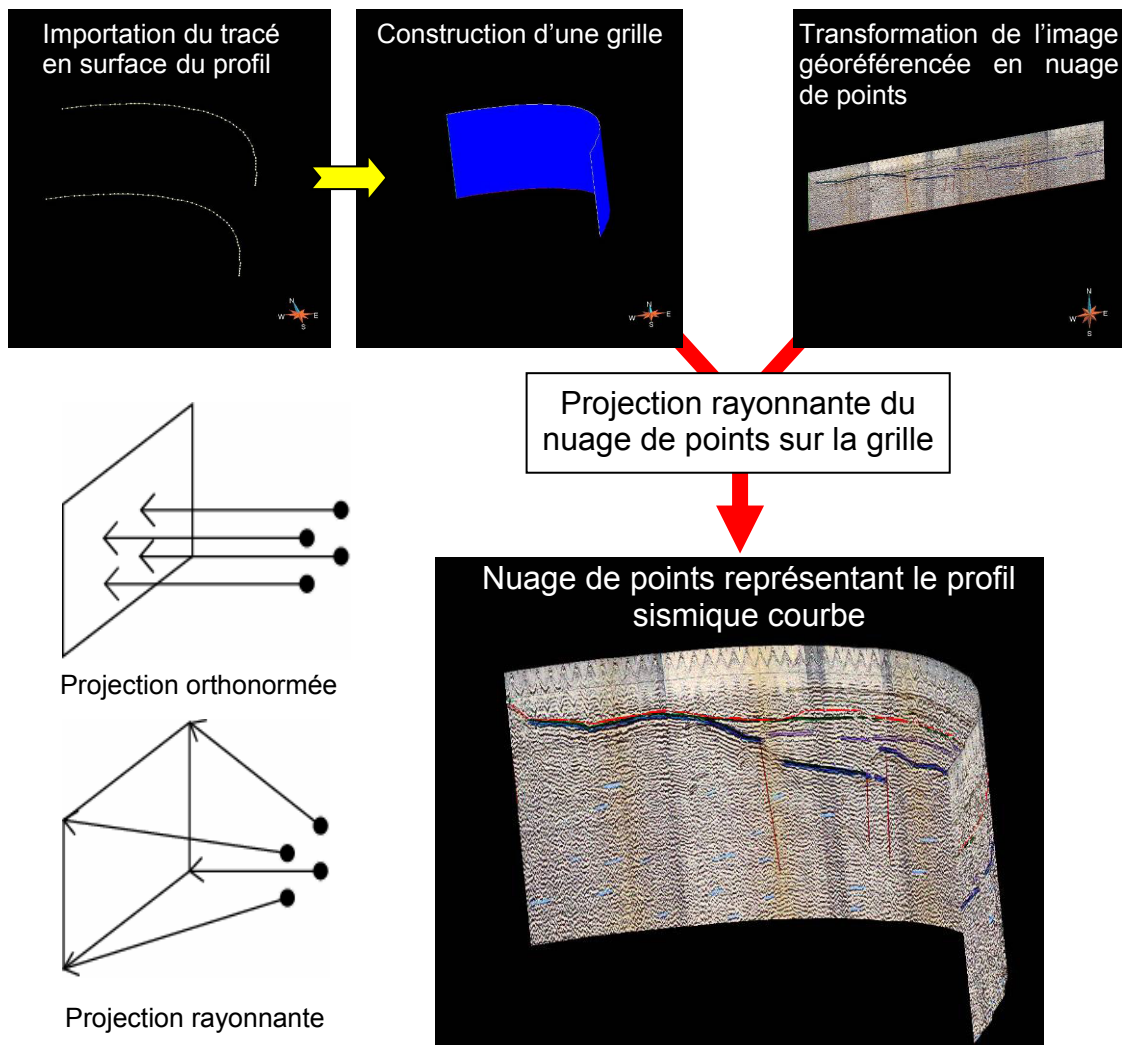
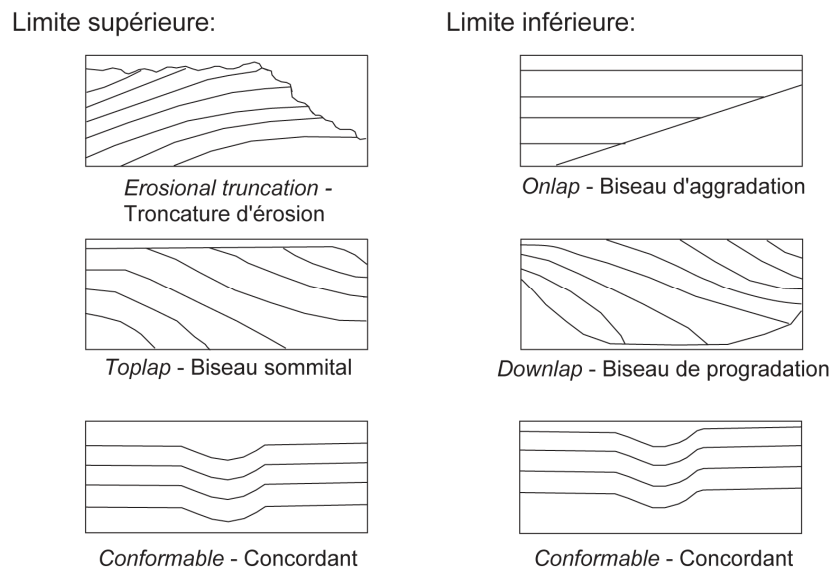


Fig. 1.6 : Méthode d'importation des profils papiers courbes dans le géomodeleur gOcad.

Ce procédé évite la distorsion liée à un drapage orthonormé projeté selon une seule direction. Le profil est ensuite interprété dans le géomodeleur et les interprétations sont directement géoréférencées.

L'analyse des profils sismiques est basée sur la stratigraphie sismique selon la méthode classique définie par Mitchum & Vail (1977) dont quelques aspects sont évoqués. Les limites supérieures des unités sismo-stratigraphiques correspondent à une surface d'érosion (troncature d'érosion), une surface de non-dépôt (le biseau sommital ou *toplap*) ou une surface concordante aux strates sous-jacentes. Les limites inférieures correspondent à des surfaces de non-dépôts (biseaux d'aggradation ou *onlap*), et de progradation (*downlap*) ou des surfaces concordantes aux strates sous-jacentes (**Fig. 1.7**).



**Fig. 1.7 : Relations géométriques possibles entre les réflecteurs et les limites d'une séquence de dépôts (d'après Mitchum & Vail, 1977).**

Ces limites, inférieures et supérieures, définissent des unités dont l'organisation des réflexions sera décrite et caractérisée par un faciès sismique. Le faciès quant à lui est caractérisé par la fréquence, l'amplitude et la continuité des réflecteurs ainsi que leur géométrie (**Fig. 1.8**).

Les séquences ainsi définies par leur limite et leur faciès peuvent être interprétées à toutes les échelles. Leur résolution étant limitée à celle de la donnée de base : le profil sismique.

Lorsque cela sera possible, ces séquences seront datées avec des forages. Le cas échéant des rapprochements avec des séquences de dépôts observées à terre seront réalisés.

		Configuration	
Réflexion stratifiée	Simple	Parallèle	
		Subparallèle	
		Divergente	
	Complexe	Parallèles oblique	
		Tangentielle oblique	
		Sigmoïde complexe oblique	
		Sigmoïde	
Réflexion chaotique	Chaotique		
	Chaotique avec diffractions		

	Continuité	Amplitude	Fréquence
Forte			
Faible			

Fig. 1.8 : Typologie des faciès sismiques utilisés dans cette étude (modifié d'après Proust et al., 2005).

### 1.3.5. Construction du modèle géologique 3D

Ce paragraphe résume les principes de construction de modèles géologiques 3D avec le géomodeleur *gOcad* adapté aux études d'affleurement et de subsurface (pour plus de détails voir Gari, 2008).

Dans ce travail, deux types de modèle géologique 3D ont été réalisés : le modèle surfacique ou structural et le modèle volumique ou stratigraphique.

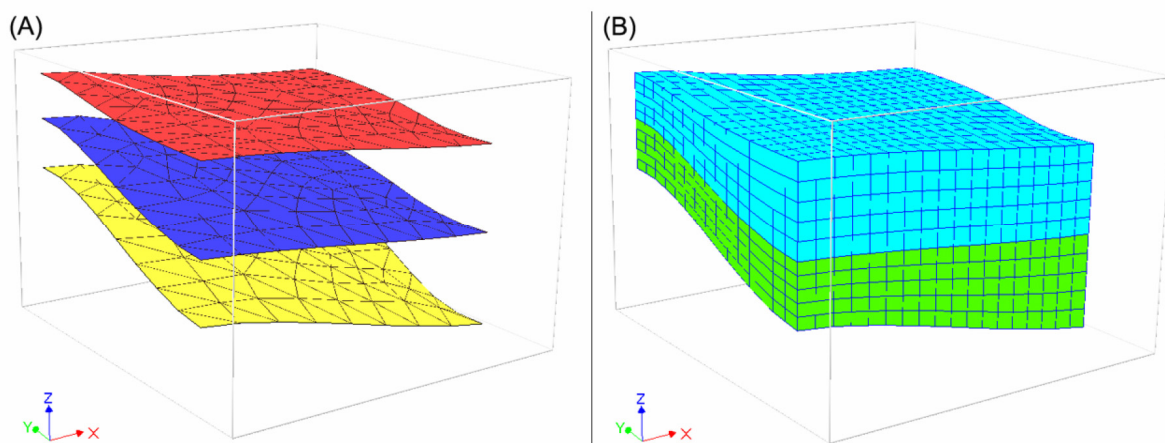


Fig. 1.9 : Exemple de modèle surfacique (A) constitué de surfaces triangulées et de modèle volumique (B) constitué de cellules polyédriques (d'après Gari, 2008).

Le modèle surfacique est un ensemble de surfaces constituées de facettes triangulaires planes dont les relations sont suffisamment flexibles pour modéliser tous les types de surfaces et de

structures. Dans ce travail, les surfaces correspondent à des enveloppes d'unités stratigraphiques et à des failles.

Le modèle volumique est construit par le remplissage des volumes limités par les surfaces. Ces volumes correspondent à des grilles 3D constituées de cellules polyédriques.

La construction de modèle surfacique ou volumique avec le géomodeleur gOcad est basée sur une méthode d'interpolation spécifique appelée DSI (*Discrete smooth interpolation* ; Mallet, 1989, 1992 & 2002) qui permet d'interpoler la géométrie des objets modélisés à partir de données incomplètes. Cette méthode permet de modéliser des objets géologiques en 3D à partir de données de surface et de subsurface.

Quatre types de contraintes ont été utilisés pour l'interpolation (**Fig. 1.10**):

*Control Nodes* qui vont fixer la position géométrique en XYZ des sommets de triangle d'une surface,

*Control Points* qui vont attirer la surface,

*Control Points and Slopes* qui vont imposer à la surface de passer en moyenne par ces points tout en respectant une direction et un pendage local,

*Range Thickness Constraint* qui applique une épaisseur minimale entre deux surfaces,

*Border On Straight Line*, qui s'applique uniquement sur les bords d'une surface pour forcer les nœuds à se déplacer le long de droites parallèles et orientées selon une direction choisie (axe Z dans ce travail). Ce type de contrainte prévient les déplacements du bord de la surface, selon les axes X et Y lors de l'interpolation.

La méthode de construction des surfaces utilisée est identique à celle de Gari (2008). Dans un premier temps, une surface triangulée recouvrant géographiquement l'ensemble des données est construite. Une première interpolation est réalisée imposant alors à la surface de se déformer de manière à respecter toutes les données. Une deuxième interpolation en augmentant la densité du maillage des triangles peut être appliquée si l'écart entre les données et la surface est trop important. L'utilisation initiale d'un maillage fin pour l'interpolation d'un nuage de points de faible densité résulte en une surface très rugueuse peu réaliste dans la plupart des cas (**Fig. 1.11**). Le géomodeleur gOcad permet toutefois d'augmenter la densité du maillage en fonction de la densité du nuage de points pour une même surface.

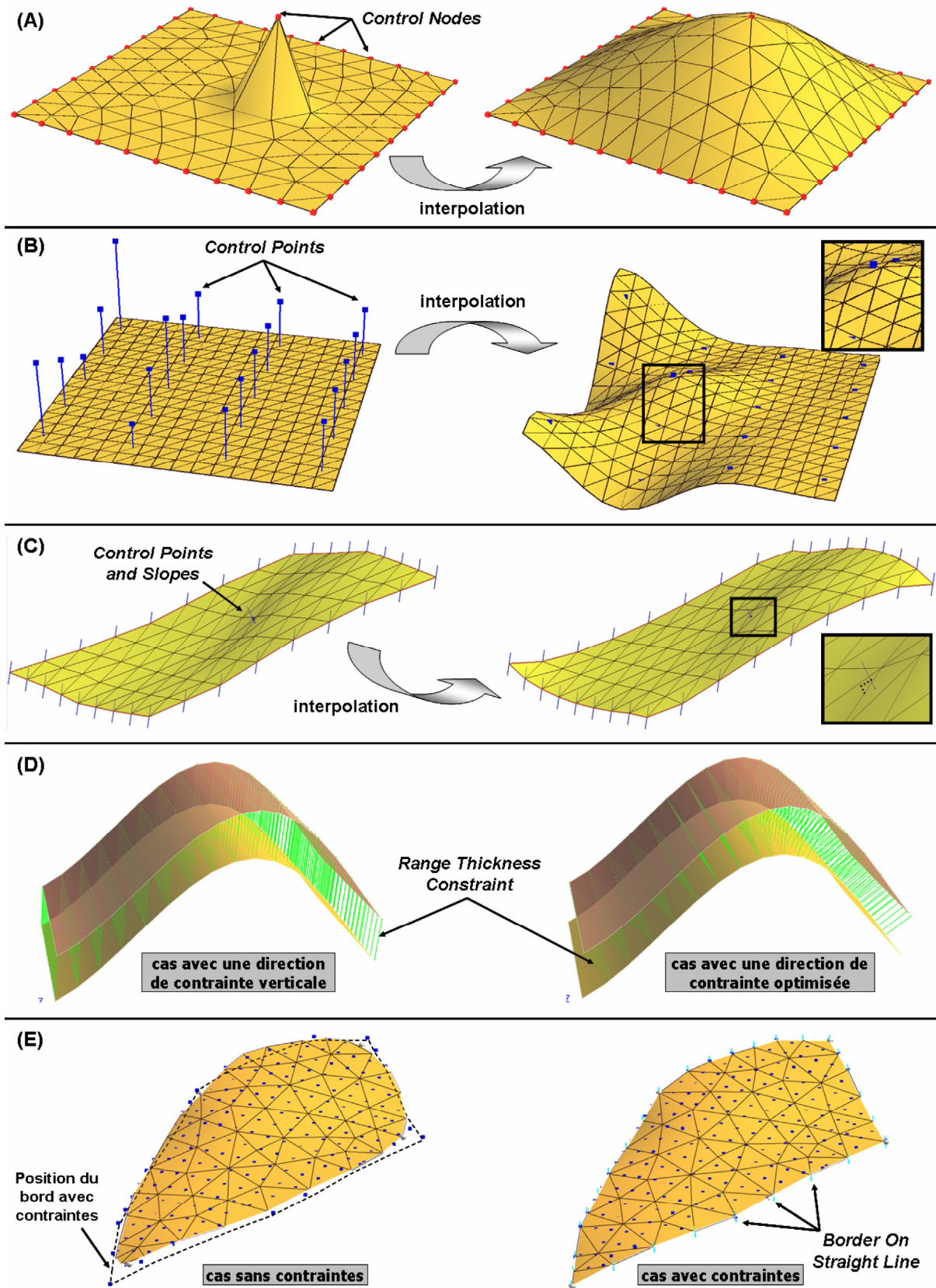
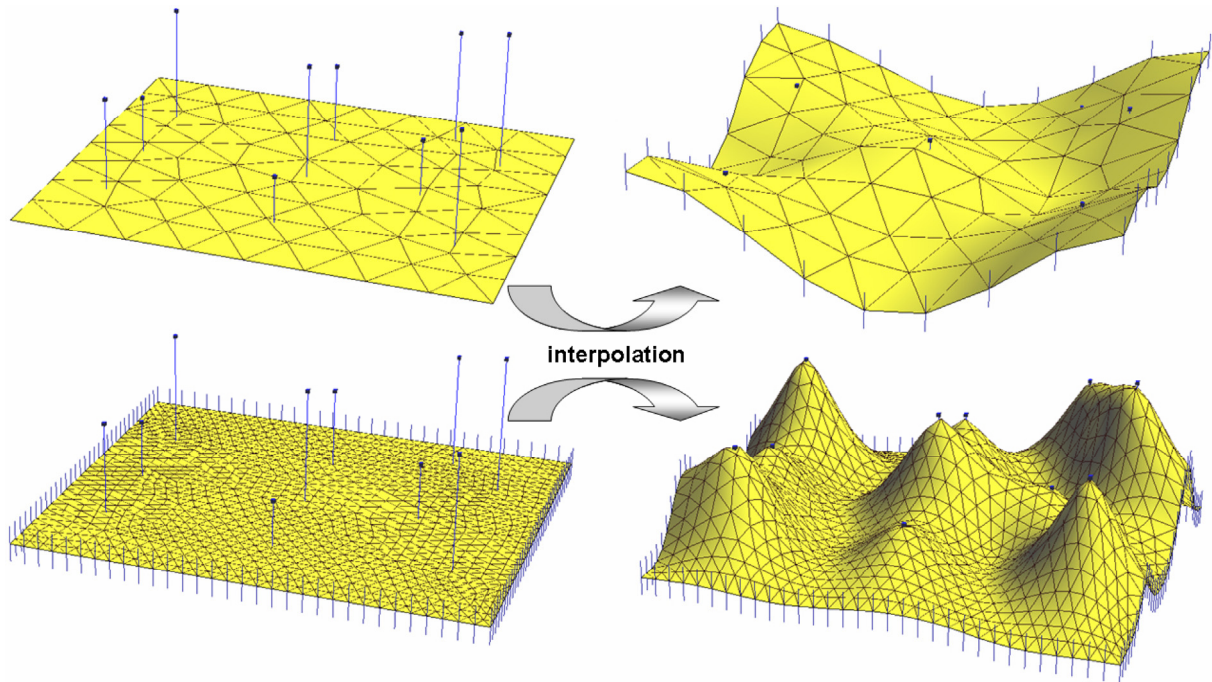


Fig. 1.10 : Aperçu des contraintes géométriques utilisées en modélisation sous gOcad (d'après Gari, 2008). (A) Control Nodes, (B) Control Points, (C) Control Points and Slopes, (D) Range Thickness Constraint, (E) Border On Straight Line.



**Fig. 1.11 : « Plasticité » et « rugosité » de la surface en fonction de la densité du maillage (d'après Gari, 2008). Dans les deux cas la surface est ajustée au même nuage de points. Seul le nombre de triangles varie (128 en haut et 2048 en bas). Quand le maillage est dense par rapport à la répartition des points, la surface ne se déforme qu'à proximité des contraintes.**

Pour les modèles surfaciques impliquant des failles, le module *3D Structural modelling* du géomodeleur *gOcad* a été utilisé. Il permet notamment de couper semi-automatiquement des surfaces et d'appliquer des rejets de faille (cf. Euler, 1999 ; Duvinage, 2000 ; Spottke et al., 2005).

Le modèle volumique a été construit en utilisant le module *Reservoir grid* qui construit de manière semi-automatique des volumes entre deux surfaces (cf. Euler, 1999 ; Spottke et al., 2005 ; Gari, 2008).

#### **1.4. Choix de la zone d'étude**

Sur la marge Nord du bassin Liguro-Provençal, la zone d'étude comprend à terre, la plaine de la Crau, la bordure Ouest de l'étang de Berre et le chaînon de la Nerthe et en mer, le plateau continental entre les Saintes-Maries de la mer et le canyon de Cassidaigne. Nous désignerons cette zone d'étude sous le nom de domaine provençal (**Fig. 1.12**). Le choix de cette zone d'étude est fondé sur les critères suivants :

- la présence à terre des dépôts contemporains de la transition syn-/post-rift,
- l'existence d'une base de données sismiques *onshore* et *offshore* permettant un lien direct avec les affleurements,
- le peu d'étude antérieures du domaine provençal (Gorini, 1993 ; Bache , 2008),
- la position charnière du domaine provençal entre le Golfe du Lion et la marge Provençale *sensu* Gueguen (1995) (localisée entre Toulon et St Tropez).

Le bassin de Castelsardo au Nord-Ouest de la Sardaigne (**Fig. 1.12**) a été choisi pour l'étude de la transition syn-/post-rift de la marge Sud du bassin Liguro-Provençal en fonction des considérations suivantes :

- cette partie de la Sardaigne est considérée comme « la coupe du Miocène la moins incomplète de Sardaigne » d'après Maxia & Pecorini (1969)
- l'existence de niveaux volcaniques repères et datables au sein de la série sédimentaire qui peuvent fournir des âges absolus
- la présence de données sismiques au large du bassin qui permettent de réaliser un lien terre-mer cohérent.



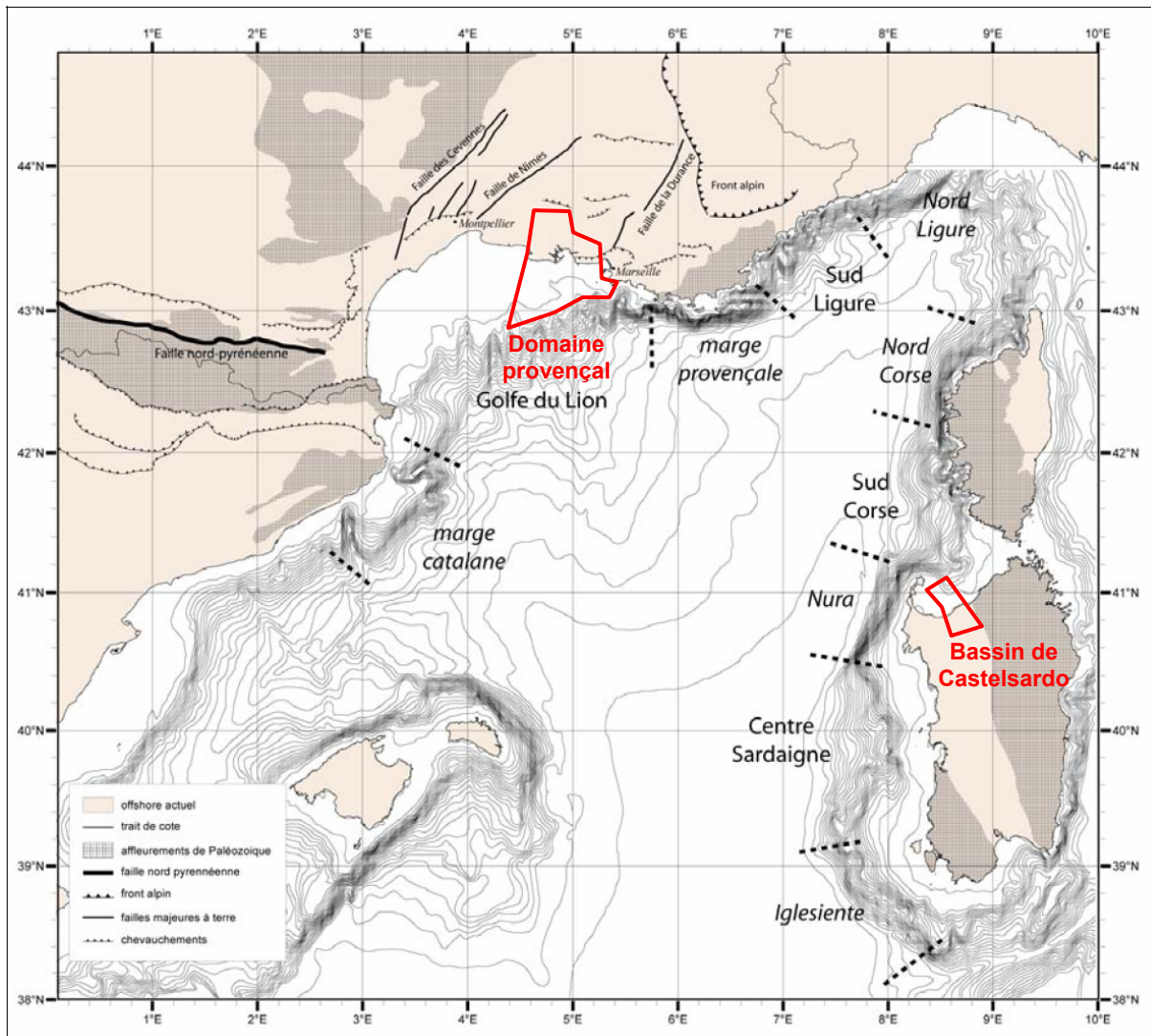


Fig. 1.12 : Localisation des zones d'étude de part et d'autre des marges du Bassin Liguro-Provençal. Fond de carte modifié d'après Bache (2008). Mise en évidence la segmentation entre les marges abruptes et les marges à pente plus douce d'après Gueguen (1995) in Bache (2008).

### 1.5. Plan du mémoire

Suite au chapitre introductif, ce mémoire est divisé en six chapitres. Le Chapitre 2 est une synthèse bibliographique des données chronostratigraphiques disponibles dans le domaine provençal pour contraindre la transition syn-/post-rift.

Le Chapitre 3 est divisé en deux parties. Dans la première partie, nous présenterons et interpréterons les résultats chronostratigraphiques concernant les dépôts témoins de la transition syn-/post-rift affleurants dans le domaine provençal. Dans la deuxième partie, nous intégrerons les résultats chronostratigraphiques aux données géométriques des séries

sédimentaires. Ce chapitre permettra de caractériser dans un cadre spatio-temporel les affleurements oligo-miocènes qui seront intégrés dans le modèle géologique 3D.

Le Chapitre 4 résume l'étude sismostratigraphique des données sismiques du domaine provençal. Ces données seront interprétées en fonction des données de puits disponibles, du cadre temporel et des géométries des séries sédimentaires visibles à l'affleurement.

Le Chapitre 5 est consacré à l'intégration de toutes les données pour construire des modèles géologiques 3D du domaine provençal à différentes échelles. Les implications géologiques des différents modèles seront discutées. Une reconstruction géodynamique du domaine provençal sera proposée pour différentes périodes clefs.

Le Chapitre 6 est consacré à l'étude de la marge Sud du bassin Liguro-Provençal avec la démarche scientifique: chronostratigraphie, étude de terrain, sismostratigraphie, intégration des résultats dans un modèle géologique 3D cohérent et discussion des implications géologiques.

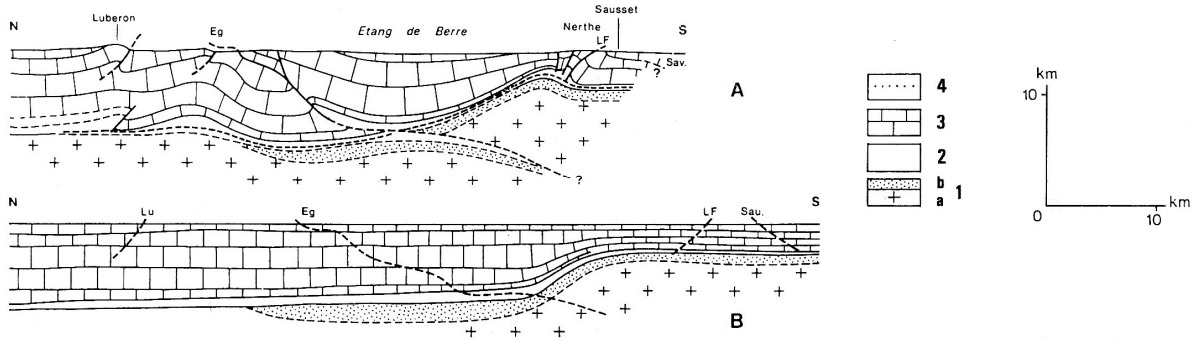
Le Chapitre 7 propose une reconstitution paléogéographique à l'échelle de la Méditerranée Nord-Occidentale réalisée à partir des résultats de cette étude et d'une synthèse bibliographique.



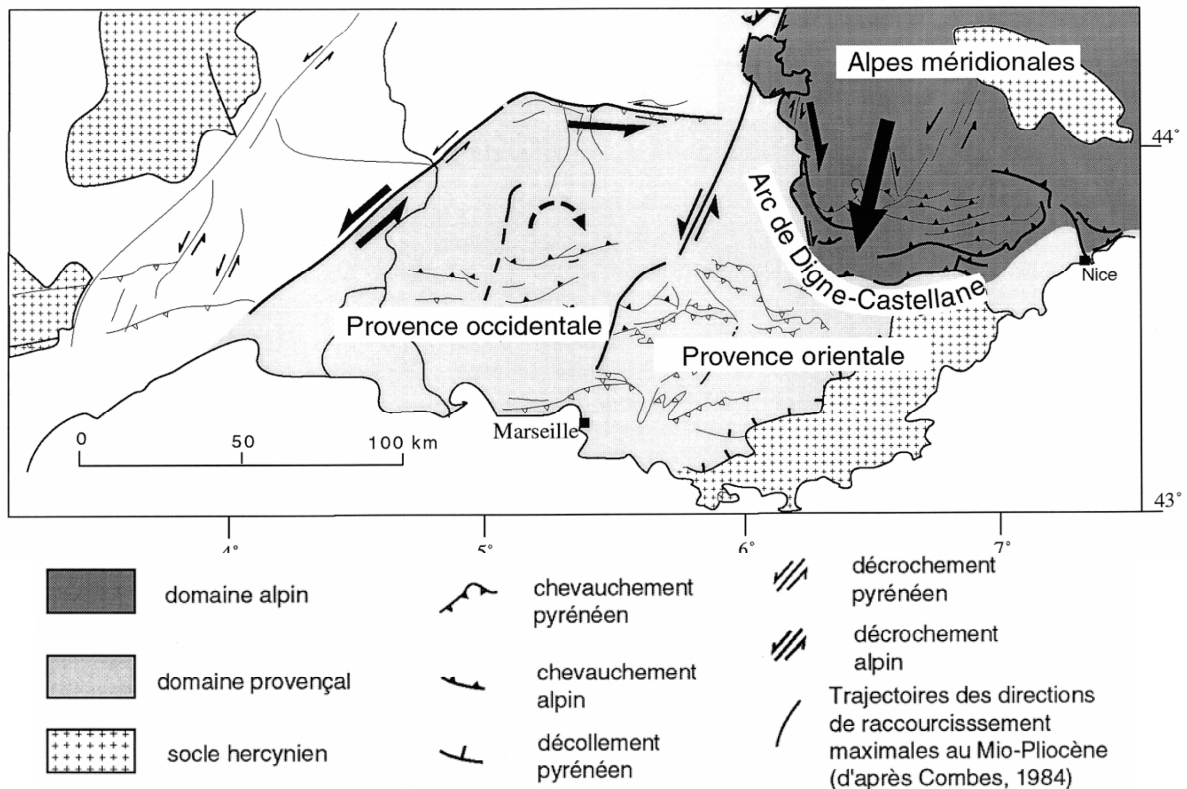
Les premiers travaux portent sur la stratigraphie de ces dépôts (Matheron, 1832 & 1842 ; d'Orbigny, 1852 ; Fontannes & Depéret, 1889-1892). La première cartographie détaillée est réalisée par Combaluzier (1932) sur la base d'une stratigraphie fine qui subdivisa notamment en 2 les dépôts d'âge Burdigalien à l'aide de la malacofaune. Cette cartographie basée sur la biostratigraphie et les macro-faciès sera majoritairement suivie dans l'élaboration de la carte géologique au 1/50 000° d'Istres (1975). A la suite du travail de Combaluzier (1932), de nombreuses études ont eu pour objectif de préciser le cadre temporel de ces séries principalement sur la base des assemblages de lamelibranches (Mongin, 1952, 1956 & 1958 ; Babinot, 1965 ; Babinot & Catzigras 1965 ; Babinot & Colomb, 1968 ; Catzigras & Babinot, 1965 ; Colomb, 1965) et de foraminifères planctoniques (Mongin 1952 & 1956 ; Colomb 1965 ; Andreieff et al., 1972 ; Maurel-Ferrandini, 1976) pour les sédiments marins. En ce qui concerne les dépôts continentaux, leur stratigraphie a été établie sur la base des gastéropodes (Nury et al., 1971, 1977 & 1987) et pollens (Chateauneuf, 1977 ; Chateauneuf *in* Nury, 1988). Ces travaux biostratigraphiques ont été complétés par des études de stratigraphie séquentielle visant à définir un cadre séquentiel des dépôts à l'échelle du bassin du Sud-Est afin notamment de corréliser les séries à terre avec celles observées en mer au travers des nombreuses campagnes sismiques pétrolières (Arnaud et al., 1988 ; Monleau et al., 1988 ; Lesueur et al., 1990 ; Rubino et al., 1990 ; Crumeyrolle et al., 1991, Besson 2005 ; Besson et al., 2005 & Parize et al. 2007).

Par ailleurs, la tectogenèse de la Provence est bien contrainte dans son ensemble par de nombreux travaux mettant en évidence des chevauchements principalement à vergence Nord (e.g. Sainte Beaufort, Etoile, Nerthe, Lure-ventoux) liés à l'orogénèse pyrénéenne amorcée à l'Eocène (Luteaud, 1957 ; Guieu, 1968 ; Gouvernet et al., 1971 ; Tempier, 1987) (**Fig. 2.1 & Fig. 2.2**). Ces chevauchements sont recoupés par des accidents décrochants NE-SO à N-S, hérités de l'histoire tardi-hercynienne, dont le plus important en Provence est la faille de la Durance avec son prolongement méridional par la faille d'Aix (**Fig. 2.3**). Ainsi, l'importance des structures tangentielles avait conduit certains auteurs (Froget et al., 1966 ; Guieu, 1967) à proposer que la création des bassins oligocènes, et notamment celui de Marseille, soit liée à la fin de cet épisode compressif. Plus généralement, on relie maintenant la formation des bassins oligocènes à la phase d'amincissement crustal qui accompagne l'ouverture du Golfe du Lion (Hippolyte et al., 1990, 1991, 1993 ; Mauffret et Gorini, 1996 ; Séranne, 1999 ; Guennoc et al., 2000). Enfin l'épisode de compression alpine, dont la phase maximum a lieu au Miocène, est responsable de la mise en place de chevauchements (Alpilles, Luberon, Costes,

Trevasse) principalement à vergence Sud (Tempier, 1987) (**Fig. 2.1 & Fig. 2.2**). Depuis le Miocène, la région semble ne pas avoir enregistré de déplacements importants sur l'ensemble des discontinuités majeures (Champion et al., 2000) (**Fig. 2.3**).

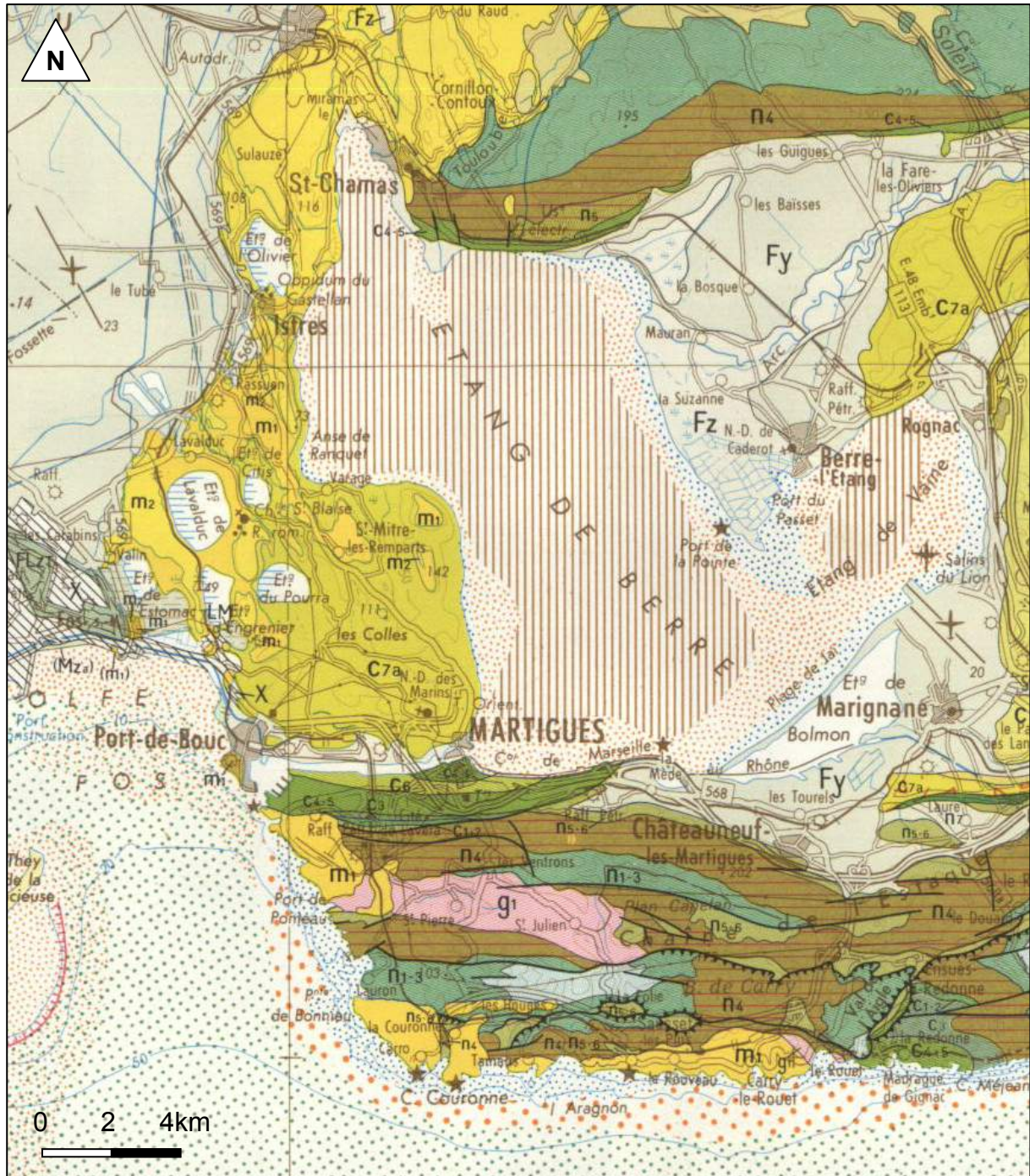


**Fig. 2.2 : Coupe équilibrée (A) et coupe restituée (B) du secteur étudié (localisation Fig.1.1). 1a : socle ; 1b : tégument ; 2 : niveau de décollement ; 3 : couverture ; 4 : formations post-tectoniques. N.B : d'après Terrier & Winter (2006), le chevauchement d'Eguilles (Eg) est à vergence sud mais demeure lié à l'orogénèse pyrénéenne.**



**Fig. 2.3 : Modèle cinématique de la déformation récente de la Provence figurant les déplacements en bordure du domaine provençal, ainsi que les mouvements à l'intérieur de celui-ci pour accommoder ces déplacements (d'après Champion et al., 2000).**

Notre étude a donc pour cadre une zone située à l'Ouest de Marseille sur le littoral du flanc Sud du massif de la Nerthe, depuis Ensues-la-Redonne, à l'Est, jusqu'à Martigues, à l'Ouest, et se poursuit sur la bordure Ouest de l'Etang de Berre, depuis Martigues, au Sud, jusqu'à Saint-Chamas, au Nord (**Fig. 2.4**). Dans ce chapitre, nous allons essayer de présenter une synthèse des principaux travaux concernant la stratigraphie, la sédimentologie, l'analyse séquentielle et le cadre tectonique des dépôts oligo-miocènes que nous avons étudiés. Les échelles biostratigraphiques utilisées par les différents auteurs ont beaucoup évolué depuis 1832 provoquant ainsi des changements d'âges, de limites d'étages, d'âges des premières apparitions et disparitions des marqueurs biostratigraphiques, de la définition des espèces elles-mêmes... Dans ce travail, nous essaierons systématiquement de replacer les âges et les marqueurs utilisés dans l'échelle chronostratigraphique la plus récente (Gradstein et al., 2004 et particulièrement Lourens et al., 2004 *in* Gradstein et al., 2004 pour la partie Négogène) (**Fig. 2.5**) tout en donnant la détermination d'origine. Enfin nous décrirons l'ensemble de la série oligo-miocène en prenant comme référence l'ordre stratigraphique des cartes géologiques au 50 000<sup>e</sup> d'Istres et de Martigues. Ces âges seront discutés en fonction des principales études chronostratigraphiques réalisées à ce jour. Les études principales sont synthétisées dans la **Fig. 2.6** pour le secteur du flanc sud de la Nerthe et dans la **Fig. 2.7** pour le secteur de l'étang de Berre.



TERRAINS TERTIAIRES		TERRAINS SECONDAIRES	
<b>p</b>	Pliocène : sables, argiles	<b>C7b</b>	Maestrichtien (C7a - Rognacien : calcaire, argiles, grès C7a - Bégudien : calcaire, argile, grès, poudingues, brèches)
<b>mp</b>	Formation de Valensole : conglomérats, marnes	<b>C7a</b>	
<b>m3</b>	Miocène terminal : limons, poudingues, brèches, cailloutis m3 - Vindobonien : molasse, marnes sableuses m2 - Burdigalien-Aquitainien : calcaire, molasse, grès, marnes m1 - Miocène indéfini : brèches, conglomérats	<b>C6</b>	Valdo-Fuvélien : calcaire, argiles, lignite
<b>m2</b>		<b>C4-5</b>	Coniacien-Santonien : grès, marnes gréseuses, calcaires à Rudistes
<b>m1</b>		<b>C3</b>	C3 - Turonien : marnes, grès, calcaires marneux, calcaires à Rudistes C2-2 - Cénomannien : grès, marnes, calcaires à Rudistes n7 - Albien : grès verts n-C - Albien à Turonien : sables et grès verts, sables creux
<b>g3</b>		<b>n1-3</b>	
<b>g2</b>	<b>n4</b>		
<b>g1</b>	Oligocène supérieur : calcaire, marnes, conglomérats g2 - Oligocène moyen : argiles, calcaire, dolomie, sables, poudingues, brèches, gypse, lignite g2-2 - Oligocène moyen et supérieur indéfini g - Oligocène inférieur : argile, calcaire, dolomie, sables, poudingues, brèches, gypse, lignite g - Oligocène indéfini	<b>n5</b>	

Fig. 2.4 : Extrait de la carte géologique de Marseille au 250 000<sup>e</sup> (1979).





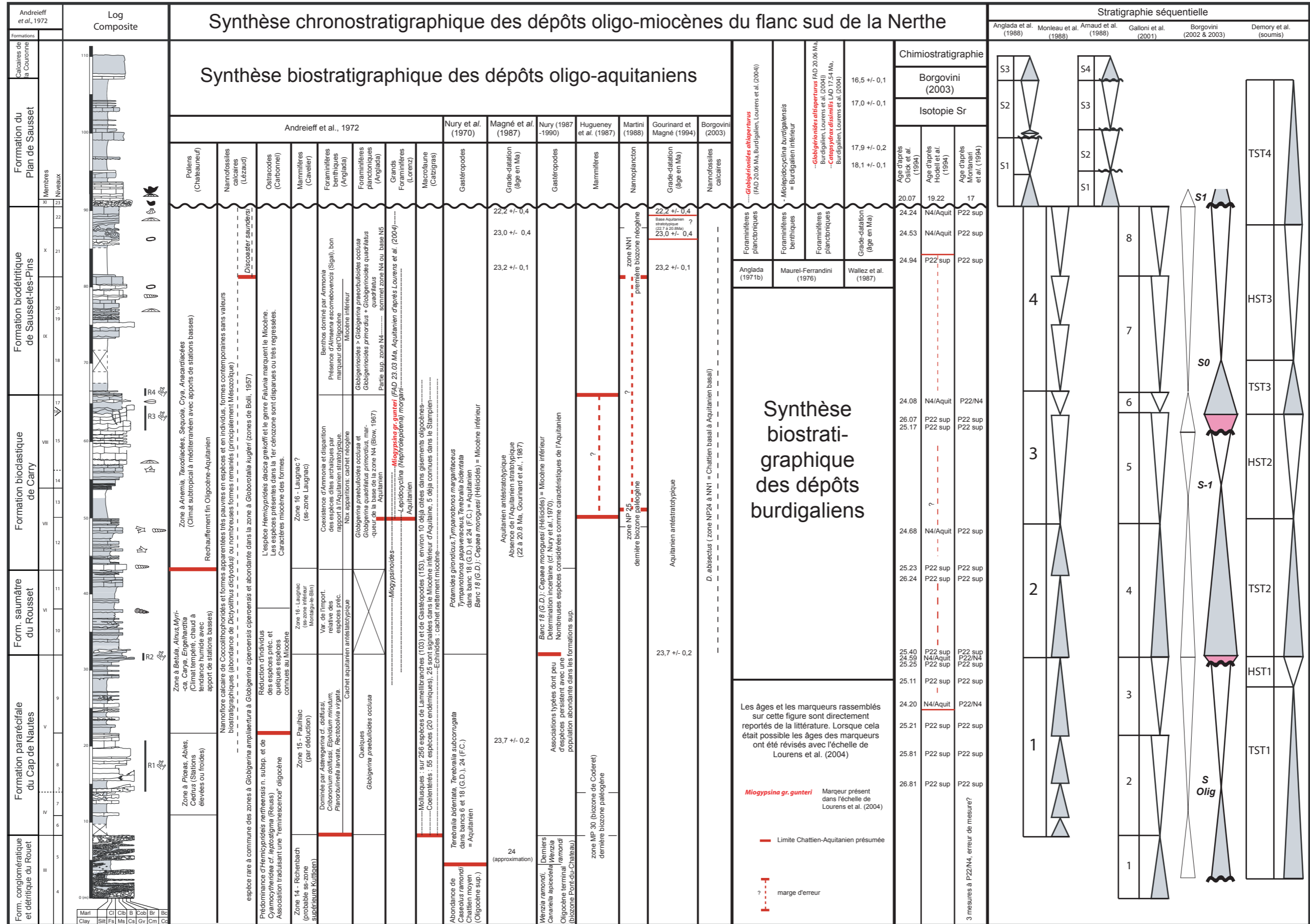


Fig.2.6 : Synthèse chronostratigraphique et séquentielle des dépôts oligo-miocènes du secteur du flanc Sud de la Nerthe modifié d'après Borgovini (2003)



## 2.2. Cadre stratigraphique

### 2.2.1. L'Oligo-Aquitaniens

Dans le secteur d'étude, les affleurements oligocènes sont restreints au flanc Sud de la Nerthe ainsi qu'au niveau de la dépression de St Julien-les-Martigues. La dépression de St Julien-les-Martigues correspond à un graben, de direction Est-Ouest, comblé par des dépôts lagunolacustres gypseux d'âge Oligocène inf. et d'une puissance d'environ 250 m (Nury, 1970 & 1988). Ces dépôts affleurent très mal et n'ont pu être reconnus que dans les platrières de Saint-Pierre (Nury, 1988). Sur le flanc Sud du massif de la Nerthe, les dépôts oligo-aquitaniens sont localisés dans la zone littorale entre Ensues-la-Redonne, à l'Est, et Sausset-les-Pins, à l'Ouest (**Fig. 2.8**). Ils affleurent de manière relativement continue sur le littoral alors que vers le Nord, l'urbanisation croissante a drastiquement réduit les affleurements. Ils ont fait l'objet de nombreuses études et en particulier d'une synthèse (Andreieff et al., 1972). Des travaux plus récents (Monleau et al., 1988 ; Galloni et al., 2001; Borgovini, 2002 & 2003 ; Demory et al., soumis) précisent la sédimentologie et le cadre séquentiel de ces séries. L'ensemble de ces études montre l'existence d'une série réduite à l'Ouest et d'une série plus épaisse, d'une puissance cumulée de 90 m, à l'Est, ainsi que la transition marin-continentale. La série la plus complète a été décrite et divisée par Andreieff et al. (1972) en sept formations, dont cinq sont d'âge Oligocène supérieur (Chattien) à Aquitaniens. Ces formations sont les suivantes depuis la base de la série jusqu'au Burdigalien (**Fig. 2.6**) :

✱ La **formation détritique du Rouet** et la formation conglomératique du Rouet sont principalement composées d'une alternance de dépôts continentaux conglomératiques polygéniques et d'argiles rouges. L'origine des éléments dans les conglomérats est multiple. La présence de clastes provenant d'un socle granito-gneissique, de grès et pélites permiennes et d'andalousites détritiques, ainsi que les directions de courant mesurées indiquent une provenance d'une zone continentale méridionale (Catzigras, 1963, Andreieff et al. 1972, Nury, 1988). Andreieff et al. (1972) considèrent l'anse du Rouet, comme la partie externe d'un delta lacustre soumise à des apports torrentiels. Dans ces niveaux, Nury (1988) remarqua la présence de grands spécimens de gastéropodes hélicidés de l'espèce *Wenzia ramondi* permettant d'attribuer un âge Oligocène terminal (Chattien). Ces formations continentales se terminent par des niveaux marneux traduisant une transgression peu marquée.

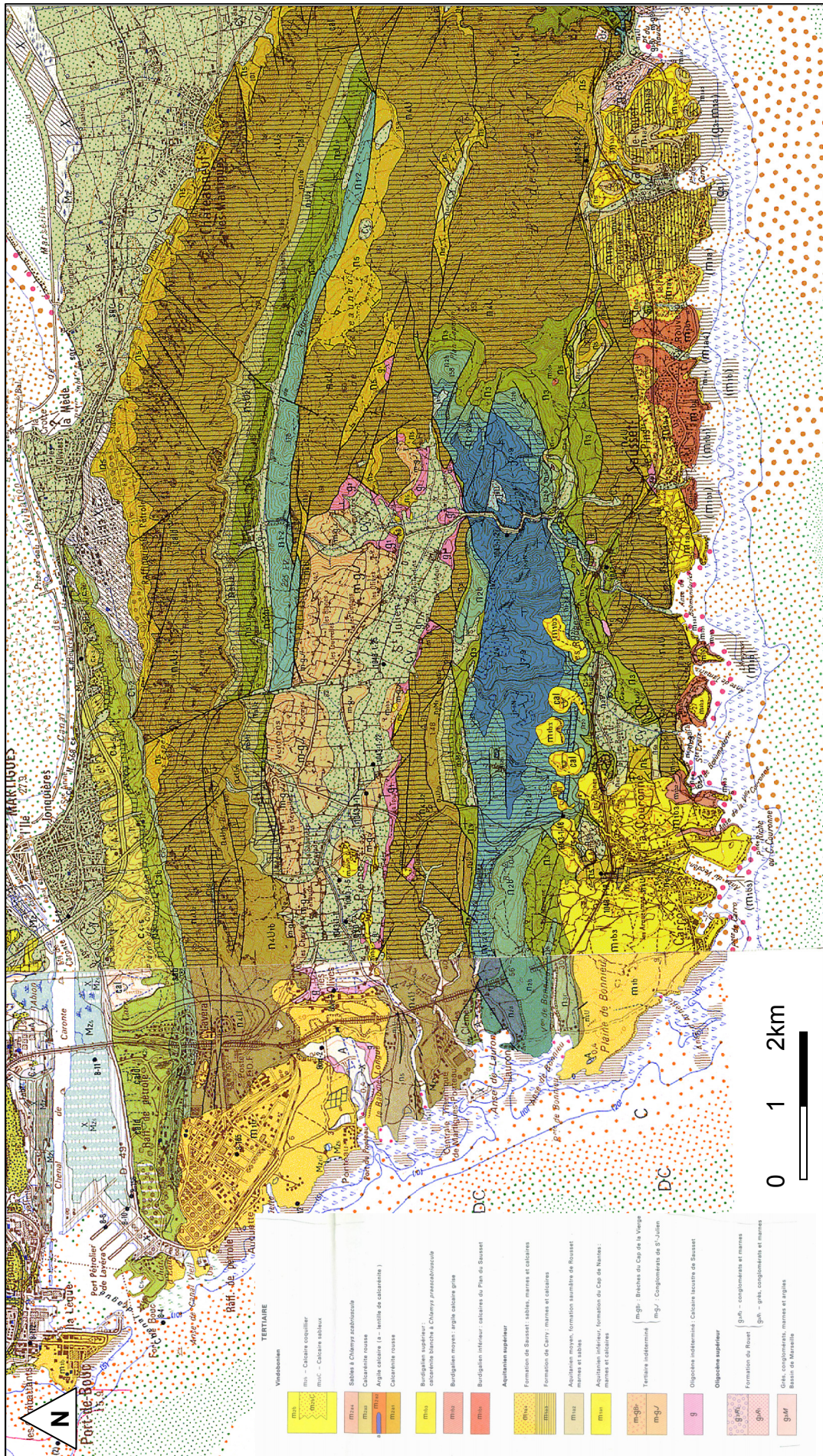


Fig. 2.8 : Extrait de la carte géologique au 50 000<sup>e</sup> de Martigues, 1975 (flanc sud de la Nerthe).

✱ La **formation pararécifale du Cap de Nautes** est caractérisée par la présence de deux niveaux récifaux lenticulaires, R1 et R2, décrits en détail dans la littérature (e.g. Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni et al., 2001). Leur extension géographique est d'ordre kilométrique et leur épaisseur peut atteindre 7 mètres. La formation pararécifale est interprétée comme étant un littoral récifal à pararécifal avec de petits récifs frangeants associés à des vasières (e.g. Andreieff et al., 1972 ; Monleau et al. 1989 & 1994 ; Nury & Thomassin, 1994 ; Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni et al. 2001 ; Borgovini, 2002 & 2003). Les dépôts de cette formation n'ont livré aucun marqueur biostratigraphique. Cependant, les formes très peu évoluées de *Globigerina praebulloides oclusa* ont conduit Anglada (1971a) et Andreieff et al. (1972) à les rattacher à un Aquitanien anté-stratotypique.

✱ La **formation saumâtre du Rousset** est principalement constituée de dépôts marno-sableux dont la base traduirait un milieu intertidal alors que le reste de la série serait un milieu lagunaire de type vasière sous influence d'eau douce (Andreieff et al., 1972).

✱ La **formation bioclastique de Carry** débute par des calcaires bioclastiques dont un niveau repère roux très riche en turritelles (gastéropodes) est présent sur plusieurs kilomètres. Au sein de ces calcaires, on notera aussi la présence de niveaux à bryozoaires adéoniformes du genre *Smittina* traduisant ici une bathymétrie comprise entre 20 et 40 mètres (dét. P. Moissette in Borgovini, 2002). Au-dessus, d'après Andreieff et al. (1972), la base des marnes contient les premiers marqueurs de la zone N4 de Blow (1969) : l'association *Globigerina praebulloides oclusa* / *Globigerinoides quadrilobatus primordius*. Même si cette zone indique un âge Aquitanien d'après Lourens et al. (2004), les associations utilisées dans l'étude d'Andreieff et al., (1972) ne sont plus interprétées comme marqueurs de la biozone N4. La validité des marqueurs de l'échelle utilisée par les auteurs à l'époque (Blow, 1969) s'appuyant sur du matériel provenant des Caraïbes à été remise en cause en particulier pour le domaine téthysien (e.g. Kennett & Srinivasan, 1983). Ces marqueurs ont d'ailleurs été abandonnés dans les échelles chronostratigraphiques de Berggren et al. (1995) et plus récemment dans Lourens et al. (2004). L'âge des marnes ne peut donc être défini par les foraminifères planctoniques. Cependant, d'après Andreieff et al. (1972), un échantillon prélevé juste au-dessous des marnes livrera l'espèce de grand foraminifère benthique *Miogypsina gr. gunteri* dont la FAD à 23.03 Ma marque le début de l'Aquitaniens d'après Lourens et al. (2004). La formation se termine par un troisième et dernier épisode récifal aquitanien R3 (Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni et al. 2001).

✱ La **formation biodétritique de Sausset** est constituée de deux principaux niveaux marneux (« Marnes de la Tuilière » et « Marnes de la Vaquette ») séparés par des calcaires bioclastiques. En termes d'environnement, cette formation pourrait correspondre à des dépôts d'environnement littoraux à tendance lagunaire, voire pararécifaux (Andrieuff et al., 1972). Ces derniers notent la présence de *Globigerinoides quadrilobatus primordius* et de *Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus* qui indique, d'après Blow (1969), la partie supérieure de la zone N4 soit un âge Aquitanien moyen d'après Lourens et al. (2004). Le sommet de la formation contient *Globorotalia (T.) peripheroronda forma a* suggérant le sommet de la zone N4 ou le début de la zone N5 soit un âge Aquitanien moyen à supérieur d'après Lourens et al. (2004). La formation biodétritique est donc d'après les associations de foraminifères planctoniques une formation aquitanienne (Andrieuff et al., 1972). A l'instar de la formation bioclastique de Carry, les associations utilisées ici ne sont plus interprétées comme marqueur des zones N4 et N5 par Lourens et al. (2004) et ne peuvent donc plus servir de point d'ancrage chronostratigraphique.

Dans ces dépôts, ainsi qu'au niveau du Cap Janet dans le bassin de Marseille, la position de la limite Oligocène-Aquitanien, et donc l'existence d'un Aquitanien anté-stratotypique, ont été l'objet de controverses dans la littérature:

- Des grade-datations, obtenues au niveau des premiers niveaux récifaux et sous le conglomérat burdigalien, comprises entre 23.7 et 22.2 Ma ont été interprétées par les auteurs comme Aquitanien ante-stratotypique (Magné et al., 1987 ; Gourinard & Magné, 1994)

- Hugueney et al. (1987), sur les mêmes affleurements et sur la base de l'étude de mammifères placent la limite oligo-aquitanienne à la base de la formation bioclastique.

- Monleau et al. (1988), sur la base d'une interprétation séquentielle et des grade-datations citées précédemment, proposent l'absence de dépôts d'âge Aquitanien sur le flanc Sud de la Nerthe. Selon les auteurs, le conglomérat burdigalien du Plan de Sausset reposerait directement sur l'Oligocène.

- Nury (1994) place la limite oligo-aquitanienne au sommet de la formation bioclastique de Carry sur la base des gastéropodes (Nury et al., 1971 ; Nury, 1988).

- Borgovini (2003) a réalisé plus récemment un travail de synthèse intégrant biostratigraphie (foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires), chimiostratigraphie ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) et analyse séquentielle. La chimiostratigraphie donnant des résultats incertains voire contradictoires et la biostratigraphie n'étant pas assez précise, l'auteur propose de placer la

limite oligo-aquitaniennne dans le même intervalle stratigraphique que celui défini par Andreieff et al. (1972) soit à la base de l'Aquitanienn anté-stratotypique.

On notera la présence de niveaux datés de l'Aquitanienn par Dexcôté (2001) auparavant considéré comme Burdigalien au niveau de Fos (cf. détail paragraphe suivant). Signalons aussi, la présence d'Aquitanienn continental à traces de racines relevée par Besson (2005), Besson et al. (2005), Parize et al. (2007) au niveau d'Istres. Toutefois, dans la littérature, il n'existe pas d'argument chronostratigraphique en faveur de cette hypothèse. Sur la carte géologique au 50 000<sup>e</sup> d'Istres (1975), ces dépôts sont corrélés avec les 400 mètres de dépôts continentaux du Crétacé supérieur (Bégudien).

Malgré les nombreux travaux réalisés et du fait d'une préservation souvent faible des organismes, les âges déterminés de manière robuste pour les séries oligo-aquitaniennes restent rares et uniquement basés sur les grands foraminifères benthiques (**Fig. 2.6**). La limite oligo-aquitaniennne quant à elle demeure toujours incertaine.

### 2.2.2. Le Burdigalien – Langhien

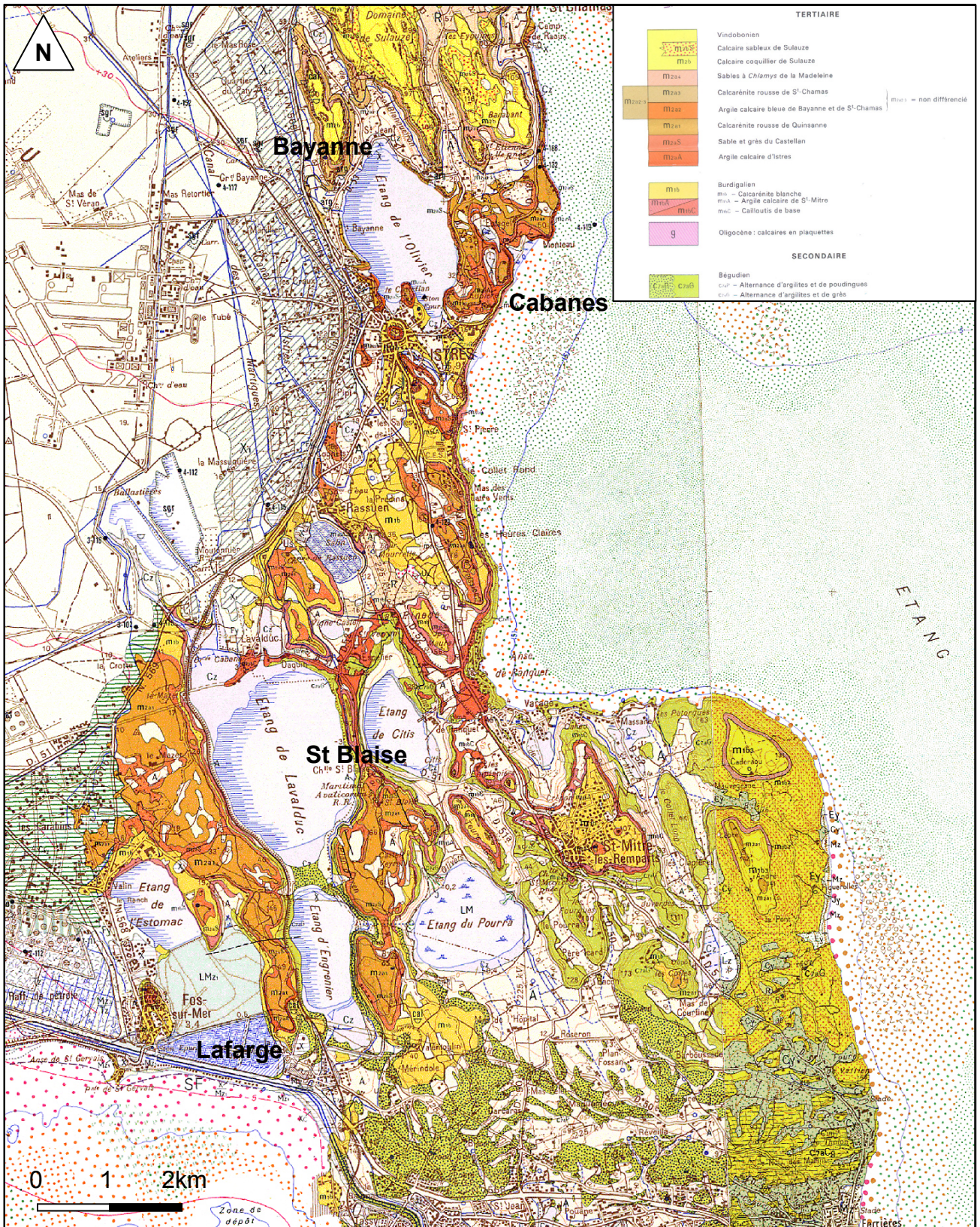
Notre travail ne portait à l'origine que sur le Burdigalien, cependant en raison des fluctuations de la limite Burdigalien-Langhien, nous décrirons dans cette partie des dépôts considérés antérieurement comme Langhien et attribuables au Burdigalien supérieur dans l'échelle de Lourens et al. (2004). Les dépôts burdigaliens sont présents sur le flanc Sud du massif de la Nerthe de l'Ouest de Sausset-les-Pins jusqu'à Port-de-Bouc ainsi que sur la partie ouest de l'étang de Berre, de la commune de Fos-sur-Mer jusqu'à la berge Nord de l'étang de l'Olivier au Nord de la commune d'Istres (**Fig. 2.9**). Après les travaux de Combaluzier (1932), une synthèse des dépôts burdigaliens a été réalisée par Maurel-Ferrandini (1976) et plus récemment, ces dépôts ont fait l'objet d'une nouvelle étude (Dexcotté, 2001).

Au niveau du flanc Sud du massif de la Nerthe, le Burdigalien possède un pendage légèrement SO à subhorizontal et repose en discordance sur l'Aquitanienn sous-jacent ou sur l'Urgonien à partir de la localité de la Couronne jusqu'à Port-de-Bouc. Le Burdigalien inférieur correspond à la formation du Plan de Sausset décrite par Andreieff et al. (1972). Cette formation repose en discordance angulaire sur les dépôts antérieurs et débute par un calcaire bioclastique parfois récifal (Maurel-Ferrandini, 1976) dont la base est parfois un conglomérat polygénique. Anglada (1971b) attribue ces dépôts à la partie médiane de la zone

N5 de Blow (1969) (Burdigalien inférieur d'après Lourens et al. (2004) sur la présence de *Globigerinoides altiapertura* et l'absence de *Globigerinoides primordius* et *Globigerinoides trilobus*. Dans cette association, seule l'espèce *Gs. altiapertura* marque le Burdigalien avec une FAD à 20.05Ma. A la base de cette formation, Maurel-Ferrandini (1976) met en évidence la présence de *Miolepidocyclina burdigalensis*, grand foraminifère benthique marqueur stratigraphique du Burdigalien. Notons qu'une dent de *Rhinoceratidae* : *Dicerorhinus tagicus* (Roman) a été identifiée dans ces conglomérats (Catzigras et al., 1971). Selon les auteurs : « Stratigraphiquement, le rhinocéros de Carry se situe à la limite Aquitanien-Burdigalien, c'est-à-dire au dessus de la zone de Paulhiac, et sensiblement dans les niveaux de Laugnac ». Même si le grand foraminifère benthique *Miolepidocyclina burdigalensis* et la dent de *Rhinoceratidae* ne sont pas recalibrés dans Lourens et al. (2004) leur âge n'en est pas moins cohérent avec la présence de *Gs. altiapertura*. De plus, au niveau de la pointe des Tamaris, à Sausset-les-Pins, les marnes présentes stratigraphiquement au-dessus des calcaires de base renferment les foraminifères planctoniques *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides altiapertura* et *Catapsydrax dissimilis* rattachés à la zone N6 de Blow (1969) soit Burdigalien moyen d'après Maurel-Ferrandini (1976). Cette association indique une gamme de temps comprise dans le Burdigalien entre 20.05 et 17.54 Ma correspondant respectivement au FAD de *Gs. altiapertura* et LAD de *C. dissimilis* (d'après Lourens et al. 2004). Ces marnes sont surmontées par des calcaires bioclastiques qui correspondent à la plus récente des formations décrites par Andreieff et al. (1972), celle des calcaires de la Couronne. Ces dépôts bien triés présentent des clinofformes orientés vers le Nord indiquant un milieu tidal avec un fort hydrodynamisme. Leur âge est imprécis en raison de l'absence de marqueur biostratigraphique. D'après la carte géologique au 50 000<sup>e</sup> (Istres et Martigues), ces dépôts sont encore burdigaliens, mais sur la base d'une analyse séquentielle un âge Langhien a également été proposé (Anglada et al. 1988 & Arnaud et al., 1988).

L'attribution des âges au niveau de ce secteur reste problématique. En effet, les apparitions et extinctions des foraminifères utilisés par Anglada (1971b) et Maurel-Ferrandini (1976) ne sont pas systématiquement reprises dans l'échelle de Lourens et al. (2004). Même si l'apparition de *Globigerinoides altiapertura* marque toujours le Burdigalien inférieur (mais pas la limite Aquitanien-Burdigalien), l'extinction de *Globigerinoides primordius* n'est plus considérée et l'apparition de *Globigerinoides trilobus* se produit au cours de l'Aquitanien. Enfin, l'espèce *Catapsydrax dissimilis* est certes présente au Burdigalien moyen mais aussi durant tout le début du Burdigalien. En conséquence, les séries sont d'âge Burdigalien sans plus de précision du fait des données biostratigraphiques insuffisantes.





Le Miocène présent à l'Ouest de l'étang de Berre repose sur le Crétacé supérieur continental (Béguvien) qui présente un pendage NO. D'après la carte géologique d'Istres (1975), ces dépôts sont horizontaux et tabulaires. En relation avec des problèmes de corrélations, Maurel-Ferrandini (1976) a fait l'hypothèse de l'existence de deux failles NNO-SSE, l'une à l'Est de Saint Mitre-les-Remparts et l'autre passant au niveau des étangs de Lavalduc et Engrenier qui limiteraient un bloc central affaissé (**Fig. 2.10**). Sur la base d'une étude sédimentologique et séquentielle, Dexcôté (2001), proposant un schéma de corrélations différent, est un des premiers auteurs à rattacher les dépôts miocènes de ce secteur aux remplissages de réseaux de vallées incisées. Ce réseau sera ensuite étudié en détail et étendu à l'ensemble du bassin du Sud-Est (Besson, 2005 ; Besson et al., 2005 ; Parize et al., 2007). Dans ce secteur, les premiers dépôts burdigaliens (Cailloutis de base ou Biocalcirudite graveleuse de Lavalduc d'après la carte géologique au 1/50 000° d'Istres, 1975) peuvent être observés dans les localités suivantes : les Heures Claires, St Blaise et St Mitre-les-Remparts (**Fig. 2.9**). Ce sont des calcaires bioclastiques localement conglomératiques ou récifaux comme sur le flanc Sud de la Nerthe (Maurel-Ferrandini, 1976). D'après la carte géologique 1/50 000° d'Istres (1975), ils reposent en discordance sur des dépôts continentaux du Crétacé supérieur (Béguvien). D'après Besson (2005), ils reposeraient également en discordance angulaire sur des dépôts continentaux d'âge Aquitanien le long du littoral de l'étang de Berre au niveau de la ville d'Istres. Ils constitueraient donc la base du remplissage d'un premier réseau d'âge burdigalien (Besson et al. 2005 ; Parize et al., 2007). Cependant il faut noter que l'âge de ces dépôts est mal contraint car il est basé uniquement sur des corrélations faciologiques avec le Burdigalien du flanc sud de la Nerthe (Maurel-Ferrandini, 1976).

Les marnes gréseuses sus-jacentes (Argile calcaire de St Mitre d'après la carte géologique au 1/50 000° d'Istres, 1975) sont datées du Burdigalien inférieur par Combaluzier (1932) à partir de la malacofaune (espèces principales : *Chl. radians* (Poli, 1975); *Chl. disprosora* (Fontannes, 1878), *Chl. pavanacea* (Fontannes, 1878), *Chl. seniensis* (Lamarck, 1920), *Chl. multistriata* (Poli, 1795), *Flab. fraterculus* (Sowerby, 1841) var. *avaticus*, *Flab. hermansensi* (Dunker, 1911)). Ces marnes seront ensuite rattachées au Burdigalien moyen par corrélation avec les marnes de la pointe des Tamaris (Maurel-Ferrandini, 1976). Aucun foraminifère planctonique marqueur a été décrit dans ces marnes. Dans la région de Fos-sur-Mer cette unité correspond à une alternance de calcaires gréseux bioclastiques et de marnes à huîtres. L'ensemble des dépôts est considéré comme lagunaire, les faciès caractérisant une bathymétrie qui ne dépasse pas la plate-forme moyenne (Dexcôté, 2001). Ces marnes à huîtres



ont été rattachées à la zone NN1 sur la base du nannofossile *Helicosphaera recta* (com. pers. P. Masse, in Dexcoté, 2001). Cette zone indique l'Aquitaniens inférieur d'après l'échelle chronostratigraphique de Lourens et al. (2004). On notera toutefois que la LAD du marqueur *Helicosphaera recta* était définie comme la limite biozonale NP25/NN1 soit Oligocène/Aquitaniens d'après Martini (1971) et remplacée par la LAD de *Reticulofenestra bisecta* par Berggren et al. (1995) du fait de sa rareté. De plus, cet événement est considéré, en Méditerranée, comme diachrone et pas assez fiable pour des corrélations biostratigraphiques (Fornaciari & Rio, 1996).

Au-dessus de ces marnes, reposent des calcaires bioclastiques riches en algues rouges (rhodolithes), et en bryozaires (Calcarénite blanche d'après la carte géologique au 1/50 000° d'Istres, 1975). Ces calcaires constituent la dernière unité du Burdigalien d'après la carte géologique d'Istres (1975). Ils ont été attribués au Burdigalien supérieur d'après les assemblages de malacofaune et notamment sur la présence et l'abondance de *Chlamys praescabriuscula* (Röding, 1798), *Gigantopecten ziziniæ* (Blanckenhorn, 1901), *Spondylus crassicosatus*, *Flab. galloprovincialis* (Matheron, 1842), *Flab. tournali* (De Serres, 1897) (e.g. Combaluzier, 1932 ; Mongin, 1956 ; Maurel-Ferrandini, 1976). Vers la base et le sommet de ces dépôts, des platiers à huîtres (*Ostrea squarrosa*, De Serres) peuvent se développer. Ces calcaires affleurent dans tout le secteur des étangs et peuvent être caractérisés par des dunes, d'une hauteur métrique à plurimétrique, indiquant des environnements de dépôts dominés par l'action tidale avec un hydrodynamisme important ; l'émersion aux niveaux des platiers à huîtres n'est pas exclue (Dexcoté, 2001). On notera la présence de bioaccumulation d'*Isognomon soldanii* (Deshayes) sous forme de lentille pouvant atteindre 7 m d'épaisseur au niveau de la berge Ouest de l'étang d'Engrenier (Maurel-Ferrandini, 1976). Sur la base des faciès, cette calcarénite est corrélée avec « les Calcaires de la Couronne » d'après la carte géologique au 50 000° d'Istres (1975) et Maurel-Ferrandini (1976). Au contraire, Parize et al. (2007) corrélient ces niveaux à une barre bioclastique décimétrique présente au sein des marnes de la formation du Plan de Sausset leur donnant ainsi un âge Burdigalien moyen d'après leur canevas séquentiel.

Ces calcaires sont surmontés par des marnes argileuses nommées « Argile Calcaire d'Istres » et datées du Vindobonien d'après la carte géologique 1/50 000° d'Istres (1975). Elles ont une extension très réduite et sont visibles uniquement aux lieux-dits Estagel et carrière Lafarge (**Fig. 2.9**). Anglada et al. (1974) et Maurel-Ferrandini (1976) décrivent des

*Globigerinoides sicanus* dans les marnes de Lafarge interprétant ainsi la zone N8 de Blow (1969) soit un âge Langhien avec l'échelle chronostratigraphique en vigueur à l'époque soit un âge Burdigalien supérieur/Langhien selon Lourens et al. (2004). Ces marnes visibles à la carrière de Lafarge sont rattachées aux marnes de la carrière de Bayanne (Besson et al., 2005 & Parize et al., 2007). Les marnes d'Estagel n'ont pas fait l'objet d'étude chronostratigraphique publiée. Ces marnes, d'après les interprétations séquentielles d'Anglada et al. (1988), Besson et al. (2005) et Parize et al. (2007), se corrèleraient avec la partie supérieure des marnes des Tamaris, de la formation de Plan de Sausset sur le flanc Sud de la Nerthe. Cette corrélation leur confère, d'après les auteurs, un âge Burdigalien antérieur aux marnes de Lafarge et de Bayanne. Ainsi, les marnes argileuses nommées « Argile Calcaire d'Istres » seraient diachrones : les marnes au niveau de Lafarge seraient postérieures à celles présentes au niveau d'Estagel.

Cependant, il est à noter qu'à l'époque des travaux, la distinction entre les genres *Globigerinoides* et *Preorbulina* n'était pas encore clairement établie. Il semblerait donc que les spécimens identifiés sous le nom de *Globigerinoides sicanus* par Maurel-Ferrandini (1976) puissent également correspondre à *Globigerinoides bisphaericus* (com. pers. Ferrandini, 2007). En effet, d'après Chaisson & Leckie (1993), *Globigerinoides sicanus* serait une espèce synonyme de *Globigerinoides bisphaericus* espèce intermédiaire entre *Globigerinoides trilobus* et *Preorbulina sicana*. L'âge déterminé serait alors antérieur à la zone N8 de Blow (1969) donc antérieur au Burdigalien supérieur d'après Lourens et al. (2004). Les marnes de la carrière de Lafarge ne sont donc pas nécessairement plus récentes que celles d'Estagel.

Les épisodes marneux précédents passent progressivement à des sables quasiment azoïques modérément indurés, bien développés à Estagel et à Lafarge. Ces sables dits « Sables et grès du Castellon » (carte géologique 1/50 000° d'Istres ; 1975) n'ont pas encore été directement datés. De tels dépôts pourraient traduire un milieu d'avant-plage (Dexcôté, 2001). Elles sont surmontées par des calcaires bioclastiques rarement conglomératiques (« Calcarénite rousse de Quinsanne » d'après la carte géologique 1/50 000° d'Istres ; 1975). Ces calcaires de plusieurs mètres d'épaisseur, très riches en débris de mollusques, sont en contact érosif sur les sables sous-jacents (Besson, 2005 ; Besson et al., 2005 ; Parize et al., 2007). Cette surface d'érosion est particulièrement bien visible sur les bords de l'étang de l'Olivier (NO d'Istres) et au niveau de la carrière de Lafarge. Les structures sédimentaires complexes et le contenu biologique de ce calcaire indiqueraient un dépôt en milieu tidal à forte énergie (Dexcôté, 2001).

Cette barre tidale est surmontée par une trentaine de mètres d'argile calcaire visible uniquement dans la carrière de Bayanne (notée « Argile bleue de Bayanne et de St Chamas » d'après la carte géologique 1/50 000° d'Istres, 1975). Un niveau à racines de palétuviers sous une petite barre tidale au sein de ces marnes a été décrit par Colomb (1965) indiquant un environnement de mangrove et lagunaire. Elles correspondraient au remplissage d'un second système de vallées incisées (Besson et al., 2005). Ces marnes datées du Vindobonien d'après la carte géologique d'Istres (1975) ont été redatées du Langhien sur la présence de *Preorbulina sicana* dans la partie inférieure de la coupe (Jiménez-Moreno et al. 2002). L'âge correspond au Burdigalien supérieur si l'on considère l'apparition de *Preorbulina sicana* à 16.97 Ma d'après Lourens et al. (2004). L'âge de la série a pu être précisé à l'aide de datations isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de Dexcôté (2001). En effet, la partie médiane de la coupe est datée à 16.23 Ma soit Burdigalien supérieur et la barre bioclastique au sommet de la carrière à 14.90 Ma soit un âge Langhien d'après Lourens et al. (2004). Ce dernier âge est cohérent avec la présence d'une *Orbulina universa* identifiée dans des marnes sus-jacentes (Anglada, 1987) et dont la FAD datée à 14.74 Ma indique la base de la zone N9 de Blow (1969) qui correspond au Langhien moyen d'après Lourens et al. (2004). La surface entre les marnes supérieures de la carrière Bayanne et la barre bioclastique datée à 14.90 Ma marque la limite supérieure, temporelle et géographique, de notre étude.

### 2.3. Cadre stratigraphique séquentiel

Dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe, de nombreuses interprétations séquentielles des séries oligo-miocènes ont été réalisées et sont résumées dans la **Fig. 2.6** (e.g. Anglada et al., 1988 ; Arnaud et al., 1988 ; Monleau et al. 1988; Galloni et al., 2001 ; Borgovini 2002 & 2003). L'ensemble des auteurs s'accorde pour admettre l'existence d'une séquence de second ordre rassemblant l'ensemble des dépôts oligo-miocènes de Basse Provence. D'après Borgovini (2003), cette séquence de 2<sup>ème</sup> ordre serait caractérisée par la transgression marine du Chattien supérieur, une surface d'inondation maximale au niveau des marnes de la carrière de Bayanne et un cortège de haut niveau marin se terminant avec les derniers niveaux tortonien. Au sein de cette séquence du 2<sup>ème</sup> ordre, un certain nombre de séquences de 3<sup>ème</sup> ordre ont été reconnues. Même si le nombre de séquences varie selon les auteurs, certaines limites de séquences sont communes et principalement localisées au niveau des épisodes récifaux (R1 à R3 in Galloni et al. 2001 ; **Fig. 2.6**) et au niveau de la limite aquitano-burdigalienne (Monleau et al., 1988 ; Galloni et al., 2001 ; Borgovini, 2002 ; Demory et al.,

soumis). En revanche, il faut souligner que le type de séquence proposé dans la littérature varie de manière importante, depuis des séquences uniquement transgressives ou régressives (Monleau et al., 1988) jusqu'à des séquences T/R simples (Galloni et al., 2001 ; Borgovini, 2002 ; Demory et al., soumis) ou avec régression forcée (Borgovini, 2003). Un calage de ce calendrier séquentiel sur la charte de Haq et al. (1987) n'a pu être proposé que pour les séquences burdigaliennes en raison du manque de marqueur chronostratigraphique dans les séries oligo-aquitaniennes. Ainsi, il a été proposé que les 3 séquences burdigaliennes reconnues correspondent aux séquences TB 2.1, TB 2.2 et TB 2.3 (Anglada et al., 1988 ; Arnaud et al., 1988). Arnaud et al. (1992) proposeront une corrélation de ces séquences burdigaliennes avec celles de Corse et de la Sardaigne septentrionale. Pour la stratigraphie séquentielle du secteur des étangs, Dexcôté (2001) sera un des premiers à établir le cadre séquentiel en 5 séquences du secteur des étangs. On notera toutefois la non prise en compte de 20 mètres de série (**Fig. 2.7**). Les séquences sont découpées principalement en fonction de la lithologie avec les niveaux plutôt carbonatés interprétés en cortège transgressif et les corps argileux plutôt en cortège de haut niveau. Ce cadre sera corrigé, amélioré et intégré directement à l'échelle globale du golfe rhodano-provençal (Demarcq, 1962 & 1970) ou bassin molassique rhodano-provençal (Rubino et al., 1990 ; Rubino et al., 2002, Besson 2005 ; Besson et al., 2005 ; Rubino et al., 2007), et donc également de la Basse Provence. Ce calendrier séquentiel unique ainsi proposé (Dexcôté, 2001, Besson, 2005 ; Besson et al., 2005 ; Parize et al. 2007) comprend aussi un nouveau calage pour le secteur du flanc sud de la Nerthe. Ce calendrier séquentiel faisant appel aux concepts d'Exxon (Vail et al., 1977, 1987 & 1991) découpe en 6 séquences principales l'ensemble des séries d'âge Oligocène à Langhien. D'après Besson (2005) et Parize et al. (2007), les limites de séquences correspondent à des émergences plus ou moins marquées à l'échelle du Bassin Molassique Rhodano-Provençal. Dans ce découpage, d'après Parize et al. (2007), les cortèges transgressifs sont principalement représentés par un complexe de barres tidales et les cortèges de hauts niveaux marins par un ensemble détritique fin progradant granocroissant et stratocroissant dominé par la dynamique des vagues de tempête et/ou de beau temps. Cependant, il faut noter que l'âge de ces séquences est parfois mal contraint en raison du manque de marqueurs chronostratigraphiques. Le découpage séquentiel fut ainsi amélioré au cours du temps intégrant les nouvelles données chronostratigraphiques et les nouveaux concepts (e.g. concepts des régressions forcées par Posamentier et al., 1992). Une synthèse de ce calendrier séquentiel à l'échelle de la Basse Provence est représentée sur la **Fig. 2.11**. Cette synthèse est réalisée à partir des derniers travaux sur la stratigraphie séquentielle intégrant les

Séquence de dépôts (Borgovini, 2003; Parize et al., 2007)		Décrites par:	Secteur du flanc sud de la Nerthe	Secteur des étangs	Dénomination dans Parize et al. (2007)	Age d'après les auteurs	Marqueurs recalibrés d'après Lourens et al. (2004)
			Lithologie	Lithologie			
S Olig	TST	Borgovini, 2003	<u>Port du Rouet</u> : Marnes sableuses et conglomérats partie sup. de la form. Détritique du Rouet	ND		Oligocène	
	HST		<u>Cap de Nautès</u> : Niveau récifal R1, fin du cortège au niveau de la base du récif R2				
S -1	FR	Borgovini, 2003	<u>Cap de Nautès</u> : Niveau récifal R2, emersion au sommet du récif (Andreieff et al. (1972)	ND		Oligocène	
	TST	Borgovini, 2003 Dexcôté, 2001	<u>Cap de Nautès</u> : base = niveau à galets, puis marnes silteuses, calcaires argileux et enfin calcaire bioclastique à bryozoaires	<u>Fos</u> : Calcaires gréseux bioclastiques reposant directement sur le Bégudien	<u>Fos</u> : Calcaires et Marnes de Fos	Oligocène à Aquitanien	
	HST	Borgovini, 2003 Dexcôté, 2001	<u>Cap Rousset</u> : marnes	<u>Fos</u> : Marnes à huîtres		Aquitanien	<i>M. gunteri</i> FAD 23.03 Ma, Aquitanien Lourens et al. (2004)
S0	FR	Borgovini, 2003	<u>Anse de la Tuilière</u> : Niveau récifal R3	ND		Aquitanien	
	TST	Borgovini, 2003 Dexcôté 2001 Besson, 2005	<u>Anse de la Tuilière</u> : base = niveau très bioturbé + blocs calcaires à faciès urgonien, calcaires lumachelliques à lucines, partie inférieure des marnes de la Tuilière	<u>Fos</u> : Calcaires grossiers lumachelliques <u>Istres</u> : Calcaire gréseux, marnes, présence de paléosol	<u>Fos</u> : Calcaires et Marnes de Fos	Aquitanien	
	HST	Borgovini, 2003 Dexcôté, 2001	<u>Anse de la Tuilière à l'anse du Grand rouveau</u> : partie supérieure des marnes de la Tuilière, calcaire bioclastique, "marnes de la Vaquette" (Est de l'Espéron), calcaire gréseux, calcaire biodétritique	<u>Fos</u> : marnes puis alternances siltto-sableuses		Aquitanien	
S1	TST	Anglada et al. (1988) Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	<u>Pointe des Tamaris</u> : Conglomérat polygénique puis calcaires bioclastiques	<u>Berge ouest de l'étang des Heures au Sud de Monteau (Cabanes), St Blaise</u> : Calcaire bioclastique à base localement conglomératique	<u>Nerthe</u> : Formation du Plan de Sausset <u>Etang</u> : Calcarénite des Quatre Vents	Burdigalien	
	HST	Anglada et al. (1988) Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	<u>Pointe des Tamaris</u> : Marnes	<u>Heures Claires, St Blaise</u> : Marnes silteuses	<u>Nerthe</u> : partie inférieure des Marnes des Tamaris <u>Etang</u> : Marnes d'Istres	Burdigalien	<i>Catapsydrax dissimilis</i> , LAD 17.54 Ma Gs. altiapturus, FAD 20.06 Ma Burdigalien, Gradstein et al. (2004)
S2	TST	Anglada et al. (1988) Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	<u>Pointe des Tamaris</u> : Calcaires sableux à moules internes de bivalves	<u>Présent globalement sur l'ensemble du secteur des étangs limité au Sud au plateau de la Méridole et au Nord au Sud de l'étang de l'Olivier</u> : Calcaire bioclastique riche en rhodolithes et bryozoaires	<u>Nerthe</u> : partie supérieure des Marnes des Tamaris <u>Etang</u> : Calcarénite Blanche	Burdigalien	
	HST	Anglada et al. (1988) Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	<u>Pointe des Tamaris</u> : marnes	<u>Monteau, Estage</u> (au sud-est de l'étang de l'Olivier): Marnes bleues puis sables bioturbés	<u>Nerthe</u> : partie supérieure des Marnes des Tamaris <u>Etang</u> : Marnes de St Chamas et Sable du Castellan	Burdigalien	
S3	FR	Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	<u>Pointe des Tamaris</u> : Correspond à des paléosols au sommet des marnes précédentes d'après Parize et al. (2007)	<u>Monteau, Estage</u> (au sud-est de l'étang de l'Olivier): Calcaires bioclastique	<u>Etang</u> : Cacarérite de Quinsanne	Burdigalien Terminal ou Langhien	
	TST	Anglada et al. (1988) Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	<u>Pointe des Tamaris</u> : Calcaire bioclastique à caractère tidal	<u>Lafarge</u> : Marnes sableuses à rides de courant <u>Bayanne</u> : Marnes bleues	<u>Nerthe</u> : Molasse de la Couronne <u>Etang</u> : partie inf. des Marnes de Bayanne	Langhien	<i>P. scan a</i> , FAD 16.97 Ma Burdigalien, Lourens et al. (2004)
	HST	Besson et al. (2005) Besson (2005) Parize et al. (2007)	Non préservé	<u>Bayanne</u> : Marnes Bleues	<u>Etang</u> : partie sup. des Marnes de Bayanne	Langhien	

Fig. 2.11 : Synthèse du cadre séquentiel du bassin rhodano-provençal pour la période Oligocène à Langhien



dernières datations chronostratigraphiques. Nous détaillerons brièvement ci-après le contenu de ces séquences.

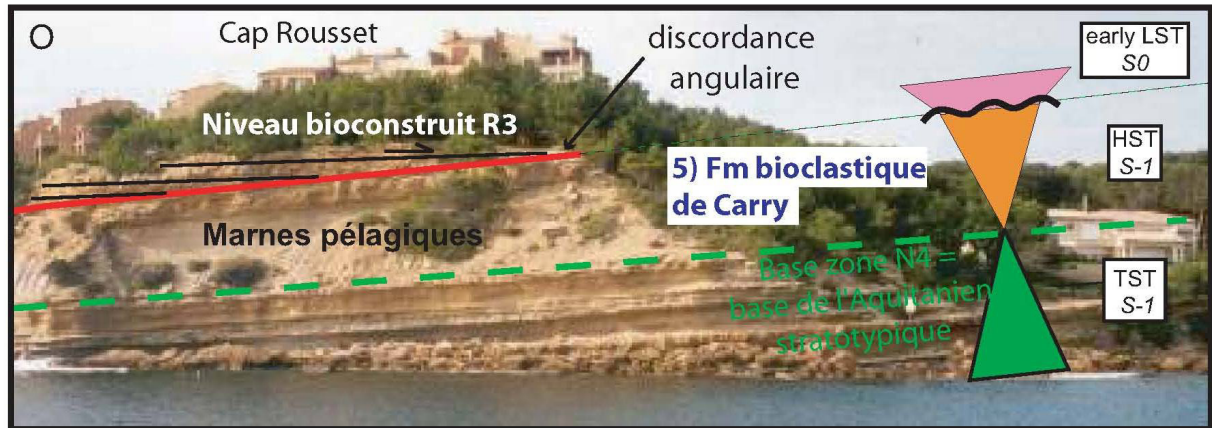
**Séquence SOLig** : Séquence correspondant à la transgression Oligocène supérieur d'après les auteurs. Présente uniquement sur le flanc sud de la Nerthe, cette séquence possède une répartition géographique limitée.

**Séquence S-1** : Cette séquence débute par un niveau récifal. D'après Borgovini (2003), le caractère ondulant de la base du récif contrastant avec les dépôts fins sous-jacents, la tendance de ce dernier à remplir des dépressions et sa disparition vers l'Ouest traduirait un cortège de régression forcée décrit uniquement dans le secteur du flanc sud de la Nerthe (**Fig. 2.12**). Le reste de la séquence présente une grande variété de faciès (calcaire récifal, calcaire bioclastique, marnes ; grès). Sur le flanc sud de la Nerthe, cette séquence traduit un milieu marin franc avec des séries cumulées d'une puissance de l'ordre de la trentaine de mètres alors que dans le secteur des étangs, elle est représentée par des dépôts traduisant des milieux lagunaires d'une puissance de l'ordre de 5m. Dans le secteur de la Nerthe, l'âge Aquitanien est attribué à la fin du cortège transgressif et dès le début de celui-ci dans le secteur des étangs.



Fig. 2.12 : Régression forcée S-1 sur le flan Ouest du cap de Nautes d'après Borgovini (2003).

**Séquence S0** : À l’instar de la séquence S-1, cette séquence aquitanienne débute par un niveau récifal qui d’après Borgovini (2003) représenterait une régression forcée (**Fig. 2.13**). Selon l’auteur, la base du récif présente une importante surface d’érosion, en légère discordance avec les dépôts sous-jacents, et son sommet une surface de réactivation tidale. Le reste de la séquence présente une grande variabilité de faciès. On notera la même différence de puissance entre les deux secteurs que pour la séquence S-1.



**Fig. 2.13** : Régression forcée S0 au niveau Cap Rousset (modifié d’après Borgovini, 2003).

**Séquence S1** : Cette séquence marque le début du Burdigalien. A partir de cette séquence, les dépôts semblent être moins diversifiés et s’orientent vers une alternance calcaire bioclastique à caractère tidal – marnes plus ou moins argileuses. D’après Besson (2005), Besson et al. (2005) et Parize et al. (2007), la séquence S1 est considérée dans le secteur des étangs comme une vallée incisée d’orientation Est-Ouest passant au niveau de la commune d’Istres. D’après les mêmes auteurs, ce réseau entaillerait le Crétacé supérieur dans la plupart de la zone des étangs et de l’Aquitaniens à Fos et à Istres. On notera, entre les deux secteurs, une différence de puissance inverse à celle observée durant l’Aquitaniens. La séquence S1, dans le secteur du flanc sud de la Nerthe, une épaisseur de l’ordre de la dizaine de mètres alors que dans le secteur des étangs elle n’en mesure plus de vingt.

**Séquence S2** : Cette séquence poursuit le remplissage de la première vallée incisée toujours avec des faciès relativement peu diversifiés (Besson, 2005 ; Besson et al., 2005 et Parize et al., 2007). Elle correspondrait à la deuxième moitié du Burdigalien. Elle dépasse de peu les 5 mètres d’épaisseur dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe et atteint presque la trentaine de mètres dans le secteur des étangs.

**Séquence S3** : Cette séquence marque le début du remplissage d'un deuxième réseau de vallées incisées en partie emboîté dans le premier (Besson 2005 ; Besson et al. 2005). D'après ces auteurs, ce réseau se traduit par une vallée E-O passant au Nord d'Istres. L'âge exact du début du remplissage demeure incertain entre le Burdigalien terminal et le Langhien d'après Besson et al. (2005). Ce début de remplissage correspondrait à une régression forcée avec une surface d'érosion importante et une unité lithologique très discontinue et visible dans le secteur des étangs sur la berge Sud-Est de l'étang de l'Olivier (Besson, 2005 ; Parize et al. 2007 ; **Fig. 2.14**). La suite du remplissage correspond principalement aux dépôts marneux de la carrière de Bayanne (**Fig. 2.15**). Le marqueur *Preorbulina sicana* retrouvé dans les marnes de Bayanne indique d'après le recalibrage de Lourens et al. (2004) un âge Burdigalien contrairement à l'échelle de Berggren et al. (1995) utilisée par les auteurs à l'époque qui indiquait un âge Langhien.



**Fig. 2.14** : Les cortèges sédimentaires au passage S2-S3 : le complexe de régressions forcées de Quinsanne. Berge Sud-Est de l'étang de l'Olivier (d'après Parize et al., 2007).

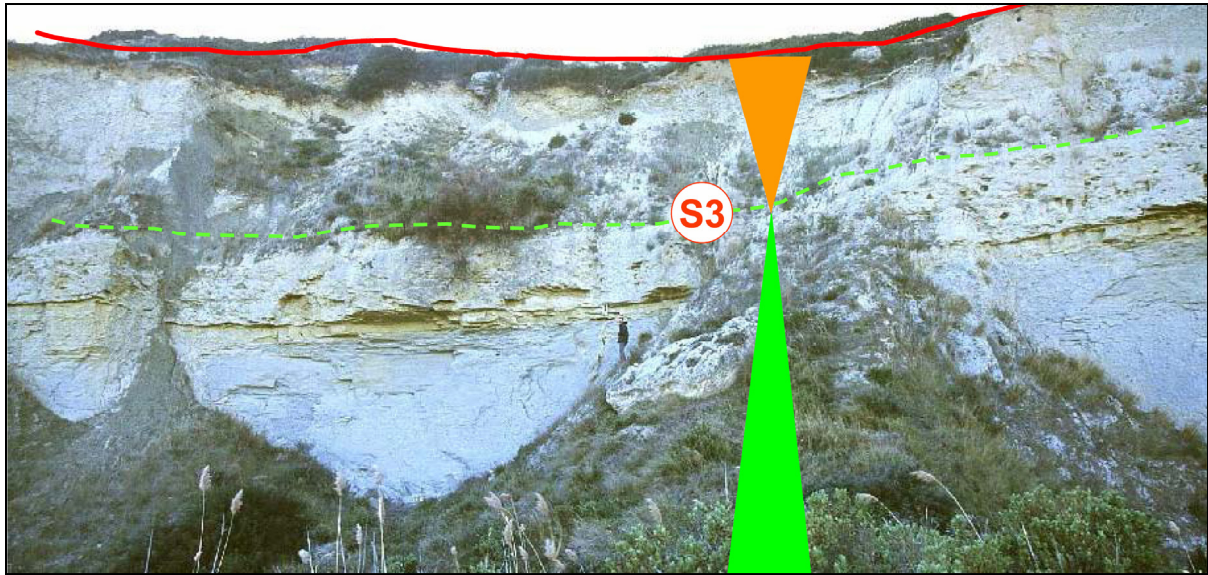


Fig. 2.15 : Vue du front de taille de la carrière de Bayanne avec les marnes supérieures et inférieures séparées par un calcaire bioclastique. Les marnes correspondent respectivement au cortège transgressif et au cortège de haut niveau marin de la séquence S3 (d'après Parize et al., 2007).

D'après Parize et al. (2007), le secteur Nord des étangs correspondrait ainsi à une architecture de dépôts complexe liée à un remplissage de vallée incisée. Dans ce complexe, la barre bioclastique au milieu de la carrière de Bayanne constituerait un horizon repère correspondant à la surface de maximum d'approfondissement de la séquence S3 (Fig. 2.16).

