



HAL
open science

Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal

François Bache

► **To cite this version:**

François Bache. Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal. Géologie appliquée. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2008. Français. NNT : . tel-00326616v2

HAL Id: tel-00326616

<https://theses.hal.science/tel-00326616v2>

Submitted on 15 Jan 2009

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

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



**THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE
SPECIALITE : GEOSCIENCES MARINES**

François Bache

**Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan
Liguro-Provençal**

Soutenue à Brest le 22 Février 2008

Devant la commission d'examen composée par :

M. J.L. OLIVET	IFREMER, Plouzané	Directeur de thèse
M. B.U. HAQ	NSF, Arlington	Rapporteur
M. J.L. RUBINO	TOTAL, Pau	Rapporteur
M. J. DEVERCHERE	Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Examineur
M. L. JOLIVET	Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI	Examineur
M. J.P. SUC	CNRS-Univ. Claude Bernard, Lyon I	Examineur
Mme. M. RABINEAU	CNRS-Univ. Bretagne Occidentale, Brest	Co-Encadrante
M. C. GORINI	Univ. Lille I, Lille	Co-Encadrant
M. G. CLAUZON	CEREGE, Aix en Provence	Invité

Résumé

La marge du golfe du Lion est issue d'une période de rifting Oligo-Aquitaniennne suivie de l'ouverture océanique du bassin Provençal vers le Burdigalien. Deux périodes ont été particulièrement étudiées au cours de cette thèse :

- L'événement messinien qui constitue un jalon (entre 5,96 et 5.33 Ma) de l'histoire du bassin. Son étude est indispensable à l'interprétation des séries antérieures.
- Et la période de formation de la marge, des débuts de l'extension continentale (35-30 Ma) à l'océanisation (20 Ma environ)

Cette étude repose sur une synthèse de toutes les données (essentiellement industrielles) disponibles sur le plateau, la pente et le bassin profond du golfe du Lion. Cette importante base de données a été rassemblée dans le cadre du GDRMarges (atelier golfe du Lion).

L'étude des géométries sédimentaires sur la marge et dans le bassin profond apporte des éléments nouveaux dans la compréhension de la crise messinienne :

- Le premier élément est l'identification, à la transition entre la plate-forme érodée par les fleuves messiniens et le bassin, d'une épaisse série détritique (jusqu'à 1000 m d'épaisseur). La base de cette série érode directement le rebord de la plate-forme miocène et correspond à la première trace de l'événement messinien dans le bassin. Cet épisode détritique correspond à la « crise d'érosion messinienne » qui intervient avec l'exondation de la plate-forme du golfe du Lion avant l'apparition des premières évaporites du bassin. Une chute de quelques centaines de mètres est suffisante à ce stade pour démanteler la plate-forme miocène.
- Le deuxième élément important est l'identification, entre l'épisode détritique initial et la halite messinienne bien connue dans le bassin, d'une épaisse série à évaporites inférieures (environ 1500 m). Cette période marque le début de la « crise de salinité messinienne ».
- Un troisième résultat concerne le ré ennoiment du bassin juste après le dépôt de la halite messinienne (celle-ci représente le plus bas niveau marin). Nous avons identifié une surface d'abrasion marine, témoin de la transgression de la ligne de rivage, entre les premiers indices de dépôt de la halite et la surface d'érosion fluviale messinienne. La limite entre cette abrasion marine et la surface aérienne est située à une profondeur constante de 1.6 secondes temps double. Cette limite représente la ligne de rivage juste avant une accélération suffisante de la transgression pour fossiliser la surface d'érosion fluviale messinienne (autours de 5.3 Ma).

Nous identifions au total près de 3500 m de sédiments déposés depuis la « crise d'érosion messinienne » jusqu'au ré ennoiment du bassin. La plate-forme enregistre quant à elle une perte sédimentaire (due à l'érosion) pouvant atteindre 1000 m. Ces transferts sédimentaires énormes ont des

conséquences importantes sur l'évolution de la marge. Les premiers résultats issus d'un backstripping 1D et prenant en considération ces interprétations stratigraphiques suggèrent que le bassin était profond de l'ordre de 3500 m avant la crise messinienne. L'étude détaillée des réajustements isostatiques liés à l'événement messinien reste à faire et nous permettra de mieux comprendre comment réagit la croûte à des contraintes de charge.

L'étude des structures de la croûte et de la sédimentation initiale de la marge du golfe du Lion (avec plusieurs surfaces d'érosions majeures identifiées et datées) nous permet d'avancer les résultats suivants :

- L'ensemble du substratum, mésozoïque et paléozoïque, paraît largement érodé. Cette érosion affecte l'ensemble de la marge, pratiquement jusqu'à la zone « océanique ». Une position surélevée de cette zone jusqu'à la fin de l'épisode de rifting est mise en évidence. Cette position haute contraste avec la zone camarguaise où un important bassin *synrift* Oligocène est connu.
- A partir de l'Aquitaniens (fin du *rifting*), la rupture se produit et semble limitée à une zone étroite d'environ 50Km. L'ensemble du golfe du Lion s'affaisse alors.