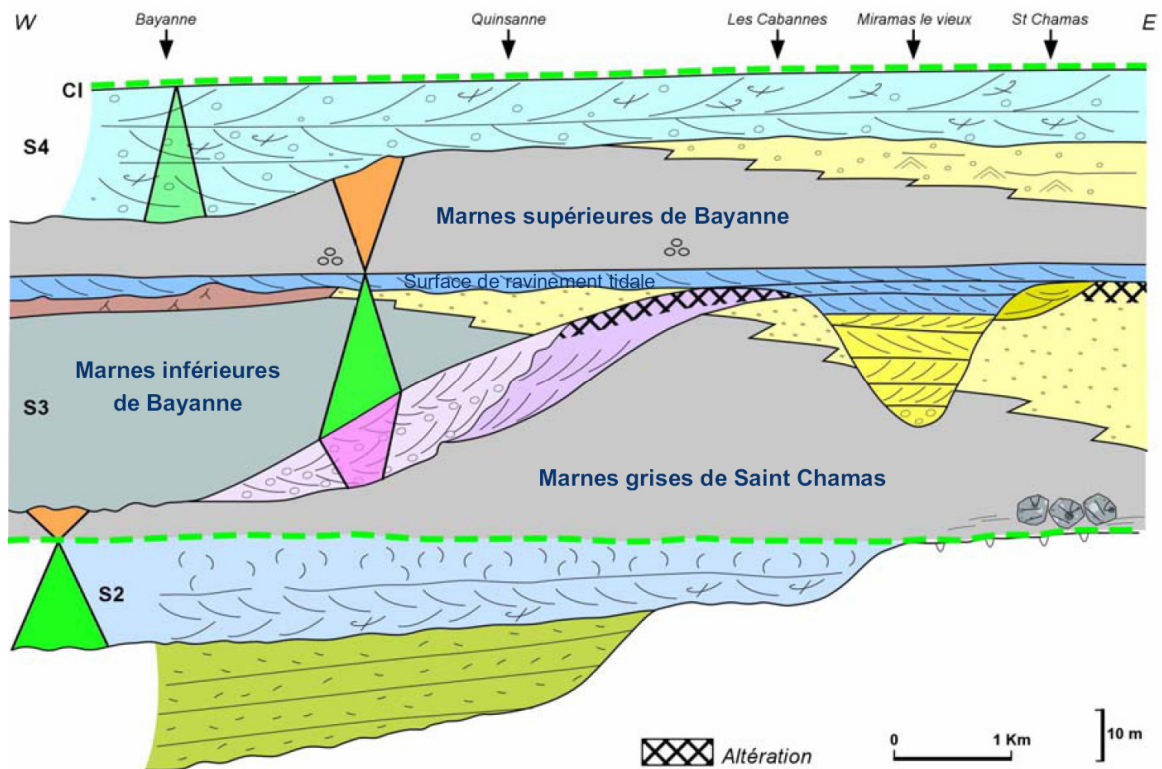
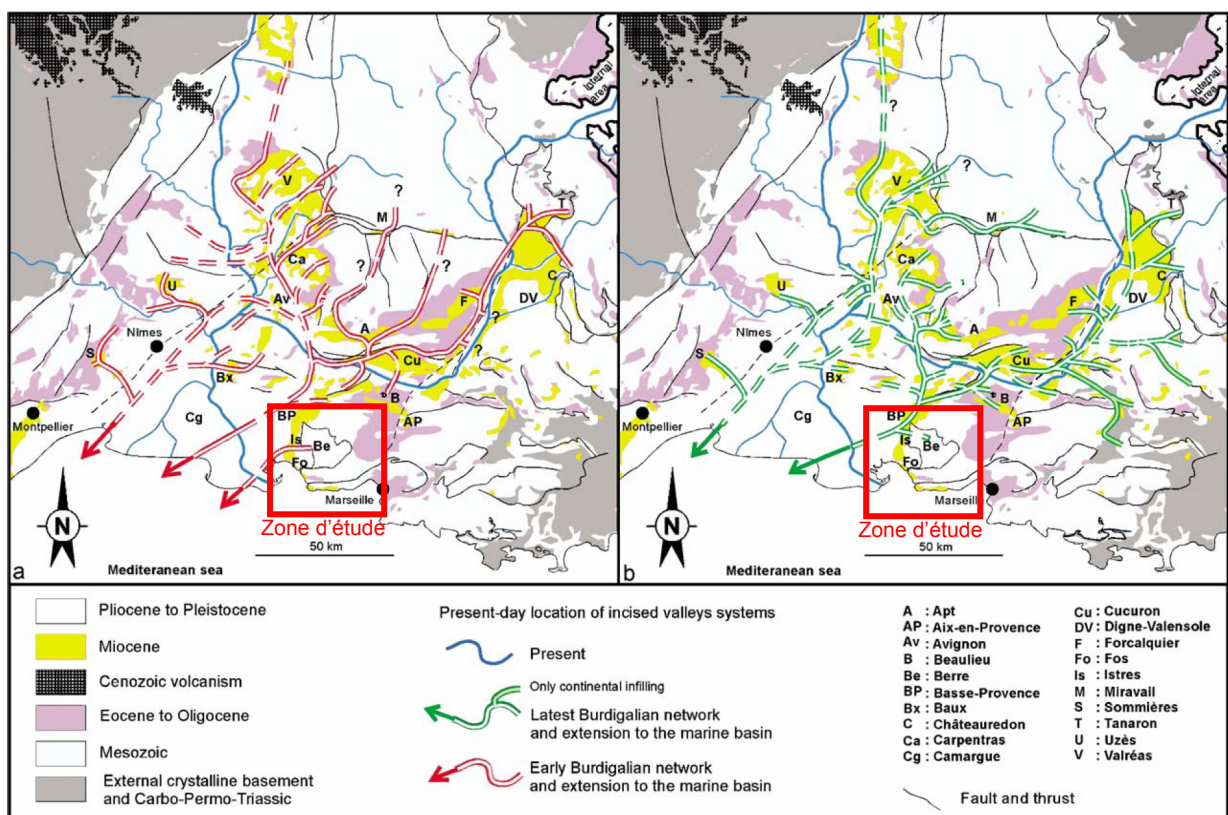


Fig. 2.16 : Organisation stratigraphique du Miocène dans le secteur des étangs selon une direction E-O de St Chamas à Bayanne (d'après Parize et al. 2007).

Les travaux d'analyse séquentielle menés ces dernières années au niveau du secteur des étangs sont à plus grande échelle connectés au cadre séquentiel du bassin rhodano-provençal (e.g. Besson, 2005 ; Besson et al., 2005 ; Parize et al. 2007). Dans ce cadre, les réseaux de vallées incisées mis en évidence par les auteurs dans le secteur étudié dans cette partie sont reliés à des réseaux à l'échelle régionale (**Fig. 2.17**). Le premier réseau correspondant aux séquences S1 et S2 déboucherait en Méditerranée par trois bras principaux : au niveau de la Grande-Motte, au niveau du Golfe des Saintes-Maries et à l'ouest de l'embouche du Rhône actuel. Le second réseau, débutant par la séquence S3 et en partie emboîté dans le premier, rejoindrait la Méditerranée au niveau de la Grande-Motte et du Golfe des Saintes-Maries.



**Fig. 2.17 : Reconstitution des réseaux fluviaux du Burdigalien basal (a) et du Burdigalien terminal (b) dans le bassin molassique rhodano-provençal. (modifié d'après Besson et al. 2005).**

## **2.4. Conclusion**

Bien que les séries oligo-miocènes de la région sud-provençale furent historiquement étudiées depuis près de deux siècles, le cadre chronostratigraphique demeure très imprécis. En effet, les principales données biostratigraphiques, encore valables aujourd'hui, sont rares et proviennent de coupes (logs) plus ou moins distants les uns des autres. La stratigraphie générale de ces séries a été construite à partir de corrélations entre ces logs distants essentiellement sur la base d'affinités lithologiques et faciologiques. L'établissement et la reconnaissance d'un calendrier séquentiel à l'échelle du bassin miocène rhodano-provençal auraient pu aider à préciser ces corrélations mais ce calendrier reste dépendant du cadre chronostratigraphique antérieur malgré de nouvelles datations biostratigraphiques et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Afin de pouvoir construire un modèle géologique 3D cohérent à l'échelle de la zone sud-provençale et de son plateau continental, il nous est apparu nécessaire de reprendre l'étude chronostratigraphique de ces séries.

## **Chapitre 3 : Stratigraphie intégrée des séries syn-rift/post-rift du littoral provençal**

### ***3.1. Introduction***

Au cours du chapitre précédent, nous avons mis en évidence la nécessité de réviser la stratigraphie des séries oligo-miocènes du littoral provençal. Afin d'obtenir le cadre chronostratigraphique le plus précis et détaillé possible, nous avons entrepris d'étudier 8 coupes (logs) de référence à l'aide de deux outils biostratigraphiques (les foraminifères planctoniques et le nannoplancton calcaire) et de la magnétostratigraphie (**Fig. 3.1**). Ces coupes, parfois celles étudiées depuis deux siècles, ont été sélectionnées en fonction de leur épaisseur et de la qualité des affleurements. Nous avons ainsi pu réaliser un échantillonnage serré le long de ces coupes offrant la dilatation maximale de l'enregistrement temporel par les sédiments.

Par ailleurs, il nous est absolument indispensable de disposer d'une géométrie précise et géoréférencée des séries affleurantes afin de construire un modèle géologique 3D cohérent à terre et en mer. Dans une seconde partie de ce chapitre, nous présenterons donc la cartographie et la géométrie détaillée des séries syn-/post-rift à l'affleurement.

### ***3.2. Bio-magnéto-stratigraphie des séries syn-rift/post-rift du domaine provençale***

#### **3.2.1. Méthodes utilisées et échantillonnage**

##### **- Biostratigraphie :**

Les déterminations des foraminifères planctoniques ont été accomplies sur 82 échantillons par F. Quillévére (UMR 5125 PEPS, Villeurbanne). Nous utiliserons les biozones de Berggren et al (1995) recalibrées d'après Lourens et al. (2004) pour la partie Néogène et Gradstein et al. (2004) pour la partie Paléogène. Les déterminations des nannofossiles ont été réalisées sur 76 échantillons par M. C. Melinte (National Institute Of Marine Geology And Geology, Bucarest). Nous utiliserons les biozones de Martini (1971) recalibrées d'après Lourens et al. (2004) pour la partie Néogène et Gradstein et al. (2004) pour la partie Paléogène. L'échantillonnage a été réalisé à chaque changement de lithologie dans les niveaux les plus tendres. Lorsque l'épaisseur d'un même faciès était plurimétrique, l'échantillonnage s'effectuait tous les mètres environ lorsque les conditions d'affleurement le permettaient.

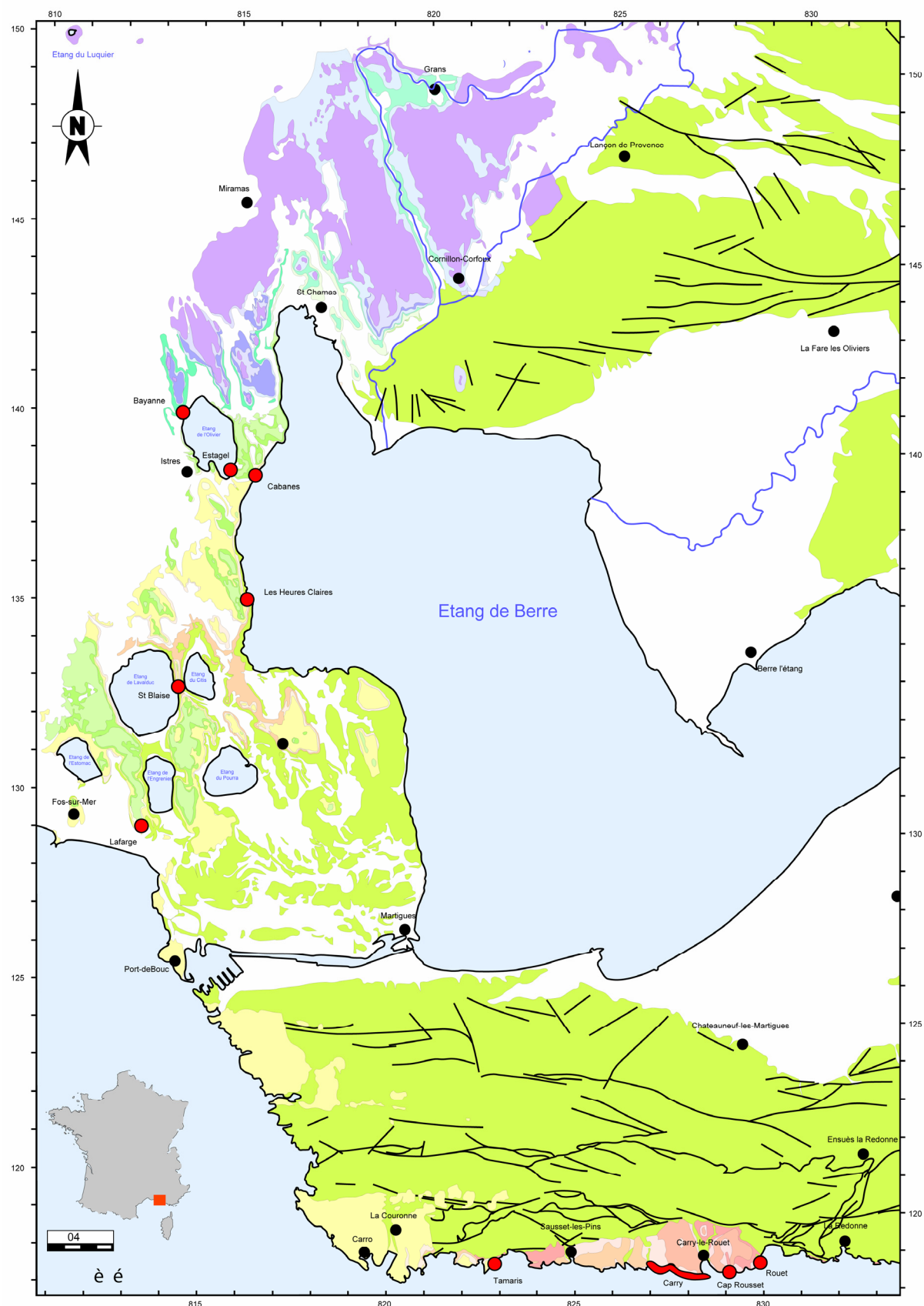


Fig. 3.1 : Position géographique des coupes de référence (synthèse géologique d'après Besson, 2005).



Le critère utilisé pour estimer le degré de préservation des nannofossiles suit l'échelle de Roth & Thierstein (1972): P=pauvre, dissolution, fragmentation et/ou excroissance importante; l'identification spécifique atteint 25% des individus; M= dissolution, fragmentation et/ou excroissance moyenne; l'identification spécifique atteint 75% des individus; G=bonne, dissolution, fragmentation et/ou excroissance faible; l'identification spécifique atteint 95% des individus. Le même type de critère est utilisé pour les foraminifères planctoniques.

#### **-Magnétostratigraphie :**

La magnétostratigraphie a été réalisée en collaboration avec F. Demory (société Rock Magnetics Analysis). 179 carottes ont été échantillonnées avec une foreuse à main de marque Pomeroy. Les carottes ont été ensuite coupées en cylindre de 2.2cm de long pour un total de 238 échantillons. 35 blocs orientés ont été prélevés dans les niveaux les plus tendres. Ces blocs ont été ensuite redécoupés en 82 échantillons et conditionnés dans des boîtes de plastique de 1 cm<sup>3</sup> pour analyse.

Deux types de désaimantation ont été réalisés :

- la méthode du chauffage par paliers a été appliquée sur 135 échantillons (130 carottes et 5 boîtes). L'aimantation naturelle rémanente (ANR) et l'aimantation rémanente à 100, 200, 300, 350, 400 et 450°C ont été mesurées sur le magnétomètre superconducteur 2G760 (entreprise 2G) du CEREGE (Aix-en-Provence). Le pas de désaimantation de 450°C a été considéré suffisant pour annuler l'aimantation visqueuse et atteindre le signal paléomagnétique primaire.

- la méthode du champ alternatif a été appliquée sur 185 échantillons (108 carottes et 77 boîtes). L'aimantation naturelle rémanente et l'aimantation rémanente ont été mesurées à 2.5, 5, 10, 15, 20, 30, 45, 60, 80 et 100 mT.

Les données paléomagnétiques ont été traitées avec le logiciel PaleoMac (Cogné, 2003).

Les échantillons dont les intensités étaient les plus faibles (ceux présentant une susceptibilité magnétique négative) montrent des intensités pour l'ANR de l'ordre de 10<sup>-4</sup> Am<sup>-1</sup> à 10<sup>-5</sup> Am<sup>-1</sup> après quelques pas de désaimantation. Ces intensités sont certes faibles mais restent dans la gamme de sensibilité du magnétomètre. Des mesures de susceptibilité en champ faible et à hautes températures ont été effectuées sur 5 échantillons représentatifs en utilisant le dispositif

de chauffe du Kappabridge Kly2 de AGICO. Sur l'ensemble de tous les échantillons mesurés le pourcentage de données exploitables s'élève à 88%.

Le bilan des échantillons par coupe et méthode de datation est récapitulé dans le **Tableau 3.1**.

L'âge des séries sera déterminé à partir des FAD (First Apparition Datum) et LAD (Last Apparition Datum) des marqueurs de nannofossiles et de foraminifères planctoniques calibrés par Lourens et al. (2004) et Gradstein et al. (2004). À partir de ces marqueurs, les polarités issues de l'étude paléomagnétique seront identifiées en utilisant l'échelle de polarité magnétique de Cande & Kent (1995) calibrée par Gradstein et al. (2004). Dans certains cas, des marqueurs complémentaires ont été utilisés pour compléter les rares espèces marqueurs du Burdigalien dans l'échelle de Lourens et al., (2004). En cas d'absence de marqueurs, par défaut, les polarités seront extrapolées de manière linéaire au Chron le plus proche. Une fourchette d'âge sera donnée à la fin de chaque interprétation. Ces âges correspondent à l'âge de la base du Chron le plus ancien et à l'âge du sommet du Chron le plus récent interprété.

	<b>Bay</b>	<b>Cab</b>	<b>Est</b>	<b>Fos</b>	<b>Laf</b>	<b>LHC</b>	<b>Stb</b>	<b>Tam</b>	<b>TOTAL</b>
Carotte	13	26	21	25	12	39	11	32	<b>179</b>
Carotte reech.	14	31	22	27	17	39	14	74	<b>238</b>
AF demag	4	15	15	11	17	18	14	14	<b>108</b>
Therm demag	10	16	7	16	0	21	0	60	<b>130</b>
Inex. Carotte	0	5	0	1	1	7	0	2	<b>16</b>
Inex. Carotte reech.	1	8	0	2	1	7	0	13	<b>32</b>
Bloc orienté	17	-	3	-	8	2	3	2	<b>35</b>
Bloc reech.	37	-	6	-	19	5	9	6	<b>82</b>
AF demag	37	-	6	-	19	5	9	1	<b>77</b>
Therm deamg	0	-	0	-	0	0	0	5	<b>5</b>
Inex. Bloc	1	-	0	-	0	0	0	0	<b>1</b>
Inex. Bloc reech.	6	-	1	-	0	1	0	0	<b>8</b>
Ech. Total	30	26	24	25	20	41	14	34	<b>214</b>
Inex. Total	1	5	0	1	1	7	0	2	<b>17</b>
% exploitable	96.7	80.8	100.0	96.0	95.0	82.9	100.0	94.1	<b>93.2</b>
Ech. Total reech.	50	31	28	27	36	44	23	80	<b>319</b>
Inex. Total reech.	7	8	1	2	1	8	0	13	<b>40</b>
% exploitable reech.	86.0	74.2	96.4	92.6	97.2	81.8	100.0	83.8	<b>89.0</b>
<b>Ech. Foram</b>	<b>16</b>	<b>4</b>	<b>19</b>	<b>6</b>	<b>11</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>10</b>	<b>82</b>
<b>Ech. Nanno</b>	<b>14</b>	<b>6</b>	<b>12</b>	<b>6</b>	<b>12</b>	<b>8</b>	<b>8</b>	<b>10</b>	<b>76</b>

**Tableau 3.1 : Synthèse des échantillons utilisés pour l'étude chronostratigraphique.**

### 3.2.2. Résultats

Nous présenterons les résultats par secteurs géographiques caractérisés par une grande homogénéité d’affleurement et qui permettent un calage stratigraphique relatif des coupes.

Nous distinguons ainsi :

- le secteur Nord des étangs : localisé au Nord de la commune d’Istres : coupes des Cabanes, d’Estagel et de Bayanne.
- le secteur Sud des étangs : situé entre la commune de Martigues et d’Istres : coupes de Lafarge, de Fos, de St Blaise et des Heures Claires
- le secteur du flanc sud de la Nerthe : coupes du port du Rouet, du Cap Rousset, de Carry-le-Rouet et des Tamaris

Dans le texte, le terme « secteur des étangs » désigne l’ensemble des secteurs Nord et Sud des étangs.

#### 3.2.2.1 Secteur Nord des étangs :

##### *La coupe des Cabanes (Fig. 3.2 & Fig. 3.3)*

La coupe des Cabanes se situe à l’Est de la commune d’Istres sur la berge Ouest de l’étang de Berre. La coupe n’avait livré aucun microfossile marqueur et était interprétée d’âge Burdigalien supérieur sur la base de corrélations lithologiques (Maurel-Ferrandini, 1976). La coupe d’une vingtaine de mètres d’épaisseur est principalement constituée de niveaux carbonatés plus ou moins argileux. On notera la présence, au sommet de la coupe, de 8m de dépôts très riches en rhodolithes et bryozoaires formant des dunes décamétriques (Dexcôté, 2001) encadrés ici par des niveaux à *Ostrea squarrosa* (Maurel-Ferrandini, 1976) ne dépassant pas le mètre d’épaisseur.

Huit échantillons pour l’étude des foraminifères planctoniques et des nannofossiles ont été prélevés dans les niveaux les moins carbonatés. Aucun foraminifère planctonique marqueur n’a pu être trouvé et seulement 3 échantillons consacrés à l’étude des nannofossiles se sont révélés fructueux. La préservation est majoritairement faible et les remaniements Crétacé et Paléocène toujours présents. 31 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 74.2% d’échantillons exploitables.

Les échantillons ont cependant livré le nannoplancton *Helicosphaera ampliapertura* comme marqueur biozonal dans la partie médiane de la coupe, environ 5m sous le premier niveau à



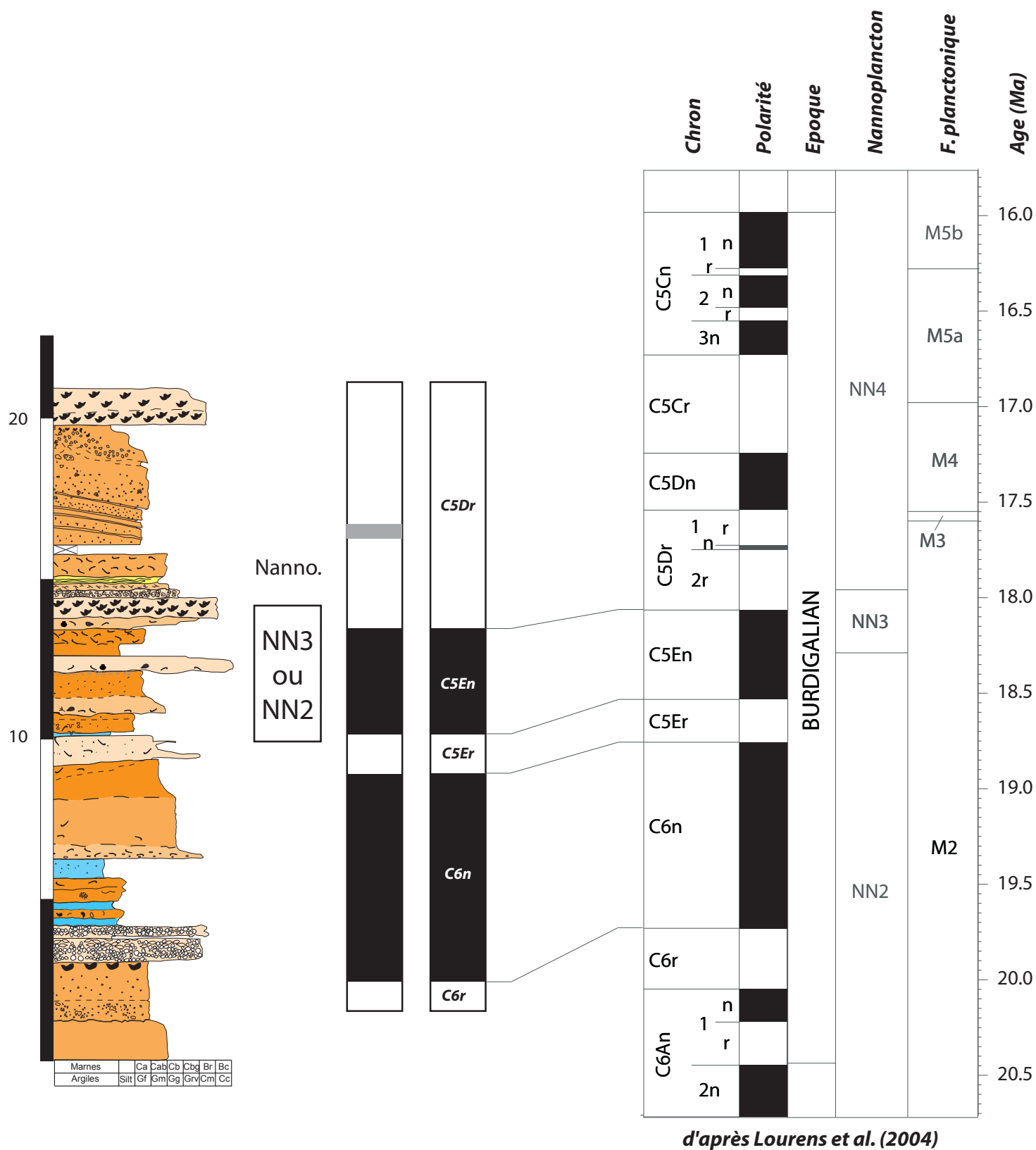


Fig.3.3: Synthèse chronostratigraphique de la coupe des Cabanes

*Ostrea squarrosa*. La FAD de ce marqueur est calibrée à 20.43 Ma dans la partie supérieure (d'âge Burdigalien) de la biozone NN2 (**Fig. 2.5**). Le dernier échantillon juste au-dessous du premier niveau à huîtres a révélé la présence de *Helicosphaera scissura* dont Young (1998) rattache la première apparition au Chron C5En, donc au sein de la biozone NN3. Ces résultats indiquent probablement que cette partie de la coupe correspond à la transition entre les biozones NN2 et NN3 ou, dans tous les cas, à la partie la plus supérieure de la biozone NN2. L'interprétation des analyses paléomagnétiques a révélé que la base de la coupe possède une polarité inverse. Cette polarité est malheureusement basée sur une seule mesure mais a été considérée en raison de son excellente qualité. Cette polarité inverse est suivie par une polarité normale sur les 7 mètres de coupe suivants. Dans la partie médiane de la coupe, de 9 à 14m, deux inversions ont été enregistrées, une première inversion de polarité N/I à 9m et une seconde I/N à 10,5m. Enfin, la partie sommitale de la coupe (calcaire bioclastique encadré par des lumachelles à huîtres) montre une polarité inverse.

L'intervalle de polarité normale dans la partie médiane de la coupe (entre 10,5 et 14 m) correspond à la zone de transition entre les biozones NN2 et NN3 ou à la partie supérieure de la zone NN2 du nannoplancton. Cette polarité normale pourrait donc être rattachée au Chron C5En. Ainsi il apparaît que les inversions de la base de la coupe correspondent à l'intervalle C6r à C5Er. L'intervalle de polarité inverse des 8 derniers mètres de coupe correspondrait, lui, au Chron C5Dr. Cette interprétation est délicate car basée sur la présence d'un marqueur biozonal unique mais elle est renforcée par sa cohérence avec celle de la coupe d'Estagel (voir ci-dessous) qui débute immédiatement au-dessus du niveau à huîtres sommital de cette coupe. La coupe des Cabanes est ainsi attribuée au Burdigalien inférieur à moyen, couvrant l'intervalle des Chrons C6r à C5Dn (âges limites de 20.1 Ma à 17.6 Ma).

#### *La coupe d'Estagel (Fig. 3.4 & Fig. 3.5)*

La coupe d'Estagel se situe à l'Est de la commune d'Istres sur la berge Ouest de l'étang de l'Olivier. La coupe était datée de l'Helvétien inférieur (Langhien) par corrélation avec la coupe des Cabanes (Maurel-Ferrandini, 1976) ou du Burdigalien supérieur d'après l'architecture séquentielle des dépôts (Besson et al., 2005). La base de la coupe correspond au sommet des calcaires bioclastiques de la coupe des Cabanes, les deux coupes s'enchaînant stratigraphiquement. Deux zones d'invisibilité sont présentes à la base de la coupe et sont dues au lessivage des marnes. Ces marnes argileuses représentent une épaisseur de l'ordre de 9m puis passent progressivement à des sables. L'ensemble est surmonté par une barre de







calcaire bioclastique d'un mètre environ érodant la série sous-jacente. Au-dessus de cette dernière, repose une dizaine de mètres d'alternances grésosableuses au sein desquelles on notera deux zones d'invisibilité. Ces alternances sont surmontées par une surface d'érosion au-dessus de laquelle on trouve une barre calcaire massive de deux mètres d'épaisseur puis à nouveau des alternances grésosableuses sur 5m environ. Le sommet de la coupe est caractérisé par un corps carbonaté bioclastique surmontant les dépôts sous-jacents par une surface d'érosion qui peut éroder jusqu'à 4m de dépôts.

Dix-neuf échantillons ont été prélevés pour l'étude des foraminifères planctoniques et douze pour les nannofossiles. Seulement 5 échantillons ont pu être exploités pour l'étude des foraminifères planctoniques du fait de la faible préservation. La préservation des nannofossiles est faible à moyenne en général mais les remaniements d'espèces Crétacé et Paléogène sont présents le long de la coupe et s'intensifient dans la partie grésosableuse. 28 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 96.4% d'échantillons exploitables.

Parmi les rares foraminifères planctoniques préservés, on remarquera la présence, au milieu de la coupe, de *Globigerinoides bisphaericus* et *Globoconella zealandica*. Ces deux espèces indiquent un âge compris entre 18.52 Ma (FO *Gs bisphaericus*, Mancin et al., 2003) et 17.26 Ma (LAD *Gl. Zealandica*) soit Burdigalien moy. à Burdigalien sup.

L'unique espèce marqueur de nannoplancton présente dans cette coupe est *Sphenolithus heteromorphus*. Cette espèce est présente dans les 20 premiers mètres de la coupe, la fin de la coupe n'ayant livré aucun microfossile. *S. heteromorphus* est présent au sein des biozones NN4 et NN5 et indique un âge au Burdigalien moy./sup. à Serravallien inf. (FAD 17.71 Ma ; LAD 13.53 Ma). L'absence d'*H. ampliaperta* (FAD : 20.43 Ma ; LAD : 14,91 Ma) pourrait plutôt suggérer l'appartenance de cette partie de la coupe à la zone NN5 dont la limite inférieure correspond à la LAD cette espèce. On aurait ainsi un âge compris dans l'intervalle Langhien sup. à Serravallien inf (14.91 à 13.53 Ma).

En combinant les informations biostratigraphiques du nannoplancton et des foraminifères planctoniques, il est clair que l'absence d'*H. ampliaperta* n'est pas un critère fiable. En effet, la présence de *Gl. zealandica* (LAD 17.26 Ma) est incompatible avec la biozone NN5 (14.91-13.53 Ma). L'absence de *H. ampliaperta* ne correspond pas ici à sa disparition et la présence conjointe de *S. heteromorphus* et de *Gl. zealandica* permet d'affirmer que cette partie de la coupe correspond précisément à l'intervalle de temps compris entre 17.71 à 17.26 Ma encadré par la FAD de *S. heteromorphus* et la LAD de *Gl. zealandica*.

L'interprétation paléomagnétique a révélé une polarité normale sur toute la partie inférieure de la coupe et une polarité inverse sur toute la partie supérieure. Pour la partie inférieure de la coupe, l'intervalle de temps déterminé par la biostratigraphie (17.71 à 17.26 Ma) permet de corrélérer la polarité normale avec le Chron C5Dn. La polarité inverse stratigraphiquement au-dessus semblerait donc correspondre au Chron C5Cr. L'interprétation de la partie sommitale est rendue difficile par la présence de deux surfaces d'érosion dont une importante. Cependant, cette attribution est validée par la calibration bio-magnétostratigraphique de la coupe de Bayanne dont les dépôts reposent sur les derniers dépôts de la coupe d'Estagel (cf. ci-dessous). L'ensemble de la coupe d'Estagel est compris dans l'intervalle des Chrons C5Dn-C5Cr soit entre 17.6 (base C5Dn) et 16.7 Ma (top C5Cr).

#### *La coupe de Bayanne (Fig. 3.6 & Fig. 3.7)*

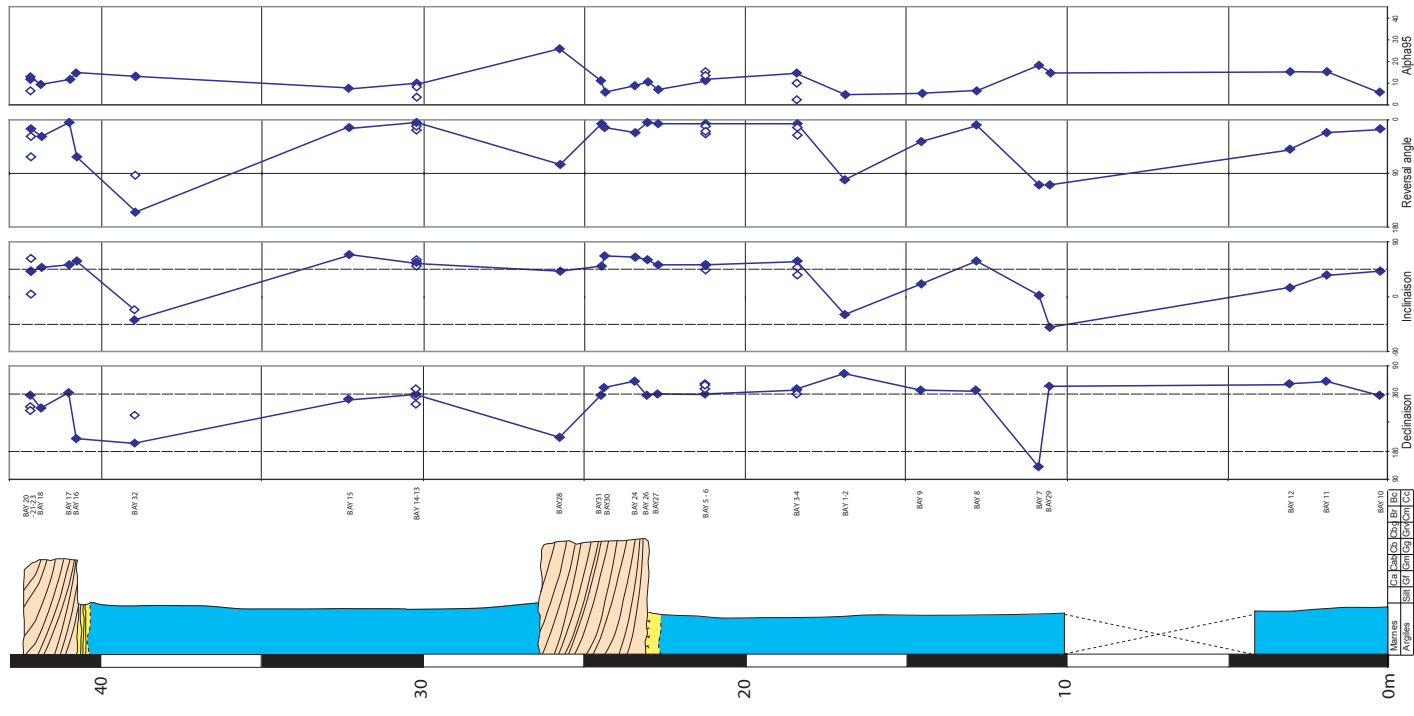
La coupe se situe dans la carrière du même nom au Nord de la commune d'Istres et à proximité de la berge Nord-Ouest de l'étang de l'Olivier. L'ensemble des dépôts de la coupe était attribué au Langhien-Serravalien (Anglada et al., 1981 ; Dexcoté, 2001 ; Jiménez-Moreno, 2002 ; Besson et al., 2005 ; Parize et al., 2007). Nous nous sommes volontairement intéressés uniquement à la partie réputée langhienne de la coupe. La coupe est principalement constituée de marnes argileuses bleues. Elle est caractérisée par deux barres carbonatées bioclastiques remarquables : la première d'une épaisseur de 5m environ à hauteur de 25 m de coupe sous laquelle des traces de racines de palétuviers ont été identifiées (Colomb, 1965) ; l'autre au sommet d'épaisseur variable de 1 à 5m.

Seize échantillons pour l'étude des foraminifères planctoniques et quatorze pour les nannofossiles ont été prélevés. La préservation est bonne à très bonne pour les foraminifères planctoniques, et moyenne à bonne pour les nannofossiles malgré de nombreux remaniements. 50 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec 86 % d'échantillons exploitables.

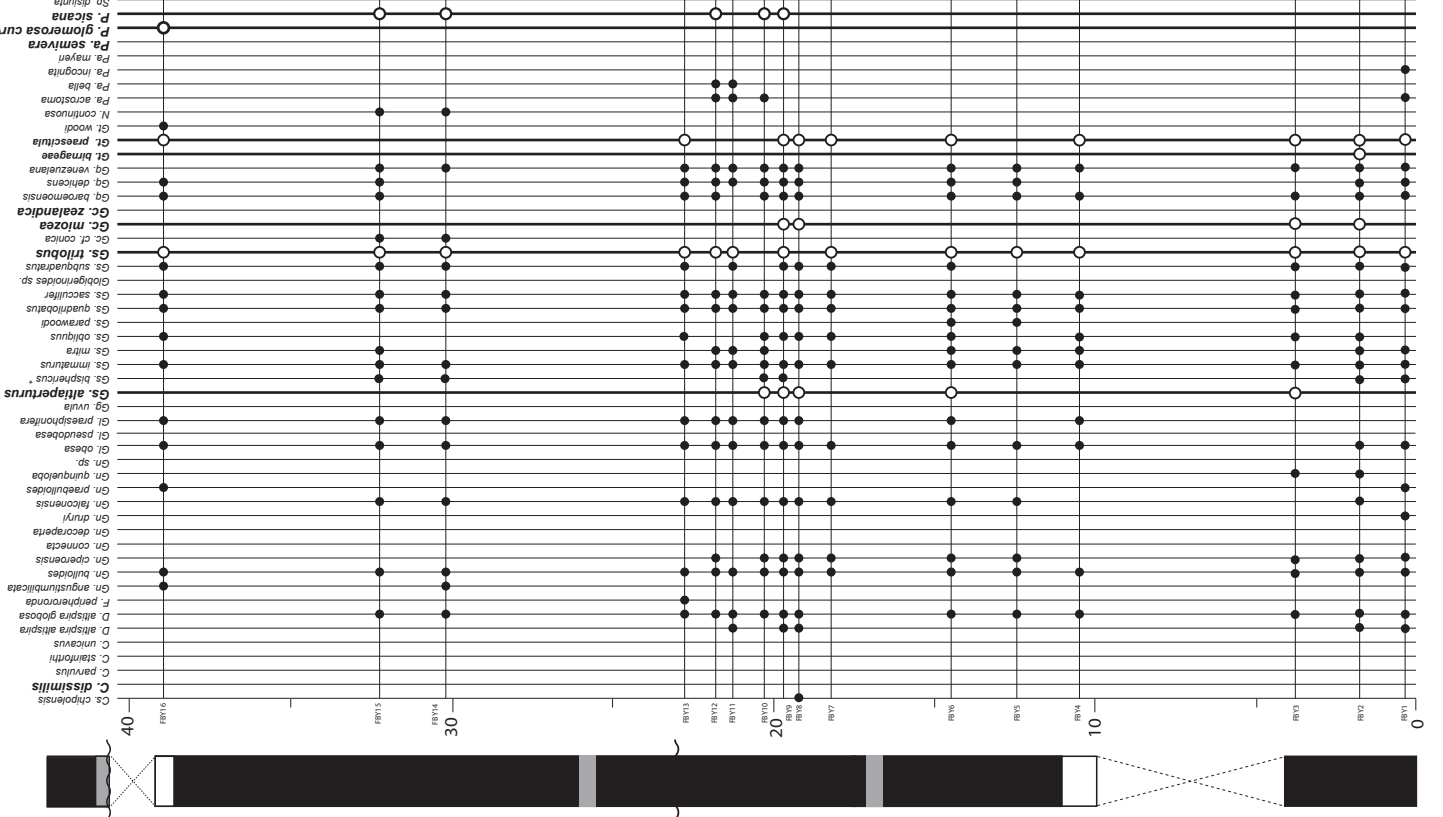
Plusieurs espèces de foraminifères planctoniques marqueurs ont été mise en évidence, notamment *Globoconella miozea* et *Globorotalia praescitula*, qui indiquent un intervalle de temps maximum compris entre 16.7 Ma (FAD *Gl. miozea*) et 13.73 Ma (LAD *Gr. praescitula*) correspondant au Burdigalien supérieur à Langhien.

Les nannofossiles s'apparentent à ceux trouvés dans la coupe d'Estagel située stratigraphiquement au-dessous. La présence continue de *S. heteromorphus* et l'absence de *H. ampliaperta* indiquent la biozonation NN5. L'âge le plus récent indiqué par le foraminifère

Etude paléomagnétique



Foraminifères planctoniques



Nannofossiles

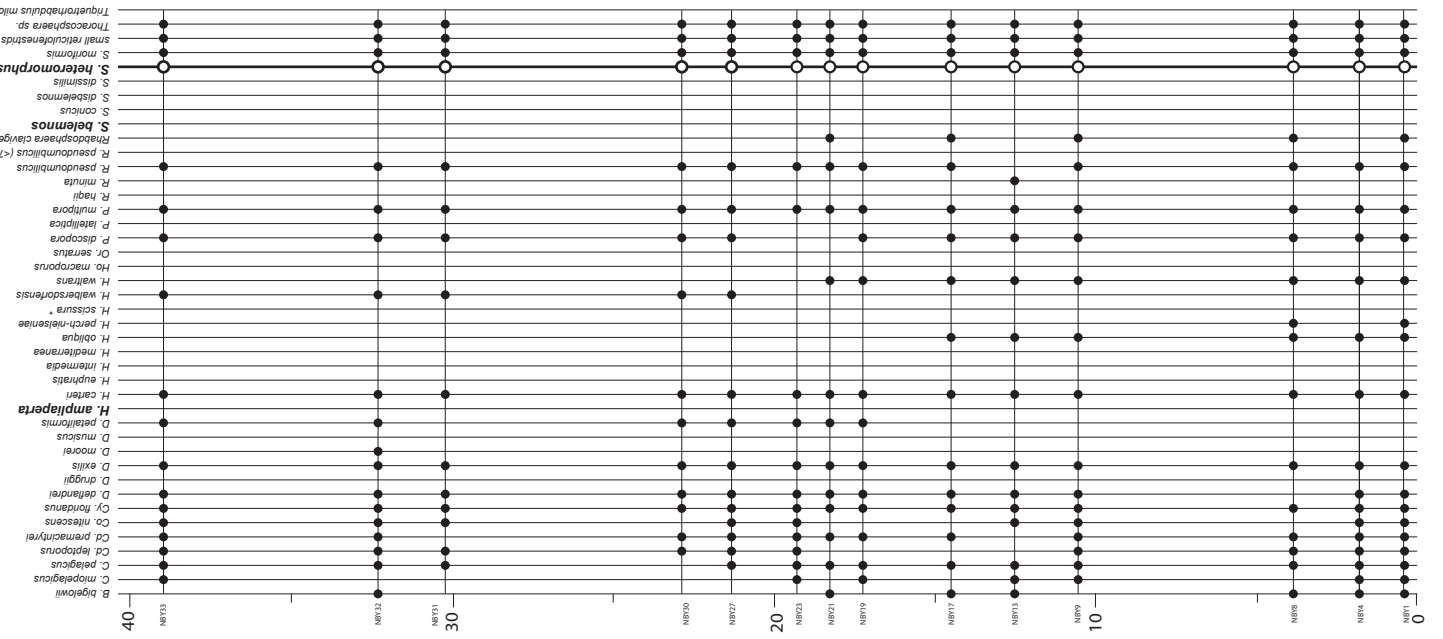


Fig.3.6: Etude chronostratigraphique de la coupe de Bayanne



planctonique *Gl. miozea* correspond à la partie médiane de la biozone NN4. Cela implique que l'absence de *H. ampliaperta* ne correspond pas, ici encore, à sa disparition comme dans la coupe d'Estagel (cf. ci-dessus) et dans celle de Lafarge (cf. ci-dessous). Les nannofossiles prélevés dans cette coupe n'apportent aucune information supplémentaire.

L'étude paléomagnétique indique une polarité normale sur l'ensemble de la coupe avec deux courtes inversions: l'une à la base de la coupe et l'autre au sommet. L'inversion du sommet ne correspond qu'à un seul échantillon mais le signal inverse étant particulièrement bien net nous avons conservé cette interprétation.

La présence de *Gl. miozea* permet de corréler de façon très précise et sans équivoque la polarité normale des dépôts de cette coupe avec le Chron C5Cn car sa FAD correspond à la base de ce Chron et sa LAD est plus jeune que le top du Chron de 150 ky. Les deux inversions observées correspondent donc aux deux Sub-Chrons inverses (C5Cn1r et C5Cn2r) de ce Chron. Dans la partie supérieure de la coupe, l'apparition de *P. glomerosa curva* (FAD 16.27Ma) correspond exactement à la seconde inversion. La FAD de *P. glomerosa curva* correspondant à la base du Sub-Chron C5Cn1r, l'inversion observée est parfaitement corrélable avec ce Sub-Chron. L'inversion observée dans la partie inférieure de la coupe se corrèle donc avec le Sub-Chron C5Cn2r. On notera toutefois que *P. sicana* est absente dans la moitié inférieure de la coupe alors que sa FAD est 350 ky avant le début du Chron C5Cn, dans le Chron de polarité inverse C5Cr. L'apparition de *P. sicana* dans cette coupe ne correspond donc pas à la FAD. L'âge des dépôts de la coupe de Bayanne est ainsi Burdigalien supérieur, et plus précisément compris entre 16.72 Ma et 15.97 Ma, âges limites du Chron C5Cn.

### 3.2.2.2 Secteur Sud des étangs :

#### *La coupe de Fos (Fig. 3.8 & Fig. 3.9)*

La coupe de Fos se situe au Nord-Est de la commune de Fos-sur-Mer en bordure de l'étang de l'Estomac. L'âge des dépôts de cette coupe historique était connu pour être Burdigalien d'après la malacofaune (Combaluzier, 1932) et la microfaune (Maurel-Ferrandini, 1976) mais selon Dexcôté (2001) et Parize et al. (2007), ils seraient d'âge Aquitanien à Serravallien d'après le schéma séquentiel. Cette coupe, épaisse d'une vingtaine de mètres environ, débute par trois mètres de dépôts constitués de deux bancs de calcaires bioclastiques argileux qui reposent directement sur le faciès à marnes bariolées du Bégudien (Crétacé supérieur) et qui





sont séparés par une surface érosive. Puis, la série se poursuit par cinq mètres d'alternances marno-gréseuses, avec présence de petits niveaux à huîtres dans une matrice détritique fine, surmontées par un banc calcaire bioclastique d'un mètre d'épaisseur et passant localement à une lumachelle à *Ostrea squarrosa* (Maurel-Ferrandini, 1976). Enfin la moitié supérieure de la coupe est constituée par des alternances de calcaire bioclastique à cliniformes et de sables argileux.

Pour l'étude des foraminifères planctoniques et des nannofossiles, six échantillons ont été prélevés. Aucun échantillon n'a livré de foraminifères planctoniques et seulement 3 ont livré des nannofossiles. La préservation est moyenne et les remaniements d'espèces du Crétacé et du Paléogène sont observés sur l'ensemble de la coupe. 27 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 92.6% d'échantillons exploitables.

Les trois échantillons ayant livré des nannofossiles proviennent des alternances marno-gréseuses de la partie médiane de la coupe et ont révélé l'association *H. ampliaperta* et *S. heteromorphus*. Cette association correspond à la biozone NN4 dont la base et le sommet sont définis respectivement par la LAD de *S. Belemnos* (17.95Ma) et la LAD de *H. ampliaperta* (14.91Ma). L'âge de ces dépôts correspond plus précisément à l'intervalle défini par la FAD de *S. heteromorphus* (17.71 Ma) et la LAD de *H. ampliaperta* (14.91Ma). La présence de *Discoaster deflandrei* et l'absence de *Discoaster signus* indiquent que l'on se situe dans la partie inférieure burdigalienne de la biozone NN4 (avant 15.97 Ma). Il faut noter également la présence de *H. scissura* qui n'était présente que dans la coupe des Cabanes et qui indiquerait vraisemblablement aussi que l'on se situe dans la partie la plus inférieure de NN4.

L'étude paléomagnétique a mis en évidence une polarité normale dans la partie basale et carbonatée de la coupe, puis une polarité inverse dans la partie détritique marno-gréseuse. Dans la partie médiane de la coupe, une inversion I/N est enregistrée à 9m et la polarité normale est constante jusqu'à une surface d'érosion. Les dépôts juste au-dessus de cette seconde surface d'érosion ont une polarité inverse que nous n'avons pu échantillonner sur environ 7 m d'épaisseur. Les derniers mètres de la coupe présentent une polarité inverse pour la partie sableuse et normale pour le calcaire bioclastique sommital au-dessus de la dernière surface érosive visible.

En considérant que les échantillons ayant fourni une nannoflore indiquent la partie la plus inférieure de la biozone NN4, l'inversion I/N de la partie médiane de la coupe pourrait correspondre à la transition entre les Chrons C5Dr et C5Dn. Du fait de l'absence d'argument tangible, les polarités sus- et sous-jacentes ont été arbitrairement extrapolées aux plus proches. L'âge des dépôts de la coupe de Fos serait Burdigalien moyen à supérieur avec des



âges limites de 18.6 Ma à 16.6 Ma (Chronos C5En à C5Cn3n). La présence de trois surfaces érosives et la rareté des données biostratigraphiques compliquent grandement l'interprétation chronostratigraphique de cette coupe.

#### *La coupe de Lafarge (Fig. 3.10 & Fig. 3.11)*

La coupe de Lafarge se situe dans la carrière du même nom à l'Ouest de la commune de Fos-sur-Mer entre l'étang de l'Estomac et de l'Engrenier. Les dépôts de la coupe étaient interprétés d'âge Burdigalien-Langhien sur la base de foraminifères planctoniques (Maurel-Ferrandini, 1976) et d'âge Burdigalien à Serravalien principalement sur la base de leur architecture séquentielle (Parize et al., 2007). La coupe d'une épaisseur légèrement inférieure à 30m est divisée en trois parties : une partie calcaire bioclastique riche en algues rouges et en bryozoaires d'une épaisseur de 5 mètres reposant directement sur le Crétacé supérieur (Bégu dien) ; une partie médiane de 9m composée de marnes argileuses bleues ; et une partie supérieure de 13m constituée d'alternances de sables et calcaires bioclastiques à cliniformes. Onze échantillons pour l'étude des foraminifères planctoniques et douze pour les nannofossiles ont été prélevés. Aucun échantillon n'a livré de foraminifère planctonique. Les échantillons de nannofossiles sont exploitables uniquement dans la partie marneuse avec une préservation moyenne à bonne. Les remaniements d'espèces Crétacé et Paléogène sont faibles. 36 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 97.2% d'échantillons exploitables.

Dans la partie marneuse de la coupe, l'association *H. ampliaperta*, *S. heteromorphus* et *S. scissura* indiquerait la base de la biozone NN4 comme dans la coupe voisine de Fos. La disparition de *H. ampliaperta* au milieu de l'intervalle marneux n'est pas associée à des processus de préservation.

L'étude paléomagnétique montre que la partie calcaire bioclastique à la base de la coupe a une polarité inverse. Les marnes de la partie médiane possèdent une polarité normale hormis la base qui est inverse. La partie supérieure présente une polarité inverse soutenue par une seule donnée dans les sables mais avec des paramètres de déclinaison et d'inclinaison univoques (D=185 ; I=-65), les calcaires bioclastiques sommitaux ont une polarité normale.

La nannoflore indiquant plutôt la base de la biozone NN4, la polarité normale de ces niveaux pourrait être corrélée avec le Chron C5En. L'intervalle de polarité inverse sous-jacent correspondrait alors au Chron C5Dr. En direction du sommet, les polarités ont été extrapolées aux Chrons les plus proches. L'absence *H. ampliaperta* au sommet des marnes indique une



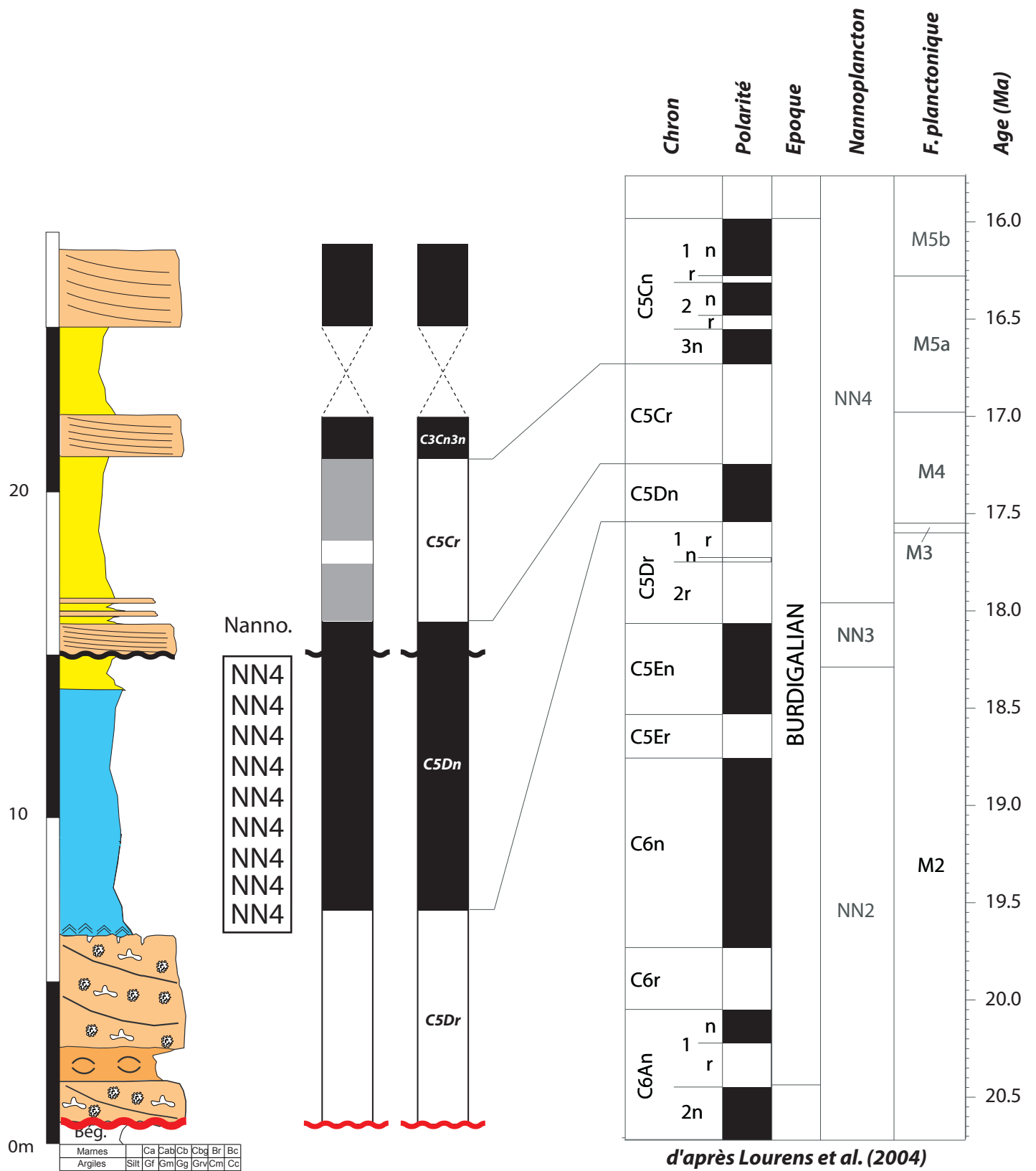


Fig.3.11: Synthèse chronostratigraphique de la coupe de Lafarge

disparition prématurée par rapport à l'échelle de Lourens et al. (2004) comme dans les coupes de Bayanne et d'Estagel. L'âge des dépôts de la coupe de Lafarge serait Burdigalien moyen à supérieur avec des âges limites de 18.2 Ma et 16.6 Ma (Chronos C5Dr à C5Cn3n).

#### *La coupe de Saint Blaise (Fig. 3.12 & Fig. 3.13)*

La coupe de Saint Blaise se situe au Nord de la chapelle du même nom entre l'étang de Lavalduc et l'étang de Citis. L'âge des dépôts de cette coupe serait Burdigalien inférieur à Supérieur (Maurel-Ferrandini, 1976). Son épaisseur totale est de trente mètres environ. Elle débute par 3 mètres de calcaire bioclastique massif reposant en discordance sur du Bégudien (Crétacé sup.). La partie inférieure comprend une invisibilité sur 10m d'épaisseur incluant des niveaux, de 2m d'épaisseur, de marnes et de calcaires argileux riches en turritelles. Au sommet de la zone d'invisibilité, on retrouve ces mêmes marnes associées à un petit niveau à ostréidés. Au dessus, un niveau calcaire argileux bioclastique, dont le sommet est riche en petites colonies de bryozoaires buissonnants, est surmonté par des alternances de grès fins et de sables de 4m d'épaisseur. Ces alternances sont surmontées d'une surface d'érosion au-dessus de laquelle il y a un calcaire massif bioclastique riche en macrofaune (bivalves, gastéropodes). La partie terminale de la coupe est constituée par un niveau sableux d'épaisseur métrique érodé par un calcaire bioclastique dépassant les 5 mètres.

Huit échantillons pour l'étude des foraminifères planctoniques et des nannofossiles ont été prélevés. Malgré une préservation modérée, deux échantillons seulement ont livré des foraminifères planctoniques. La préservation des nannofossiles est faible et des remaniements d'espèces Crétacé et Paléogène sont fréquents sur l'ensemble de la coupe. 23 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 100% d'échantillons exploitables.

Les marnes de la moitié inférieure de la coupe ont livré des foraminifères planctoniques, notamment *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerinoides trilobus*, *Globoconella zealandica* et *Paragloborotalia semivera*. Cette association indique les biozones M2 et M3, soit un âge Burdigalien inf. à moy. encadrées par la FAD *Gs. altiapertura* (20.06 Ma, dans la moitié inférieure de la biozone M2) et la LAD *C. dissimilis* (17.54 Ma, au sommet de M3). L'absence de *Globigeriantella insueta* indiquerait que la biozone M2 n'est pas atteinte (base à 17.59 Ma).

La nannoflore de la partie marneuse inférieure de la coupe est marquée par l'association des marqueurs *H. ampliapertura* et *H. scissura* qui indiquerait la biozone NN3 ou la partie



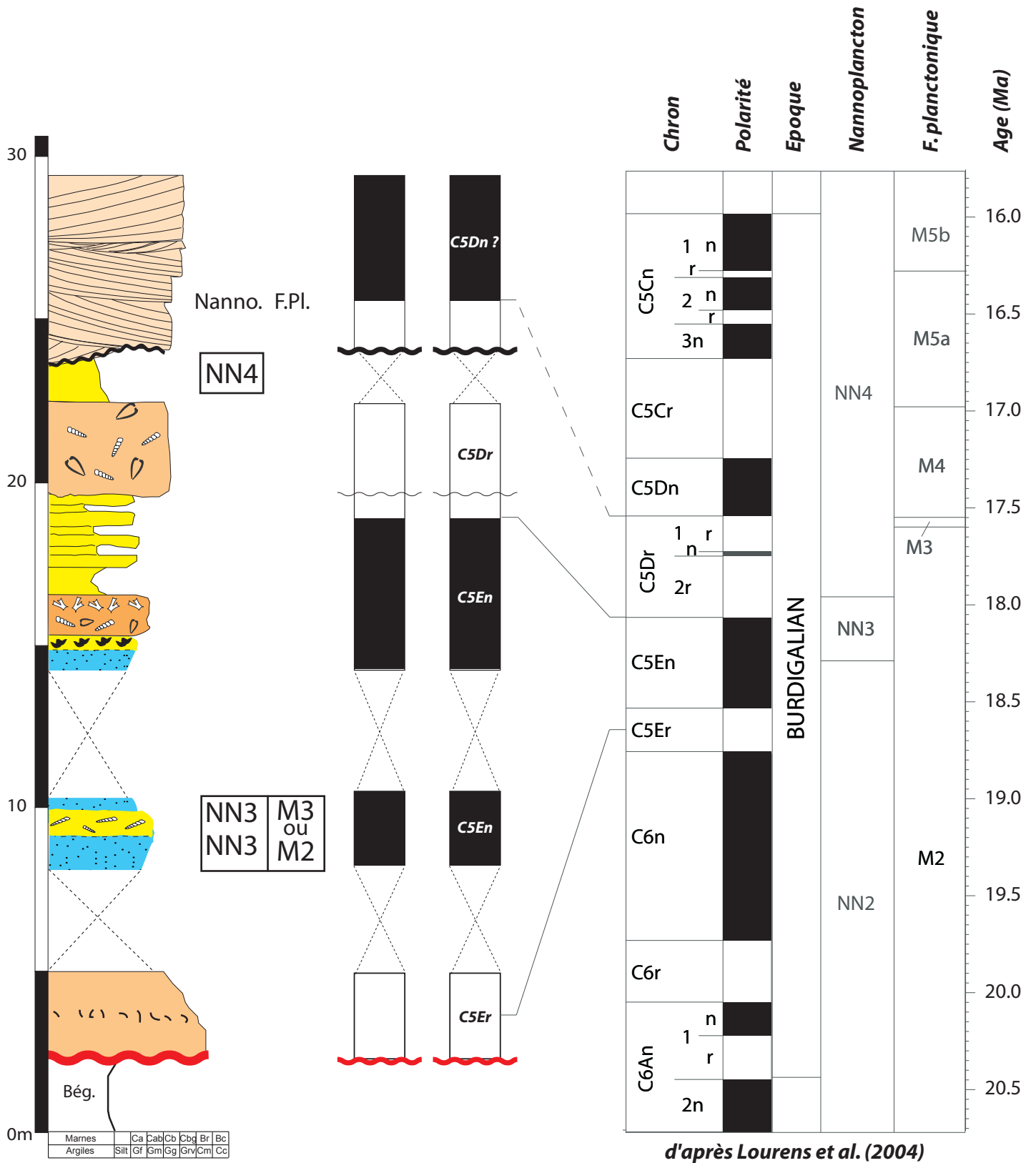


Fig.2.13: Synthèse chronostratigraphique de la coupe de St Blaise

supérieure de la biozone NN2 (cf. coupe des Cabanes). Les derniers ensembles sableux de la coupe ont livré l'espèce *S. heteromorphus* (FAD à 17.71 Ma) indiquant la biozone NN4. L'absence dans toute la coupe du marqueur biozonal *Sphenolithus belemnos* ne permet pas de préciser la position des transitions NN2/NN3 et NN3/NN4. L'absence de *H. ampliaperta* au sommet de la courbe indique une disparition précoce comme dans toutes les coupes étudiées mais peut être probablement ici aussi la conséquence de la mauvaise préservation des nannoplanctons. L'absence de *S. belemnos* s'expliquerait ici par la faible préservation de la nannoflore d'autant qu'il est présent dans la coupe des Heures Claires voisine de quelques centaines de mètres.

L'étude paléomagnétique a mis en évidence que la base de la coupe est caractérisée par une polarité inverse, puis l'intervalle marneux au milieu de la zone d'invisibilité par une polarité normale. Les premiers dépôts au sommet de cette zone d'invisibilité sont caractérisés par une polarité normale puis par une inversion N/I juste sous la première surface érosive miocène. Les calcaires au-dessus de cette surface ont encore une polarité inverse et une dernière inversion I/N intervient au sein de barre calcaire sommitale qui repose par une surface érosive sur les dépôts sous-jacents.

La présence de *H. ampliaperta* et *H. scissura* au sein des marnes de la base de la coupe permet de corréler la polarité normale de ces niveaux avec le Chron C5En. La présence, dans le dernier niveau sableux sous la surface érosive du sommet de la coupe, de *H. heteromorphus* permet de proposer que la polarité inverse des calcaires immédiatement sous-jacents puisse être corrélée avec le Chron C5Dr. L'inversion N/I sous la première surface érosive miocène pourrait alors correspondre à la transition entre les Chrons C5En/C5Dr. Par conséquent, la polarité inverse de la base de la coupe pourrait être corrélée au Chron C5Er par extrapolation. L'inversion dans la barre sommitale pourrait, quant à elle, être corrélée par extrapolation à la transition entre les Chrons C5Dr/C5Dn. Cependant cette corrélation est délicate en raison de l'absence de marqueur biostratigraphique et d'une surface érosive. L'âge précis des dépôts de la partie supérieure de la coupe n'est donc basé que sur l'extrapolation et doivent être considéré avec prudence. L'âge des dépôts de la coupe de Saint Blaise serait Burdigalien moyen avec des âges limites de 18.6 Ma et 17.3 Ma (Chron C5Er à C5Dn).

### La coupe des Heures Claires (Fig. 3.14 & Fig. 3.15)

La coupe des Heures Claires se situe au Sud du port du même nom et au Sud-Est de la commune d'Istres. L'âge des dépôts de cette coupe serait Burdigalien inférieur à supérieur d'après la microfaune (Maurel-Ferrandini, 1976). Ces dépôts miocènes reposent sur une série continentale d'âge Bégudien (Crétacé sup.) d'après la carte géologique d'Istres (1975) ou sur des dépôts continentaux aquitaniens (Besson, 2005 ; Besson et al., 2005 ; Parize et al., 2007). La coupe est constituée à la base par un calcaire bioclastique d'une épaisseur de l'ordre de 3m dont la proportion argileuse augmente vers le sommet. La base de ce calcaire est localement conglomératique avec des blocs remaniés de même nature que les dépôts sous-jacents. Une zone d'invisibilité de cinq mètres masque les dépôts au-dessus du calcaire bioclastique. Au-dessus des 13 premiers mètres de coupe, des marnes argileuses encadrent un calcaire argileux riche en turritelles sur 2 mètres d'épaisseur, puis une deuxième zone d'invisibilité d'une épaisseur de 7 mètres suit. L'invisibilité se termine avec des marnes argileuses passant graduellement à des sables bioturbés. Ces sables sont surmontés par 5m d'un ensemble de bancs calcaires finement bioclastiques dont la base est légèrement érosive et localement représentée par une lumachelle à *Ostrea squarrosa* (Maurel-Ferrandini, 1976). Au-dessus d'une invisibilité de 2-3 mètres, 3m de sables sont surmontés, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion, d'une barre bioclastique à cliniformes.

Huit échantillons pour l'étude des foraminifères planctoniques et des nannofossiles ont été prélevés. La préservation des foraminifères planctoniques est très faible et seuls 3 échantillons sur 8 ont livré une microfaune. La préservation des nannofossiles est modérée à faible dans la partie inférieure de la coupe puis faible dans la moitié supérieure ; cependant tous les échantillons ont livré des nannofossiles. Les remaniements d'espèces Crétacé et Paléogène sont importants sur l'ensemble de la coupe et atteignent 80% dans les 3 échantillons sommitaux. 44 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 81,8% d'échantillons exploitables.

Comme dans la coupe de Saint Blaise, les foraminifères planctoniques sont peu nombreux et présents uniquement dans la partie marneuse et médiane de la coupe. L'association observée se compose de *Gs. trilobus s.l.*, *P. semira* et *C. dissimilis* et indique une gamme de temps comprise dans les biozones M1 à M3 soit de l'Aquitaniens au Burdigalien sup. basal, encadré par la FAD de *Gs trilobus* (22.96 Ma) et la LAD de *C. dissimilis* (17.54 Ma).

La nannoflore a livré dans tous les échantillons de la coupe *H. ampliaperta* (FAD : 20.43 Ma ; LAD : 14.91 Ma) indiquant les biozones NN2 à NN4, soit Burdigalien à Langhien inférieur.



Etude paléomagnétique

Foraminifères planctoniques

Nannofossiles

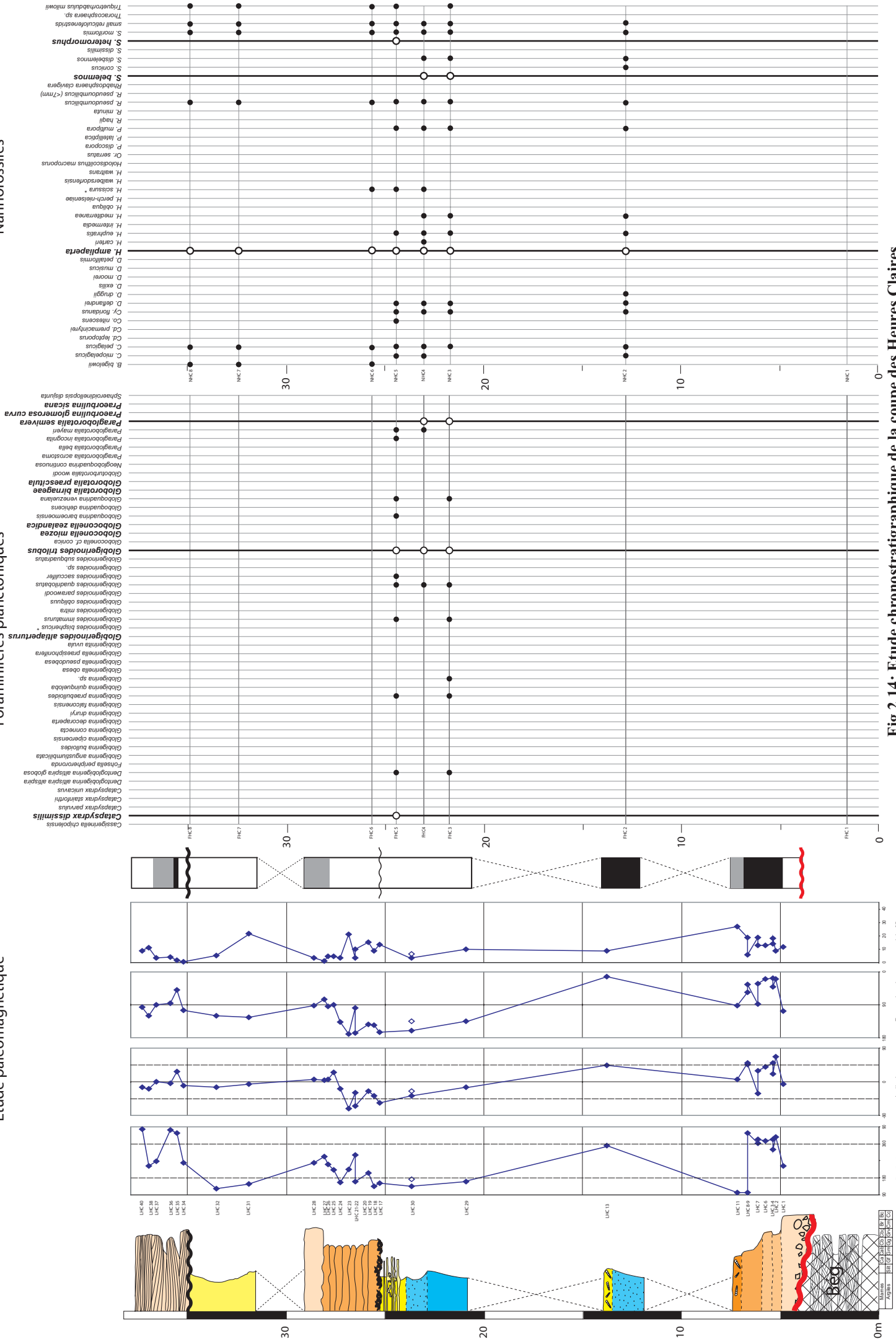


Fig.2.14: Etude chronostratigraphique de la coupe des Heures Claires

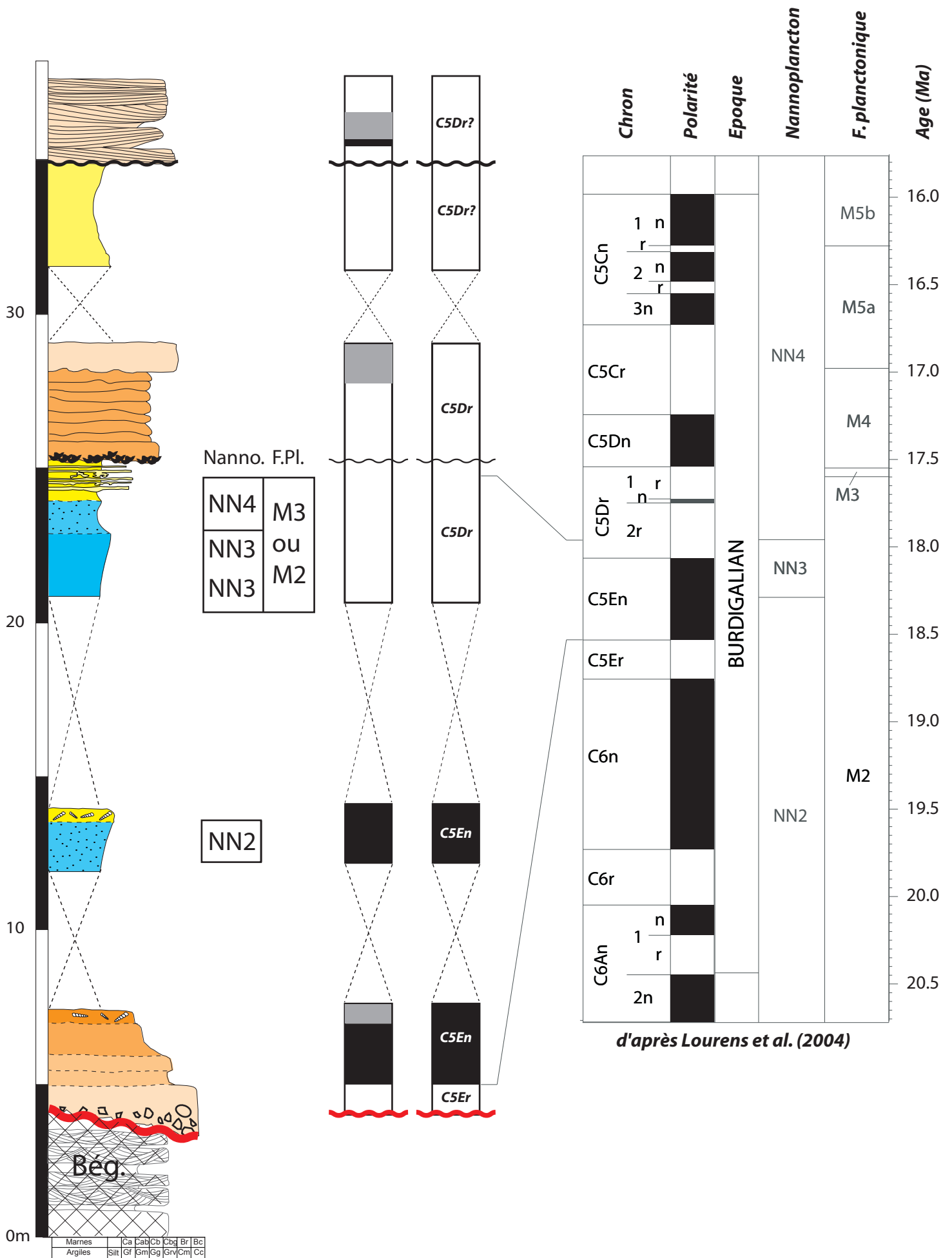


Fig.2.15: Synthèse chronostratigraphique de la coupe des Heures Claires

La présence de *S. belemnos* (FAD : 19.03 Ma ; LAD : 17.95 Ma) dans les échantillons HC3 et HC4 indique précisément la partie supérieure de la biozone NN2 et la biozone NN3, soit le Burdigalien moyen. Enfin la présence conjointe de *S. heteromorphus* (FAD : 17.71 Ma) et *H. ampliaperta* (LAD : 14,91 Ma) indique la biozone NN4. La transition NN3/NN4 (17.95 Ma) peut donc être placée précisément entre les échantillons HC4 et HC5. Les échantillons de la partie sommitale n'ont livré quant à eux que le taxon marqueur *H. ampliaperta*. Enfin, l'échantillon prélevé dans le "substratum" de cette coupe ne contient que des taxons crétacés en accord avec l'âge Crétacé supérieur indiqué par la carte géologique d'Istres au 25 000<sup>e</sup>.

L'étude paléomagnétique indique une inversion I/N à la base de la coupe, puis un intervalle de polarité normale dans la moitié inférieure de la coupe (bancs calcaires de la base et marnes présentes au milieu de la zone d'invisibilité), puis une inversion N/I 5m sous la première surface d'érosion miocène et une polarité inverse dans toute la partie sommitale de la coupe à l'exception d'un échantillon au sein de la barre bioclastique sommitale. Cette polarité normale pourrait correspondre à une réaimantation et cet échantillon n'est pas pris en compte dans l'interprétation car il est unique au sein d'un ensemble de lithologie homogène et de polarité inverse claire.

La transition NN3/NN4, localisée entre les échantillons HC4 et HC5, correspond à une polarité inverse qui peut donc être corrélée précisément au Sub-Chron C5D2r. Les niveaux immédiatement sous-jacents, rattachés à la biozone NN3, présentent une polarité inverse qui peut être elle aussi corrélée avec le Chron C5D2r. La polarité normale de la partie pourrait être corrélée avec le Chron C5En par extrapolation. Cependant, l'absence du taxon marqueur *S. belemnos* pourrait également conduire à corréliser cette polarité normale avec le Chron C6n.

L'interprétation chronostratigraphique de la coupe de Saint-Blaise, distante de quelques centaines de mètres seulement, nous conduit à favoriser la première interprétation. L'absence des espèces *S. belemnos* et *H. scissura* dans les échantillons de marnes dans la partie inférieure de la coupe des Heures Claires pourrait alors être reliée à la mauvaise préservation des nannofossiles. L'inversion I/N de la base de la coupe correspondrait à la transition C5Er/C5En (18.52 Ma). Enfin, la polarité inverse de la partie sommitale de cette coupe pourrait être corrélée avec le Chron C5Dr par extrapolation. Cependant, cette interprétation est rendue délicate par la rareté des taxons marqueurs et par le fait que la série est recoupée par 2 surfaces érosives. Comme dans la coupe précédente, les âges de la partie supérieure de la coupe doivent être considérés avec prudence. L'âge des dépôts de la coupe serait Burdigalien moyen avec des âges limites de 18.6 Ma et 17.5 Ma (Chron C5Er à C5Dr).

### 3.2.2.3 Le secteur du flanc Sud de la Nerthe :

#### *Les coupes du port du Rouet, du Cap Rousset et de Carry-le-Rouet*

Ces coupes font l'objet d'une publication soumise (Demory, F. ; Conesa, G. ; Oudet, J. et al., soumis). Le calage de la magnétostratigraphie a été réalisé à partir d'une synthèse de données bibliographiques et d'une étude de nannofossiles réalisée en collaboration avec M. Mansouri (Université d'Alger, Algérie) (**Fig. 3.16**).

Les coupes s'enchaînant stratigraphiquement d'Est en Ouest le long du littoral sud de la Nerthe, nous les considérerons comme une coupe unique.

La présence de *Reticulofenestra bisecta* (espèce synonyme de *Dictylcocites bisectus* dans Gradstein et al., 2004) jusqu'à la base de la coupe du Cap Rousset indique un âge Oligocène (LAD *Dictylcocites bisectus* 23.14Ma, Chattien). Sa disparition un mètre au-dessus au niveau du récif R2, permet de corréler la polarité inverse de ces niveaux avec le Chron C6Cn2r, dernier Chron de l'Oligocène. Cependant, l'apparition de *Myogipsina gunteri* (FAD 23.03 Ma) à hauteur de 48m de coupe (d'après Andreieff et al., 1972) indique le début de l'Aquitaniens. Cette attribution est cohérente avec la position à la limite entre une polarité inverse et une polarité normale qui serait la transition C6Cn2r/C6Cn1r, limite entre le Chattien et l'Aquitaniens. Or, entre la disparition de *D. bisectus* et l'apparition de *M. gunteri*, une polarité normale est présente. De ce fait, soit la disparition de *D. bisectus* est précoce, soit l'apparition de *M. gunteri* est tardive. Nous privilégions la première hypothèse car l'apparition de *M. gunteri* se produit dans un environnement de dépôts constant alors que la disparition de *D. bisectus* est contemporaine de la mise en place d'un environnement saumâtre qui serait peu favorable à l'espèce. A la hauteur de 65 m de coupe, *Discoaster druggi* (FAD 22.82 Ma) a été pour la première fois observé. Ce marqueur de l'Aquitaniens est difficilement corrélable aux données de paléomagnétisme du fait de la présence de lacunes de données. Les trois changements de polarités observés au sein de la coupe entre l'apparition de *M. gunteri* et celle de *D. druggi* impliquent que ce dernier est apparu plus bas dans la coupe. En effet, d'après le calibrage de Lourens et al. (2004), un seul changement de polarité est observé entre la FAD de *M. gunteri* et celle de *D. druggi*. L'apparition tardive de *D. druggi* au sein de la coupe, juste après la formation saumâtre, serait la conséquence de conditions environnementales défavorables. Le calage stratigraphique de la fin de la coupe est également incertain. Le seul marqueur biostratigraphique est un grand foraminifère benthique *Myogipsina socini* (FAD 21.23Ma) interprété de manière incertaine au sommet de la coupe de

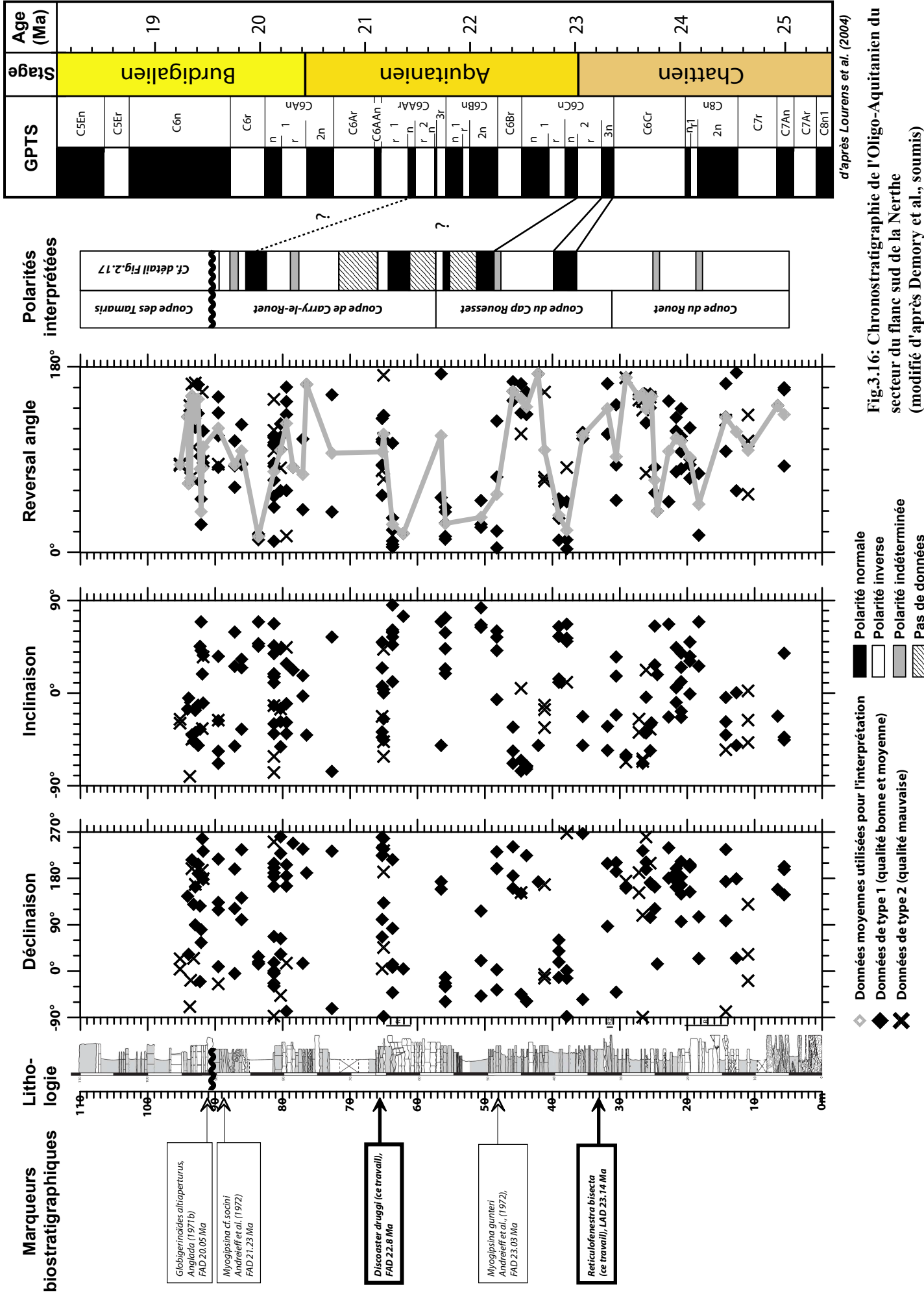


Fig.3.16: Chronostratigraphie de l'Oligo-Aquitanien du secteur du flanc sud de la Nerthe (modifié d'après Demory et al., soumis)

Carry-le-Rouet par Andreieff et al. (1972). L'apparition de ce foraminifère correspond à un intervalle de polarité inverse qui peut être attribuée au Chron C6AAr1r. Ce Chron représenterait donc les derniers dépôts syn-rifts observés dans la zone d'étude. En effet, les dépôts sus-jacents au-dessus de la discordance sont d'âge Burdigalien (cf. coupe des Tamaris). Les dépôts syn-rifts du littoral de la Nerthe seraient donc compris entre des âges chattiens (Chron C6Cr) et aquitaniens (Chron C6AAr1r ?).

Cette approche bio-magnéto-stratigraphique a permis pour la première fois de préciser la position de la limite oligo-aquitaniennne dans les séries du littoral de la Nerthe. Néanmoins, l'âge des dépôts sommitaux de la coupe, même s'il est encore Aquitanienn, reste à préciser.

#### *La coupe des Tamaris (Fig. 3.17 & Fig. 3.18)*

La coupe des Tamaris se situe, en bord de mer, à l'Ouest de la commune de Sausset-les-Pins. L'âge des dépôts de cette coupe couvrirait l'ensemble du Burdigalien (Maurel-Ferrandini, 1976), ainsi que le début du Langhien (Parize et al, 2007). La coupe d'une vingtaine de mètres d'épaisseur débute par un conglomérat polygénique grano-décroissant de 2 mètres d'épaisseur. Le conglomérat est surmonté par des bancs de calcaires bioclastiques localement riches en ostréidés ou en échinodermes sur une épaisseur de 3m. Suit un ensemble marneux de 5m incluant des niveaux argileux. Cet ensemble se termine avec la mise en place d'un banc calcaire de 0.8m d'épaisseur riche en moules internes de bivalves. Superposées à ce calcaire, des marnes se trouvent sur 7m d'épaisseur, incluant des petits bancs calcaires décimétriques plus ou moins argileux. La coupe se termine par 5m de calcaire bioclastique à cliniformes progradants vers le Nord.

Dix échantillons pour l'étude des foraminifères planctoniques et des nannofossiles ont été prélevés. La préservation est modérée pour l'ensemble des échantillons étudiés et les remaniements sont faibles. 80 échantillons ont été mesurés pour la magnétostratigraphie avec un pourcentage de 83.8% d'échantillons exploitables.

L'association de foraminifères planctoniques caractéristique est composée de *C. dissimilis*, *Gs. altiapertura*, *Gs. trilobus* et *Gb. zealandica*. Cette association indique que les dépôts de cette coupe correspondent aux biozones M2 à M4. La présence conjointe, dès la base de la coupe, de *Gs. altiapertura* (FAD : 20.43 Ma) et de *C. dissimilis* (LAD : 17.54 Ma ; Young, 1998) indique que la base de la coupe correspond à la moitié supérieure de la biozone M2. L'absence de *C. dissimilis* dans les échantillons sommitaux permet de préciser la zone de la transition M2/M3 dans la coupe. La présence de *Gb. zealandica* (LAD 17.26 Ma) dans les



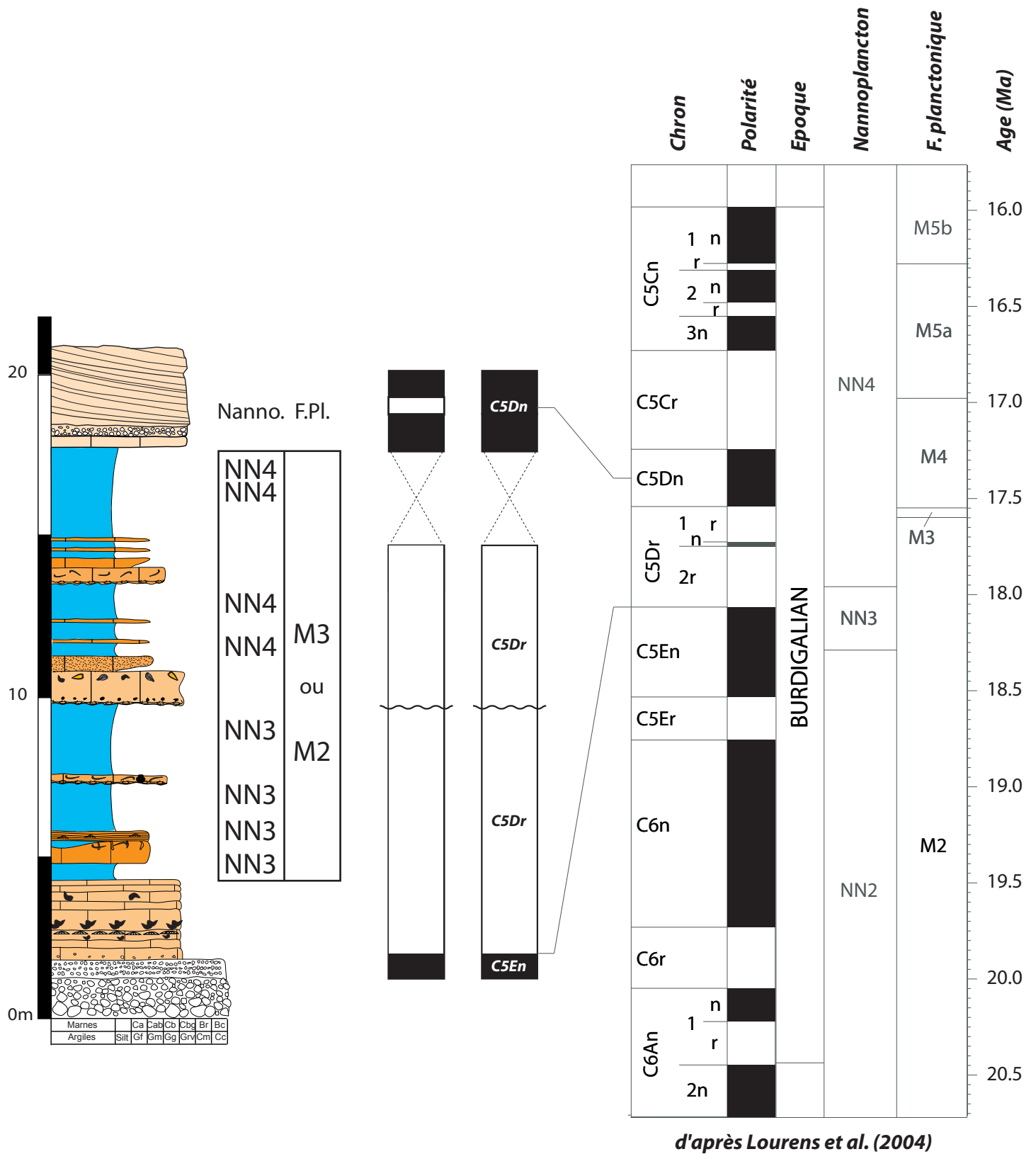


Fig.2.18: Synthèse chronostratigraphique de la coupe des Tamaris



derniers niveaux marneux de la coupe indique que ces niveaux correspondent à la biozone M3 et/ou à la base de la biozone M4.

La nannoflore est caractérisée par la présence dans tous les échantillons de l'espèce *H. ampliaperta* (FAD : 20.43 Ma ; LAD : 14.91 Ma), soit l'intervalle depuis la moitié supérieure de la biozone NN2 jusqu'au sommet de la biozone NN4. De plus, la présence, dans le premier intervalle marneux de la coupe, de *S. belemnos* (FAD : 19.03 Ma ; LAD : 17.95 Ma) indique que cette portion de coupe correspond à la partie sommitale de la biozone NN2 et/ou à la biozone NN3. Dans le second intervalle marneux de la coupe, la présence de *S. heteromorphus* (FAD 17.71 Ma), concomitante avec l'absence de *S. belemnos*, permet de préciser la position dans la coupe de la transition NN3/NN4.

La compilation de l'ensemble des données biostratigraphiques indique un âge des échantillons compris entre 19.03 et 17.26 Ma (FAD *S. belemnos* & LAD *Gb. zealandica*) correspondant au Burdigalien moy. à sup.

L'étude paléomagnétique révèle que les dépôts de la base cette coupe ont une polarité normale, puis une inversion N/I au niveau des premiers niveaux carbonatés. Cette polarité inverse est constante dans les 2 intervalles marneux et les dépôts sommitaux ont à nouveau une polarité normale. Au sein de la barre sommitale, un échantillon a révélé une polarité inverse au sein d'un ensemble lithologique homogène et de polarité normale. Cette polarité inverse ne sera pas prise en compte. L'excellent calage biostratigraphique des marnes permet de corréler la polarité inverse de la partie médiane de la coupe au Chron C5Dr. L'inversion N/I de l'extrême base de la coupe correspond donc à la transition entre les Chrons C5En/C5Dr. La polarité normale du sommet de la coupe peut ainsi être corrélée au Chron C5Dn. L'âge des dépôts de la coupe des Tamaris est donc Burdigalien moyen avec des âges limites de 18.5 Ma et 17.2 Ma (Chron C5En à C5Dn).

### 3.2.3. Corrélations chronostratigraphiques et implications

La pile sédimentaire des séries syn-rift/post-rift de la Provence méridionale couvre une durée maximale de temps estimée à 7 Ma entre l'Oligocène supérieur et le Burdigalien terminal. Les dépôts oligo-aquitaniens affleurent uniquement dans la zone du flanc Sud de la Nerthe. Dans le secteur des étangs, les dépôts sont uniquement d'âge Burdigalien (**Fig. 3.19**).

Sur le flanc Sud de la Nerthe, l'âge des dépôts s'échelonne entre le Chattien terminal (âge limite de 24 Ma, soit la base du Chron C6Cr) et le Burdigalien moyen (âge limite de 17,2 Ma,



courte de 750 ky au plus et non pas à une période qui couvrirait l'équivalent de tout le Langhien (*sensu* Berggren et al., 1995), soit plus de 2 Ma. L'âge des dépôts sus-jacents, qui étaient considérés serravalliens (Anglada et al., 1988 ; Besson et al., 2005), pourrait donc être remis en question. L'ensemble de la série étudiée couvre un intervalle de temps d'environ 4 Ma au lieu des 8 Ma précédemment envisagés.

Les corrélations entre les coupes au niveau de la zone du flanc sud de la Nerthe sont bien contraintes car les relations stratigraphiques sont directement suivies le long du littoral.

Au niveau de la zone des étangs, les relations stratigraphiques entre les coupes sont moins évidentes. Les coupes des Cabanes, d'Estagel et de Bayanne semblent constituer la coupe où les relations stratigraphiques sont les plus exposées. Ces dernières constitueraient la coupe composite la plus continue des séries miocènes de ce secteur.

Les corrélations chronostratigraphiques impliquent des passages latéraux de faciès significatifs sur de courtes distances à l'échelle des secteurs étudiés (**Fig. 3.20**). En effet, par exemple, l'intervalle marneux de la coupe de Lafarge a le même âge que les calcaires bioclastiques de la coupe de Fos (Chron C5Dn, Burdigalien moy./sup.), le calcaire à algues rouges et bryozoaires sont corrélés avec une grande partie des dépôts marneux de la coupe des Tamaris (Chron C5Dr, Burdigalien moyen). A l'inverse, des faciès semblables présentent des âges différents. C'est notamment le cas des marnes de la coupe de Lafarge du Burdigalien moy. (Chron C5Dn) et des marnes de la coupe de Bayanne du Burdigalien sup. (Chron C5Cn). Ainsi, à cette échelle, sans contrôle précis de l'âge des séries et sans contrôle latéral des géométries ou sans suivi latéral bancs par bancs, les corrélations de faciès coupe à coupe impliquent des incertitudes considérables.

Notre étude a permis de réaliser des corrélations à haute résolution. Les niveaux riches en algues rouges et/ou bryozoaires présents sur l'ensemble du secteur appartiennent au même Chron (C5Dr) dans les coupes de Lafarge et des Cabanes respectivement localisées aux extrémités Sud et Nord du secteur des étangs. Dans la partie centrale du secteur des étangs au niveau de la coupe de St Blaise, ce niveau correspond à un calcaire bioclastique riche en bivalves. Au niveau du flanc Sud de la Nerthe, ce niveau repère du Burdigalien moy. correspond à l'intervalle marneux et non à l'interbanc calcaire du milieu de la coupe comme l'interprétait par analyse séquentielle Parize et al. (2007). La plupart des coupes se terminent par un complexe de niveaux calcaires bioclastiques à cliniformes présentant une ou plusieurs surfaces d'érosion. Les contraintes biostratigraphiques étant faibles ou inexistantes, les attributions stratigraphiques sont incertaines. Ces faciès sont regroupés dans un même

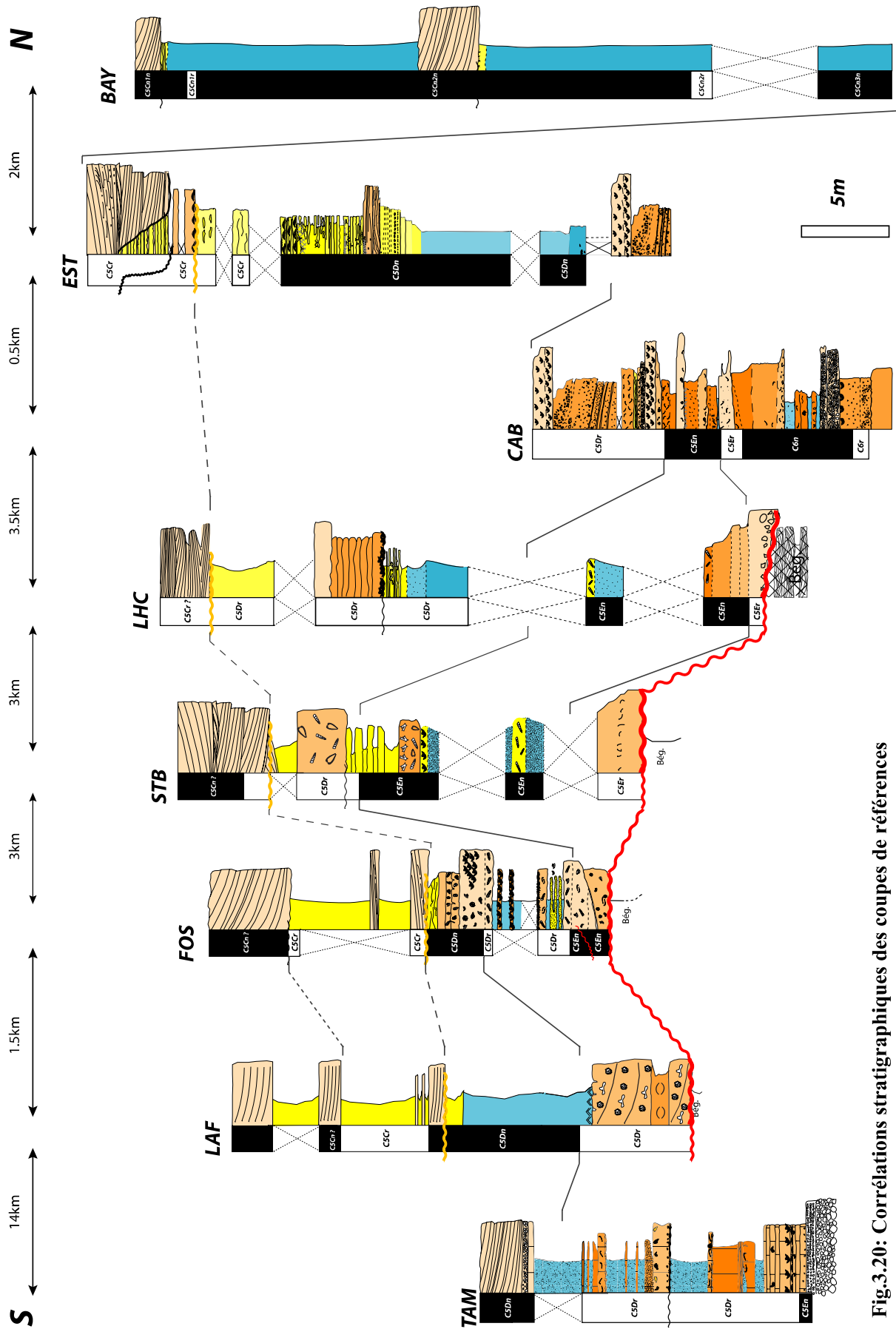


Fig.3.20: Corrélations stratigraphiques des coupes de références

ensemble « Calcarénite rousse de Quinsanne » et rattachés à l'Helvétien (Langhien - Serravallien) sur la carte géologique d'Istres (1975). Cependant, les différentes polarités indiquent que ces faciès sont diachrones. Les dépôts érodés les plus jeunes correspondent au Chron C5Cr. Il est probable qu'à partir du Burdigalien sup. un système érosif caractérisé par une surface diachrone érode les dépôts Burdigalien plus anciens. Cette surface d'érosion pourrait être liée au système de vallées incisées décrit par Besson (2005) et Besson et al. (2005) durant cette période. Cependant, l'absence d'Aquitaniens dans le secteur implique que la vallée incisée datée du Burdigalien inf. décrite par Besson (2005), Besson et al. (2005) et Parize et al. (2007) n'est pas forcément d'âge Miocène mais elle peut être antérieure et pourquoi pas Oligocène, dernière période d'érosion majeure du Cénozoïque.

L'établissement d'un cadre chronologique contraint a permis de dater de manière précise les surfaces remarquables du système sédimentaire.

Nous avons pu mettre en évidence un diachronisme de la surface de base du système sédimentaire. Cette surface constitue un contact entre différents substratums (Crétacé inférieur à faciès Urgonien et Crétacé supérieur, Bégudien). Les dépôts tertiaires sus-jacents peuvent être oligocènes (Sud de la Nerthe) ou strictement burdigaliens (secteur des étangs).

Un autre exemple est la première incursion marine du système dont l'âge a été précisé par magnétostratigraphie, au cours de l'Oligocène au niveau du Chron C6Cr entre 23.3 et 24 Ma. La limite Oligo-Miocène a été mise en évidence, dans les travaux de Demory et al. (soumis), au niveau des niveaux à bryozoaires de la formation bioclastique de Carry en-dessous des marnes de la Tuilière.

La limite syn-/post-rift identifiée en Méditerranée sous le nom de *breakup unconformity* approximativement à la transition Aquitanien/Burdigalien semble ici correspondre à un *hiatus* de plusieurs centaines de milliers d'années. En effet, les derniers dépôts syn-rift présents le long du littoral de la Nerthe sont datés au plus récents de l'Aquitaniens (C6AAr1r) et les dépôts sus-jacents datés sont du Burdigalien moy. (Chron C5En) correspondant ainsi à un *hiatus* de l'ordre de 1.5 million d'années. Une grande incertitude demeure, car entre les échantillons datés il existe un dépôt conglomératique de quelques mètres d'épaisseur et l'âge du sommet des dépôts syn-rift demeure incertain. De plus, la base non échantillonnée de la coupe des Cabanes présente des colonies coralliennes semblables à celles présentes dans les premiers niveaux burdigaliens du flanc sud de la Nerthe (**Fig. 3.21**). Dans la coupe des Cabanes, ces colonies sont plus anciennes que le Chron C5En déterminé dans les premiers niveaux post-rift du flanc sud de la Nerthe. Enfin, la base de la coupe des Tamaris est

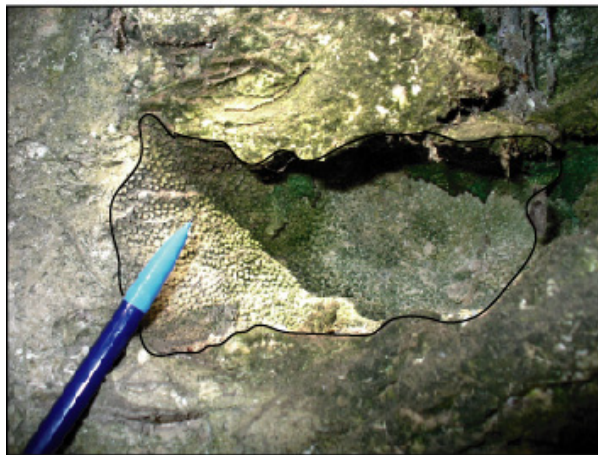
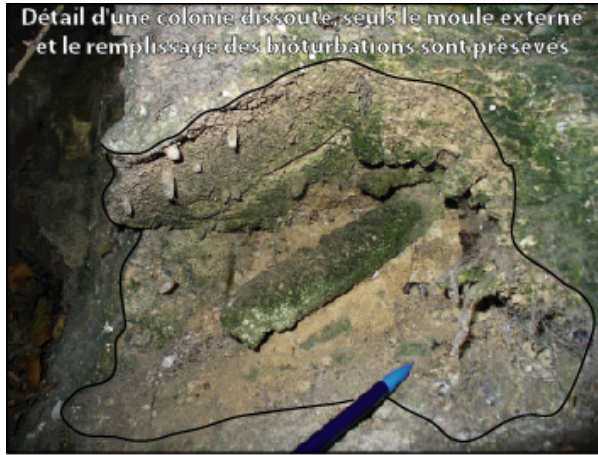
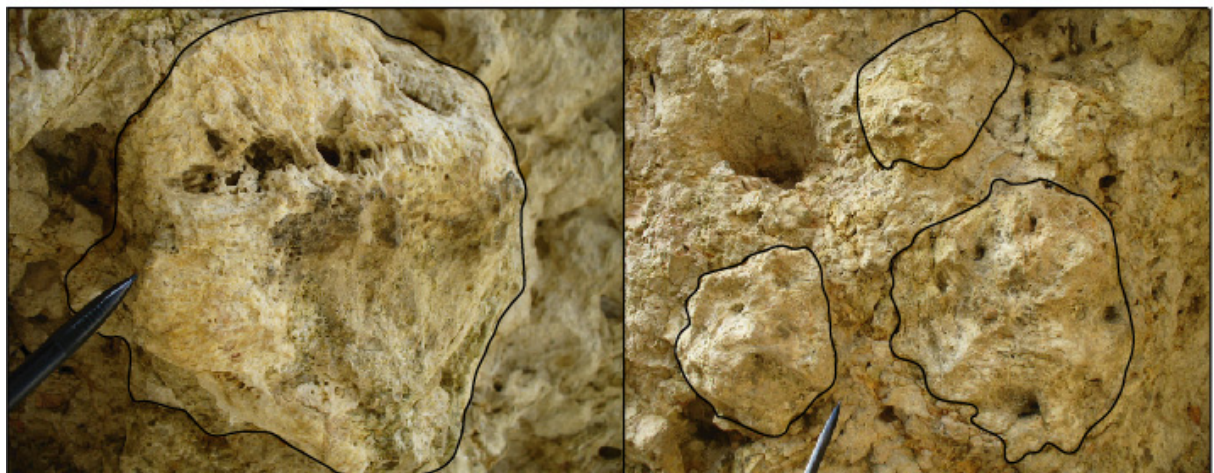


Fig.3.21: Détail des colonies coralliennes observées à la base du Burdigalien. A la Romaniquette, à l'Est d'Istres (ci-contre & ci-dessus). A l'anse de la Beaumanderie, à l'Ouest de la Couronne (ci-dessous)



constituée de nombreux bancs calcaires qui, malgré le pas d'échantillonnage d'ordre décimétrique, pourraient concentrer une durée de temps importante entre les surfaces stratigraphiques délimitant les différents niveaux. En prenant en compte ces différents éléments, il semblerait donc que le *hiatus* interprété dans le passage syn- à post-rift ait duré moins de temps.

Enfin, au sein du Burdigalien deux surfaces ont pu être identifiées et suivies. Une première surface datée du Burdigalien moy. (Chron C5Dr) qui représente la base des niveaux calcaires à algues et bryozoaires et une surface d'érosion (Chron C5Cr) rattachée au Burdigalien sup.

La datation précise des séries a permis de mettre en évidence une relation entre les enregistrements du temps et les faciès. Les faciès carbonatés tels que ceux présents sur la coupe des Cabanes correspondent à un intervalle de temps de 2.5Ma pour une série préservée d'une vingtaine de mètres. En revanche, les séries majoritairement détritiques telles que celles de la coupe de Bayanne enregistrent un intervalle de temps de 750 ky pour près de 40m de dépôts. Cela implique que dans le système étudié, le temps enregistré par les dépôts carbonatés est plus représenté par les surfaces alors que comparativement le temps enregistré par les dépôts détritiques est plus représenté par les sédiments. La série étudiée est ici mixte avec un enregistrement complexe du temps au sein des coupes.

L'approche intégrée bio-magnéto-stratigraphique a permis de contraindre la série sédimentaire oligo-miocène de la zone étudiée. L'avantage pluridisciplinaire de cette méthode est de compenser certaines lacunes liées à l'utilisation d'une seule méthode comme par exemple l'environnement de dépôts plus ou moins favorables au nannoplancton ou aux foraminifères planctoniques ou encore la rareté des marqueurs biostratigraphiques dans certains intervalles de temps de l'échelle de référence. Cette approche intégrée a permis de mettre en évidence la disparition précoce d'*H. ampliaperta* sur l'ensemble des coupes étudiées durant le Chron C5Dn. En effet, cette espèce n'est pas présente au-delà du Chron C5Dn alors que Lourens et al. (2004) indiquent qu'elle disparaît au cours du Chron C5Bn. Cette observation est cohérente avec les travaux de Fornaciari et al. (1996). Ces derniers n'utilisent pas la dernière occurrence de ce marqueur dans son échelle biostratigraphique du fait de sa présence discontinue durant la fin de sa répartition stratigraphique.

### 3.3. Géométries sédimentaires d’affleurements et surfaces remarquables

L’objectif de cette partie est d’établir un inventaire et une typologie des surfaces remarquables et des géométries sédimentaires constituant la série Oligo-Miocène de Basse Provence. Une étude cartographique sur l’ensemble de la zone a donc été réalisée sur deux échelles:

- une cartographie à l’échelle de la zone d’étude de surfaces repères. Ces surfaces ont été sélectionnées pour leur extension régionale, leur facile identification en surface et en subsurface et l’épaisseur significative de sédiments qu’elles délimitent. Il s’agit du toit du substratum mésozoïque, de la limite syn-/post-rift et de la surface d’érosion du Burdigalien supérieur. Ces surfaces seront intégrées dans un modèle 3D « terre-mer ».

- une cartographie à plus haute résolution à l’échelle des affleurements qui permettra d’appréhender la géométrie des surfaces et des unités précédemment décrites dans l’objectif de comprendre la dynamique sédimentaire.

Ce travail repose sur de nombreuses campagnes de terrain qui ont permis l’acquisition d’une base de données géoréférencées de limites de bancs et près de 1000 points GPS pour l’ensemble de la zone d’étude (**Fig. 3.22**). A partir de ces données, des cartographies précises des surfaces décrites ainsi que des révisions des cartes géologiques existantes ont été ainsi réalisées (**Fig. 3.23 & Fig. 3.24**).

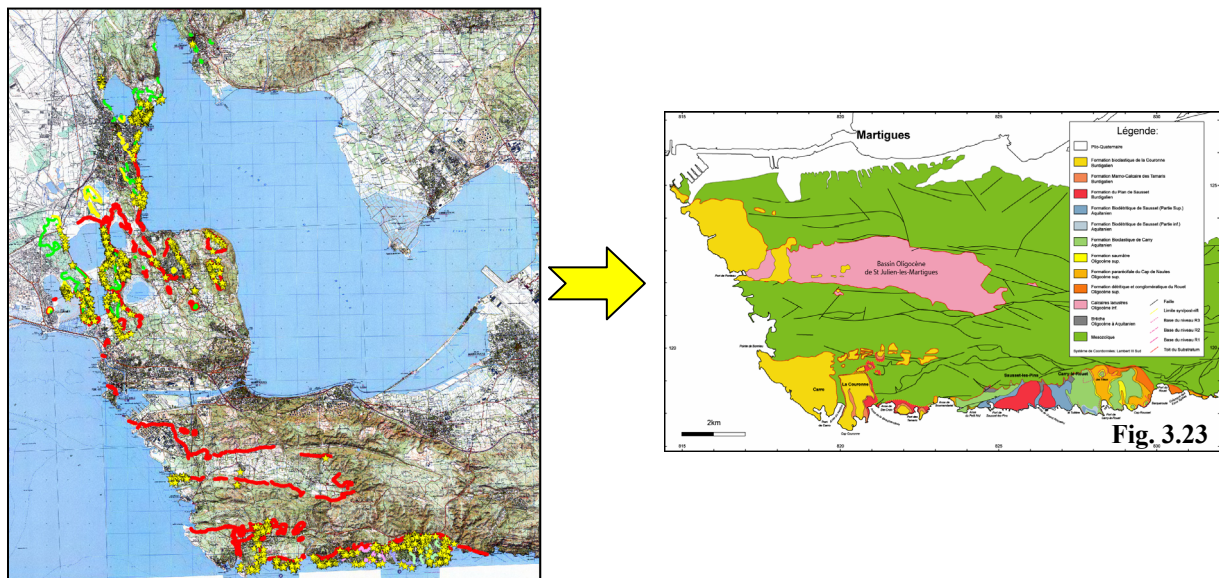


Fig. 3.22 : Aperçu de la base de données géoréférencées ayant conduit à l’établissement de cartes géologiques inédites. Lignes de couleurs : tracés de bancs; étoiles jaunes : points GPS.



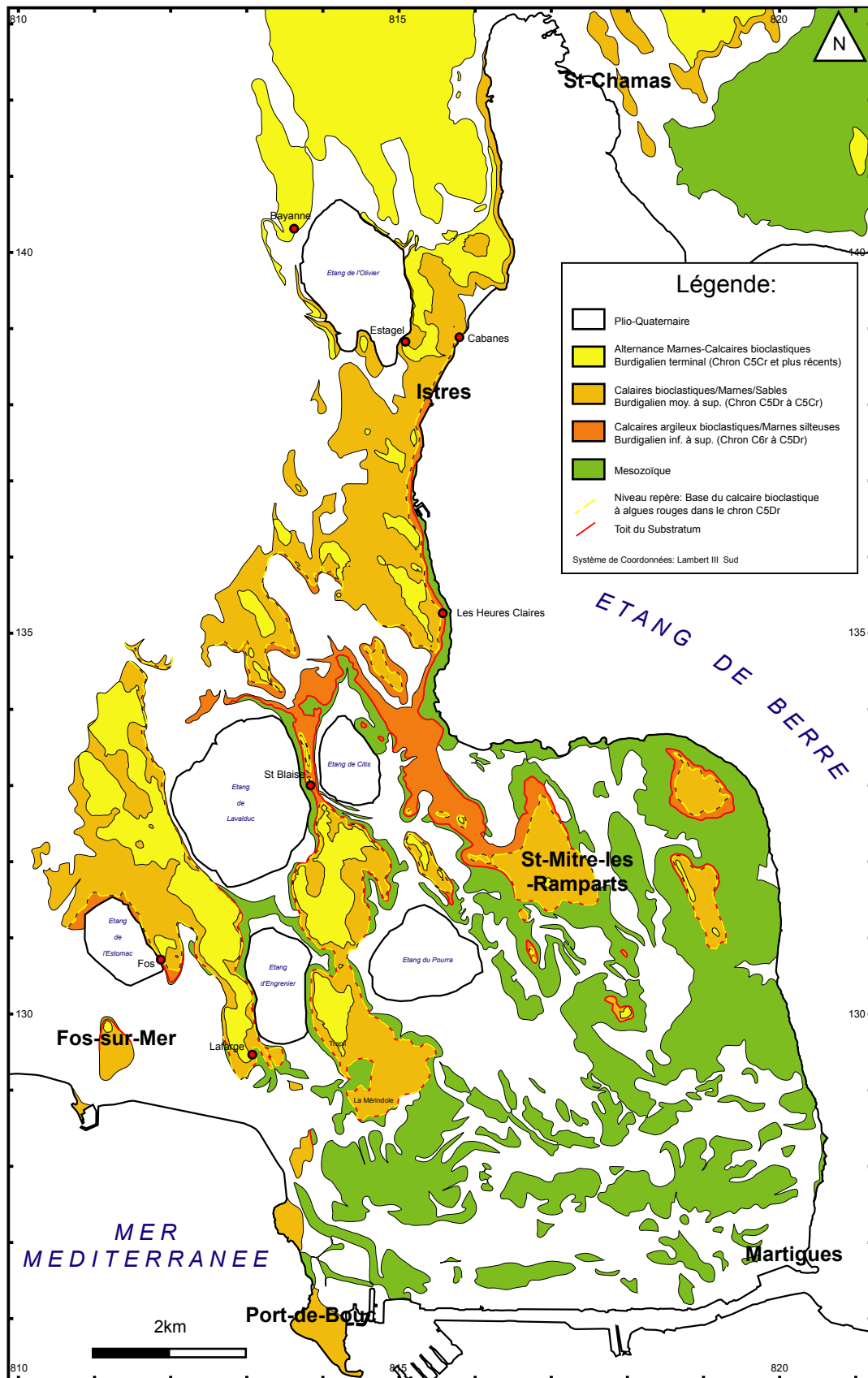


Fig. 3.23 : Cartographie géoréférencée du burdigalien du secteur des étangs

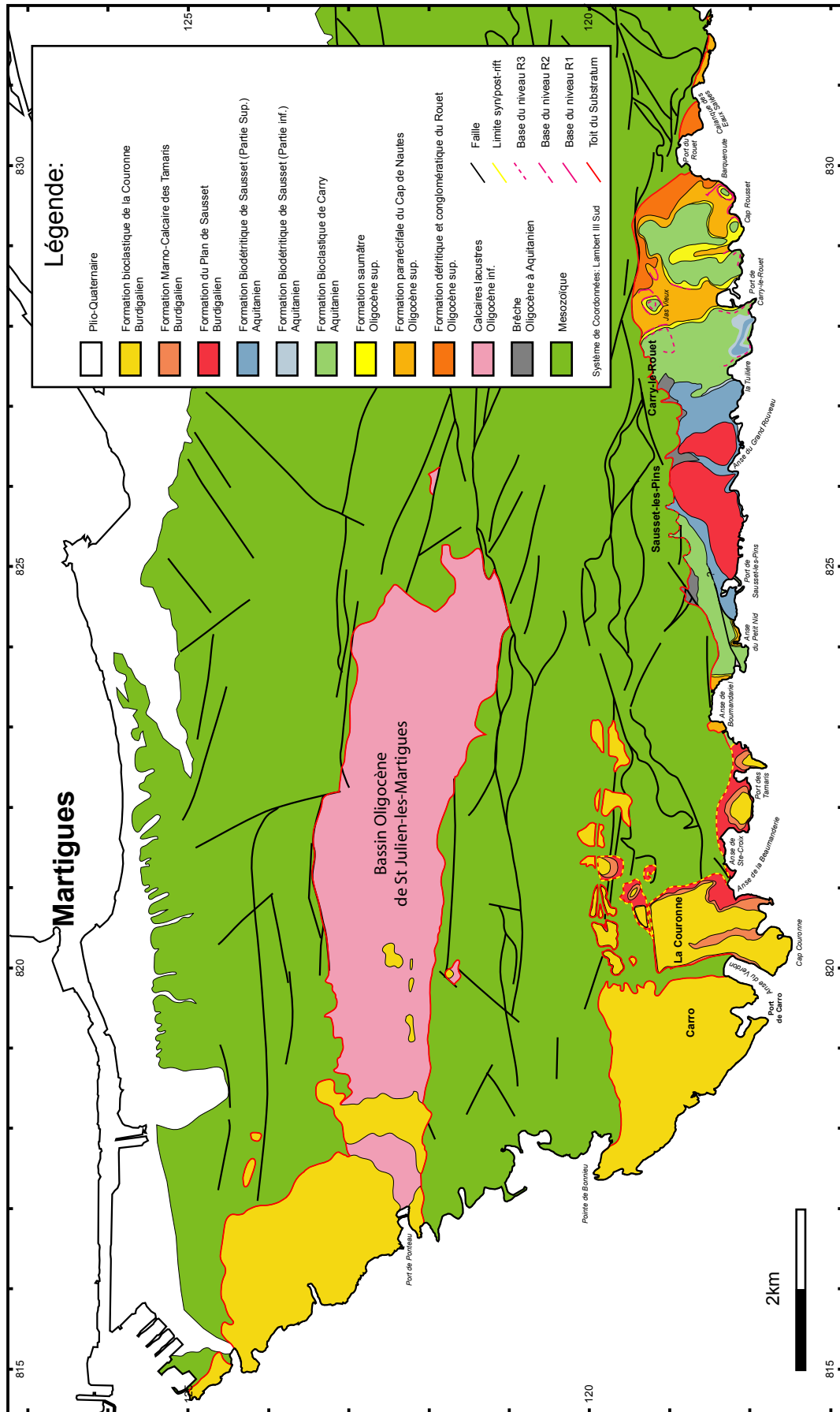


Fig. 3.24 : Cartographie géoréférencée de la partie Olig. sup.-Aquitanien du secteur flanc Sud de la Nerthe

*Toit du substratum :*

Cette surface constitue la base du système sédimentaire étudié. Elle représente le contact entre les dépôts mésozoïques et les dépôts oligo-miocènes. Dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe, ce sont principalement des dépôts du Crétacé inférieur (faciès Urgonien) qui sont en contact avec les dépôts tertiaires soit oligocènes soit miocènes. Tandis que dans le secteur des étangs, les dépôts du Crétacé supérieur (Béguvien) constituent le substratum des dépôts du Burdigalien inf. et du Burdigalien sup. Il s'agit d'une surface diachrone dont la complexité est augmentée par les deux types de contact qui ont été observés : contact par faille et contact en biseau transgressif.

Les contacts en biseau transgressif sont bien illustrés dans tous les secteurs de la zone d'étude. Dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe, le contact en *onlap* de l'Oligo-Aquitainien sur l'Urgonien correspond à une surface d'érosion voire d'abrasion marine assez limitée dans les localités de Boumandariel, Ponteau et le Jas Vieux (Ouest de Carry-le-Rouet) (**Fig. 3.25 & Fig. 3.30**). Les dépôts transgressifs sont localement orientés Sud à Sud-Ouest avec des pentages de l'ordre de la quinzaine de degrés.

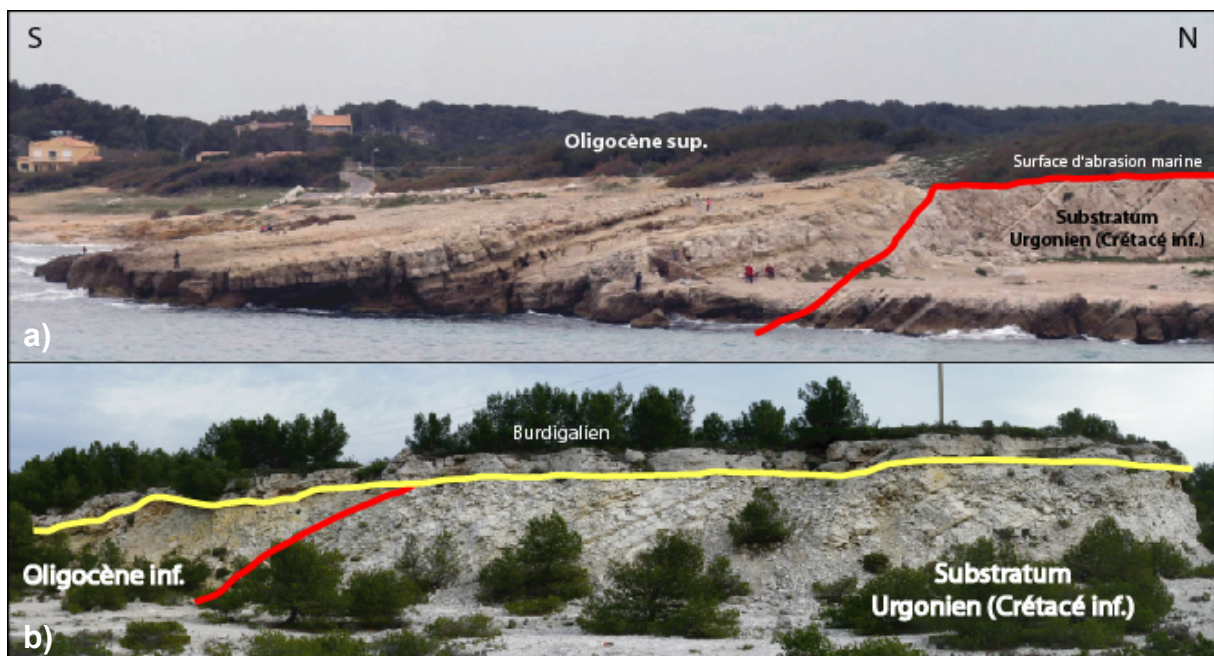
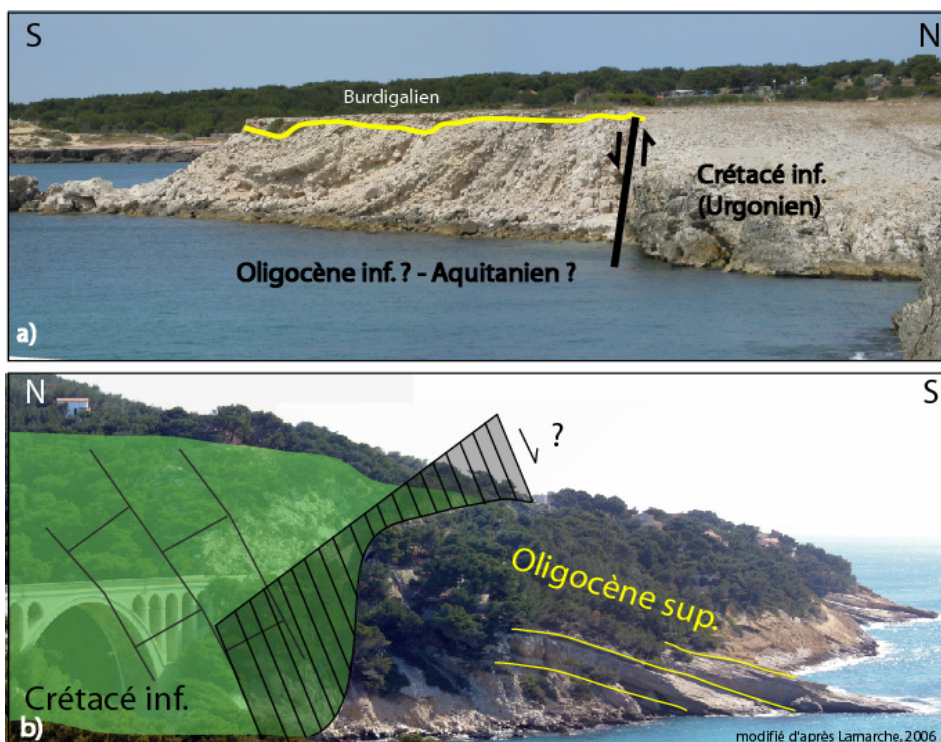


Fig. 3.25 : Contact en *onlap* de l'Oligocène sur le substratum. a) Anse de Boumandariel ; b) Ponteau.

Dans le secteur des étangs, le substratum bégudien est uniquement transgressé par des dépôts datés au plus ancien du Burdigalien. Le substratum exhibant un pendage moyen de l'ordre de 7 à 8° vers le Nord se termine par une surface d'érosion surmontée par des dépôts transgressifs. Ceux-ci sont d'âges Burdigalien inf. à moyen dans les localités de St Blaise, des Heures Claires et des Cabanes puis Burdigalien moy. à Lafarge, la Mérindole et St Mitre-les-Remparts. Le remplissage est associé à un *onlap* des paléoreliefs par les premiers dépôts transgressifs burdigaliens. L'équivalent de la surface d'érosion de la transgression d'âge Burdigalien moy. dans le secteur des étangs est visible reposant directement sur le substratum au niveau de la partie occidentale du massif de la Nerthe, de la Couronne jusqu'à Port-de-Bouc. Dans cette zone, la surface de base correspond à une surface d'abrasion marine principalement liée au changement de nature du substratum formé par les calcaires massifs de l'Urgonien.

Outre les surfaces d'érosion et d'abrasion, des contacts tectoniques, par faille, sont présents dans les localités de Ste Croix et de la Calanque des Eaux Salées (secteur du flanc Sud de la Nerthe, **Fig. 3.26**).



**Fig. 3.26 : Contact par faille Oligocène/Substratum. a) Ste Croix ; b) Calanque des Eaux Salées.**

Ces failles d'orientation E-O et sub-verticales, mettent en relation un substratum de faciès Urgonien (Crétacé inf.) avec un pendage de l'ordre de 45° vers le Sud avec des dépôts d'âges

respectivement Oligocène supérieur et Oligocène inférieur d'après Froget et al. (1966). Ces dépôts syn-tectoniques ont des pendages très variables : d'orientation Sud à Sud-Est, ils peuvent être sub-verticaux (Ste Croix) ou bien de l'ordre de la vingtaine de degrés (Calanque des Eaux Salées) au contact des failles mais s'amortissent rapidement vers le Sud. On notera aussi la présence d'un petit bassin Oligocène inf. délimité par des failles normales : le bassin de St Julien-les-Martigues (Nury, 1970 & 1988).

En addition de son diachronisme, la surface est caractérisée par une géométrie complexe héritée d'une érosion continentale oligocène dans le secteur du flanc sud de la Nerthe et d'une érosion marine burdigalienne dans le secteur des étangs (Besson et al. 2005). L'absence de dépôts aquitaniens dans ce dernier secteur (§3.2.2.2) permet de suggérer que la surface de base dans le secteur des étangs soit ante-Burdigalien voire Oligocène. Cette dernière période représente le dernier événement d'érosion continentale.

Les pentes de quelques degrés de la surface sont orientées vers le sud pour la partie Nerthe et majoritairement Nord-Ouest pour la partie des étangs. Pour le secteur de la Nerthe, hormis le bassin de St Julien-les-Martigues, les dépôts tertiaires sont limités aux flancs Sud et Ouest du massif de la Nerthe. Les altitudes maximales atteintes par la surface de base sont de l'ordre de 75 m dans les parties internes du massif. Elles descendent jusqu'au niveau de la mer au niveau du littoral Sud et Ouest du massif de la Nerthe. Pour le secteur des étangs, aux alentours de la commune de St Mitre-les-Remparts, la surface de base possède des altitudes de l'ordre de 110 m. Cette même surface est au niveau de la mer à l'Est de la commune d'Istres et vers Fos-sur-Mer. D'un point de vue géomorphologique, cette surface de base est représentée par des reliefs (Massif de la Nerthe, Zone de Martigues-St Mitre) et des dépressions (littoral de la Nerthe, secteur Nord des étangs) topographiques. D'après Maurel-Ferrandini (1976), cette surface serait découpée dans le secteur des étangs par deux failles NO-SE délimitant un bloc central effondré. La modélisation en 3D permettra de tester cette hypothèse.

#### *Limite syn/post-rift :*

Cette surface appelée *breakup unconformity* dans la littérature constitue la fin de l'activité tectonique liée à la phase de rifting (Gorini, 1993). Elle est représentée sur le terrain par une surface d'abrasion marine visible dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe (**Fig. 3.27**). Cette surface délimite un contact entre l'Aquitaniens supérieur et le Burdigalien moy. Le Burdigalien

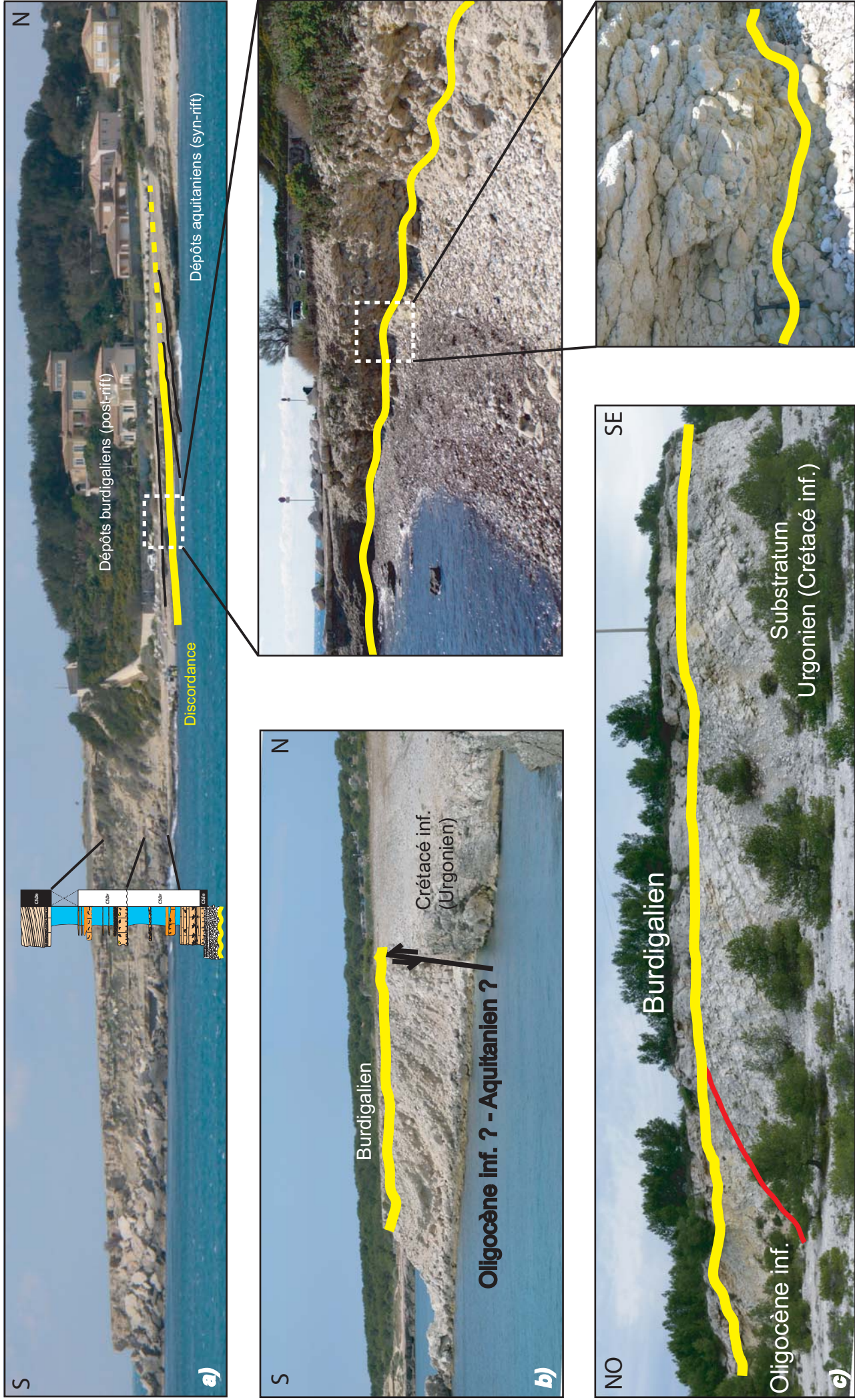
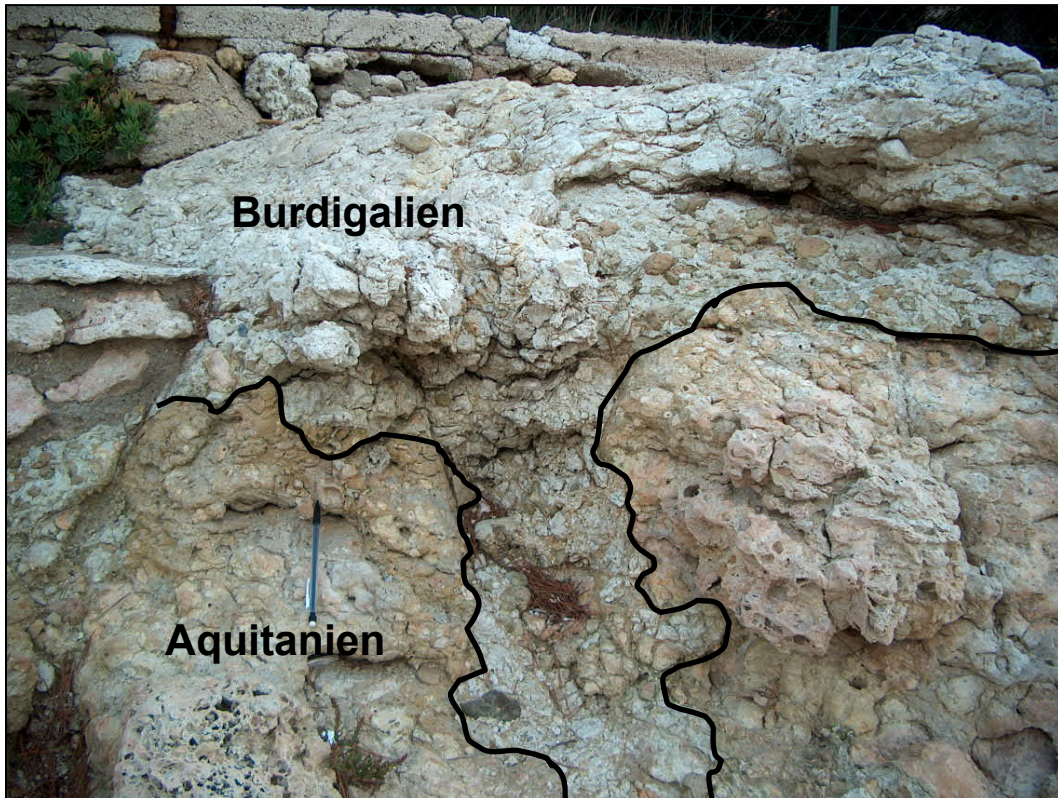


Fig.3.27 Passage syn-rift / post-rift (a) Pointe des Tamaris, b) Ste Croix & c) Ponteau)

moy. étant ici constitué d'un conglomérat polygénique remaniant parfois les dépôts aquitaniens sous-jacents. Localement, des remplissages de cavités liées à une activité tectonique. Les morphologies irrégulières des cavités pourraient indiquer des paleokarsts (**Fig. 3.28**).



**Fig. 3.28** : Exemple d'un remplissage burdigalien dans un encaissant aquitanien : paleokarsts ?

Un tel phénomène impliquerait une érosion aérienne lors d'une émergence préalable dont la durée est difficile à estimer. Dans le même secteur, cette surface recoupe localement le substratum Urgonien (Nord-Ouest de la commune de la Couronne).

L'absence d'Aquitaniens dans le secteur des étangs ne permet pas d'identifier le passage syn-/post-rift dans ce secteur.

Les altitudes de cette surface, de Sausset-les-Pins jusqu'à celle de la Couronne, donne une pente moyenne de l'ordre de 2° vers le Sud. Le massif de la Nerthe a donc probablement constitué un paléorelief qui a limité l'extension de la transgression burdigalienne dans ce secteur.



Fig. 3.29 : Surface d'abrasion marine, au NO de la Couronne (secteur du flanc sud de la nerthe), des premiers niveaux burdigaliens sur le Crétacé inf.

*Surface de transgression du Burdigalien sup. :*

La présence de cette surface d'érosion est limitée au secteur des étangs. Cette surface est une succession d'érosions appartenant à un complexe tidal (**Fig. 3.37**). Au-dessus de ces érosions multiples, des dépôts marneux (équivalent de la coupe de Bayanne) riches en foraminifères planctoniques traduisent un milieu marin relativement ouvert. Ces derniers dépôts correspondent d'après Besson et al. (2005) au remplissage d'un réseau de vallées incisées décrit à l'échelle du Bassin Molassique Rhodano-Provençal. D'après ces auteurs, la surface de base du remplissage de ce réseau est une surface d'érosion aérienne. Les pendages observés de cette surface correspondent à un plan incliné de quelques degrés et orientés vers le NO et non à une morphologie typique d'une vallée. Quant à la nature émergitive de la surface, l'étude chronostratigraphique a montré que le temps enregistré par la surface était très court : aucun Chron manquant. En d'autres termes, un retrait total et une transgression de la mer au Burdigalien seraient compris dans un laps de temps inférieur à 500 000 ans. Ainsi, plutôt qu'une vallée incisée, nous penchons vers un débouché d'un système fluvial pour quoi pas

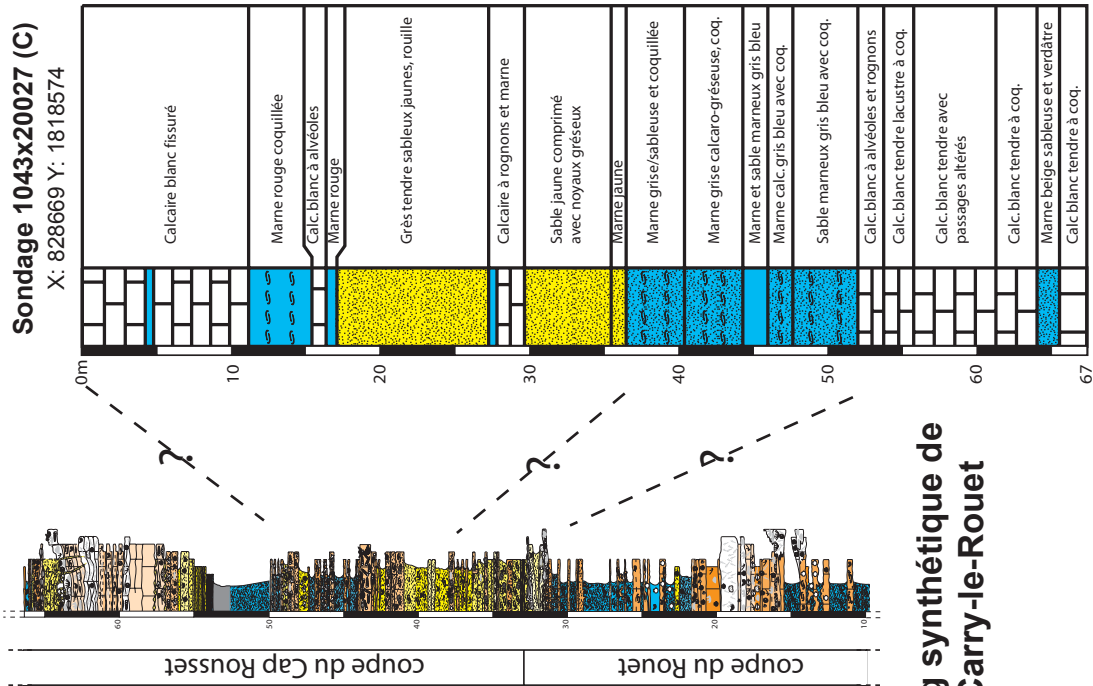
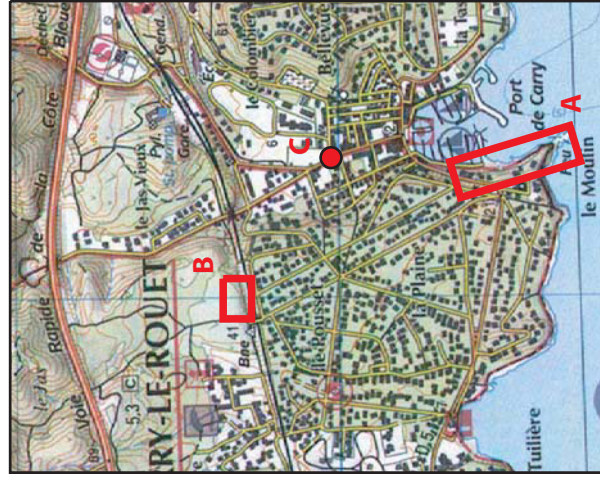
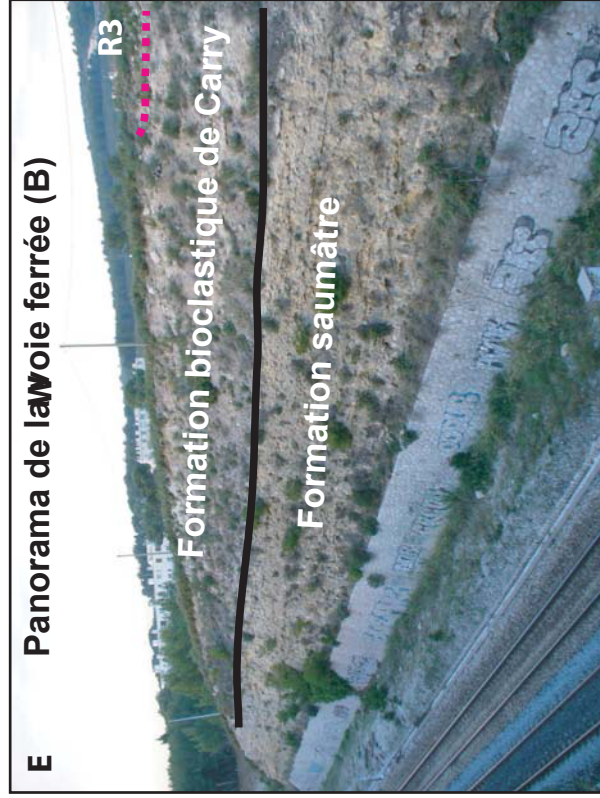


connecté plus au Nord de la marge subissant des érosions sous-marines au gré des variations eustatiques.

#### *Géométrie des dépôts Oligo-Aquitaniens :*

Comme l'a démontré l'étude chronostratigraphique, les dépôts oligo-aquitaniens sont limités au secteur du flanc sud de la Nerthe. Ils sont caractérisés par des pendages orientés Sud/Sud-Ouest à Sud-Ouest avec des valeurs comprises entre 1 et 10°. Quelques failles tardives sub-verticales globalement E-O ont un faible rejet de quelques mètres ne seront pas pris en compte dans le modèle 3D. Comme l'a décrit en détail Borgovini (2003), la série sédimentaire se réduit considérablement vers l'Ouest à partir de la commune de Sausset-les-Pins. Son épaisseur cumulée d'environ 100m (entre le port du Rouet et l'Anse du Grand Rouveau) passe à une épaisseur d'environ 30m (entre l'Anse de Boumandariel Est et l'Anse du Grand Nid). D'après Borgovini (2003), le jeu d'une faille normale NE-SO à l'Ouest du port de Sausset-les-Pins durant l'Aquitaniens serait responsable d'une telle différence d'épaisseur. Cependant, du port du Rouet au port de Sausset-les-Pins, les variations d'épaisseur de la série sédimentaire sont inférieures à 5m (~5%) en fonction des paléoreliefs formés par les unités récifales (Galloni, 1996 ; Galloni et al., 2001). Au Nord de Carry-le-Rouet, l'épaisseur cumulée des dépôts entre la base de la série et le dernier niveau récifal (R3) est de l'ordre de la quarantaine de mètres (**Fig. 3.30**). Directement au Sud (Carry-le-Rouet), environ 10m sous le dernier niveau récifal, un sondage de 67 m de profondeur dans la série tertiaire n'atteint pas le contact avec le substratum. Cela implique une épaisseur cumulée de dépôts au Port de Carry-le-Rouet d'au moins 80 m soit deux fois celle observée au Nord (**Fig. 3.31**). Grâce aux diverses informations recueillis, une coupe N-S est proposée (**Fig. 3.32**). La partie Nord comme la partie Sud sont contraintes par des observations de terrain et plusieurs logs. Certaines limites ont été extrapolées. Dans la partie Sud, du port de Carry-le-Rouet jusqu'à la voie ferrée, la série est observable uniquement à partir du contact entre la formation saumâtre et la formation bioclastique. Le sondage nous donne seulement une indication sur la profondeur minimale des dépôts. Les importantes variations latérales de faciès et la description succincte des niveaux traversés par le forage ne nous permettent pas d'établir des corrélations fiables.





**Fig.3.31 : Transect Nord-Sud du secteur du flanc Sud de la Nerthe (2ème partie)**

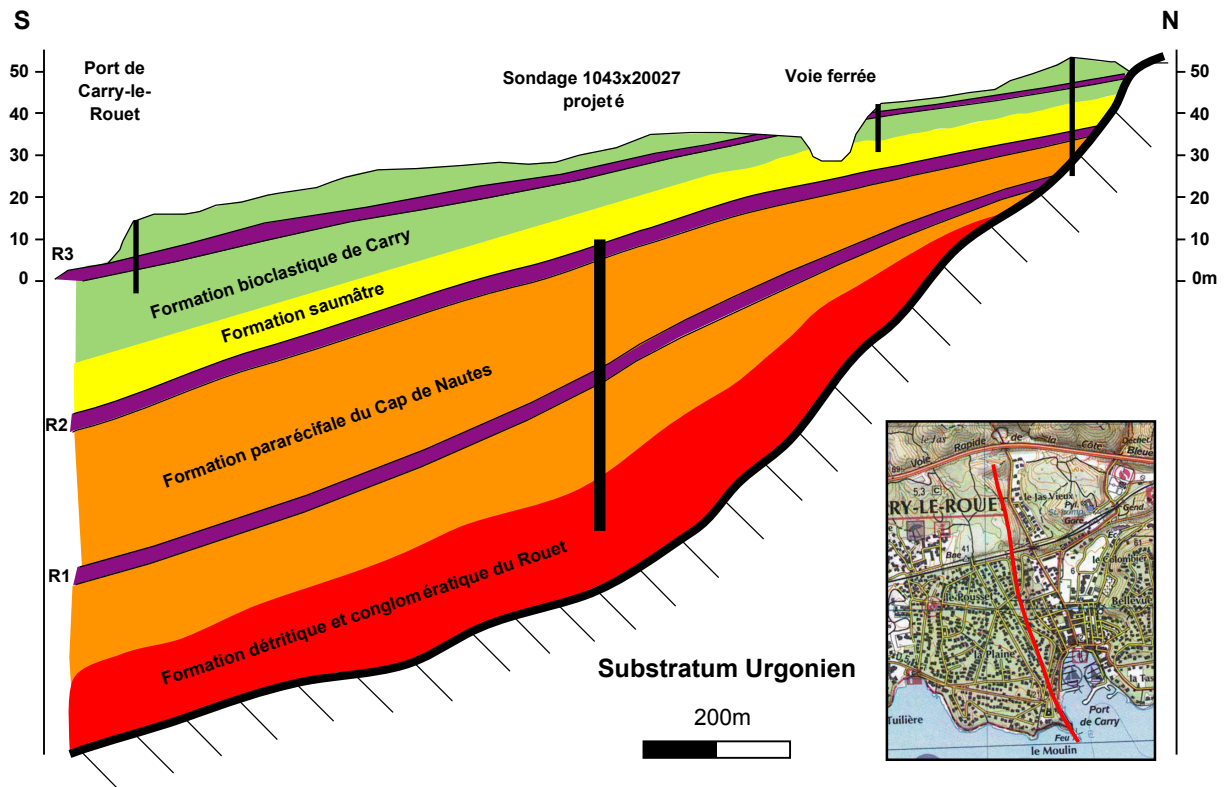


Fig. 3.32 : Transect N-S du Jas Vieux au Port de Carry-le-Rouet.

On remarquera la différence d'épaisseur de la base de la série marine entre l'extrapolation proposée de la coupe au niveau du port et les épaisseurs observées sur le terrain. Cette différence pourrait être la conséquence de facteurs paléogéographiques et/ou paléotopographique. La base de la série marine affleure dans la partie Est de la zone d'étude à proximité du substratum. Cette zone correspondrait à une zone proximale et/ou une zone de haut topographique en bordure du système sédimentaire des premiers dépôts marins. A contrario, la zone du Port de Carry, pourrait correspondre à une zone plus distale accommodant une plus grande épaisseur de dépôts. Un même raisonnement pourrait expliquer la série réduite à l'Ouest où là aussi le substratum est bien plus proche du littoral actuel. La série oligo-aquitaniennne est donc caractérisée par des dépôts, faiblement pentés vers le Sud/Sud-Ouest, dilatés vers le Sud et condensés vers l'Ouest (au niveau de Sausset-les-Pins) et l'Est (au niveau du port du Rouet). Un paléolittoral sinueux pourrait être à l'origine d'une telle variation d'épaisseur. Sachant que les dépôts burdigaliens sub-horizontaux reposent en discordance sur les dépôts oligo-aquitaniens monoclinaux, il est probable que ces derniers aient subi un basculement général vers l'ouest scellé par les dépôts burdigaliens. Ce basculement tectonique serait responsable de la présence des plus vieux dépôts oligo-aquitaniens vers l'Est. Le seul accident susceptible d'être à l'origine d'un tel phénomène serait la zone faillée du vallon de Graffiane. En effet, cette zone accidentée est directement

dans le prolongement de la calanque des Eaux Salées. Cette calanque présente à l'Ouest une falaise d'une cinquantaine de mètres de conglomérat continental oligocène (cap de la Vierge) alors qu'à l'Est, elle présente quasiment au niveau de la mer des niveaux récifaux postérieurs et contemporains de la première transgression marine (la grande Mona). Une telle configuration pourrait impliquer une faille surélevant le compartiment Ouest. Cette faille contrôlerait un rejet de l'ordre de 75 m compatible avec un basculement observé vers l'Ouest de la série de 2 à 3°. Cette hypothèse est cohérente avec l'arrêt des mouvements tectoniques majeurs survenant à la transition syn-/post-rift à la limite Aquitaniens/Burdigaliens. Ainsi, seule la composante Sud des pendages Sud-Ouest serait contemporain de la dynamique sédimentaire oligo-aquitaniennne. Les géométries sédimentaires progradantes en liaison avec une ouverture vers le Sud sont rares. D'après Borgovini (2003), il est possible de les observer localement, orientées vers le Sud-Ouest, au niveau du port de Carry-le-Rouet (**Fig. 3.31**) et dans l'anse du petit Nid dans les niveaux récifaux. Le prolongement en mer de ces dépôts sera étudié sur les données sismiques THR côtières de Carry.

A plus haute résolution, cette série contient des surfaces stratigraphiques significatives pour comprendre la relation stratigraphique et structurale terre-mer en surface ou en subsurface. Leur extension géographique limitée ne permet pas de les intégrer dans un modèle 3D régional.

Les premiers dépôts oligocènes continentaux du flanc Sud de la Nerthe présentent une surface d'érosion (**Fig. 3.33**). Cette discordance à pente Sud observée uniquement au Port du Rouet met en contact des terrains avec un pendage moyen de 5° Sud avec des terrains dont les pendages sont environ de 25° Sud (pendage apparent mesuré à la faveur d'une falaise = intersection entre le plan stratigraphique et un plan vertical).





L'Oligocène supérieur du flanc sud de la Nerthe est le témoin de la première transgression marine de la série tertiaire (**Fig. 3.33**). Cette surface recèle un fort intérêt stratigraphique mais le contact avec les couches transgressives n'est visible que localement au niveau de la partie Ouest du port du Rouet.

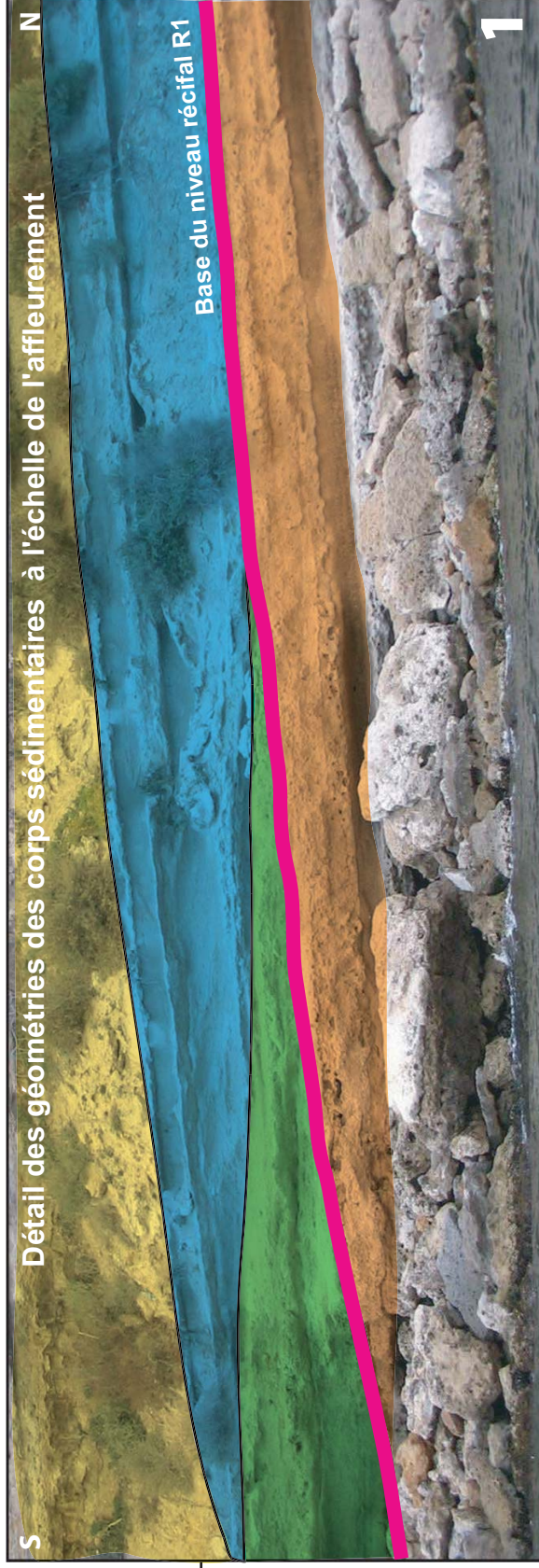
Enfin, il existe trois niveaux récifaux constituant des niveaux stratigraphiques repères bien décrits dans la littérature (e.g. Galloni, 1996 & 2003 ; Galloni et al., 2001). Ces niveaux lenticulaires d'extensions géographiques variant de l'hectomètre au kilomètre possèdent des épaisseurs comprises entre 2 et 8 m (**Fig. 3.33**). Ces niveaux présents, à l'échelle des dépôts du massif de la Nerthe, représentent des repères cartographiques importants, et ont fait l'objet d'une cartographie géoréférencée dans cette étude (**Fig. 3.24**). Seule la base de ces niveaux a



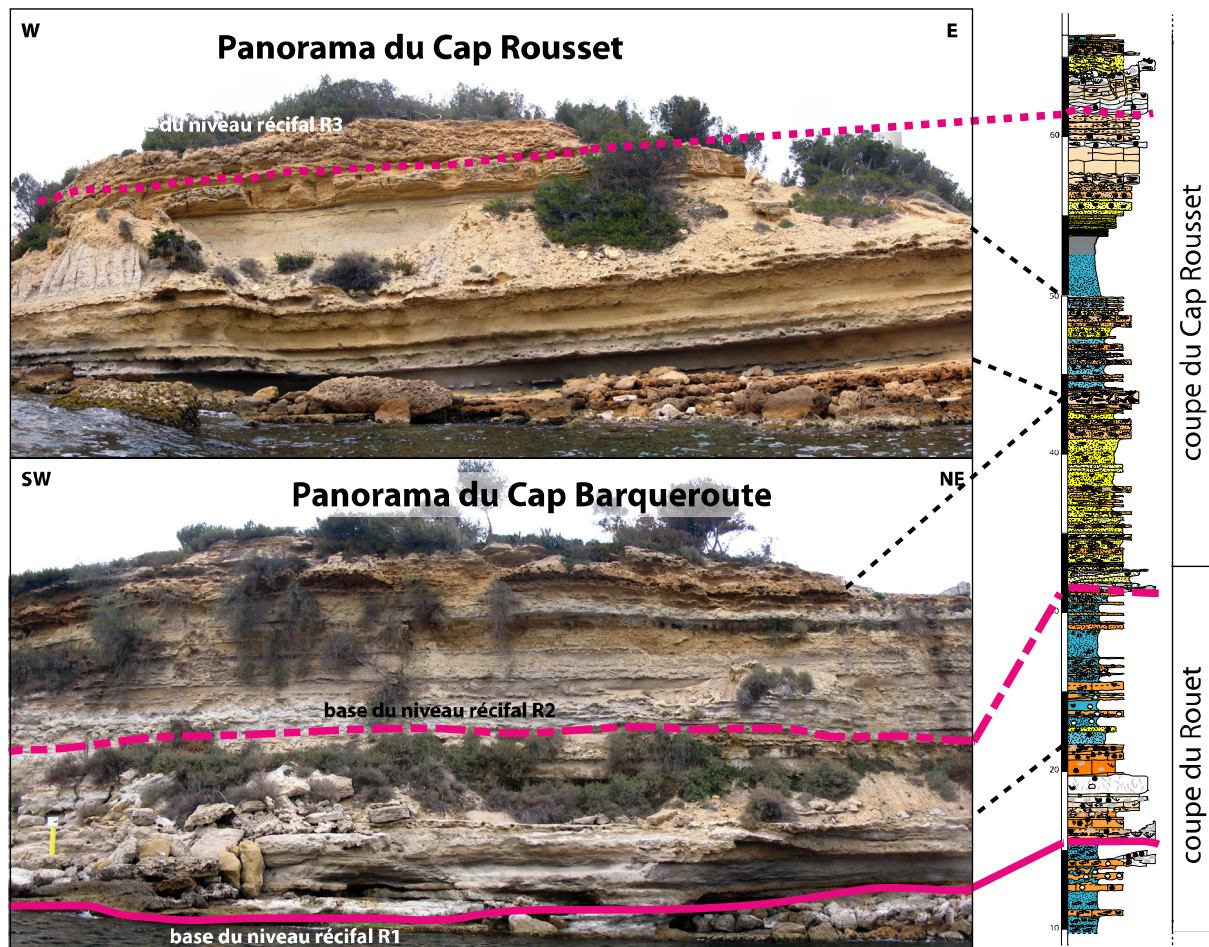
**Fig.3.32** Exemple d'architecture sédimentaire et de surfaces remarquables au sein de la série Oligocène sup.

**Faciès:**

-  Silicoclastique
-  Marne
-  Récifs
-  Calc. bioclastique



été cartographiée (**Fig. 3.34**) ; le relief synoptique du sommet des corps étant particulièrement difficile à identifier et à cartographier.

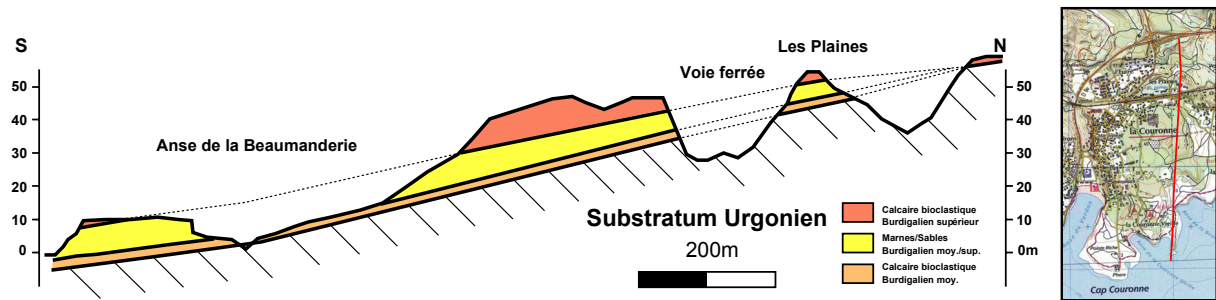


**Fig. 3.34** : Exemples de surfaces repères cartographiques : base des niveaux récifaux oligo-aquitaniens

#### *Géométrie des dépôts burdigaliens :*

Les dépôts burdigaliens sont principalement visibles dans la partie Ouest du secteur du flanc Sud de la Nerthe (de Sausset-les-Pins à Carro). Le long de la côte de l'Ouest de Sausset-les-Pins jusqu'à l'anse Ouest de la Beaumanderie, la série burdigalienne présente une épaisseur cumulée de dépôts constante (10m env.). La partie supérieure des marnes de la coupe des Tamaris est graduellement remplacée par un ensemble carbonaté blanc riche en algues rouges. Cet ensemble est bien visible à l'anse du Verdon juste sous la « Pierre de la Couronne » présente au sommet de la coupe des Tamaris et exploitée en carrière dans ce secteur. Ce calcaire blanc semble être l'équivalent des calcaires riches en algues rouges des coupes des Cabanes et de Lafarge. Au-delà de l'anse du Verdon, l'épaisseur du Burdigalien diminue et seuls les dépôts carbonatés supérieurs sont présents et reposent directement sur un substratum

Urgonien comme par exemple à la pointe de Carro. Les pendages mesurés sont de l'ordre de 2 à 3° vers le Sud/Sud-Ouest (**Fig. 3.27**). Un transect N-S a été réalisé entre l'échangeur de la voie rapide et l'anse Ouest de la Beaumanderie (**Fig. 3.35**). Selon ce transect contraint par 3 logs et une dizaine de points GPS, il apparaît que la série se dilate vers le Sud et que les dépôts les plus récents ont la plus grande extension géographique vers le Nord conformément à une géométrie en *onlap*. Par ailleurs, aucune géométrie progradante n'a pu être observée à cette échelle.



**Fig. 3.35 :** Transect N-S entre la voie rapide de la côte bleue et l'Ouest de l'anse de la Beaumanderie

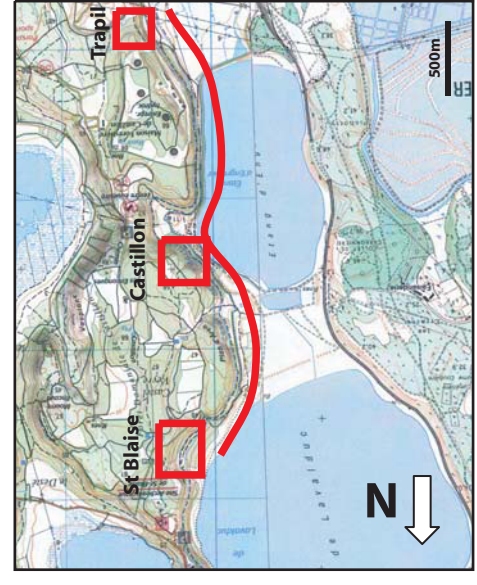
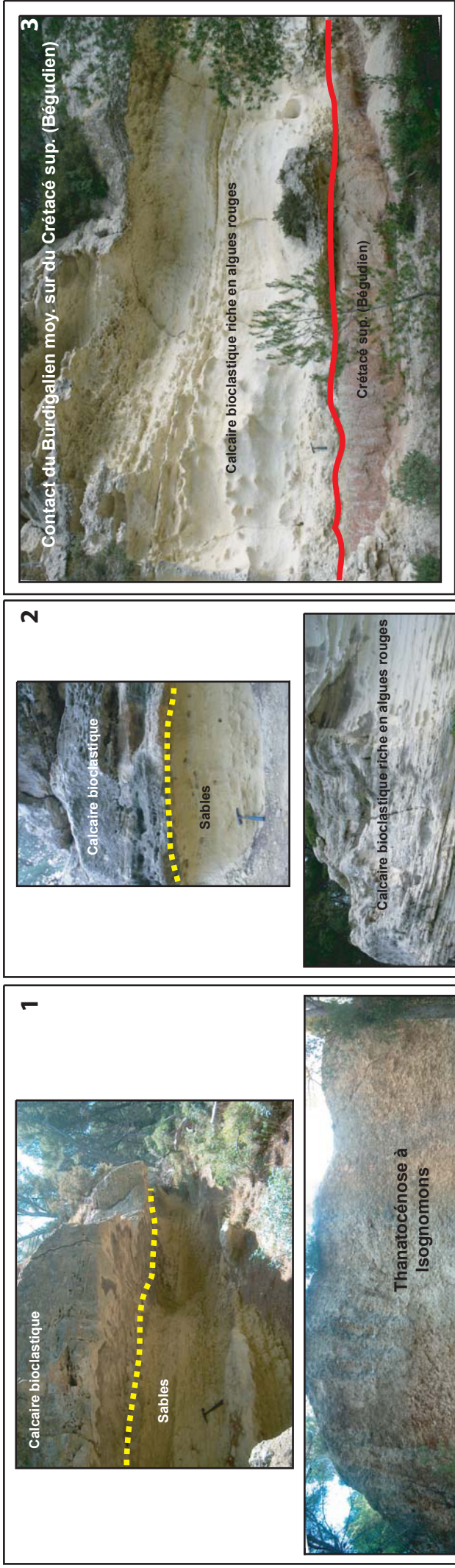
Dans le secteur des étangs, l'étude chronostratigraphique a montré que des mêmes faciès pouvaient avoir des âges différents et inversement que des faciès différents avaient les mêmes âges (cf. §2.1). Cela implique des géométries sédimentaires complexes à une échelle spatiale plurikilométrique. La configuration géomorphologique des affleurements partitionnée en collines rend imprécise la caractérisation géométrique à haute résolution. Ainsi, nous avons privilégié la cartographie de 3 ensembles lithostratigraphiques (**Fig. 3.23**): un premier ensemble constitué par les dépôts burdigaliens inf. à moy., les plus anciens du secteur, du Chron C6r au Chron C5Dr limité par le toit du substratum et la base des niveaux à algues rouges; un second ensemble avec des dépôts burdigaliens moy. à sup. compris dans les Chron C5Dr et C5Cr limité par la base des niveaux à algues rouges et par la surface d'érosion du Burdigalien sup. et enfin un ensemble présentant les dépôts les plus récents du Miocène sup. à partir du Burdigalien terminal (Chron C5Cn et postérieurs).

Le pendage général de la série est orienté de quelques degrés vers le Nord-Ouest (**Fig. 3.35 & Fig. 3.36**). L'épaisseur de la série burdigalienne est de 10 mètres environ dans la partie Sud-Ouest du secteur des étangs, notamment au niveau du plateau de la Mérindole, et au Sud de la commune de St Mitre-les-Remparts. Elle atteint plus de 35m au niveau de l'étang de l'Olivier. Les dépôts sont apparemment organisés en *onlap* orientés vers le Sud-Est, se dilatant vers le Nord-Ouest (**Fig. 3.36**). Ces *onlaps* sont illustrés par les dépôts du Burdigalien inf./moy.

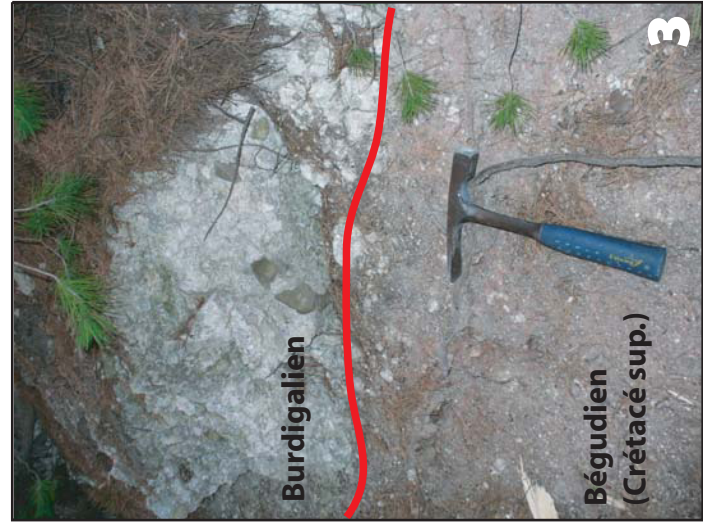
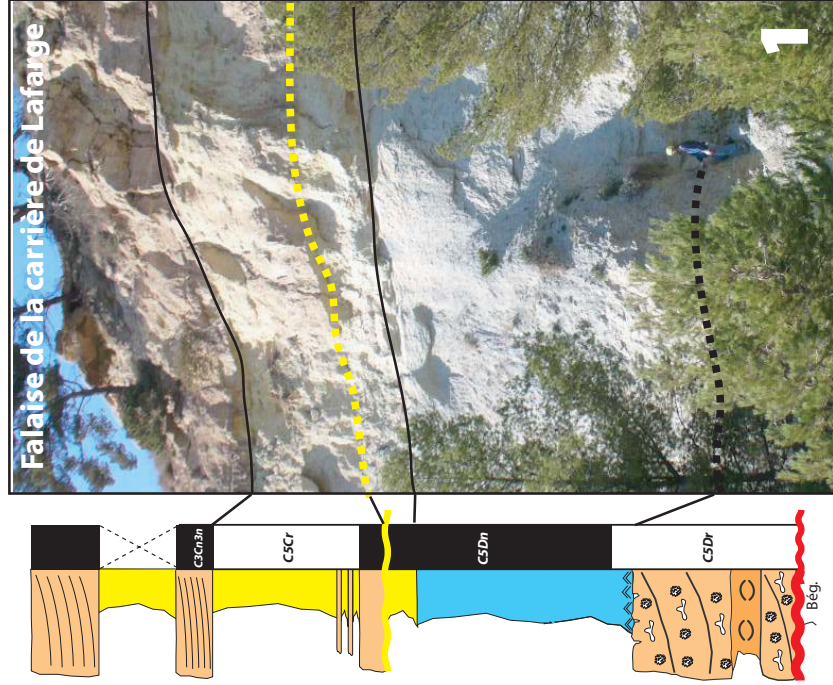




**Contact en on-lap des dépôts Burdigaliens sur le Crétacé sup. (berge Est de l'étang de l'Engrenier)**



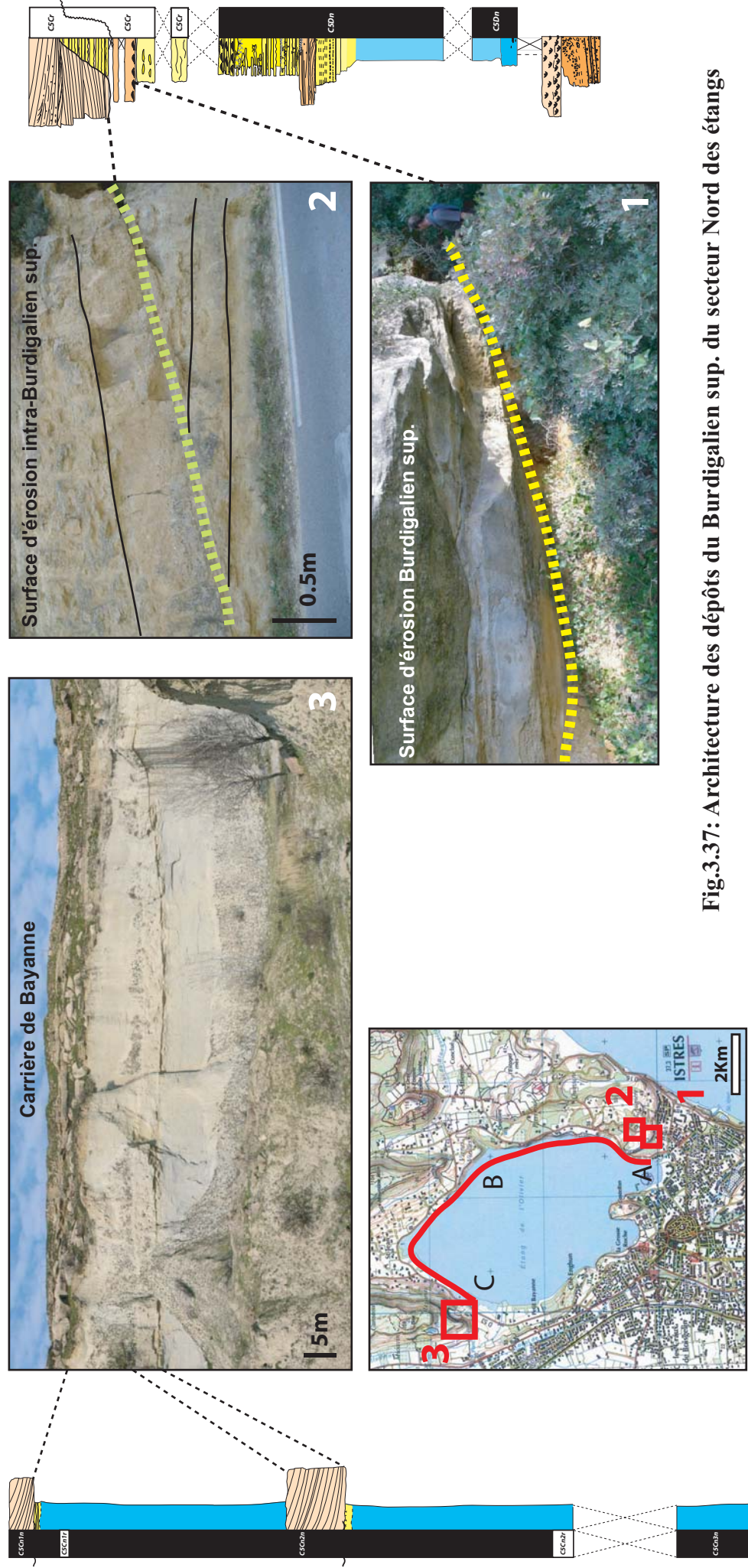
**Fig.3.35: Exemple d'architecture et surfaces remarquables au sein de la série burdigalienne**



**Fig.3.36** Architecture des dépôts burdigaliens sup. dans le secteur sud des étangs (berge O de l'étang de l'Engrenier)

En effet, ces derniers sont présents dans la partie médiane du secteur (Cabanes, St Blaise et les Heures Claires) des étangs puis ne sont plus présents vers le Sud-Est où les couches du Burdigalien moy./sup. reposent directement sur le Crétacé supérieur (Bégudien) (**Fig. 3.36**). Du fait du pendage NO, ces dépôts du Burdigalien inf./moy. se prolongent sous le niveau de la mer au niveau de la commune d'Istres. Localement, il est possible d'observer ce qui pourrait être des remplissages à pendage plutôt Sud de creux topographiques. Un tel dispositif est visible dans la bordure Sud-Ouest de la zone d'étude dans la localité de Lafarge. Une bioaccumulation de forme lenticulaire affleurant horizontalement sur 200m de 7 m d'épaisseur de lamellibranche du genre *Isognomons soldanii* (Maurel-Ferrandini, 1976) est apparemment associé à un paléorelief. Les modalités sédimentaires exactes de mise en place de cette lentille restent encore incertaines. Au dessus de ce corps, il est possible d'observer un comblement par des séries bioclastiques à algues rouges et bryozoaires caractéristiques des premiers dépôts du Burdigalien moy./sup. dont les multiples surfaces d'érosions internes présentent des pendages vers le Sud (**Fig. 3.36**). Ce même faciès associé au même type de bioaccumulation toutefois moins importante est également visible à St Blaise (**Fig. 3.35**). D'après Maurel-Ferrandini (1976), la présence de cette bioaccumulation est cohérente avec la sédimentation miocène.

La suite de la série du Burdigalien moy./sup. est caractérisé par la mise en place d'une sédimentation oscillant entre dépôts détritiques fins et barres bioclastiques à cliniformes. Dans les dépôts fins on notera la présence d'épisodes locaux de « marnes bleues » épaisses d'une dizaine de mètres au maximum dans les localités de Lafarge et d'Estagel. Ces marnes se déposent dans les deux cas après le faciès bioclastique à algues rouges et bryozoaires et comble un espace disponible, très localisé (Maurel-Ferrandini, 1976). Dans le cas de Lafarge, les marnes se dilatent vers le Sud et dans le cas d'Estagel, elles s'épaississent vers le Nord-Ouest. Dexcôté (2001) considère que ces marnes sont progradantes. Toutes deux se terminent par des sables et sont érodées par un complexe de barres bioclastiques avec des intercalations d'épisodes gréseux plus ou moins argileux (**Fig. 3.35 & Fig. 3.37**). Ce système est orienté vers le Nord-Ouest avec une pente moyenne de l'ordre de 1 à 2°. Des surfaces d'érosion internes successives sont observées de manière très locale. Ces surfaces internes ont un pendage variable de l'ordre de la dizaine de degrés orienté vers le Nord-Ouest (affleurement à la sortie NE de la commune d'Istres). Le sommet de ce complexe est l'équivalent d'une surface, faiblement pentée vers le Nord-Ouest et marquant le début d'un puissant remplissage sédimentaire. Ce remplissage correspondant au Burdigalien terminal est présent uniquement dans la partie Nord de la zone d'étude, au Nord de l'étang de l'Olivier. Il correspond à la



**Fig.3.37: Architecture des dépôts du Burdigalien sup. du secteur Nord des étangs**

coupe de Bayanne (**Fig. 3.37**). L'ensemble de ces observations ne semble pas être tout à fait cohérent avec les hypothèses de Besson (2005), Besson et al. (2005) et Parize et al. (2007). En effet ces auteurs, indiquent dans le secteur des étangs que le système sédimentaire burdigalo-langhien est comparable à plusieurs réseaux de vallées incisées plus ou moins emboîtées. La construction géométrique d'un modèle 3D permettra de tester les différentes hypothèses émises. L'extension en subsurface de ces dépôts sera étudiée sur les lignes HR de Camargue.

### **3.4. Conclusion**

Ainsi, les études menées dans ce chapitre autant chronostratigraphiques que géométriques ont permis d'établir non seulement un cadre chronologique unique et précis mais aussi un cadre géométrique et cartographique inédit qui serviront de base robuste à la modélisation 3D.

***On retiendra de ce chapitre les points suivants:***

#### *Secteur du flanc Sud de la Nerthe*

- *L'âge de la série tertiaire du flanc Sud de la Nerthe est compris entre l'Oligocène supérieur et le Burdigalien.*
- *Les dépôts présentent des onlaps vers le Nord et se dilatent vers le Sud.*
- *Plusieurs surfaces remarquables ont été datées : base du système sédimentaire Oligocène supérieur (Chron C6Cr), première transgression Oligocène supérieur (Chron C6Cr), limite syn-/post-rift Aquitanien-Burdigalien.*

#### *Secteur des étangs*

- *L'âge de la série tertiaire dans le secteur des étangs est Burdigalien.*
- *Les dépôts présentent des onlaps vers le Sud et se dilatent vers le Nord et l'Ouest.*
- *Plusieurs surfaces remarquables ont été datées : base du système sédimentaire Burdigalien inférieur (Chron C6r ou plus vieux), surface d'érosion Burdigalien supérieur (Chron C5Cn).*

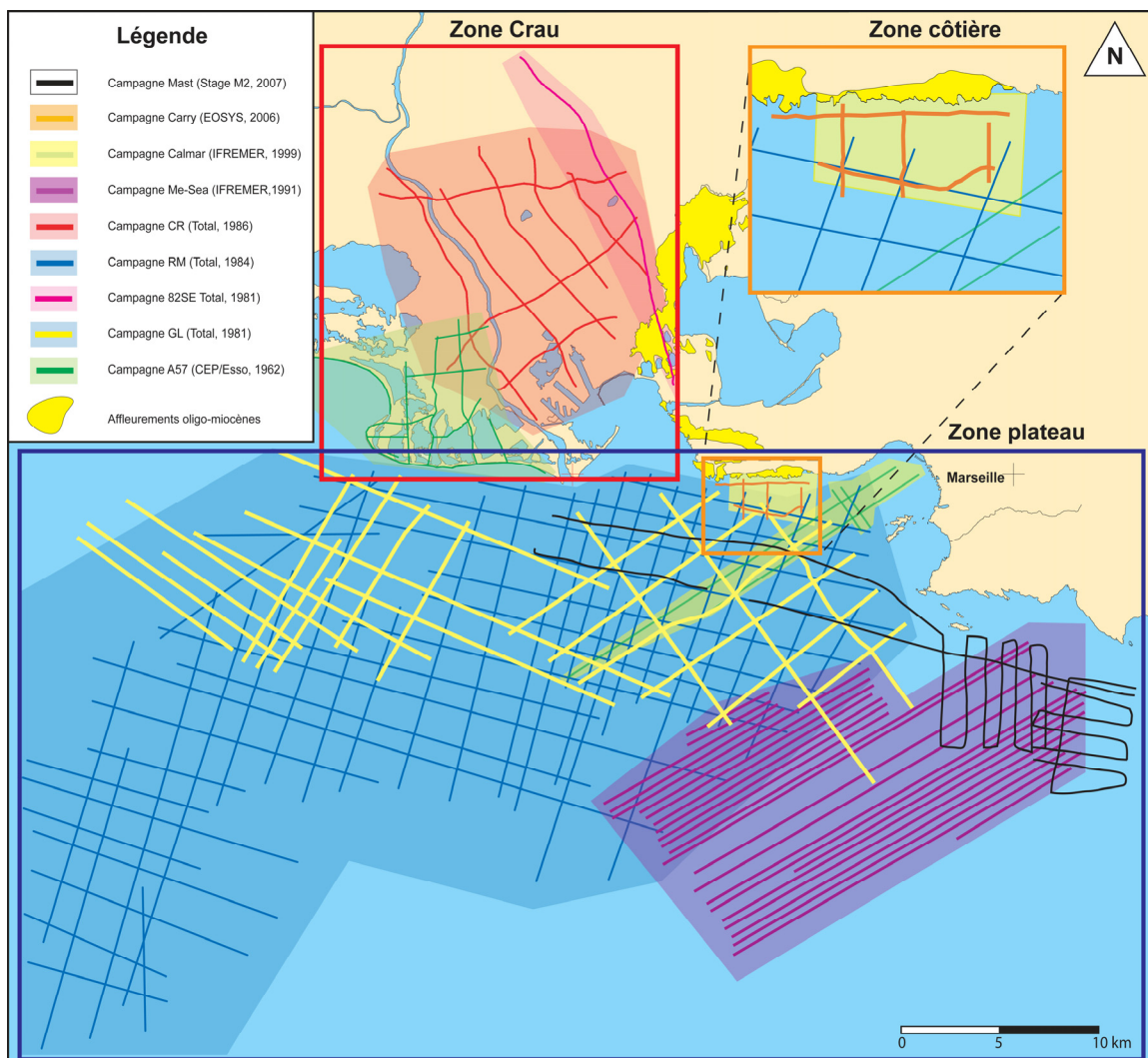
*Les dépôts syn-rift n'ont pas été datés dans le secteur des étangs. Seuls les dépôts post-rift du Burdigalien moyen peuvent être corrélés à l'échelle de la zone d'étude.*



## Chapitre 4 : Etude sismostratigraphique

### 4.1. Introduction

Ce chapitre concerne les corrélations entre les surfaces d’affleurement et les réflecteurs interprétés sur les données sismiques (**Fig. 4.1**). En effet, l’étude sismostratigraphique de ces données va permettre d’avoir une idée sur la géométrie des dépôts oligo-miocènes à grande échelle (cf. Chap.1 pour la description de la méthode sismostratigraphique). Alors que les affleurements à terre de la zone d’étude représentent une surface de l’ordre de 250km<sup>2</sup>, les données sismiques à notre disposition vont étendre cette aire d’étude à près de 6000km<sup>2</sup>.



**Fig. 4.1 : Plan de position général des données sismiques**

Les surfaces seront intégrées, après conversion temps-profondeur, dans un modèle géologique 3D à l’échelle régionale. Les campagnes sismiques ont été divisées en trois zones distinctes avec recouvrement : zone Crau, zone « Côtière » et zone « Plateau ». La zone Crau correspond aux données sismiques *onshores* faisant directement le lien avec les affleurements

miocènes du secteur des étangs. La zone Côtière, avec sa sismique très haute résolution, sert d'intermédiaire entre les affleurements oligo-miocènes du secteur du flanc sud de la Nerthe et la sismique haute résolution de la zone Plateau. Cette dernière représente l'ensemble des données présentes sur la partie du plateau continental au large de la Provence et fait le lien avec les travaux de Bache (2008) portant sur l'ensemble des données *offshores* à l'échelle de la marge du Golfe du Lion (Fig. 4.2).

Les campagnes sismiques sont étudiées de la terre vers la mer. Les forages en mer étant situés sur des points hauts et principalement en dehors de la zone d'étude, seuls les forages à terre dans la Crau et les corrélations terre-mer permettent de corréler la sismique pétrolière.

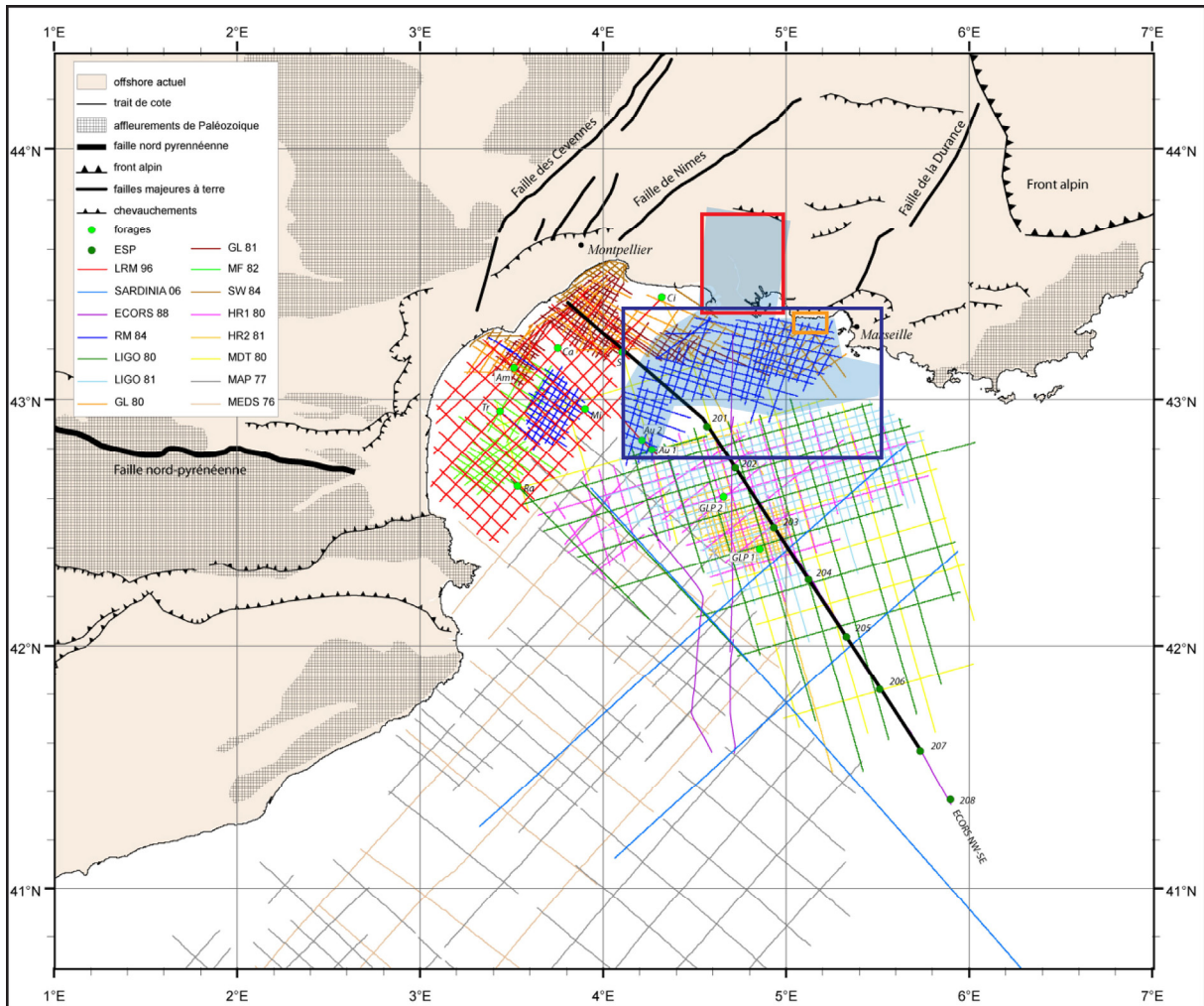


Fig. 4.2 : Plan de position des données de Bache (2008) (modifié d'après Bache, 2008). Le polygone bleu représente l'étendue des données disponibles pour notre étude.



#### 4.2. Zone Crau (Sismique onshore)

Cette zone correspond à toute la partie Est du Rhône jusqu'à la bordure Ouest de l'étang de Berre. Au Nord, elle se termine au pied de la chaîne des Alpilles. Les données de sismique réflexion utilisées pour cette zone comprennent tout ou partie des permis d'exploration suivants (**Fig. 4.3**): Salin de Giraud (CEP-ESSO, 1962) ; SUD-EST (IFP, 1982) et CRAU (Total, 1986). Les données étaient sous format papier et, pour des raisons de confidentialité, seuls les *line drawings* ont été utilisés.

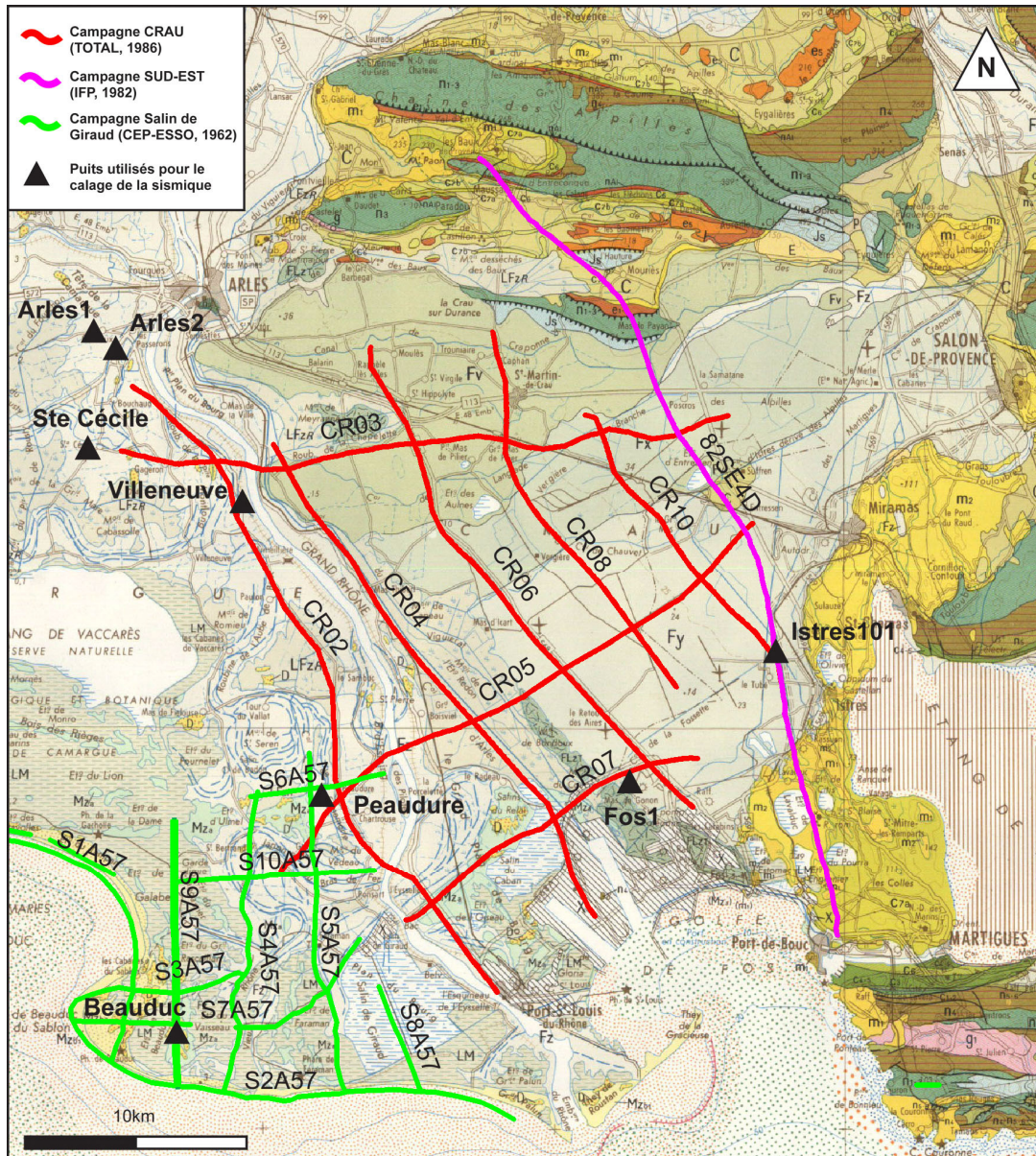


Fig. 4.3 : Plan de position des lignes sismiques dans la zone Crau

D'après la projection des pentages Nord-Ouest des dépôts miocènes du secteur des étangs, il est probable de retrouver l'équivalent des affleurements miocènes affleurant dans les données de subsurface de la Crau.

Les données sismiques présentent l'avantage d'être associées à plusieurs puits pétroliers décrits par Demarcq (1970) qui permettront de calibrer les interprétations stratigraphiques. Les données de ces puits sont synthétisées sur le **Tableau 4.1** à partir des études de Demarcq (1970) et des données disponibles dans la Banque de Données du Sous-Sol du BRGM.

EPAIS-SEUR	FORMATIONS	AGE
<b>BEAUDUC</b>		
52m	Argile à débris coquilliers; Sable grossier chloriteux à la base . . . . .	Quaternaire. Villafranchien.
33m	Cailloutis polygéniques . . . . .	
152m	Alternance de graviers, d'argile sableuse et de calcaire gréseux; Argile jaune sableuse à la base . . . . .	Astien.
185m	Argiles grises plastiques . . . . .	} Plaisancien (657m).
5m	Grès fins noirs micacés . . . . .	
72m	Intercalations sableuses . . . . .	
395m	Argiles grises plastiques . . . . .	
199m	Argiles grises gréseuses, chloriteuses au sommet . . . . .	Helvétien.
32m	Alternance de grès molassique et de calcaires gréseux organo-détritiques . . . . .	Burdigalien.
203m	Argile grise glauconieuse et gréseuse . . . . .	Albien.
Substr.	Calcaire beige fissuré graveleux . . . . .	Barrémien sup.
<b>FOS 1</b>		
28m	Conglomérat . . . . .	} Pliocène moy. à sup.
12m	Marnes plastiques grises, finement sableuses . . . . .	
24m	Grès gris vert à ciment marneux, localement zoogène . . . . .	} Helvétien inf. (52m).
16m	Marnes plastiques gris vert . . . . .	
16m	Marno-calcaire tendre, clair, plus calcaire et zoogène à la base . . . . .	} Burdigalien (40m).
24m	Calcaire blanc très zoogène . . . . .	
Substr.	Marnes à passées sableuses ou calcaires . . . . .	Crétacé sup.
<b>ISTRES 101</b>		
22m	Cailloutis de la Crau . . . . .	Plio-Quaternaire
47m	Molasse et argile sableuse . . . . .	Helvétien
92m	Molasse et argile, localement conglomérat . . . . .	Burdigalien
Substr.	Marnes multicolores aux passées conglomératiques . . . . .	Fuvélien-Rognacien?
<b>PEAUDURE</b>		
143m	Cailloutis, sable, marnes et calcaires . . . . .	Pliocène moyen.
228m	Sables argileux gris . . . . .	Plaisancien.
17m	Conglomérats . . . . .	Aquitainien (?).
Substr.	Calcaire fissuré . . . . .	

**Tableau 4.1 : Synthèse des données de forages profonds (d'après Demarcq, 1970)**

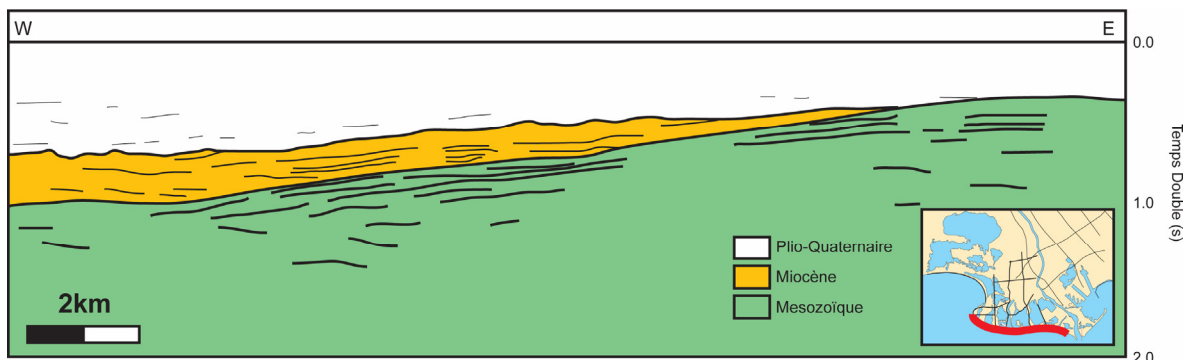
EPAIS-SEUR	FORMATIONS	AGE
<b>ARLES 1</b>		
49m	Sables et argiles . . . . .	Quaternaire.
32m	Cailloutis . . . . .	Villafranchien.
18m	Sables argileux jaunes . . . . .	Astien.
21m	Argiles grises . . . . .	Plaisancien.
2m	Grès argileux . . . . .	Miocène (?).
Substr.	Calcaire crème fissuré . . . . .	Tithonique.
<b>ARLES 2</b>		
22m	Argiles à <i>Cardium</i> et à débris végétaux . . . . .	Quaternaire.
30m	Cailloutis . . . . .	Villafranchien.
9m	Sables graveleux . . . . .	Astien.
31m	Argile sableuse grise . . . . .	Plaisancien.
Substr.	Calcaires, dolomies et calcaire gréseux . . . . .	Crétacé.
<b>SAINTE CECILE</b>		
23m	Argile à débris coquilliers. . . . .	Quaternaire.
19m	Cailloutis. . . . .	Villafranchien.
90m	Argile jaune à intercalations sableuses; sable jaune à la base . . . . .	Astien.
473m	Argile grise sableuse et pyriteuse . . . . .	Plaisancien.
87m	Argile ocre à rares intercalations sableuses . . . . .	} Miocène (531m).
183m	Alternance de grès molassiques gris et d'argile silteuse . . . . .	
12m	Calcaire organogène glauconieux et calcaire crayeux . . . . .	
52m	Alternance de grès molassiques et d'argile sableuse. . . . .	
98m	Alternance de grès molassiques et de calcaires crayeux, graveleux; niveaux ferrugineux au sommet; niveau argileux à la base. . . . .	
11m	Microconglomérat polygénique. . . . .	} Oligocène (1299m),
88m	Argile sableuse à intercalations de sables. . . . .	
364m	Alternance de calcaire argileux beige et de marnes gréseuses multicolores; trace de gypse à la base . . . . .	
602m	Complexe salifère où dominant alternativement les marnes bariolées, l'anhydrite et le sel; développement de niveaux de calcaire asphaltique dans les 250 premiers mètres . . . . .	
225m	Anhydrite massive plus ou moins rubanée de marne grise ou de calcaire très argileux. . . . .	
108m	Calcaire beige asphaltique et marnes vertes au sommet; calcaire brun asphaltique, riche en gastéropodes à minces niveaux dolomitiques vacuolaires en tête. Alternance de marnes vertes et de calcaire gris-beige à la base . . . . .	} Tithonique.
Substr.	Calcaire beige sublithographique. Rares intercalations dolomitiques vacuolaires. Bitume . . . . .	
<b>VILLENEUVE</b>		
455m	Argiles marneuses grises . . . . .	Plaisancien.
561m	Alternance de marnes grises, localement micacées, et de grès molassiques . . . . .	Miocène ind.
148m	Calcaires gréseux à débris d'Echinodermes et de Bryozoaires, avec lits de marnes grises et de sables glauconieux . . . . .	} Aquitaniens (558m).
312m	Grès molassiques zoogène, glauconieux, à intercalations conglomératiques . . . . .	
98m	Conglomérats polygéniques à éléments calcaires . . . . .	} Oligocène (284m).
253m	Marnes bariolées . . . . .	
31m	Conglomérats à petits bancs de calcaires zoogène . . . . .	
Substr.	Calcaire . . . . .	Tithonique.

Tableau 4.1 : (suite)

#### 4.2.1. Identification des unités sismostratigraphiques

La mauvaise qualité des profils du Salin de Giraud n'a pas permis d'effectuer une analyse sismostratigraphique complète. Deux surfaces enveloppes ont pu être suivie sur l'ensemble des profils. La première surface correspond à une interface entre un faciès à réflecteurs continus, de basse fréquence et de forte amplitude et un faciès à réflecteurs discontinus à haute fréquence et d'amplitude moyenne. La seconde surface érosive est représentée par des réflecteurs irréguliers de faible amplitude assez discontinus (**Fig. 4.4**).

Ces surfaces correspondent respectivement au toit du substratum mésozoïque et à la surface d'érosion messinienne d'après les données du puits Beauduc qui n'a pas rencontré de sédiments syn-rift. Le Burdigalien repose directement sur le Mésozoïque. Les premiers niveaux miocènes correspondent à une alternance de grès molassiques et de calcaires organo-détritiques. Ces niveaux suivis d'argile grise pourraient être l'équivalent de la succession sédimentaire du Burdigalien supérieur présent à l'échelle du secteur des étangs et notamment du faciès à algues rouges et bryozoaires (cf. Chap.3).



**Fig. 4.4 :** Line drawing du profil S2A57. Les dépôts du Burdigalien reposent en onlap sur le substratum.

Les profils CRAU et SUD-EST de résolution équivalente et de meilleure qualité que les précédents ont été regroupés. Leur étude a permis de mettre en évidence 6 unités sismiques principales (Uc1-Uc6) (**Fig. 4.5** & **Fig. 4.6**). Les relations stratigraphiques entre ces unités sont particulièrement bien illustrées sur le profil Nord-Sud CR02 (**Fig. 4.5**) et le profil Est-Ouest CR03 (**Fig. 4.6**). Elles seront décrites de la plus ancienne à la plus récente :

- La première unité (Uc1), présente sur l'ensemble des profils, constitue le substratum acoustique. La surface sommitale de Uc1 est une surface de troncature d'érosion localement affectée par de petites failles normales (82SE4D, CR08 et CR10 : **Fig. 4.5**). Uc1 est caractérisée par un faciès de haute fréquence, très discontinu et de faible amplitude. Localement, il est possible d'observer des réflecteurs assez continus avec de fortes amplitudes

et des basses fréquences (CR04, CR06 et 82SE4D : **Fig. 4.5** ; CR03 et CR07 : **Fig. 4.6**). Ces réflecteurs sont déformés en antiformes et synformes affectés par des failles inverses à pendage Sud particulièrement visibles dans les profils Nord-Sud (**Fig. 4.5**). Cette unité a été atteinte par les forages Fos1, Peaudure, Istres 101 et Villeneuve. Dans la partie sud-est de la zone, elle est datée du Crétacé supérieur dans les forages de Fos et d'Istres 101 alors que dans la partie nord-ouest, les sondages atteignent du substratum d'âge Tithonique (Villeneuve, Ste Cécile).

- La deuxième unité (Uc2) correspond à des intervalles de temps de 200 à 400ms, sa limite inférieure correspond au toit du substratum et présente des *onlaps* ; sa limite supérieure est une troncature d'érosion irrégulière (CR06 : **Fig. 4.5**). Cette unité est représentée par des réflecteurs assez peu continus avec des amplitudes faibles et une fréquence moyenne. Outre Uc1, c'est la seule unité qui est affectée par de la tectonique cassante. En effet, il est possible de distinguer une organisation des réflecteurs en éventail limitée par de petites failles normales (82SE4D : **Fig. 4.5**). On notera la présence d'une surface d'érosion interne séparant deux sous-unités de même faciès. Cette unité est présente uniquement dans la partie médiane de la zone Crau selon une orientation Est-Ouest. D'après le rapport de forage Villeneuve, cette unité présentant des faciès continentaux est datée de l'Oligocène sur la base d'analogie de faciès avec l'Oligocène du massif de la Nerthe.

- La troisième unité (Uc3) repose en discordance et en *onlap* sur la première et localement sur le substratum acoustique (CR03 : **Fig. 4.6**). Sa limite supérieure est limitée par une surface de troncature d'érosion (CR02 : **Fig. 4.5**). Cette unité correspond à un intervalle de temps de 100 à 200ms. Les réflecteurs constituant cette unité sont discontinus, de forte amplitude et d'assez basse fréquence. Ces derniers sont concordants entre eux. L'extension géographique de cette deuxième unité est faible (visible seulement sur les profils CR02, CR03, CR04 et CR06) et reste localisée dans la partie Nord-Ouest de la zone. Cette unité, traversée par le forage Villeneuve, présente à sa base des conglomérats polygéniques puis des faciès marins variés (Calcaires zoogènes, grès, sable). D'après le rapport de forage, cette unité est datée de l'Aquitainien par analogie de faciès avec l'Aquitainien du flanc sud de la Nerthe. Notre étude chronostratigraphique a montré que la première transgression marine Tertiaire s'est produite durant l'Oligocène supérieur et a été enregistrée précisément avec des faciès similaires dans le secteur de la Nerthe. Il est donc probable que cette première transgression corresponde, dans

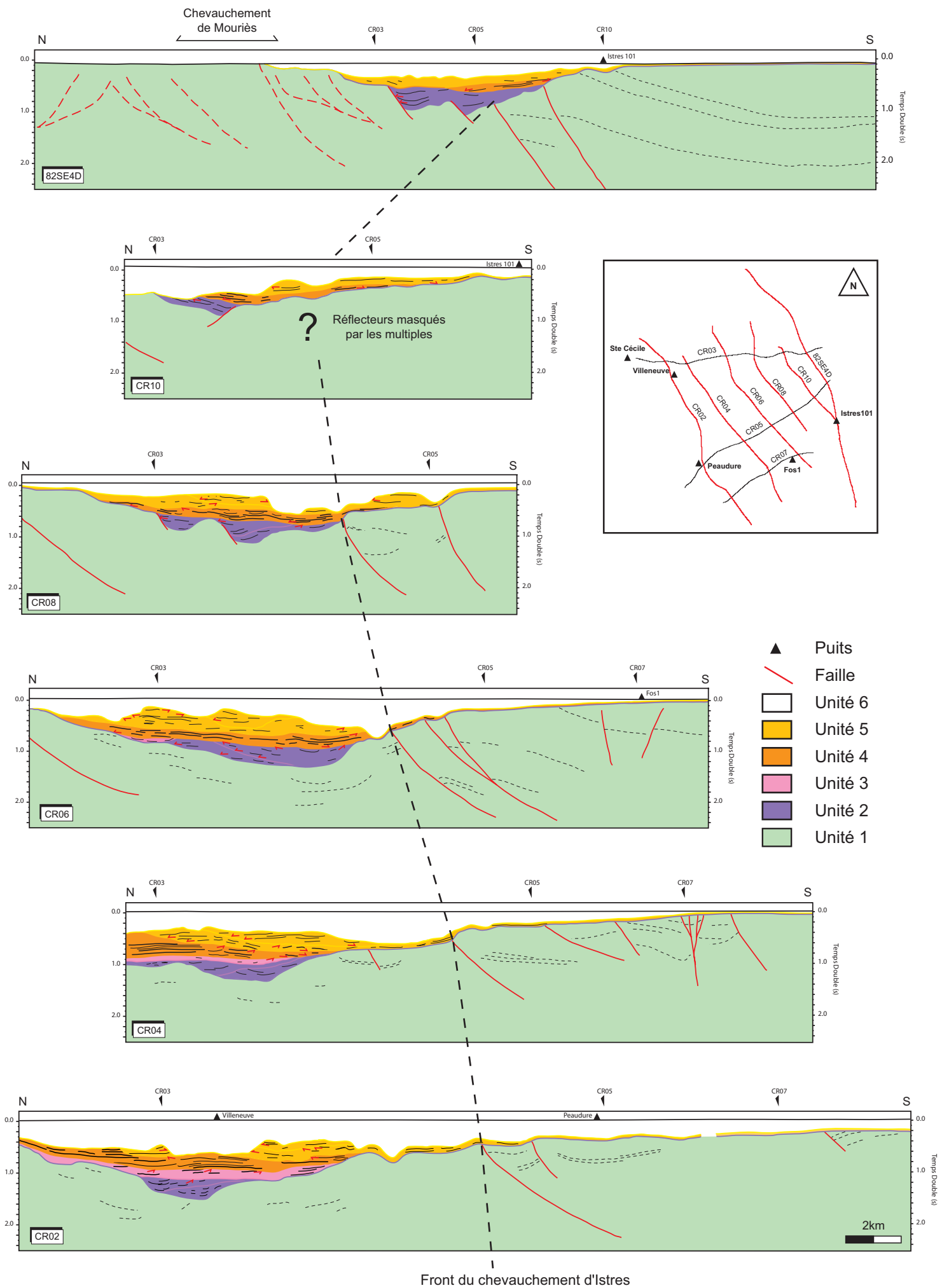
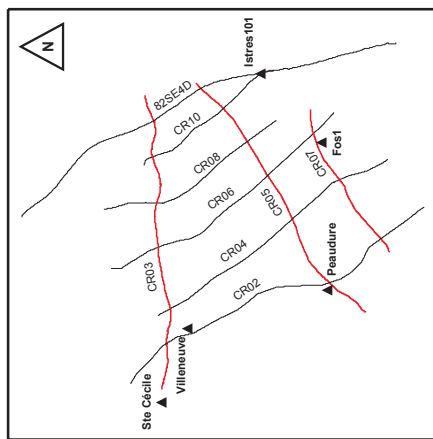
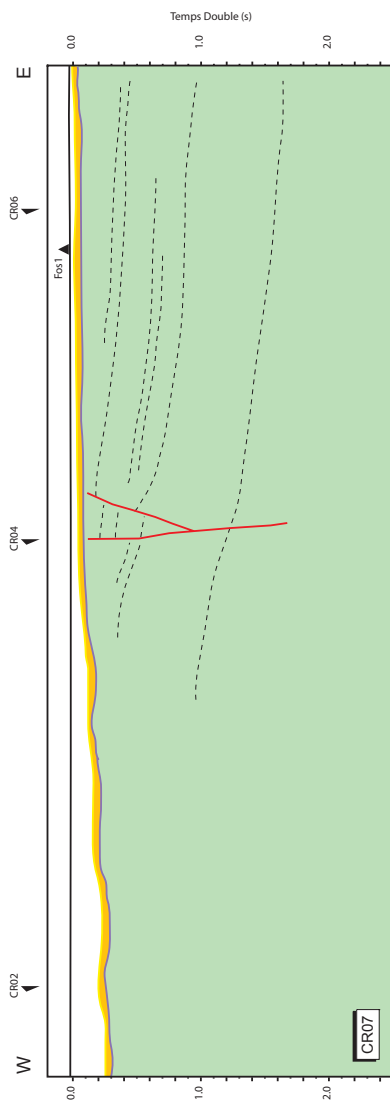
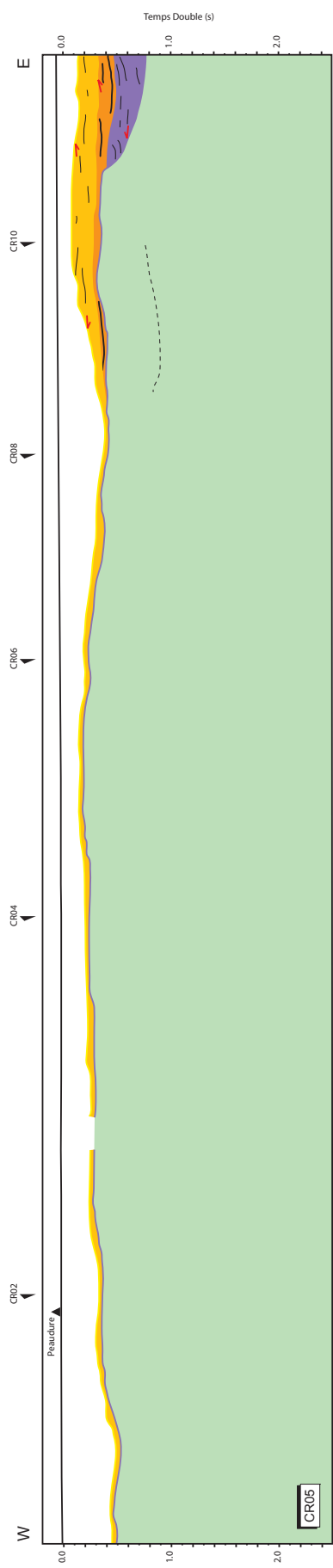
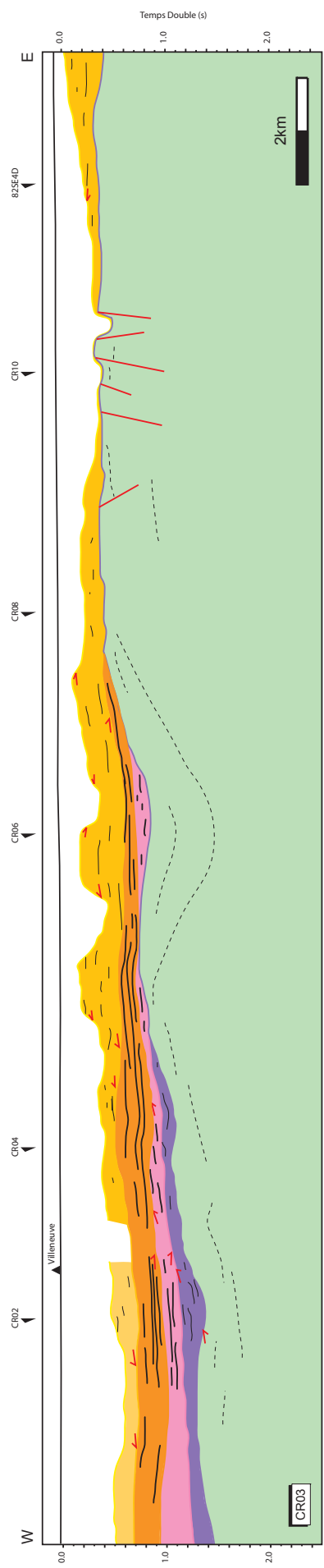


Fig. 4.5: Interprétation des profils orientés Nord-Sud de la zone Crau

ce forage, à l'Oligocène supérieur. Par conséquent, nous considérerons que cette unité est d'âge Oligocène supérieur à Aquitanien.

- La quatrième unité (Uc4) est caractérisée par une limite inférieure discordante et présentant des *onlaps* (CR02 : **Fig. 4.5** et CR03 : **Fig. 4.6**) et parfois des *downlaps* (82SE4D et CR08 : **Fig. 4.5**). La limite supérieure est une surface de troncature d'érosion (CR02, CR04 et CR08 : **Fig. 4.5**). L'organisation interne de cette unité est concordante avec des réflecteurs continus, de forte amplitude et de basse fréquence. Uc4 érode et repose sur la troisième unité dans la partie Nord-Ouest de la zone, la première dans la partie médiane et le substratum acoustique dans la partie Sud. Elle correspond à un intervalle de temps entre 100 et 300ms. A l'échelle de la zone d'étude, Uc4 est présente seulement dans la moitié Nord de la zone d'étude. Cette unité a été atteinte par les forages Fos1, Peaudure et Istres 101. Elle a été datée, d'après le forage Villeneuve, du Miocène indifférencié. D'après le rapport de forage, ce Miocène correspondrait au regroupement du Burdigalien, de l'Helvétien (Langhien-Serravalien) et du Tortonien. Compte tenu de la nature plus néritique des faciès par rapport à l'unité précédente, nous considérons que l'âge Burdigalien est cohérent avec les observations à terre (§2).

- La cinquième unité (Uc5) présente aussi une base en *onlap* et en *downlap* (CR04 : **Fig. 4.5** et CR03 : **Fig. 4.6**). Sa limite supérieure est une troncature d'érosion très irrégulière (CR02 et CR06 : **Fig. 4.5**). Le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs discontinus, à fréquence moyenne, d'amplitude faible à moyenne. Cette unité d'épaisseur irrégulière possède des épaisseurs comprises entre 100 et 400ms. Sur certains profils (CR02, CR04, CR06 et CR08 : **Fig. 4.5**), il est possible de distinguer une surface d'érosion interne. Nous avons choisi de grouper le remplissage de cette dernière érosion avec Uc5 car il n'était pas possible de contraindre géométriquement ce dernier. Cette unité est traversée par plusieurs sondages : Istres 101, Fos1 et Peaudure. Pour Fos1 et Istres 101, le faciès molassique zoogène caractéristique indique un âge Burdigalien pour la base de l'unité. La suite de la série plus argileuse est attribuée à l'Helvétien (Langhien-Serravalien). En revanche, de l'Aquitanien est signalé dans Peaudure. D'après Demarcq (1970), cet âge, déterminé dans un conglomérat polygénique, reste très incertain. Le conglomérat pourrait être l'équivalent du conglomérat constituant la base du Burdigalien présent sur le flanc sud de la Nerthe. Sa position topographique relativement « haute » par rapport à l'Aquitanien déterminé dans le sondage de Villeneuve, confère un âge burdigalien à l'unité Uc5 au niveau de Peaudure.



**Fig. 4.6: Interprétation des profils orientés Est-Ouest de la zone Crau**

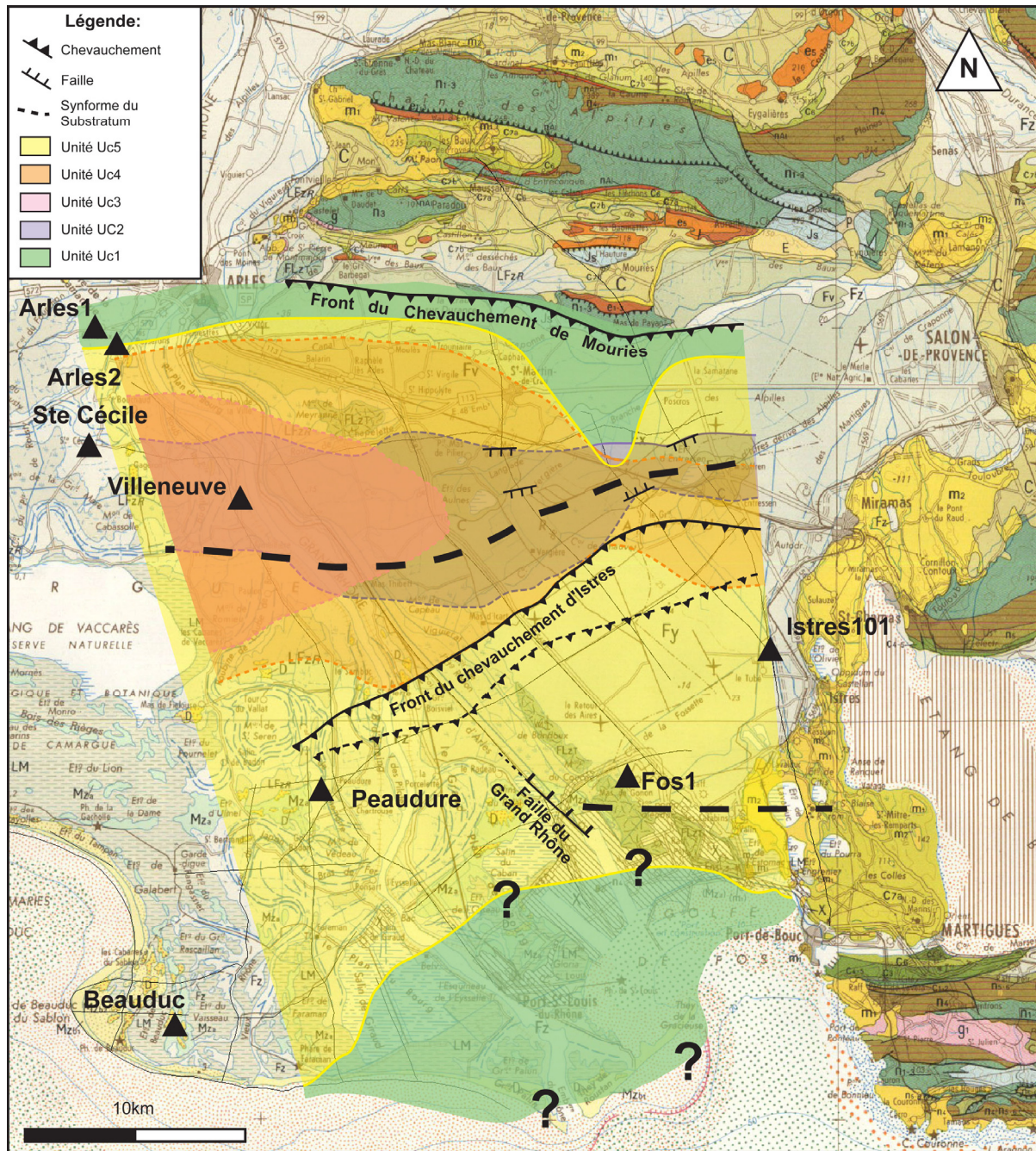


- La septième unité (Uc6) est limitée à sa base par une surface en *onlap* et à son sommet par la topographie actuelle correspondant à une surface conforme. Uc6 est caractérisée par un faciès sismostratigraphique quasiment sourd avec quelques réflexions discontinues de faibles amplitudes. L'intervalle de temps est compris entre 100 et 500ms. Uc6 est présente sur l'ensemble des faciès et repose majoritairement en discordance sur l'unité précédente. Cette unité, traversée par tous les forages de la zone, présente des dépôts Plio-Quaternaire.

#### 4.2.2. Géométrie et structure des unités sismostratigraphiques

Les grandes structures formées par les différentes unités sismostratigraphiques ont été cartographiées et sont représentées par un écorché ante-Pliocène complété par la cartographie des différentes unités sur la zone Crau : **Fig. 4.7**.

L'unité Uc1 d'âge Mésozoïque constituant le substratum acoustique est présente sur toute la zone et est présente directement sous le Pliocène aux extrémités Nord et Sud de la zone d'étude. Uc1 est affectée par deux réseaux de failles inverses impliquant des chevauchements à vergence Nord. Le premier chevauchement, « chevauchement d'Istres », est localisé dans la partie médiane de la zone Crau avec un front d'orientation Nord-Ouest/Sud-Est. Le second, « chevauchement de Mouriès ou Annelier », est orienté E-O au pied des Alpilles au Sud de la commune de Mouriès (**Fig. 4.7**). Un troisième chevauchement est identifiable avec une grande incertitude (due à la qualité médiocre des profils) au Sud-Est du « chevauchement d'Istres ». Ces chevauchements impliquent la formation de deux antiformes contraignant la plupart des dépôts oligo-miocènes concentrés à la faveur d'un synforme du substratum (82SE4D & CR06 :**Fig. 4.5**). Au sud du chevauchement d'Istres, le substratum présente un autre synforme orienté E-O, et est interprété comme la prolongation du bassin de l'Arc (Mauffret & Gorini, 1996 ; Terrier et al., 2007). Dans son extrémité Ouest, ce synforme est affecté par une faille normale d'orientation NO-SE à regard Est nommée « Faille du Grand Rhône » par Terrier et al. (2007) et rattachée à zone de faille de l'Arlésienne (Mauffret & Gorini, 1996). Cependant, d'après nos observations, cette faille semble localisée et ne pas se poursuivre à l'échelle de la zone.



**Fig. 4.7 : Ecorché ante-Pliocène et cartographie des unités sismiques.**  
 Ces dernières se concentrent principalement entre 2 structures chevauchantes  
 (chevauchement d’Istres et de Mouriers) selon un axe E-O.

L’unité Uc2 représentant les premiers dépôts Tertiaire en subsurface est localisée le long d’une bande E-O au Nord du front du chevauchement d’Istres (Fig. 4.7). Cette unité Oligocène continentale est représentée par des structures chenalisées entaillant directement le substratum d’âge Mésozoïque (CR02, CR04, CRO6 & CR08 : Fig. 4.5). Des érosions internes importantes affectent cette unité. Il est possible d’observer localement des failles normales à la bordure de ces systèmes (CR08, CR10 & 82SE4D : Fig. 4.5). Ces failles orientées Est-Ouest, de faible extension géographique, sont localisées au Nord-Est de la zone Camarque. Compte

tenu de l'âge et de la structure de ces systèmes, ces failles syn-rift sont interprétées comme l'équivalent camarguais des bassins oligocènes continentaux syn-rift affleurant plus à l'Est (Bassin de Marseille et de St Julien-les-Martigues par exemple).

L'unité Uc3, datée de l'Oligo-Aquitainien, est présente uniquement dans la partie Nord-Ouest de la zone d'étude érodant l'unité précédente ou reposant directement sur le substratum. Cette unité représente la première transgression Tertiaire de Provence. Sa répartition géographique indique une transgression marine limitée provenant de l'Ouest. A l'inverse de l'unité précédente, l'unité Uc3, bien que contemporaine des dépôts syn-rift du flanc sud de la Nerthe, ne montre pas de déformation tectonique liée à l'ouverture du bassin Liguro-Provençal.

L'unité Uc4 correspond aux premiers dépôts burdigaliens. Son extension géographique, confinée par les deux fronts de chevauchement, dépasse en revanche celle des deux précédentes unités (Oligocène et Oligo-Aquitainien). Cette unité scelle la partie Est du chevauchement d'Istres ainsi que les petites failles affectant Uc2 (unité Oligocène) dans le Nord-Ouest de la zone Crau (**Fig. 4.7**). A l'identique des premiers dépôts burdigaliens post-rift à terre, la base de l'unité est discordante et érosive. Cela confirmerait l'appartenance de ces dépôts à la série post-rift. Uc4 est donc probablement la première unité post rift témoin d'une transgression importante de la mer au Burdigalien selon un axe stable Est-Ouest. Cette transgression succède à une période d'émersion et d'érosion correspondant à la limite syn-/post-rift.

L'unité Uc5 constitue la suite des dépôts miocènes post-rift avec des dépôts datés du Burdigalien au Tortonien (?). Cette unité, très étendue, marque une grande transgression et érode l'unité précédente ainsi que le substratum au Nord et au Sud de la zone Crau. Les surfaces érosives au sein de l'unité indiquent des cycles transgressifs/régressifs durant l'enregistrement sédimentaire. Compte tenu de la résolution des données sismiques, il est difficile de connaître la limite Sud de cette unité.

L'unité Uc6 correspond aux dépôts les plus récents de la zone et affleurant en surface. Ces dépôts du Plio-Quaternaire remplissent les vallées creusées durant le Messinien.

La géométrie du socle établie par la carte gravimétrique se superpose aux grandes structures identifiées en sismique (**Fig. 4.8**).

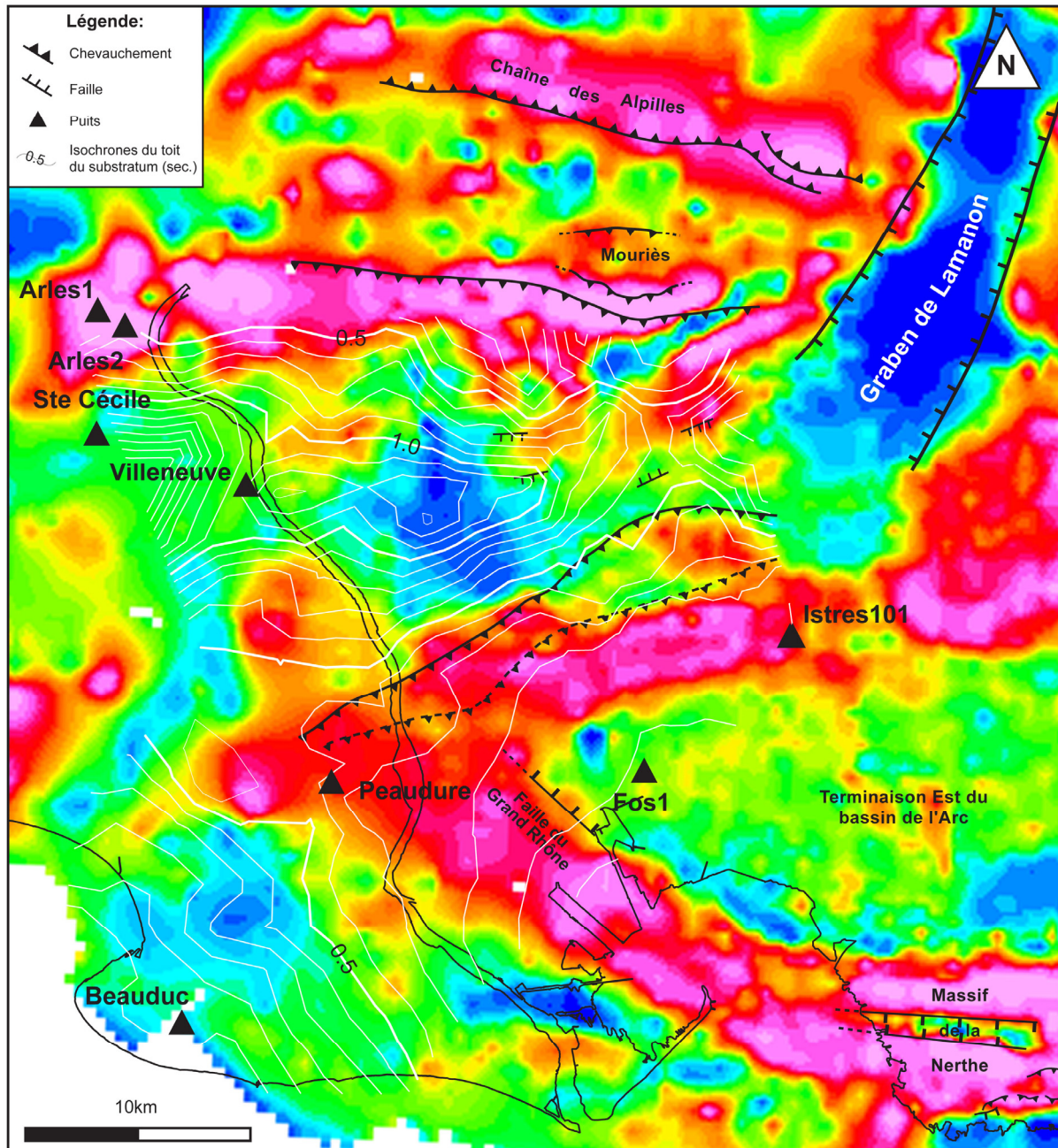


Fig. 4.8 : Superposition des structures principales avec la carte gravimétrique (carte gravimétrique de Terrier et al., 2007).

Ces résultats sont en accord avec les travaux de Mauffret & Gorini (1996). Les anomalies positives sont en relation avec les grandes structures chevauchantes que ce soit pour les structures en subsurface comme le chevauchement d'Istres ou en surface comme le chevauchement de Mouriès ou celui des Alpilles. La faille du Grand Rhône est en liaison avec une anomalie positive dans le prolongement de la Nerthe. D'après Mauffret & Gorini (1996), cette anomalie correspond à un haut structural dans le compartiment Ouest de la faille délimitant la terminaison Est du bassin de l'Arc. Cette faille pourrait être raccordée à la zone de faille de l'Arlésienne (Gorini, 1993). Les anomalies positives soient associées à des séries

Cénozoïques de faible épaisseur en accord avec les isobathes du toit du substratum. Les dépôts tertiaires de la zone Crau sont donc développés au niveau d'anomalies négatives situées entre les deux zones de chevauchement à vergence Nord. La même observation peut être faite pour le graben de Lamanon (Terrier et al., 2007 ; Mauffret & Gorini, 1996) ou même pour le bassin de St Julien-les-Martigues. Enfin, pour ce qui est de l'enracinement des grands chevauchements, Mauffret & Gorini (1996) proposent une surface de décollement au niveau du Lias salifère comme cela est le cas pour le graben voisin du Petit Rhône à terre (Séranne et al., 1995). En effet, dans cette zone le socle est à une profondeur importante de l'ordre de 10km (Ménard, 1980) sans relation avec les structures de la couverture contrairement au massif de la Nerthe (Tempier, 1987).

#### 4.2.3. Evolution géologique de l'Oligo-Miocène de la zone Crau

L'étude sismostratigraphique et les données de puits ont permis de reconstituer l'évolution globale de l'oligo-miocène de cette zone de la période ante à post-rift. Nous distinguons 5 étapes principales :

Ante-rift : du Mésozoïque à l'Eocène supérieur

Les dépôts ante-rift de la zone correspondant à l'unité Uc1 ont subi de grandes déformations avant le dépôt de la série syn-rift comme en témoignent les chevauchements NE-SO d'Istres et E-O de Mouriès. Ces derniers, liés à la phase pyrénéenne, seraient d'âge Eocène supérieur (Arthaud & Séguret, 1981) avec un raccourcissement de l'ordre de 25Km (Tempier, 1987). C'est donc sur des dépôts largement allochtones que les terrains post-orogéniques vont se mettre en place (Mauffret & Gorini, 1996). Les sédiments post-orogéniques qui vont se déposer vont alors être fortement liés aux déformations subies.

Syn-rift continental : Oligocène inférieur

Durant cette période, l'unité Uc2 se met en place. Contrairement à la période précédente, c'est dans un contexte tectonique d'extension liée au *rifting* de la marge provençale que va se déposer cette unité (Gorini, 1993). Cependant, les témoins de cette extension restent limités. En effet, il s'agit de petites failles globalement E-O présentes uniquement dans la partie Nord-Est de la zone Crau. De plus, d'après les interprétations effectuées et en accord avec l'étude

de Mauffret & Gorini (1996), aucun élément ne semble indiquer de rejeu inverse des chevauchements ante-rift dans la zone Crau. Les dépôts de l'unité Uc2 sont continentaux fluviaux et le contact avec le substratum ante-rift reste majoritairement de type érosif. Ces dépôts sont d'ailleurs localisés uniquement à la faveur d'un synclinal mésozoïque qui devait constituer un point bas par rapport aux chevauchements d'Istres et de Mourières. A l'Oligocène inférieur, il semblerait donc que la phase de *rifting* ait peu influencé cette partie du domaine provençal soumis alors à une sédimentation continentale formant un réseau orienté E-O et remplissant « passivement » des reliefs préexistants en accord avec les travaux de Gorini (1993) (Fig. 4.7 & Fig. 4.9).

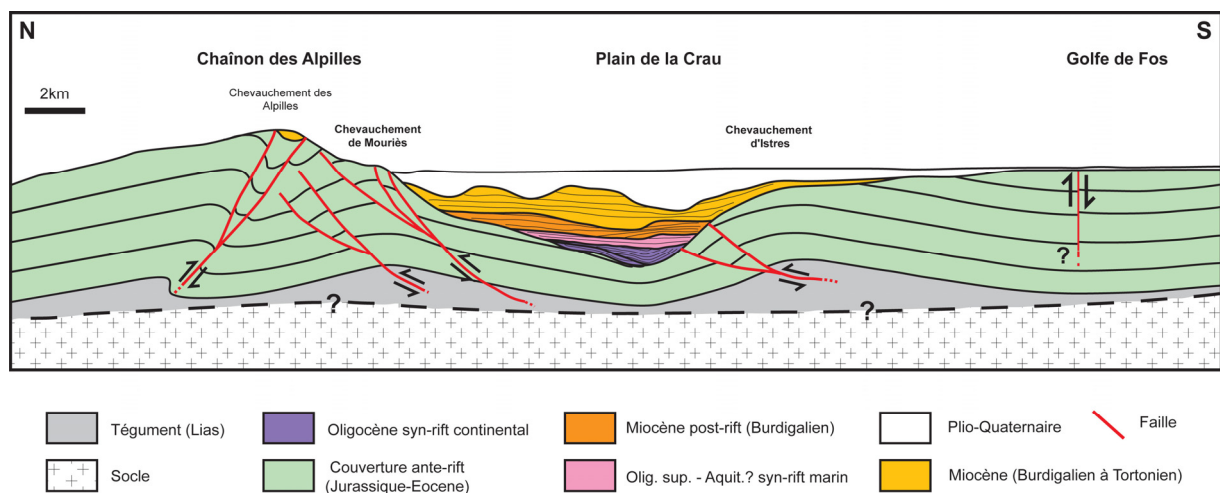


Fig. 4.9 : Coupe géologique schématique Nord-Sud de la zone Crau (échelle verticale relative).

Syn-rift marin : Oligocène sup. à Aquitanien

Cette période débute avec la première transgression Tertiaire enregistrée dans cette zone, contemporaine de la transgression Oligocène supérieur enregistrée dans les dépôts du massif de la Nerthe. Cette transgression, correspondant à l'unité Uc3, reste localisée puisqu'elle est présente uniquement dans la partie Nord-Ouest de la zone. La paléotopographie héritée a joué un rôle majeur dans l'extension paléogéographique de la mer. En effet, les dépôts semblent confinés dans un axe Est-Ouest et alignés sur les dépôts précédents de l'Oligocène inférieur. D'un point de vue tectonique, cette unité semble avoir seulement subi un léger basculement vers le Sud par rapport à l'unité Uc4 sus-jacentes.

#### Post-rift : Burdigalien à Tortonien ?

Les unités Uc4 et Uc5 caractérisent cette période. La base des sédiments post-rift indique une discordance et une érosion importante affectant les dépôts syn-rift sous-jacents. A l'émersion fini-aquitaine succède la transgression marine burdigalienne. Celle-ci est bien plus importante que son homologue d'âge Oligocène sup. car elle envahit la moitié Nord de la zone Crau. Les dépôts burdigaliens scellent toutes failles liées à la phase de *rifting*. Malgré le développement limité de l'unité Uc4 entre les deux zones de chevauchement, l'unité Uc5 montre que la mer submergea totalement le chevauchement d'Istres. Il est difficile d'affirmer si ce pulse transgressif ait été précédé d'une phase d'émersion continentale. Le caractère assez régulier et plan de l'érosion indique plutôt un milieu marin. L'âge exact de ces deux transgressions sera discuté en fin de chapitre (§ 4.5.). Les incisions interprétées au sein même de cette unité sont incertaines et discontinues sur les profils. Elles permettent d'indiquer que cette unité fut soumise à des variations du niveau relatif de la mer. Le sommet de l'unité Uc5 présente une très forte érosion probablement liée à l'événement messinien.

#### Post-rift récents: Plio-Quaternaire

L'unité Uc6 correspond la période durant laquelle les incisions messiniennes vont être scellées par les dépôts Plio-Quaternaire affleurant aujourd'hui en surface.

### 4.3. Zone Côtière : le lien terre-mer

Cette zone comprend exclusivement les lignes sismiques côtières THR acquises spécifiquement pour cette étude. Ces lignes ont été réalisées par la société EOSYS. Elles sont caractérisées par une fréquence de 300 Hz et une résolution verticale de l'ordre de 3m. Elles sont positionnées à quelques centaines de mètres au Sud des affleurements oligo-miocènes du flanc sud de la Nerthe du port du Rouet jusqu'au port de Carro (**Fig. 4.10**). Compte tenu, des pendages Sud à Sud-Ouest des affleurements *onshores*, ces lignes très haute résolution permettent d'établir un lien entre la terre et la mer. Au Sud, ces lignes recourent les données pétrolières *offshores* et constituent donc un lien avec les données à plus grande échelle. Aucun puits ne recoupe les données, mais une sismique synthétique des affleurements a été réalisée à partir de données pétrophysiques afin de corréler les données de surface et les données sismiques.

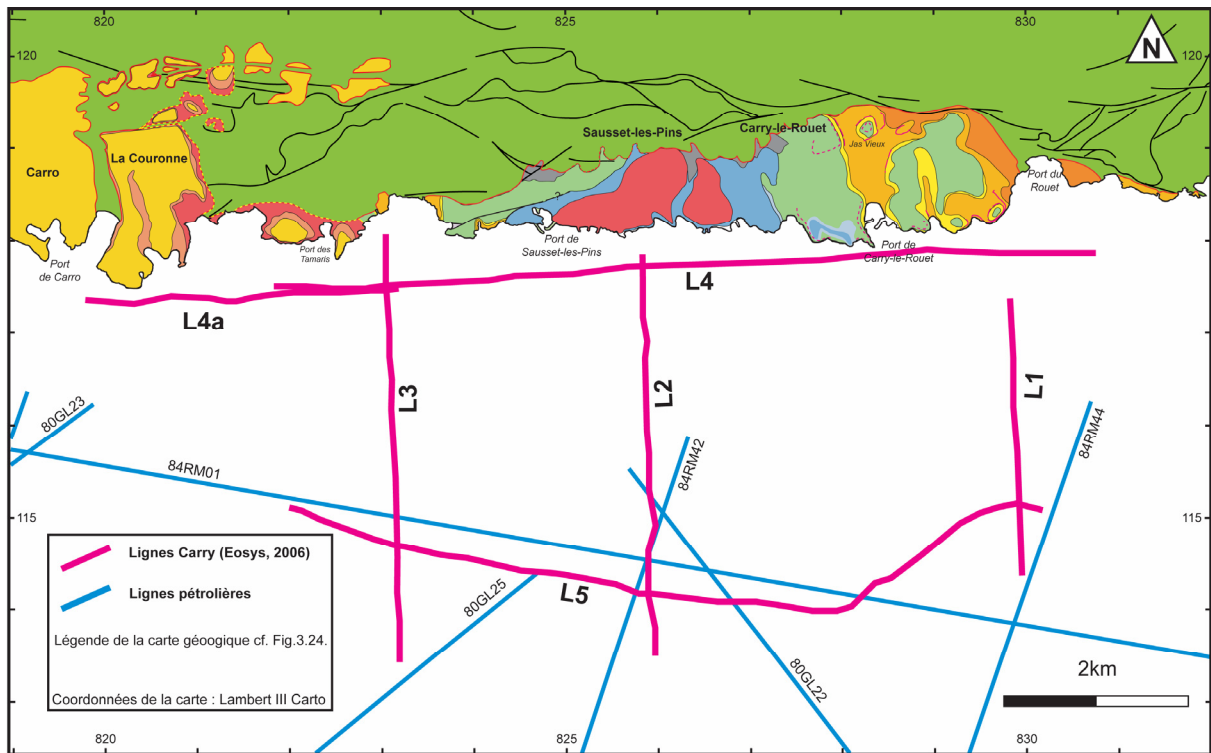


Fig. 4.10 : Plan de position des lignes THR Carry (Eosys, 2006)



### 4.3.1. Sismostratigraphie

La campagne Carry a été réalisée sur des fonds marins à une profondeur comprise entre -15 et -70m. Au plus près de côte, la tranche d'eau très faible a généré un premier multiple qui perturbe l'imagerie sismique des roches les plus profondes. Malheureusement, le traitement des données sismiques n'a pas permis de soustraire cet artefact. Ce dernier rend même l'interprétation des lignes E-O L4 et L4a, les plus proches de la côte, irréalizable. Seuls les 3 lignes N-S (L1, L2 et L3) et la ligne E-O au large (L5) sont exploitables. La très haute résolution des lignes permet de visualiser des objets de taille comparable à ceux présents *onshore* au sein de la série oligo-miocène. La maille kilométrique et l'orientation E-O de la ligne L5, parallèle à la structure des dépôts, rendent difficile la corrélation des unités définies sur les lignes N-S. L'étude sismostratigraphique des lignes N-S a servi de cadre aux corrélations avec la ligne L5.

#### Ligne L1 (Fig. 4.11):

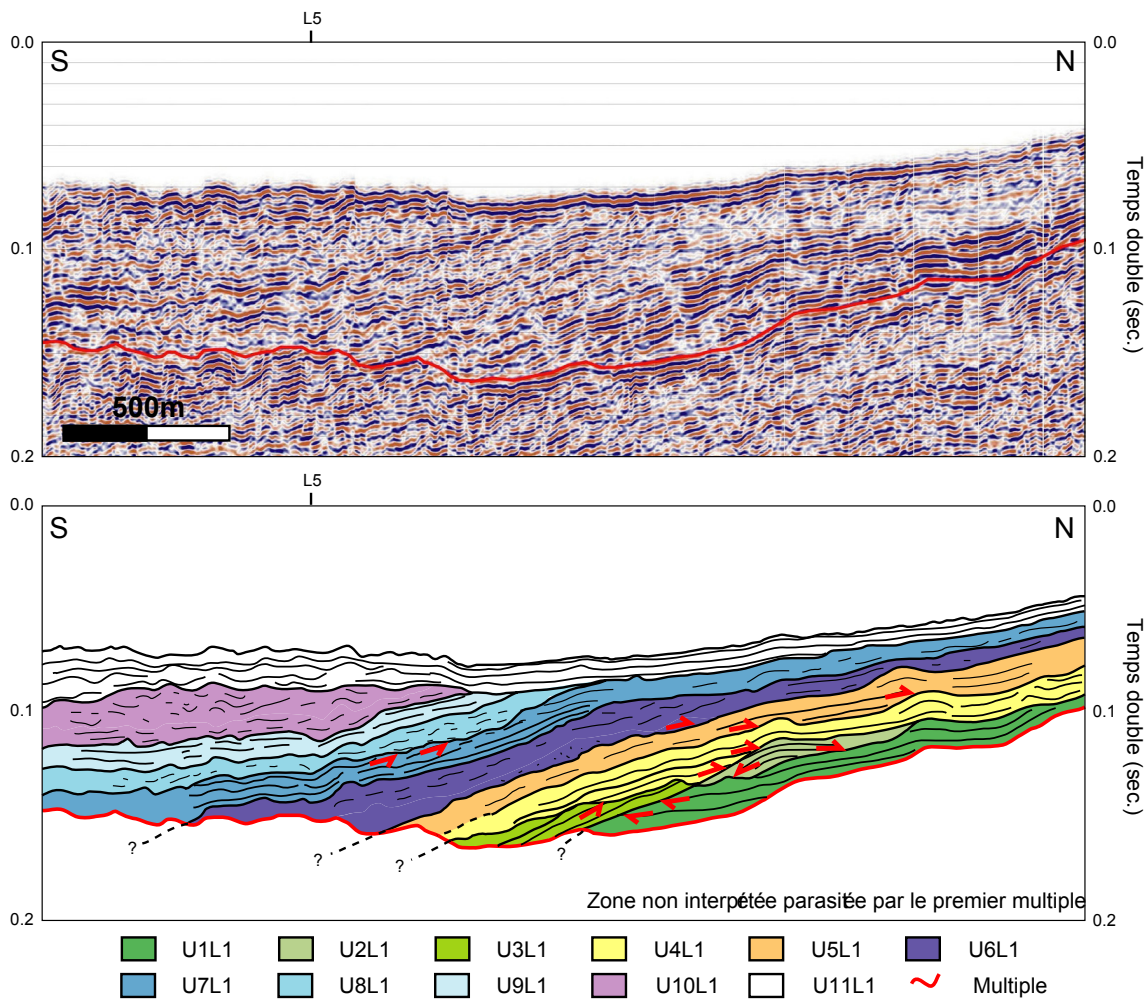


Fig. 4.11 : Interprétation du profil THR Carry L1

U1L1 : La limite inférieure de cette unité est masquée par le multiple, en revanche la limite supérieure est concordante, sauf dans la partie Sud où elle correspond à une surface d'érosion. Le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs continus de fortes amplitudes.

U2L1 : Cette unité, très localisée, constitue un dôme dans la partie Nord du profil au-dessus de l'unité précédente. La limite inférieure montre des *downlaps* alors que la limite supérieure est concordante. Les réflecteurs aggradants au sein de l'unité sont continus et d'amplitudes moyennes.

U3L1 : Cette unité est très peu représentée. La limite inférieure semble concordante alors que la supérieure est une surface de troncature d'érosion. Les réflecteurs sont assez continus avec une amplitude moyenne. La morphologie de cette unité est masquée par le multiple.

U4L1 : Cette unité repose sur les trois unités précédentes témoignant de son caractère transgressif. Sa limite inférieure est caractérisée par des *onlaps* et sa limite supérieure est concordante. Le faciès sismique est composé par des réflecteurs continus de fortes amplitudes. Certains réflecteurs semblent exhiber des morphologies en dôme dans la partie Nord de la ligne.

U5L1 : Cette unité repose sur la précédente. La limite inférieure présente quelques *onlaps* et la limite supérieure est concordante. Les réflecteurs, concordants entre eux, sont plutôt continus et d'amplitude moyenne au nord de la ligne alors qu'ils sont de faibles amplitudes et plutôt discontinus au Sud.

U6L1 : Cette unité présente à sa base quelques *onlaps*. La limite supérieure est peu apparente et légèrement affectée par de l'érosion. Les réflecteurs constituant cette unité sont discontinus et d'amplitude faible à moyenne. L'organisation interne de cette unité semble relativement concordante.

U7L1 : Cette unité repose sur l'unité précédente. La limite inférieure est concordante, quant à la supérieure elle semble légèrement érodée par l'unité postérieure. Les réflecteurs sont parallèles, continus et de fortes amplitudes dans la moitié Sud du profil. Ils deviennent discontinus presque chaotiques dans la moitié Nord.

U8L1 : Cette unité localisée uniquement dans la partie Sud du profil présente un faciès chaotique d'amplitude faible à moyenne. Toutefois, elle est concordante par rapport aux autres unités.

U9L1 : Cette unité, comme la précédente, est uniquement localisée au Sud du profil. Les limites supérieure et inférieure sont concordantes. Les réflecteurs sont parallèles, continus et de forte amplitude.

U10L1 : Cette unité présente des réflecteurs très discontinus. De ce fait, la nature des limites de cette unité n'est pas clairement identifiable. Il semblerait que ces dernières soient relativement concordantes pour la base et légèrement érosives pour le sommet. Les réflecteurs ont des amplitudes variables de moyenne à faible.

U11L1 : Cette dernière unité repose en discordance sur les quatre dernières unités. Elle montre des limites inférieure et supérieure concordantes. Les réflecteurs sont continus et de fortes amplitudes. Cette unité représente les dépôts plio-quadernaires récents constituant les fonds marins.

De manière générale, ce profil représente des réflecteurs bien lités, le plus souvent concordants et progradants vers le Sud. Une faible discordance angulaire est présente entre les unités U1L1 à U8L1 avec des réflecteurs à pendage modéré vers le Sud et les unités U9L1 et U10L1 avec des réflecteurs plutôt sub-horizontaux. Il est important de noter la présence de morphologies en dôme au Nord du profil.

**Ligne L2 (Fig. 4.12):**

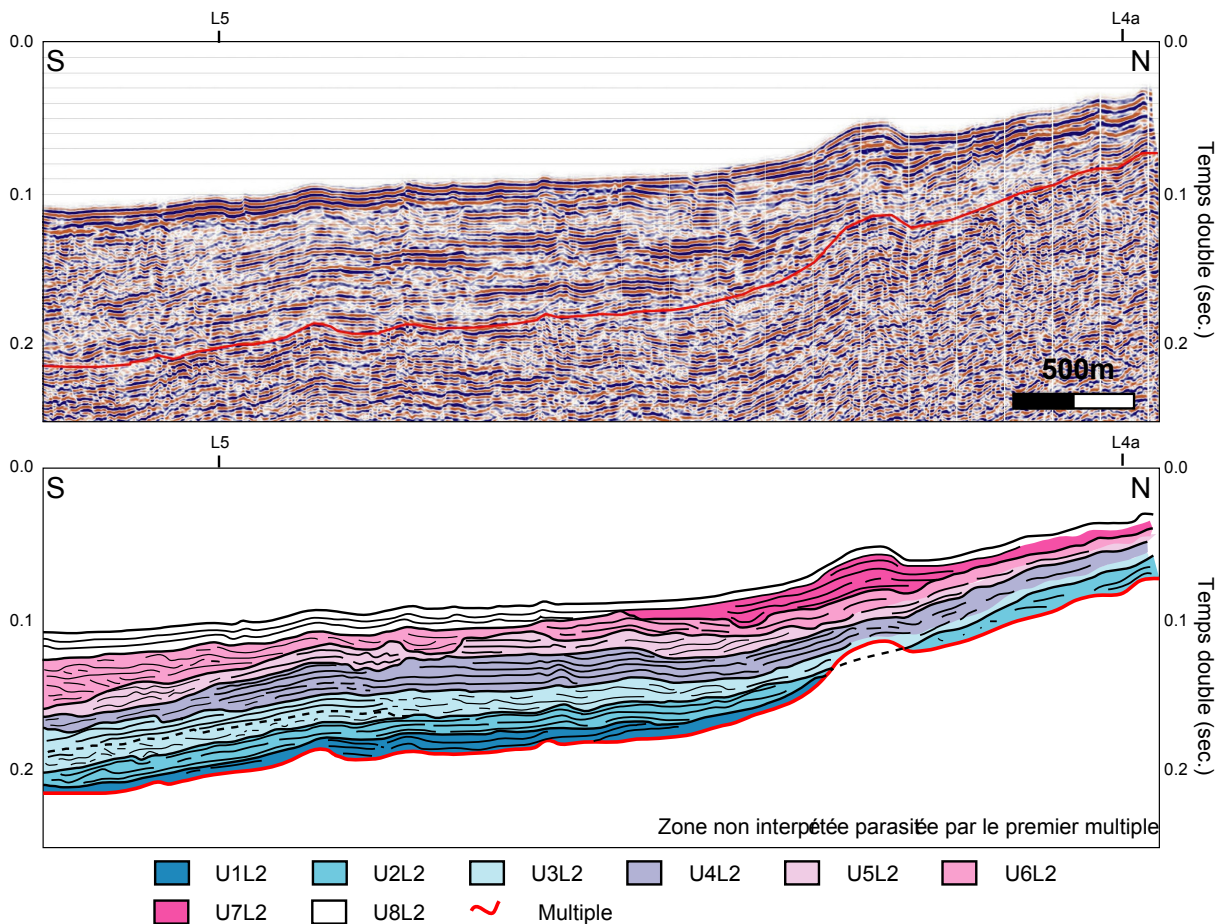


Fig. 4.12 : Interprétation du profil THR Carry L2

U1L2 : La base de cette unité est masquée par le multiple. La limite supérieure correspond à une troncature d'érosion. Les réflecteurs sont continus et d'amplitude moyenne.

U2L2 : Cette unité présente des limites inférieure et supérieure concordantes. La partie septentrionale de l'unité semble montrer des *onlaps*. Le multiple rend difficile l'interprétation de ces terminaisons. Le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs continus de forte amplitude.

U3L2 : La limite inférieure de cette unité semble être caractérisée par des *onlaps*. La limite supérieure semble plutôt concordante. Les réflecteurs sont assez discontinus et d'amplitude moyenne à faible. Les réflecteurs montrent une certaine rétrogradation vers le continent.

U4L2 : La limite inférieure est concordante tandis que la limite supérieure semble légèrement érodée. Le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs concordants continus et de forte amplitude.

U5L2 : Cette unité possède une épaisseur assez irrégulière (3 à 20ms). La surface inférieure présente des *downlaps* tandis que la surface supérieure présente des troncatures d'érosion. Les réflecteurs sont assez discontinus avec des amplitudes moyennes à faibles. L'épaisseur réduite de l'unité ne permet pas de caractériser la géométrie des réflecteurs à l'exception d'une tendance chenalisante.

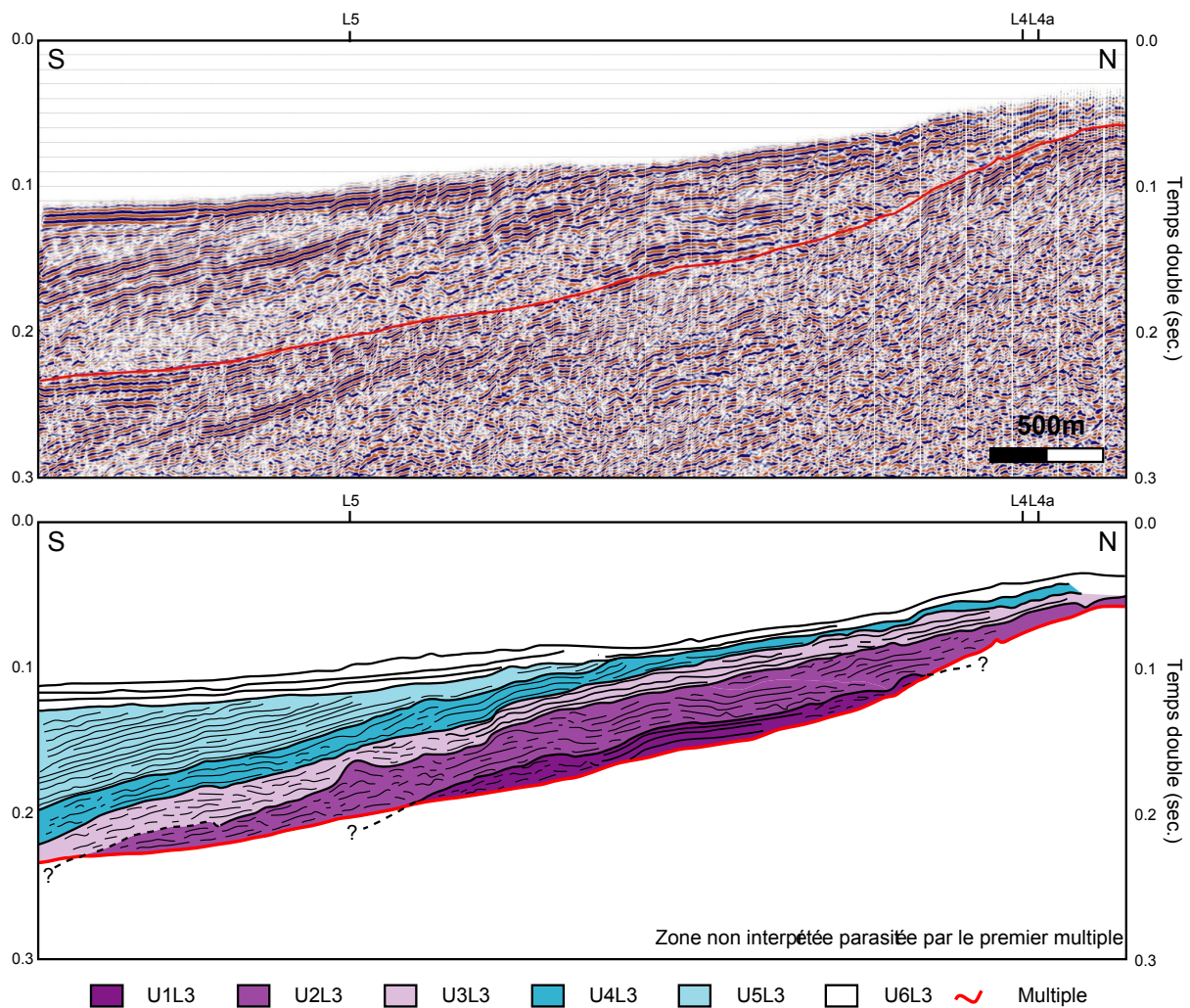
U6L2 : Cette unité est caractérisée par des faciès et une géométrie similaire à l'unité précédente avec des amplitudes plus fortes.

U7L2 : Cette unité correspond à la morphologie en dôme localisée dans la partie Nord du profil. Cette morphologie créant un relief sur le fond marin actuel est caractérisée par des réflecteurs aggradants de fortes amplitudes. La nature exacte de cette unité reste très incertaine.

U8L2 : Cette unité correspond aux dépôts récents plio-quadernaire recouvrant en discordance les unités sous-jacentes. Cette unité est caractérisée par des réflecteurs de fortes amplitudes et concordants.

Cette ligne révèle des unités homogènes qui sont empilées avec quelques variations d'amplitudes. Les réflecteurs sont concordants et très faiblement pentés vers le Sud. Seules les unités U6L2 et U7L2 présentent des caractères érosifs apparents. Le fait remarquable de ce profil est la faible discordance angulaire existante entre les unités U1L2-U2L2 et les unités U3L2 à U7L2. L'interprétation de l'extrémité Nord de la ligne est incertaine. En effet, la faible profondeur d'eau génère un multiple précoce à faible profondeur, de plus le fort relief de l'unité U7L2 entraîne des distorsions dans les réflecteurs sous-jacents.

Ligne L3 (Fig. 4.13):



**Fig. 4.13 : Interprétation du profil THR Carry L3**

U1L3 : La base de cette première unité est masquée par le multiple. La limite supérieure est relativement conforme. Le faciès sismique est caractérisé dans la partie Nord par des réflecteurs continus de fortes amplitudes et dans la partie Sud par des réflecteurs discontinus de faible amplitude.

U2L3 : La limite inférieure de cette unité présente quelques *onlaps*. La limite supérieure est assez irrégulière mais ne montre pas de preuve d'érosion. Les réflecteurs sont discontinus avec des amplitudes moyennes à faibles. Aux extrémités Nord et Sud, le faciès tend à être chaotique.

U3L3 : Tout comme l'unité précédente, cette unité présente une limite inférieure avec quelques *onlaps*. La limite supérieure est concordante. Dans la moitié Nord, le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs continus de forte amplitude alors que dans la moitié Sud les réflecteurs ont tendance à être plus faibles et discontinus.

U4L3 : La limite inférieure de cette unité est caractérisée par des *onlaps*. La limite supérieure est concordante. Les réflecteurs sont assez discontinus avec des amplitudes moyennes.

U5L3 : La limite inférieure de cette unité est concordante alors que sa limite supérieure est une surface de troncature d'érosion. Les réflecteurs sont bien lités, continus et concordants avec de fortes amplitudes.

U6L3 : Cette unité correspond aux dépôts les plus récents et recoupe la plupart des unités précédentes. Les limites de cette unité sont concordantes. Le faciès sismique est caractérisé par des réflecteurs continus de fortes amplitudes.

D'un point de vue général, cette ligne est constituée d'unités bien litées empilées avec un faible pendage vers le Sud. Globalement, la ligne pourrait être séparée en deux grandes unités différenciées uniquement par le faciès sismique : une première unité avec des réflecteurs assez discontinus et d'amplitude moyenne (unité U1L3 à U3L3) et une seconde unité avec des réflecteurs continus à très fortes amplitudes (unité U4L3 et U5L3). Vers l'extrémité Nord, la proximité du multiple rend l'interprétation difficile. Aucune discordance angulaire n'a été identifiée.

#### Ligne L5 (Fig. 4.14):

La corrélation sismostratigraphique entre les lignes L1, L2 et L3 et la ligne L5 est incertaine à cause du maillage kilométrique.

La discordance angulaire identifiée sur les profils L1 et L2 et caractérisée par de fortes amplitudes est bien visible sur le profil L5. Cette surface discordante présente, sur le profil L5, une relative horizontalité puis plonge vers l'Ouest et recoupe le profil L2. Le plongement est tel que la surface passe sous le multiple avant d'atteindre le profil L3 ce qui est cohérent avec l'absence de discordance sur ce dernier. La géométrie des dépôts sous-jacents est masquée par le multiple. L'intervalle visible ne présente pas de caractéristique particulière. Pour les dépôts sus-jacents, la corrélation entre les unités de la ligne L1 et celles de la ligne L2 semble complexe. Aucune géométrie ou surface particulière n'est corrélable entre les deux lignes. A partir du croisement avec la ligne L2, les réflecteurs de la ligne L5 présentent un léger pendage vers l'Ouest. Une corrélation entre les lignes L2 et L3 est mise en évidence au niveau des unités les plus récentes. En effet, l'unité bien litée de forte amplitude U5L3 est corrélée avec l'unité U6L2.

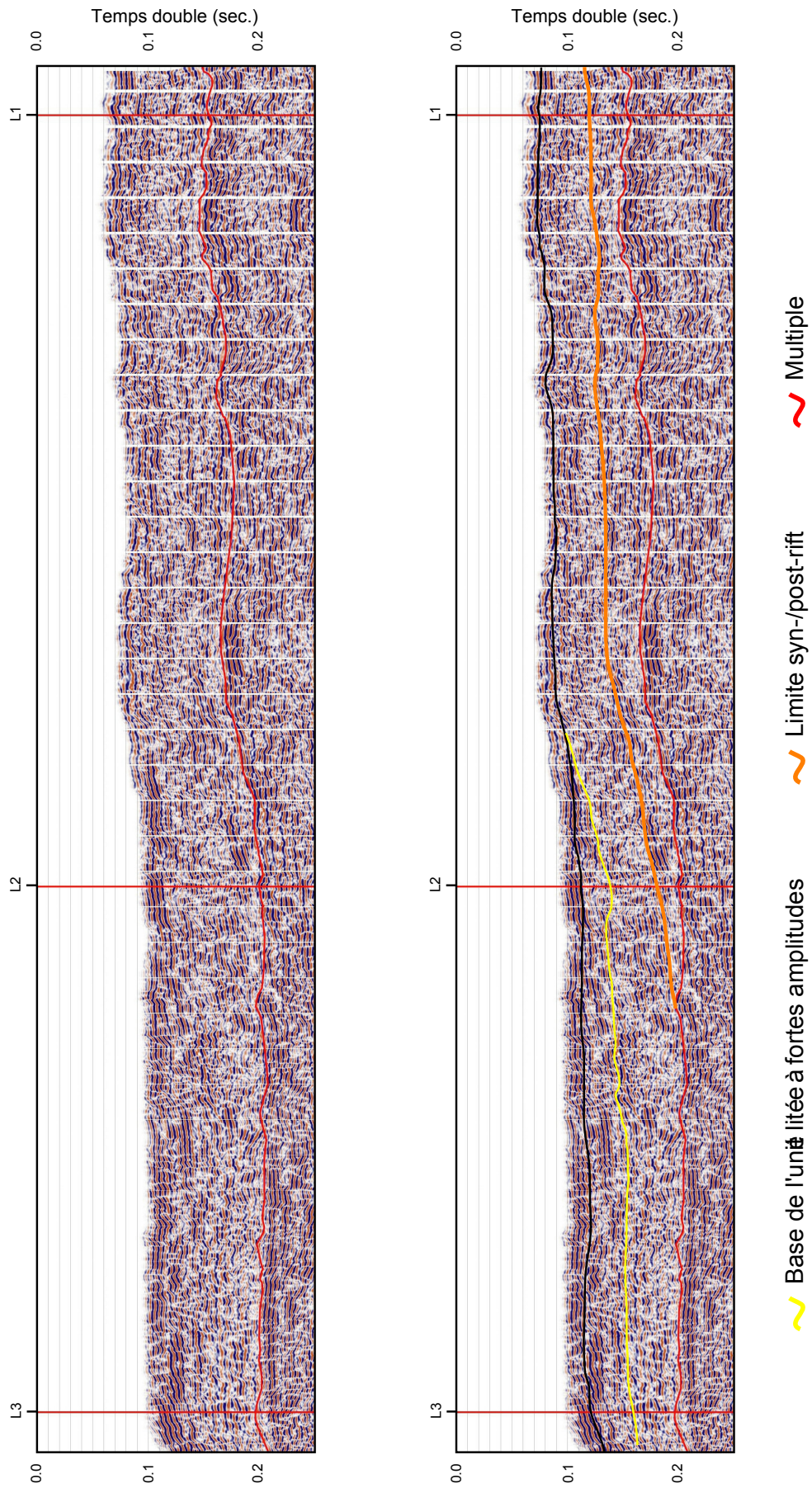


Fig. 4.14 : Interprétation du profil THR Carry L5.

De manière générale, la ligne L5 présente des faciès très hétérogènes et difficilement corrélables entre eux. L'organisation des réflecteurs est caractérisée par des pendages sub-horizontaux entre les croisements des lignes L1 et L2 puis un pendage très faible vers l'Ouest entre les croisements entre les lignes L2 et L3. Les pendages horizontaux sont apparemment liés à l'orientation de la ligne L5 qui est parallèle au pendage Sud/Sud-Ouest des séries à terre. Pour les pendages légèrement Ouest, l'orientation de la ligne L5 est faiblement oblique par rapport aux dépôts *onshores*. Enfin, on retiendra principalement la discordance angulaire qui est bien représentée sur cette ligne.

#### 4.3.2. Sismique synthétique

La sismique synthétique est basée sur des mesures pétrophysiques réalisées sur 44 échantillons d'affleurement représentatifs des principales lithologies de la série oligo-miocène du flanc sud de la Nerthe. Un échantillon de substratum Urgonien a également été mesuré pour référence.

Les échantillons sont des carottes prélevées avec le même matériel de forage que l'étude paléomagnétique et des parallélépipèdes retaillés à la scie circulaire pour les niveaux les plus tendres.

##### *Méthodes de mesures pétrophysiques:*

Les paramètres mesurés pour cette étude sont : la densité, la porosité et la vitesse des ondes longitudinales ( $V_p$ ) et cisailantes ( $V_s$ ). L'ensemble des mesures a été effectué par D. Hermitte (CEREGE).

Pour la densité, le volume total ( $V_{tot}$ ) a été mesuré au pied à coulisse et le volume gazeux ( $V_g$ ) par pycnométrie Hélium sous vide après un séchage à l'étuve à environ  $60^\circ$ . La porosité est calculée selon la formule  $P = 1 - (V_g/V_{tot})$ . 4 mesures pour les carottes et 5 pour les blocs ont été effectuées.

Pour les mesures de vitesses, un appareil à ultrasons EPOCH III Panametrics (Sofranel) a été utilisé avec des capteurs 2.25/0.5 MHz pour  $V_p$  et 1.0/0.5 MHz pour  $V_s$ . Toutes les mesures sont réalisées sur des échantillons secs. Les blocs ont été mesurés sur 3 faces afin de tester d'éventuelles anisotropies. Les carottes ont été mesurées sur leur longueur uniquement.



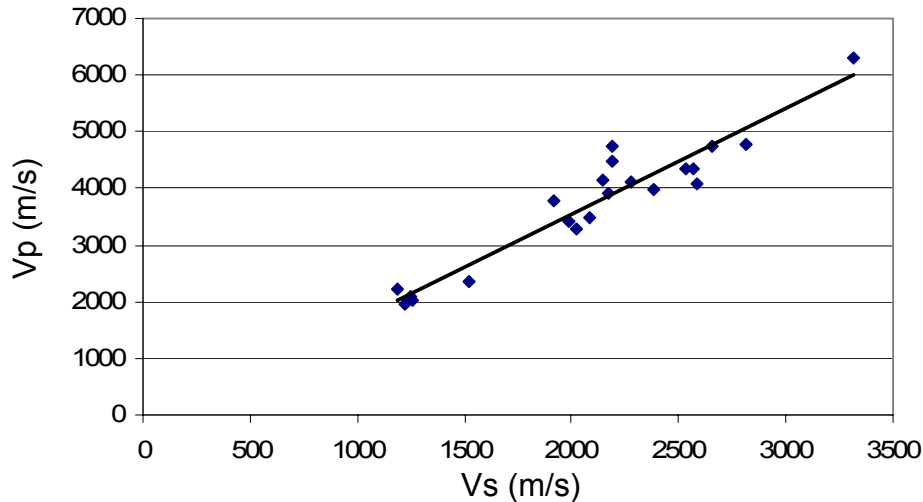
Résultats pétrophysiques:

Les résultats des mesures sont synthétisés dans le **Tableau 4.2** avec des vitesses Vp et Vs moyennes pour les blocs.

Ech.	Type	Porosité %	$\Delta P/P$ %	dg (g/cm <sup>3</sup> )	$\Delta dg/dg$ %	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Vp/Vs
PCA01	Plug	5.2	1.3	2.595	0.10	4978	3437	1.45
PCA02	Plug	10.2	1.6	2.711	0.05	3414	1985	1.72
PCA03	Bloc	29.9	1.3	2.659	0.05	2106	1250	1.69
PCA04	Plug	7.3	1.1	2.710	0.05	3978	2382	1.67
PCA05	Plug	19.4	1.0	2.639	0.06	3694	2082	1.77
PCA06	Plug	28.7	1.5	2.722	0.08	-	-	-
PCA07	Plug	23.7	0.9	2.707	0.05	4145	2144	1.93
PCA08	Plug	31.8	1.2	2.701	0.12	2138	1247	1.71
PCA09	Plug	3.8	0.7	2.671	0.03	4348	2564	1.70
PCA10	Bloc	36.7	1.3	2.634	0.09	1946	1144	1.70
PCA11	Plug	12.0	1.4	2.720	0.04	3482	2085	1.67
PCA12	Bloc	39.4	2.0	2.670	0.14	-	-	-
PCA13	Plug	16.2	0.8	2.729	0.05	2953	1684	1.75
PCA14	Bloc	32.4	2.6	2.620	0.11	-	-	-
PCA15	Plug	12.4	0.5	2.732	0.06	4742	2659	1.78
PCA16	Plug	10.0	1.0	2.728	0.07	2901	1656	1.75
PCA17	Bloc	34.8	1.1	2.665	0.05	2218	1188	1.87
PCA18	Plug	13.0	0.9	2.713	0.06	4120	2275	1.81
PCA19	Plug	30.8	1.4	2.700	0.02	1987	1166	1.70
PCA20	Bloc	27.5	1.5	2.690	0.15	-	-	-
PCA21	Plug	8.3	0.6	2.728	0.03	4729	2192	2.16
PCA22	Plug	11.0	0.4	2.698	0.06	4066	2588	1.57
PCA23	Plug	10.0	1.1	2.702	0.31	4346	2531	1.72
PCA24	Plug	Blocage dans porte échantillon. Détruit.						
PCA25	Plug	7.8	0.8	2.694	0.04	3287	2019	1.63
PCA26	Plug	12.2	1.3	2.688	0.35	-	-	-
PCA27	Bloc	23.9	2.0	2.416	0.23	1960	1222	1.60
PCA28	Plug	14.6	0.9	2.697	0.03	2515	1449	1.74
PCA29	Bloc	43.4	1.9	2.693	0.14	-	-	-
PCA30	Plug	5.7	0.5	2.718	0.09	4793	2810	1.71
PCA31	Plug	18.2	1.2	2.708	0.04	2813	1609	1.75
PCA32	Plug	13.5	0.7	2.722	0.03	4488	2194	2.05
PCA33	Plug	22.5	0.7	2.728	0.04	2436	1407	1.73
PCA34	Plug	19.8	1.5	2.720	0.05	3782	1917	1.97
PCA35	Bloc	20.5	1.7	2.682	0.12	2370	1524	1.56
PCA36	Bloc	21.8	1.7	2.674	0.10	-	-	-
PCA37	Plug	23.1	0.9	2.718	0.03	3924	2169	1.81
PCA38	Plug	17.7	0.6	2.711	0.03	3029	1725	1.76
PCA39	Plug	15.2	0.6	2.694	0.05	2565	1476	1.74
PCA40	Plug	32.0	1.1	2.711	0.15	2205	1283	1.72
PCA41	Plug	19.3	0.8	2.724	0.08	3513	1984	1.77
PCA42	Plug	21.9	1.2	2.715	0.11	3682	2075	1.77
PCA43	Bloc	32.8	1.2	2.652	0.08	2022	1259	1.61
PCA44	Bloc	12.3	2.0	2.696	0.03	2751	-	-
PCA45	Plug	0.3	1.0	2.658	0.18	6302	3315	1.90

Tableau 4.2 : Résultats des mesures pétrophysiques (Vp extrapolée en rose).

Dans le cas d'une impossibilité de mesure de  $V_p$  (macroporosité), la mesure de  $V_p$  a été extrapolée à partir d'une équation de régression linéaire entre  $V_p$  et  $V_s$  obtenue avec les échantillons pour lesquels deux vitesses ont pu être mesurées (**Fig. 4.15**). Dans le **Tableau 4.2**, la vitesse  $V_p$  extrapolée est intégrée en rose.

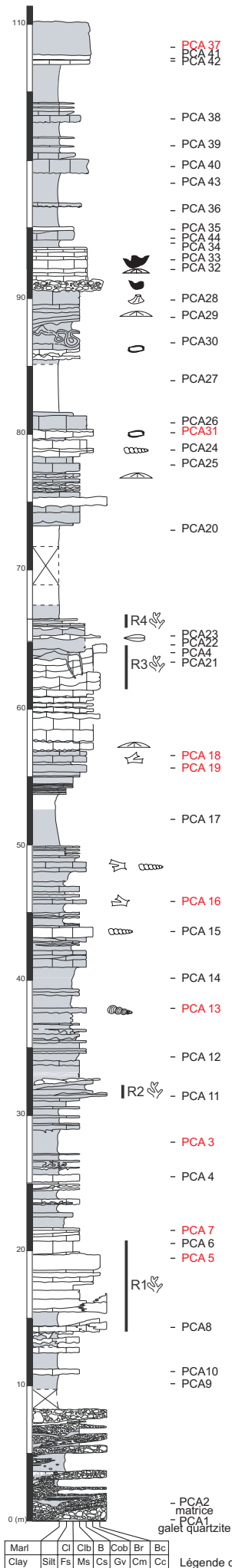


**Fig. 4.15 : Relation  $V_p$  et  $V_s$ . Régression linéaire :  $Y = 1.8652 - 187.99$  avec  $R^2 = 0.9088$ .**

La relation entre les faciès lithologiques et les propriétés pétrophysiques ne sont pas linéaires ce qui témoigne de l'hétérogénéité pétrophysique des roches (**Fig. 4.16**). Il est difficile d'établir des corrélations entre les faciès macroscopiques et les vitesses mesurées. La seule tendance qui se dégage correspond aux faciès détritiques fins (sables et marnes) qui présentent des vitesses d'ondes inférieures à celles des niveaux carbonatés. Autour de 2000 m/s pour les premiers et entre 3000 et 4500 m/s pour les derniers. Les vitesses pour les niveaux carbonatés sont très variables, aucune tendance particulière de vitesses n'est observée en relation avec à la taille des grains, la diagenèse ou la porosité. Les lithologies apparentes très proches sur le terrain présentent des vitesses différentes pour des porosités équivalentes (par exemple, pour 12% de porosité,  $2500 < V_p < 4500$ ).

#### *La sismique synthétique:*

La sismique synthétique a été réalisé à l'aide du logiciel Kingdom Suite 7.6. Les données de vitesses, de porosités et de densités pour la série oligo-miocène ont été importées sous format ASCII comme un pseudo puits avec une mesure tous les 10 centimètres. Les mesures ponctuelles ont été extrapolées aux bancs. Pour les niveaux conglomératiques une vitesse moyenne a été estimée à partir du rapport matrice/éléments ainsi que de la nature et des proportions des éléments présents.



**PCA5**  
 Vp: 3694 m/s  
 Vs: 2082 m/s  
 P: 19.4 %  
 d: 2.639 g/cm<sup>3</sup>



**PCA7**  
 Vp: 4147 m/s  
 Vs: 2144 m/s  
 P: 23.7 %  
 d: 2.707 g/cm<sup>3</sup>



**PCA19**  
 Vp: 1987 m/s  
 Vs: 1166 m/s  
 P: 30.8 %  
 d: 2.700 g/cm<sup>3</sup>



**PCA18**  
 Vp: 4120 m/s  
 Vs: 2275 m/s  
 P: 13 %  
 d: 2.713 g/cm<sup>3</sup>



**PCA15**  
 Vp: 4742 m/s  
 Vs: 2659 m/s  
 P: 12.4 %  
 d: 2.732 g/cm<sup>3</sup>



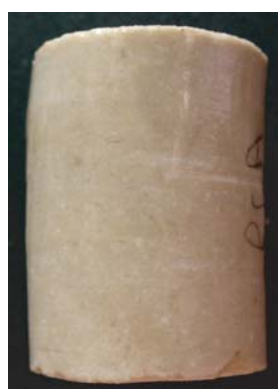
**PCA13**  
 Vp: 2953 m/s  
 Vs: 1684 m/s  
 P: 16.2 %  
 d: 2.729 g/cm<sup>3</sup>



**PCA13**  
 Vp: 2953 m/s  
 Vs: 1684 m/s  
 P: 16.2 %  
 d: 2.729 g/cm<sup>3</sup>



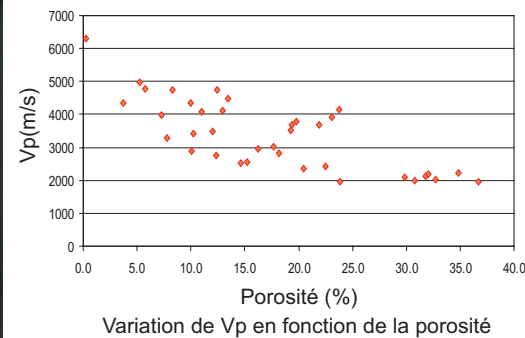
**PCA37**  
 Vp: 3924 m/s  
 Vs: 2169 m/s  
 P: 23.1 %  
 d: 2.718 g/cm<sup>3</sup>



**PCA45**  
 Vp: 6302 m/s  
 Vs: 3315 m/s  
 P: 0.3 %  
 d: 2.658 g/cm<sup>3</sup>



**PCA3**  
 Vp: 2106 m/s  
 Vs: 1250 m/s  
 P: 29.9 %  
 d: 2.659 g/cm<sup>3</sup>



**Fig.4.16: Position des échantillons et comparaison des vitesses Vp en fonction de la porosité**

Légende du log cf. Fig.2.2

Plusieurs essais d'ondelette ont été réalisés. Le résultat le plus probant a été obtenu avec une ondelette de type Ricker avec une fréquence de 300Hz comparable à celle des données sismiques THR.

*Corrélation sismique synthétique / données sismiques :*

D'après la sismographie synthétique (**Fig. 4.17**), les réflecteurs de plus fortes amplitudes se situent incontestablement au niveau de la transition Aquitanien-Burdigalien et au sein du niveau récifal R1 et de ses alternances avec les niveaux argileux. Le niveau récifal R2, quant à lui, présente des amplitudes assez faibles résultant de sa matrice argileuse contrastant peu avec les dépôts sus- et sous-jacents. Les contrastes lithologiques entre les niveaux carbonatés et argileux de la fin de l'Oligocène et de l'Aquitanien sont importants. Le reste de la pile sédimentaire présente de faibles amplitudes négatives ou positives.

D'après les données sismiques, la discordance angulaire entre des réflecteurs sub-horizontaux et des réflecteurs faiblement inclinés observée sur les profils L1, L2 et L5 paraît être un premier élément de corrélation avec les données à terre. En effet, la seule discordance angulaire à terre observable à l'échelle kilométrique est la limite Aquitanien-Burdigalien. Compte tenu de la distance hectométrique qui sépare les données sismiques des affleurements cette corrélation semble très probable. De plus, les relations géométriques sont respectées entre les terrains burdigaliens sub-horizontaux reposant en discordance sur des terrains aquitaniens faiblement pentés vers le Sud. La ligne L1 permet d'établir des corrélations terre-mer des séries sous et sur la discordance angulaire.

La ligne sismique a été inclinée pour une visualisation optimale des corrélations (**Fig. 4.17**). La discordance angulaire visible en sismique correspond à de fortes amplitudes ce qui confirme la corrélation avec la limite Aquitanien-Burdigalien de forte amplitude sur la sismographie synthétique. Pour les dépôts burdigaliens sus-jacents, la sismique synthétique est bien corrélée avec les faibles amplitudes de la ligne sismique. Les dépôts aquitaniens sont également bien corrélés. Les niveaux avec de fortes amplitudes sont principalement corrélés avec les niveaux bioclastiques. On notera que l'unité en dôme sur la ligne sismique correspond stratigraphiquement au niveau récifal R2. La base de la série à terre correspond probablement à l'intervalle mal imagé sous le multiple (**Fig. 4.17**). Le contact avec le substratum visible à terre est probablement situé sous le multiple expliquant l'absence de discordance angulaire majeure sur la sismique.

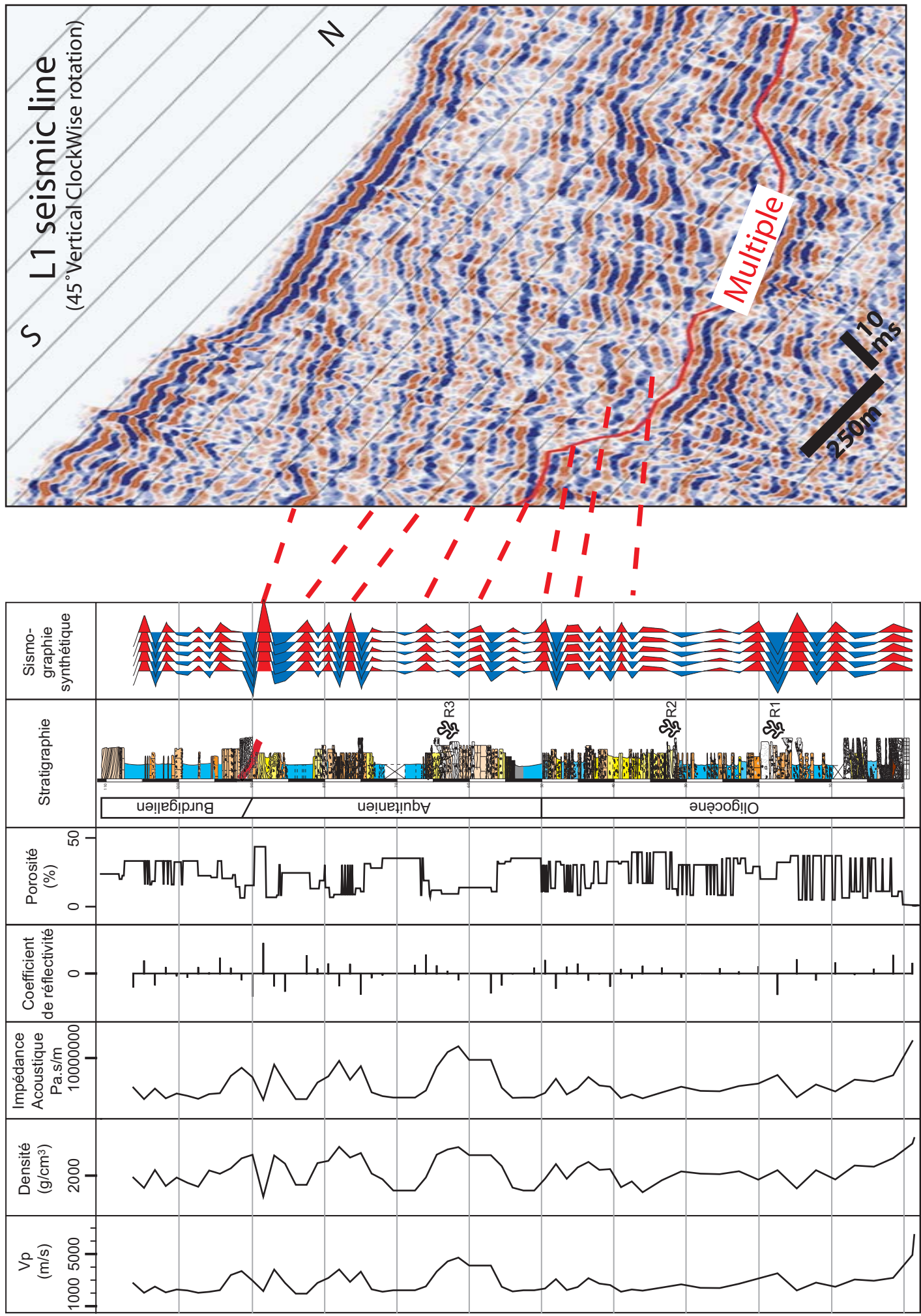
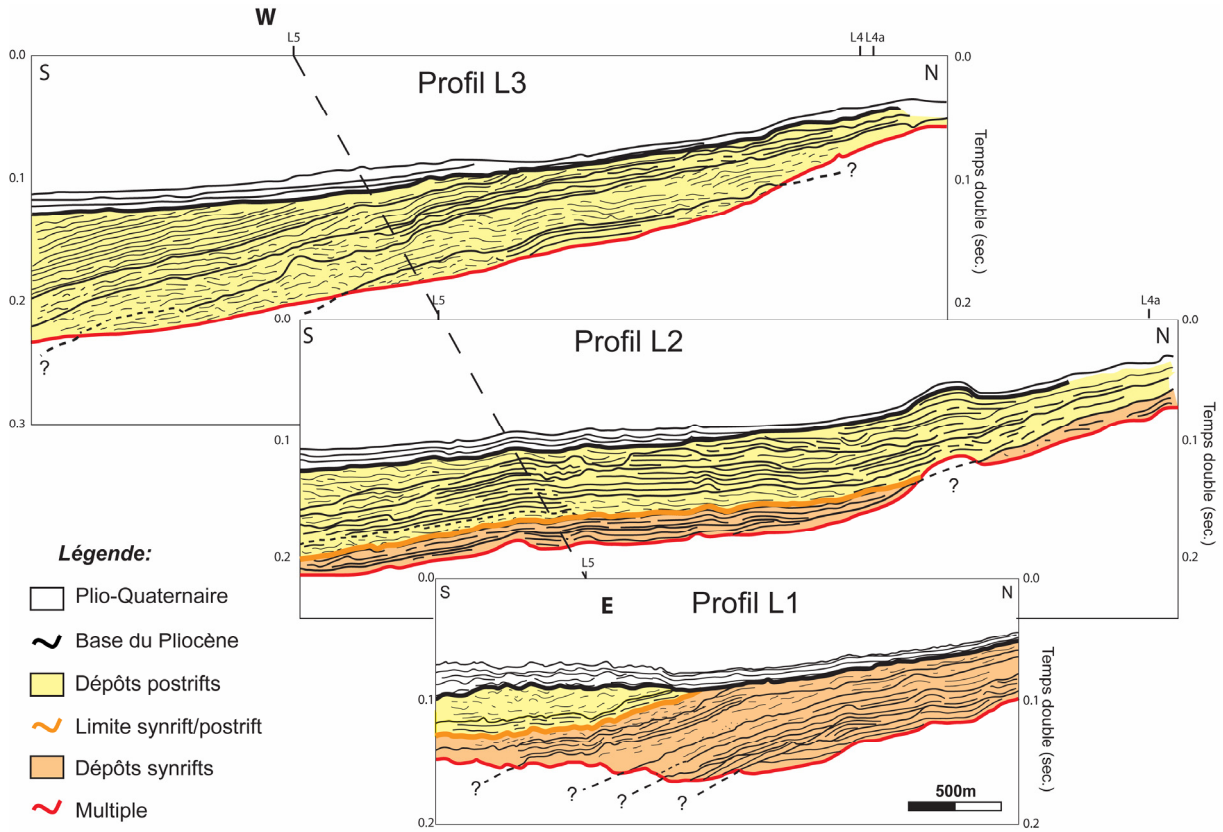


Fig.4.17: Corrélations entre la sismique synthétique et la ligne sismique THR L1. La vitesse Vp, la densité et la porosité ont été extrapolées par bandes à partir des mesures pétrophysiques. L'impédance acoustique, le coefficient de réflectivité et le synthétique de sismique ont été calculés par le logiciel Kingdom Suite 7.6. Pour une meilleure visualisation la ligne sismique a été inclinée de 45°.

Corrélations entre la sismique THR et les affleurements :

Les géométries imagées par la sismique sont comparables à celles observées à terre. L'organisation E-W des dépôts à terre est semblable à celle imagée en sismique. En effet, vers l'Ouest, les dépôts post-rift érodent les dépôts syn-rift qui ne sont plus visibles dans l'intervalle de temps imagé en sismique (**Fig. 4.18**).



**Fig. 4.18 : Corrélations des lignes N-S. Comme à terre, vers l'W les dépôts syn-rift tendent à disparaître en profondeur**

Selon un transect N-S, les dépôts oligo-miocènes se dilatent rapidement vers le Sud. Alors que cette tendance à terre était légère, les profils sismiques et notamment la ligne L1 ont permis de mettre en évidence la progradation vers le Sud des dépôts syn-rift (**Fig. 4.18**). La discordance entre les unités syn- et post-rift est également représentée à terre et en mer. Les dépôts post-rift sub-horizontaux et discordants à terre présentent la même configuration en sismique. Ils sont toutefois affectés d'un léger pendage vers le Sud et d'un épaississement vers le Sud. Pour les niveaux récifaux, les dimensions latérales sont identiques. En revanche, l'épaisseur est plus importante en mer. D'après les vitesses mesurées dans les faciès récifaux (environ 3500m/s), la construction récifale doit atteindre environ 25m d'épaisseur en mer contre quelques mètres à terre. Une telle différence pourrait être expliquée par une position plus distale de ces récifs et donc un espace disponible de croissance plus important.

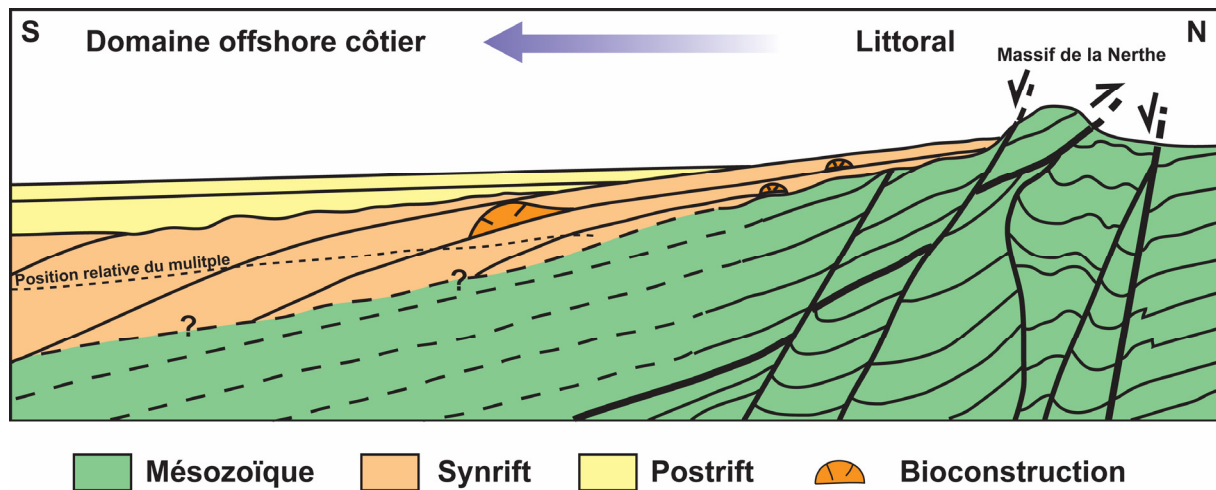


Fig. 4.19 : Coupe théorique le long d'un profil N-S. Les dépôts syn-rift progradent vers le Sud et les dépôts post-rifts rétrogradent vers le Nord. (Structure du Mésozoïque modifiée d'après Froget et al, 1967). Echelle verticale décimétrique, échelle horizontale kilométrique.

Enfin, l'analyse séquentielle effectuée sur l'ensemble de ces dépôts à terre (cf. Chap. 1) n'est pas corrélable dans le détail. Seule sur la partie syn-rift semble montrer des corrélations à une basse résolution. A partir de la première morphologie en dôme observée sur la ligne L1 (équivalent de R2 à terre), une tendance rétrogradante vers le continent est observée jusqu'à l'unité U5L1. Cette observation est en accord avec la présence de niveaux à bryozoaires (équivalent de l'unité U5L1) situés entre l'épisode récifal R3 et R2 marquant la plus importante paléo-bathymétrie de la série. Le reste de la série montre une tendance progradante vers le Sud en cohérence avec la série de comblement jusqu'à l'émersion, observée à terre, à la limite Aquitanien-Burdigalien. Les limites de séquences mises en évidence à terre par Borgovini (2003) au niveau des épisodes récifaux ne sont pas systématiquement observées. Seul le niveau R2 clairement identifié en sismique présente à sa base une limite de séquence. Le cortège de régression forcée auquel il est rattaché par Borgovini (2003) à terre n'a pas été observé en sismique.

#### **4.4. Zone plateau (sismique offshore)**

Cette dernière zone d'étude est la plus étendue. Elle est limitée au Nord par la Provence, au sud par la pente du plateau continental, à l'Ouest par le Golfe des Saintes Maries et à l'Est par le canyon d'Estocade. Cette zone correspond à la zone du plateau continental au large de la Provence, de Marseille aux Saintes Maries. Dans cette partie, nous étudierons principalement les campagnes pétrolières des permis Golfe du Lion (Total, 1980) et Rhône-Maritime (Total, 1984). Nous avons pu avoir également accès aux données de l'Ifremer notamment aux campagnes Me-Sea (Ifremer, 1991) et Calmar (Ifremer, 1999). Enfin, l'extrémité Est de la zone intègre une campagne de sismique réflexion menée lors d'un stage de Master2 en 2007. Ces données complètent et calibrent les données Me-Sea (Ifremer, 1991). L'ensemble de ces données permettra de faire le lien avec les données côtières au Nord et les données du bassin profond étudiés récemment par Bache (2008). L'ensemble des données était sous format numérique hormis la campagne Me-Sea qui était sous format papier.

Ces données sont calibrées par un seul puits Autan 1. Ce puits est présent au niveau de la limite Sud de la zone et positionné sur un haut de socle. Etant peu représentatif de la pile sédimentaire tertiaire, le seul lien permettant de calibrer l'enregistrement sédimentaire *offshore* reste donc les lignes côtières THR directement corrélées aux affleurements syn-/post-rift.

La plupart des lignes sismiques utilisées ici ont déjà fait l'objet de travaux (Gorini, 1993 ; Gorini et al., 1993; Mauffret & Gorini, 1996 ; Guennoc et al., 2000 ; Bache 2008), nous avons donc porté notre attention sur l'apport des données côtières, leur calibrage et les relations terre-mer.

Compte tenu de la résolution de la sismique pétrolière, nous avons limité notre étude à 2 unités principales encadrées par 3 surfaces remarquables présentes à l'échelle de la zone d'étude. Nous étudierons ici l'unité des dépôts syn-rift et l'unité des dépôts post-rift. Les surfaces délimitant ces unités sont le toit du substratum, la limite syn-/post-rift et la surface d'érosion messinienne. Les données n'étant calées que par un seul puits, nous avons basé les corrélations sur la surface d'érosion messinienne et les discordances sous-jacentes en s'aidant des données à terre et du calibrage de la sismique de la zone Crau.



Toit du substratum :

La cartographie du toit du substratum a permis de mettre en évidence deux grandes structures principales : le bassin du Grand Faraman et le bassin des Arlésiens étudiés par Gorini, (1993) ; Gorini et al., (1993) ; Mauffret & Gorini, (1996) ; Guennoc et al., (2000) & Bache, (2008) (Fig. 4.21, Fig. 4.20).

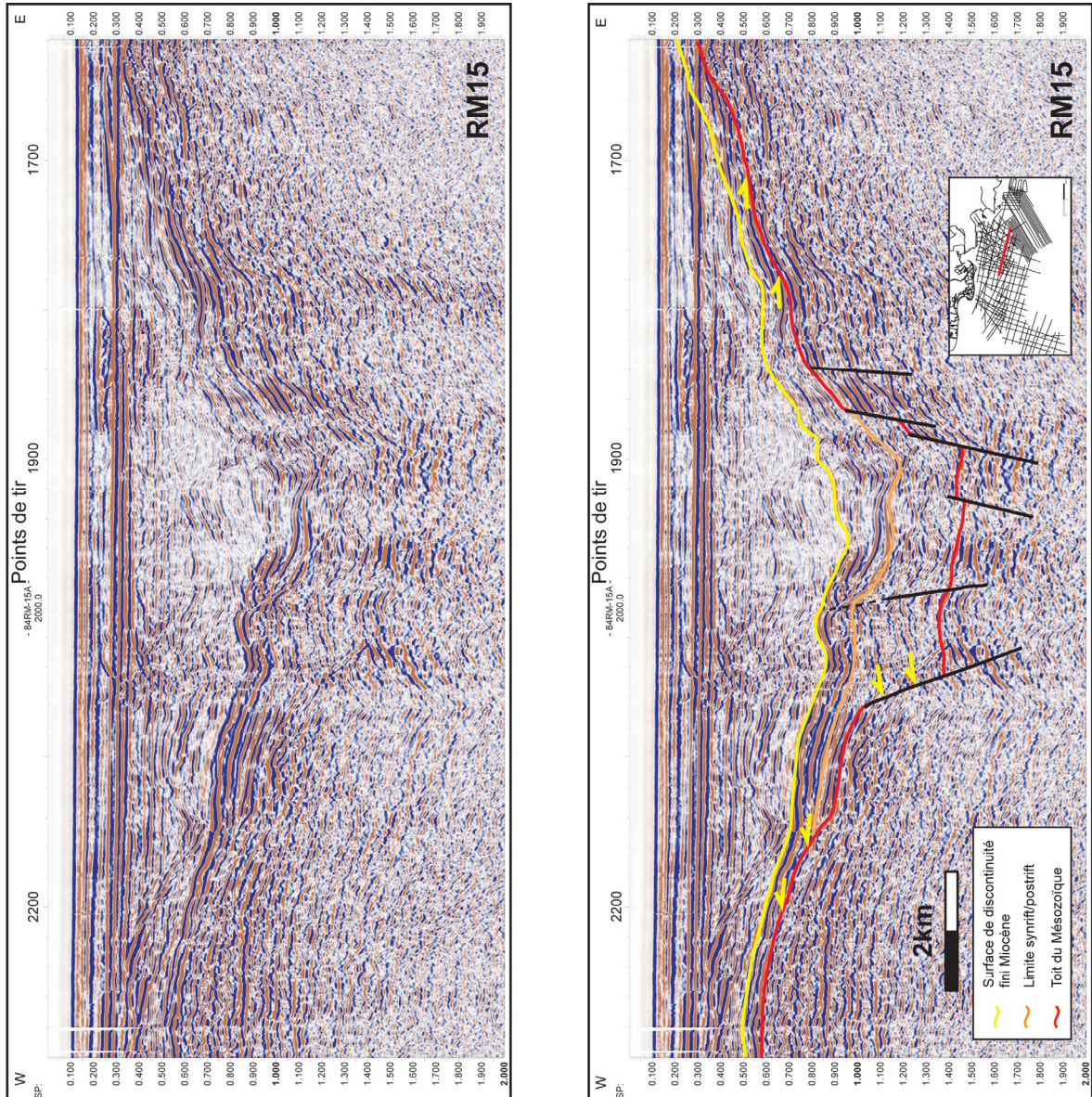


Fig. 4.20 : Interprétation du profil RM15 illustrant le bassin des Arlésiens.

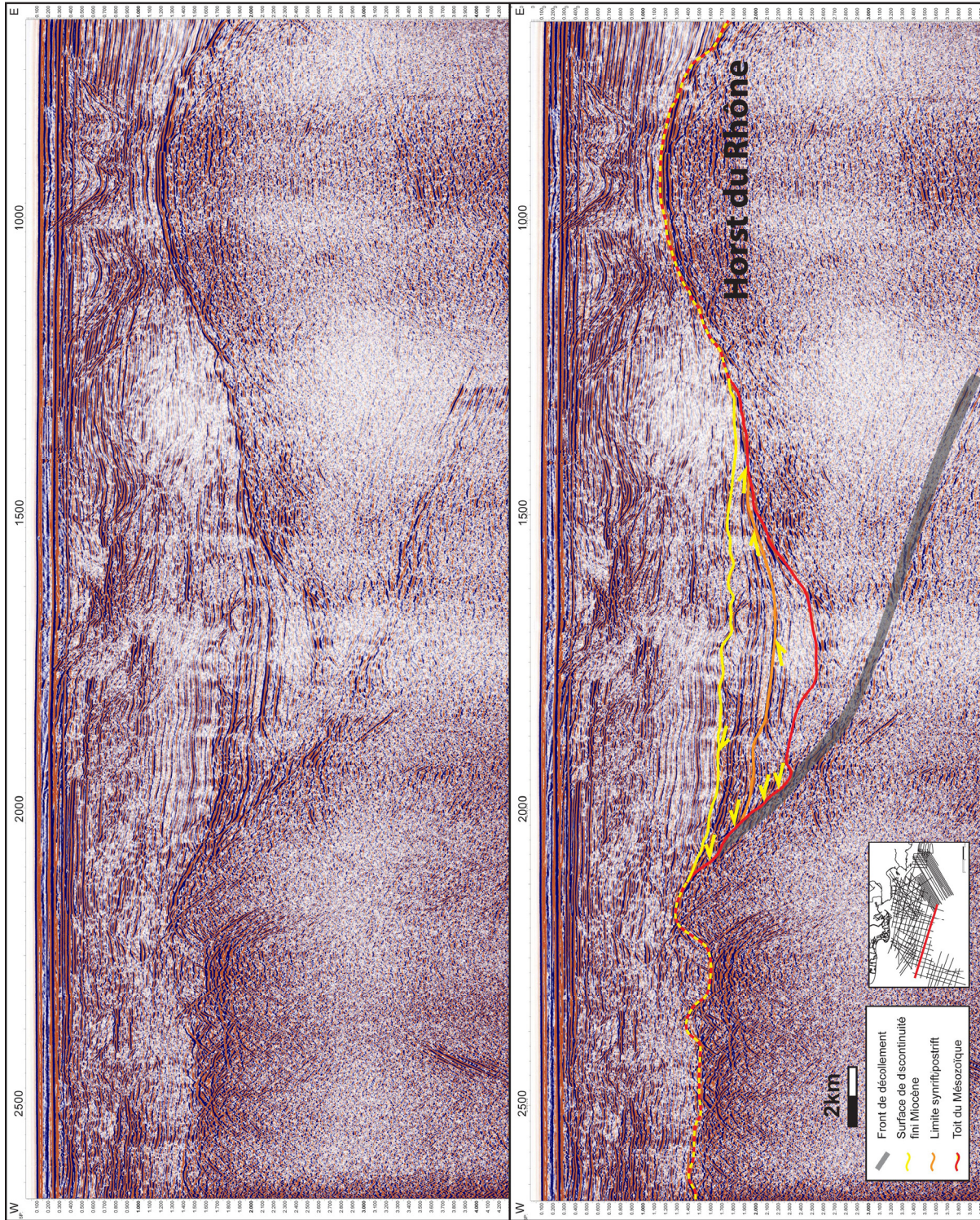


Fig. 4.21 : Interprétation du profil RM27 illustrant le bassin du Grand Faraman.

Ces structures orientées NE-SO à NNE-SSO sont alignées avec celles interprétées dans la zone Crau et à celles qui délimitent les bassins du Cénozoïque tels que Vistrenque, Alès, Petite Camargue, etc... (Fig. 4.22) La bordure Ouest du Grand Faraman révèle une faille inverse réactivée durant la phase de *rifting*. D'après Mauffret & Gorini (1996), cette faille délimitait un ancien bassin Mésozoïque. Elle a probablement été inversée durant la phase

Pyrénéenne puis réactivée durant la phase de rifting Oligocène. L'autre principale structure du substratum de la zone étudiée est le bassin des Arlésiens. Ce bassin possède une extension réduite limitée par des failles normales sub-verticales orientées NNE-SSO.

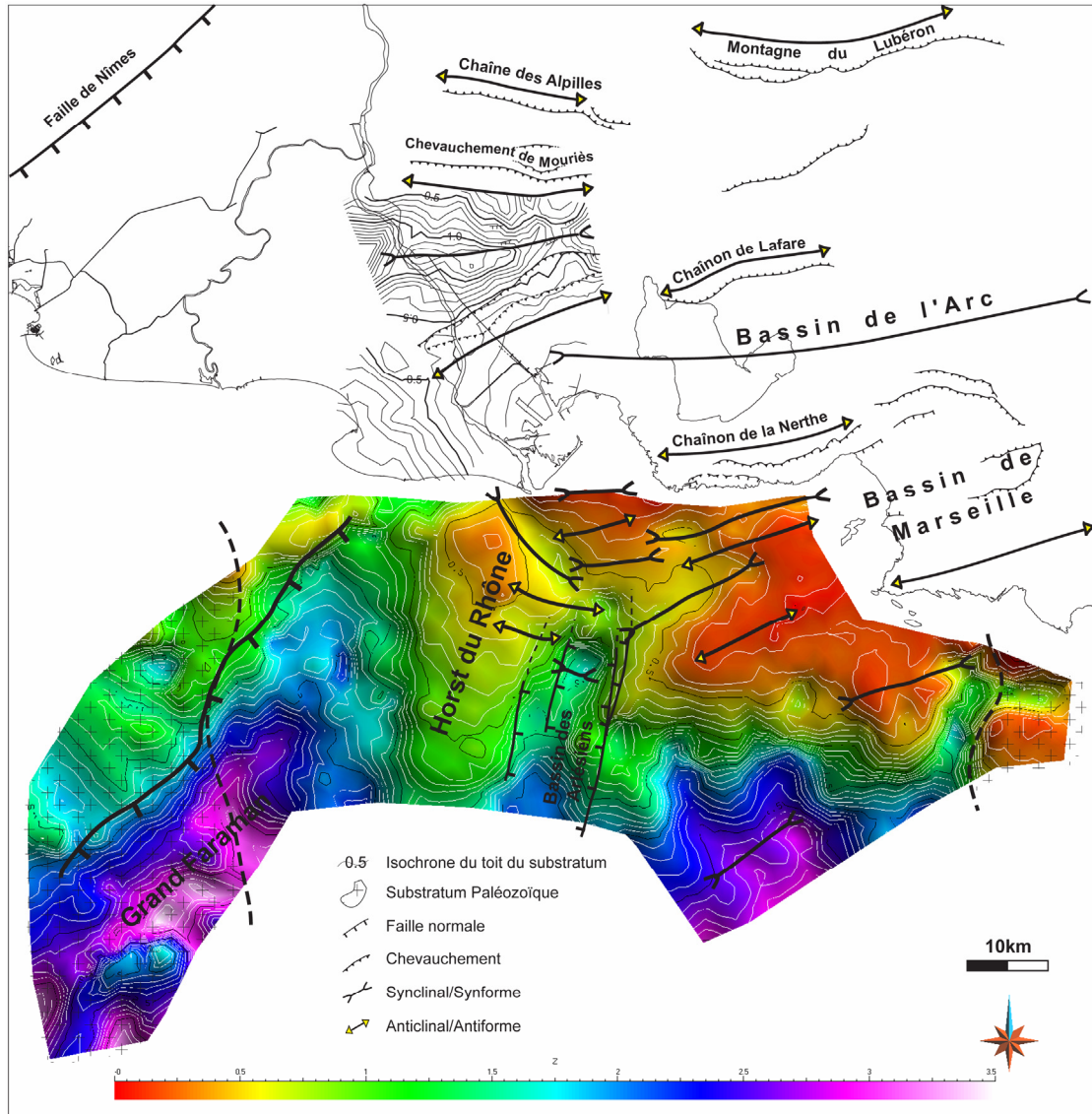


Fig. 4.22 : Carte isochrone du toit du substratum.

Au Sud de la Nerthe, le substratum est constitué d'une succession de synformes/antiformes d'orientation OSO-ENE (Fig. 4.22). Ces structures sont liées à l'orogénèse Pyrénéenne responsable de la formation des structures d'orientation parallèles telles que la Nerthe, les Alpilles ou encore le Lubéron. On note dans la partie NO de la zone un synclinal orienté NO-SE, qui est une orientation exceptionnelle dans ce secteur. Toutefois, ce synclinal est positionné dans l'alignement de la zone de failles de l'Arlésienne (Gorini, 1993 ; Mauffret & Gorini, 1996). Il est possible qu'il s'agisse d'une zone de transfert qui ait influencé, lors de

l'ouverture de l'océan Liguro-Provençal, l'orientation de ce synclinal après sa formation. Les faciès du substratum sont représentés par des réflecteurs continus, d'amplitude moyenne à forte avec des fréquences assez basses. Ils sont particulièrement bien représentés dans le bassin du Grand Faraman et le bassin des Arlésiens. D'après Bache (2008), un tel faciès est semblable au faciès mésozoïque présent dans le Graben Central à l'ouest de la zone d'étude. Un faciès sismique transparent est présent, visible dans les parties Sud et Est de la zone d'étude. D'après le forage Autan1, ce faciès correspond au socle Paléozoïque.

Les dépôts syn-rift :

Les faciès sismiques des dépôts syn-rift sont caractérisés par des réflecteurs discontinus, de fréquence moyenne et d'amplitude faible à moyenne (**Fig. 4.20, Fig. 4.21**). Ces dépôts sont principalement localisés au sein du bassin du Grand Faraman et du bassin des Arlésiens (Gorini, 1993 ; Gorini et al., 1993 ; Mauffret & Gorini, 1996 ; Bache 2008) (**Fig. 4.23**). La limite entre les dépôts syn-rift et ante-rift n'est pas clairement identifiable au-delà de 2 secondes temps double en raison de la faible résolution sismique et de l'homogénéité des faciès sismiques. L'âge précis de ces dépôts est incertain car aucun forage n'a été réalisé dans ces bassins. Seules les corrélations avec les bassins voisins, à terre, peuvent être utilisées comme référence. Dans le cas du bassin du Grand Faraman et du bassin des Arlésiens, l'orientation peut être un critère d'interprétation géologique. En effet, d'après Mauffret & Gorini (1996), l'orientation NNE-SSO à NE-SO des structures, identique aux grabens Rhénan, Bresse et Bas-Dauphiné, est reliée aux directions d'extensions du Rift Ouest Européen plutôt E-O. L'âge du remplissage des plus vieux dépôts syn-rift serait par conséquent Eocène supérieur comme cela peut être le cas du bassin voisin de Manosque (Triat & Truc, 1983) ou encore Oligocène inférieur comme le bassin de Marseille dont les directions d'extensions ont été reliées au même événement par Hippolyte et al. (1993). Contrairement à la zone Crau, la transgression Oligocène supérieure n'a pas pu être identifiée dans le bassin du Grand Faraman ou dans le bassin des Arlésiens. Nous considérerons donc que ces bassins sont remplis de dépôts syn-rift.

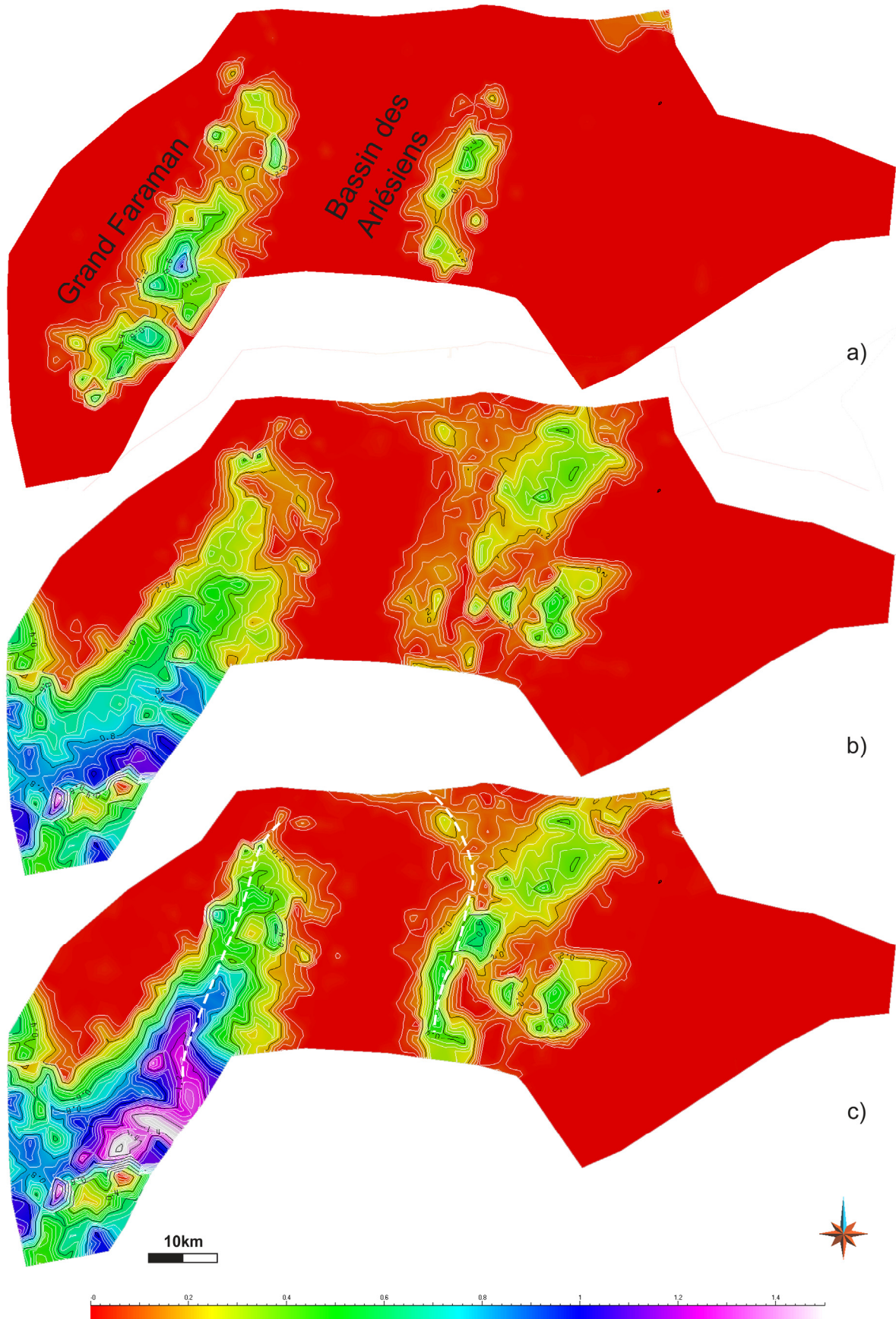


Fig. 4.23 : Carte isopaque a) des dépôts syn-rift, b) des dépôts post-rift, c) des dépôts syn- et post-rift. Les lignes en tiretés blancs correspondent aux fleuves messiniens d'après Bache (2008).

Au Nord, les lignes côtières de Carry permettent de mettre en évidence des dépôts syn-rift au croisement avec les lignes pétrolières et notamment de la ligne RM44 (Fig. 4.24). L'extension latérale de ces dépôts et de la limite syn-/post-rift demeure incertaine du fait la résolution de la sismique et des multiples parasitant le signal d'origine. Elle est probablement limitée compte tenu de l'inclinaison Sud des dépôts. Ces dépôts syn-rift se mettent en place, tout comme dans la zone Crau, dans un synforme Mésozoïque localisé à l'arrière du front de chevauchement de la Nerthe. La corrélation chronostratigraphique avec les affleurements indique un âge entre l'Aquitanien supérieur et l'Oligocène supérieur (cf. Chap.3). A terre, les directions des failles E-W dans la Nerthe sont scellées et indiquent une phase tectonique de l'Oligocène supérieur liée à l'ouverture de l'océan Liguro-Provençal (Hippolyte et al., 1993). Les dépôts visibles en sismique au Sud de la Nerthe ne sont probablement pas plus vieux que l'Oligocène supérieur.

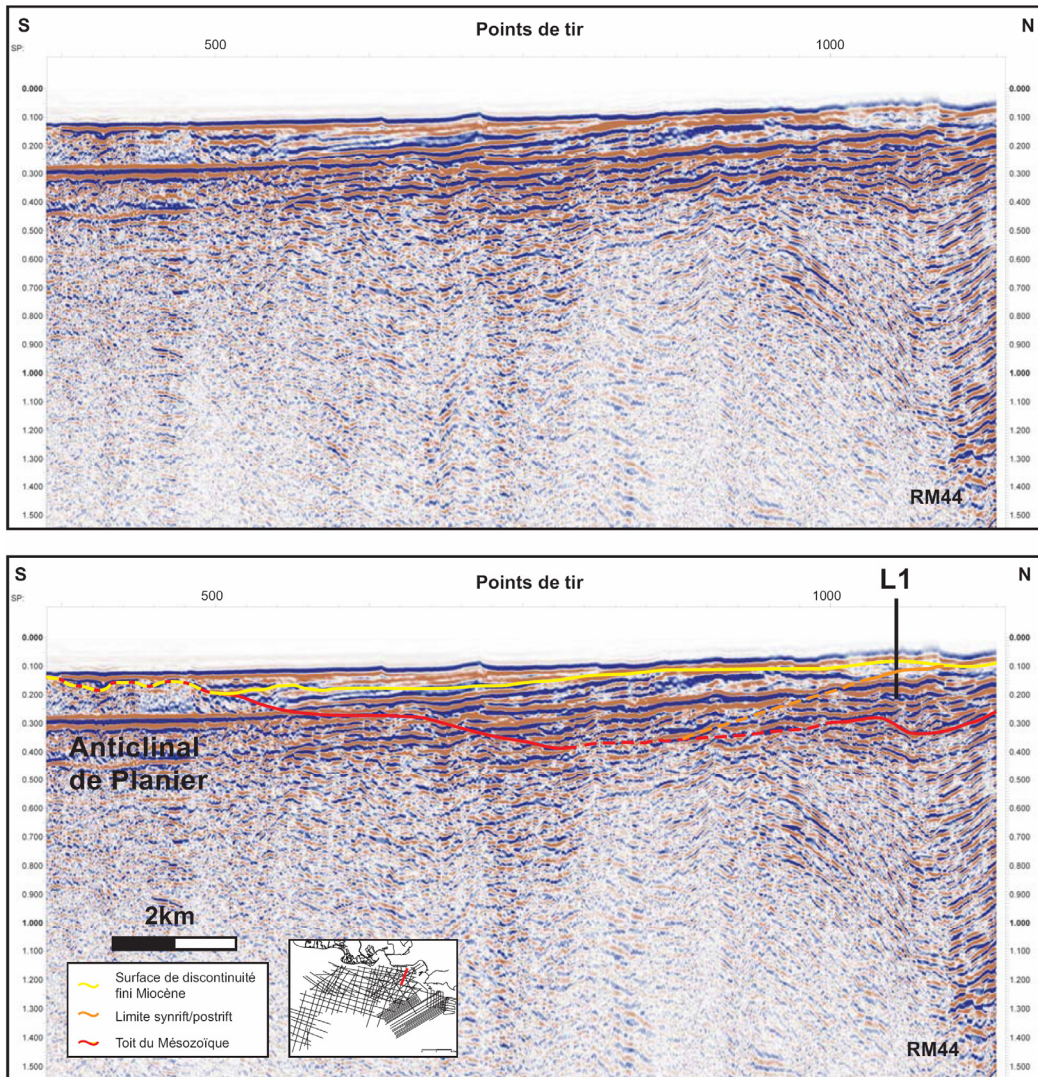
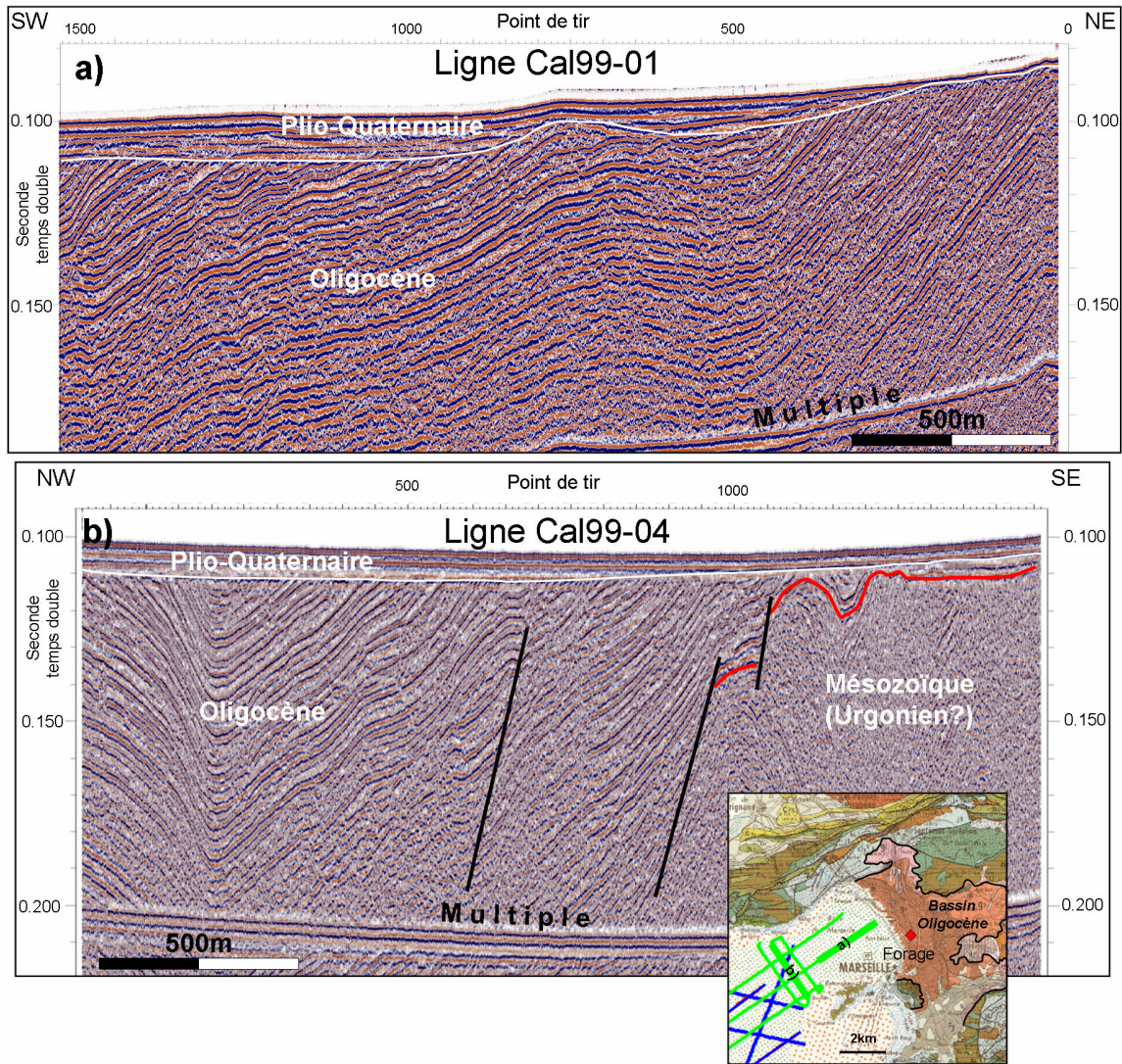


Fig. 4.24 : Interprétation du profil RM44 recoupant le profil THR Carry L1. Les dépôts syn-/post-rift sont localisés entre l'anticlinal de la Nerthe et la prolongation en mer de l'anticlinal de Planier.

Au Nord-Est de la zone, l'extrémité Nord de la ligne sparker Cal99-01 présente un faciès sismique bien stratifié avec quelques surfaces érosives (**Fig. 4.25**). L'ensemble est formé par une succession de synformes et d'antiformes. Une telle architecture ressemblerait en première analogie aux affleurements des séries déformées urgoniennes. La ligne est localisée au milieu de la rade de Marseille dans le prolongement du bassin de Marseille qui est rempli de dépôts oligocènes visibles jusqu'au port de Marseille. De plus, un puits réalisé au cours des années 1895-1934 à quelques centaines de mètres du Vieux Port montre d'après Repelin (1935) une épaisseur de 837m d'Oligocène sans toutefois atteindre de séries d'âge Mésozoïque. Ces arguments permettent de corroborer que ce qui est imagé sur la ligne cal99-01 pourrait être le prolongement en mer du bassin Oligocène de Marseille. Les déformations apparemment observées sur la sismique seraient d'origine tectono-sédimentaire en relation avec le remplissage du bassin de Marseille. La bordure Est de ce bassin serait visible sur le profil cal99-04. Elle est représentée par un contraste entre le faciès sismique observé sur la ligne précédente et un faciès quasiment sourd. Ce dernier correspond probablement au faciès Urganien affleurant à moins d'un kilomètre au Sud sur les îles du Frioul (**Fig. 4.25**). Sur cette même ligne il est possible d'observer ce qui serait l'axe du synforme correspondant au bassin de Marseille. Les lignes présenteraient la continuité du bassin de Marseille qui a tendance, vers l'Ouest, à s'orienter selon un axe plutôt E-O aligné sur la Nerthe contrairement à terre où l'orientation est NE-SO. Le bassin de Marseille ne faisant pas partie de cette étude, et, ayant fait l'objet très récemment d'une campagne sismique réflexion MARSOLIG (2008), nous n'irons pas plus loin dans l'étude de ce bassin.



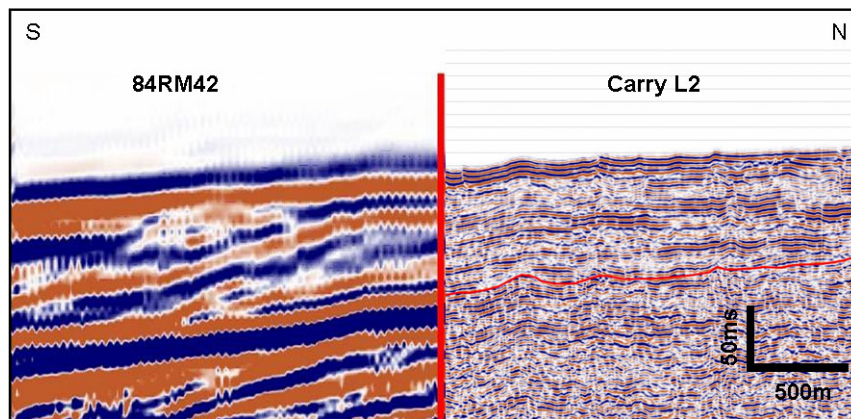
**Fig. 4.25 :** La campagne Calmar (Ifremer, 1999) permet de voir l'extension probable du bassin de Marseille en mer. La bordure Sud du Bassin correspondrait au fort contraste de faciès sismique vraisemblablement Oligocène/Urgonien sur la ligne Cal99-04.

En conclusion, nous avons mis en évidence des sédiments syn-rift confinés dans des dépressions du substratum Mésozoïque. Ces dépressions sont soit des anciens bassins mésozoïques (Grand Faraman) ou bien des bas topographiques correspondant à des gouttières de synclinaux Mésozoïque formés durant la phase Pyrénéenne (Crau, littoral de la Nerthe). L'âge précis de ces dépôts demeure incertain pour les dépôts les plus *offshores* (Grand Faraman, bassin des Arlésiens) mais sont bien contraints en *offshore* côtier grâce aux corrélations terre-mer. Enfin, l'âge de la première transgression Oligocène supérieur bien datée à terre et marquée en sismique dans la zone Crau n'a pas pu être identifiée en domaine *offshore*.



Les dépôts post-rift :

Le faciès sismique des dépôts post-rift est caractérisé par des réflecteurs continus à fortes et moyenne amplitudes et à fréquence moyenne (**Fig. 4.20**, **Fig. 4.21**). Ces dépôts ont été repérés pour la première fois sur la partie la plus septentrionale du plateau continental par corrélation avec les dépôts post-rift mis en évidence sur la sismique THR de Carry et les séries affleurantes au Nord. Malgré un saut de résolution important (**Fig. 4.26**), la corrélation a pu être établie et a permis d'extrapoler les interprétations sur les lignes pétrolières (**Fig. 4.27**).



**Fig. 4.26 : Illustration du saut de résolution existant entre les profils pétroliers et les lignes THR de Carry**

Cette unité n'est donc pas uniquement confinée au sein des grandes structures (bassin du Grand Faraman et bassin des Arlésiens) comme cela était interprété dans des études antérieures (Gorini, 1993 ; Bache, 2008). La répartition géographique de cette unité est bien plus étendue que les dépôts syn-rift (**Fig. 4.23**). Elle s'étend sur partie du plateau continental au Sud de la Nerthe en continuité avec les affleurements du secteur de la Nerthe jusqu'à ceux du bassin des Arlésiens. Cette unité repose sur des dépôts syn-rift des bassins du Grand Faraman et des Arlésiens et sur le flanc Sud de la Nerthe (*onshore* et *offshore*). Entre ces structures, les dépôts post-rift sont directement en contact avec le substratum mésozoïque. Cette unité présente sur la partie Nord du plateau continental des progradations vers le Sud (**Fig. 4.28**) disparaissant progressivement au Sud du bassin des Arlésiens.

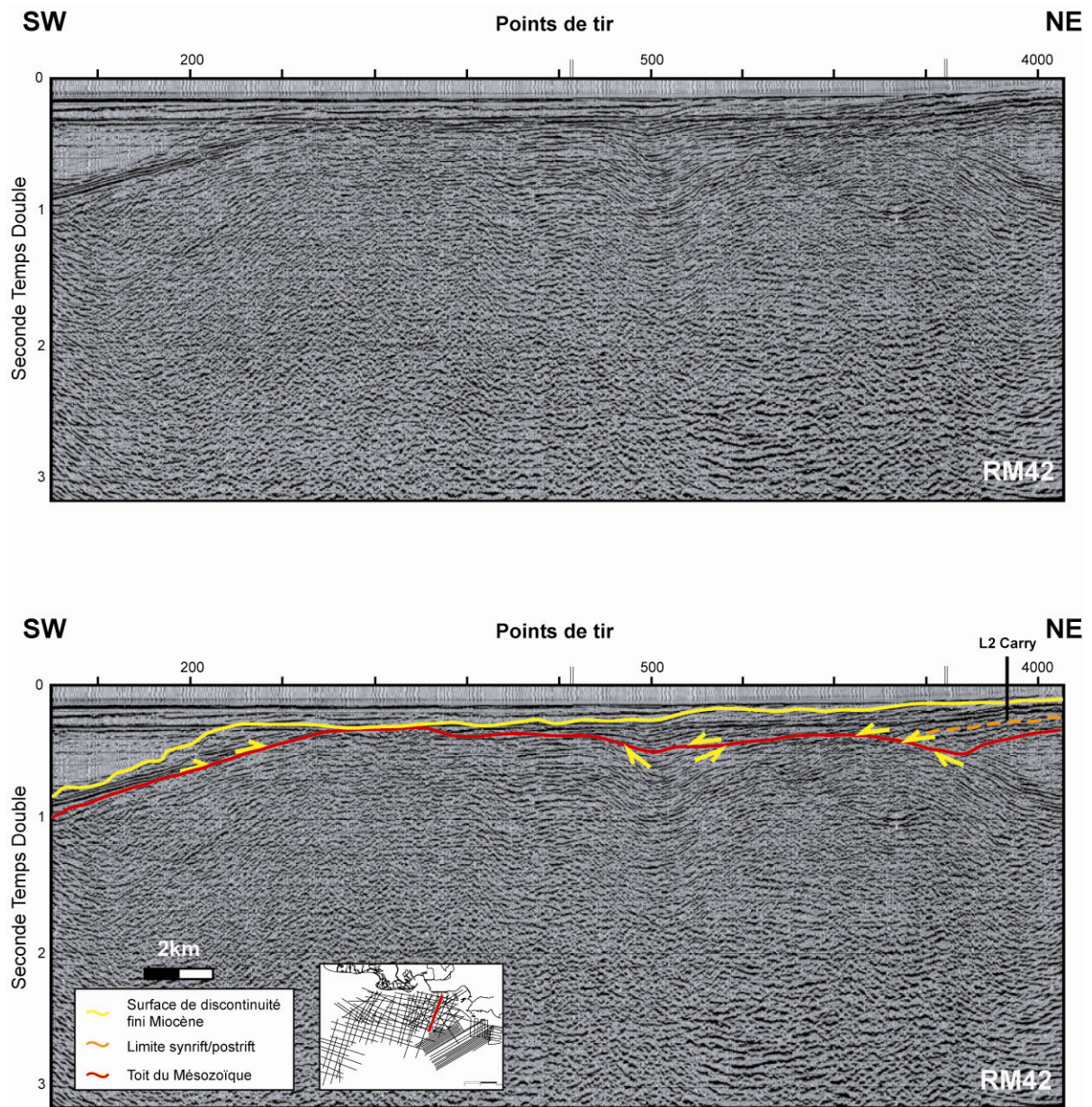


Fig. 4.27 : Interprétation du profil RM42 croisant le profil THR Carry L2. Les dépôts post-rift interprétés sur le profil THR sont interprétés sur le profil RM42. La limite syn-/post-rift est approximative. Alors que les dépôts syn-rift restent localisés, les dépôts post-rift se suivent au large du plateau

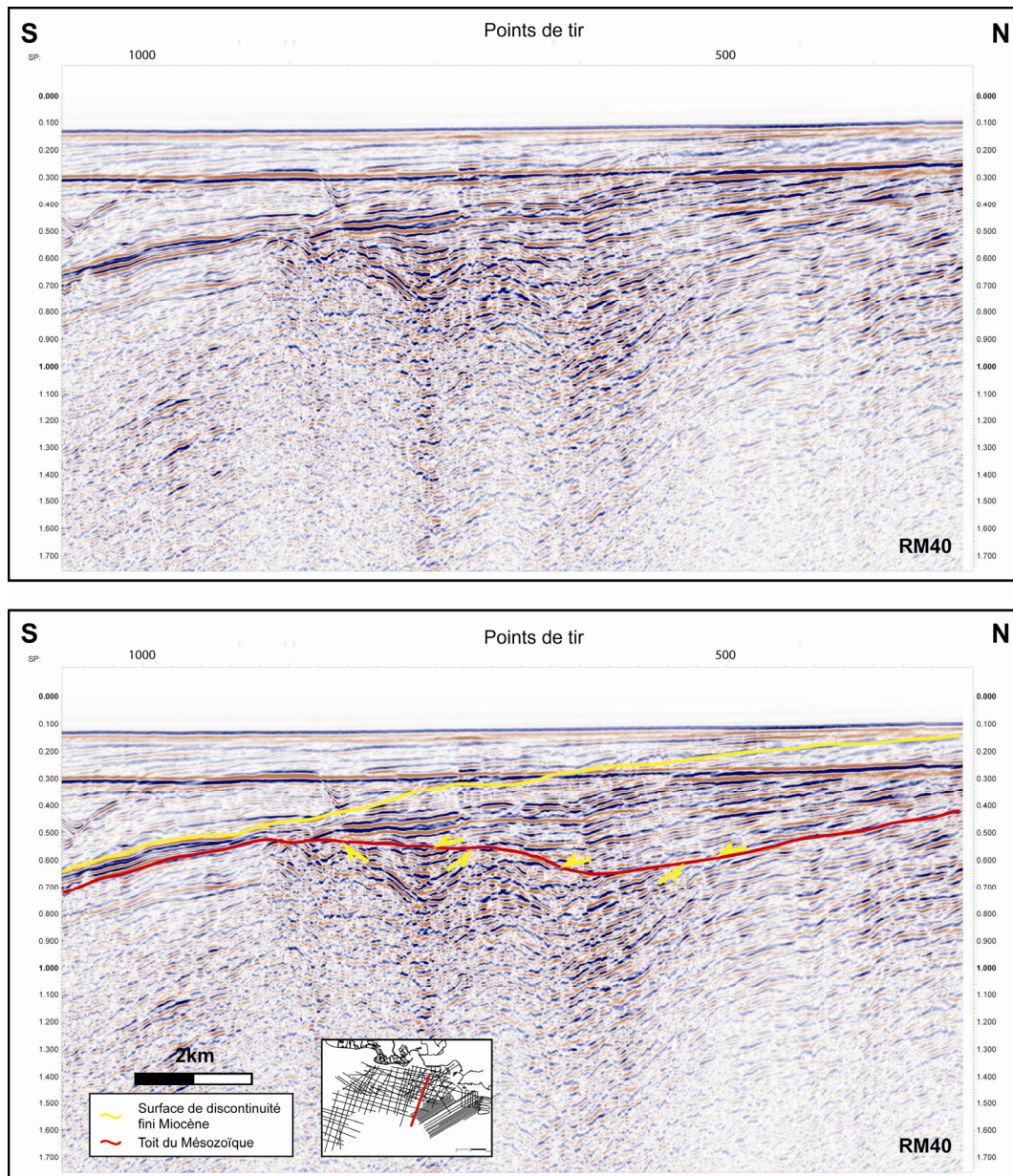


Fig. 4.28 : Interprétation du profil RM40 localisé au Sud du profil THR Carry L3. Des réflecteurs progradants vers le Sud correspondant au dépôts post-rift à terre sont observés.

La limite syn-/post-rift :

L'âge de cette limite est incertain. A terre, la limite syn-/post-rift représenté par un intervalle de temps entre l'Aquitaniens supérieur et le Burdigalien moyen au Sud de la Nerthe (cf. Chap.3). Les dépôts post-rift au large de la Nerthe progradant vers le Sud sont donc au moins Burdigalien moyen. Dans la zone Crau, la limite syn-/post-rift visible en sismique n'est pas directement datée. Les dépôts au-dessous et au-dessus de la limite sont interprétés respectivement d'âge Aquitaniens et Burdigalien sur la base de corrélation de faciès (Demarcq, 1970). Dans le secteur des étangs, du Burdigalien inférieur a été mis en évidence (cf. coupe

Cabanes Chap.3) mais son caractère post-rift ne peut pas être confirmé du fait de l'absence de dépôts syn-rift sous-jacents à l'affleurement. La construction du modèle géologique 3D permettra d'apporter une contrainte géométrique cohérente en reliant les affleurements du Burdigalien inférieur avec les premiers dépôts syn-rift de la sismique de la zone Crau.

La surface d'érosion messinienne :

Cette surface constituant l'enveloppe supérieure du système sédimentaire étudiée à été cartographiée pour la première fois vers l'est du Rhône (Fig. 4.29). Les réseaux d'incisions formés par cette érosion affectent principalement les dépôts miocènes. Les lithologies les plus tendres du Tertiaire ont eu une forte influence sur le trajet emprunté. La surface est plutôt lisse dans les zones à faible couverture sédimentaire Tertiaire et plutôt rugueuse où la couverture est plus épaisse. Enfin, pour le canyon de Cassidaigne, l'incision a directement érodé le socle. Les raisons de ce phénomène demeurent inconnues.

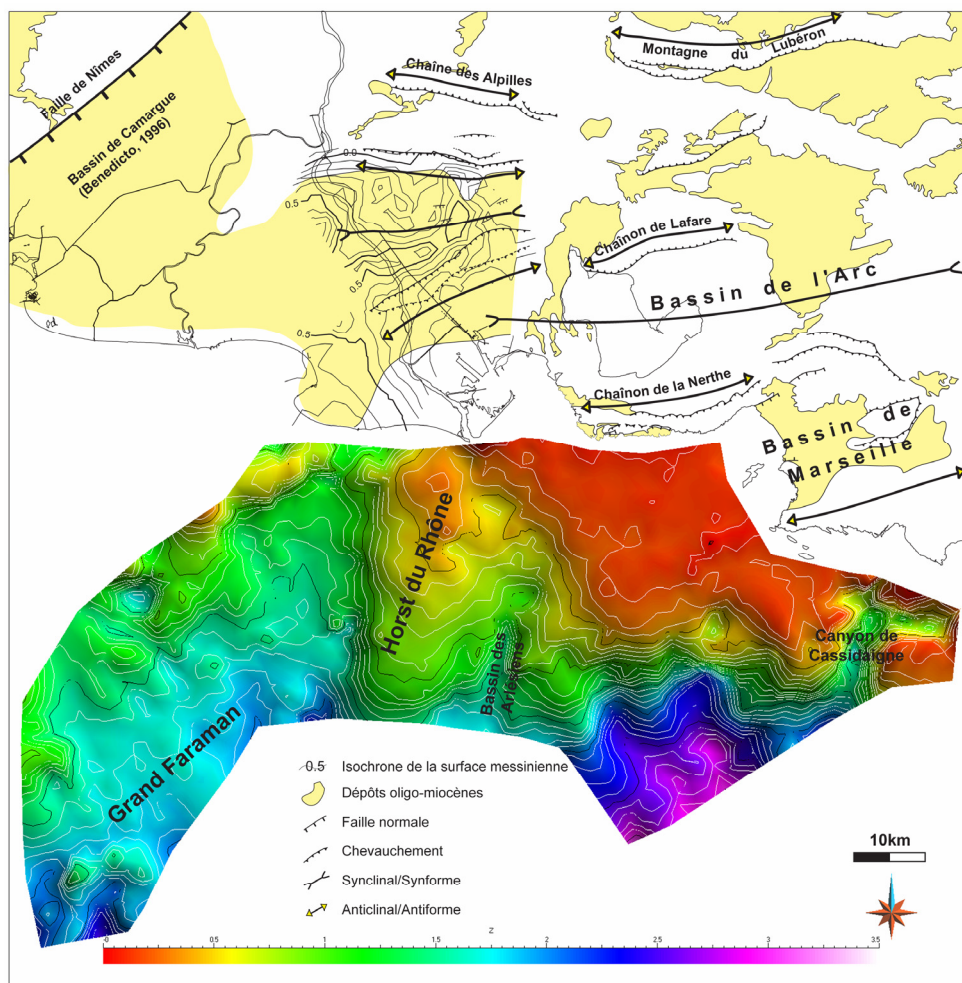


Fig. 4.29 : Carte isochrone de la surface d'érosion messinienne. Cette surface lisse sur le plateau au Sud de la Nerthe est rugueuse au sein des bassins syn-/post-rift.

#### 4.5. Corrélation à l'échelle du Golfe du Lion

Afin d'étendre nos interprétations à l'échelle du Golfe du Lion, nous avons dans un premier temps procédé à une révision des données biostratigraphiques des forages en mer puis à une comparaison avec les études déjà existantes.

La **Fig. 4.30** synthétise les âges fournis par Cravatte et al. (1974) et ceux issus de notre révision. L'âge des dépôts oligo-aquitaniens définit par Cravatte et al. (1974) est incertain. Par exemple, dans le puits Mistral, l'Aquitaniens est caractérisé d'après Cravatte et al. (1974) par l'espèce *Globigerinoïdes primordius* et une affinité faciologique avec les dépôts de Carry-le-Rouet (intervalle 3181-3455m). L'absence de cette espèce et de tout autre marqueur calibré dans l'échelle chronostratigraphique de Lourens et al. (2004) ne permettent pas dans ce puits d'attribuer un âge pour cet intervalle. L'intervalle entre 3181 à 3062 m ne présente aucune description permettant d'être interprété. En revanche, certains intervalles sont bien contraints notamment l'Oligocène du puits Tramontane avec la présence de *Globorotalia ciperoensis* disparaissant à la limite Oligo-Aquitaniens (Lourens et al., 2004). Dans le puits Autan 1, d'après Cravatte et al. (1974), l'âge Oligocène était très incertain. La présence du nannofossile *Reticulofenestra bisectus* synonyme de *Dictylcoccites bisectus* disparaissant à la fin de l'Oligocène (LAD : 23.14Ma ; Gradstein et al., 2004), confirme l'âge Oligocène de l'intervalle 3609-3855m. Hormis les discordances au niveau du substratum et de l'érosion messinienne, une autre discordance a été mise en évidence par pendagemétrie dans les forages Tramontane, Mistral et Autan 1 (Cravatte et al., 1974). Dans le cadre chronostratigraphique, cette discordance surmonte les dépôts oligocènes dans Autan 1 et des dépôts post-oligocènes dans Tramontane. Les premiers dépôts surmontant cette discordance sont Burdigalien inférieur dans Mistral comme l'atteste la présence de *Globigerinoïdes altiapertura* (FAD 20.06 Ma ; Burdigalien d'après Lourens et al., 2004). Dans Autan 1, cette surface est surmontée par une quarantaine de mètres de dépôts dépourvus de marqueurs puis suivis de dépôts de Burdigalien inférieur comme précédemment avec *G. primordius*. Par corrélation avec le puits Mistral, les quarante mètres de dépôts au-dessus de la discordance semblent être rattachés au Burdigalien inférieur. Dans le puits Tramontane, cette discordance est encadrée par des dépôts non datés. Cependant, la présence de *Globigerinoïdes trilobus* peut fournir une indication. En effet, cette espèce est rattachée en Méditerranée par Iaccarino et al. (1996) in Mancin et al. (2003) à la fin du Chron C6AAr1r soit à la partie supérieure de l'Aquitaniens vers 21.1 Ma. Sachant qu'elle apparaît environ 200m sous la discordance et qu'elle devient

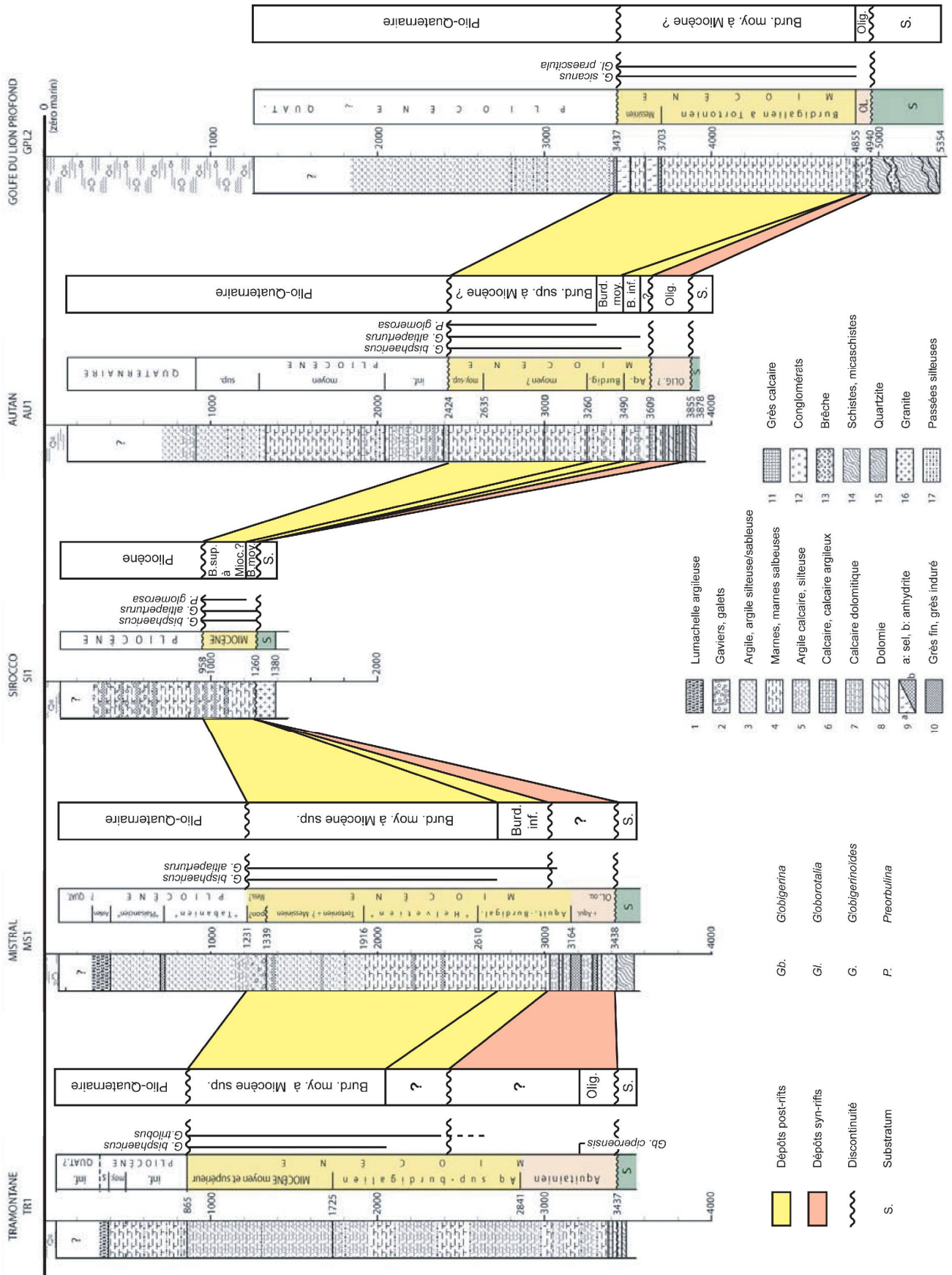


Fig. 4.30 : Révision stratigraphique du puits GLP2 et des puits décrits par Cravatte et al. (1974).

commune au-dessus, il est probable que des dépôts d'âge Aquitanien supérieur soit présent sous cette discordance et que des dépôts d'âge Burdigalien inférieur soit présent au-dessus. La présence du Burdigalien moyen au-dessus de cette unité du Burdigalien inférieur confirme cette hypothèse. En effet, l'apparition de *Globigerinoïdes bisphaericus* est considérée par Miller et al. (1991) (*in* Mancin et al., 2003) dans le Chron C5En. Ceci a été observé en Sardaigne (cf. Oudet et al. *soumis*, Chap.6). L'apparition de *G. bisphaericus* dans les autres forages (Mistral, Sirocco, Autan1, GLP2) est un événement transgressif à l'échelle de la marge atteignant les hauts fonds restés émergés. Enfin, le Burdigalien supérieur a pu être identifié par la présence de *Preorbulina glomerosa* dans les puits de Tramontane, Autan1 et Sirocco.

En conclusion, la surface de base du système (toit du substratum) est caractérisée par des dépôts sus-jacents identifiés Oligocène (Tramontane, Autan1 & GLP2). Une discordance intra-Miocène surmonte les dépôts Burdigalien inférieur reposant sur des dépôts ante-Burdigalien vraisemblablement Aquitanien supérieur (Tramontane, Mistral, Autan1 & GLP2). Une telle configuration rappelle la limite syn-/post-rift à terre présente dans le même intervalle de temps, seule surface intra-Miocène discordante et corrélable à l'ensemble de la zone d'étude. Une nouvelle surface remarquable, d'âge Burdigalien moyen, a pu être mise en évidence. Cette surface marque un événement transgressif régional reposant directement sur le substratum à la périphérie des hauts fonds Méditerranéens notamment Sirocco et GLP2.

#### **4.6. Lien avec les études antérieures (Fig. 4.31):**

Notre cadre chronostratigraphique et événementiel est en accord avec celui de Gorini (1993). Toutefois, des âges ont été précisés grâce aux recalibrages des données de puits. La limite syn-/post-rift a été ainsi remontée à la limite Aquitanien-Burdigalien conformément aux travaux de Benedicto (1996). Le système progradant du Burdigalien supérieur décrit par Gorini (1993) est daté du Burdigalien moyen. En effet, cette unité correspondant à la phase de subsidence thermique du bassin datée du Burdigalien supérieur a pu être calibrée grâce à l'apparition de *G. bisphaericus* au Burdigalien moyen (Chron C5En) à l'échelle régionale. Ces mêmes dépôts sont l'équivalent des dépôts progradants que l'on peut observer juste au large de la Nerthe, datés par corrélation avec les affleurements du Burdigalien moyen. Quant aux dépôts correspondant au système transgressif inférieur, il n'a pas été possible de les discerner du groupe progradant en domaine *offshore*. Ils sont cependant bien identifiés au niveau de la zone Crau juste au-dessus de la limite syn-/post-rift (cf. Uc4 paragraphe 3.2).





Grand Faraman, et bassin de Villeneuve dans la zone Crau). Puis au Burdigalien moyen, une surface de transgression généralisée aplanit et submerge les principaux hauts fonds et atteint le domaine *onshore* actuel. En effet, au niveau des hauts fonds et notamment Sirocco et GLP2, le Burdigalien moyen repose directement sur le substratum et à terre sur les dépôts syn-rift de l'Aquitaniens supérieur.

#### **4.7. Conclusion**

Nous avons pu préciser le calibrage des séries interprétées dans la zone Crau grâce à l'étude des dépôts oligo-miocènes en surface. La corrélation terre-mer a permis de corréler les dépôts oligo-miocènes *onshores* avec ceux interprétés *offshore*. La présence de dépôts miocènes en continuité entre les affleurements de la Nerthe et le plateau continental côtier a été mise en évidence. La révision des données de forage a permis l'extension de nos résultats aux domaines profonds et leur connexion avec les études existantes (Gorini, 1993 ; Benedicto, 1996 ; Bache, 2008). A grande échelle, ce chapitre a permis préciser le découpage stratigraphique du domaine provençal proposé par Gorini (1993) à l'échelle du Golfe du Lion. Maintenant que les données sont calibrées de manière cohérente dans tous les secteurs *onshore* et *offshore*, il est désormais possible de corréler spatialement les données d'affleurements et de subsurfaces au sein d'un modèle géologique 3D.

#### ***On retiendra de ce chapitre les points suivants:***

- *Le toit du substratum est une surface majoritairement érosive*
- *Les dépôts syn-rift sont confinés dans des dépressions héritées ou réactivées à l'Oligocène*
- *La limite syn-/post-rift correspond à la limite Aquitaniens-Burdigalien*
- *Deux transgressions sont observées durant le Burdigalien: un premier pulse localisé au Burdigalien inf. et un second pulse au Burdigalien moy. généralisé à l'échelle du Golfe du Lion annoyant des hauts fonds jusque là immergés(Sirocco).*



## **Chapitre 5 : Reconstitution géologique 3D des séries syn- à post-rift du domaine provençal et implications**

### ***5.1. Introduction***

L'objectif de ce chapitre est de réaliser des modèles géologique 3D du domaine provençal qui doivent servir à décrire la structure des dépôts syn-rift/post-rift en intégrant les données de surface et de subsurface et en réalisant le lien terre-mer. En fonction des données disponibles (cf. Chap 2, 3 et 4), deux modèles locaux à haute résolution et un modèle à l'échelle du domaine et à plus basse résolution ont pu être réalisés. Ces modèles sont principalement des modèles surfaciques (dans un cas seulement nous avons pu aussi réaliser un modèle volumique) réalisés avec le géomodeleur gOcad dont les concepts de base sont décrits au Chapitre 1. Pour l'intégration surface-subsurface, nous utiliserons les données géométriques et les révisions chronostratigraphiques présentées au chapitre 3, ainsi que les données de puits et de sismique interprétées au chapitre 4. Pour les modèles terre-mer, nous avons en plus utilisé des conversions temps-profondeur basées sur des vitesses moyennes calculées spécifiquement pour chacun des modèles et basées sur les rares données de puits disponibles dans la zone d'étude et sur nos mesures d'affleurement (cf. Chap 4). Ces reconstructions géologiques 3D nous permettront de décrire de manière précise et quantitative l'évolution tectonosédimentaire de portions ou de la totalité de la marge provençale.

### ***5.2. Modèle géologique 3D à haute résolution***

#### ***5.2.1. Le secteur de la Crau***

Ce modèle géologique 3D regroupe le secteur des étangs étudié en surface et la zone Crau étudiée en subsurface. Ce modèle intègre donc les données sismiques *onshore* converties en profondeur, les données de puits (Villeneuve, Peaudure, Fos, Beauduc et Istres101) ainsi que les contours de la cartographie assistée par GPS.

#### ***La conversion temps-profondeur :***

En l'absence de diagraphie des puits de la Crau, des calculs de vitesse moyenne d'intervalle ont été réalisés à partir des mesures pétrophysiques du Chap.4 et des données de puits présents sur la zone (Villeneuve, Fos, Ste Cécile, Peaudure, Beauduc et Istres101).

Pour l'intervalle syn-rift continental (Oligocène), une vitesse moyenne d'intervalle de 2500 m/s à été utilisée en accord avec les vitesses déduites des corrélations avec les puits de Villeneuve et S<sup>te</sup> Cécile ainsi que la synthèse de Depons (2007).

Pour l'intervalle syn-rift marin (Oligocène sup.-Aquitainien), une vitesse moyenne d'intervalle a été calculée en compilant les mesures pétrophysiques réalisées sur les échantillons du flanc Sud de la Nerthe (cf. Chap.4). Les faciès atteints par forage et ceux observés à terre étant similaires, une vitesse moyenne a donc été calculée à partir d'une portion de 50m du log composite de terrain en tenant compte des proportions lithologiques présentes. Une vitesse moyenne d'intervalle de 3075 m/s a été calculée.

Pour l'intervalle post-rift, une vitesse moyenne d'intervalle a été calculée en utilisant les faciès du puits Istres 101 et les mesures pétrophysiques sur des faciès équivalents affleurant. Une vitesse moyenne d'intervalle de 2600 m/s, normalisée par les proportions des lithologies, a été calculée.

Enfin, pour l'intervalle Plio-Quaternaire, une vitesse moyenne d'intervalle a été calculée en utilisant les données de la synthèse de Depons (2007) sur 18 puits réalisés dans la zone Camarguaise. Une vitesse de 2075 m/s a été calculée en ôtant du calcul de la moyenne les vitesses supérieures à 5000m/s, vitesses peu vraisemblables pour des dépôts argileux peu enfouis.

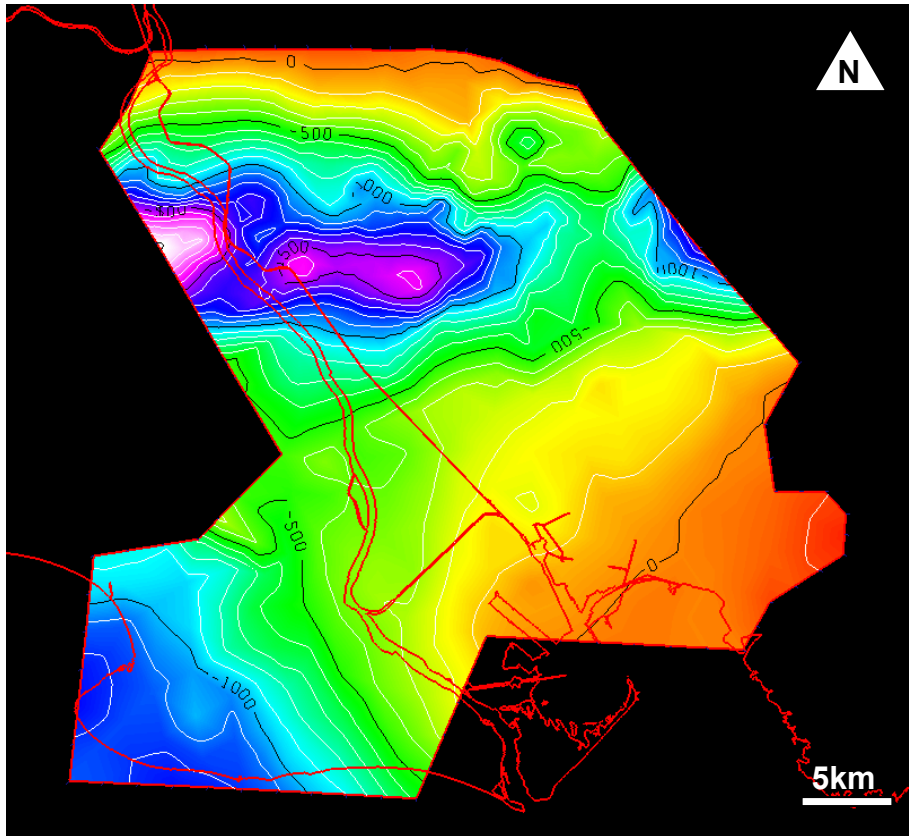
La comparaison entre les interprétations sismiques converties en profondeur et les données stratigraphiques des puits donnent des résultats satisfaisants. Par exemple, pour le puits Villeneuve qui traverse une série Cénozoïque de près de 2000m, un écart de 70m entre le substratum atteint par forage et le substratum converti en profondeur est observé. Pour les puits Peaudure et Fos, des écarts de l'ordre de 60 à 50m pour des séries traversées plus réduites ont été observés. Ces écarts sont probablement liés au décalage kilométrique des forages par rapport aux lignes sismiques. Ces forages sont positionnés sur des positions hautes du substratum. Un pendage de 3° sur 1 kilomètre de distance suffit à expliquer une différence de profondeur de 52m. Pour le forage Istres101, un écart de 5m est observé pour le toit du substratum.

#### *Caractéristiques du modèle :*

5 surfaces ont été modélisées suivant la méthodologie décrite dans le Chapitre 1. Ces surfaces ont un maillage caractérisé par des triangles de 2000 m de côté en moyenne. Un maillage plus dense (1000m) est localement appliqué pour les surfaces irrégulières (cas de la surface messinienne et du toit du substratum au niveau des lignes CRAU). La barre d'erreur entre les surfaces et les données est d'environ 0.2 m avec un écart type de 3m pour la partie affleurante et de 0.5 m avec un écart type 20 m pour les données sismiques. La construction de grilles

stratigraphiques à partir de ces surfaces a permis de caractériser et visualiser les volumes des unités stratigraphiques.

Le toit du substratum (Fig. 5.1):



**Fig. 5.1 :** Surface du toit du substratum. Elle est caractérisée par 2 dépressions : une E-O, le bassin de Villeneuve et une SO au niveau du puits Beauduc.

### *Géométrie*

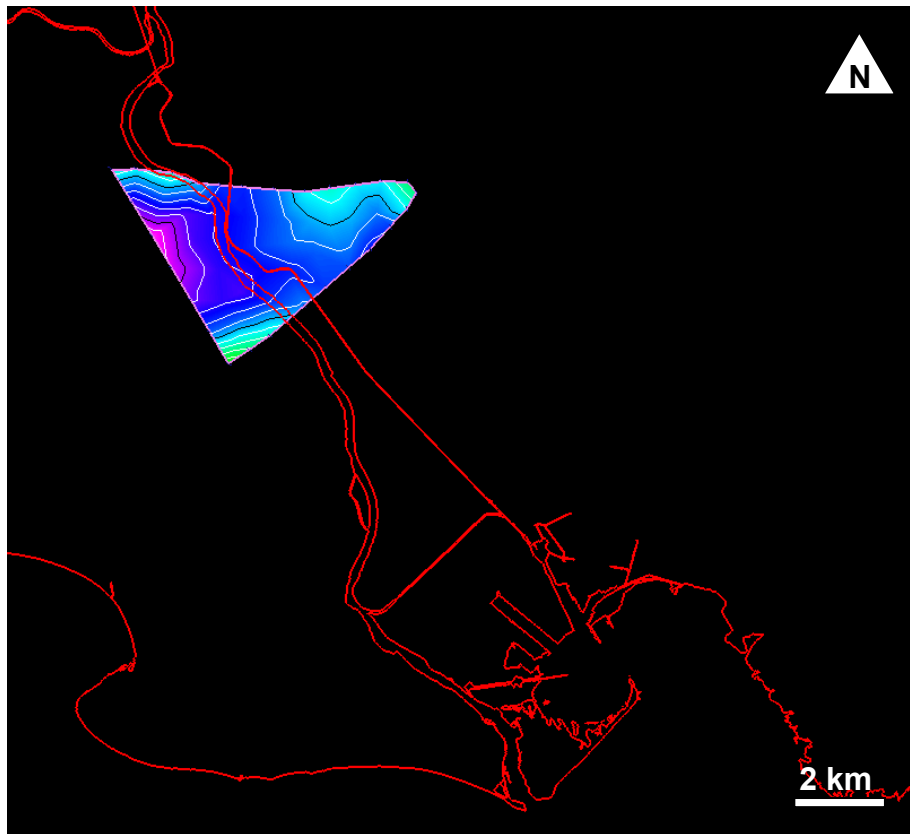
La surface du substratum est caractérisée par deux dépressions et deux hauts topographiques. Dans la partie Nord de la zone, une première dépression présente une orientation E-O correspondant au bassin de Villeneuve (Gorini, 1993 ; Mauffret & Gorini, 1996) et atteignant une profondeur de 2000m dans la partie la plus occidentale. Une seconde dépression est observée dans la partie SO du modèle, à l'Ouest du Rhône. Elle possède une orientation NO-SE et correspond à la zone du puits de Beauduc. Un haut topographique avec une orientation E-O est localisé sur la bordure Nord du modèle. Dans cette zone la surface dépasse le zéro NGF et correspond au pied de la structure chevauchante de Mouriès (ou Annelier) affleurante sur la carte géologique d'Istres. Au SE, le haut topographique correspond à une zone où les affleurements miocènes reposent directement sur le substratum d'âge Crétacé sup. Les pentes de la surface sont comprises entre 1 et 17°. Les pentes les plus faibles comprises entre 1 et 5°

sont présentes dans la partie Sud avec une orientation SO pour la zone du puits de Beauduc et NO pour la zone SE. Les pentes les plus importantes caractérisent les flancs du bassin de Villeneuve.

#### *Origine de la surface*

D'après les interprétations des données sismiques (cf. Chap.4), les dépôts tertiaires repose en *onlap* sur la surface du substratum. De plus, très peu de failles syn-sédimentaires affectent les dépôts syn-rift. La géométrie de la surface est très irrégulière avec des pentes de l'ordre de 15°. Il est donc très probable que cette surface corresponde à une surface d'érosion aérienne antérieure aux dépôts syn-rift d'âge Oligocène.

La base de l'Oligocène sup. (Fig. 5.2):



**Fig. 5.2 : Surface de base de l'Oligocène sup. Cette surface d'extension réduite est uniquement présente dans le bassin de Villeneuve.**

#### *Géométrie*

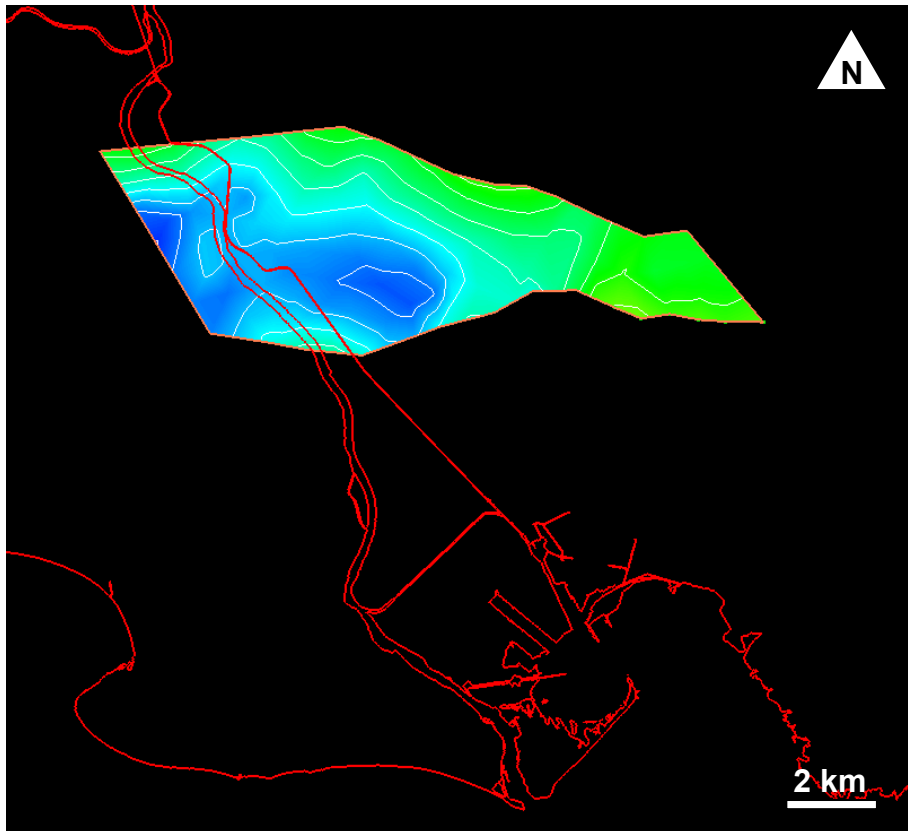
Cette surface caractérise l'interface entre les dépôts syn-rift continentaux oligocènes et les dépôts syn-rift marins oligo-aquitaniens. Cette surface est présente uniquement dans le bassin

de Villeneuve. Elle possède une extension réduite et des pentes de 5° vers le Sud et de 15° sur les extrémités NO et SO.

#### *Origine de la surface*

En sismique cette surface correspond à une surface d'érosion tronquant les réflecteurs sous-jacents et progressant vers l'Est avec des *onlaps* sur les dépôts syn-rift sous-jacents. Ces dépôts continentaux sous-jacents sont recouverts par les dépôts marins. La construction géométrique de cette surface indique des pentes relativement faibles qui augmentent vers le Nord et le Sud. Cette morphologie associée à l'interprétation sismique confirme une surface transgressive qui a tendance à épouser les reliefs du substratum sur les flancs du bassin.

#### La base du Burdigalien inf. (Fig. 5.3):



**Fig. 5.3 :** Surface de base du Burdigalien inf. Cette surface est confinée dans le bassin de Villeneuve selon une orientation E-O avec des pentes faibles entre 1 et 6°.

#### *Géométrie*

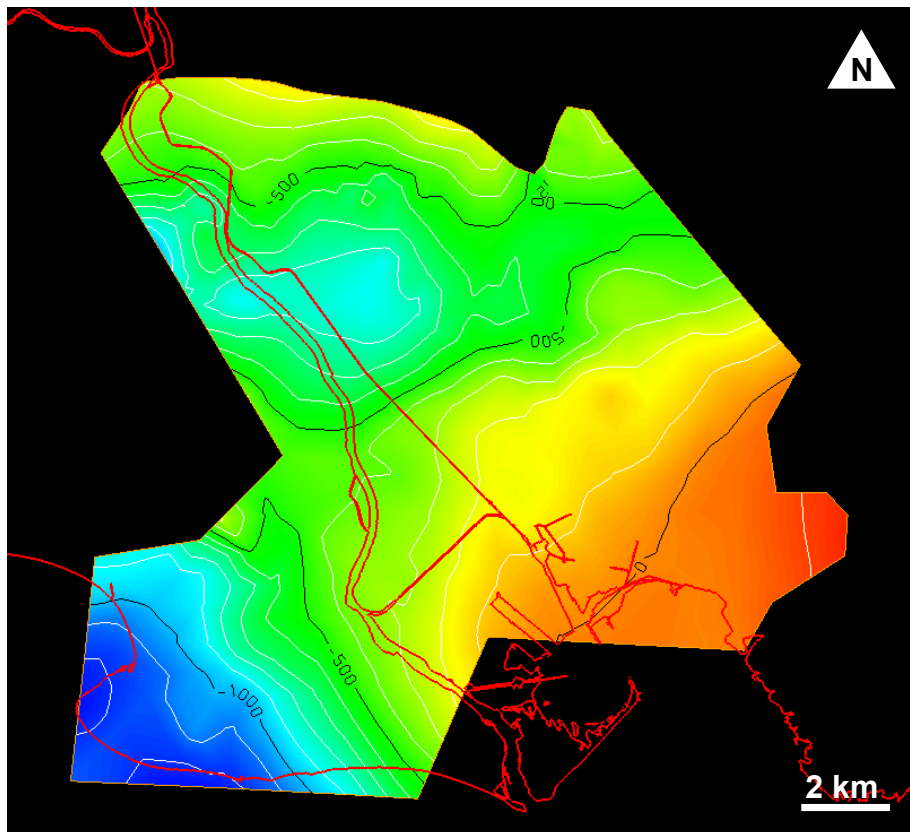
Cette surface est présente uniquement dans le bassin de Villeneuve. La morphologie de la surface correspond à une vallée d'axe E-O dont les pentes des flancs Nord et Sud sont

comprises entre 4 et 6°. Vers l'Est les pentes sont moins importantes et comprises entre 1 et 2°.

#### *Origine de la surface*

Les interprétations sismiques indiquent une surface d'érosion qui tronque les réflecteurs de l'unité oligo-aquitaine précédente dans le sud du bassin de Villeneuve et l'unité Oligocène continental vers le Nord. Le caractère lisse de la surface associé aux faciès marins sus-jacents indique une surface de transgression marine. Cette transgression se développe sur une surface d'abrasion marine peu marquée par les phénomènes d'érosion continentale.

La base du Burdigalien moy. (Fig. 5.4) :



**Fig. 5.4 : Surface de base du Burdigalien moy. Cette surface présente une extension géographique importante et surmonte tous les dépôts tertiaires antérieurs ainsi que le substratum.**

#### *Géométrie*

Cette surface a une plus grande extension plus grande que les surfaces tertiaires antérieures. Elle est présente aux dessus des dépôts tertiaires dans le bassin de Villeneuve et repose directement sur le substratum dans le SO de la zone et à l'affleurement à l'Est de la zone. Les



pentés de cette surface sont comprises entre 1 et 6°. Les pentés les plus fortes sont orientées vers le SO dans la zone du puits de Beauduc à l'Est du Rhône. Des pentés de 4° orientées respectivement Nord et Sud caractérisent le bassin de Villeneuve. Dans la partie Est, la connexion entre les données sismiques et les affleurements est cohérente avec un pendage compris entre 1 et 2° vers le NO.

#### *Origine de la surface*

Cette surface présente en sismique un caractère légèrement érosif surmonté par des réflecteurs se terminant en *downlap* vers le centre du bassin et en *onlap* vers l'Est indiquent une transgression (Chap.4. **Fig.4.6**). La construction géométrique met en évidence la faible inclinaison de cette surface probablement liée à une transgression marine qui affecte les points hauts du substratum (zone des puits de Peaudure et Fos).

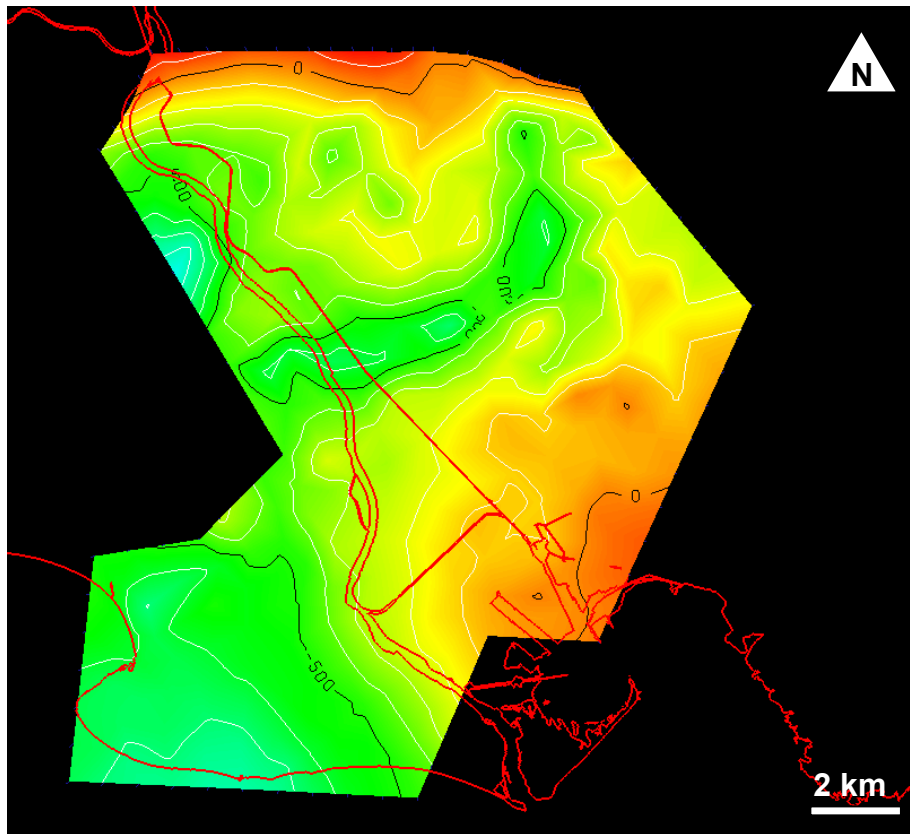
#### Surface d'érosion messinienne (sommet du Miocène) (**Fig. 5.5**):

#### *Géométrie*

Cette surface correspond à l'enveloppe supérieure du système sédimentaire étudié dans ce travail. Elle représente l'interface entre les sédiments d'âge Plio-Quaternaire et les dépôts miocènes. Elle présente une grande extension géographique et une topographie rugueuse. Une vallée est bien exprimée au Nord de la zone et orientée vers l'Ouest dans l'axe du bassin de Villeneuve.

#### *Origine de la surface*

Le caractère très irrégulier et incisif de cette surface en sismique est confirmé par la construction géométrique du modèle. Les entailles de l'ordre de la centaine de mètres localisées au Nord du modèle sont compatibles avec une érosion aérienne en liaison avec une baisse importante du niveau de la mer à la fin du Miocène (Bache, 2008).



**Fig. 5.5 :** Surface d'érosion messinienne. Cette surface est très irrégulière. Une vallée N-S puis E-O empruntant le bassin de Villeneuve est observable.

Les volumes de dépôts tertiaires (Fig. 5.6):

La construction des volumes de dépôts permet de caractériser l'extension géographique des différentes unités de dépôts. Elle met en évidence un remplissage progressif du bassin de Villeneuve et une extension géographique croissante des unités avec le temps.

- Les dépôts syn-rift continentaux sont confinés dans le bassin de Villeneuve. Ils présentent une épaisseur variable entre 300 et 500m dans le fond du bassin.
- Les dépôts syn-rift marins transgressifs d'une épaisseur de 450m sur la bordure Ouest du modèle disparaissent progressivement et rapidement vers l'Est.
- Les dépôts post-rift du Burdigalien inf. surmontent les dépôts marins et continentaux syn-rift antérieurs. Cependant, leur extension reste confinée dans le bassin de Villeneuve. Ils ont une épaisseur moyenne de 250m et atteignent 500m dans le centre du bassin. Sur la bordure Est du modèle, ils présentent une épaisseur de 150m incluant les dépôts Burdigalien inf. affleurant au niveau de la coupe des Cabanes.
- Les dépôts post-rift du Burdigalien moy. à Miocène sup. recouvrent le bassin de Villeneuve ainsi que le substratum incluant les dépôts du Burdigalien moy. affleurant le long de la

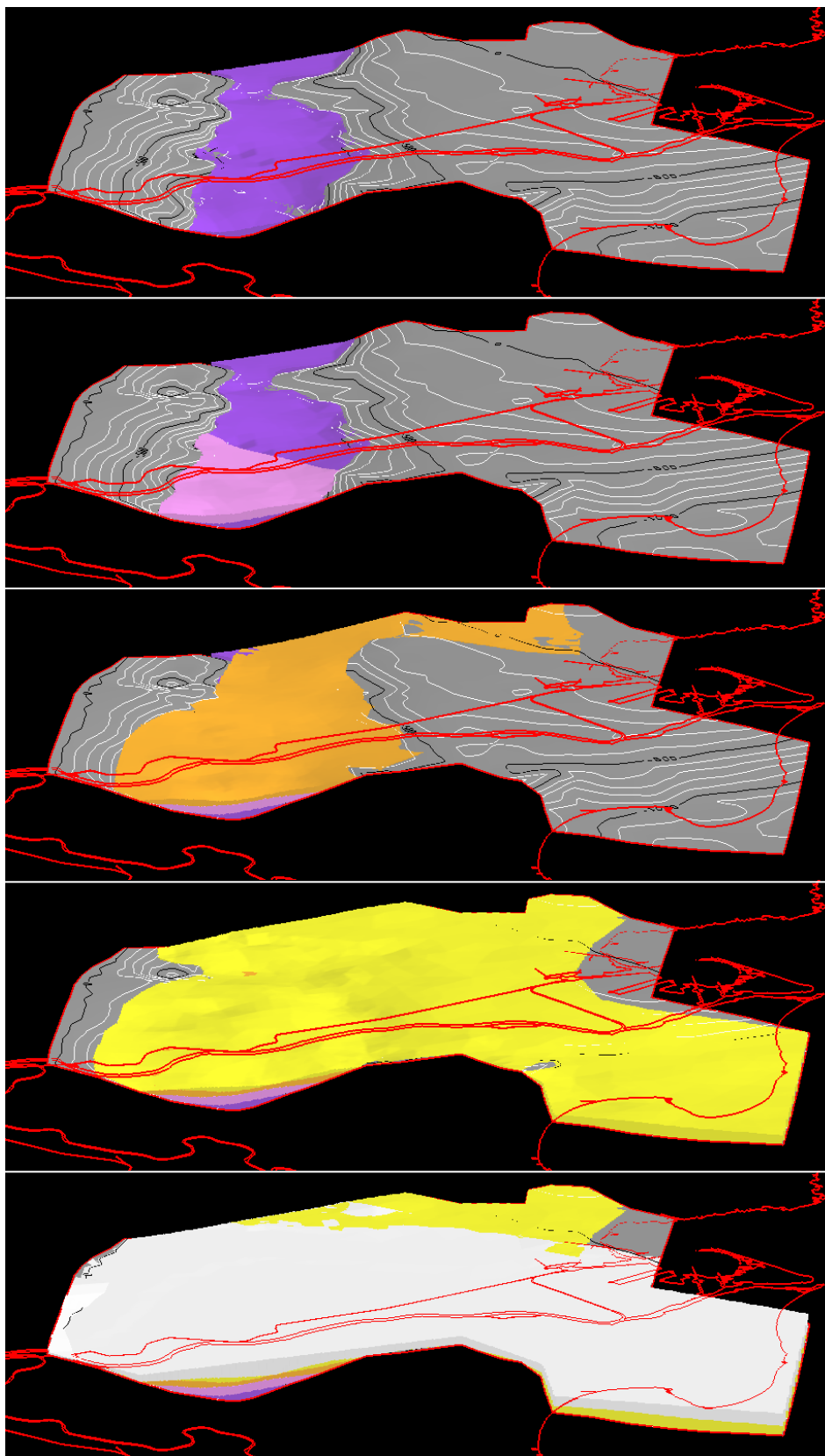


Fig. 5.6 : Volumes des dépôts syn-rift continentaux (violet), syn-rift marins (rose), post-rift Burdigalien inf. (orange), post-rift Burdigalien moy. à Miocène sup. (jaune) et Plio-Quaternaire (blanc) reposant sur la surface toit du substratum. Le bassin de Villeneuve se remplit progressivement jusqu'au Burdigalien moy. qui va immerger la quasi-totalité de la zone.

bordure Ouest de l'étang de Berre. Ces dépôts ont des épaisseurs très variables conséquence de la surface érosive sous-jacentes. L'épaisseur moyenne de 300m avec des maxima 600m au centre du bassin de Villeneuve.

- Les dépôts du Plio-Quaternaire comblent des vallées liées à l'érosion messinienne. Les épaisseurs sont très variables entre 200 et 600m.

### ***Implications géologiques***

La construction du modèle géologique 3D a permis de répondre aux questions posées aux chapitres précédents :

- Chap.3 : les géométries des dépôts affleurants sont cohérentes avec un système sédimentaire dépourvu de tectonique cassante contrairement à ce qu'avait suggéré Maurel-Ferrandini (1976) (§2.2.2.Chap.2).

- Chap.4 : les dépôts du Burdigalien inf. datés au niveau de la coupe des Cabanes sont intégrés aux premiers dépôts post-rift interprétés en sismique. Ils ne sont pas attribuables à des dépôts syn-rift tardifs. La surface de la base du Burdigalien inf. correspondant à la limite syn-/post-rift interprétée en sismique passe progressivement sous les dépôts de la coupe des Cabanes.

Grâce au modèle géologique 3D, les affleurements du Burdigalien inf. à moy. du secteur des étangs ont pu être connectés aux interprétations sismiques de la zone Crau. Ce lien quantitatif se traduit par des surfaces transgressives marines présentant un pendage de 1 à 2° vers le NO en connexion avec les dépôts d'âge contemporain du bassin de Villeneuve. Jusqu'au Burdigalien inf. l'ensemble des dépôts est confiné dans ce bassin. Ces dépôts d'âge Oligocène à Burdigalien inf. sont déposés sur une surface ayant subi une érosion aérienne importante localisée à l'aplomb d'une structure synforme mésozoïque. La série Oligocène sup. à Burdigalien inf. est caractérisée par deux transgressions, d'âge Oligocène sup. et Burdigalien inf. dont l'extension croissante n'a pas submergée les hauts topographiques. Durant la transgression marine du Burdigalien moy. une grande partie de la zone est submergée et les dépôts miocènes affleurants dans le secteur des étangs sont formés. Ces affleurements d'âge Burdigalien moy. représentent donc la bordure Sud d'un système de remplissage passif. Aucune vallée incisée telle que les décrivent Besson (2005) et Besson et al (2005) n'a été repérée dans les dépôts Burdigaliens inf. et moy. Les surfaces planes faiblement pentés indiquent vraisemblablement des surfaces de ravinement ou d'abrasion marins plutôt qu'un système soumis à une forte érosion continentale. Les plus hautes altitudes actuelles des dépôts

du Burdigalien moy. de la zone étudiée sont de l'ordre de 110m à l'Est de Saint-Mitre-les-Remparts. Ces altitudes sont comparables avec la courbe eustatique de Haq et al. (1987) pour la même période. Les altitudes actuelles des dépôts burdigaliens moy. affleurants pourraient donc correspondre à une paléotopographie contemporaine de la formation de ces dépôts. Cette hypothèse est compatible avec les travaux de Champion (1999) et Champion et al. (2000) impliquant une influence faible à nulle de la phase alpine en Provence. En revanche, certaines structures comme par exemple les Alpilles présentent des dépôts burdigaliens à des altitudes plus importantes de l'ordre de 200m ou plus. La courbe eustatique est incompatible avec ces altitudes, l'influence de la phase alpine est donc dans ce cas probable. Il serait intéressant de faire une étude comparative entre les altitudes des dépôts burdigaliens et la hauteur du niveau marin. Avec un calage temporel fiable des séries burdigaliennes, il serait alors possible de quantifier les mouvements verticaux liés à une influence de la tectonique alpine ou autre.

Pour les dépôts d'âge Burdigalien sup. la connexion surface-subsurface n'a pas été possible. L'interprétation sismique présente des érosions probablement d'âge Miocène sup. difficilement corrélables entre profils sismiques et en surface. Durant cette période, le niveau eustatique présente d'importantes oscillations de plus de 100m d'amplitudes (Haq et al., 1987). Il est donc possible qu'à partir de la période Burdigalien sup. jusqu'à la fin du Miocène, le régime eustatique ait influencé la sédimentation. Ces oscillations pourraient être responsable des érosions intra-miocènes sup. conduisant l'établissement de réseaux de vallées incisées sensu Besson (2005) et Besson et al. (2005).

### **Conclusions :**

- La sédimentation de la zone est caractérisée par un remplissage passif jusqu'au Burdigalien inf. d'une structure synforme héritée en forme de « gouttière » E-O. 3 surfaces de transgression ponctuent la série : Oligocène sup., burdigalien inf. et moy. La transgression du Burdigalien moy. correspond à une transgression majeure atteignant les hauts topographiques.
- La topographie actuelle des dépôts Burdigalien moy. affleurants est compatible avec une paléotopographie en accord avec la charte eustatique de Haq et al. (1987).
- Jusqu'au Burdigalien moy. les surfaces construites correspondent à des surfaces de ravinement et non à des systèmes de vallées incisées.
- A partir du Burdigalien sup., les oscillations du niveau marin pourraient être en relation avec des surfaces d'érosion visibles en sismique et compatible avec des vallées incisées telles que les décrivent Besson (2005) et Besson et al. (2005).

### 5.2.2. Le modèle de Carry

Ce modèle géologique 3D regroupe le secteur du flanc Sud de la Nerthe étudié en surface et la zone Côtière étudiée en subsurface. Ce modèle intègre les données sismiques *onshore* converties en profondeur ainsi que les contours de la cartographie assistée par GPS. Les données pétrolières recoupant les lignes THR ont été utilisées pour compléter les données de la bordure Sud du modèle. La partie Ouest de la Nerthe (Ponteau, Port-de-Bouc) n'a pas été modélisée en l'absence de données sismiques.

#### *La conversion temps-profondeur*

Les vitesses utilisées pour la conversion temps-profondeur identiques à celles utilisées pour le modèle précédent.

Pour les données syn-rift, la vitesse 3075 m/s a été calculée à partir des données pétrophysiques mesurées sur les échantillons des affleurements.

Pour les données post-rift, la vitesse 2600 m/s a été calculée à partir des données de forages d'Istres 101 et des données pétrophysiques d'affleurements.

#### *Caractéristiques du modèle*

Trois surfaces ont été modélisées suivant la méthodologie décrite dans le Chapitre 1. Ces surfaces ont un maillage caractérisé par des triangles de 600m de côté en moyenne. Pour la surface R2 possédant le moins de contrainte, un maillage moins dense a été utilisé pour éviter des artefacts liés à l'interpolation. La barre d'erreur entre les surfaces et les données est d'environ 2 m avec un écart type de 5m.

Le toit du substratum (Fig. 5.7):

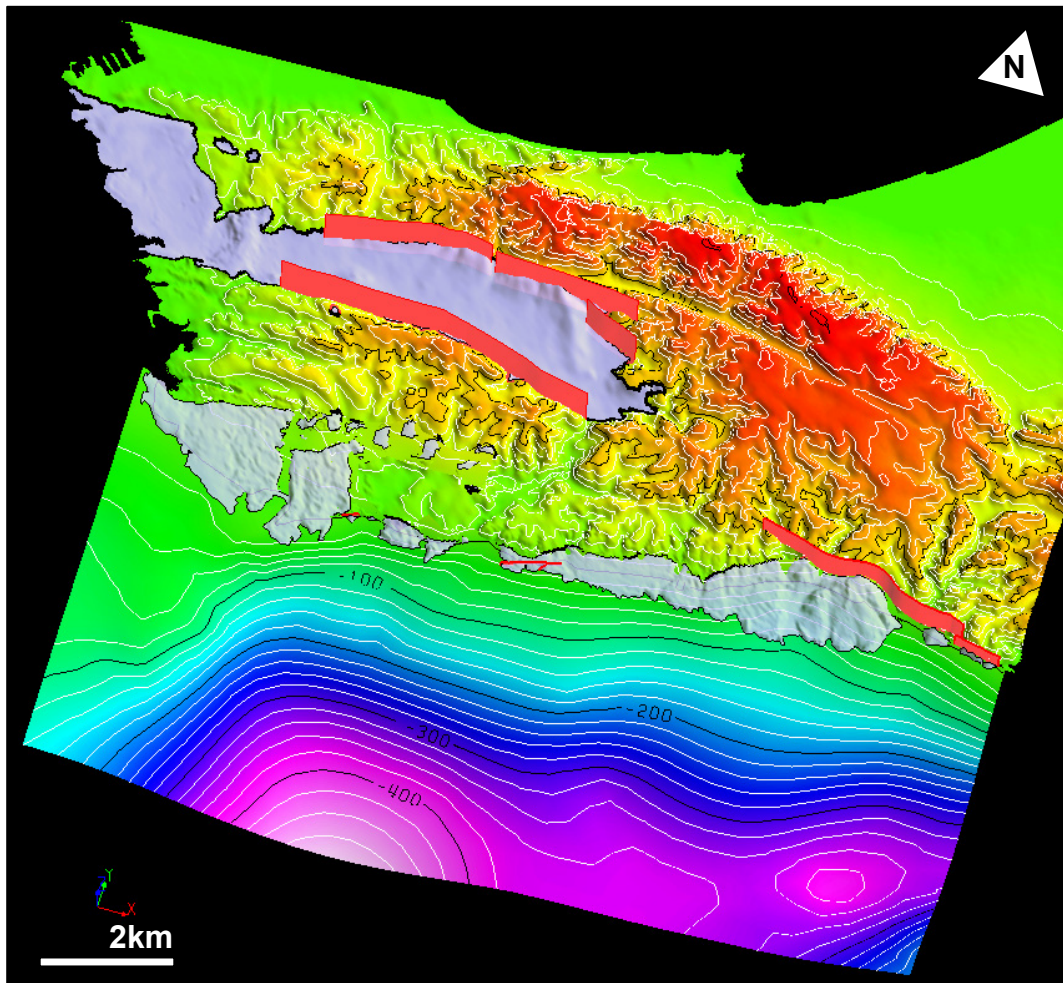
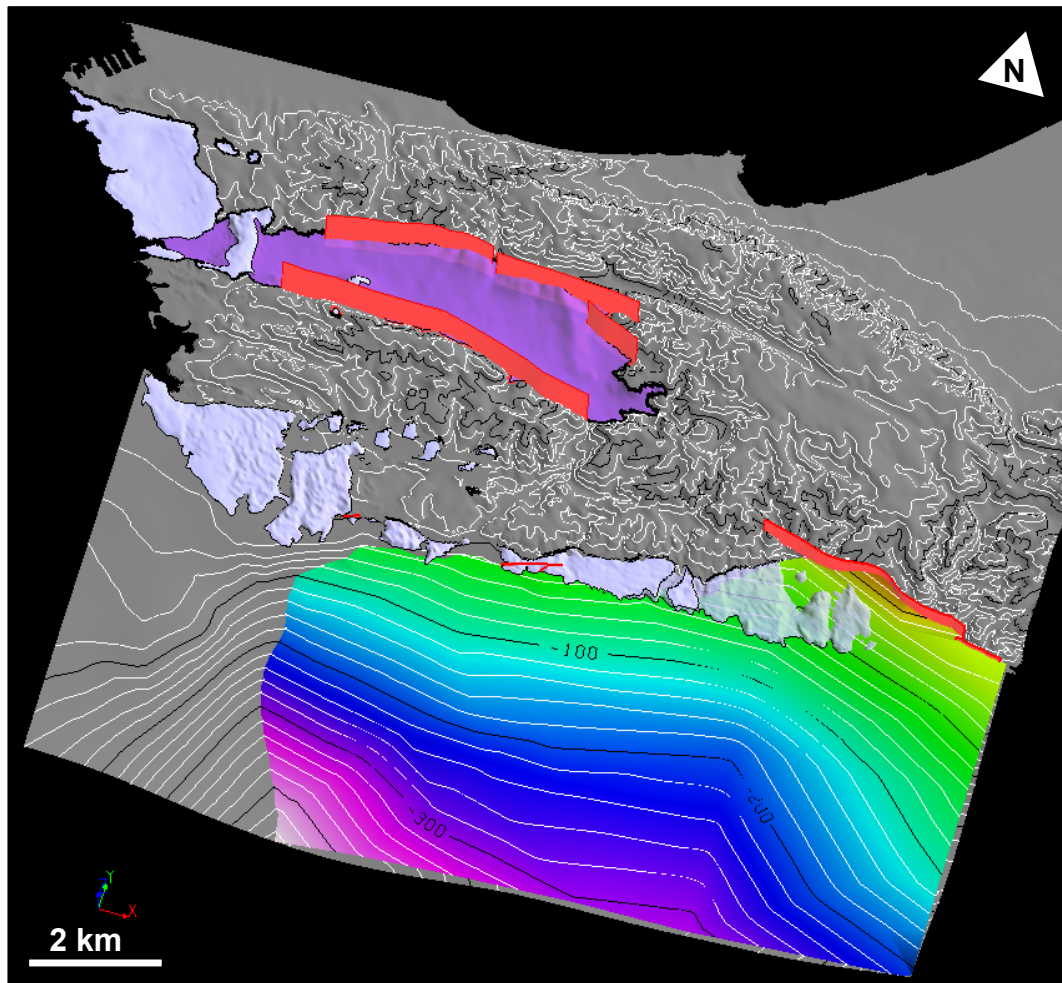


Fig. 5.7 : Toit du substratum. Cette surface correspond au toit des dépôts ante-rift. En mer, une gouttière E-O est présente au Sud de la Nerthe. Les dépôts syn- et post-rift sont en bleu. Exagération verticale X 2.

La surface du toit du substratum est caractérisée par une zone haute et une zone basse orientées selon un axe E-O. La zone haute est représentée par le massif de la Nerthe alors que la zone basse correspond à une structure synforme ante-rift observée sur la sismique pétrolière (cf. Fig.4.24). La pente moyenne de la surface est comprise entre 1 et 6°. La pente la plus forte est observée dans la partie littorale *offshore* et s'amortit jusqu'à 3° vers le Sud. Une remontée du substratum en mer est observée à l'Ouest du modèle formant un plateau avec une pente de 1 à 2° vers le Sud.

La base du récif R2 (Fig. 5.8):



**Fig. 5.8 : Surface de la base du niveau récifal R2. Cette surface d'extension limitée vient buter sur un haut du substratum. En gris, la surface du substratum ; en violet le bassin de St Julien-les-Martigues d'âge Oligocène et en bleu les dépôts postérieurs à l'âge de la base du niveau récifal R2 (Oligocène sup.). Exagération verticale X 2.**

Cette surface est la seule surface oligo-aquitaine modélisée. Elle est contrainte par les affleurements à l'Ouest et en mer par la ligne L1 au large du port du Rouet. Sa présence sous les dépôts interprétés de la ligne THR L2 au large de Carry-le-Rouet a été utilisée comme contrainte d'épaisseur minimale pour interpoler la surface vers l'Ouest. L'incertitude des corrélations terre-mer n'a pas permis de modéliser d'autres surfaces potentielles (e.g. transgression marine d'âge Oligocène sup., niveau récifaux R1 ou R3). La surface de base du niveau récifal R2 montre une pente moyenne de 4° vers le SO. Elle bute en mer en *onlap* le long d'un haut topographique du substratum. Au Nord, elle est bordée par une faille ONO-ESE limitant à terre les dépôts oligo-aquitains.



La base du Burdigalien moy. (Fig. 5.9) :

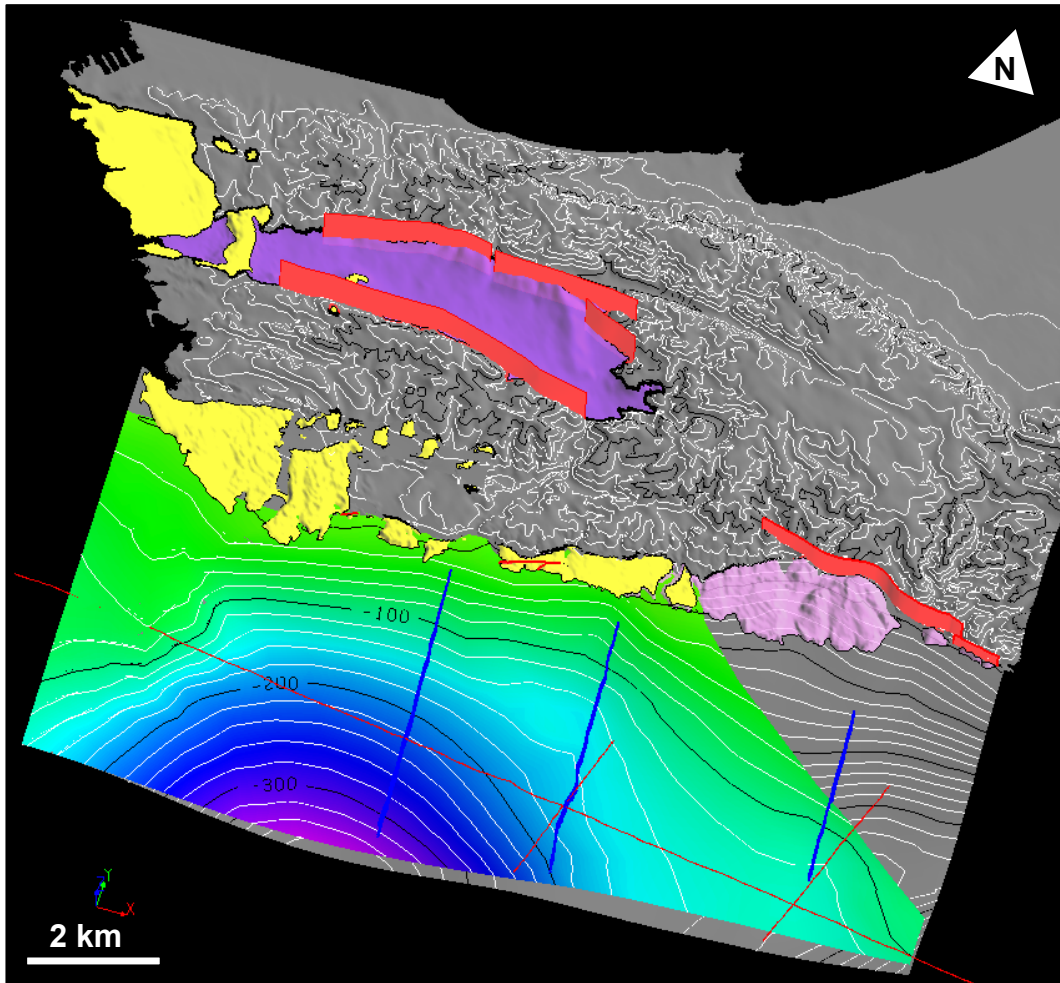
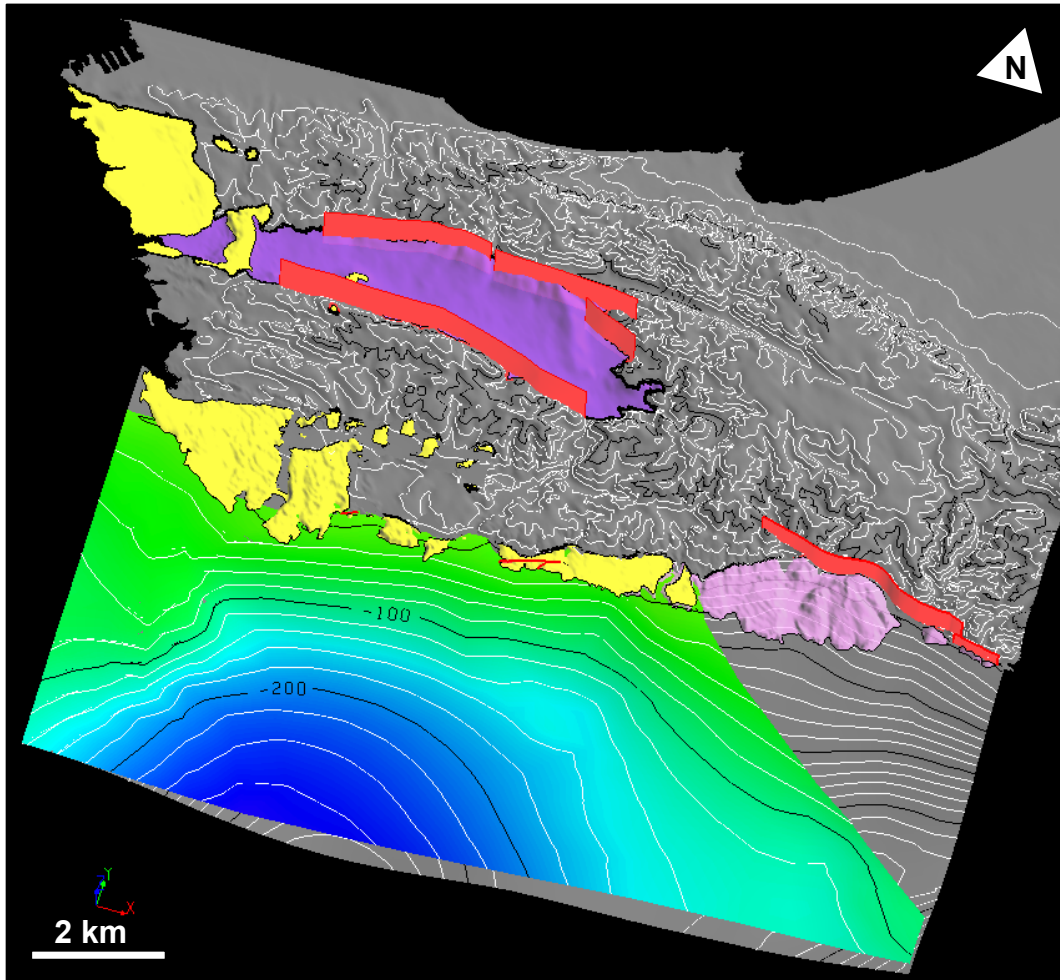


Fig. 5.9 : Surface de base du Burdigalien moy. Surface à pente vers le Sud s'accroissant vers le Sud. En gris, le toit du substratum ; en violet, le bassin de St Julien-les-Martigues (Oligocène) ; en rose, les dépôts d'âge Oligocène sup. à Aquitaniens ; en jaune, les dépôts d'âge Burdigalien moy. Les traits bleus et rouges correspondent respectivement aux positions des lignes THR et pétrolières. Exagération verticale X 2.

Cette surface confondue avec le toit du substratum dans la partie Ouest du modèle (Carro, La Couronne) correspond à la limite syn-/post-rift lorsqu'elle recouvre les dépôts syn-rift. A l'Est, elle est limitée par un contact abrupt avec les dépôts oligo-aquitaniens. La surface présente une pente vers le Sud de 1 à 2° qui atteint localement 4° au Sud de la ligne THR L3. Cette augmentation de l'inclinaison de la pente est liée à l'existence d'une dépression localisée dans le SO de la zone. Cette dépression a pour seule contrainte de se positionner entre le toit du substratum et les dépôts de la ligne L3 où les dépôts syn-rift n'ont pas été interprétés. Compte tenu des valeurs de pentages adjacents plus faibles, de la nature très plane de la surface à terre et des faibles contraintes appliquées, il est clair que cette dépression

est un artefact d'interpolation. Un point de contrôle a été rajouté au centre de cette dépression en extrapolant une altitude calculée à partir des pentages adjacents. La nouvelle interpolation présente une pente plus cohérente avec les données adjacentes en mer et à terre (**Fig. 5.10**).



**Fig. 5.10 :** Surface de base du Burdigalien corrigée. Les pentages sont plus homogènes et respectent les observations effectuées à terre. En gris, le toit du substratum ; en violet, le bassin de St Julien-les-Martigues (Oligocène) ; en rose, les dépôts d'âge Oligocène sup. à Aquitanien ; en jaune, les dépôts d'âge Burdigalien moy. Les traits bleus et rouges correspondent respectivement aux positions des lignes THR et pétrolières. Exagération verticale X 2.

*Architecture générale des dépôts (Fig. 5.11) :*

Le modèle montre que les dépôts syn-rift présents sur le flanc Sud de la Nerthe se prolongent en mer. Ces dépôts remplissent avec une épaisseur de 250m une gouttière E-O parallèle au chañon de la Nerthe. Les dépôts syn-rift se dilatent vers le Sud et la composante Ouest de la pente SO implique des *onlaps* vers l'Ouest sur un haut du substratum, à terre et en mer. Cette série est recoupée par une surface Burdigalien moy. plane avec un pendage de 1 à 2° vers le

Sud marquant la base des dépôts post-rift. Les dépôts au-dessus de cette surface se dilatent vers le Sud et submergent le même haut topographique du substratum à l'Ouest de la zone. Enfin, la surface d'âge Burdigalien moy. est limitée à l'Est par les dépôts oligo-aquitaniens qui forment un haut topographique actuel.

### ***Implications géologiques***

Hormis l'absence du Burdigalien inf. sans doute présent plus au Sud, la configuration des dépôts est similaire à celle observée dans le modèle précédent. Les dépôts oligo-miocènes remplissent une structure synforme héritée orientée E-O localisée au Sud de la Nerthe. La surface du Burdigalien moy. faiblement pentée transgresse les dépôts syn-rift et les hauts du substratum. Les altitudes actuelles des dépôts post-rift du Burdigalien moy., présents jusqu'à 90m, sont compatibles avec le niveau eustatique de Haq et al. (1987) pour cette période. L'altitude actuelle de ces dépôts pourrait donc correspondre à une paléotopographie. Une telle hypothèse impliquerait que le basculement vers l'Ouest des dépôts oligo-aquitaniens se serait produit avant le dépôts des séries d'âge Burdigalien moy. Pour expliquer un tel phénomène, un rejeu d'une faille à la limite syn-/post-rift est envisagé. Le seul accident, en bordure du système, susceptible d'avoir rejoué durant cette période est la faille du vallon de Graffiane orientée NE-SO mais dont le tracé sur la carte géologique actuel s'interrompt dans une zone accidentée complexe avant d'arriver en mer.

### ***Conclusions :***

- le modèle géologique 3D confirme la dilation des dépôts syn-rift et post-rift vers le Sud
- les dépôts syn-rift comblent une dépression d'axe E-O au Sud de la Nerthe
- les altitudes actuelles des dépôts d'âge Burdigalien moy. affleurants sont compatibles avec le niveau eustatique de Haq et al. (1987) impliquant l'absence de mouvement verticaux depuis le Burdigalien moy.
- le basculement des dépôts syn-rift vers l'Ouest s'est probablement produit lors de la transition syn-rift/post-rift.

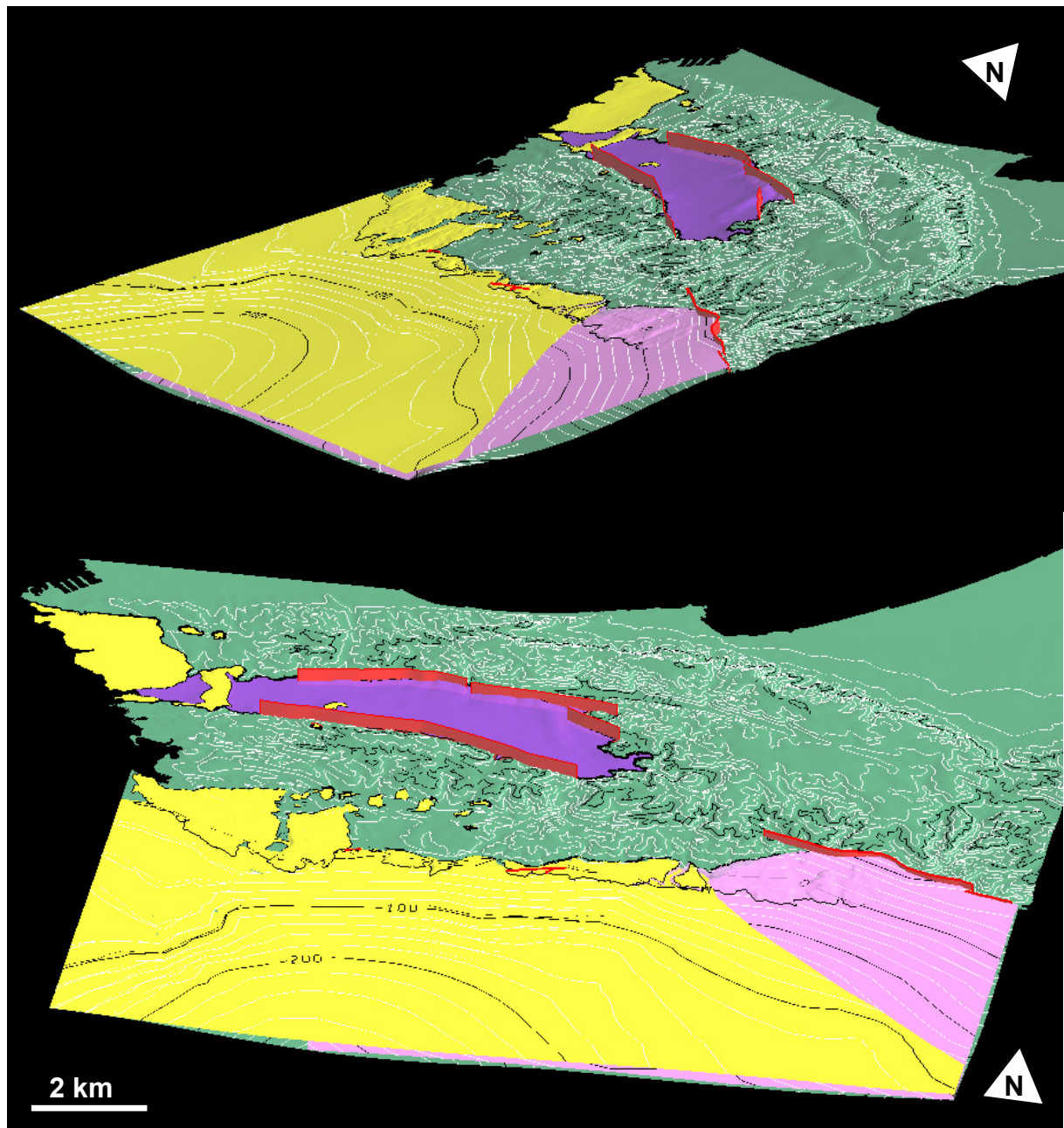


Fig. 5.11 : Visualisation des surfaces construites du modèle géologique de Carry. En vert, toit du substratum ; en violet, bassin de St Julien-les-Martigues (Oligocène) ; en rose, dépôts syn-rift (Oligocène sup. – Aquitanien) ; en jaune dépôts post-rift (Burdigalien moy.). On notera la morphologie en « gouttière » E-O du toit du substratum rempli par les dépôts syn-rift. Ces dépôts présentent des *onlaps* sur un haut du substratum à l'Ouest (Surface base de R2). La surface du Burdigalien moy. est caractérisée par une surface plane submergeant le haut du substratum sur la bordure Ouest du modèle.

### **5.3. Modèle surface-subsurface régional**

Ce modèle géologique 3D regroupe l'ensemble des données utilisées en surface (contour géologique) et en subsurface (données sismiques, données de puits) pour les modèles précédents complétés par les interprétations sismique de la zone « Plateau » et du seul puits *offshore* de la zone : le puits Autan 1.

#### *La conversion temps-profondeur*

Les dépôts modélisés à cette échelle présentent des variations de faciès, de compaction et de profondeur considérables. Les vitesses calculées pour les modèles précédents ne sont pas compatibles avec les données du puits Autan 1 et doivent être recalculées.

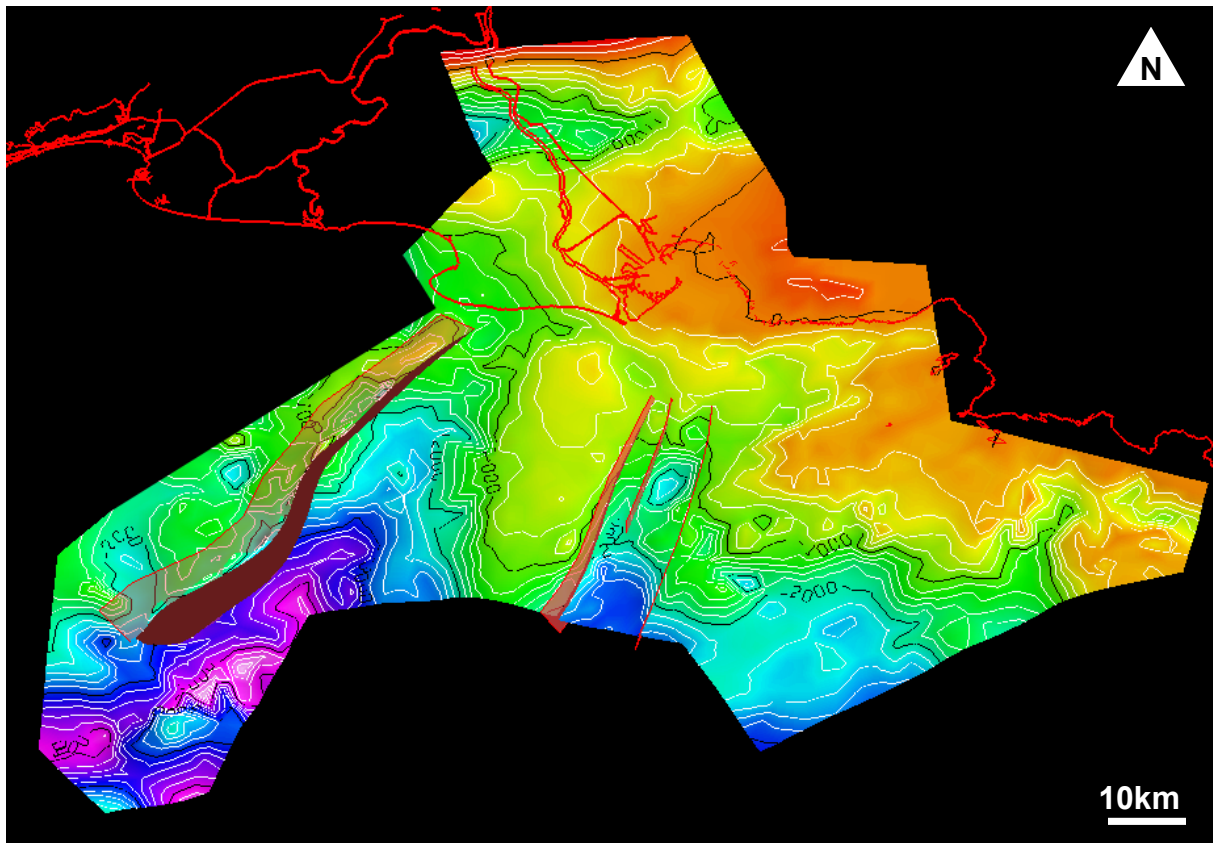
Les dépôts d'âge Plio-Quaternaire, dont les lithologies sont similaires sur l'ensemble du domaine provençal, présentent des vitesses d'intervalle compatibles avec les vitesses utilisées dans les modèles précédent (2075 m/s) jusqu'à un intervalle de temps d'environ 0.7 seconde temps double. Au-delà de cet intervalle, entre 0.7 et 1.6 seconde, les données de puits Autan1 indiquent une vitesse moyenne d'intervalle d'environ 3000 m/s. Pour cet intervalle de temps, une équation impliquant une augmentation linéaire de la vitesse en fonction de la profondeur a été utilisée. La fonction appliquée aux interprétations sismiques, la profondeur de la limite inférieure des dépôts Plio-Quaternaire observée dans le puits Autan1 et celle interprétée présentent une différence d'environ 50m pour une pile sédimentaire de près de 2500m.

La variabilité faciologique des dépôts oligo-miocènes, implique une vitesse moyenne de 3300 m/s en accord avec les vitesses d'intervalle moyennes de stack indiquées sur les profils sismiques. La profondeur du toit du substratum sur le puits Autan 1 et celle interprétée en sismique présentent une différence de 100m rapportée à une pile sédimentaire de l'ordre de 3500m.

### Caractéristiques du modèle

Un ensemble de 3 surfaces est modélisé suivant la méthodologie décrite dans le Chapitre 1. Ces surfaces ont un maillage caractérisé par des triangles de 3000m de côté en moyenne. Un maillage plus dense (1000m) a été localement appliqué aux surfaces les plus irrégulières (cas de la surface messinienne et du toit du substratum au niveau des lignes CRAU et du bassin des Arlésiens). La barre d'erreur entre les surfaces et les données est d'environ 30 m pour un écart type de 65m.

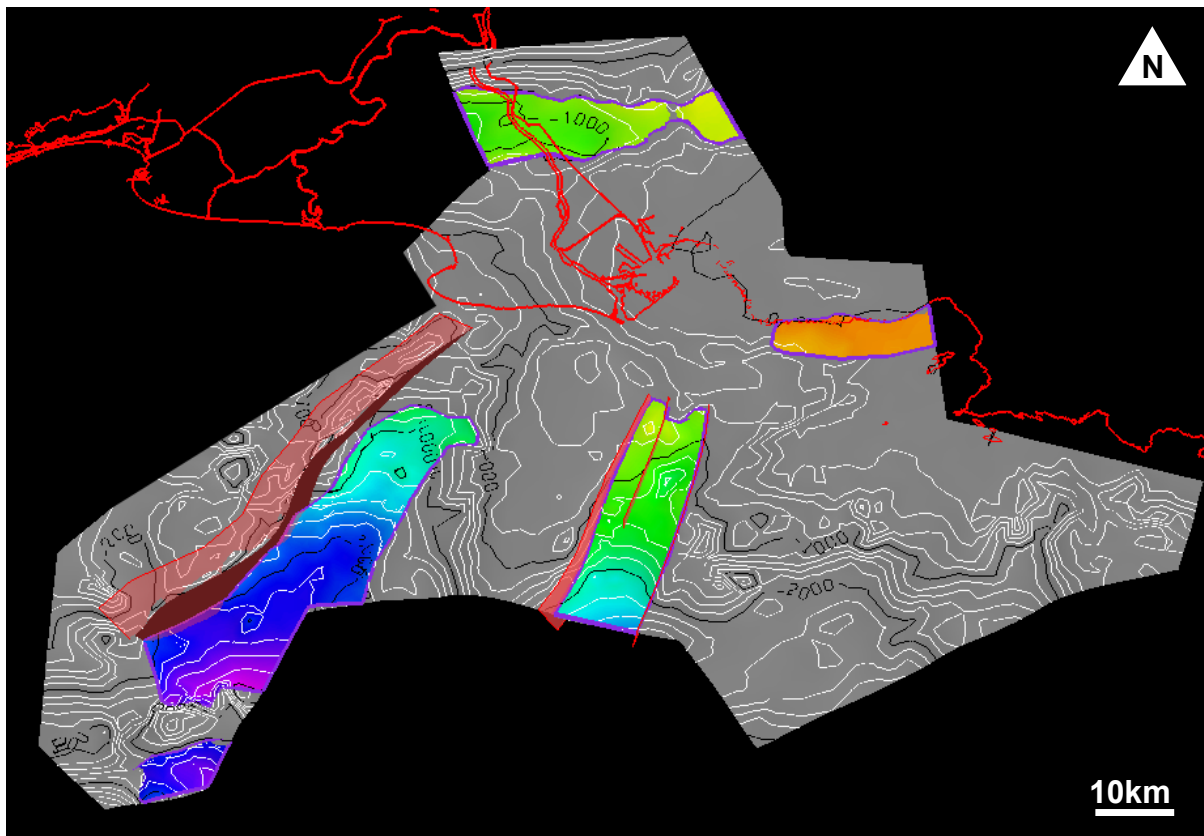
#### Toit du substratum (Fig. 5.12):



**Fig. 5.12 : Surface du toit du substratum. Cette surface très irrégulière présente des accidents orientés NNE-SSO**

Le toit du substratum correspond à une surface irrégulière affectée par les failles bordières (orientées NNE-SSO) des bassins du Grand Faraman et des Arlésiens.

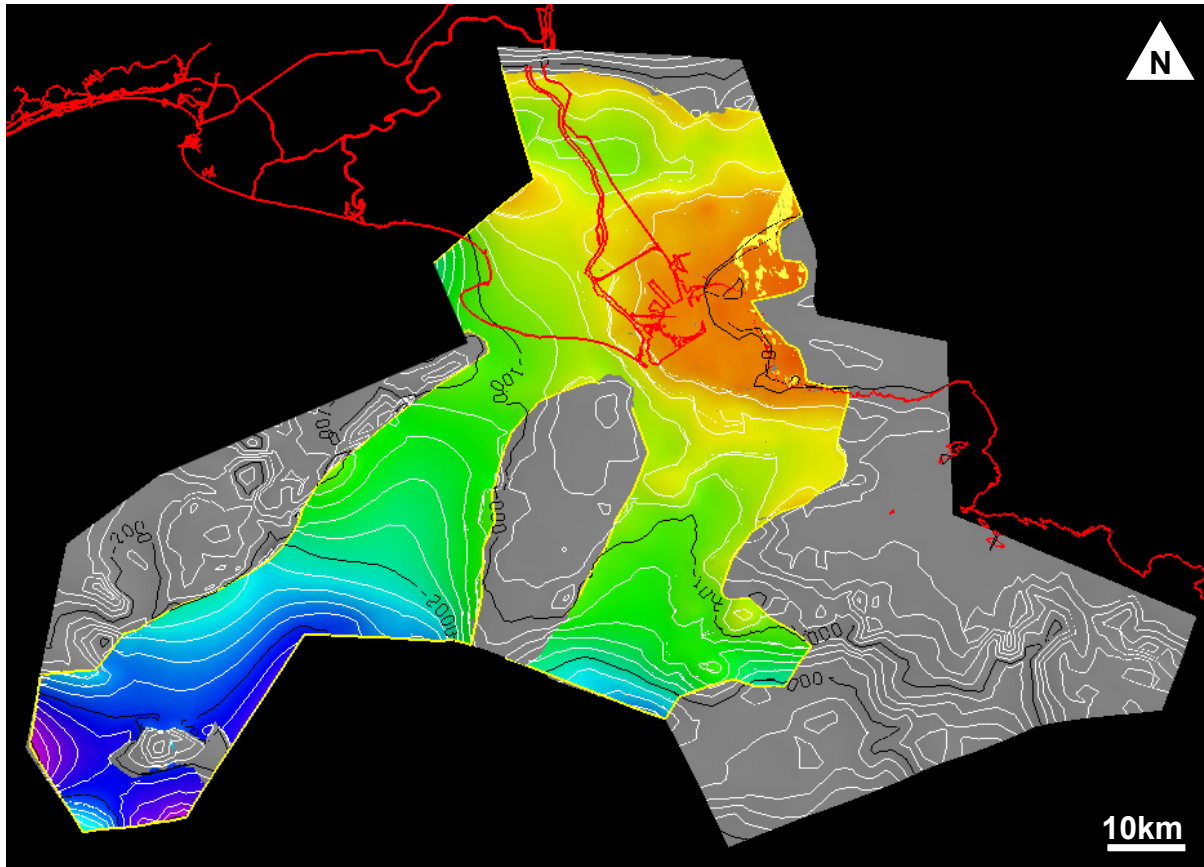
Toit des dépôts syn-rift (Fig. 5.13):



**Fig. 5.13 : Surface du toit des dépôts syn-rift. Les dépôts syn-rift sont localisés soit dans des dépressions E-O soit dans des bassins NNE-SSO. En gris, la surface du toit du substratum.**

Les dépôts syn-rift sont confinés dans deux types de creux topographiques. Ils remplissent des dépressions E-O comme les dépôts de la Camargue ou les dépôts du flanc Sud de la Nerthe avec des épaisseurs respectives de 900 et 350 m et des bassins limités par des failles normales d'orientation NNE-SSO, comme les dépôts du bassin du Grand Faraman et des Arlésiens avec des épaisseurs de dépôts syn-rift comparables de 700m.

Base du Burdigalien moy. (Fig. 5.14):



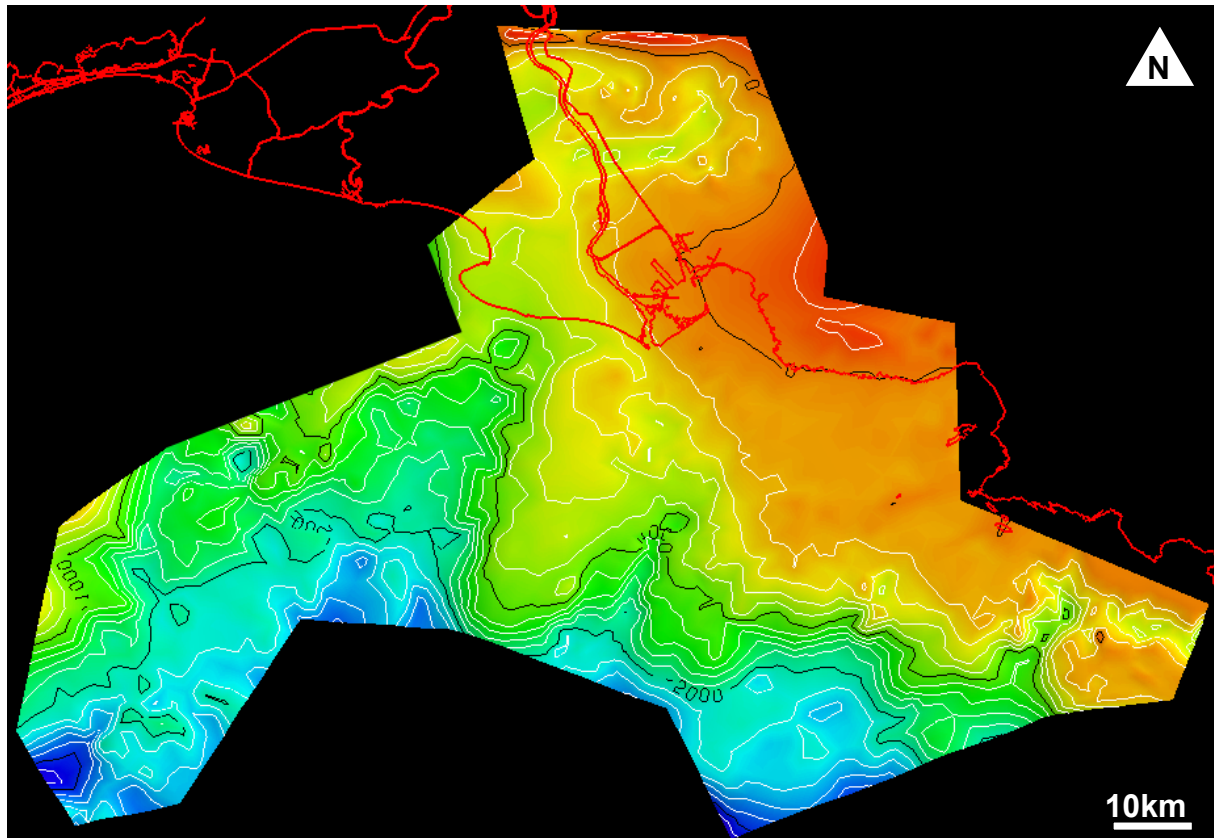
**Fig. 5.14 :** Surface de la base des dépôts d'âge Burdigalien moy. En gris, la surface du toit du substratum ; en jaune l'extension géographique des dépôts du Burdigalien moy. à Miocène sup.

Cette surface de transgression marine connectée au Nord dans le bassin de Villeneuve est représentée au large par une surface relativement plane avec une pente opposée, faiblement inclinée de quelques degrés vers le Sud. Cette pente a tendance à s'accroître au Nord du horst d'Autan1. Compte tenu du maillage pluri-kilométrique de la surface, il est peu réaliste de donner une valeur ponctuelle de la pente. Vers les bassins du Grand Faraman et des Arlésiens, la distinction entre la surface du Burdigalien inf. et le Burdigalien est peu visible car les dépôts d'âge Burdigalien moy. reposent en concordance sur ceux du Burdigalien inf. Dans les parties les plus au Sud, la surface a été calibrée avec le puits Autan 1 et la présence du faciès sismique progradant lorsque celui-ci était différenciable du faciès à forte amplitude du Burdigalien inf. La surface de base du Burdigalien moy. recouvre directement le substratum sur toute la partie Ouest et Sud du massif de la Nerthe. Cependant, certaines zones restent émergées au Burdigalien moy. C'est le cas du horst du Rhône, de la bordure Ouest du bassin du Grand Faraman, de la partie interne du massif de la Nerthe ainsi que toute la zone à l'Est du bassin des Arlésiens. Dans cette dernière zone, la surface messinienne incise directement le



substratum. Compte tenu de la topographie basse de la surface du substratum au Sud-Ouest du canyon de Cassidaigne, il est possible qu'une faible épaisseur de dépôts du Burdigalien se soit déposée avant l'érosion de la crise messinienne. Actuellement, aucun argument ne nous permet de vérifier cette hypothèse.

Surface d'érosion messinienne (Fig. 5.15):

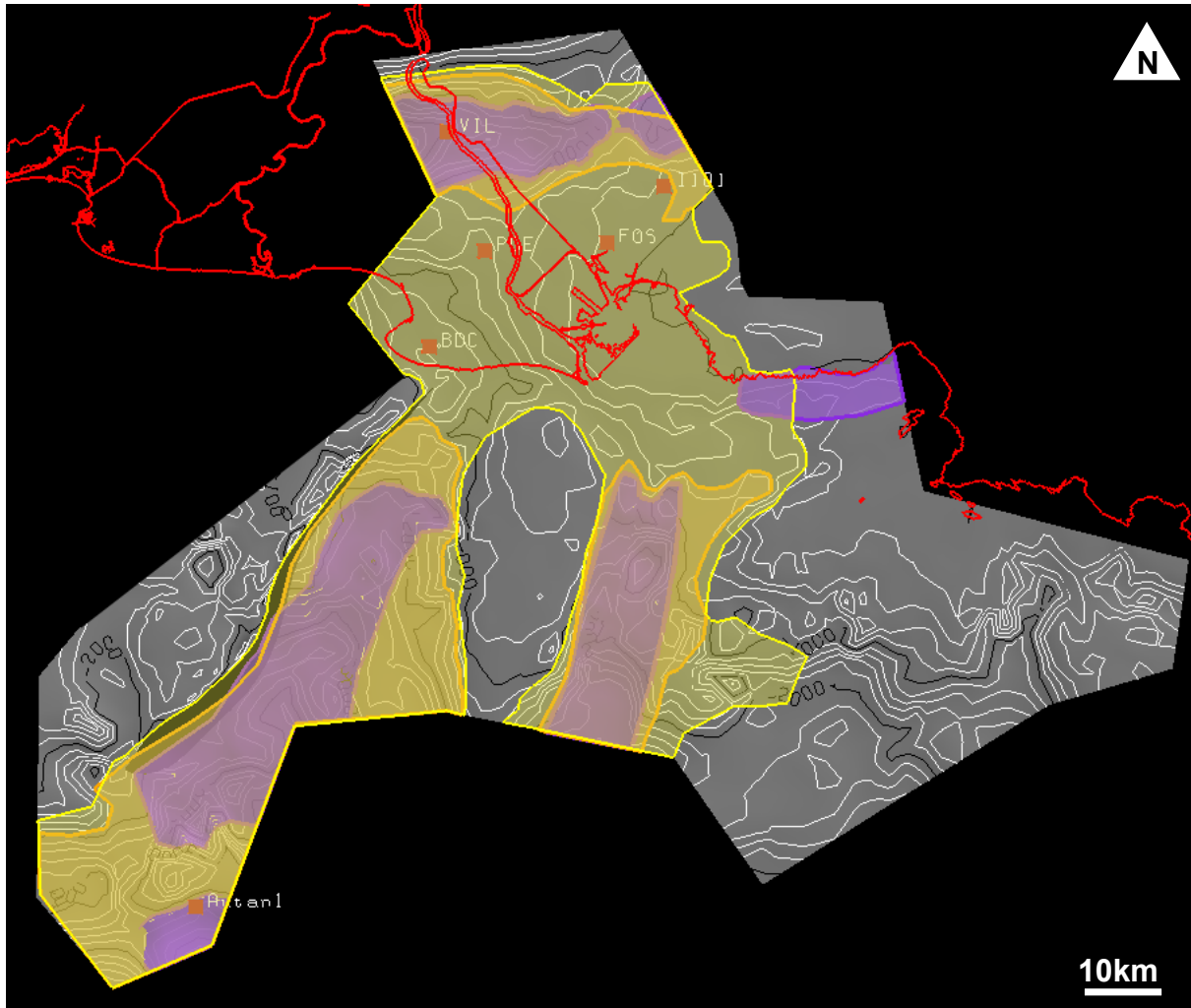


**Fig. 5.15 :** Surface d'érosion messinienne. Cette surface présente des vallées incisées qui ne sont pas connectées au réseau messinien décrit dans la littérature.

La surface d'érosion messinienne est une surface très irrégulière caractérisant une surface d'érosion continentale. Elle est définie par un vaste plateau culminant en moyenne à 100m de profondeur localisé dans la baie de Marseille, au Sud de la Nerthe et se prolongeant vers l'Est au large des Calanques. Ce plateau est entaillé par des incisions d'orientation NE-SO dont la plus orientale correspond au canyon de Cassidaigne. Ces entailles ne sont pas connectées à terre à des réseaux fluviaux messiniens décrits par Bache (2008). D'après Blavoux et al. (2004), le canyon de Cassidaigne pourrait constituer une résurgence karstique au large de Port Miou. Les autres incisions de même orientation sont d'altitude équivalente entre 250 et 400m pourraient correspondre au même phénomène. Sur le plateau Camarguais, une incision N-S

puis E-O correspondrait d'après les études les plus récentes à la Durance messinienne (Bache, 2008).

Extension des unités syn- et post-rift (Fig. 5.16):



**Fig. 5.16 :** Extension géographique des dépôts syn-rift (en violet), des dépôts post-rift (Burdigalien inf.) et des dépôts post-rift (Burdigalien moy. à Miocène sup.). En gris, la surface du toit du substratum.

L'extension des unités oligo-miocènes a été établie à partir des interprétations sismiques et des données d'affleurement. L'extension des dépôts du Burdigalien inf. (en orange sur la **Fig. 5.16**) a été cartographiée à partir des données de puits et des faciès sismiques. Compte tenu de la pente du substratum et de l'absence de dépôts d'âge Burdigalien inf. à l'affleurement dans le sud de la Nerthe et dans le puits de Beauduc, nous avons limité son extension vers le continent aux bassins du Grand Faraman et des Arlésiens en fonction de la pente générale de la surface et des faciès sismique. Ces dépôts ont été en revanche identifiés dans le bassin de Villeneuve où ils sont confinés. Les dépôts syn-rift sont limités dans des dépressions du

substratum. Ces dépressions sont reliées soit à des surfaces d'érosion soit à des bassins limités par des failles NNE-SSO résultat de la tectonique syn-sédimentaire. Ces dépôts sont transgressés par les dépôts post-rift du Burdigalien inf. Cette transgression est limitée aux bas topographiques et scelle les déformations tectoniques liées aux dépôts syn-rift. Elle traduit probablement une subsidence faible. La surface du Burdigalien moy. transgresse l'ensemble des dépôts tertiaires précédent et arasent les hauts topographiques vers le Nord au niveau du continent. L'absence de rupture brutale de pendage de cette surface indiquerait la présence d'une subsidence homogène sur l'ensemble du domaine.

#### ***5.4. Reconstitution de l'histoire syn-rift/post-rift du domaine provençal***

Les dépôts syn-rift :

Les dépôts syn-rift se mettent en place sur un domaine possédant un fort héritage structural. La restauration réalisée par Séranne et al. (1995) indique l'existence au Sud de la Camargue, à l'Oligocène, d'un relief de près de 2000m. De plus, si l'on replace au niveau zéro actuel les dépôts oligocènes du puits GLP2 (brèches marines) situés à près de 4500m de profondeur, les hauts du substratum tel que les horsts du Rhône et d'Autan 1 correspondraient à des reliefs émergés pluri-hectométriques. Dans les dépôts d'âge Oligocène, des apports détritiques provenant du Sud riches en éléments siliceux issus de l'érosion d'un socle paléozoïque (Nury, 1988) impliquent non seulement l'existence d'un continent au Sud mais aussi une pente moyenne du domaine provençal orientée vers le Nord (**Fig. 5.17**). Enfin, la présence de dépôts continentaux datés de l'Oligocène inf. à Oligocène sup. dans l'ensemble des bassins à terre alors que la courbe eustatique présente une élévation relative de près de 200m est un indice supplémentaire en faveur d'une position haute de la marge. Les nombreuses structures héritées compressives et la position haute du domaine provençal impliquent un sur-épaississement crustal compatible avec les reconstructions de Lacombe & Jolivet (2005) et Jolivet et al. (2006) (**Fig. 5.18**).

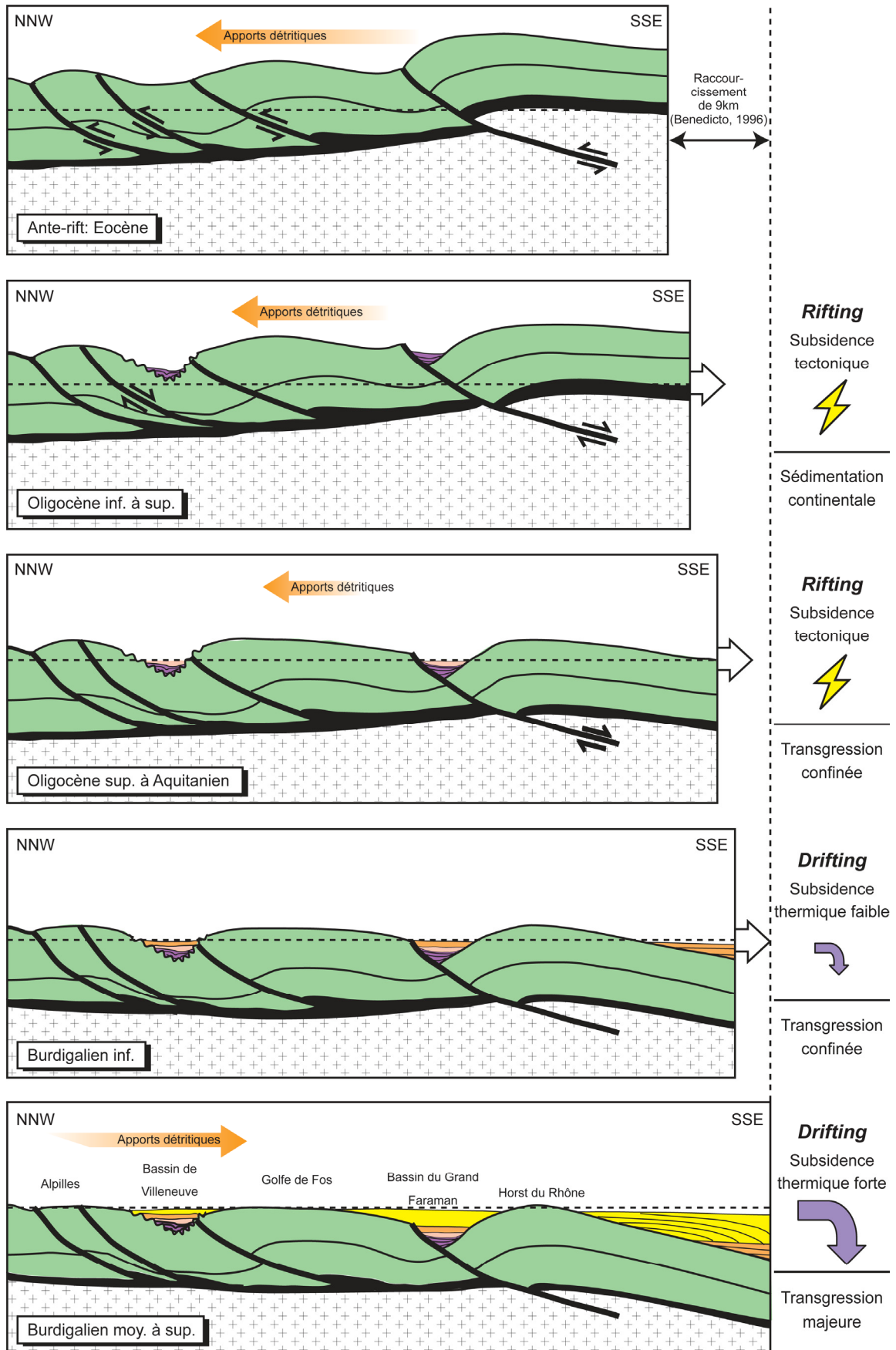


Fig. 5.17 : Coupe schématique illustrant l'évolution du domaine provençal. Au cours du temps, la pente du domaine s'inverse passant d'une pente Nord à partir de l'ante-rift à une pente Sud durant le post-rift.

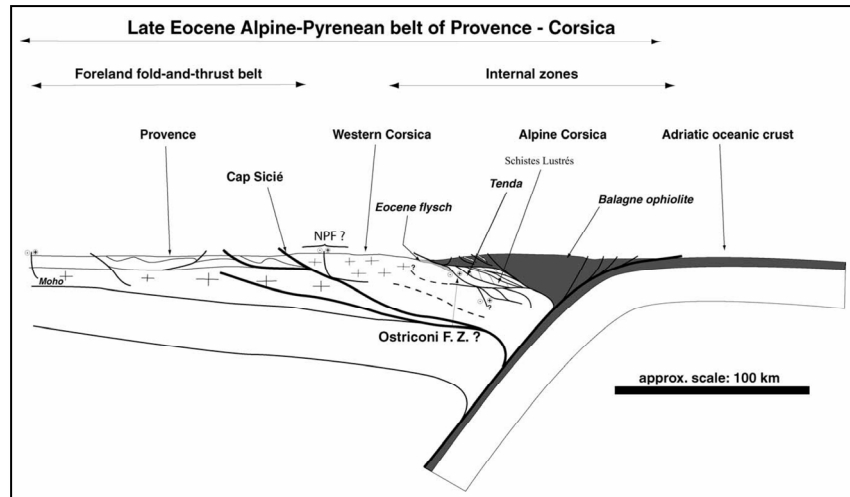
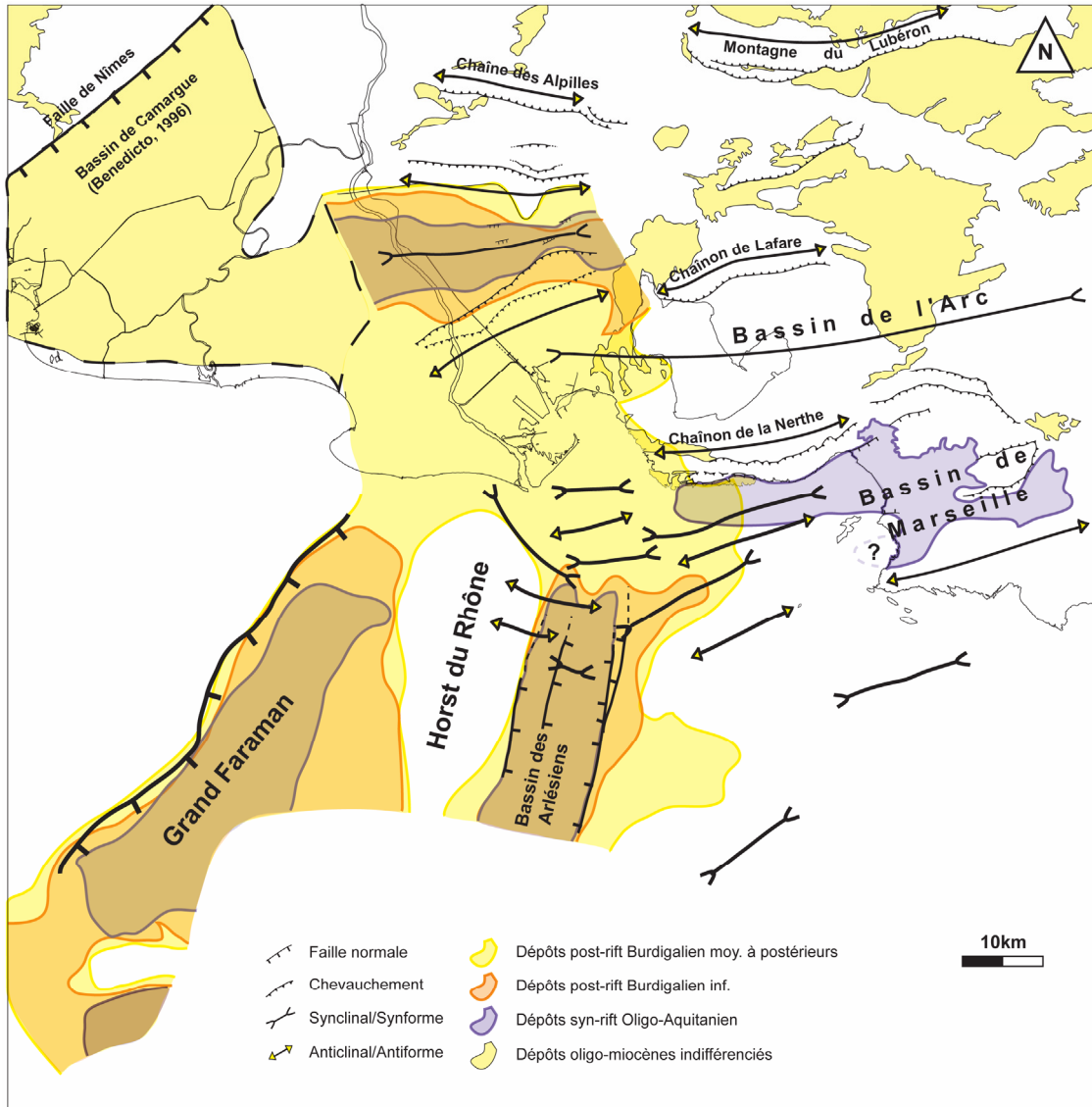


Fig. 5.18 : Essai d'une coupe à l'échelle crustale de la ceinture Corso-Provençale à l'Eocène sup. (F.Z. : zone de faille) d'après Lacombe & Jolivet (2005).

Ce sur-épaississement va dès l'Oligocène commencer à s'amincir en réactivant les structures pré-existantes (Guieu & Arlhac, 1986 ; Guieu & Roussel, 1980). Compte tenu de l'histoire ante-rift et de la position haute du domaine, c'est dans un environnement très structuré et soumis à une érosion importante que les dépôts syn-rift vont se déposer dans des dépressions localisées du substratum. Ces dépressions ont deux origines possibles. Elles correspondent à des « gouttières » synclinales et orientées selon un axe E-O au Sud du chevauchement de la Nerthe et au Sud du chevauchement de Mouriès (Fig. 5.19).

Dans l'hypothèse où ces dépressions seraient héritées de la phase Pyrénéenne, le remplissage de ces dernières seraient d'âge Eocène sup. en accord avec l'arrêt de la phase de compression et le début d'une phase d'érosion aérienne importante (Tempier, 1987). Hors, les dépôts les plus anciens remplissant ces dépressions sont d'âge Oligocène inf. pour le bassin de Villeneuve et Oligocène sup. pour le bassin au Sud de la Nerthe (Fig. 5.20). Ces bassins syn-rift ne constituaient donc vraisemblablement pas d'aires de sédimentation à la fin de la phase Pyrénéenne. Compte tenu de leur position en arrière d'un chevauchement, il est possible qu'une réactivation inverse de ces structures en synclinal de rampe ait conduit la formation à l'Oligocène de ces dépressions. Un phénomène identique a été interprété pour le bassin de la Boissière ou des Matelles (Benedicto, 1996 ; Benedicto et al., 1999). Pour le bassin de Villeneuve, seuls les dépôts d'âge Oligocène inf. présentent les caractéristiques géométriques de cette réactivation (emboîtement et migration des synclinaux syn-rift vers le front du chevauchement), le reste de la sédimentation indique un remplissage passif en *onlap* d'une vallée. Il est donc possible que la réactivation du chevauchement de Mouriès soit d'âge Oligocène inf. Pour les dépôts du Sud de la Nerthe, des failles E-O, en liaison avec cette réactivation et limitant les dépôts oligo-aquitaniens, caractériseraient la formation du

synclinal de rampe (Guieu, 1973). L'origine des moteurs de ces réactivations est discutable. Pour le bassin de Villeneuve, l'âge Oligocène inf. du premier remplissage syn-rift et la géométrie des dépôts sont incompatibles avec les directions d'extension Oligocène, déterminée par Hippolyte et al., (1993), en moyenne orientée N120 et liée selon l'auteur à l'ouverture du Rift Ouest Européen.



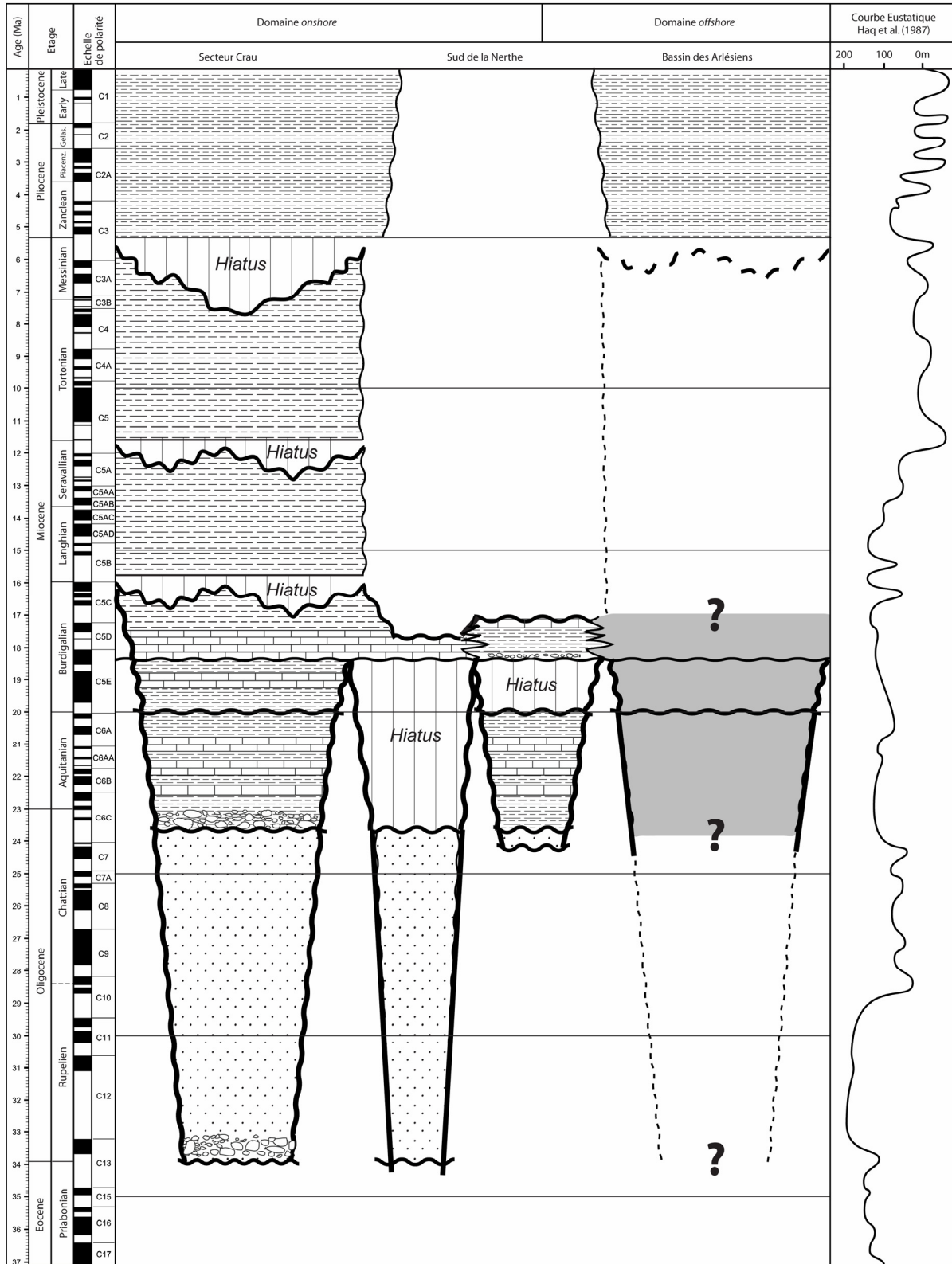
**Fig. 5.19 : Carte d'extension des dépôts syn- et post-rift superposée aux structures du substratum. Les dépôts syn-rift et post-rift du Burdigalien inf. sont localisés dans des creux du substratum alors que les dépôts post-rift du Burdigalien moy. et Miocène sup. submergent l'ensemble des dépôts Tertiaires précédents ainsi que des hauts topographiques du substratum.**

En l'absence de paléo-contraintes compatibles avec l'orientation du chevauchement, la réactivation de la structure de Mouriès pourrait être gravitaire et potentiellement due à l'arrêt de la contrainte compressive d'orientation N-S. Pour les dépôts du Sud de la Nerthe, l'âge

Oligocène sup. est compatible avec la direction moyenne d'extension N155 correspondant à l'ouverture du bassin Liguro-Provençal (Hippolyte et al., 1993).

La seconde origine des dépressions syn-rift est liée à des bassins bordés par des failles majeures (bassin du Grand Faraman et bassin des Arlésiens, **Fig. 5.19**). L'âge exact des dépôts syn-rift est inconnue soit à cause de la position sur un haut du substratum du forage (Bassin du Grand Faraman) soit à cause de l'absence de forage (bassin des Arlésiens). L'orientation des bassins peut fournir un indice. Les deux bassins présentent des orientations NNE-SSO (**Fig. 5.19**). Dans le cas du bassin du Grand Faraman, l'interprétation sismique indique que la faille inverse bordière du bassin, s'enracinant dans le socle, a été réactivée en extension (Mauffret & Gorini, 1996). La structure en *roll-over* est clairement visible (**Fig.4.20**). L'orientation de cette faille NNE-SSO est compatible avec la phase d'extension Oligocène inf. d'orientation N120 déterminée par Hippolyte et al. (1993). Le bassin de Vistrenque à terre présentant la même configuration (orientation et faille de socle) est rempli de dépôts Oligocène inf. (Valette & Benedicto, 1995 ; Benedicto, 1996) ce qui tend à confirmer l'âge Oligocène inf. du bassin du Grand Faraman. Dans le cas du bassin des Arlésiens, les failles bordières NNE-SSO ne sont pas héritées et sont probablement directement liées à la phase d'extension Oligocène inf (**Fig. 5.19**). D'après Hippolyte et al. (1993) et Séranne (1999) ; la phase de *rifting* liée à la phase d'extension Oligocène inf. est liée au Rift Ouest Européen.

A l'Oligocène terminal, les dépôts caractérisant une transgression marine sont affleurants dans les dépôts du Sud de la Nerthe et traversés par le puits Villeneuve localisé dans le bassin du même nom. Compte tenu de son caractère concordant et de la résolution de la sismique pétrolière, cette transgression n'a pas été interprétée dans les bassins du Grand Faraman et des Arlésiens. La présence de dépôts marins oligo-aquitaniens sur le domaine provençal indique que des reliefs importants étaient juxtaposés à des zones sous l'influence marine du fait de la subsidence tectonique (**Fig. 5.17**). Cette subsidence a guidé l'extension de la mer confinée dans les structures E-O et NO-SE. La phase de *rifting* se termine avec l'émersion du domaine à l'Aquitaniens sup.



**Fig. 5.20 :** Répartition en fonction du temps des dépôts oligo-miocènes. Bien que la nature des dépôts du bassin des Arlésiens soit inconnu, les surfaces principales de la transition syn-/post-rift sont interprétées. Les dépôts syn-rift continentaux sont limités à l'Oligocène malgré un haut niveau marin relatif. Une transgression marine est interprétée au sommet de l'Oligocène sup. La limite syn-/post-rift est interprétée à terre dans le bassin de Villeneuve et sur le flanc sud de la Nerthe et en mer dans le bassin des Arlésiens. La surface de transgression du Burdigalien moy. est interprétée sur l'ensemble des bassins à terre et en mer. A partir du Burdigalien moy., les incisions observées sur la sismique Crau pourraient être liées à la courbe eustatique. L'ensemble des bassins est érodé pendant la crise messinienne.



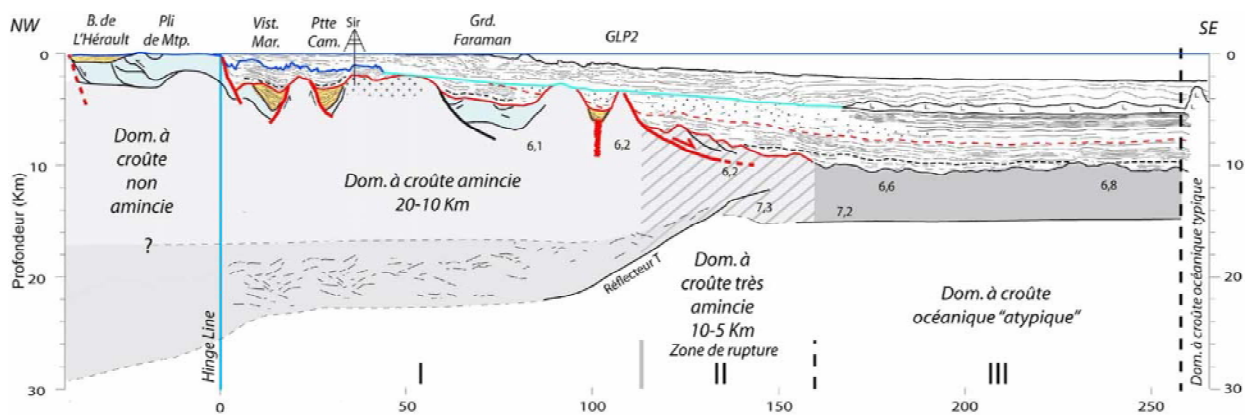
Les dépôts post-rift d'âge Burdigalien inf.:

Ces dépôts transgressifs reposent sur la *break up unconformity* définie comme la surface marquant le sommet des dépôts syn-rift et par conséquent la fin de la période de *rifting* (Gorini, 1993 ; Guennoc et al., 2000 ; Bache, 2008). Ils sont confinés comme les dépôts syn-rift dans des bas topographiques : bassin du Grand Faraman, bassin des Arlésiens et bassin de Villeneuve (**Fig. 5.16**). Même s'ils correspondent au début de la phase de *drifting*, l'extension et l'épaisseur réduites de ces dépôts traduisent une subsidence faible, probablement thermique, sur le domaine provençal (**Fig. 5.17**). Cette période marque la fin des apports détritiques provenant du Sud en liaison avec le début du *drifting* et la dérive du bloc corso-sarde à cette époque (Gattacecca, et al., 2007).

Les dépôts post-rift d'âge Burdigalien sup. :

La transgression généralisée datée avec précision du Burdigalien moy. est mise en évidence dans tous les bassins (**Fig. 5.16**). Cet événement transgressif majeur comble les creux topographiques et arase le substratum. Cependant, quelques domaines restent émergés (Horst d'Autan, Horst du Rhône, **Fig. 5.19**). Les dépôts post-rift progradants qui vont se former suite à cette transgression ont des épaisseurs préservées considérables vers le Sud même si une partie a été érodée pendant la phase d'érosion messinienne. La courbe eustatique n'explique pas, à elle seule, l'épaisseur de ces dépôts. Une subsidence importante liée au refroidissement de la marge joue probablement un rôle majeur (**Fig. 5.17**). La géométrie plane, régulière et faiblement inclinée de cette surface confirme cette hypothèse. De plus, elle ne présente pas de déformation compressive liée à la phase Alpine (**Fig. 5.4 ; Fig. 5.17**). Seules quelques structures localisées (les Alpilles, le chaînon de Lafare) ont été affectées par cette phase de déformation et en arrière pays. Ces observations sont cohérentes avec les études de Champion (1999) et Champion et al. (2000) sur la déformation alpine à l'échelle de la Provence. Le Burdigalien moy. est caractérisé dans le bassin molassique d'avant-chaîne alpine par une forte subsidence responsable d'une puissante série sédimentaire de plus de 500m (Unité M3, Couëffé, 2003). Au Burdigalien sup. cette subsidence va ralentir et la sédimentation sera principalement soumise aux variations eustatiques globales (Unité M4, Couëffé, 2003). Cette étude est confirmée par Bauer (2006) qui indique que durant le Miocène inf. et moy. la sédimentation du bassin de Digne-Valensole est représentée par des séries progradantes et aggradantes sans incisions continentales majeures. Les volumes

importants de dépôts progradants déposés à partir du Burdigalien moy. sur l'ensemble du domaine provençal auraient donc une origine alpine. Les reconstitutions paléogéographiques de Sissingh (2006) sont compatibles avec cette hypothèse. Cette période post-rift correspond à un léger basculement généralisé du domaine provençal vers le Sud dû à une subsidence thermique importante. La pente générale de la marge est inclinée vers le Sud. Compte tenu de la pente inclinée vers le Sud et des arguments en faveur d'une subsidence thermique importante, la configuration à l'échelle de la croûte est compatible au modèle d'étirement tel que l'illustrent les interprétations des profils ECORS (Séranne et al., 1995 ; Séranne et al., 1999 ; Guennoc et al., 2000 ; Bache, 2008) (**Fig. 5.21**).



**Fig. 5.21 :** Line drawing du profil Ecors NO-SE perpendiculaire à la marge du Golfe du Lion d'après Bache (2008). La marge découpée en 3 zones est caractérisée par un amincissement croissant vers le SE.

L'étude intégrée du domaine provençal a permis de calibrer et de reconstruire son évolution au cours de la transition syn-/post-rift résumée en 3 phases principales:

- une phase syn-rift correspondant à la phase de *rifting* d'âge Oligocène à Aquitaniens sup. Durant cette phase, la sédimentation continentale puis marine comble des structures héritées de l'histoire géologique ante-rift.
- une phase post-rift d'âge Burdigalien inf. caractérisée par une transgression marine limitée aux creux topographiques et une subsidence thermique lente.
- une phase post-rift d'âge Burdigalien moy. à Miocène sup. marquée par une sédimentation progradante vers le bassin liée à une phase de subsidence thermique rapide.

Ce cadre géodynamique est en accord avec l'étude de Gorini (1993) à l'échelle du Golfe du Lion. Le domaine provençal présente un fonctionnement cohérent à l'échelle du Golfe du Lion. Cependant, l'étude chronostratigraphique et la révision des données de puits ont permis de préciser le *timing* des phases à l'échelle du domaine provençal et de la marge du Golfe du

Lion (cf. Chap.4). La subsidence enregistrée dans le Golfe du Lion durant le Burdigalien inf. n'est pas homogène. Dans le Graben Central, une subsidence beaucoup plus importante, amorcée dès la phase de rifting, est interprétée (Gorini, 1993 ; Guennoc et al., 1994 ; Bache, 2008). D'après Guennoc et al., (1994), l'origine de ce phénomène serait lié à une remontée mantellique.

La position haute du domaine provençal durant la période syn-rift est cohérente avec l'étude de Bache (2008) à l'échelle du Golfe du Lion. Cependant, en accord avec Guennoc et al. (2000), notre étude implique que la marge devait être en position plus élevée durant cette époque, le fond des bassins correspondait probablement à des dépressions envahies par des bras de mer dans les structures héritées.

Enfin, la transition syn-/post-rift décrite sur la partie *onshore* du Golfe du Lion par Benedicto (1996) est synchrone avec le domaine provençal.



**Syn-rotational multiple rifting in the Cenozoic of NW Sardinia: integrated onshore-offshore tectonostratigraphy of the Castelsardo basin**

Oudet J.<sup>a</sup>, Münch Ph. <sup>a</sup>, Verati C.<sup>b</sup>, Ferrandini M.<sup>c</sup>, Melinte M.<sup>d</sup>, Gattacecca J.<sup>e</sup>, Cornée J.J.<sup>f</sup>, Oggiano G.<sup>g</sup>, Viseur S. <sup>a</sup>, Borgomano J. <sup>a</sup>, Ferrandini J. <sup>c</sup>

<sup>a</sup> Laboratoire de Géologie des Systèmes et Réservoirs Carbonatés EA 4229, Case 67 Université de Provence, 3 place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 03 - France

<sup>b</sup> Laboratoire Geoscience Azur, Université de Nice - Sophia Antipolis, Parc Valrose, Bât Sciences Naturelles, 06108 Nice Cedex 02 - France

<sup>c</sup> CNRS UMR 6134, Faculté des Sciences et Techniques, laboratoire des Sciences de la Terre, BP 52, 20250 Corte - France

<sup>d</sup> National Institute of Geology and Marine Geocology, Dimitrie Onciul 23-25, 70318 Bucharest - Romania

<sup>e</sup> CEREGE, CNRS–Université Aix Marseille 3, BP 80, 13545 Aix-en-Provence Cedex 4 - France

<sup>f</sup> UMR 5243 CNRS, Géosciences Montpellier, Université Montpellier II, CC 60, pl. Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05 - France

<sup>g</sup> Istituto di Scienze Geologico-Mineralogiche, Corso Angioi 10, 07100 Sassari - Italia

Corresponding author:

Julien Oudet, Fax: 0033491108523, e-mail: Julien.Oudet@univ-provence.fr

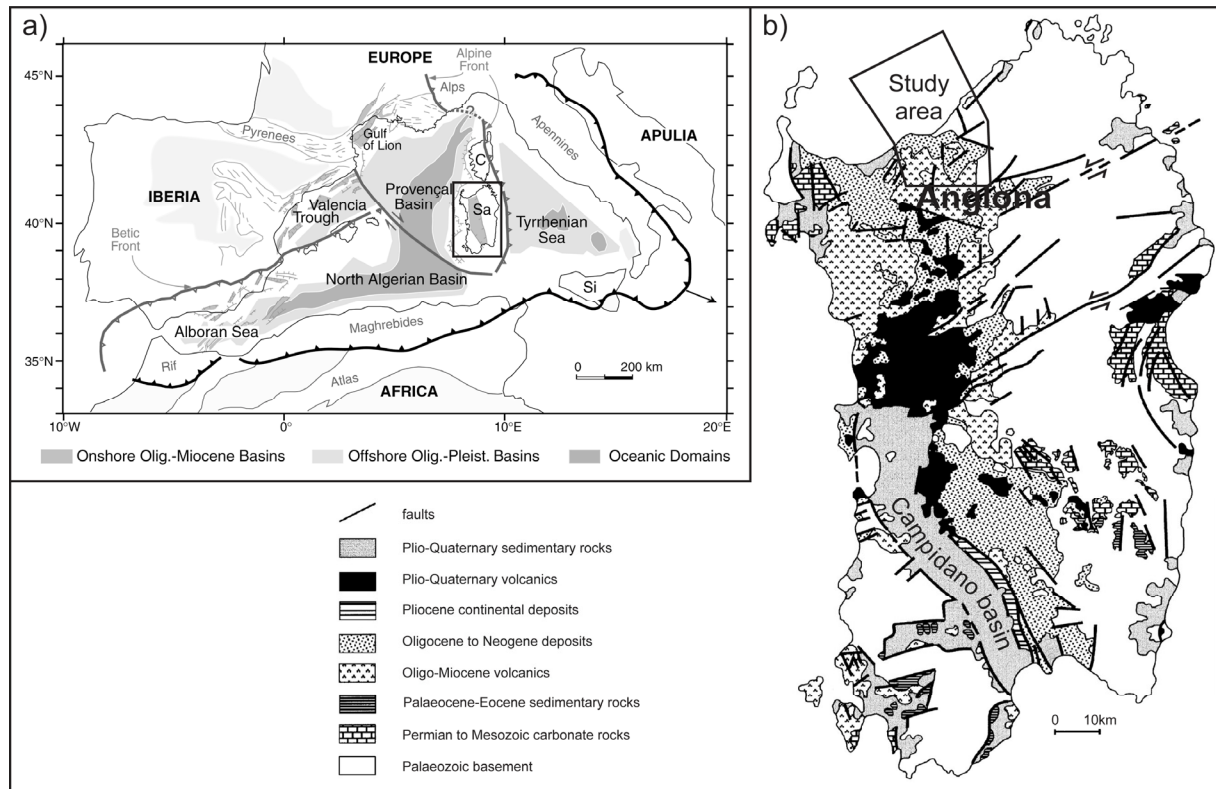
**Abstract:** The chronostratigraphy of the early Miocene deposits of the northern end of the Sardinian rift was revisited in the Castelsardo Basin and its offshore prolongation. The combination of 3 new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  isotopic datings, 19 micropaleontological datings (calcareous nannofossils and large bentic foraminifers) and 16 paleomagnetic datings led to a new and precise chronostratigraphic framework. The first continental deposits are possibly related to the Aquitanian (Valledoria Member) and the oldest marine transgression dates from the lower Burdigalian i.e.  $\sim 19.7$  Ma. The marine sedimentation (Vaginella Member) lasted 1 Ma up to  $18.83 \pm 0.05$  Ma that is the age of the index aerial  $\tau_2$  ignimbrite. The onset of the second marine transgression (Campulandu-Sedini Member) occurred during the lowermost upper Burdigalian, during the reversal Chron C5Dr. Marine conditions lasted until Tortonian. Paleomagnetic results confirm that Corsica and Sardinia acted as a single block which suffered a  $30^\circ$  ccw rotation after 19.3 Ma. Field-investigations and the numerical 3D reconstruction of the geometry of the deposits, by using onshore and offshore index beds and surfaces, demonstrates a multiple rifting process calibrated from our new chronostratigraphic frame. Three main extensional phases can be distinguished in the Castelsardo area, associated with peaks of volcanic activity: a Late Chattian?-Aquitanian one, a lower Burdigalian ( $\sim 19$ -18 Ma) one and a Langhian one ( $\sim 16$ -15 Ma). The two oldest phases are linked to the formation of intra-arc half-grabens during a rapid drifting; the youngest phase is related to the Liguro-Provençal back-arc basin evolution. These results are discussed in the frame of the Ligurian-Provençal basin of the western Mediterranean. The rifting began in the South of sardinia during the Late Rupelian and reached the North of Sardinia and Corsica during the early Burdigalian. Strong diachronism is emphasized at the Mediterranean scale.

Keywords: Sardinia, Oligo-Miocene, Tectonostratigraphy, 3D geological model, Paleogeography

## 1. Introduction

The Oligocene-Miocene Sardinian rift is a typical intra-arc basin made up of several sub-basins filled by thick orogenic volcanic sequences and continental and marine sediments (e.g. Cherchi and Montadert, 1982; Casula et al., 2001; Monaghan, 2001). This rifting is linked to an eastward retreat and roll-back of the subduction of the Neotethys oceanic plate under the European plate within the overall Africa-Europe convergence context (Carminati et al., 1998a & 1998b; Gueguen et al., 1998; Séranne, 1999). Contemporaneously, this roll-back is responsible for the back-arc oceanic opening of the Liguro-Provençal Basin (LPB) and of the related counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block (Carminati et al., 1998a & 1998b; Gueguen et al., 1998; Séranne, 1999). Numerous paleomagnetic studies were conducted to determine the timing and the path of this motion (e.g. De Jong et al., 1973; Montigny et al., 1981; Todesco and Vigliotti, 1993). The most recent work (Gattacecca et al., 2007) showed that after the rifting stage (Late Oligocene to Early Aquitanian, around 30-21.5 Ma): 1) Sardinia rotated 45° counterclockwise with respect to stable Europe after 20.5 Ma (Late Aquitanian), 2) rotation was almost complete by 15 Ma (Langhian), 3) about 30° of rotation occurred between 20.5 and 18 Ma (Late Aquitanian to Mid Burdigalian) implying high oceanic spreading rate during this period (up to 9 cm.yr<sup>-1</sup> in the southernmost part of the LPB).

The onshore northern termination of the intra-arc rift system corresponds to the Anglona region and offshore to the large continental platform between Corsica and Sardinia (Fig. 1). From South to North, three main sub-basins can be distinguished: the Porto Torres basin, the Castelsardo basin and the Bonifacio basin (Fig.2). According to Genesseeux et al. (1989), these basins are linked to the Sardinian rift to the southern margin of the LPB. They are filled by thick (up to 2500-4000 m in Thomas and Genesseeux, 1986; Sowerbutts, 2000) mixed volcanodetritic-carbonate sediments with volcanic interbeds (Maxia and Pecorini, 1969; Quesney-Forest and Quesney-Forest, 1984; Mamei and Oggiano, 1997; Sowerbutts, 2000; Monaghan, 2001). The well preserved onshore exposures allowed biostratigraphic determinations (Spano and Asunis, 1984; Francolini and Mazzei, 1991), some K/Ar datings (Montigny et al., 1981; Lecca et al., 1997), one Ar/Ar dating (Odin et al., 1994) and numerous paleomagnetic studies encompassing more than 60 sites (see Todesco and Vigliotti, 1993, for a synthesis). However, a precise chronostratigraphic framework is still lacking enabling meaningful interpretations of paleomagnetic data (e.g. Gattacecca et al., 2007) and the timing

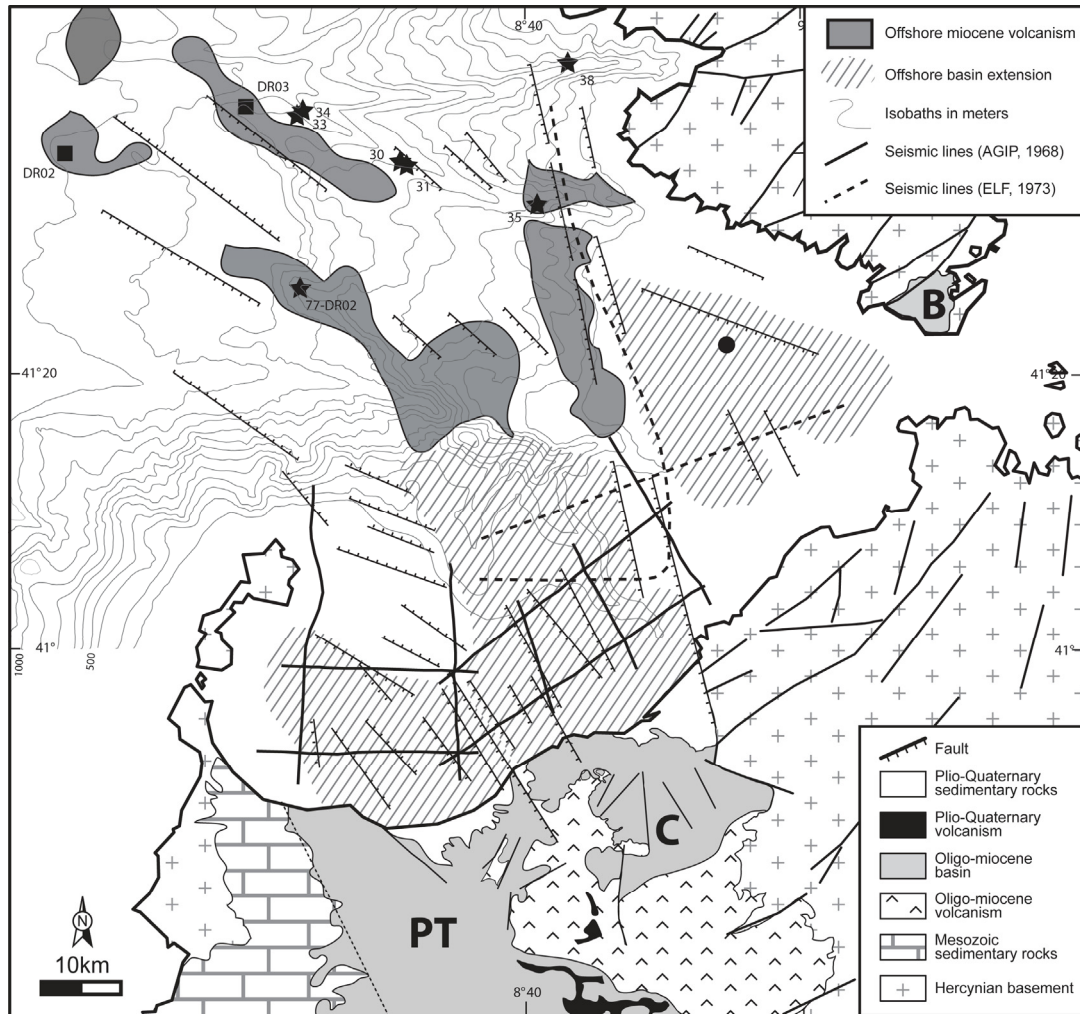


**Figure 1: (a) Simplified tectonic sketch of the western Mediterranean, modified after Gueguen et al. (1998) and Rollet et al. (2002) (b) Simplified summary of Sardinian geology illustrating the location and geology of the sub-basin structures modified from Assorgia et al (1995). C: Corsica; Sa: Sardinia; Si: Sicily.**

of multiple rift-pulses in the Oligocene-Miocene time span at the northern end of Sardinian rift (Thomas and Genesseeux, 1986; Sowerbutts, 2000; Monaghan, 2001; Faccenna et al., 2002).

A first aim of this work is to refine the chronostratigraphic framework of the Castelsardo basin by combining new biostratigraphic data (calcareous nannoplankton, large benthic foraminifera and planktonic foraminifera), new paleomagnetic data combined with previous ones and new Ar/Ar datings of volcanic flows considered as stratigraphic index beds. Then we propose a new tectonostratigraphic frame by combining a 3D geologic model of the structural and stratigraphic onshore data (synthesis of new field data and previous works) and of the seismic offshore data (interpretation of commercial seismic lines). This integrated approach, from both a chronostratigraphic and a geometric point of view, allows to discuss precisely both the tectonic and sedimentary evolutions of the basins at northern end of the Sardinian rift in relation with the rotation of the Corsica-Sardinia block and with the orogenic volcanic activity.



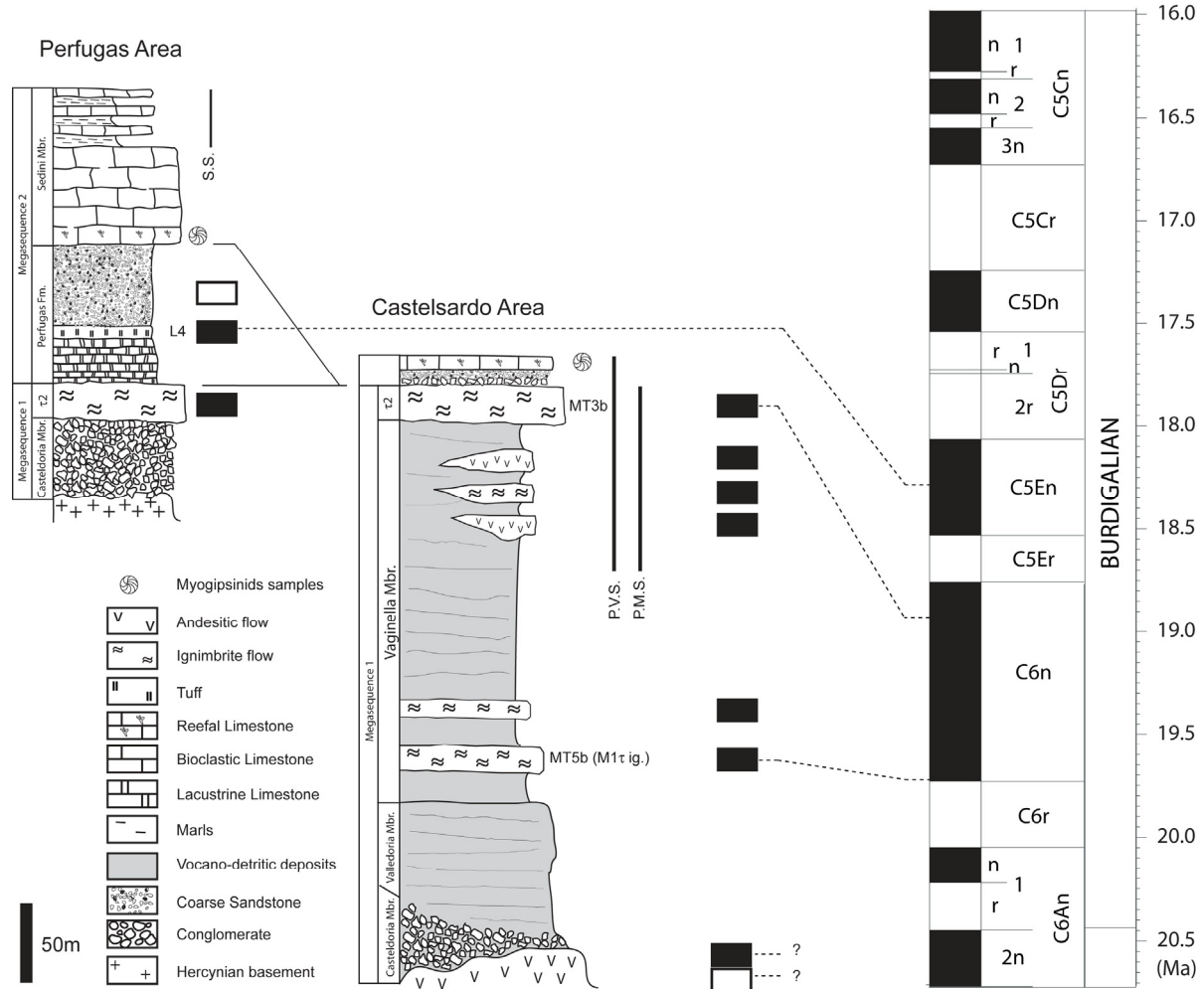


**Figure 2 : Simplified geologic map of Northwest Sardinia illustrating the three Oligo-Miocene basins with their offshore extension (modified from. Thomas & Gennesseaux, 1986). B: Bonifaccio basin; C: Castelsardo basin; PT: Porto Torres basin. Offshore miocene volcanism from Rollet et al. (2002). Dated dredge samples: black circle: serravallian bathyals marls (Gennesseaux et al., 1977); black square: Marco campaign samples (Rossi et al., 1998); black star: Cyaligure campaign samples (Bellaiche et al., 1979; Bellon et al., 1985).**

## 2. Geological setting

In Anglona, the Castelsardo Basin has been largely studied because of the good quality of exposures in the northern Sardinian rift (e.g. Maxia and Pecorini, 1969). Throughout the study area, two main sedimentary megasequences – essentially representing the Late Oligocene (Chattian) and the Mid Miocene (Serravallian) intervals – have been identified (Quesney-Forest and Quesney-Forest, 1984; Spano and Asunis, 1986; Arnaud et al., 1992; Sowerbutts, 2000; Monaghan, 2001). The basement of the Castelsardo basin is mainly represented by Hercynian rocks, Mesozoic sedimentary rocks and some andesitic domes and subordinate lavas corresponding to the Lower Andesitic Series of the Sardinian volcanic

lithostratigraphy (SA1, around 26-18 Ma in Coulon, 1977; A0-AI, around 28-24 Ma in Lecca et al., 1997). Near the Castelsardo town, the andesites have been dated between  $21.6 \pm 0.8$  and  $23.5 \pm 0.9$  Ma (K/Ar ages in Montigny et al., 1981). The main characteristics of the sedimentary succession are summarised below and in the Fig.3.



**Figure 3 : Schematic logs of Castelsardo and Perfugas successions with the location of samples for Ar/Ar dating (MT5b:19.73+/-0.07Ma; MT3b:18.83+/-0.05Ma; L4:18.28+/-0.05Ma) and for the paleomagnetic polarity measurement. Correlations with the reference magnetostratigraphic scale from Lourens et al. (2004) are proposed. P.V.S.: Punta Viuledda section; P.M.S.: Punta Molino section; S.S.: Sedini section.**

The deposition of the first megasequence starts with syn-rift continental clastic sediments (conglomerates, breccias and sandstones) occurring near the foot of NNW – SSE (in present-day coordinates) trending faults (Fig. 2 and 4). These deposits (Casteldoria Member in Sowerbutts, 2000) have been correlated by Quesney-Forest and Quesney-Forest (1984) to the upper Oligocene continental detritic Ussana Formation of South Sardinia (Cherchi and Montadert, 1982). They grade laterally and vertically to Oligocene? continental lacustrine sediments (Valledoria Member in Sowerbutts, 2000) characterized by high volcanodetritic inputs (ash fallouts and pumices) deposited in half-graben basins (Thomas and

Genesseeux, 1986). Above are the first marine volcano-sedimentary molassic deposits of the next lithostratigraphic unit (“Vaginella Molasse” in Maxia and Pecorini, 1969; Vaginella Member in Sowerbutts, 2000) which is characterized by the abundance of pteropods (*Vaginella depressa*, holoplanktonic gastropod). Based on biostratigraphic studies (calcareous nannoplankton and planktonic foraminifer), these deposits have been assigned to the Late Oligocene - Early Burdigalian interval (synthesis in Monaghan, 2001). The whole Vaginella Member was deposited under the volcanic arc activity influence, as exemplified by interstratified lava flows but also by volcanic buildings in area surrounding the basins (Fig. 3; Tergu Formation in Sowerbutts, 2000). These volcanic rocks exhibit a gradual K-content increase indicating that the magmatism evolved from calc-alkaline to shoshonitic (Mameli, 2000). Moreover, these volcanic rocks offer the opportunity to provide radiometric ages. However, only relatively inaccurate K/Ar ages are available until now. Peculiarly, an index ignimbritic lava flow caps this unit throughout the whole study area but yielded imprecise ages:  $18.9 \pm 1.0$  to  $19.7 \pm 1.0$  Ma ( $2\sigma$ ;  $\tau_2$  in Montigny et al., 1981) and  $21.5 \pm 1.6$  Ma ( $2\sigma$ ; MS in Lecca et al., 1997). This ignimbrite corresponds to the Upper Ignimbrites in the Sardinian volcanic lithostratigraphy (Coulon, 1977; Savelli et al., 1979). An other ignimbritic flow, located near the base of the Vaginella Member in the vicinity of the Castelsardo town has been dated between  $20.9 \pm 1.4$  and  $21.7 \pm 1.8$  Ma ( $2\sigma$ ; M1 $\tau$  in Montigny et al., 1981) and at  $21.3 \pm 2.0$  Ma ( $2\sigma$ ; LB in Lecca et al., 1997). According to Thomas and Genesseeux (1986), this first megasequence corresponds to a first rifting stage and to the sedimentary infilling of half-grabens during the drift of the Corsica-Sardinia block. Sowerbutts (2000) distinguished three extensive tectonic phases during this period: (1) a Late Oligocene phase corresponds to the creation of the main NNW – SSE trending half-grabens followed by passive filling, (2) a Mid Aquitanian-Early/Mid Burdigalian phase with E-W to ESE-WNW normal faulting and (3) an Early/Mid Burdigalian phase with N – S to NNW – SSE faulting. Faccenna et al. (2002) proposed that the deposition of this first megasequence occurred under a roughly N – S extensional regime corresponding to a first rifting stage during Oligocene to the Mid-Late Burdigalian times. Moreover, earliest rifting processes also appear to be related to transtension in western Sardinia (Carmignani et al., 1995; Faccenna et al., 2002).

The deposits of the second megasequence correspond to the “post-rift” succession of Cherchi and Montadert (1982). In the Castelsardo area, transgressive conglomerates, with boulders of underlying  $\tau_2$  ignimbrite and of granitic rocks, and overlying reefal limestones

(Campulandru Member in Sowerbutts, 2000) are overlapping onto  $\tau_2$  ignimbrite (Fig. 3). The age of the whole marine sequence is poorly constrained and may be Serravallian following biostratigraphic works (Spano and Asunis, 1986) or Early Burdigalian following Sr isotopes model age of reefal limestones (19.3-18.4 Ma in Sowerbutts, 1997). In the eastern part of the basin (Perfugas area), the oldest deposits are lacustrine limestones and mudstones with some volcanodetritic inputs and silicified tree trunks (Fig. 3; Perfugas Formation in Sowerbutts, 2000). They unconformably overly the folded and faulted  $\tau_2$  ignimbrite and are overlain by detrital alluvial then marine sandstones and conglomerates rich in granitic clasts and then by marine carbonates (Sedini Member in Sowerbutts, 2000). According to Sowerbutts (2000), the continental Perfugas Formation is contemporaneous with the reefal limestones (Campulandru Member) from Castelsardo area, corresponding to last syn-rift deposits in the Castelsardo basin. The Sedini Member deposits drape a North trending horst and exhibit southward progradational geometries with some reefal units grading southward into basinal marls. The Sedini Member should be Mid/Late Burdigalian to Early Serravallian in age (Sowerbutts, 2000) and are overlain by marly limestones and hemipelagic marls only near the Sedini village. The whole second megasequence represents the Mid/Late Burdigalian -Early Serravallian interval (synthesis in Monaghan, 2001). To the SE, in the Chiaramonti area, a volcanic tuff located near the base of a marine sedimentary unit has been dated at  $18.37 \pm 0.14$  Ma and at  $18.31 \pm 0.14$  Ma ( $2\sigma$ ;  $Ar^{40}/Ar^{39}$  dating on plagioclase and biotite respectively); therefore, and the whole sedimentary pile has been attributed to the Late Burdigalian (the N7 planktonic foraminifer zone)-Early Langhian interval (Odin et al., 1994). According to Sowerbutts (2000) and Faccenna et al. (2002) this second megasequence was deposited after the main rifting stage and did not record any extensive deformation. Moreover, Faccenna et al. (2002) also proposed that it was coeval to the rift-to-drift transition. From the interpretation of offshore seismic lines, Thomas and Genesseeux (1986) proposed this second megasequence to be contemporaneous with a second main rifting stage that occurred only in the Castelsardo and Porto Torres basins (roughly N – S extension) after the end of the rotation of Sardinia.

### 3. Materials and methods

#### 3.1 Ar/Ar dating

Crystals of plagioclase were extracted from the volcanic rocks and were analyzed by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  step heating procedure. Samples were crushed and plagioclase crystals were concentrated by using standard heavy liquid and/or Frantz magnetic separator. The grain size for the plagioclase crystals was in the order of 200–300  $\mu\text{m}$ . The separated crystals were cleaned in 1 N nitric acid, and then rinsed in successive ultrasonic baths of distilled water and pure alcohol. Finally, the grains were selected under a binocular microscope and crystal populations weighted between 47 and 86 mg.

All samples were irradiated for 10 h in the nuclear reactor at the McMaster University in Hamilton (Canada), in position 5c along with Fish Canyon Sanidine monitor ( $28.03 \pm 0.08$  Ma; Jourdan and Renne, 2007). The estimated error bar on the monitor  $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$  ratio (directly related to the flux gradient) is  $\pm 0.6\%$  ( $2\sigma$ ) in the volume where the samples were included. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations were performed in the Geosciences Azur laboratory at Nice (France). The step-heating experiments on plagioclase bulk samples (Table 1 in Appendix 1) were performed in a double vacuum tantalum crucible system heated by a high frequency furnace, and connected to a stainless steel purification line with two GP50 Al–Zr Getters operating at 400 °C with an (LN<sub>2</sub>+Cl<sub>2</sub>CH<sub>2</sub>) cold trap. The mass spectrometer is a 120° M.A.S.S.E. flight tube fitted to a Baur-Signer GS-98 source and a Balzers SEV217 electron multiplier. The criteria for defining plateau ages are: (1) plateau steps should contain at least 70% of released  $^{39}\text{Ar}$ , (2) there should be at least three successive steps in the plateau and (3) the integrated age of the plateau should agree with each apparent age of the plateau within a  $2\sigma$  confidence interval. All the subsequent quoted uncertainties are thus at the  $2\sigma$  level.

#### 3.2 Biostratigraphy

We investigated, from calcareous nannoplankton point of view, 16 samples collected in the two reference sections of the Vaginella Member near the Castelsardo town (Punta Molino and Punta Viuledda sections) and 2 additional samples were selected in the last marine deposits exposed onshore (small outcrop near the Sedini village). The calcareous nannofloral analysis was performed by using a light polarizing Nikon microscope at 1600x

magnification. Smear-slides were prepared directly from the untreated samples, in order to retain the original composition.

We also searched for large benthic foraminifers within the reefal limestones onlapping onto  $\tau_2$  ignimbrite from the top of the Punta Viuledda section, from the Castelsardo town and from the base of the Sedini limestones near the Sedini village (Fig.3). The obtained benthic foraminifer specimens were determined in thin sections.

### 3.3 Paleomagnetism

A total of 17 localities were studied in the Anglona area. Samples were obtained *in situ* using a portable, gasoline-powered drill. Cores were oriented with solar and magnetic compass. Paleomagnetic analyses were conducted at CEREGE (Aix-en-Provence, France) and at IPGP (Saint-Maur des Fossés, France). The natural remanent magnetizations were measured with JR4 and JR5 Agico spinner magnetometers or with a 2G cryogenic magnetometers equipped with DC SQUIDS. Alternating field and thermal stepwise demagnetizations were used. Demagnetization data were evaluated using principal component analyses (Kirschvink, 1980). Fisher's statistics were used to calculate mean directions (Fisher, 1953). All paleomagnetic data have been processed using Paleomac software (Cogné, 2003).

Paleomagnetic results were compared to the Apparent Polar Wander Path of stable Eurasia (Besse and Courtillot, 2002). The 95% confidence limits on rotation and flattening were computed according to Demarest (1983). Correlations with the magnetostratigraphic scale were made according to the timescale of Lourens et al. (2004).

### 3.4 Field study and 3D geological reconstruction

The main objective of the field works was to propose a set of geo-referenced data (map traces, bedding attitude measurements, sedimentologic field logs, fault traces) that could allow to propose a 3D geological reconstruction at the scale of the entire basin. Onshore, a structural map (1/50 000) of the Castelsardo basin was drawn using existing geological maps (Quesney-Forest and Quesney-Forest, 1984; Spano and Asunis, 1986; Oggiano et al., 1987 and Sowerbutts, 1997) and additional field mapping and outcrops logging which were performed during this study (Fig. 4). All field data were gathered in a geo-referenced data set (geographic coordinates UTM Zone 32 N with the WGS 1984 ellipsoid) that has been located

in a Digital Elevation Model (DEM) with a spatial resolution of 50 m. The DEM was extrapolated from satellite image raster and supplied by EOSYS Company. Cross sections have also been used to realize the 3D geological reconstruction. Three main horizons have been selected to be modelled on the base of available data: 1) the top of the pre-rift units, 2) the  $\tau_2$  ignimbrite and 3) the top of reefal limestones.

To perform our geological reconstruction, we used the 3D modelling software gOcad. This software, allows constructing, visualizing and editing topographical or geological triangulated surfaces. The modelling engine of this software is based on the interpolation algorithm Discrete Smooth Interpolator (DSI; Mallet 1989, 1992, 2002). The DEM was introduced as a point set from which a first triangulated surface was created. The geological data have then been imported into the modelling software as point sets or curves digitized from the structural map and virtual wells corresponding to logs. Each selected horizon has been modelled as an individual horizon one at a time. Then, geometrical constraints (thickness, dip) have been applied to fit best the relationships between the different horizons. Faults have also been modelled as individual surfaces from their intersection with the topographic surface and their estimated dip. The gOcad Structural Workflow plug-in has then been used to construct fault-fault and fault-horizon intersections following the structural map, to ensure coherence between faults and horizons, and to build fault throws. The vertical fault throws were constrained mainly by the cross sections constructed after the structural map and by previous structural studies (Sowerbutts, 1997, 2000).

### 3.5 Seismic data and interpretation

We used mainly seismic data from the AGIP 1968 campaign (Fig. 4; lines 123, 125, 218, 220, 222, 224 and 226 representing 210 km of multichannel seismic profiles). These data were combined with data from the ELF 1971 Denise Campaign (Fig. 4; line D3 and D4 representing 55 km multichannel seismic profiles).

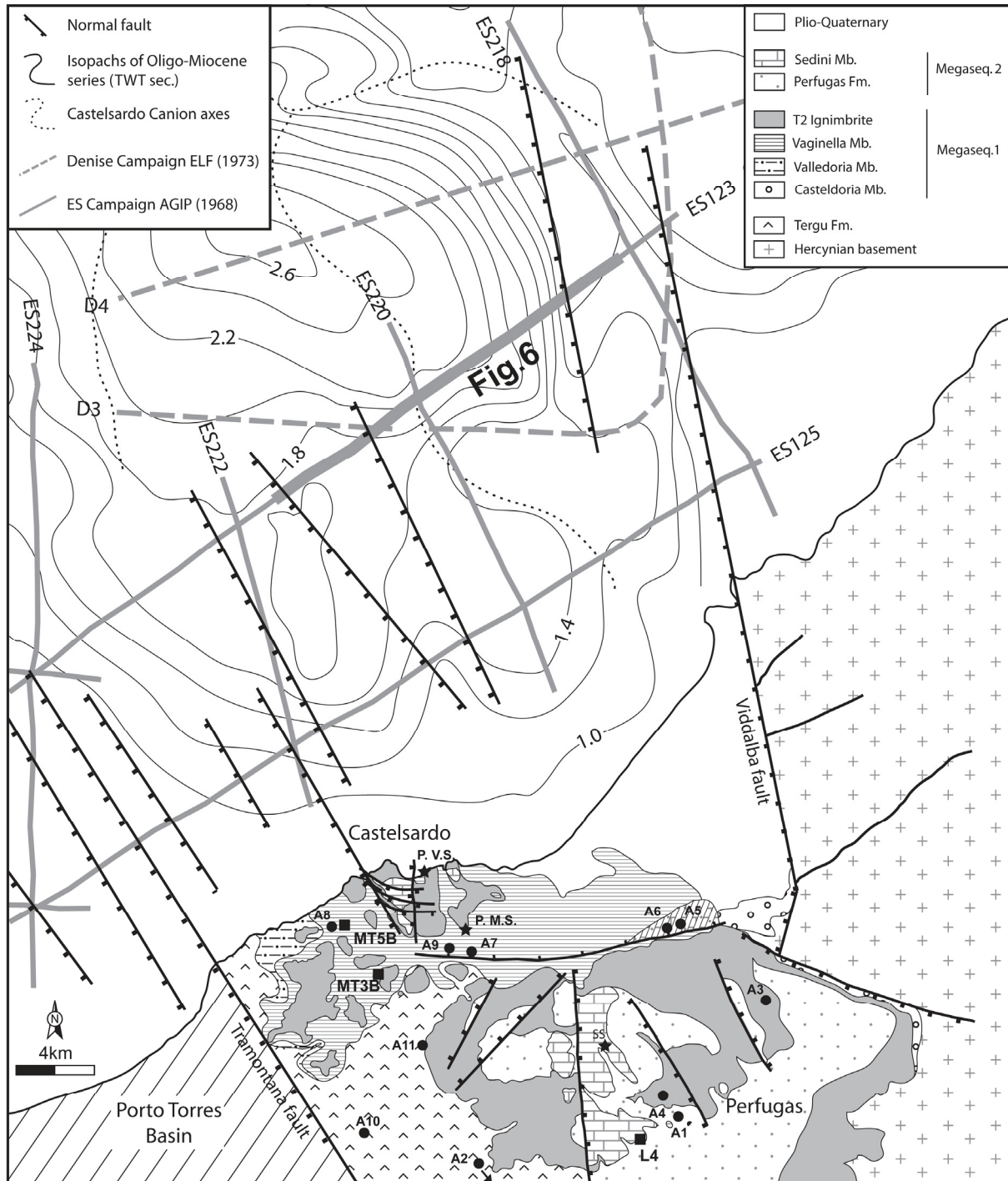


Figure 4 : Geological map of the Castelsardo basin. Synthesis of this work and existing maps (Spano & Asunis (1984), Quesney-Forest & Quesney Forest (1984); Oggiano (1987) and Sowerbutts (2000)). Chronostratigraphic samples: black dot: paleomagnetic samples; black star: biostratigraphic samples; black square: Ar/Ar dating samples. P.V.S.: Punta Viuledda section; P.M.S.: Punta Molino section; S.S.: Sedini section.



The seismic sections were digitized and then imported in gOcad. Straight seismic lines did not require special operations but curved seismic lines required the importation in the software of both seismic sections and tracklines and their conversion into pointsets and curves respectively. Vertical surfaces are then constructed using the modelled curve tracklines and transformed in grids divided into cells. Point sets are then projected in corresponding grids following normal vectors. This process avoids any distortion as a simple draping would have caused. Seismic sections were then interpreted directly in the modelling software, each interpreted horizon or fault corresponding then to a geo-referenced curve with x,y values in meters and z in two-way travel time (TWT). Then, a 3D surface model was built in allowing the depth conversion of TWT values directly in the gOcad modelling software using published regional seismic reflection interval velocities (Durand and Semichon, 1973; Rollet, 1999; Sage et al., 2005). Finally, a 3D geological reconstruction of the Castelsardo basin was built by integrating both offshore and onshore domains.

## 4 Results

### 4.1 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology

All the plagioclase bulk samples (MT3B, MT5B and L4) yield well defined plateau ages corresponding to 89-95% of  $^{39}\text{Ar}$  released. The corresponding isochron ages are concordant with the plateau ages, and the initial  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  ratios imply trapped  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  indistinguishable from the atmospheric argon ratio (Table 1). The obtained ages are fully concordant with the stratigraphic position of dated volcanics within the Castelsardo basin (Fig. 5). All the results are summarized in Table 1 and are detailed in Table 2a & 2b.

These results show that the whole Vaginella Member is Early Burdigalian in age, not Aquitanian, and represents a time span around 1 Ma. Indeed the M1 $\tau$  ignimbrite, which is located near the base of the Vaginella Member, yielded an age of  $19.73 \pm 0.07$  and  $\tau_2$ , which caps the Vaginella Member, yielded an age of  $18.83 \pm 0.05$  Ma (Fig. 3). This allows us to calibrate our new and former biostratigraphic interpretations for the Vaginella Member. At last, the whole lacustrine deposits overlying the  $\tau_2$  ignimbrite are still Early Burdigalian in age as they are located below the L4 sample dated at  $18.29 \pm 0.05$  Ma (Fig. 5).

Sample	Plateau age +/- 2s	% <sup>39</sup> Ar in plateau	Isochron age (Ma) +/- 2s <sup>1</sup>	<sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar initial +/- 2s <sup>1</sup>	MSWD	<sup>37</sup> Ar <sub>Ca</sub> / <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub> <sup>1</sup>
MT5B	19.73 ± 0.07	95.3	19.69 ± 0.05	298.9 ± 2.8	0.83	2.8 - 6.0
MT3B	18.83 ± 0.05	93.4	18.85 ± 0.05	292.2 ± 2.9	2.34	2.3 - 2.9
L4	18.29 ± 0.05	89.7	18.30 ± 0.04	294.5 ± 4.0	0.80	0.9 - 5.2

1 : data related to all steps.

**Table 1 : Summary of plateau and isochron ages**

Temperature (°C)	Atmospheric contamination (%)	<sup>39</sup> Ar (%)	<sup>37</sup> Ar <sub>Ca</sub> / <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	<sup>40</sup> Ar <sub>rad</sub> / <sup>39</sup> Ar <sub>K</sub>	Age (Ma) ± 1s
<i>MT5B , m1923 (furnace), total weight = 69 mg, 200-300 μm</i>					
650	97.163	0.04	2.809	4.631	31.631 ± 14.287
750	88.990	0.97	3.954	3.290	22.528 ± 1.707
850	42.363	3.73	5.193	2.848	19.514 ± 0.207
900	23.133	3.72	5.715	2.898	19.855 ± 0.199
950	14.229	4.30	5.848	2.905	19.907 ± 0.153
1000	10.332	4.81	5.870	2.886	19.776 ± 0.119
1100	10.874	9.47	5.895	2.882	19.749 ± 0.097
1170	8.913	14.19	5.867	2.859	19.590 ± 0.080
1250	7.537	12.87	5.810	2.876	19.707 ± 0.090
1330	8.631	12.20	5.761	2.877	19.715 ± 0.079
1430	16.315	18.23	5.711	2.885	19.769 ± 0.091
1530	18.358	9.33	5.577	2.888	19.789 ± 0.105
1560	16.858	6.13	5.421	2.884	19.763 ± 0.132
<i>MT3B , m1922 (furnace), total weight = 47 mg, 200-300 μm</i>					
650	93.873	0.02	2.325	3.277	22.436 ± 12.174
750	97.390	0.44	2.341	2.153	14.771 ± 4.431
850	52.848	2.75	2.599	2.713	18.597 ± 0.217
900	40.253	3.43	2.725	2.702	18.518 ± 0.156
1000	28.576	5.55	2.771	2.740	18.782 ± 0.107
1050	22.360	7.76	2.794	2.751	18.856 ± 0.085
1100	17.225	8.29	2.795	2.731	18.717 ± 0.071
1150	14.322	8.52	2.784	2.726	18.688 ± 0.077
1250	10.024	13.25	2.755	2.758	18.905 ± 0.060
1330	7.067	12.90	2.733	2.749	18.840 ± 0.055
1430	7.410	18.85	2.650	2.769	18.977 ± 0.055
1530	8.091	11.24	2.667	2.737	18.761 ± 0.061
1560	8.387	7.02	2.697	2.745	18.817 ± 0.067
<i>L4 , m1924 (furnace), total weight = 81 mg, 200-300 μm</i>					
650	91.997	0.03	0.980	3.293	22.549 ± 13.666
750	60.741	3.13	0.673	2.659	18.227 ± 0.311
850	11.287	4.56	2.166	2.666	18.276 ± 0.098
900	8.095	2.56	4.116	2.695	18.477 ± 0.177
1000	3.358	5.03	5.088	2.695	18.472 ± 0.105
1100	2.059	12.83	5.183	2.667	18.285 ± 0.061
1200	1.240	19.74	5.068	2.656	18.207 ± 0.064
1280	0.536	14.68	4.923	2.664	18.264 ± 0.057
1350	3.514	12.96	4.805	2.668	18.290 ± 0.064
1430	5.003	10.23	4.751	2.673	18.321 ± 0.089
1530	1.543	8.17	4.733	2.680	18.373 ± 0.075
1560	2.111	6.08	4.764	2.678	18.358 ± 0.086

Table 2a: Full 40Ar/39Ar dataset

Sample name	Weight mg	Irradiation number	Irradiation time (h)	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ monitor +/-0.6%	J	Run number	Air ratio	Mass discrimination	$^{40}\text{Ar}$ sample (mv)*	$^{40}\text{Ar}$ blank (mv)	$^{39}\text{Ar}$ samples (mv)*	$^{39}\text{Ar}$ blank (mv)	$^{38}\text{Ar}$ samples (mv)*	$^{38}\text{Ar}$ blank (mv)	$^{37}\text{Ar}$ samples (mv)*	$^{37}\text{Ar}$ blank (mv)	$^{36}\text{Ar}$ samples (mv)*	$^{36}\text{Ar}$ blank (mv)
<b>MT5B</b>	69					m1923			424-1830	4-24	28-530	0.1-1.3	1-12	0.01-0.06	34-930	0.4-4.3	0.4-2.6	0.05-0.09
<b>MT3B</b>	47	MC47	10	4.1	0.003819111	m1922	288.6 +/-0.7%	1.005977131	956-3479	21-62	27-1160	0.3-1.1	2-17	0.03-0.1	20-963	1-3	0.7-7.6	0.06-0.09
<b>L14</b>	81					m1924			254-1800	5-24	86-668	0.1-1.3	3-23	0.02-0.07	20-980	0.4-4.3	0.2-1.5	0.05-0.09

Samples were co-irradiated for 10 h in the nuclear reactor at the McMaster University in Hamilton (Canada) in position 5c. J values are calculated using Fish Canyon Standard (FCS) neutron fluence monitor for which an age of 28,03 Ma is adopted (Jourdan et al., 2007). The estimated error on the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ratio of fluence monitors is  $\pm 0.6\%$  ( $2\sigma$ ) in the volume where the samples were included.

The blank levels representing the full extraction and the purification system were routinely measured every three bulk samples. Blank level range is shown to characterize backgrounds for masses 40, 39, 38, 37, and 36 respectively in millivolts (intensity of measured signal). The blank levels are compared to the intensity range for each sample (including all steps excepted steps representing less than 0.2% of the total  $^{39}\text{Ar}$  released).

\* = reported values are already corrected for respective blanks.

Air ratio are indicated as well as deduced mass discrimination values. Mass discrimination was monitored by regularly analyzing one air pipette volume.

All the calculated Ar-Ar ages are corrected for mass discrimination, for K, Ca and Cl interferences, and atmospheric argon contamination. Decay constants are those of Steiger & Jäger (1977).

Correction factors for interfering neutron reactions are  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 7.3 \times 10^{-4} \pm 1\%$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})\text{Ca} = 2.82 \times 10^{-4} \pm 1\%$ ,  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})\text{K} = 1 \times 10^{-3} \pm 3\%$ .

**Table 2b : Ar/Ar dating parameters**

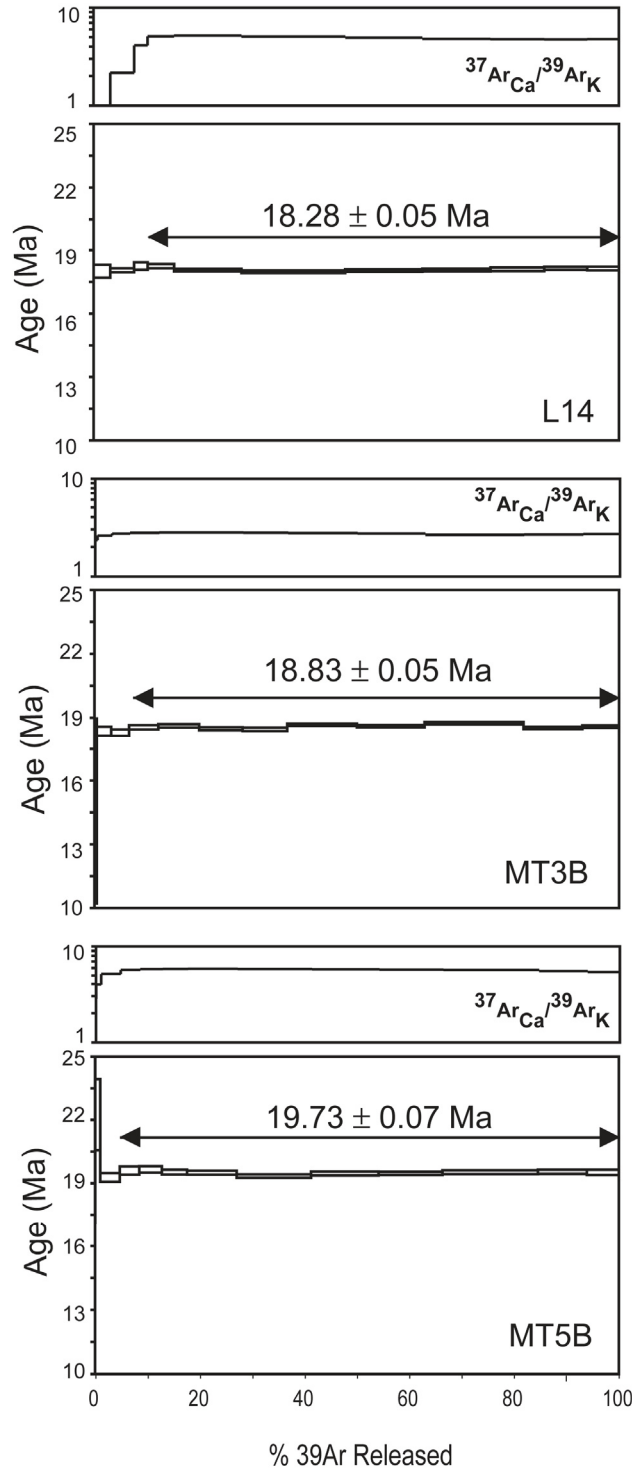
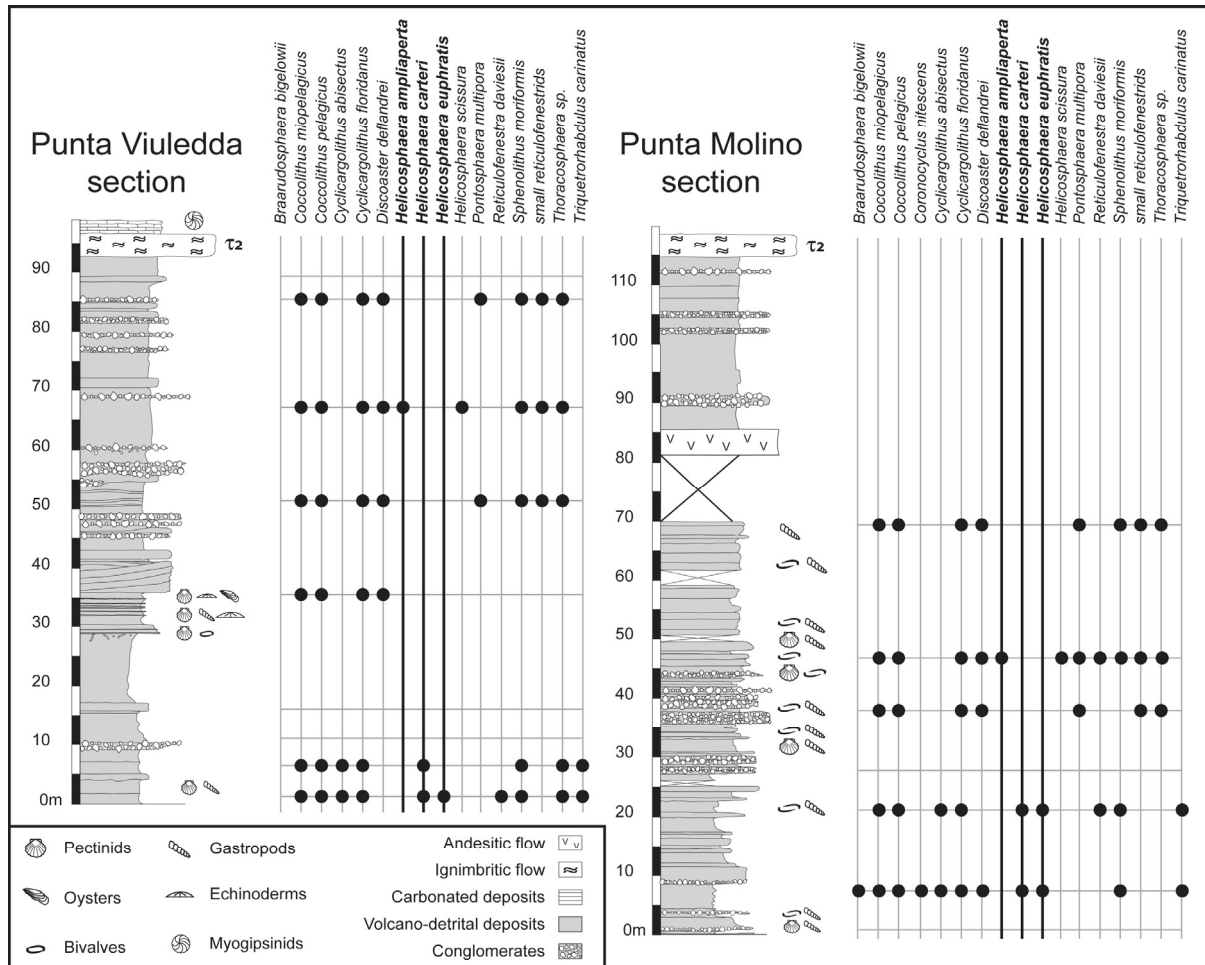


Figure 5 :  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age spectra and  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  spectra, as a function of  $^{39}\text{Ar}$  released. The error boxes of each step are at the  $1\sigma$  level. Arrows show the plateau age fraction. Error of the plateau ages is given at the  $2\sigma$  level.  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$  spectra associated with plateau ages display flat patterns attesting that unaltered plagioclases were analyzed (with the relation  $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \times 1.83 = \text{Ca}/\text{K}$ ). Detailed analytical data are reported in Table 2a & 2b.

## 4.2 Biostratigraphy

Calcareous nannoplankton is abundant in samples from the lower and upper parts of the two reference sections of Punta Molina and Punta Viuledda (Fig. 3 and 6). The median part of both sections corresponds to an interval of low nannofloral abundance and diversity. Samples from the upper part of both sections contain, besides long-ranging nannofloral taxa such as *Sphenolithus moriformis*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, and *Discoaster deflandrei*, the nannofossil *Helicosphaera ampliaperta*. The first appearance datum (FAD) of *H. ampliaperta* was calibrated at 20.43 Ma, at the Aquitanian/Burdigalian boundary (20.428 Ma in Lourens et al., 2004). The calcareous nannoplankton assemblages from the upper part of two sections belong to the NN2 Biozone of Martini (1971) or to the MNN2b Calcareous Nannoplankton Subzone from the Mediterranean Zonation (Fornaciari and Rio, 1996), and thus indicate a Early Burdigalian age before the lowest occurrence of *Sphenolithus belemnus* (19.03 Ma in Lourens et al., 2004). This is in perfect accordance with the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of the  $\tau_2$  ignimbrite ( $18.83 \pm 0.05$  Ma, MT3B sample, Table 2a). The median and lower parts of both sections (i.e. below the first occurrence of *H. ampliaperta*) are biostratigraphically uncertain because of a lack of the key species (especially sphenoliths). However, the co-occurrence of *Helicosphaera carteri* and *Helicosphaera euphratis* and the apparent higher abundance of the latter suggests that the deposition of these parts of two sections should have occurred after the *H. carteri*-*H. euphratis* cross-over which is calibrated at 20.92 Ma (Lourens et al., 2004). Using the age of the M1 $\tau$  ignimbrite ( $19.73 \pm 0.07$  Ma, MT5B sample, Table 2a), located below the base of investigated sections (fig. 3), we can state that the lower parts of these reference sections already belong to the upper part of NN2 biozone and are lower Burdigalian in age.

The assemblage of the two samples from the onshore youngest marine deposits (Sedini section, Figs. 3 and 4) consists of: *Calcidiscus leptoporus*, *Coccolithus miopelagicus*, *Coccolithus pelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera ampliaperta*, *Helicosphaera carteri*, *Helicosphaera euphratis*, *Helicosphaera obliqua*, *Helicosphaera perch-nielseniae*, *Helicosphaera scissura*, *Holodiscolithus macroporus*, *Pontosphaera multipora*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* ( $<7\mu\text{m}$ ), *Rhabdosphaera clavigera*, *Sphenolithus moriformis*, *Thoracosphaera sp.* and small reticulofenestrids. The co-occurrence of abundant



**Figure 6 : Distribution of the calcareous nannoplankton taxa identified in the studied sections. In bold, biostratigraphic calcareous nannoplankton markers.**

*Helicosphaera ampliaperta* and *Sphenolithus heteromorphus* indicates that these deposits belong to the NN4 Biozone of Martini (1971) or to the MNN4a Calcareous Nannoplankton Subzone (Fornaciari and Rio, 1996), which encompasses the Late Burdigalian-Early Langhian interval.

Among the 3 locations investigated for large benthic foraminifers, only the reefal limestones from the Castelsardo section provided *Miogypsinoides bantamensis* Tan Sin Hok, *Miogypsinoides mauretanicus* Brönnimann, *Miogypsina intermedia* Drooger, *Miogypsina mediterranea excentrica* Brönnimann and *Miogypsina cushmani* Tan Sin Hok. The occurrence of the two last species indicates that the first marine deposits above  $\tau_2$  ignimbrite are Late Burdigalian in age (FAD of *M. mediterranea* and *M. cushmani* at 17.54 Ma after Cahuzac and Pognant, 1997 and Hardenbol et al., 1998). Such an association has also been observed in Burdigalian deposits of Corsica (Ferrandini & Fadel-BouDagher, in prep.).

### 4.3 Paleomagnetism

There were two motivations in acquiring new paleomagnetic data in the Anglona area. The first is to provide further constraints on the age of the volcanics. The second is to evaluate how the Anglona area fit in the overall Miocene counterclockwise rotation pattern defined for the rest of Sardinia (Gattacceca et al., 2007).

A number of previous studies have provided paleomagnetic data in Anglona (De Jong et al., 1973; Manzoni, 1974; Montigny et al., 1981). We have sampled 16 additional localities for paleomagnetism: 3 in the andesitic lavas and domes from the substratum of the basin (Fig.4, sites A10, A11 and A12), 10 from volcanic flows (andesites and ignimbrites) interbedded in the Vaginella Member from the first megasequence (Fig.4, sites A2-A9 and A13-A14) and 3 in the second megasequence (Fig.4, site A1 in the dated volcanic tuff near Perfugas, sites A15-A16 in the overlying Sedini limestones). The two sites sampled in andesitic lava flows from the Vaginella Member as well as the two sites located in the Sedini limestones and one site from the andesite basement (Fig.4, sites A13-14, A15-16 and A12 respectively) did not provide any interpretable data. The results for the remaining 11 sites, as well as synthesis of the former paleomagnetic data of interest are summarized in Table 3.

Apart from one site in an andesitic flow from the Tergu Formation (site A11) and two sites in the same pyroclastic flow deposit located on the slopes of Monte Vignoli in the hangingwall of the EW normal fault separating the Castelsardo area from the Perfugas area (sites A5-A6 from this study and site 125 of Edel, 1980), all sites display a normal polarity. Following our new biostratigraphic determinations and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, we can propose a correlation of Castelsardo basin deposits with the reference magnetostratigraphic scale of Lourens et al. (2004). All the sites from the Vaginella Member, including the M1 $\tau$  and  $\tau$ 2 ignimbrites, can be ascribed to the normal polarity Chron 6n. The reverse-polarity pyroclastic flow deposit from Monte Vignoli (sites A5-A6) does not fit in this scheme. In view of the high quality of this data, the characteristics remanent magnetization of the Monte Vignoli pyroclastic flow deposit clearly indicates that it is primary. Taking into account its location in the hangingwall of a normal fault and that there is any accurate chronostratigraphic data for the sediments surrounding it, we propose that it could be ascribed to the reversal polarity Chron C5Er or C5Dr. Thus, both the ignimbrite and surrounding marine sediments may be younger than the  $\tau$ 2 ignimbrite and should then belong to the base of the megasequence 2.



The volcanic tuff near the base of the second marine transgression (site A1) can be ascribed to the normal polarity Chron 5En, considering its radiometric age (sample L4 for Argon dating, Table 1). Due to the lack of precise chronological data, the andesites of the volcanic basement exhibiting both reverse and normal polarities cannot be correlated with the reference magnetostratigraphic scale.

In view of the absolute ages proposed in this paper, the paleomagnetic directions for all the sites comprised between the M1 $\tau$  and the  $\tau$ 2 ignimbrites can be safely averaged to obtain a mean direction that can be interpreted in terms of tectonic rotation. Indeed, by working on a time interval of about 1 Ma, that is short with respect to tectonic processes but long with respect to the characteristic time of secular variation of the geomagnetic field, it is expected that the secular variation of the geomagnetic field will be averaged out and that the mean paleomagnetic direction will provide an estimate of the tectonic rotation of the area after ~19.3 Ma (see e.g. Gattacceca et al., 2007 for a detailed discussion about this topic). In a first step, the paleomagnetic directions obtained from identical volcanic flows are averaged (Table 4). For instance, the upper ignimbrite unit has been sampled extensively (total of 16 sites, including the 3 sites from this study) but must be considered as a single direction. A mean paleomagnetic direction  $D=336.4^\circ$ ,  $I=53.4^\circ$ ,  $\alpha_{95}=14.1^\circ$  can be computed from the 8 independent paleomagnetic directions listed in Table 3. The average standard deviation of the 8 corresponding virtual geomagnetic poles is  $24.5^\circ$ , indicating a high enough scatter to average out secular variation of the geomagnetic field. Moreover, the perfect agreement between the mean inclination ( $53.4^\circ$ ) and the expected geomagnetic inclination at the latitude of the sampled area ( $53.4^\circ$ ) also indicate that secular variation has been correctly averaged out by our dataset. From the mean paleomagnetic direction a ccw rotation of  $30 \pm 20^\circ$  can be computed and represent the best available estimate of the post ~19.3 Ma tectonic rotation of the Anglona area.

Site	Site #	D	I	N	k	a95	Reference
Tau2 ignimbrite		3.1	51.8	16	152	3	<b>this work</b>
Castelsardo Tuffite:	8+9	329	69	2	120	23	De Jong et al. (1973)
M1tau (Monte Carraggiu)	64	289.6	56.3	7			De Jong 1973, Edel, (1980) <b>this</b>
Monte Vignoli andesites	61	166	-31	3			Edel 1980, <b>this work</b> <b>this work</b>
andesites	69	341.1	44.1	1			<b>this work</b>
M1tau (Lu Bagnu)	10-11-12-13-14	161.3	-35	1			<b>this work</b>
		297.6	63.8	5	28.6	13	De Jong et al. (1973)
Mean direction		333.9	52.5	7	14.8	16.2	

**Table 4: Synthesis of paleomagnetic data**

#### 4.4 The 3D geological reconstruction

The combination of both onshore and offshore data in an unique 3D geological reconstruction requires to link the onshore lithostratigraphic units and the offshore seismostratigraphic units. Such a correlation was proposed earlier by Thomas and Genesseeux (1986) and Sowerbutts (2000), but it has to be revisited in the light of our new chronostratigraphical data. Our seismostratigraphic analysis is summarized in Table 5 and illustrated on a multichannel seismic profile (Fig. 7). The seismic sections revealed the half-graben structure of both Porto Torres and Castelsardo basins. The Castelsardo basin is bounded by two major NNW trending and W dipping normal faults (Tramontana and Viddalba faults) that can be followed onshore (Fig. 4). The sedimentary infilling of the Castelsardo basin reaches 2.5 s and can be divided into 5 major seismic units (Fig. 7, Table 5) in general agreement with the work of Thomas and Genesseeux (1986).

Lying above the acoustic basement (granitic composition?) the seismic unit 1 is characterized by weak, irregular and sub-parallel reflections, except at the foot of the main normal faults where basal reflections are wedge-shaped (Fig. 7). This sequence may correspond to syn-rift deposits and to the passive infilling of created half-grabens. We propose to correlate the seismic unit 1 to the onshore Casteldoria and Valledoria Members that exhibit similar geometries at the foot of major normal faults (Quesney-Forest and Quesney-Forest, 1984; Sowerbutts, 2000).

Onshore Unit		Offshore Unit			Seismic offshore sequence and correlation from Thomas & Gennesseaux (1986)	seismic offshore sequence and correlation from Sowerbutts (2000)	
Name	Lithology	Unit	Seismic facies	Geometry			
Megasequence 2	Plio-Quaternary deposits	-	Unit 5 semi-continuous reflections with high to moderate amplitude and moderate frequencies	parallel to slightly progradational reflections, upper boundary conformable	Seq7		
	Langhian to Messinian deposits	Not observed onshore	Unit 4 continuous reflections with low frequency & moderate to high amplitude	parallel reflections onlapping previous unit, upper boundary: erosional truncation	Seq6	Package D (post-rift deposits)	
	Sedini limestones	reefal then bioclastic limestones	Unit 3	semi-continuous reflections with high to moderate amplitude and moderate frequencies	parallel reflections onlapping previous unit, upper boundary: erosional truncation	Seq5 (Sedini limestones)	
			Not observed onshore		wedge-shaped reflections only at the foot of normal faults	Seq4	Package C (Campulandru mb.)
Megasequence 1	Vaginella Molasse	volcano-sedimentary marine deposits capped by volcanic index layer T2	Unit 2	upper part of unit rich in strong reflections	Seq3 (Perfigas formation)	Package B (Vaginella-Valledoria mb. capped by T2)	
				mixture of high and moderate amplitudes, discontinuous & continuous reflections with moderate to low frequencies	Seq2 (Marmillia fm. capped by T2)		
	Valledoria member	continental lacustrine sediments, high volcano-detrific inputs	Unit 1	weak, irregular & discontinuous reflections	sub-parallel reflections	Seq1 (Ussana fm.)	Package A (Casteldoria mb.)
					wedge-shaped reflections only at the foot of normal faults		

Table 5 : Summarised seismostratigraphic analysis

The seismic unit 2 is almost conformable onto seismic unit 1, or with only a weak angular unconformity, and is bounded above by a conformable surface (Fig. 7). It exhibits a mixture of high and moderate amplitudes, discontinuous and continuous parallel reflections with moderate to low frequencies that are interpreted as representing interbeds of different lithologies, such as sandstones, marls and volcanic rocks. Strong reflections are peculiarly abundant at its top and this uppermost part of unit 2 has been previously correlated to the continental Perfugas Formation (Table 5; Thomas and Genesseeux, 1986). It is here proposed that the seismic unit 2 may correspond to the Vaginella Member which is characterized onshore, and especially at its top, by interbeds of soft sediments and more or less numerous volcanic flows (Montigny et al., 1981; Spano and Asunis, 1984; this work). The conformable upper boundary of this seismic sequence may thus be equated to the index  $\tau_2$  ignimbrite.

The seismic unit 3 is characterized by basal reflectors onlapping onto the uppermost reflector of seismic unit 2 and by an erosional truncation at its top (Fig. 7). This unit exhibits parallel reflections, except at the foot of some faults where wedge-shaped reflectors can also be observed, with high to moderate frequencies and low to moderate amplitudes. This unit may correspond to the onshore Campulandru and Sedini Members that are both onlapping the  $\tau_2$  ignimbrite (Quesney-Forest and Quesney-Forest, 1984; Sowerbutts, 2000). Thus, the continental deposits of the Perfugas Formation may not be correlated with any offshore seismic unit and may be restricted to the onshore Perfugas area.

The seismic unit 4 is characterized by onlapping basal reflections and an upper erosional truncation (Table 5, Fig. 7). It exhibits low frequency and moderate to high amplitude continuous reflections and may correspond to sediments Langhian-Serravallian? in age. As these deposits are almost completely lacking in the adjacent onshore Castelsardo basin, this interpretation is based on the correlation between thick outcropping Langhian marls (Mazzei and Oggiano, 1990) and the seismic unit 4 observed on the western end of the line AGIP 123 (Porto-Torres basin). The basal erosional surface may be correlated to the major post-rift unconformity described within the Porto Torres sedimentary infilling at the base of Langhian sediments (Vigorito et al., 2006). The upper erosional truncation is thus interpreted as the Messinian erosional surface above which is the youngest seismic unit (seismic unit 5) that may corresponds to Plio-Quaternary sediments (Table 5, Fig. 7). It is noticeable that the sediments of the upper half of the seismic unit 3 seal the main master fault of the half-graben (Fig. 7). However, some late reactivation of this fault, combined with

sediments compaction, may have resulted in gentle folding of the seismic units 3. This unit shows intermediate features since it concealed some minor faults but was still affected by the major normal faults. The geometry of seismic unit 4 indicates that the tectonic activity ended before its deposition.

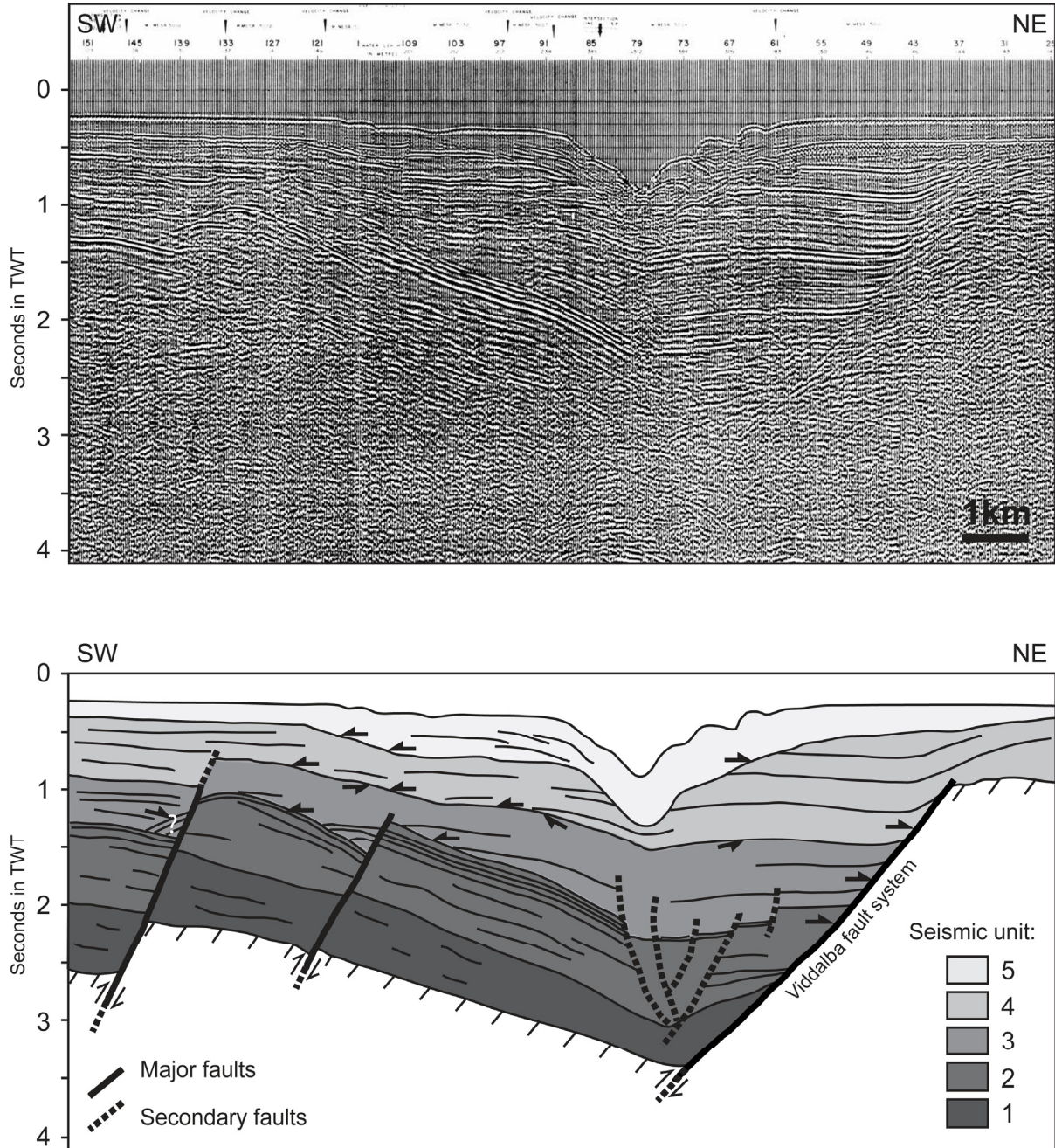


Figure 7 : Seismic line ES 123 (AGIP,1968) and corresponding line drawing showing the broad-scale transverse architecture of the Castelsardo fill (see location of the seismic line in Fig. 4) and the 5 seismic units defined throughout seismic campaign (for further details see Table 5). The secondary faults haven't been integrated in the 3D geological reconstruction.

From this seismostratigraphy, three of the main structural reference surfaces have been mapped onshore (the top of basement, the top of Vaginella Member and the top of Sedini Member; Fig. 4) to offshore. The time/depth conversion has been realized using interval velocities between 1800-1900 m/s and 2000-4000 m/s for Plio-Quaternary and Oligo-Miocene sediments, respectively (Durand and Semichon, 1973; Rollet, 1999; Sage et al., 2005). The figure 8 presents a 3-D depth model for the offshore domain that has been realized with minimum interval velocities and that exhibits the 3 main structural reference surfaces plus the Messinian erosional surface (golden surface) and the present-day sea floor (white surface). The 3-D structural reconstruction from offshore seismic data allows refining the half-graben geometry of the Castelsardo basin. The syntectonic feature of the megasequence 1 (between green and violet surfaces) deposition is highlighted by the thickening of these deposits towards the fault planes and by their overall syncline geometry in the hangingwall of the main normal faults (Fig. 8). The geological reconstruction allows underlying that the onshore Viddalba fault belongs to a NNW-SSE multiple “en échelon” normal faults system connecting to an offshore volcanic ridge (Fig. 2). It shows that the throw of the Viddalba normal fault is maximum near the present day coastline and that the Viddalba and synthetic overlapping faults have been active up to Langhian whereas the activity of other normal faults ceased early during the megasequence 2 deposition (i.e. within the Late Burdigalian; Figs. 7 and 8).

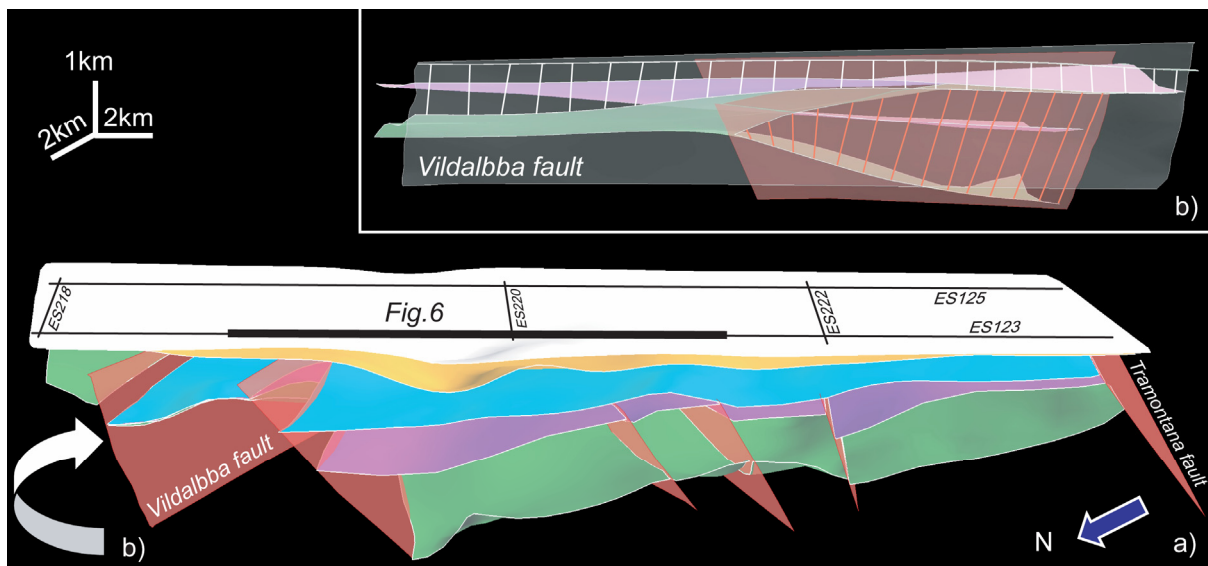


Figure 8 : a) The 3D depth model from offshore seismic data (vertical enlargement x2). Seismic line positions in black. Green surface: top of substratum; mauve surface: top of seismic unit 2/Vaginella Member; cyan surface: top of seismic unit 3/Sedini Member; golden surface: top of seismic unit 4/Messinian erosional surface; white surface: top of seismic unit 5/present-day sea floor. b) Detailed view of the relay ramp structure on overlapping Viddalba fault and neighbour synthetic normal fault

As a final step, the 3 main structural reference surfaces have been reconstructed over the entire Castelsardo basin, between -3000 and +500 m elevation, integrating seismic offshore data and surface onshore data (Fig.9). The most remarkable result of the 3-D structural reconstruction is related to the geometry of the megasequence 1 deposits. At the scale of the entire Castelsardo basin, this unit thickens at the hangingwall of NNW-SSE normal faults but it also thickens gradually towards the NNW (Figs. 9 and 10). The reconstructed surfaces, and mainly the top of the Vaginella Member (top of megasequence 1), exhibit a sharp steepening in the area located between seismic lines and the coast and for which we have no data. This may be, at least partly, related to the time/depth conversion and implies that the considered mean interval velocity of 2000 m/s for the Casteldoria, Valledoria and Vaginella Members is too fast. However, taking into account that published velocities are always equal or higher than 2000 m/s, this modelled flexuration zone may be representative of the real geological structure. The isopachs of the megasequence 2 deposits were only computed in the offshore domain because onshore these deposits are thin in restricted areas (Fig. 10b and 10c). However the offshore data clearly show that they reach their maximum thickness at the hangingwall of NNW-SSE faults. Langhian to Messinian? deposits almost lack in the onshore Castelsardo basin but they reach their maximum thickness to the North, near the transfer zone between the Viddalba fault and a synthetic overlapping normal fault.

## 5. Discussion

### 5.1 Chronostratigraphy of the Castelsardo basin

Combining our new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, paleomagnetic and biostratigraphic determinations, we are able to propose the first precise chronostratigraphic frame for the Castelsardo sedimentary marine infilling. The first marine sediments, i.e. the Vaginella Member, are always Early Burdigalian in age and not Late Oligocene to Early Burdigalian as previously proposed (synthesis in Monaghan, 2001). The Vaginella Member deposition in the Castelsardo basin started around 19.7 Ma and ended at  $18.83 \pm 0.05$  Ma, thus lasting around 1 Ma. The deposition of the Vaginella Member occurred completely during the normal polarity Chron C6n as shown by our paleomagnetic results (Fig. 3). This result is in perfect agreement with that of Vigliotti and Langenheim (1995) who found almost only normal polarities within the sediments located between M1 $\tau$  and  $\tau$ 2 ignimbrites in the Punta Molino and Punta Viuledda sections.

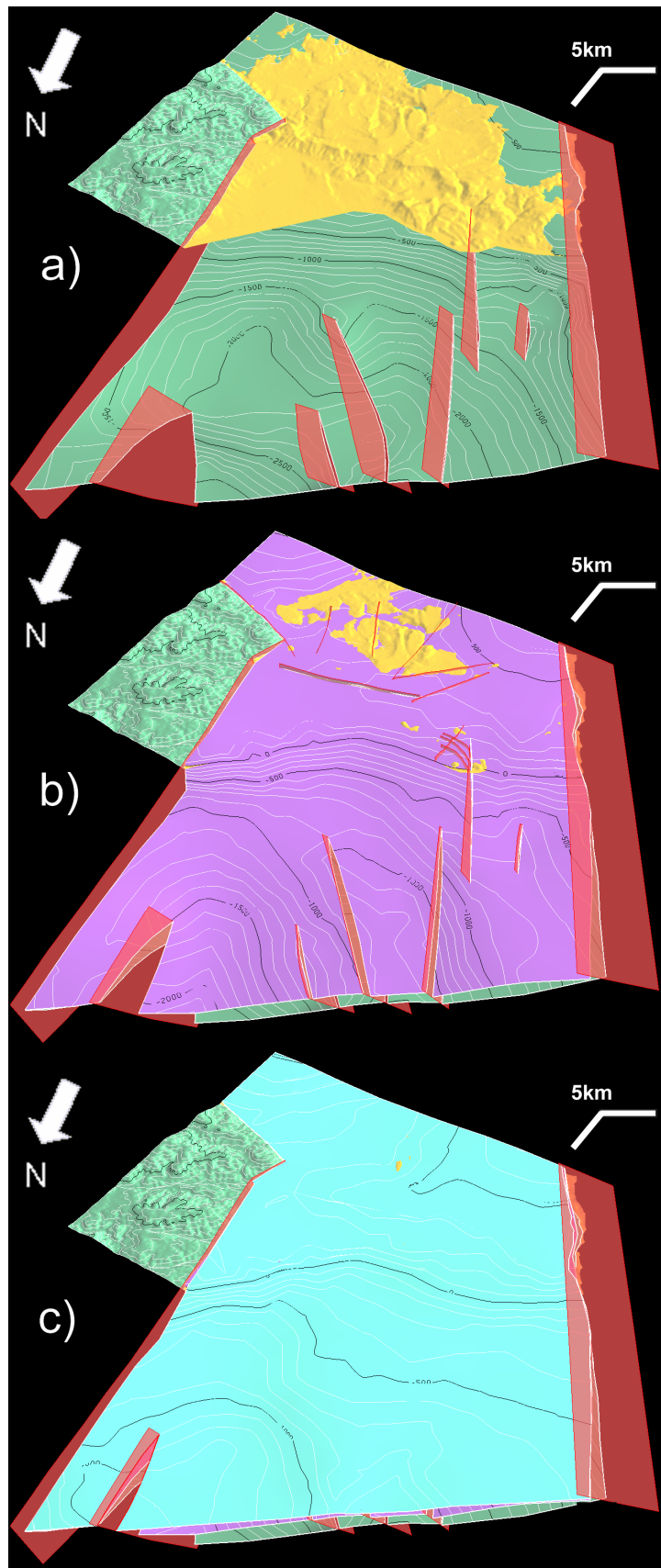


Figure 9 : View from the NNW of reconstructed surface of the top of pre-rift surface (a), the top of Vaginella Member (b) and the top of Sedini Member (c). (Actual topography in yellow in the Castelsardo basin and in green in the adjacent granitic area; fault planes in red)



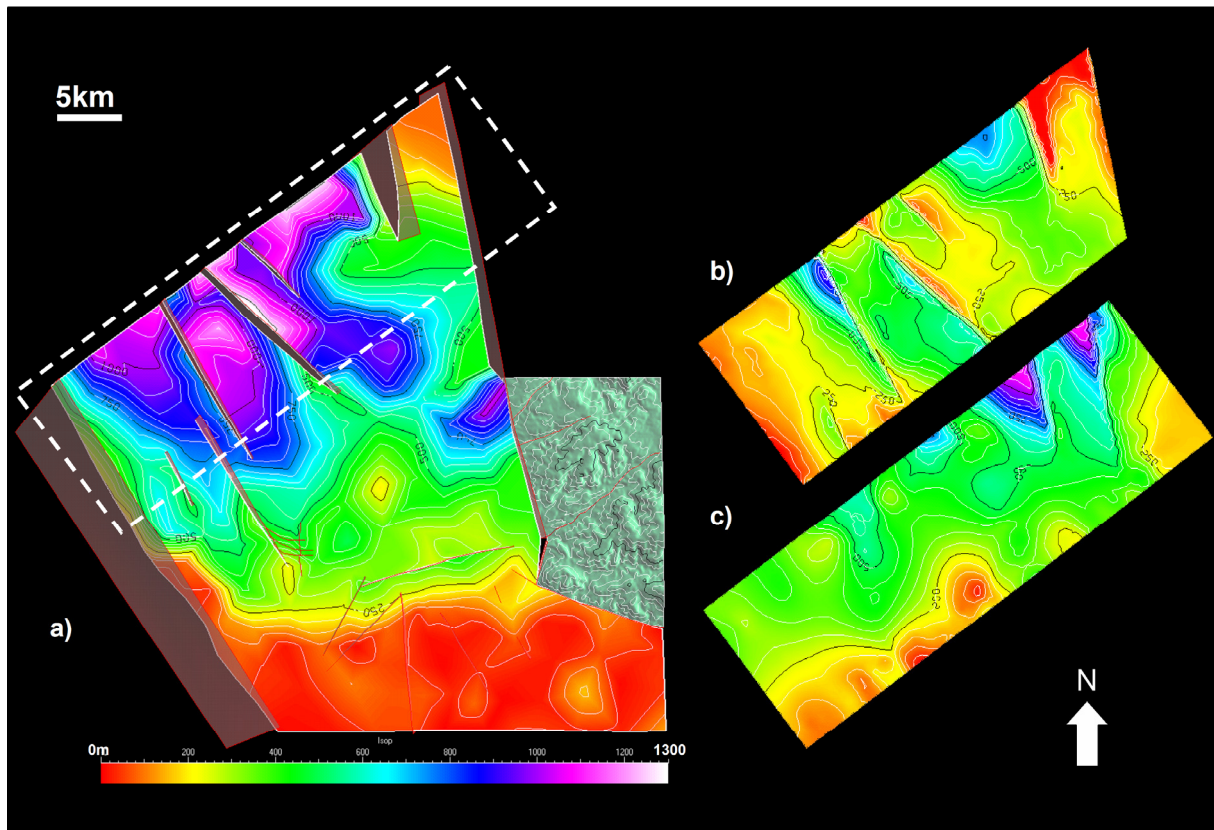


Figure 10 : a) Isopach map of Megasequence 1 deposits (computed from the top of substratum to the top of Vaginella Member); b) Isopach map Megasequence 2 offshore deposits (computed from the top of Vaginella member to the top of Sedini Member); c) Isopach map for Langhian to Messinian offshore deposits (computed from the top of Sedini limestones to the Messinian erosional surface).

From this, it appears that the continental deposits of the Valledoria Member that immediately underlie the Vaginella Member are at least partly Aquitanian. Above the  $\tau_2$  ignimbrite, that caps the Vaginella member, there are some continental lacustrine sediments restricted to the eastern part of the basin (Perfugas area, Fig. 2) and located in the hangingwall syncline produced by the deformation of the  $\tau_2$  ignimbrite (Sowerbutts, 2000). These deposits can be dated using the age of the volcanic tuff located near their top (sample L4, Table 1 and Fig. 3). Following the age of  $18.29 \pm 0.05$  Ma and the normal polarity of the volcanic tuff (Chron 5En), we can propose that the lacustrine sediments were deposited during the C5Er and basal C5En chronozones. Moreover, we can also correlate precisely this tuff with the Chiaramonti pyroclastic layer dated at  $18.31-18.37 \pm 0.14$  Ma (Odin et al., 1995) and located in the southeasternmost part of the basin.

These lacustrine sediments are overlaid by fluvial sandstones then by marine limestones (Sedini and Campulandru Members). These limestones can be dated at around 17.5 Ma, based on the presence of the myogipsinidae, which occur in the reefal unit onlapping the  $\tau_2$  ignimbrite in the Castelsardo area. This result is in accordance with that of

Cherchi et al. (2008) who proposed a Late Burdigalian age for the marine sediments on the basis of the occurrence of *G. bisphaericus* with its first occurrence (FO) falling in the upper part of chronozone C5E, i.e. around 18.2 Ma (Mancin et al., 2003). The reefal limestones occurring in both parts of the basin (Castelsardo and Perfugas areas) are then more or less synchronous, contrary to previous correlation schemes (Sowerbutts, 2000; Monaghan, 2001). Moreover, it appears that the top of  $\tau_2$  ignimbrite may correspond in some parts of the basin to a time-gap of around 1.3 Ma and that the reversal polarity ignimbrite from Monte Vignoli (sites A6-7) should be ascribed to reversal Chron C5Dr because of the occurrence of marine sediments surrounding it. At last, the last marine deposits overlying the Sedin limestone appear to be not older than Upper Burdigalian or Lower Langhian (the NN4 calcareous nannoplankton zone).

The main results from a chronostratigraphic point of view is that i) the age of the first marine deposits is Early Burdigalian and not Late Oligocene-Aquitania, ii) all the marine sediments from the megasequence 1 are Early Burdigalian in age, being restricted to normal polarity Chron C6n, iii) the age of the marine transgression from the megasequence 2 is Late Burdigalian and may have started during the reversal polarity Chron 5Dr and iv) that the last marine deposits of the onshore Castelsardo basin may be Early Langhian at youngest.

## 5.2 Tectonostratigraphy of the Castelsardo basin

The linking of this new and precise chronostratigraphic frame with both the basin-scale geometry of the sedimentary infilling and the main structural features resulting from onshore-offshore data integration, helps us to refine the relationship between tectonic, volcanism and sedimentation in the Castelsardo basin.

Despite the age of first continental deposits within the Castelsardo basin (Casteldoria and Valledoria Members) is poorly constrained, it appears that the passive infilling of sub-basins created during the first rifting phase started during the Aquitania. This first rifting phase corresponds to NNW-SSE normal faults that were active during the Late? Oligocene-earliest Miocene (Aquitania) interval. This first rifting phase appears then to be contemporaneous with the first orogenic volcanism peak dated approximately at 24-18 Ma in the Anglona region (Montigny et al., 1981; Lecca et al., 1997). Hence, we are not considering an anomalous older age of  $31.2 \pm 1.1$  Ma from an andesitic lava flow located near Osilo, South of the Castelsardo basin (Montigny et al., 1981), because Gattacceca et al. (2007) have

demonstrated that the whole andesitic succession of Osilo falls within the Chron C6n and thus spanned between 20.13 and 19.05 Ma. Explosive volcanism was still active after the rifting, during the Valledoria Member deposition, as exemplified by more or less abundant volcanic inputs in these continental sediments.

Following the continental Valledoria Member deposition, a transgression-regression cycle occurred in Early Burdigalian times, during the normal polarity Chron C6n, and ended with the aerial emplacement of the  $\tau_2$  ignimbrite. During this period, the orogenic volcanism was still active as exemplified by volcanic inputs in the marine sedimentation (tuffites) and by numerous volcanic flows interlayered in the upper part of the Vaginella Member. From the 3D geological reconstruction (Fig. 9b), it appears that this transgression did not reach the eastern part of the Castelsardo basin (Perfugas area) and the southern platform of the Bonifacio basin to the North. These areas were maintained in a high position during the whole megasequence 1 deposition and were only subjected to a low continental sedimentation as exemplified by limited outcrops of fluvial conglomerates mainly to the East and Northeast (Fig. 3, Casteldoria Member).

The 3D geological reconstruction (Fig. 9 and 10) also shows that the thickness of post-rift sediments gradually increases towards hangingwall lows, which are located in the present-day offshore domain. This broad-scale geometry suggests that the crustal thinning increased toward the NNW. Moreover, in the Castelsardo area, the benthic foraminifer assemblage (*Cibicides dutemplei*, *Cibicides incrassatus*, *Sphaeroidina bulloides*, *Uvigerina. basicordata*, *Melonis pompilioides*, *Pullenia bulloides*) from the first post-rift marine sediments (Vaginella Member) indicates bathyal environments (paleobathymetry of 200-600 m following van Morkhoven et al., 1986). This may suggest a very rapid deepening mainly related to the subsidence associated with cooling after the rifting phase.

Even if the Early Burdigalian interval was characterized by an overall sea level rise, this feature could not entirely explain such a rapid deepening. At this time a high sediment supply is suggested by an upward regressive tendency (Sowerbutts, 2000). At the end of the megasequence 1, the whole basin emerged just before the emplacement of the aerial  $\tau_2$  ignimbrite.

A second extensional phase occurred near the time of the  $\tau_2$  ignimbrite emplacement as can be seen both on the seismic lines (Fig. 7) and in the onshore geology, i.e. in-between the two sedimentary megasequences. Offshore, it is characterized by the re-activation of pre-

existing NNW-SSE normal faults. Onshore, an ENE-WSW to E-W faults family was also active together with the pre-existing NW-SE to N-S faults family. These fault families were all active just before the eruption of the  $\tau_2$  ignimbrite till the beginning of the second marine transgression, thus between ~19 and 18 Ma. Monaghan (2001) distinguished two different extensional phases: a first one just before the eruption of the  $\tau_2$  ignimbrite corresponding to an E-W normal fault family and lasting 3 Ma and a second one just after the eruption of the  $\tau_2$  ignimbrite corresponding to both NNW-SSE to N-S and E-W fault families and lasting < 1 Ma. We believe that the explanation for this discrepancy lies in the lack of precise chronostratigraphic control for the sediments surrounding the  $\tau_2$  ignimbrite in previous studies. Only one tectonic phase lasting around 1 Ma occurred and is characterized by variable extensional direction. The ~E-W faults family may account for the steepening of the reconstructed surface of the top of megasequences 1 and 2 towards the N (Figs. 9a and 9b). Indeed, these surfaces could have been deformed during the second rifting phase. Contemporaneously with this second rifting phase, volcanism was active and ended just before the second marine transgression. The post-rift sedimentation started with the development of the Upper Burdigalian open marine carbonate platform (Sedini Member), overstepping the previous basin margins to the East (Fig.9). The thickness of these Upper Burdigalian-Lower Langhian post-rift sediments is low in the onshore domain (< 60 m) whereas it rapidly increases up to ~800 m in the offshore domain (seismic unit 3; Fig. 10b).

Isopach maps of post-rift sediments (Fig. 9b and 9c) highlight that, at this time, extensional tectonic regime was still active and that tectonic activity migrated northward. It also became progressively restricted to the Viddalba fault system and ceased during the post-rift seismic unit 4 (Langhian to Messinian? sediments). In the Castelsardo cañon (Fig. 2), the sediments from the seismic unit 3 have been reported to interlay between volcanic rocks from a NW-SE volcanic ridge (Thomas and Genesseeux, 1986) that yielded ages between 16.1 and 17.2 Ma (sample # DR02; Rossi et al., 1998). Moreover, another volcanic ridge has been evidenced in the prolongation of the Viddalba fault system on the SW Corsica margin, N of the Castelsardo basin (Rollet et al., 2002). A basalt from this ridge yielded an age of around 16.5 Ma (sample # 35-03; Bellon et al., 1985). All these indicate that, the magmatism, likewise the tectonic activity, had progressively migrated northward in the Castelsardo basin. The erosional surface between seismic units 3 and 4 that we correlate to the lower/middle? Langhian unconformity in the Porto-Torres basin (Martini et al., 1992; Vigorito et al., 2006) may have an eustatic origin corresponding to the lowstand of the Early Langhian times (TB

2.4 in Haq et al., 1987). From the study of dredge samples in the Castelsardo cañon (Genesseaux et al., 1977), it appears that the youngest pre-messinian sediments in the Castelsardo basin may be assigned to a Late Miocene (Tortonian?) age. Martini et al. (1992) also tentatively proposed a Tortonian or Early Messinian age for the youngest sediments in the onshore Porto Torres basin.

### 5.3 Implications in the evolution of the NW Mediterranean Basin

Our precise integrated stratigraphic analysis for the Castelsardo basin allows new refined correlations between NW Sardinia and other marginal regions of the LPB (central and SW Sardinia, W Corsica, Provence, Languedoc, Roussillon and the shelf of Gulf of Lion) and from the Valencia through and the Catalan margin (Fig. 11). Despite the onset of rifting is not dated precisely in the Castelsardo basin, it is considered that extensional tectonics started in NW Sardinia contemporaneously with NW-SE extension that affected the LPB (Monaghan, 2001; Cherchi et al., 2008). Indeed, palinspatially restored to their original position (considering that the Corsica-Sardinia block rotated ccw 45° with respect to stable Europe between 20.5 and 16-15 Ma; Gattacceca et al., 2007), the bounding faults of the major Sardinian grabens and half-grabens strike about NE-SW such as on the conjugate margin of the LPB. The onset of the LPB rifting is generally considered to be Late Rupelian in the Gulf of Lion and in SW Sardinia (Fig. 11; Séranne, 1999; Cherchi and Montadert, 1982; Guennoc et al., 2000; Casula et al., 2001; Cherchi et al., 2008) and latest Oligocene-Aquitania in Roussillon (SW gulf of Lion margin; Séranne, 1999). In the Valencia trough, the onset of rifting is dated late Chattian-Aquitania and late Aquitania-early Burdigalian in its NE part and in its central to SW parts, respectively (Fig. 11; Bartina et al., 1992; Roca et al., 1999; Roca, 2001). However, it has also been proposed that the Early Oligocene extension might be rather related to the West-European rifting than to LPB rifting for which a Late Chattian age is considered (Hippolyte et al., 1993; Mauffret and Gorini, 1996). In SW Sardinia, the onset of rifting is thought to precede the oldest orogenic volcanism (28-32 Ma) because of the lack of volcanic clasts within first syn-rift continental deposits (Cherchi et al., 2008). However, the earliest orogenic volcanism exhibits a northward rejuvenating with oldest andesites in SW Sardinia and NW Sardinia between 28-24 Ma and 24-18 Ma respectively (Lecca et al., 1997). As the location of volcanic centres is controlled by extensional tectonic structures, the northward rejuvenating of volcanism strongly suggests that the age of the first rifting phase in

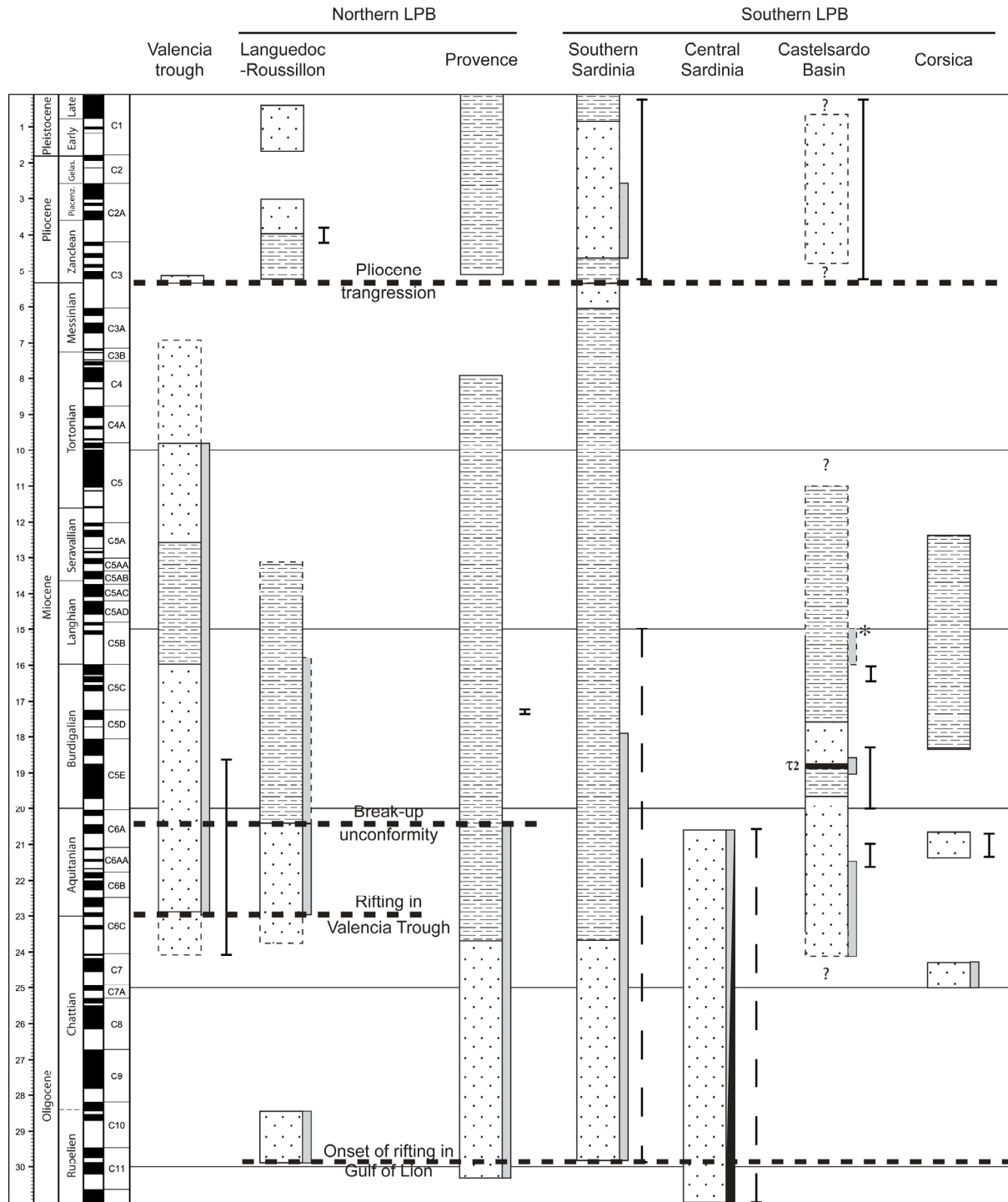
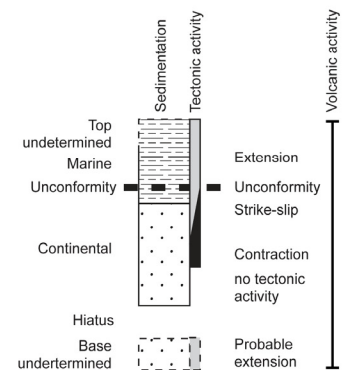


Figure 11 : Tectonostratigraphic correlations of major onshore rift basins of the northern margin of the Algéro-Provençal basin, compared with the Sardinia conjugate margin modified from Séranne (1999). Time scale from Lourens et al. (2004). Data compiled from different sources: Valencia Trough synthesis from Bartrina et al. (1992), Roca et al. (1999) & Roca (2001), Languedoc-Roussillon from Séranne (1999), Provence from Oudet in prep., Southern Sardinia from Casula et al. (2001) & Cherchi et al. (2008), Central Sardinia from Carmignani et al. (1995), Oggiano et al. (1995), Sowerbutts (1997), Castelsardo Basin from this work & W Corsica from Ferrandini et al. (2003). \* Data extracted from the seismic lines.



NW Sardinia could be younger than Late Rupelian. This proposal is supported by the late Oligocene-Aquitainian age of the first continental sediments in NW Sardinian basins (this study) and in W Corsica (Ferrandini et al., 2000). The onset of the rifting in NW Sardinia-SW Corsica might then be synchronous with the onset of the rifting in the Valencia trough where the Sardinian calcalkaline volcanism was prolongating (Fig. 12; 24-18.6 Ma in the offshore Valencia trough: Marti et al., 1992).

Following this phase of tectonic activity, there was a period of relatively quiet (probably thermal) subsidence and basin filling characterized by marine incursions in the multiple basins rift system. In the Castelsardo basin, the post 19.3 Ma 30° ccw rotation obtained for volcanic rocks intercalated within the first marine sediments (megasequence 1, Vaginella Member) clearly shows that their deposition is contemporaneous with the drift of the Corsica Sardinia block. This result is in perfect agreement with the overall Miocene tectonic rotation pattern of Sardinia (Gattacceca et al., 2007), indicating that the Anglona region rotated synchronously with the rest of Sardinia, since at least 20.5 Ma, and further suggesting that whole island rotated as a rigid block.

At the NW Mediterranean rift-scale, the first marine incursion within the numerous sub-basins is highly heterochronous on both conjugate margins. Indeed, on the northern margin, it spanned from the Late Chattian in Provence (Nury, 1988) and in the central part of the Gulf of Lion (Cravatte et al., 1974) to Early Burdigalian on the Gulf of Lion western margin (Séranne, 1999) and then to the Early Langhian in the SW Valencia trough (Roca, 2001). Both marine transgression and extensional tectonic appear to have shifted southwestward, longitudinally, on the European margin of the NW Mediterranean basin (Séranne, 1999; Roca et al., 1999). In Sardinia, the first marine incursion occurred during latest Chattian-Early Aquitainian in the Campidano graben (Casula et al., 2001; Monaghan, 2001; Cherchi et al., 2008).

Cherchi et al. (2008) proposed that this transgression was relatively heterochronous (up to the Early Burdigalian) in central-southwestern Sardinia in relation with the timing of the extensional tectonic. Indeed, in central Sardinia, the first rifting phase was associated with transtensional movements along NE-SW sinistral strike-slip faults that led to the formation of isolated continental pull-apart basins (Carmignani et al., 1995; Oggiano et al., 1995; Funedda et al., 2000). In NW Sardinia, our results achieve to demonstrate the diachronous character of this marine transgression through the mid-early Burdigalian (~19.7 Ma) age of first marine sediments in the Castelsardo basin. In SW Corsica, Ferrandini et al. (2003) showed that the

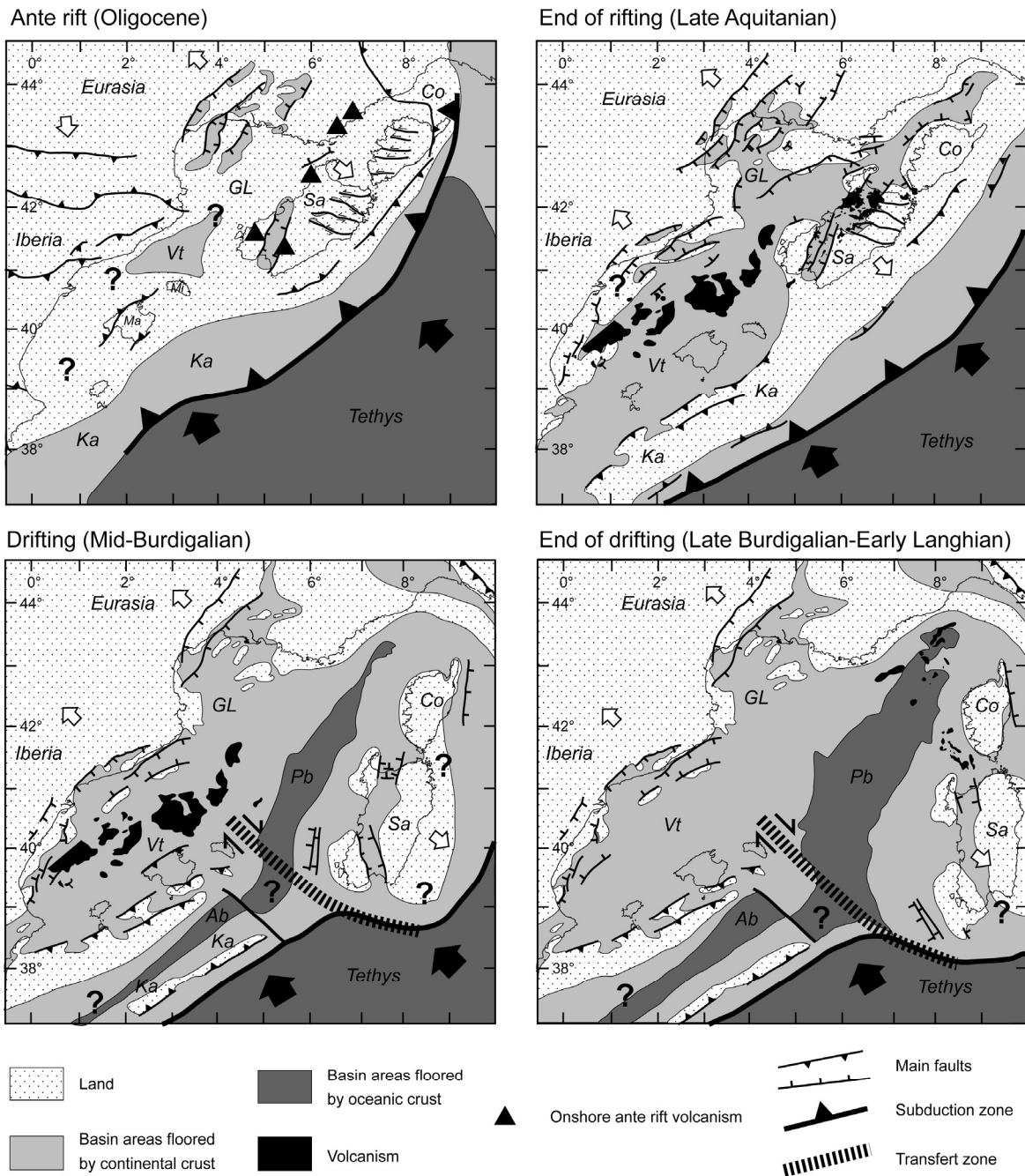


Figure 12 : Kinematic model of the NWMB compiled from Cherchi et al. (2008); Gattacceca (2001); Gattacceca et al. (2007), Gueguen et al. (1998), Jolivet et al. (2006); Roca et al. (1999); Roca (2001). Kinematic evolution of the Algerian Basin and Kabylies is approximate and it is based on the model proposed by Vergés & Sabat (1999). Vt: Valencia trough; GL: Gulf of Lion; Pb: Provençal Basin; Co: Corsica; Sa: Sardinia; Ab: Algerian Basin.



first marine transgression is Mid Burdigalian (interval covers by the NN3 calcareous nannoplankton zones), thus ~ 1 Ma later than in the Castelsardo basin. It appears that, along the southern margin of the LPB, the first marine transgression might have progressively shifted northward during the counterclockwise rotation of the Corsica-Sardinia block. This is coherent with the proposed northward migration of extension in Sardinia. Such a situation is exactly opposing to the one described in the Valencia trough during the clockwise rotation of the Balearic Islands relative to the Catalan margin (Roca et al., 1999; Roca, 2001).

Afterwards, a Mid Burdigalian rifting phase occurred throughout western Sardinia (Fig. 11; Cherchi and Montadert, 1982; Casula, 2001; Monaghan, 2001). Our investigation on the Castelsardo basin shows that the rifting phase lasted between ~19 and 18 Ma. On the northern margin of the western Mediterranean basin, extensional tectonic activity ceased at the end of Aquitanian and is marked by a “break-up unconformity” in the Gulf of Lion (Gorini et al., 1993; Séranne, 1999; Guennoc et al., 2000) whereas it lasted until the Mid Burdigalian in the Valencia trough (Roca, 2001). In Sardinia, this second rifting phase was proposed to correspond to the end of mixed compressive-extensive regime and to an eastward migration of the Apennine thrust front (Carmignani et al., 1995; Lecca et al., 1997).

Funedda et al. (2000) showed that the NNW-SSE faults of the second rifting phase crosscut the pre-existing NE-SW transtensive structures in NW Sardinia (Logudoro and Porto-Torres basins). There, the second rifting stage is characterized by a tectonic activity on the main NNW-SSE normal faults but also by important E-W normal faults and minor N-S ones (Logudoro basin: Funedda et al., 2000 - Castelsardo basin: this study; Sowerbutts, 2000).

This extensional tectonics with variable stretching direction should correspond to eastwards and southwards roll-back of the Neotethyan subduction zone (Monaghan, 2001). In Sardinia, the second rifting phase, such as the first one, is coeval with an important orogenic magmatism (Lecca et al., 1997). It is characterized by K-rich calcalkaline and shoshonitic ignimbrites and tuffs, occurring in NW Sardinia and indicating a more mature stage of the arc magmatism (Mameli, 2000), but also by high-Mg tholeiitic basalts, occurring in central and SW Sardinia and indicating a strong crustal thinning (Morra et al., 1997; Mattioli et al., 2000). High-Mg volcanism has also been related to the change of tectonic regime cca. 18 Ma ago (Morra et al., 1997; Mattioli et al., 2000). This second rift phase and the associated orogenic volcanism, were contemporaneous with the end of the 20.5-18 Ma 30° ccw rapid rotation of the Corsica-Sardinia block (Gattacceca et al., 2007). According to Deino et al. (2001) a 13° ccw rotation was still to be completed after 18.2 Ma at much slower rate.

In Sardinia, extensional tectonic and magmatic activities have almost ceased before the Mid Burdigalian marine transgression in relation with the collision of the Corsica-Sardinia block and Apulia. This marine transgression corresponds to the post-rift sedimentation and its onset is now dated from the reversal Chron C5Dr (18.056-17.533 Ma in Lourens et al., 2004). It was synchronous throughout the Sardinia (Monaghan, 2001; Cherchi et al., 2008), and the W Corsica (Ferrandini et al., 2003). Moreover, the Middle Burdigalian sediments overstepped paleo-highs in the gulf of Lion (Sirocco1 well; Cravatte et al., 1974) and in Provence (Maurel-Ferrandini, 1976; Arnaud et al., 1988; Oudet, in press). Thus, the mid-Burdigalian transgression has been proposed to be synchronous throughout the whole LPB (Sissingh, 2001) and also in the north Tyrrhenian basin (eastern Corsica: Loÿe-Pilot et al., 2004- Pianosa Island: Colantoni and Borsetti, 1973). However, some extensional tectonic activity, mainly on E-W faults, lasted up to Late Miocene times in NW Sardinia – SW Corsica (seismic unit 3 in the offshore Castelsardo basin: this study; Tortonian-Serravalian in the onshore Logudoro basin: Funedda et al., 2000; post-Serravalian on the Bonifacio shelf: Genesseeux et al., 1977). In the offshore prolongation of the Castelsardo basin and on the SW Corsica margin, a strong volcanic activity, with an orogenic signature, occurred ~16 Ma along NW-SE and NNW-SSE faults (Bellon et al., 1985; Rossi et al., 1998). This volcanic event marks the end of the spreading episode in the LPB (Rollet et al., 2002) and of the coeval rotation of the Corsica-Sardinia block ca. ~15-16 Ma. Such a middle Miocene transition between the syn-rift and post-rift stages has also been reported in the Valencia trough (Roca et al., 1999; Roca, 2001) whereas tectonic activity mostly ceased before Burdigalian in the gulf of Lion (Gorini et al., 1993; Séranne, 1999).

## 6. Conclusion

Based on the integration of new, chronostratigraphic and geometric, data from the onshore-offshore Castelsardo basin with available data from both conjugate margins of the NW Mediterranean basin, we were able to establish the following.

(1) One major result for the chronostratigraphie of the NW Sardinia is the age revision of the first marine transgression (Late Oligocene-Aquitania in previous works), which is now precisely dated as Early Burdigalian (i.e. ~19.7 Ma).. We also demonstrated that marine environments lasted around 1 Ma, during the normal polarity Chron C6n, before the outpouring of the large volume upper ignimbrite that is now precisely dated at  $18.83 \pm 0.05$

Ma. The onset of the second marine transgression occurred within the lower part of the Late Burdigalian interval, during the reversal Chron C5Dr and it lasted until Tortonian stage.

(2) The NW Sardinia has undergone multiple extensional tectonics since the Late Oligocene?-Aquitanian and up to the Langhian stage. Three main extensional phases can be distinguished: the first one, which the onset is poorly constrained, was Late Chattian?-Aquitanian, the second one was Early Burdigalian (~19-18 Ma) and the third phase may have been Langhian (~16-15 Ma) following the age of associated offshore volcanism. They exhibit a progressive northward migration in the Castelsardo basin towards the SW Corsican margin. The two first phases are responsible for the formation of intra-arc half-grabens filled by thick Late Oligocene?-Miocene, more or less volcanodetritic, continental to marine sediments (more or less volcanodetritic). The last phase appears to be more related to the evolution of the southern margin of the Liguro-Provençal back-arc basin.

(3) We obtained a post 19.3 Ma 30° ccw of the NW Sardinia that perfectly fits the most recent reconstitution of the rotation of the Corsica-Sardinia block (Gattacceca et al., 2007). It then appears that both the infilling of half-grabens created during the first rifting phase and the whole second rifting phase occurred during the period of fastest rate of drift that also corresponds to the climax of the volcanic activity of the arc (20.5-18 Ma). Major extensional intra-arc processes ended with the slowing down of the drift.

(4) The extension started in the Late Rupelian in SW Sardinia and shifted progressively to the North affecting NW Sardinia-SW Corsica during the latest Oligocene?-Aquitanian. As a consequence, the onset of marine transgression within the deepest sub-basins migrated from SW Sardinia, during the latest Chattian - early Aquitanian interval, to NW Sardinia-SW Corsica, in the middle part of the Early Burdigalian.

Acknowledgement: This study was supported by 'Interreg III' European program and 'GDR MARGES' INSU/CNRS program. We wish to thank E.N.I. company and in particular S. Nardon for their generous release of seismic data. Special thanks are also due to Alain Mauffret and Pol Guennoc for their fruitful discussions.

## **Bibliography :**

Arnaud, M., Barbaroux, L., Catzigras, F., Colomb, E., Monleau, C., (1988). Le Burdigalien et la Langhien de Provence occidentale (Bouches-du-Rhône): nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 307(II): 779-784.

Arnaud, M., Magné, J., Monleau, C., Négretti, B., Oggiano, G., (1992). Nouvelles données sur le Miocène du Nord-Ouest de la Sardaigne (Italie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 315(II): 965-970.

Bellon, H., Maury, R.C., Bellaiche, G., Réhault, J.-P., Mermet, J.-F., Auzende, J.M., (1985). Age et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le canyon des Moines (Sud-Ouest Corse) pendant la campagne Cyaligure. *Mar. Geol.* 67: 163-176.

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.* 243: 219-247.

Besse, J., Courtillot, V. (2002), Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2300

Cahuzac, B., A. Poignant, A., (1997). Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 168 (2): 155-169.

Carmignani, L., Decandia, F. A., Disperati, L., Fantozzi, P. L., Lazzarotto, A., Liotta, D., Oggiano, G., (1995). Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova* 7: 128-137.

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R., (1998a). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet.Sci. Lett.* 160 (3-4): 651-665

Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.Th., Sabadini, R., (1998b). The two-stage opening of the western–central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160 (3-4): 667-679

Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M., Sarria, E. (2001). The Cenozoic graben of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petrol. Geol.* 18: 863-888.

Cherchi, A., Montadert, L., (1982). Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature* 298(7): 736-739.

Cherchi, A., N. Mancin, Montadert, L., Murru, M., Terasa Putzu M., Schiavinotto, F., Verrubbi, V., (2008). Les conséquences stratigraphiques de l'extension oligo-miocène en Méditerranée occidentale à partir d'observations dans le système de grabens de Sardaigne (Italie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3(179): 267-287.

Cogné, J.-P., (2003). PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4(1): 1007.

Colantoni, P., Borsetti, A.M. (1973). Geologia e Stratigrafia dell'Isola Pianosa (Arcipelago toscano-Mar Tirreno). *Giornale Geologia* 39 (2): 287–302.

Coulon, C., Demant, A., Bobier, C., (1974). Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires de Sardaigne nord-occidentale. *Tectonophysics* 22: 59-82.

Coulon, C., (1977). Le volcanisme calco-alkalin cénozoïque de Sardaigne (Italie) pétrographique, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites, signification géodynamique. PhD Thesis. Université Aix-Marseille. 288p.

Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M., Rouaix, S., (1974). Les forages du Golfe du Lion – Stratigraphie, Sédimentologie. *Compagnie Françaises du Pétroles, Notes & Mémoires* 11 : 209-274.

De Jong, K. A., Manzoni, M., Stavenga, T., Van der Voo, R., Van Dijk, F., Zijderveld, J.D.A., (1973). Rotation of Sardinia: Paleomagnetic evidence for rotation during the Early Miocene. *Nature*, 243, 281-283.

Deino, A., Gattacceca, J., Rizzo, R., Montanari, A., (2001).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and paleomagnetism of the Miocene volcanic succession of Monte Furrù (western Sardinia): Implications for the rotation history of the Corsica-Sardinia microplate. *Geoph. Res. Lett.* 28(17): 3373-3376.

Demarest, H. H., (1983). Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geoph. Res.* 88 (5), 4321-4328.

Durand, J. G., Semichon, P., (1973). Rapport de fin d'étude et d'interprétation de la campagne sismique réflexion marine Denise (Corse-Sardaigne). ELF-RE 1034 – 3/14 : 9.

Edel, J.-B., (1980). Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la dynamique de la Méditerranée occidentale. PhD Thesis. Institut de Physique du Globe de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg. 310.

Faccenna, C., Speranza, F., Dajello, F., Mattei, M., Oggiano, G., (2002). Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime. *Tectonophysics* 356(4): 213-232.

Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., Janin, M.-C., (2003). Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse: implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bull. Soc. Fr.* 174(4): 357-371.

Ferrandini, M., Ginsburg, L., Ferrandini, J., Rossi, P. (2000). Présence de *Pomeloryx boulangeri* (Artiodactyla, Mammalia) dans l'Oligocène supérieur de la région d'Ajaccio (Corse) : étude paléontologique et conséquences. *C. R. Acad. Sci. Paris* 331: 675-681.

Fisher, R., (1953). Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 217, 295-305.

Fornaciari, E., Rio, D., (1996). Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42(1): 1-36.

Francolini, L., Mazzei, R., (1991). Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna settentrionale). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali* 98(A): 327-338.

Funedda, A., Oggiano, G., Pasci, S., (2000). The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia. *Boll. Soc. Geol. It.* 119: 31-38.

Gattacceca, J., (2001). Cinématique du bassin Liguro-Provençal entre 30 et 12 MA. Implications géodynamiques. PhD Thesis. Paris, Ecoles de mines de Paris: 299.

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 Planet. Sci. Lett.* 258 (3-4) 359-377

Genesseeux, M., Bizon, G., Glaçon, G., Müller, C., (1977). Un affleurement de marnes bathyales serravalliennes sur le plateau occidental des Bouches de Bonifacio (Corse). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 284: 2459-2462.

Genesseeux, M., Rehault, J.-P., Thomas, B., (1989). La marge continentale de la Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* V(2): 339-351.

Gorini, C., Le Marrec, A., 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. *Bull. Soc. Fr.* 164(3): 353-363.

Gueguen, E., C. Doglioni, Fernandez, M., (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298: 259-269.

- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., (2000). Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.* 3: 67-97.
- 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.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C., Vail, P.R., (1998). Mesozoic and Cenozoic cycle charts. In: P.C. Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin & P.R. Vail Eds, *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.* - SEPM sp. publ., 60: 15-29.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics.* 226: 15-35.
- Jourdan, F., Renne, P.R. (2007). Age calibration of the Fish Canyon sanidine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard using primary K-Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 387-402
- Kirshvink, J.L., (1980). The least square line and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62: 699-718.
- Lecca, L., Lonis, R., Luxoro, S., Melis, E., Secchi, F., Brotzu, P. (1997). Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Per. Mineral.* 66: 7-61.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., (2004). Publication of a revised Neogene Time Scale. In: Gradstein, F.M. et al., 2004. *A Geologic Time Scale (2004).* Cambridge University Press : ~500 pages).
- Loÿe-Pilot, M.-D., Durand-Delga, M., Feinberg, H., Gourinard, Y., Magné, J., (2004). Les formations burdigaliennes de Corse orientale dans leur cadre géodynamique. *Comptes Rendus Geosciences*, 336 (10) : 919-930
- Mallet, J.-L., (1989). Discrete smooth interpolation. *ACM Transactions on Graphics*, 8 :121-144.
- Mallet, J.-L., (1992). Discrete smooth interpolation in geometric modeling. *CAD* 24(4):178-191
- Mallet, J.-L., (2002). *Geomodeling.* Oxford University Press: 666 p.
- Mameli, P., Oggiano, G., (1997). Il vulcanismo dell'Anglona e i suoi rapporti con le successioni sedimentarie. *Libro-Guida e Riassunti del convegno-Escursione "La fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo Occidentale"*, Villanovaforru. 19-22/0697, 142-143.
- Mameli, P., (2000). Le vulcaniti dell'Anglona (Sardegna nord-occidentale): rapporti con la stratigrafia Miocenica e prima evidenza di una variazione temporale dell'affinità seriale. *Boll. della Soc. Sard. Sci. Nat.* 32: 1-28.
- Mancin, N., Pirini, C., Bicchi, E., Ferrero, E., Valleri, G., (2003). Middle Eocene to Middle Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy for internal basins (Monferrato and northern Apennines, Italy) . *Micropalaeontology* 49: 1-19.
- Manzoni, M., (1974). Un'interpretazione dei dati paleomagnetici del Terziario della Sardegna ed alcuni novi risultati. *Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari* 43 283-295.
- Martí, J., J. Mitjavila, Roca, E., Aparicio, A., (1992). Cenozoic magmatism in the Valencia Through (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* 203: 155-166.
- Martini, E., (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A: Farinacci Ed., *Proc. II Plank. Conf., Roma, 1970.* Tecnoscienza, Rome 2: 739-785.
- Martini, I., P., Oggiano, G., Mazzei, R., (1992). Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of northern Sardinia, western Mediterranean Sea. *Sed. Geol.* 76: 63-78.

- Mattioli, M., Guerrera, F., Tramontana M., Raffaelli, G., D'Atri, M., (2000). High-Mg Tertiary basalts in Southern Sardinia (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 179:1-7.
- Mauffret, A., Gorini, C., 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics* 12(2): 356-375.
- Maurel-Ferrandini, M. (1976). Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs (Bouches du Rhône, France). PhD Thesis Université Aix-Marseille I: 135.
- Maxia, C., Pecorini, G. (1969). La zona di Castelsardo: la meno incompleta serie miocenica della Sardegna. *Giornale de Geologia* 35(4): 345-357.
- Mazzei, R., Oggiano, G., (1990). Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna Settentrionale). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali* 97: 119-147.
- Monaghan, A., (2001). Coeval extension, sedimentation and volcanism along the Cainozoic rift system of Sardinia. *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. 186: 707-734.
- Montigny, R., Edel, J.-B., Thuizat, R. (1981). Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 54: 261-271.
- Morra, V., Secchi, F.A.G., Melluso L., Franciosi L., (1997). High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy. *Lithos* 40: 69-91.
- Nury, D., (1987). L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. PhD thesis. Univ. De Provence: 411.
- Odin, G.S., Assorgia, A., Barca, S., Porcu, A., Spano, C., Hernandez, J., Cosca, M., (1994).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of a Burdigalian tuff from central-northern Sardinia. *Giornale de Geologia* 56(1): 185-197.
- Oggiano, G., (1987). La pianura costiera turritana (Sardegna settentrionale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 10.
- Oggiano, G., Pasci, S., Funedda, A., (1995). Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del Mediterraneo occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.* 114: 465-475.
- Quesney-Forest, C., F. Quesney-Forest (1984). Etude sédimentologique et structurale de la bordure orientale du fosse oligo-miocène sarde. *Rapport ENSPM-IFP*: 120.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L.L., (1999). Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315: 209-233.
- Roca, E., (2001). The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. *In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson & S. Crasquin-Soleau (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Nat. Hist. Nat., 186 : 671-706.*
- Rollet, N., (1999). Structures profondes, dynamique et remobilisation du bassin Ligure et de ses marges. PhD thesis. Université Paris VI. : 292.
- Rollet, N., Deverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M., Truffert, C., (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics* 21 (3):
- Rossi, P., P. Guennoc, Réhault, J.-P., Arnaud, N., Jakni, B., Poupeau, G., Tegye, M., Ferrandini, J., Sosson, M., Beslier, M.-O., Rollet, N., Gloguen, R., (1998). Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *C. R. Acad. Sci. Paris* 327: 369-376.

Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A., Gorini, C., (2005). Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Mar. Petrol. Geol.* 22: 757-773.

Savelli, C., Beccaluva, L., Deriu, M., Macciotta, G., Maccioni, L., (1979). K/Ar geochronology and evolution of the Tertiary “calckalic” volcanism of Sardinia (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, 257–269

Séranne, M., (1999). The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne. (Eds.), London, The Geological Society. Special Publication 156: 15-36.

Sissingh, W., (2001). Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland : Correlation of the Tertiary Sedimentary sequences, change in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333: 361-400.

Sowerbutts, A., (1997). Coeval extension, sedimentation and arc-volcanism along the Oligo-Miocene Sardinian Rift. PhD Thesis University of Edinburgh: 521.

Sowerbutts, A., (2000). Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligo-Miocène intr-arc basin, Anglona, Sardinia. *Geol. Mag.* 137(4): 395-418.

Spano, C., M. I.; Asunis, I., (1984). Recherche biostratifiche nel settore di Castelsardo (Sardegna Settentrionale). *Boll. Soc. Sard. Sci. Nat.* 23: 45-74.

Thomas, B., Gennesseaux, M., (1986). A two-stage rifting in the basins of the Corsica-Sardinian straits. *Mar. Geol.* 72: 225-239.

Todesco, M., Vigliotti, L., (1993). When did Sardinia rotate? Statistical evaluation of paleomagnetic data. *Annali di Geofisica* 36 (5-6): 119-134.

van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A., Edwards, A.S., 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. *Bull. Cent. Rech. Explor.—Prod. Elf-Aquitaine*, Mem. 11.

Vergés, J., Sàbat, F. (1999). Constraints on the western Mediterranean kinetics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth & M. Séranne (Eds.), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Special Publications – Geological Society of London, 156: 63-83

Vigliotti, L., Langenheim, V. E., (1995). When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova* 7: 424-435.

Vigorito, M., M. Murru, Simone, L., (2006). Architectural patterns in a multistorey mixed carbonate–siliciclastic submarine channel, Porto Torres Basin, Miocene, Sardinia, Italy. *Sed. Geol.* 186 (3-4) : 213-236.



## Chapitre 7 : Reconstitutions paléogéographiques de l'évolution syn-rift à post-rift de la Méditerranée Nord-Occidentale

Ce chapitre est une synthèse des étapes de l'évolution syn-/post-rift des marges du Golfe du Lion et Sarde. Le cadre chronologique établi sur le domaine provençal et sarde associé à la caractérisation des géométries stratigraphiques permet de replacer l'évolution de ces marges dans le contexte géodynamique méditerranéen. Ces reconstitutions s'appuient sur les récents travaux de chronologie de la rotation du bloc corse-sarde à une résolution temporelle comparable à celle qui a été utilisée dans cette thèse (Gattacceca, 2001 ; Gattacceca et al., 2007) (Fig. 7.1). Des cartes palinspastiques précises du bloc corso-sarde au cours de l'évolution syn-/post-rift du bassin Liguro-Provençal ont été réalisées en intégrant les travaux suivants : pour la partie structure générale de la Méditerranée, Andeweg (2002), Gueguen (1998) et Jolivet et al. (2006) ; pour la Sardaigne, Cherchi et al. (2008) ; pour le Fossé de Valence: Roca et al. (1999), Roca (2001) ; pour les Kabylies, position approximative d'après Andeweg (2002), Vergés & Sabat (1999) dans Roca et al. (1999) et Roca (2001), pour la partie Nord-Est du Golfe du Lion et les directions d'incursions marines : Sissingh (2001 & 2006). Sur l'ensemble des cartes, l'Europe est considérée stable.

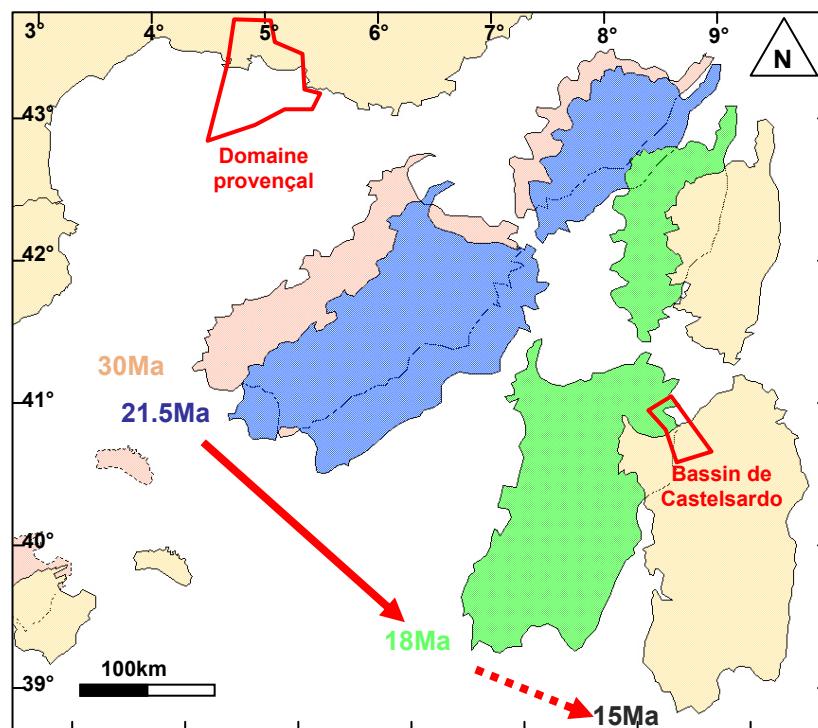
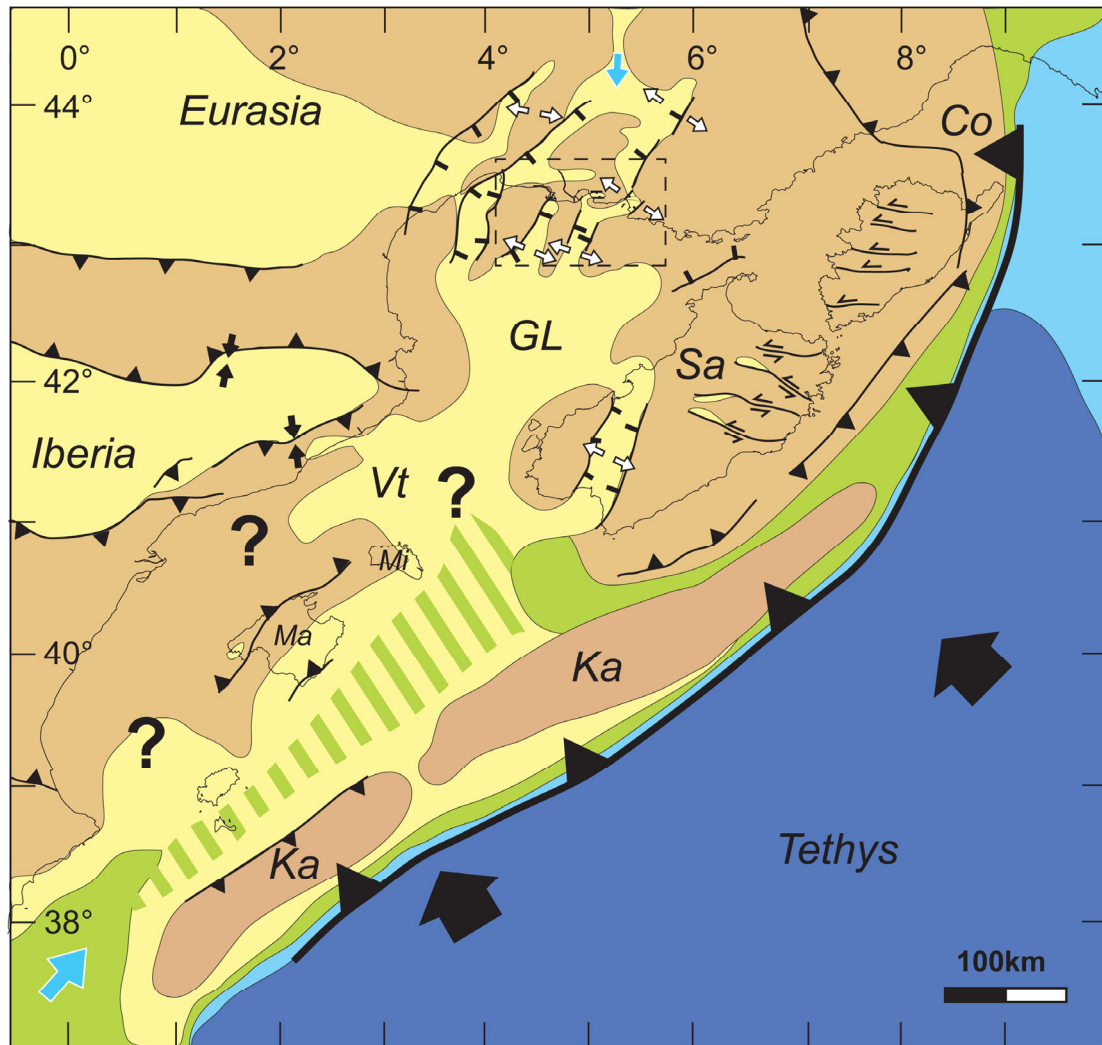
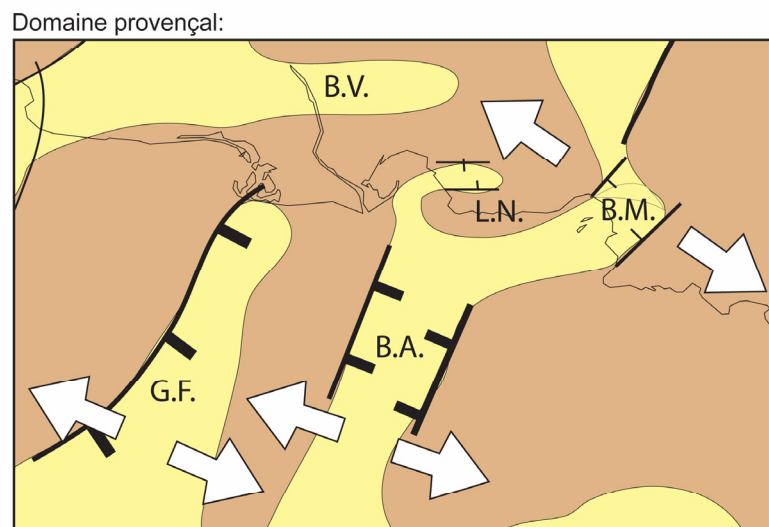


Fig. 7.1 : Rotation du bloc corso-sarde au cours du temps par rapport à l'Europe stable (d'après Gattacceca (2001)).

7.1. La période ante-rift (Oligocène inf.):



- Milieu de dépôt:
- Terre émergée
  - Continental/Littoral
  - Marin peu profond
  - Marin profond
  - Domaine océanique
  - Direction des incursions marines
- Paléostress:
- Extension
  - Compression
- Structure:
- Chevauchement
  - Faille normale
  - Décrochement



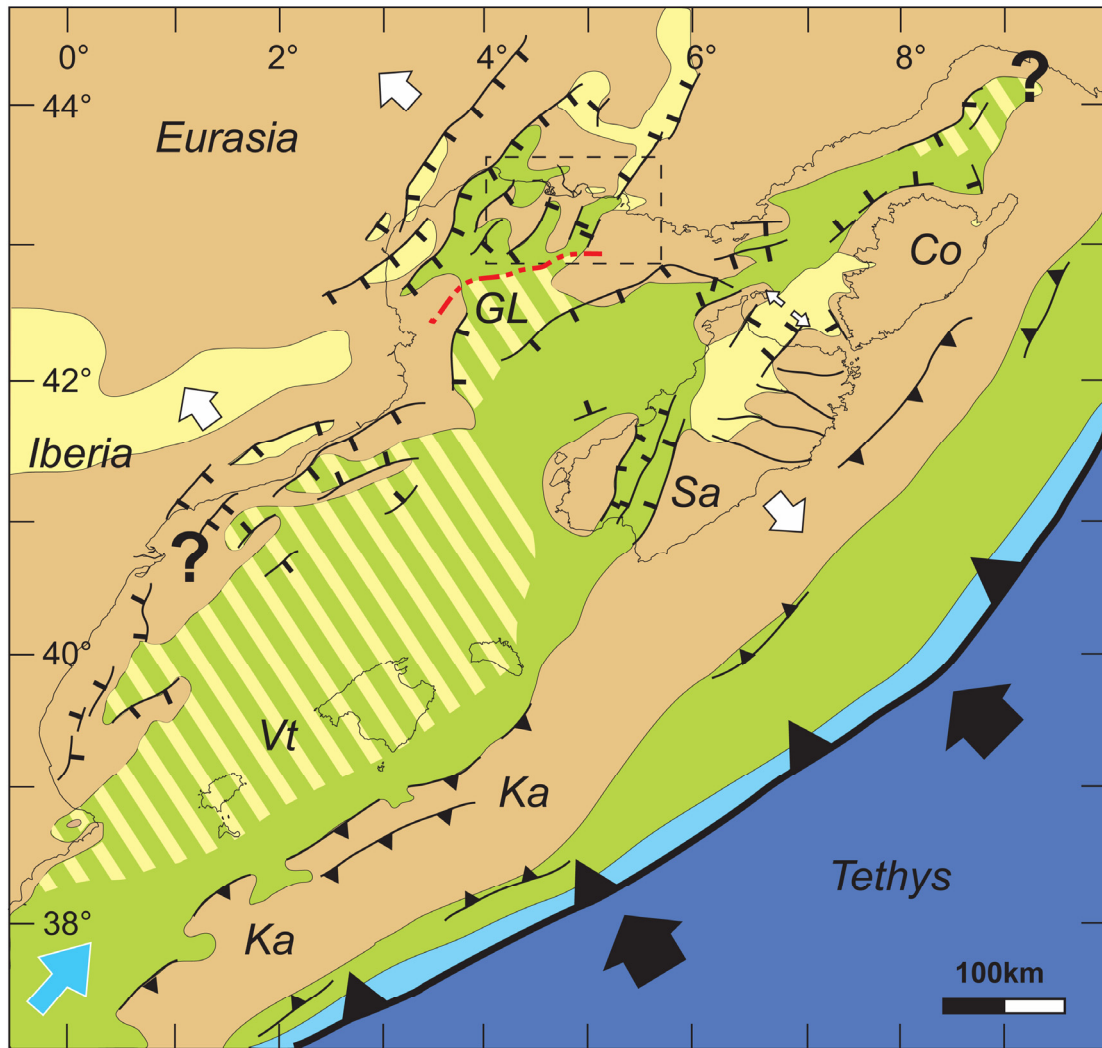
B.A.: Bassin des Arlésiens, B.M.: Bassin de Marseille; B.V.: Bassin de Villeneuve; G.F.: Bassin du Grand Faraman; L.N.: Littoral de la Nerthe;

Fig. 7.2 : Carte paléogéographique ante-rift (Oligocène inf.). Le bassin Liguro-Provençal est caractérisé par des structures extensives NNE-SSO à NE-SO principalement remplies de dépôts continentaux/littoraux. Les connections avec la mer sont limitées et incertaines. Références cf. texte.

D'après la littérature, la phase de *rifting* de l'océan Liguro-Provençal démarre vers la fin du Rupélien (Oligocène inf.) dans le Golfe du Lion et le SO de la Sardaigne (Séranne, 1999 ; Cherchi & Montadert, 1982 ; Guennoc et al., 2000 ; Casula et al., 2001 ; Cherchi et al., 2008) et à la fin de l'Oligocène-Aquitaniens dans le Roussillon (SO du Golfe du Lion ; Séranne, 1999). Dans le fossé de Valence, le début de la phase de *rifting* est daté du Chattien terminal-Aquitaniens et de l'Aquitaniens sup. - Burdigalien inf. respectivement dans les parties NE et SO. Cependant, il est aussi proposé que la phase d'extension de l'Oligocène inf. pourrait être liée à la phase de *rifting* Ouest européen (Hippolyte et al., 1993 ; Mauffret & Gorini, 1996). Cette dernière va entraîner la formation de bassins le long de structures NE-SO à NNE-SSO. La reconstruction palinspastique du bloc corso-sarde (Gattacecca et al., 2007) implique en Sardaigne des orientations de structures comparable à celles du Golfe du Lion ainsi que des jeux senestres de failles décrochantes E-O (Carmignani et al., 1995 ; Oggiano et al., 1995). Durant, l'Oligocène inf., le remplissage des bassins de la Méditerranée Nord-Occidentale est caractérisé par une sédimentation continentale et/ou littorale. Les incursions marines sont très réduites et l'extension de la mer est incertaine. D'après Sissingh (2001 & 2006), les influences marines pour les bassins les plus septentrionaux comme le bassin d'Aix et de Manosque peuvent provenir du Nord empruntant les bassins rhénans du rift Ouest européen ou les bassins molassiques Ouest alpin. Pour les bassins plus méridionaux, tel que le bassin de Marseille, Nury & Schreiber (1997) repris dans Sissingh (2006) indiquent qu'une communication par un canal sardo-ibérien alimentait en eaux salines ces bassins.

## **7.2. La période de *rifting* (Oligocène sup. à Aquitaniens) :**

Durant la période de *rifting*, le bloc corso-sarde va effectuer une rotation d'environ 10° (Gattacecca et al., 2007). Cette période est contemporaine de la première transgression pérenne à l'échelle de la Méditerranée Nord-Occidentale. Cette transgression va se produire de manière hétérochrone de part et d'autre des marges de l'océan Liguro-Provençal. Au niveau de la marge Nord, les premiers dépôts marins sont datés de l'Oligocène sup. sur le domaine provençal, du Burdigalien inf. dans la partie occidentale du Golfe du Lion (Séranne, 1999) et du Langhien inf. dans le fossé de Valence (Roca et al., 1999) Ainsi, sur la marge Nord, la première transgression marine a eu tendance à progresser vers le SO durant l'évolution de l'océan Liguro-Provençal. D'après Bache (2008), sur le plateau continental du Golfe du Lion, une limite d'érosion aérienne oligo-aquitaniens est présente délimitant un



- Milieu de dépôt:
- Terre émergée
  - Continental/Littoral
  - Marin peu profond
  - Marin profond
  - Domaine océanique
  - Direction des incursions marines
- Paléostress:
- Extension
  - Compression
- Structure:
- Chevauchement
  - Faille normale
  - Décrochement

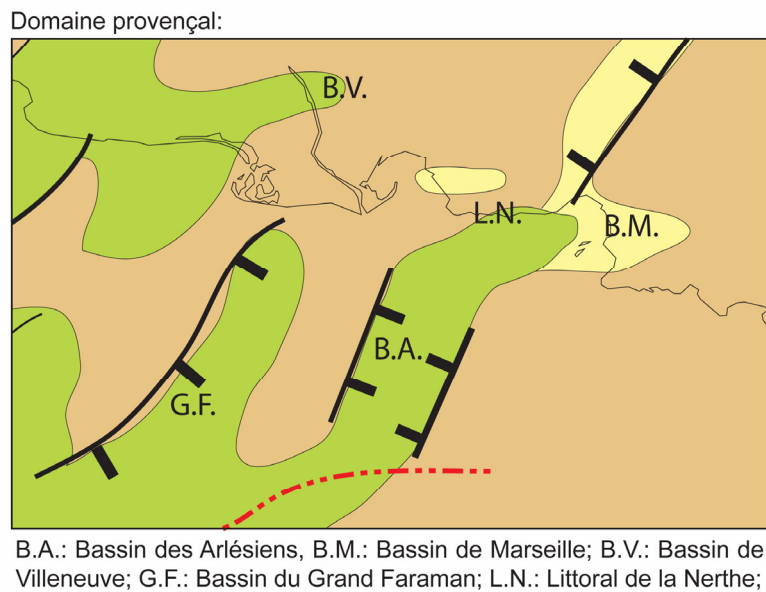


Fig. 7.3 : Carte paléogéographique de la période du rifting (Oligocène sup. à Aquitanien). Les bassins les plus proches des rivages actuels sont envahis progressivement par une mer venant du Sud. Une connexion avec la mer alpine est envisageable par le Nord.

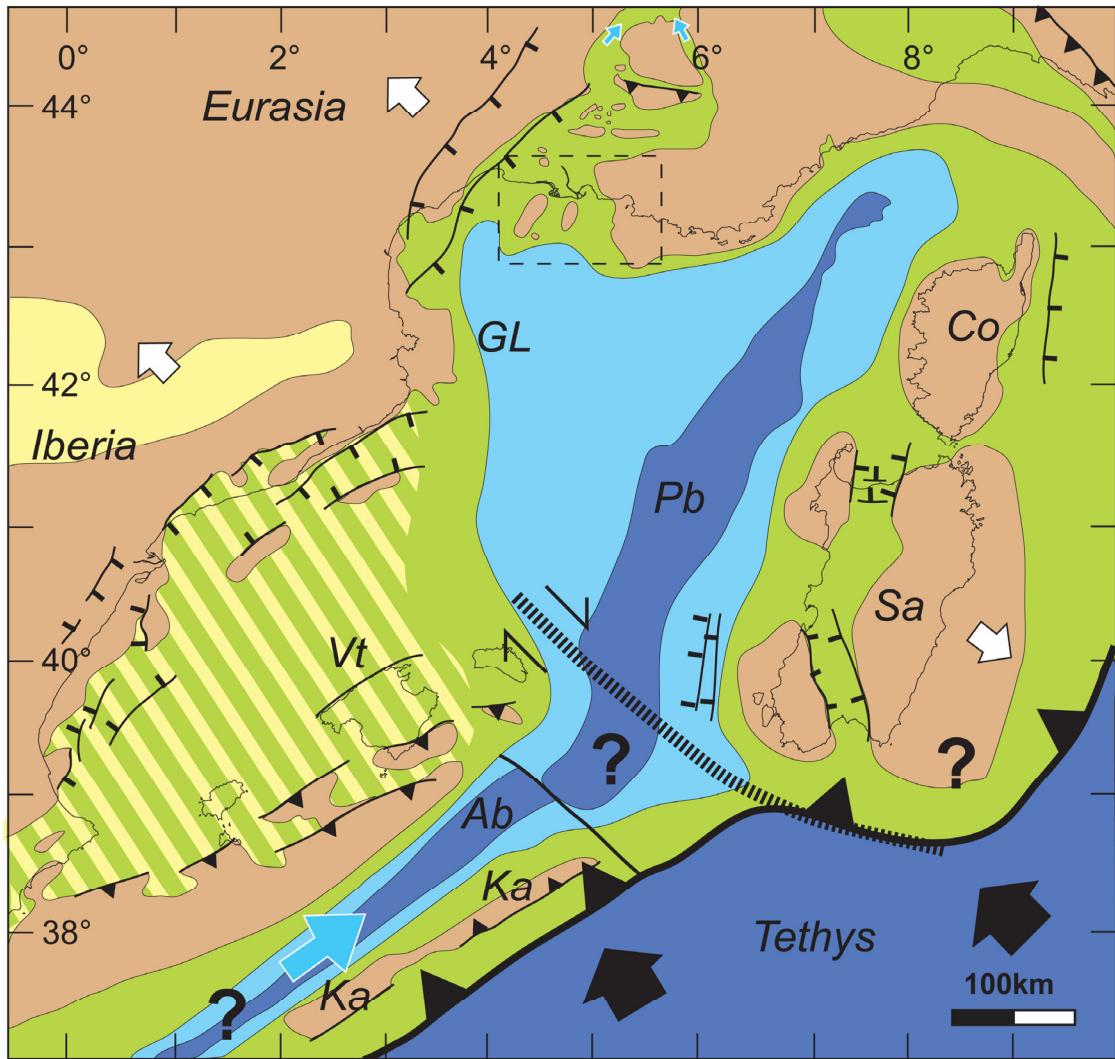
domaine émergé au Sud de cette limite (**Fig. 7.3**). Cependant, des dépôts marins localisés sont enregistrés sur la marge Provençale. La continentalisation des bassins Nord et Ouest alpins, à la fin du Rupélien, implique l'arrêt des incursions marines venant du Nord. Cette continentalisation est le résultat d'une baisse du niveau eustatique pour le bassin Nord alpin et tectonique pour le bassin Ouest alpin (Sissingh, 2001 & 2006). De ce fait, la mer ne pourrait provenir que du Sud. Elle communiquerait avec les bassins syn-rift par l'intermédiaire de bas topographiques tel que pouvait l'être par exemple le Graben Central très subsident durant cette période (Gorini, 1993 ; Guennoc et al., 1994 ; Bache, 2008) et dont les sédiments syn-rift marins ont été traversés par le forage Tramontane 1 (Cravatte et al., 1974 ; présence de *Globorotalia kugleri* synonyme de *Paragloborotalia kugleri*, espèce d'âge strictement Aquitanien d'après Lourens et al., 2004).

Dans le domaine Ligure, même si la connexion avec un bras de mer venant du Sud est probable, une connexion avec la mer alpine est envisageable. En effet, dans le canyon des Stoechades, des dépôts d'âge Oligocène sup. ont été prélevés. Ces dépôts traduisent un milieu marin dont la bathymétrie est comprise entre 100 et 200m (Groupe Estocade, 1977). Sur la marge Sud, les premières influences marines sont comme sur la marge Nord hétérochrones. Elles sont enregistrées, en Sardaigne, dans le graben du Campidano dès l'Oligocène sup. (Casula et al., 2001 ; Monaghan, 2001 ; Cherchi et al., 2008) alors que le reste de l'île est dominé par une sédimentation détritique continentale (Carmignani et al., 1995 ; Oggiano et al., 1995) observée aussi en Corse près d'Ajaccio (Formation du Vazzino, Ferrandini et al., 1999 ; Ferrandini et al., 2000 ; Ferrandini et al., 2003). Les premiers dépôts marins au NO de la Sardaigne sont datés du Burdigalien inf (cf. Chap.6) et du Burdigalien moy. pour le Sud de la Corse (Formation Cala di Labra, Ferrandini et al., 2003). La marge sud est donc caractérisée par une migration vers le Nord de la première transgression marine oligo-miocène (Cherchi et al., 2008 ; cf. Chap.6).

### **7.3. La période post-rift (Phase 1) : Subsidence lente (Burdigalien inf.) :**

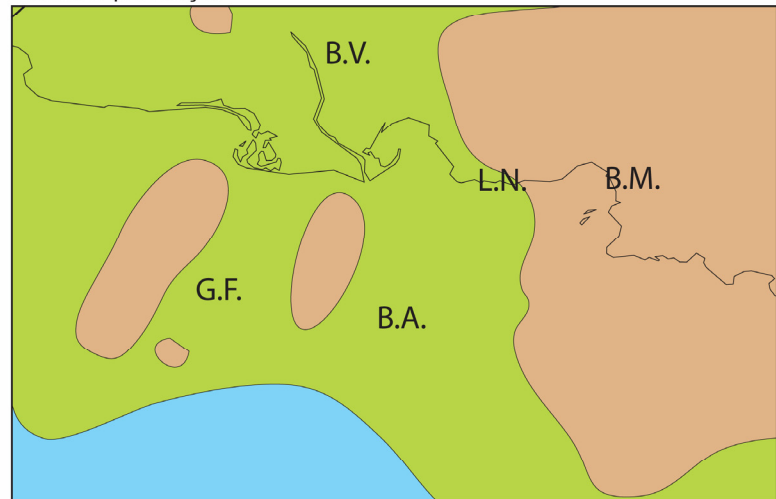
Aucune reconstitution paléogéographique n'a été réalisée pour cette période. En effet, celle-ci est caractérisée par la rotation importante du bloc corso-sarde (rotation de 30° entre 20.5 et 18 Ma) impliquant des modifications paléogéographiques rapides ne pouvant pas être résumées par une seule carte. Il faut noter que le domaine provençal pendant cette période est caractérisé par une transgression confinée dans les bas topographiques.

7.4. La période post-rift (Phase 2) : Subsidence rapide (Burdigalien moy.) :



- Milieu de dépôt:
- Terre émergée
  - Continental/Littoral
  - Marin peu profond
  - Marin profond
  - Domaine océanique
  - Direction des incursions marines
- Paléostress:
- Extension
  - Compression
- Structure:
- Chevauchement
  - Faille normale
  - Décrochement

Domaine provençal:



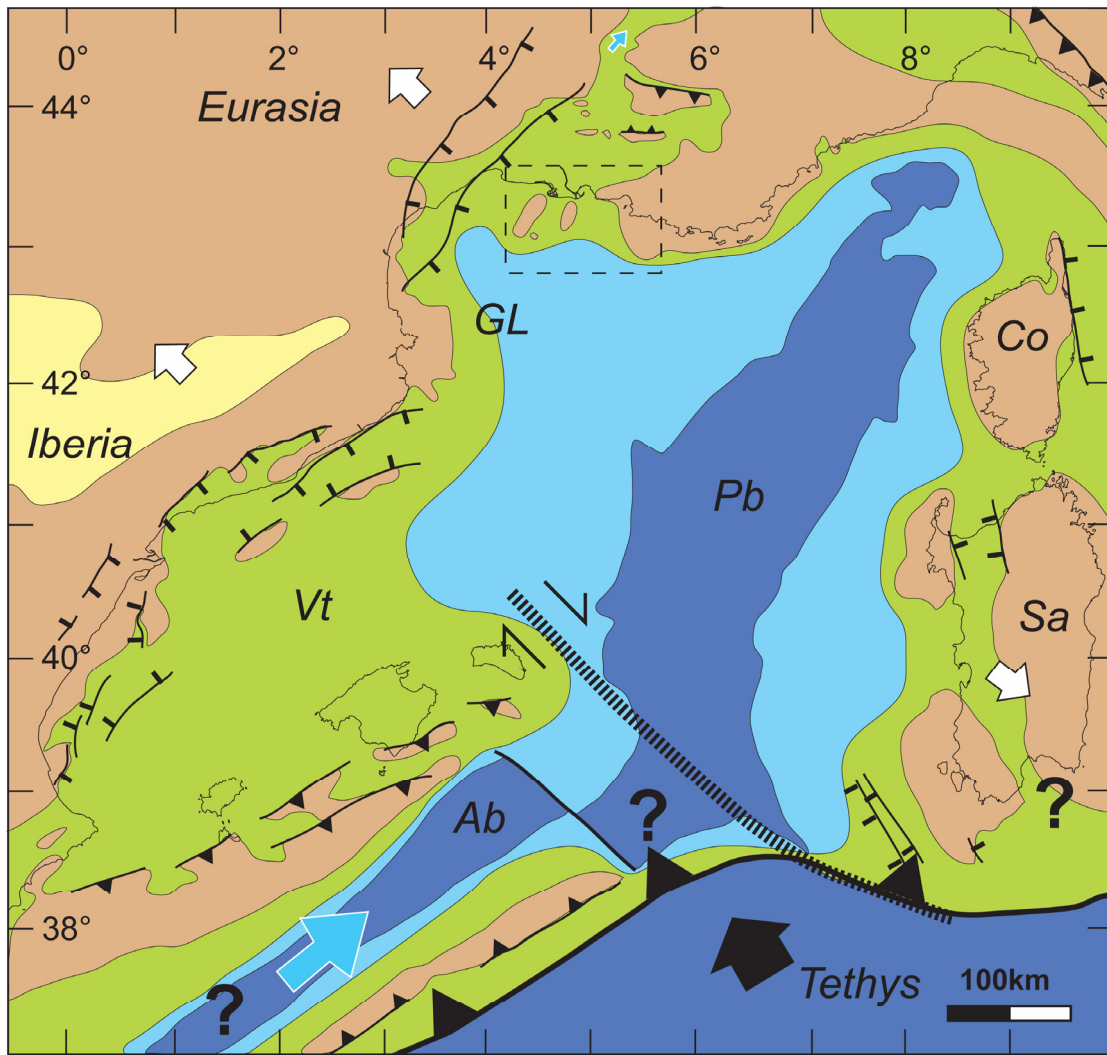
B.A.: Bassin des Arlésiens, B.M.: Bassin de Marseille; B.V.: Bassin de Villeneuve; G.F.: Bassin du Grand Faraman; L.N.: Littoral de la Nerthe;

Fig. 7.4 Carte paléogéographique du Burdigalien moy. Une transgression marine ennoie la plupart des bassins de Méditerranée Nord-Occidentale ainsi que les hauts topographiques jusque-là restés émergés

Le bassin Liguro-Provençal est caractérisé au Burdigalien moy. par une transgression généralisée. Cette transgression datée entre 18.05 et 17.5 Ma (Chron C5Dr dans Lourens et al., 2004, cf. Chap.3) va submerger dans le Golfe du Lion la plupart des dépôts syn- et post-rift précédents ainsi que les paléo-hauts topographiques en mer (puits Sirocco1 ; Cravatte et al., 1974 ; cf. Chap.4 et 5) et à terre (Maurel-Ferrandini, 1976 ; Arnaud et al., 1988 ; cf. Chap.5). Cette transgression est aussi synchrone à l'échelle de la Sardaigne (Monaghan, 2001 ; Cherchi et al., 2008 ; cf. Chap.6) et de la marge Ouest Corse (Ferrandini et al., 2003). Une telle transgression a déjà été proposée à l'échelle de l'océan Liguro-Provençal par Sissingh (2001) et du bassin Nord Tyrrhénien (marge Est Corse : Loÿe-Pilot et al., 2004 – Pianosa Island : Colantoni & Borsetti, 1973). Cette transgression correspond à une période subsidence rapide de la marge du Golfe du Lion où d'importantes séries progradantes se sont déposées (Gorini, 1993 ; Guennoc et al., 2000 ; Bache , 2008). Sur la marge continentale de l'Ebre, le Burdigalien moy. correspond à une subsidence thermique et une diminution de l'extension du fossé de Valence (Sissingh, 2006). A l'échelle de la Méditerranée, cette phase de subsidence importante est synchrone avec le début du ralentissement de la rotation du bloc corso-sarde qui avait connu jusqu'alors, entre 20.5 et 18 Ma, des taux d'accrétion océanique dans la partie Sud du bassin élevés de près de 9 cm par an (Gattacceca et al., 2007). Il paraît donc probable que la subsidence contemporaine de la transgression du Burdigalien moy. soit liée à un refroidissement important de la marge du Golfe du Lion lié à la baisse du taux d'accrétion au sein de l'océan Liguro-Provençal.

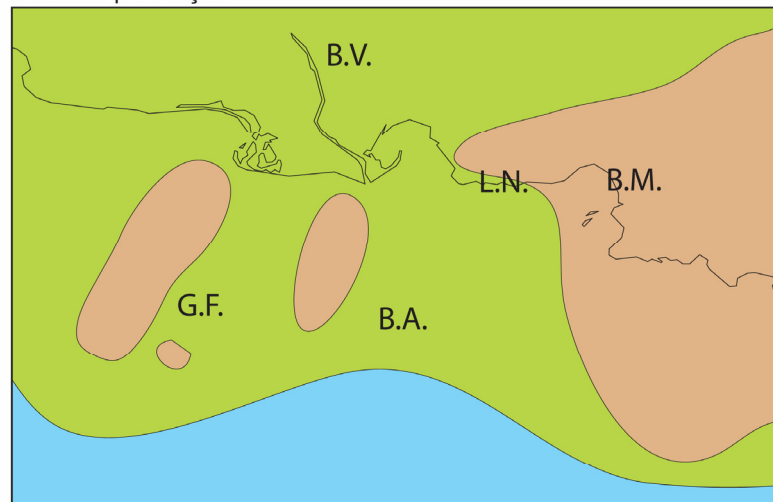
### ***7.5. La période post-rift (Phase 3) : fin de la rotation du bloc corso-sarde (Burd. sup. à Langhien) :***

Enfin, la période Burdigalien sup. à Langhien inf. correspond à la fin de la rotation du bloc corso-sarde qui atteint alors sa position actuelle (Gattacceca et al., 2007) (**Fig.7.4**). Durant cette période, les rivages de la Méditerranée, peu modifiés, sont associés à une légère montée du niveau marin relatif. La sédimentation est contrôlée principalement par la courbe eustatique (cf. Chap.5). Alors que la plupart des activités syn-tectoniques ont déjà cessées dans le Golfe du Lion, les premiers dépôts post-rift se déposent dans le fossé de Valence dans un environnement de dépôt marin franc (Roca et al., 1999 ; Séranne, 1999). Enfin, les témoins de la déformation alpine seront faibles et localisés en domaine d'arrière pays.



- Milieu de dépôt:
- Terre émergée
  - Continental/Littoral
  - Marin peu profond
  - Marin profond
  - Domaine océanique
  - Direction des incursions marines
- Paléostress:
- ⇌ Extension
  - ← Compression
- Structure:
- Chevauchement
  - Faille normale
  - Décrochement

Domaine provençal:



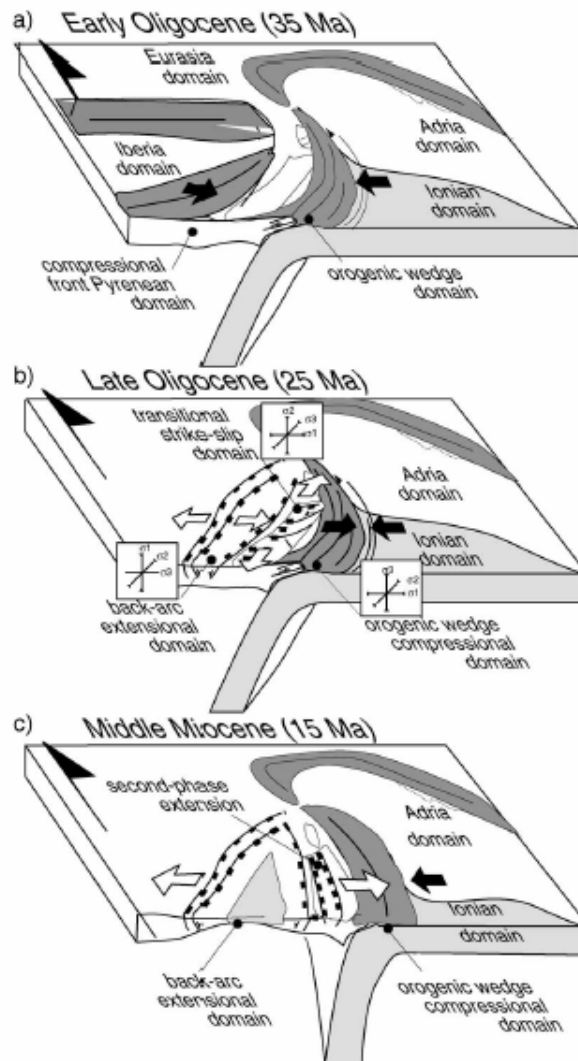
B.A.: Bassin des Arlésiens, B.M.: Bassin de Marseille; B.V.: Bassin de Villeneuve; G.F.: Bassin du Grand Faraman; L.N.: Littoral de la Nerthe;

Fig. 7.4 : Carte paléogéographique de la période Burdigalien sup. à Langhien inf. Le bloc corso-sarde a atteint sa position actuelle. La mer envahie le fossé de Valence.



## 7.6. Conclusion

La transition syn-/post-rift du domaine Provençale est caractérisée dans un premier temps par une transgression et une subsidence faible pendant le Burdigalien inf. Durant cet intervalle, le bloc corso-sarde effectue une rotation rapide de 30° en 2.5 Ma en liaison avec le retrait du slab (Gattacceca et al., 2007) (**Fig. 7.5**). Les taux d'accrétion importants et l'extension géographique des marges relativement réduite ont permis de maintenir une activité thermique limitant le refroidissement des marges et donc la subsidence. Dans un second temps, au Burdigalien moy., une transgression généralisée ainsi qu'une phase de forte subsidence sont enregistrées. Ces événements coïncident avec un ralentissement de la rotation du bloc corso-sarde. Le taux d'accrétion étant réduit, l'océan Liguro-Provençal entame une phase de refroidissement rapide entraînant une phase de forte subsidence.



**Fig. 7.5 :** Bloc diagramme schématisant le scénario tectonique du système d'arrière-arc dans la partie centrale-ouest de la Méditerranée durant 3 phases de 35 à 15 Ma (d'après Faccenna et al. 2002).

Durant la transition syn-/post-rift, les deux marges n'ont pas fonctionnées de manière strictement identiques. Dès le Burdigalien inf., toute activité tectonique a cessé sur le domaine provençal. En revanche, la marge sarde présentait encore des phases tectoniques extensives et une activité volcanique importante et ce au moins jusqu'au Langhien. Ainsi, alors que le fonctionnement de la marge Nord du bassin Liguro-Provençal correspondait à celui d'une marge passive typique, la marge Sud était quant à elle dominée par un fonctionnement intra-arc lié à sa position géographique à l'aplomb de la zone de Subduction (**Fig. 7.6**).

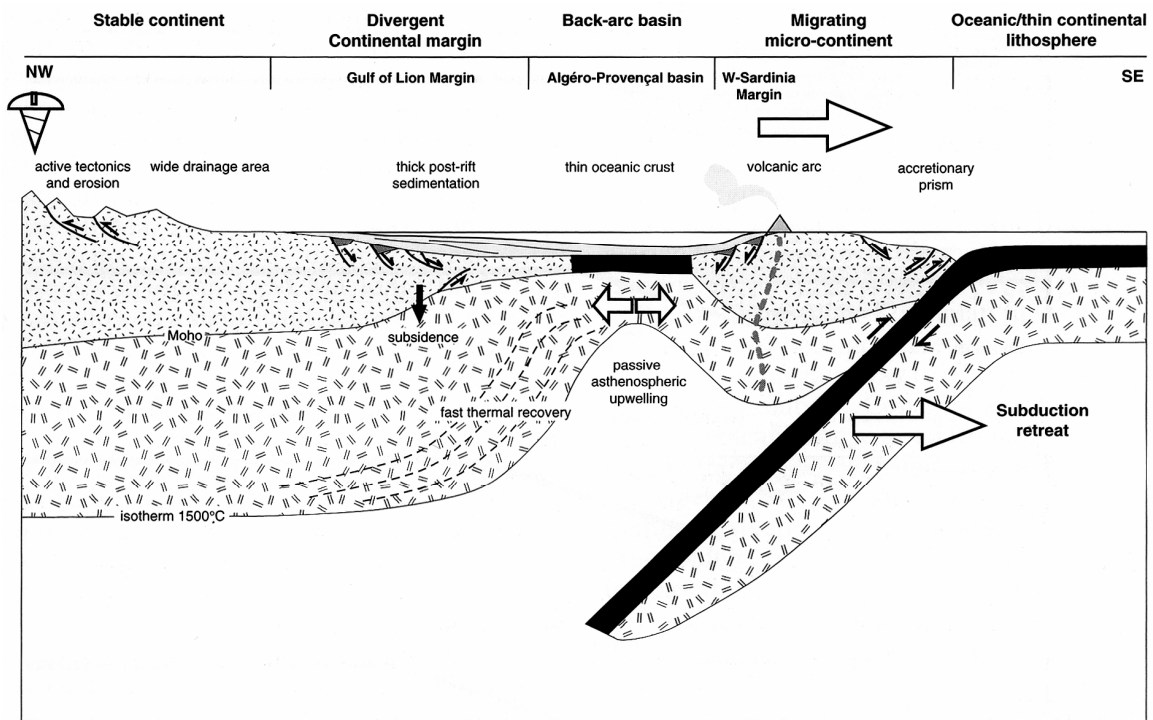


Fig. 7.6 : Schéma montrant l'asymétrie des marges d'un bassin marginal formé par un retrait de la subduction (d'après Séranne, 1999). La marge du continent stable reçoit un apport important de sédiments clastiques d'une aire de drainage étendue, alors que la marge du micro-continent est alimentée par un faible drainage des bassins et du volcanisme. Les forts taux de subsidence et de sédimentation sur la partie du continent stable conduisent, en moins de 30 Ma, à la formation d'une marge ayant les caractéristiques d'une marge mature de type Atlantique.

## Conclusions générales & Perspectives

Au cours de ce travail, nous avons essayé, grâce à une approche intégrée et pluridisciplinaire de deux portions des marges opposées du bassin Liguro-Provençal, d'apporter des précisions et des éléments nouveaux sur l'évolution de ce bassin. Cette étude est basée sur une approche naturaliste et quantitative des affleurements littoraux (étude chronostratigraphique, levés de coupes et cartographie géoréférencés) menée conjointement avec une approche géophysique (sismostratigraphie, sismique synthétique). L'intégration de ces deux approches est alors réalisée grâce à la modélisation géologique 3D. L'ensemble de nos observations et interprétations a pu être ainsi replacé dans des cartes paléogéographiques aidant à préciser l'évolution précoce du bassin Liguro-Provençal.

Ce travail a permis d'apporter les résultats suivants :

### *Apports à la chronostratigraphie :*

Ce travail traitant de l'évolution d'un système géologique n'aurait pas pu aboutir sans, dans un premier temps, fixer la chronologie de cette évolution. Dans cette optique, le Chapitre 2 a permis de mettre en évidence la nécessité de faire le bilan de manière critique des données chronostratigraphiques existantes. Nous avons pu ainsi constater que, malgré les nombreuses études antérieures, le cadre chronostratigraphique demeurait incertain. En effet, les principales données biostratigraphiques sont insuffisantes pour contraindre temporellement l'approche quantitative du travail. Nous avons donc entrepris une étude chronostratigraphique intégrée (biostratigraphie du nannoplancton calcaire et des foraminifères planctoniques, magnétostratigraphie et datations radiométriques Argon).

#### *En Provence, nous avons ainsi pu démontrer que :*

- Les dépôts syn-rift du secteur Sud de la Nerthe sont d'âge Oligocène supérieur à Aquitanien alors que les premiers dépôts post-rift datés sont d'âges Burdigalien moyen (Chron C5En). La limite syn-rift/post-rift, appelée *breakup unconformity* en sismique et qui correspond à une surface d'abrasion marine, peut donc correspondre à un intervalle de temps important.
- Dans le secteur des étangs, les dépôts du Burdigalien inférieur ont pu être identifiés mais aucun dépôt syn-rift n'affleure.

- La première transgression marine est datée de l'Oligocène sup. (Chron C6Cr).
- En raison du caractère mixte, carbonaté et silicoclastique, des dépôts de la plate-forme provençale, l'enregistrement du temps dans les sédiments est complexe. Nous avons ainsi pu montrer que, dans les carbonates, le temps est principalement concentré au niveau des surfaces indiquant une mauvaise préservation contrairement aux sédiments silicoclastiques.
- En Méditerranée, le nannofossile *H. ampliaperta* disparaît plus tôt qu'il ne l'est proposé dans l'échelle de Lourens et al. (2004).

*Dans le NO de la Sardaigne, nous avons pu démontrer que :*

- Les dépôts syn-rift considérés jusque-là d'âge Oligocène sont au moins en partie d'âge Aquitanien. Ce résultat est lié à la datation du Burdigalien inférieur de la première incursion marine enregistrée dans les sédiments post-rift et jusque-là considérée d'âge Oligocène sup.-Aquitanien. Ce résultat implique un diachronisme de la tectonique et des sédiments syn-rift à l'échelle de la Sardaigne, le rajeunissement se faisant vers le Nord.
- Les dépôts post-rift sont marqués par une seconde transgression marine importante datée du Burdigalien moyen comme en Provence et dans le reste de la Sardaigne (Chron C5En et post 18,83 Ma =Age Tau2).
- La période de climax de l'activité volcanique peut maintenant être précisément datée entre 20.5 et 18 Ma dans cette partie de l'arc sarde. L'âge du volcanisme varie donc le long de l'arc volcanique sarde montrant un rajeunissement relatif du Sud vers le Nord.

Il apparaît donc que l'âge des premières déformations et dépôts associés (dépôts syn-rift) varie sur les deux portions des marges étudiées. En revanche, les transgressions enregistrées au niveau des dépôts post-rift apparaissent relativement synchrones, en particulier celle du Burdigalien moyen, à l'échelle du bassin Liguro-provençal. Ce résultat est en parfait accord avec la réinterprétation des données biostratigraphiques des puits *offshores* du golfe du Lion.

*Perspectives*

- Les premiers dépôts syn-rift sont continentaux et leur datation demeure délicate. En Provence, leur datation est basée uniquement sur la biostratigraphie des gastéropodes (Nury, 1988) et, en Sardaigne, elle est basée sur de rares gisements de mammifères (cf. synthèse Cherchi et al., 2008). L'étude chronostratigraphique des séries continentales, bien que plus délicate que celle des séries marines, a fait d'énormes progrès notamment grâce à l'utilisation de la magnétostratigraphie. Il serait donc nécessaire de réaliser une étude chrono-

stratigraphique intégrée en utilisant divers outils biostratigraphiques (micromammifères, pollens...) conjointement à la magnétostratigraphie et dans le cas de la Sardaigne en recherchant des niveaux volcaniques ou volcano-détritiques datables.

- La limite syn-rift/post-rift peut correspondre à un *hiatus* plus ou moins important. Cependant, il demeure des incertitudes sur la datation des derniers dépôts syn-rift comme des conglomérats de base de la série post-rift. Afin de mieux contraindre l'âge de cette transition, il serait souhaitable de généraliser les études de chronostratigraphie intégrée sur les dépôts caractérisant cet intervalle.

- Enfin, les dépôts post-rift les plus récents, que nous avons étudiés, n'ont pu être datés précisément en raison de la mauvaise préservation des microfossiles dans les dépôts silicoclastiques relativement littoraux. Il est donc très difficile d'obtenir une calibration des échelles magnétostratigraphiques. De plus, notre étude a clairement montré que l'utilisation de datation  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est très délicate sans nul doute en liaison avec l'histoire diagenétique de ces dépôts. Une recherche exhaustive de sections de foraminifères identifiables pourrait peut-être être menée. On peut également envisager de préciser leur âge en datant leurs équivalents latéraux en domaine plus ouvert. Ceci implique des corrélations géométriques très précises et pourrait par exemple s'obtenir en proposant une révision chronostratigraphique des carottes/échantillons de forage encore disponibles.

#### ***Apports à la géométrie des séries sédimentaires à l'affleurement :***

Les séries étudiées ayant fait l'objet de nombreux travaux antérieurs, leur géométrie était bien connue et notre principal apport en ce domaine aura été de réaliser pour la première fois une cartographie détaillée et géoréférencée de ces séries en intégrant les données du sous-sol (essentiellement celles de la BSS en Provence). Dans le secteur du flanc Sud de la Nerthe, nous avons pu proposer des coupes N-S qui montrent un épaissement de la série syn-rift vers le Sud alors qu'en raison des conditions d'affleurement leur géométrie E-O avait été principalement considérée. Cette géométrie implique clairement un contrôle des structures antérieures (pyrénéo-provençales) qui ont dû jouer au cours de la phase tectonique extensive du rifting.

La caractérisation géométrique et temporelle des séries à terre nous a permis d'apporter des éléments nouveaux pour l'interprétation des données sismiques jouxtant les affleurements et de proposer des corrélations terre-mer précises.

#### *Perspectives*

Afin de mieux comprendre la dynamique sédimentaire complexe de ces systèmes sédimentaires mixtes, il serait intéressant de mieux caractériser les corps sédimentaires qui les composent. Pour cela, il faudrait réaliser une cartographie plus précise basée sur un MNT de précision décimétrique, avec un GPS différentiel, et utiliser un scanner de type LIDAR, de précision centimétrique, dans le but de réaliser une cartographie précise des corps sédimentaires (falaises de bord de mer par exemple). En Sardaigne, l'intégration de données de puits permettrait également de préciser encore la géométrie générale des séries.

#### ***Apports de la sismostratigraphie des séries syn-rift/post-rift :***

L'intégration cohérente des données chronostratigraphiques et des données géométriques a permis d'établir des corrélations surface-subsurface et terre-mer à l'échelle de la marge et de les comparer avec les travaux antérieurs. Les apports concernent principalement le domaine provençal car la base de données sismiques, dont nous disposons, y est très importante contrairement à la marge sarde.

-La révision des données de forages de la zone Crau a permis de préciser le calibrage chronostratigraphique des puits de cette zone et donc l'âge des unités sismostratigraphiques. De plus, ces dernières ont pu être corrélées avec les affleurements du secteur des étangs.

- Nous avons pu montrer la présence de dépôts oligo-miocènes au Sud de la Nerthe et les corréler grâce à de la sismique synthétique aux affleurements du flanc Sud de la Nerthe. Ces dépôts ont aussi été interprétés sur le plateau continental jusqu'à présent considéré comme quasiment dépourvu de sédimentation post-rift.

- Nous avons également mis en évidence que le bassin de Marseille se prolonge en mer et montre une structure synforme. Ce bassin semble se raccorder à celui du Sud de la Nerthe mais le manque de données côtières nous empêche d'être précis.

- A plus grande échelle, nous avons pu montrer que le toit du substratum est une surface majoritairement érosive, que les dépôts syn-rift sont confinés dans des dépressions héritées ou

créées à l'Oligocène, que la limite syn-rift/post-rift se corrèle parfaitement à la limite Aquitanien-Burdigalien, qu'il existe deux transgressions au Burdigalien : une transgression limitée au Burdigalien inf. et une transgression généralisée au Burdigalien moy. De plus, cette dernière a été mise en évidence à l'échelle du Golfe du Lion avec la réinterprétation des données de puits pétroliers. Cet événement correspond à l'échelle du Golfe du Lion à l'apparition du foraminifère planctonique *Globigerinoïdes bisphaericus* dans le Chron C5En.

- Nous avons pu montrer que, contrairement à ce qui était admis antérieurement, le domaine provençal fonctionne de manière très similaire à la marge du Golfe du Lion pendant toute la période syn-rift/post-rift.

- Enfin, nous avons pu étendre la cartographie de la surface d'érosion messinienne sur le plateau continental vers le Nord jusqu'au Alpilles et vers l'Est jusqu'au canyon de Cassidaigne.

- La sismostratigraphie des séries de la marge sarde a pu être recalibrée à partir des données d'affleurement. Nous avons ainsi pu mettre en évidence 5 unités sismiques et une déformation extensive active jusqu'au Miocène moy.

En conclusion, les principaux résultats de notre étude sismostratigraphique par rapport aux études antérieures reposent en grande partie sur le lien terre-mer réalisé dans les deux secteurs d'étude et plus particulièrement sur la révision du cadre chronostratigraphique.

### *Perspectives*

- Afin de mieux calibrer les séries syn-/post-rift dans les bassins *offshores* (bassin du Grand Faraman et Bassin des Arlésiens) et notamment le début du *rifting*, il serait intéressant de réaliser un forage profond au centre de ces bassins car les puits disponibles actuellement ne sont localisés que sur leur bordure ou des points hauts de socle.

- Afin de préciser la géométrie des bassins *offshores*, il serait nécessaire d'acquérir de nouvelles données sismiques HR capables d'imager avec précision l'ensemble des dépôts oligo-miocènes et en particulier les premiers dépôts syn-rift.

- En Sardaigne, les perspectives sont nombreuses en raison du peu de données existantes et du caractère particulier de la marge (volcanisme *offshore* important et tectonique extensive récente) au niveau du golfe d'Asinara et de la marge SO de la Corse. Une campagne d'acquisition sismique HR dans le Golfe d'Asinara et de Bonifaccio nous apparaît nécessaire à la compréhension du fonctionnement de cette portion de la marge.

### ***Modélisation géologique 3D des dépôts syn-rift/post-rift:***

Les corrélations et les interprétations réalisées jusqu'alors étaient qualitatives ou semi-quantitatives. Une nouvelle approche quantitative a été réalisée grâce à l'apport de la modélisation géologique 3D qui nous a permis de mettre en cohérence les données géométriques géoréférencées quelles soient issues d'un travail de terrain, de données de puits ou de l'interprétation de lignes sismiques. Pour la première fois, des reconstructions géologiques 3D des principales surfaces de la série syn-rift/post-rift peuvent être proposées à l'échelle d'un sous-bassin comme à l'échelle de la plate-forme continentale provençale. A l'issue de cette approche, une reconstitution de la formation et de l'évolution du domaine provençal a été proposée. A partir de nos résultats et d'une synthèse bibliographique, nous avons pu ainsi reconstituer l'évolution du bassin méditerranéen Nord-Occidental à la transition syn-rift/post-rift.

### *Modélisation géologique 3D de la zone de la Crau :*

Ce modèle offre la possibilité de mettre en cohérence les données de surface du secteur des étangs avec les données de subsurface (puits et interprétations sismiques) avec une précision métrique. La sédimentation est caractérisée par un remplissage passif jusqu'au Burdigalien inférieur d'une structure synforme, héritée de la phase pyrénéo-provençale, en forme de « gouttière » d'orientation E-O. Il s'agit du remplissage d'une vallée intramontagneuse d'abord en domaine continental puis en domaine marin dès la période syn-rift de la marge. La géométrie des premières surfaces de transgression montre un déplacement progressif de la limite marin/continental vers l'Est dans ce sous-bassin. Au Burdigalien moy., une surface de transgression majeure déborde cette zone déprimée et atteint les reliefs qui sont aujourd'hui à l'affleurement. Aucun réseau de vallées incisées n'a pu être mis en évidence avant le Burdigalien terminal. Jusqu'au Burdigalien terminal, la sédimentation dans ce sous-bassin apparaît contrôlée principalement par la subsidence de la marge malgré l'absence de structures extensives importantes. La subsidence de ce domaine épaissi au cours de l'orogénèse pyrénéenne paraît donc avoir été contrôlée par le rejeu des structures antérieures (chevauchements) en niveau de décollement. Il faut noter la remarquable similarité d'évolution de ce sous-bassin avec celui de Digne-Valensole dans le domaine sub-alpin (Couëffé, 2003 ; Bauer, 2006). L'altitude actuelle de ces dépôts à l'affleurement est compatible avec la courbe des niveaux eustatique de Haq et al. (1987) et montre ainsi qu'au Sud des Alpilles les déformations post-dépôt ont été minimales.



*Modélisation géologique 3D du flanc Sud de la Nerthe :*

Ce modèle nous a permis de mettre en cohérence les données de surface et les données de puits du secteur de Carry-Le-Rouet, avec les données sismiques THR *offshores* côtières et HR pétrolières existantes dans cette zone avec une précision métrique. Comme dans le secteur de la Crau, il apparaît un fort contrôle des structures héritées de la phase pyrénéo-provençale. En effet, les dépôts syn-rift viennent combler une dépression d'axe E-O. Ce comblement permet d'expliquer l'épaississement des dépôts vers le Sud que nous avons observé à terre. Ainsi ces dépôts ne peuvent plus être envisagés comme les dépôts de bordure d'un rift à l'échelle de la dépression rhodanienne. La géométrie des dépôts syn-rift montre qu'ils ont subi un basculement vers l'Ouest à la fin de la période de *rifting*. La géométrie et les altitudes actuelles des dépôts d'âge Burdigalien moyen (premiers dépôts post-rift dans ce secteur) sont compatibles avec le niveau eustatique de Haq et al. (1987) impliquant l'absence de mouvements verticaux depuis le Burdigalien moyen.

*Modélisation géologique 3D de la plate-forme continentale provençale:*

Ce modèle a nécessité la mise en cohérence de données à des résolutions très différentes. Les deux modèles décrits précédemment ont ainsi été mis à une échelle compatible avec celle des données pétrolières *offshores*. Il ressort que le domaine *offshore* est caractérisé par l'existence de structures héritées comme dans les domaines *offshore* côtiers et *onshore*. La principale de ces structures est le bassin du Grand Faraman qui a pu être prolongé vers la terre. La reconstruction géologique 3D depuis le Sud des Alpilles jusqu'au forage Autan vers le SO implique que le taux d'extension augmente vers le SO. Le graben des Arlésiens est quant à lui une structure NNE-SSO qui pourrait correspondre au prolongement en mer des bassins extensifs provençaux à terre (Manosque, Aix-en-Provence, Marseille). Son âge est très mal contraint et son orientation laisse penser que ce graben pourrait être d'âge Oligocène inférieur comme les bassins extensifs provençaux. Les dépôts syn-rift sont toujours confinés dans les dépressions associées à ces structures. Il en est de même pour les premiers dépôts post-rift d'âge Burdigalien inférieur. Par contre, l'extension des dépôts à partir du Burdigalien moyen est beaucoup plus large et ces dépôts recouvrent en discordance la plupart des hauts topographiques jusqu'alors émergés (horst de Sirocco dans le domaine *offshore*). La géométrie très plane de cette surface est en accord avec une origine marine et sa pente générale augmente vers le bassin indiquant un basculement en liaison avec l'évolution tardive de la marge.

*Modélisation géologique 3D du bassin de Castelsardo (Sardaigne) :*

- L'intégration de l'ensemble des données *onshores* et *offshores* dans un modèle géologique 3D a permis de mettre en évidence trois phases tectoniques : une première phase Oligocène sup. ? – Aquitanien, une seconde phase Burdigalien inf. (~19-18 Ma) et une troisième phase probablement d'âge Langhien en considérant l'âge du volcanisme *offshore* associé. Les deux premières phases apparaissent ainsi liées au fonctionnement intra-arc du bassin alors que la dernière intervient après la fin du volcanisme d'arc et serait donc liée à l'évolution arrière-arc du bassin Liguro-Provençal.
- La modélisation géologique 3D a permis de mettre en évidence une migration de la tectonique extensive vers le Nord du bassin. Cette migration s'accompagne d'une migration vers le Nord des dépôts-centres du bassin. La sédimentation qui devient marine au Burdigalien inférieur se caractérise par deux transgressions, la seconde étant marquée par l'envasement des zones hautes au SE du bassin.

*Perspectives :*

- A terre, l'amélioration du modèle géologique 3D est intimement liée à la précision des données d'affleurement et au MNT. Pour augmenter la précision des données acquises, il est possible d'utiliser un GPS différentiel ou un scanner de type LIDAR.
- En mer, l'amélioration des modèles à partir des données existantes est dans ce cas fortement liée à la conversion temps-profondeur. En effet, il faudrait utiliser des conversions temps-profondeur plus précises des données sismiques notamment au niveau des modèles à grande échelle. Dans cette étude, une vitesse moyenne a été utilisée pour l'ensemble de la série syn-/post-rift. Il serait intéressant de différencier précisément des vitesses pour les différentes unités sismostratigraphiques dans ce genre de modèle. De plus, il faudrait acquérir de nouvelles données sismiques en particulier sur la marge sarde d'une manière générale mais également une sismique THR en domaine côtier afin de pouvoir réaliser précisément le lien terre-mer.

***Apport à la géodynamique***

Nous sommes maintenant en mesure de proposer une évolution des deux portions des marges étudiées durant la transition syn-rift/post-rift.

Tout d'abord il apparaît que la partie NO de la marge sarde ne correspond pas à la marge opposée de celle du Sud de la France, et donc à la marge passive d'un bassin d'arrière-arc. En effet, nos résultats montrent clairement qu'il s'agit d'un domaine intra-arc pendant les périodes syn-rift et post-rift (au moins jusqu'au Langhien) du micro-océan Liguro-Provençal. Cette partie de la marge sarde est de plus le siège d'une tectonique extensive tardive (langhienne ?) sans équivalent comparable sur la marge provençale. A l'échelle de l'ensemble de la marge sarde, nous avons aussi montré qu'il existait une migration vers le Nord, entre l'Oligocène inférieur et l'Oligocène supérieur ?-Aquitainien, de la déformation extensive et du volcanisme associé. La première transgression est donc d'âge Oligocène supérieur, en Provence comme dans le Sud de la Sardaigne (Cherchi et al., 2008) alors qu'elle est d'âge Burdigalien inférieur dans le bassin de Castelsardo. Au Burdigalien moyen l'ensemble de la marge sarde et la marge corse sont caractérisés par une transgression marine importante.

L'évolution syn-rift/post-rift de la marge provençale est celle d'une marge passive plus simple et qui peut être décrit comme suit:

- Une période syn-rift correspondant à la phase de *rifting* d'âge Oligocène à Aquitainien. Dans cette partie de la marge, la tectonique extensive s'applique à un domaine surépaissi lors de la phase pyrénéo-provençale avec des reliefs pouvant atteindre 2000 m (Benedicto, 1996). Dès l'oligocène supérieur, l'extension produit des zones déprimées très subsidentes au sein desquelles la mer pénètre. Ainsi, la sédimentation sur cette portion de marge est d'abord continentale, avec cependant des influences marines épisodiques dès l'Oligocène inférieur (Nury & Schreiber, 1997), puis marine à partir de l'Oligocène supérieur. Ces dépôts viennent combler des structures héritées de l'histoire géologique anté-rift reprises en extension lors du *rifting*.

- La transition syn-rift/post-rift correspond au passage de l'Aquitainien au Burdigalien. Une première transgression post-rift d'âge Burdigalien inférieur est caractérisée par une subsidence relativement faible d'origine thermique. Cette période correspond à celle de la rotation rapide du bloc corso-sarde (Gattacceca et al., 2007) qui implique un fort taux d'accrétion océanique et une forte production magmatique à la dorsale. Ces conditions impliquent un fort flux thermique qui, à l'échelle du micro-océan Liguro-Provençal encore étroit pendant cette période, pourrait expliquer le faible taux de subsidence de la marge provençale.

- Au Burdigalien moyen, une seconde transgression majeure intervient et est marquée par une sédimentation progradante vers le bassin. Le caractère généralisé de cette transgression (elle

est synchrone sur l'ensemble des deux marges) pourrait être lié à une subsidence importante d'origine thermique. Le Burdigalien moyen correspond à la fin de la rotation rapide du bloc corso-sarde et il reste seulement 10° de rotation pour que le bloc corso-sarde n'atteigne sa position actuelle (Gattacceca et al, 2007). Cette période pourrait être marquée par un ralentissement de l'accrétion océanique et une accélération du refroidissement des marges.

A l'aide de ce scénario d'évolution des marges et d'une synthèse bibliographique, nous avons pu proposer des reconstitutions paléogéographiques de la Méditerranée Nord-Occidentale depuis l'Oligocène inférieur jusqu'au Burdigalien sup. Dans une prochaine étape de ce travail, il faudrait réaliser un *backstripping* 3D des marges afin de quantifier la subsidence tectonique et thermique et leur variation dans le temps et le long des marges. A la suite du *backstripping*, une étude de type *forward modelling* (modélisation basée processus) des séries syn-rift/post-rift est envisageable. Au moyen d'un logiciel du type DIONISOS par exemple, basé sur la modélisation sédimentologique déterministe, il serait possible de modéliser les processus sédimentaires sur les marges en combinant nos données avec une courbe d'eustatisme, des taux de production, la courantologie et la direction des apports détritiques. Même si la courbe eustatique et la direction des apports détritiques sont connues et/ou disponibles dans la littérature, la courantologie et les taux de production restent incertains dans ce système sédimentaire. Cette approche permettrait de quantifier et de valider les facteurs de contrôles (internes et externes) de la sédimentation de ces marges.

Enfin, il est important de noter que seule cette approche intégrée d'un point de vue temporel et spatial nous a permis d'atteindre l'objectif que nous nous étions fixé au début de ce travail. Dans ce cadre, chaque approche (chronostratigraphique, cartographique, sismique, modélisatrice) est un maillon essentiel et doit être réalisée parallèlement. Le caractère le plus singulier de ce travail réside donc dans l'intégration d'une approche naturaliste, géophysique et quantitative dans l'étude d'un seul objet géologique. De plus, les résultats de ce travail sont sous la forme d'une base de données numériques et sont exportables (notamment les données géométriques) sous forme de données ASCII afin de permettre leur diffusion et leur intégration dans les études à venir. Dans ce cadre et dans un souci de mise en commun des données, il serait utile pour la communauté scientifique de ce doter d'une véritable banque de données, du type de celle de la Banque de données du Sous Sol du BRGM, pouvant accueillir, hiérarchiser, classer et redistribuer les données issues des différents travaux de ce type.

## *Bibliographie*

- Andeweg, B.**, (2002). Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula, causes and effects of changing stress fields. Thèse, Vrije Universiteit Amsterdam, 178p.
- Andreieff, P., Anglada, R., Carbonnel, C., Catzigras, F., Cavalier, C., Chateauneuf, J. J., Colomb, E., Jacob, C., Lai, J., L'Hommer, A., Lezaud, L., Lorenz, C., Mercier, H., Parfenoff, A.**, (1972). Contribution à l'étude de Carry-le-Rouet (Bouches du Rhône). Vième Congrès du Néogène Méditerranéen, Marseille Mémoire du B.R.G.M 3: 132p.
- Anglada, R.**, (1971a). Sur la position du datum à Globigerinoïdes (Foraminifera), la zone N4 (Blow, 1967) et la limite oligo-miocène en Méditerranée. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 272: 1067-1070.
- Anglada, R.**, (1971b). Sur la limite Aquitainien-Burdigalien, sa place à l'échelle des Foraminifères planctoniques et sa signification dans le Sud-Est de la France. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 272: 1948-1951.
- Anglada, R.**, (1987). Le Burdigalien-Langhien dans le secteur des étangs. Livret Guide de l'excursion du groupe français du Néogène (jeudi 14 mai 1987): 17p.
- Anglada, R., Catzigras, F., Colomb, E., Ferrandini, M.**, (1974). Réunion des 8-9-10 Avril 1974. Livret Guide de l'excursion du groupe français du Néogène: 12p.
- Anglada, R., Gourinard, Y., Lesueur, J. L., Rubino, J.-L.**, (1988). Les séquences de dépôt du Burdigalien et du Langhien de Basse Provence (Littoral de la Nerthe et région des Etangs). Livret Guide d'Excursion Coll. « Paléobathymétrie, eustatisme et séquence de dépôts », Marseille, juin 1988: 34p.
- Arnaud, M., Barbaroux, L., Catzigras, F., Colomb, E., Monleau, C.**, (1988). Le Burdigalien et la Langhien de Provence occidentale (Bouches-du-Rhône): nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 307(II): 779-784.
- Arnaud, M., Magné, J., Monleau, C., Négretti, B., Oggiano, G.**, (1992). Nouvelles données sur le Miocène du Nord-Ouest de la Sardaigne (Italie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris 315(II): 965-970.
- Arthaud, F. & Séguet, M.**, (1981). Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). Bulletin de la Société géologique de France XXIII(1): 51-63.
- Babinot, J.-F.**, (1965). Les Pectinidés du Miocène de la Basse-Provence occidentale. D.E.S., Aix-Marseille I, 199p.
- Babinot, J.-F. & Catzigras, F.**, (1965). Rôle des pectinidés dans la stratigraphie du Miocène de la Provence occidentale. Travaux des laboratoires de géologie de la faculté des sciences de l'université d'Aix-Marseille VIII: 167-181.
- Babinot, J.-F. & Colomb, E.**, (1968). Précisions sédimentologiques sur le Burdigalien moyen de Vigne-Gaste près de l'étang de Lavalduc (B.-du-R.). Extrait des annales de la faculté des sciences de Marseille XL: 147-152.
- Bache, F.**, (2008). Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, 361p.
- Bauer, H.**, (2006). Influence du climat, de l'eustatisme et de la tectonique dans l'architecture des séries continentales Cas du Miocène inférieur et moyen du bassin de Digne- Valensole (SE, France). Thèse, Ecole des Mines de Paris, 252p.
- 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. Thèse, Université Montpellier II, 235p.

- Benedicto, A., Séguret, M., Labaume, P.,** (1999). Interaction between faulting, drainage and sedimentation in extensional hanging-wall syncline basins: example of the Oligocene Matelles basin (Gulf of Lion rifted margin, SE France). In: *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne. London, The Geological Society. Special Publication 156: 15-36.
- 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*. 243: 219-247.
- Bellon, H., Maury, R.C., Bellaiche, G., Réhault, J.-P., Mermet, J.-F., Auzende, J.M.,** (1985). Age et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le canyon des Moines (Sud-Ouest Corse) pendant la campagne Cyaligure. *Mar. Geol.* 67: 163-176.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher III, C. C., Aubry, M.-P.,** (1995). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, In: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., Handbol, J. (Eds.), *Geochronology Time Scale and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication n. 54: 212.
- Besse, J. & Courtillot, V.,** (2002), Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2300
- 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, Ecole des Mines de Paris, 348p.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.-L., Aguilar, J.-P., Aubry, M.-P., Beaudoin, B., Berggren, W. A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcoté, Y., Fiet, N., Iaccarino, S., Jiménez-Moreno, G., Laporte-Galaa, C., Michaux, J., Von Salis, K., Suc, J.-P., Reynaud, J.-Y., Wernli, R.,** (2005). Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *Comptes Rendus des Géosciences* 337: 1045–1054.
- Blavoux, B., Gilli, E., Rousset, C.,** (2004). Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille–Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messinien. *Comptes Rendus Géoscience* 336: 523-533.
- Blow, W. H.,** (1969). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva* 1: 199-442.
- Borgovini, R.,** (2002). Dynamique sédimentaire et anatomie des dépôts récifaux coralliens et faciès associés du Miocène inférieur du littoral de la Nerthe (Secteur de Sausset-les-Pins, SE France), Paléoenvironnements, Stratigraphie séquentielle. Mém. DEA, Géosciences de l'environnement, Université de Provence (Aix-Marseille I): 39p.
- Borgovini, R.,** (2003). Stratigraphie et faciès de la base du cycle Néogène de Basse Provence (littoral de la Nerthe : Carry-le-Rouet, Sausset-les-Pins). Rapport Total, Exploration & Production, DGEP/GSR/TG/THEM N°03-006: 134p.
- Cahuzac, B. & Poignant, A.,** (1997). Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 168 (2): 155-169.
- Cande, S. C. & Kent, D. V.,** (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research* 97: 361-375.
- Carmignani, L., Decandia, F. A., Disperati, L., Fantozzi, P. L., Lazzarotto, A., Liotta, D., Oggiano, G.,** (1995). Relationships between the Tertiary structural evolution of the Sardinia-Corsica-Provençal Domain and the Northern Apennines. *Terra Nova* 7: 128-137.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W., Sabadini, R.,** (1998a). The role of slab detachment processes in the opening of the western–central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160 (3-4): 651-665

- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Meijer, P.Th., Sabadini, R.,** (1998b). The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160 (3-4): 667-679
- Casula, G., Cherchi, A., Montadert, L., Murru, M., Sarria, E.,** (2001). The Cenozoic graben of Sardinia (Italy): geodynamic evolution from new seismic and field data. *Marine and Petrol. Geol.* 18: 863-888.
- Catzigras, F.,** (1963). L'âge du "poudingue du Rouet", près de Carry (Bouches-du-Rhône). *Compte-rendu sommaire des séances de la Société géologique de France* 5: 146-148.
- Catzigras, F. & Babinot, J.-F.,** (1965). A propos d'une nouvelle espèce de Chlamys (Lamellibranche) dans le Burdigalien de Porc-deBouc (Bouches-du-Rhône). *Compte-rendu sommaire des séances de la Société géologique de France* 2: 56-57.
- Catzigras, F., Guérin, C., Onoratini, G.,** (1971). Découverte d'une dent de Rhinocerotidae dans le Néogène du littoral de la Nerthe (Bouches-du-Rhône). *Compte-rendu sommaire des séances de la Société géologique de France* 7/8: 314-315.
- Chaisson, W. P. & Leckie, R. M.,** (1993). High-resolution Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Site 806, Ontong Java Plateau (western equatorial Pacific). In Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A., et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 130: College Station, TX (Ocean Drilling Program): 137-178.*
- Champion, C.,** (1999). Déformation de la Provence occidentale depuis le Miocène. Thèse, Aix-Marseille III, 213p.
- Champion, C., Choukroune, P., Clauzon, G.,** (2000). La déformation post-Miocène en Provence occidentale. *Géodynamica Acta* 13: 67-85.
- Chateauneuf, J. J.,** (1977). Etude Palynologique du bassin de Marseille. *Géologie Méditerranéenne* IV(1): 37-46.
- Cherchi, A. & Montadert, L.,** (1982). Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature* 298(7): 736-739.
- Cherchi, A., N. Mancin, Montadert, L., Murru, M., Terasa Putzu M., Schiavinotto, F., Verrubbi, V.,** (2008). Les conséquences stratigraphiques de l'extension oligo-miocène en Méditerranée occidentale à partir d'observations dans le système de grabens de Sardaigne (Italie). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3(179): 267-287.
- Cogné, J.-P.,** (2003). PaleoMac: A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4(1): 1007.
- Colantoni, P. & Borsetti, A.M.,** (1973). Geologia e Stratigrafia dell'Isola Pianosa (Arcipelago toscano-Mar Tirreno). *Giornale Geologia* 39 (2): 287-302.
- Colomb, E.,** (1965). Note préliminaire à l'étude du Miocène de la région d'Istres (B.-du-R.). *Travaux des laboratoires de géologie de la faculté des sciences de l'université d'Aix-Marseille* VIII: 153-165.
- Combaluzier, C.,** (1932). Le Miocène de Basse Provence. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr., Thèse Paris* 35: 183p.
- Coueffe, R.,** (2003). La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires : analyse quantitative à l'intérieur de la Molasse Marine miocène du bassin d'avant-chaîne de Digne (Alpes de Haute Provence, Sud-Est de la France). Université de Caen/Basse Normandie, 315p.
- Coulon, C., Demant, A., Bobier, C.,** (1974). Contribution du paléomagnétisme à l'étude des séries volcaniques cénozoïques et quaternaires de Sardaigne nord-occidentale. *Tectonophysics* 22: 59-82.
- Coulon, C.,** (1977). Le volcanisme calco-alcalin cénozoïque de Sardaigne (Italie) pétrographique, géochimie et genèse des laves andésitiques et des ignimbrites, signification géodynamique. Thèse. Université Aix-Marseille. 288p.

- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M., Rouaix, S.,** (1974). Les forages du Golfe du Lion – Stratigraphie, Sédimentologie. Compagnie Française du Pétroles, Notes & Mémoires 11 : 209-274.
- Crumeyrolle, P., Rubino, J.-L., Clauzon, G.,** (1991). Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 12: 373-390.
- d'Orbigny, A. D.,** (1852). Cours élémentaire de paléontologie et de géologie stratigraphiques, 1146 p., (3 vol.).
- De Jong, K. A., Manzoni, M., Stavenga, T., Van der Voo, R., Van Dijk, F., Zijderveld, J.D.A.,** (1973). Rotation of Sardinia: Paleomagnetic evidence for rotation during the Early Miocene. Nature, 243, 281-283.
- Deino, A., Gattacceca, J., Rizzo, R., Montanari, A.,** (2001).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating and paleomagnetism of the Miocene volcanic succession of Monte Furru (western Sardinia): Implications for the rotation history of the Corsica-Sardinia microplate. Geoph. Res. Let. 28(17): 3373-3376.
- Demarest, H. H.,** (1983). Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. J. Geoph. Res. 88 (5), 4321-4328.
- Demarcq, G.,** (1962). De l'importance des seuils dans la différenciation et les caractères des provinces paléogéographiques du Miocène rhodanien. Ann. Soc. Sav. Colloque sur les seuils et détroits, Poitiers: 8p.
- Demarcq, G.,** (1970). Etude stratigraphique du Miocène rhodanien. Mémoire du BRGM 61: 257p.
- Depons, A.,** (2007). Les mécanismes de contrôle de l'érosion messinienne dans le bassin de Camargue. Mémoire de Master 2, Université de Montpellier 2: 51p.
- Dexcoté, Y.,** (2001). Architecture et évolution des séquences de dépôts du Miocène de Basse Provence. Mém. DEA, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Fontainebleau): 69p.
- Durand, J. G. & Semichon, P.,** (1973). Rapport de fin d'étude et d'interprétation de la campagne sismique réflexion marine Denise (Corse-Sardaigne). ELF-RE 1034 – 3/14 : 9.
- Duvinage, I.,** (2000). Création et mise en évidence de modèle structuraux à partir d'horizons extraits de données sismiques tridimensionnelles. Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 168p.
- Edel, J.-B.,** (1980). Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la dynamique de la Méditerranée occidentale. PhD Thesis. Institut de Physique du Globe de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg. 310p.
- Euler, N.,** (1999). Modélisation volumique, Contraintes et libertés. Nancy, Institut National de Polytechnique de Lorraine: 148p.
- Faccenna, C., Speranza, F., Dajello, F., Mattei, M., Oggiano, G.,** (2002). Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime. Tectonophysics 356(4): 213-232.
- Ferrandini, J., Rossi, P., Ferrandini, M., Farjanel, G., Ginsburg, L., Schuler, M., Geissert, F.,** (1999). La formation conglomératique du Vazzino près d'Ajaccio (Corse du Sud), un témoin des dépôts du Chattien supérieur continental synrift en Méditerranée occidentale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 329: 271-278.
- Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A., Janin, M.-C.,** (2003). Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse: implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. Bull. Soc. Fr. 174(4): 357-371.
- Ferrandini, M., Ginsburg, L., Ferrandini, J., Rossi, P.,** (2000). Présence de *Pomeloryx boulangeri* (Artiodactyla, Mammalia) dans l'Oligocène supérieur de la région d'Ajaccio (Corse): étude paléontologique et conséquences. C. R. Acad. Sci. Paris 331: 675-681.
- Fisher, R.,** (1953). Dispersion on a sphere. Proc. R. Soc. London, Ser. A217, 295-305.



- Fontannes, P. & Deperet, C.,** (1889-1892). Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir à l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Soc. Agr., Hist. Nat. Arts utiles. Lyon (Paris F. SAVY), 9 et 10 : les terrains tertiaires marins de la côte de Provence. 1re partie : Aquitaniens et Langhien, 2e partie : Helvétien.
- Fornaciari, E. & Rio, D.,** (1996). Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42(1): 1-36.
- Fornaciari, E., Di Stefano, A., Rio, D., Negri, A.,** (1996). Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology* 42(1): 37-63.
- Francolini, L. & Mazzei, R.,** (1991). Inquadramento bio-cronostratigrafico delle tufiti marine del Miocene inferiore affioranti nell'area di Castelsardo (Sardegna settentrionale). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali* 98(A): 327-338.
- Froget, C., Guieu, G., Roux, M.,** (1966). Etude tectonique de la région sud de la Nerthe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris VIII(7): 712-726.
- Funedda, A., Oggiano, G., Pasci, S.,** (2000). The Logudoro basin: a key area for the tertiary tectono-sedimentary evolution of North Sardinia. *Boll. Soc. Geol. It.* 119: 31-38.
- Galloni, F.,** (1996). Les bioconstructions oligo-miocènes de Provence. *Mém. DEA, PAL et SED, Univ. De Provence, Aix-Marseille 1*,: 39p.
- Galloni, F.,** (2003). Organisation sédimentaire et anatomies récifales des systèmes carbonatés à silicoclastiques oligo-miocènes inférieurs de Provence et du bloc corso-sarde. Thèse de l'Université de Provence, 286p.
- Galloni, F., Cornée, J.-J., Saint-Martin, J.-P., Conesa, G.,** (2001). Récifs coralliens et faciès carbonatés associés d'âge oligocène supérieur et miocène inférieur dans la chaîne de la Nerthe (Ouest Marseille). *Colloque International Anatomie des Corps Carbonatés (A2001)*, Marseille: 30.
- Gari, J.,** (2008). Développements en géologie numérique d'affleurement et modélisation stratigraphique 3D: exemple de la marge carbonatée du bassin Sud-Provençal au Crétacé supérieur (SE, France). Université de Provence, Marseille, 272p.
- Gattacceca, J.,** (2001). Cinématique du bassin Liguro-Provençal entre 30 et 12 MA. Implications géodynamiques. Thèse. Paris, Ecoles de mines de Paris: 299p.
- 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 Planet. Sci. Lett.* 258 (3-4) 359-377
- Genesseeaux, M., Bizon, G., Glaçon, G., Müller, C.,** (1977). Un affleurement de marnes bathyales serravalliennes sur le plateau occidental des Bouches de Bonifacio (Corse). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 284: 2459-2462.
- Genesseeaux, M., Rehault, J.-P., Thomas, B.,** (1989). La marge continentale de la Corse. *Bull. Soc. Géol. Fr.* V(2): 339-351.
- Gorini, C.,** (1993). Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse, Université de Toulouse I, 256p.
- Gorini, C., Le Marrec, A., 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. *Bull. Soc. Fr.* 164(3): 353-363.
- Gourinard, Y. & Magné, J.,** (1994). Mise au point sur la datation de la base du stratotype aquitaniens et ses conséquences pour la coupe de Carry-le-Rouet. *Bulletin de la Société d'histoire naturelle de Toulouse* 130: 77.

- Gouvernet, C., Guieu, G., Rousset, C.,** (1979). Provence (2e éd.) - Guides géologiques régionaux. Masson, Paris: 238p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G., eds.** (2004). A Geologic Time Scale 2004 (Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K.), 589p.
- Groupe Estocade,** (1977). Etude par submersible des canyons des Stoechades et de Saint-Tropez. *Compte-rendu Acad. Sc. Paris* 284: 1631-1634.
- 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. Thèse, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 309p.
- Gueguen, E., C. Doglioni, Fernandez, M.,** (1998). On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298: 259-269.
- Guennoc, P., Debeglia, N., Gorini, C., Le Marrec, A., Mauffret, A.,** (1994). Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion - Sud France): apport des données géophysiques. *Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine* 18: 33-57.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A.,** (2000). Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géol. Fr.* 3: 67-97.
- Guieu, G.,** (1967). Un exemple de tectonique tangentielle: l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris IX(7)*: 610-630.
- Guieu, G.,** (1968). Etude tectonique de la région de Marseille. Thèse, Université Aix-Marseille I, 604p.
- Guieu, G.,** (1973). L'évolution tectonique de la chaîne de la Nerthe, au Nord-Ouest de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 276: 13-16.
- 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.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.-C., Vail, P.R.,** (1998). Mesozoic and Cenozoic cycle charts. In: P.C. Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin & P.R. Vail Eds, *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins.* - SEPM sp. publ., 60: 15-29.
- Huguency, M., Berger, J. P., Wedmann, R.,** (1987). Présence de mammifères oligocènes dans le parastratotype de l'Aquitainien. *Bulletin de la Société de Fribourg de Sciences Naturelles* 76: 129-135.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Raynaud, S.,** (1990). Evolution tectono-sédimentaire d'un bassin faillé: le bassin oligocène de Marseille. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 310(II): 53-58.
- Hippolyte, J.-C., Nury, D., Angelier, J., Bergerat, F.,** (1991). Relations entre tectonique extensive et sédimentation continentale: exemple des oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris* 162(6): 1083-1094.
- Hippolyte, J.-C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G.,** 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics.* 226: 15-35.
- Iaccarino, S., Borsetti, A. M., Rögl, F.,** (1996). Planktonic foraminifera of the Neogene Lemme-Carrosio GSSP Section (Piedmont, Northern Italy). In: Steininger, F.F., Iaccarino, S. and Cati, F., Eds., *In search of the Paleogene/Neogene boundary. Part III: The global stratotype section and point the GSSP for the base of the Neogene (The Paleogene/Neogene Boundary).* Roma, *Giornale di Geologia* 58(1-2): 35-49.
- Jimenez-Moreno, S., Iaccarino, S., Rubino, J.-L.,** (2002). Miocene of the Berre Lagoon area (Southern France): Palynology and biostratigraphy. *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon* 156: 135-136.

- Jolivet, L. & Faccenna, C.**, (2000). Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19(6): 1095-1106.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.-P., Rouchy, J.-M.**, (2006). Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188-189: 9-33.
- Jourdan, F., Renne, P.R.**, (2007). Age calibration of the Fish Canyon sanidine  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard using primary K-Ar standards. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71: 387-402
- Kennett, J. P. & Srinivasan, M. S.**, (1983). *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenic Atlas*. New York: Hutchinson Ross Publishing Company: 265.
- Kirshvink, J.L.**, (1980). The least square line and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62: 699-718.
- Lacombe, O. & Jolivet, L.**, (2005). Structural and kinematic relationships between Corsica and the Pyrenees-Provence domain at the time of the Pyrenean orogeny. *Tectonics* 24: 1-20.
- Lecca, L., Lonis, R., Luxoro, S., Melis, E., Secchi, F., Brotzu, P.**, (1997). Oligo-Miocene volcanic sequences and rifting stages in Sardinia: a review. *Per. Mineral.* 66: 7-61.
- Lesueur, J.-L., Rubino, J.-L., Giraudmillet, M.**, (1990). Organisation des structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bulletin de la Société géologique de France* VI(1): 49-65.
- Lourens, L.J., Hilgen, F.J., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D.**, (2004). Publication of a revised Neogene Time Scale. In: Gradstein, F.M. et al., 2004. *A Geologic Time Scale (2004)*. Cambridge University Press : ~500 pages).
- Loÿe-Pilot, M.-D., Durand-Delga, M., Feinberg, H., Gourinard, Y., Magné, J.**, (2004). Les formations burdigaliennes de Corse orientale dans leur cadre géodynamique. *Comptes Rendus Geosciences*, 336 (10) : 919-930
- Lutaud, L.**, (1957). La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* 1(2): 103-112.
- Magné, J., Gourinard, Y., Wallez, M.-J.**, (1987). Comparaison des étages du Miocène inférieur définis par stratotypes ou par zones paléontologiques. *Strata* 3(1): 95-107.
- Mallet, J.-L.**, (1989). Discrete smooth interpolation. *ACM Transactions on Graphics*, 8 :121-144.
- Mallet, J.-L.**, (1992). Discrete smooth interpolation in geometric modeling. *CAD* 24(4):178-191
- Mallet, J.-L.**, (2002). *Geomodeling*. Oxford University Press: 666 p.
- Mameli, P. & Oggiano, G.**, (1997). Il vulcanismo dell'Anglona e i suoi rapporti con le successioni sedimentarie. *Libro-Guida e Riassunti del convegno-Escursione "La fossa Sarda nell'ambito dell'evoluzione geodinamica cenozoica del Mediterraneo Occidentale"*, Villanovaforru. 19-22/0697, 142-143.
- Mameli, P.**, (2000). Le vulcaniti dell'Anglona (Sardegna nord-occidentale): rapporti con la stratigrafia Miocenica e prima evidenza di una variazione temporale dell'affinità seriale. *Boll. della Soc. Sard. Sci. Nat.* 32: 1-28.
- Mancin, N., Pirini, C., Bicchi, E., Ferrero, E., Valleri, G.**, (2003). Middle Eocene to Middle Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy for internal basins (Monferrato and northern Apennines, Italy) . *Micropalaeontology* 49: 1-19.
- Manzoni, M.**, (1974). Un'interpretazione dei dati paleomagnetici del Terziario della Sardegna ed alcuni novi risultati. *Rend. Sem. Fac. Sci. Univ. Cagliari* 43 283-295.

- Matheron, P.**, (1832). Observations sur les terrains tertiaires des Bouches du Rhône, suivies de la description d'espèces nouvelles. *Annales des Sciences et de l'Industrie du Midi de la France* 3, 87 p.
- Matheron, P.**, (1842). Catalogue méthodique et descriptif des corps organisés fossiles du département des Bouches-du-Rhône et lieux circumvoisins. Marseille, 269 p.
- Martí, J., J. Mitjavila, Roca, E., Aparicio, A.**, (1992). Cenozoic magmatism in the Valencia Through (western Mediterranean): relationship between structural evolution and volcanism. *Tectonophysics* 203: 155-166.
- Martini, E.**, (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: A. Farinacci Ed., Proc. II Plank. Conf., Roma, 1970. *Tecnoscienza, Rome* 2: 739-785.
- Martini, E.**, (1988). Late Oligocène and early Miocène calcareous nannoplankton (Remarks on French and Moroccan sections). *Newsl. Stratigr.* 18(2): 75-80.
- Martini, I., Oggiano, P., G., Mazzei, R.**, (1992). Siliciclastic-carbonate sequences of Miocene grabens of northern Sardinia, western Mediterranean Sea. *Sed. Geol.* 76: 63-78.
- Mattioli, M., Guerrera, F., Tramontana M., Raffaelli, G., D'Atri, M.**, (2000). High-Mg Tertiary basalts in Southern Sardinia (Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 179:1-7.
- Mauffret, A. & Gorini, C.**, 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provencal basin, southeastern France. *Tectonics* 12(2): 356-375.
- Maurel-Ferrandini, M.**, (1976). Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs (Bouches du Rhône, France). PhD Thèse, Université Aix-Marseille I: 135p.
- Maxia, C. & Pecorini, G.**, (1969). La zona di Castelsardo: la meno incompleta serie miocenica della Sardegna. *Giornale de Geologia* 35(4): 345-357.
- Mazzei, R. & Oggiano, G.**, (1990). Messa in evidenza di due cicli sedimentari nel Miocene dell'area di Florinas (Sardegna Settentrionale). *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali* 97: 119-147.
- Ménard, G.**, (1980). Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *Compte-rendu Acad. Sc. Paris* 290: 299-302.
- Miller, K. G., Feigenson, M. D., Wright, J. D., Clement, B. M.**, (1991). Miocene isotope reference section, DSP Site 608: an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography* 6: 33-52.
- Mitchum, R. & Vail, P.**, (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration.* C. E. Payton. Tulsa, A.A.P.G. Memoir. 26.
- Monaghan, A.**, (2001). Coeval extension, sedimentation and volcanism along the Cainozoic rift system of Sardinia. *Peri-Tethys Memoir* 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. 186: 707-734.
- Mongin, D.**, (1952). Gastéropodes et lamellibranches du Burdigalien de Provence. *Mém. Mus. Nat. D'Hist. Nat. Paris* (partie paléontologique de thèse), nouv. sér. C 2(2): 27-238.
- Mongin, D.**, (1956). Révision stratigraphique du Burdigalien de Basse-Provence. *Travaux des laboratoires de géologie de la faculté des sciences de l'université d'Aix-Marseille* V: 74p.
- Mongin, D.**, (1958). Variations de faciès et de faunes dans le Burdigalien de Basse-Provence. *Comptes-rendus du congrès des Sociétés Savantes de Paris et des départements*: 219-229.
- Monleau, C., Arnaud, M., Catzigras, F.**, (1988). L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (B-d-R): nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 306(11): 487-490.

- Monleau, C., Anglada, R., Arnaud, M., Montaggioni, L., Rosen, B., Thomassin, A. B.,** (1989). Les constructions à madréporaires de l'Aquitainien de la Nerthe (Provence occidentale, France). Annual Meeting of the International Society for Reef Studies, Marseille, 14-19 décembre 1989, excursion A: 38p.
- Monleau, C., Anglada, R., Arnaud, M., Montaggioni, L., Nury, D., Thomassin, A. B., Rosen, B.,** (1994). Les constructions coralliennes et les dépôts associés de l'Oligo-Miocène de la Nerthe (Provence, occidentale, France). Interim Colloquium RCMNS, Marseille, 3-6 mai 1994, Université de Provence, livret guide: 39p.
- Montigny, R., Edel, J.-B., Thuizat, R.,** (1981). Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 54: 261-271.
- Morra, V., Secchi, F.A.G., Melluso L., Franciosi L.,** (1997). High-Mg subduction-related Tertiary basalts in Sardinia, Italy. *Lithos* 40: 69-91.
- Nury, D.,** (1987). L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. Thèse, Univ. De Provence: 411p.
- Nury, D.,** (1970). Données nouvelles sur le bassin Oligocène de Saint-Pierre-les-Martigues. *Paléobiologie continentale, Montpellier I*: 15-18.
- Nury, D.,** (1977). Le bassin oligocène de Marseille stratigraphie, évolution paléogéographique. *Géologie Méditerranéenne IV(1)*: 25-36.
- Nury, D.,** (1988). L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. Thèse d'Etat, Univ. De Provence: 411p.
- Nury, D.,** (1990). L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. *Doc. BRGM, Orléans* 163: 1-411.
- Nury, D.,** (1994). Relations géométriques entre carbonates et évaporites. Exemple de l'Oligocène terminal de la région d'Aix-en-Provence, Marseille (France). *Géologie Méditerranéenne XXI(1-2)*: 85-94.
- Nury, D., Rey, R., Roux, M.,** (1971). Observations nouvelles sur les séries détritiques du Rouet. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 6/7/8: 23-24.
- Nury, D. & Thomassin, A. B.,** (1994). Paléoenvironnements tropicaux, marins et lagunaires d'un littoral abrité (fonds meubles à bancs coralliens, lagune évaporitique) à l'Oligocène terminal, en Basse-Provence (région d'Aix-en-Provence - Marseille - France). *Géologie Méditerranéenne XXI(1-2)*: 95-108.
- Nury, D. & Schreiber, B. C.,** (1997). The Paleogene basins of southern Provence. *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene)*. G. S. Busson, B. C. New York, Columbia University Press: 240-300.
- Odin, G.S., Assorgia, A., Barca, S., Porcu, A., Spano, C., Hernandez, J., Cosca, M.,** (1994).  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of a Burdigalian tuff from central-northern Sardinia. *Giornale de Geologia* 56(1): 185-197.
- Oggiano, G.,** (1987). La pianura costiera turritana (Sardegna settentrionale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria* 10.
- Oggiano, G., Pasci, S., Funedda, A.,** (1995). Il bacino di Chilivani-Berchidda: un esempio di struttura transtensiva. Possibili relazioni con la geodinamica cenozoica del mediterraneo occidentale. *Boll. Soc. Geol. It.* 114: 465-475.
- Parize, O. & Rubino, J.-L.,** (2007). Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin. Livret guide des excursions E8- E9 de l'association des Sédimentologues français, octobre 2005, ASF Web (<http://www.sedimentologie.com>): 170.

- Posamentier, H. W. & James, D. P.,** (1992). An Overview of Sequence Stratigraphic Concepts : Uses and Abuses. H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq & G.P. Allen (eds) Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ. 18: 318p.
- Proust, J.-N., Lamarche, G., Bodder, S., Kamp, P. J. J.,** (2005). Sedimentary architecture of a Plio-Pleistocene proto-back-arc basin: Wanganui Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology* 181: 107-145.
- Quesney-Forest, C. & Quesney-Forest, F.,** (1984). Etude sédimentologique et structurale de la bordure orientale du fosse oligo-miocène sarde. Rapport ENSPM-IFP: 120.
- Repelin, J.,** (1935). Sur un sondage dans les terrains oligocènes du bassin de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France* XXII(3): 167-170.
- Roca, E.,** (2001). The Northwest Mediterranean Basin (Valencia Trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): structure and geodynamic evolution. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson & S. Crasquin-Soleau (eds), Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 186 : 671-706.
- Roca, E., Sans, M., Cabrera, L.L.,** (1999). Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics* 315: 209-233.
- Rollet, N.,** (1999). Structures profondes, dynamique et remobilisation du bassin Ligure et de ses marges. Thèse, Université Paris VI. : 292p.
- Rollet, N., Deverchère, J., Beslier, M.-O., Guennoc, P., Réhault, J.-P., Sosson, M., Truffert, C.,** (2002). Back arc extension, tectonic inheritance, and volcanism in the Ligurian Sea, Western Mediterranean. *Tectonics* 21 (3):
- Rossi, P., P. Guennoc, Réhault, J.-P., Arnaud, N., Jakni, B., Poupeau, G., Tegye, M., Ferrandini, J., Sosson, M., Beslier, M.-O., Rollet, N., Gloguen, R.,** (1998). Importance du volcanisme calco-alcalin miocène sur la marge sud-ouest de la Corse (campagne MARCO). *C. R. Acad. Sci. Paris* 327: 369-376.
- Roth, P. H. & Thierstein, H. R.,** (1972). Calcareous nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. *Init. Rep. DSDP*, 14: 421-485.
- Rubino, J.-L., Lesueur, J. L., Guy, L., Clauzon, G.,** (1990). Sédimentologie et stratigraphie Séquentielle du Miocène Rhodanien. *Livret guide ASF*: 67.
- Rubino, J.-L.,** (2002). Les récifs coralliens, les carbonates bioclastiques et les séquences de dépôt; Le modèle du Miocène de Provence. Stage de formation TotalFinaElf: Sédimentologie et Géomorphologie des corps carbonatés, Provence (20-27juin 2002): 74.
- Rubino, J.-L. & Parize, O.,** (2007). Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin. *Livret guide des excursions E8-E9 de l'association des Sédimentologistes français*, octobre 2005, ASF Web (<http://www.sedimentologie.com>): 170.
- Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A., Gorini, C.,** (2005). Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Mar. Petrol. Geol.* 22: 757-773.
- Savelli, C., Beccaluva, L., Deriu, M., Macciotta, G., Maccioni, L.,** (1979). K/Ar geochronology and evolution of the Tertiary "calcalic" volcanism of Sardinia (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 5, 257-269
- 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*. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne. (Eds.), London, The Geological Society. Special Publication 156: 15-36.

- Séranne, M., Benedicto-Esteban, A., Labaum, P., Truffert, C., 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.
- Sissingh, W.,** (2001). Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland : Correlation of the Tertiary Sedimentary sequences, change in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics* 333: 361-400.
- Sissingh, W.,** (2006). Kinematic sequence stratigraphy of the European Cenozoic Rift System and Alpine Foreland Basin: correlation with Mediterranean and Atlantic plate-boundary events. *Netherlands Journal of Geosciences* 85(2): 77-129.
- Sowerbutts, A.,** (1997). Coeval extension, sedimentation and arc-volcanism along the Oligo-Miocene Sardinian Rift. Thèse, University of Edinburgh: 521p.
- Sowerbutts, A.,** (2000). Sedimentation and volcanism linked to multiphase rifting in an Oligo-Miocène intr-arc basin, Anglona, Sardinia. *Geol. Mag.* 137(4): 395-418.
- Spano, C. & Asunis, I.,** (1984). Recherche biostratigraphique nel settore di Castelsardo (Sardegna Settentrionale). *Boll. Soc. Sard. Sci. Nat.* 23: 45-74.
- Spottke, I., Zechner, E., Huggenberger, P.,** (2005). The southeastern border of the Upper Rhine Graben: a 3D geological model and its importance for tectonics and groundwater flow. *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* 94: 580-593.
- Tempier, C.,** (1987). Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris* 8(III): 533-540.
- Terrier, M. & Winter, T.,** (2006). Nouvelles données sur le système de failles de la Fare - Eguilles, implication en terme d'aléa sismique pour la région PACA (secteur de l'étang de Berre, Lambesc, Aix-en-Provence). Rapport BRGM/RP-55233-FR: 22p.
- Terrier, M., Courrioux, G., Martelet, G., Bitri, A., Hanot, F.,** (2007). Etude de la faille de Salon-Cavaillon (Région PACA). Rapport final. BRGM RP55989-Fr: 177p.
- Thomas, B., Gennesseaux, M.,** (1986). A two-stage rifting in the basins of the Corsica-Sardinian straits. *Mar. Geol.* 72: 225-239.
- Todesco, M. & Vigliotti, L.,** (1993). When did Sardinia rotate? Statistical evaluation of paleomagnetic data. *Annali di Geofisica* 36 (5-6): 119-134.
- Triat, J. M. & 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.
- Vail, P. R., Mitchum, R. M. J., Todd, R. G., Widmier, J. W., Thomson, S., Sangree, J. B., Bubb, J. N., Hatlelid, W. G.,** (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level*. Payton CE (Ed.) *Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration*, Mem. Am. Assoc. Pet. Geol 26: 46-212.
- Vail, P. R., Colin, J., Du Chene, R. J., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V.,** (1987). La Stratigraphie Séquentielle et son Application aux Corrélations Chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris* III(7): 1301-1321.
- Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N., Perez-Cruz, C.,** (1991). The Stratigraphic signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology: an Overview. Einsele & ai., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Bertin Heidelberg, Spinger-Verlag: 617-659.
- Valette, M. & Benedicto, A.,** (1995). Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camargue (Marge du Golfe du Lion, SE de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 166(2): 137-147.

- van Morkhoven, F.P.C.M., Berggren, W.A., Edwards, A.S.**, 1986. Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera. Bull. Cent. Rech. Explor.—Prod. Elf-Aquitaine, Mem. 11p.
- Vergés, J. & Sàbat, F.**, (1999). Constraints on the western Mediterranean kinematics evolution along a 1000-km transect from Iberia to Africa. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth & M. Séranne (Eds.), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Special Publications – Geological Society of London, 156: 63-83
- Vigliotti, L. & Langenheim, V. E.**, (1995). When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. *Terra Nova* 7: 424-435.
- Vigorito, M., Murru M, Simone, L.**, (2006). Architectural patterns in a multistorey mixed carbonate–siliciclastic submarine channel, Porto Torres Basin, Miocene, Sardinia, Italy. *Sed. Geol.* 186 (3-4) : 213-236.
- Wallez, M.-J., Magné, J., Gourinard, Y., Demarcq, G.**, (1987). Nouvelles grade-datations de sédiments burdigalien des régions rhodaniennes. *Géologie Méditerranéenne* XII-XIII(1-2): 59-63.
- Young, J. R.**, (1998). Neogene. In *Calcareous Nannofossils Biostratigraphy*, Brown, P.R., ed., British Micropaleontological Society Publications Series (Chapman & Hall Ltd/Kluwer Academic Press: 225-265.