La question se pose de savoir si ce golfe du Lion qui a été soulevé et érodé sur toute sa largeur pendant le *rifting*, avant de subsider, résulte d'un héritage ou s'il doit sa configuration à l'ouverture du bassin Provençal.

A l'échelle du bassin, la marge homologue Sarde présente des caractéristiques équivalentes : toute la zone centrale, homologue du golfe du Lion, est largement affaissée, entre les zones restées hautes de l'Iglesiente et de la Nurra. Comme dans le golfe du Lion, les dépôts *synrift* paraissent peu développés. Il semble donc évident que c'est bien l'ouverture du bassin Provençal qui contrôle l'évolution verticale du golfe du Lion.

Ces résultats nous permettent de proposer une histoire de la marge du golfe du Lion en trois temps. Tout d'abord un événement thermique profond maintient la plate-forme exondée pendant l'épisode initial de rifting. Dans un deuxième temps la rupture se fait (Aquitaniens supérieur, vers 20 Ma) et le premier socle « océanique » atypique (zone de transition) se met en place. Le troisième temps correspond à la mise en place de la croûte océanique proprement dite au centre du bassin.

Abstract

The Gulf of Lion margin has been created by an Oligo-Aquitania rifting followed by oceanic accretion in the Provencal basin during the Burdigalian. Two main periods have been detailed in this thesis:

- The Messinian event that needs to be differentiated from earlier strata deposition. The event also represents a clear marker (between 5,96 and 5,33 Ma) within the history of the basin.
- The initial period of margin formation, from the beginning of continental extension (35-30 Ma) to oceanisation (around 20 Ma)

The database for this study has been built using all available data (seismic and wells from industry) on the shelf, the slope and the deep basin of the Gulf of Lion. The gathering of this huge database occurred in the framework of the French GDRMarges program.

The study of sedimentary geometries on the margin and in the deep basin gave new elements for the understanding of the messinian crisis:

- The first element is the identification of a thick detritic series (up to 1000 m) at the transition between the sub aerially eroded shelf and the slope. The base of this series erodes directly the Miocene shelf and corresponds to the first trace of the Messinian crisis in the central basin. This first detritic event corresponds to what we called the « messinian erosional crisis » that brings the shelf to sub aerial erosion, but this occurs far ahead from the deposition of evaporites in the deep basin. A sea level drop of a few hundreds meters can explain the erosion of the shelf.
- The second important element is the identification of a thick stratum of lower evaporites (over 1500 m), between the first detritic episode and the deposition of halite in the deep basin. This event represents the beginning of the «messinian salinity crisis ».
- A third result concerns the flooding of the basin, just after halite deposition associated to the lowest sea level during the crisis. We also identified a submarine surface of erosion related to the transgressive movement of the coast (the ravinement surface). This surface occurs on the outer-shelf-upper-slope between the top of halite deposits and the sub aerial surface of erosion. The transition between the sub aerial erosional surface and this ravinement surface due to waves occurs at a constant depth of 1.6 twtt. This limit represents the position of the shoreline just before a very rapid transgression that fossilised the subaerial surface without further erosion (around 5.3 Ma).

We therefore identified about 3500 m of sediments deposited during the messinian crisis (s. l.) (from the first erosional event to the re-flooding of the basin). The shelf registered a loss of up to 1000 m thick of sediments. This implies enormous amount of sediment transfer from the shelf to the slope and

the deep sea. This, in turn, also has strong implications on margin's evolution. First attempts of 1D backstrippings, taking into account our new observations, showed that the basin might have been 3500m deep just before the messinian crisis. A full study of isostatic readjustments related to the messinian event remains to be done; this would bring a better understanding of the reaction of the crust to varying loadings.

The study of crustal structures and early sedimentation in the Gulf of Lion margin showed several major erosional surfaces within the Miocene series that enabled us to conclude that:

- The substratum (Mesozoic and Palaeozoic) is largely eroded. This erosion concerns the entire margin as far (seaward) as the «oceanic zone». This demonstrates a high position of the area, until to the end of the rifting period. This high position is very different from what happens in the Camargue zone where an important Oligocene synrift basin has been described.
- From Aquitanian time (end of the rifting) the break-up occurs but seems to be restricted to a narrow zone of around 50 km. From that time on, the Gulf of Lion subsides.

The questions that arise now are: why has the Gulf of Lion been uplifted and therefore submitted to erosion during the rifting before subsiding? Is this due to tectonic heritage or to the opening of the Provençal basin?

At basin scale, the Sardinian homologous margin is largely depressed between the Iglesias and the Nurra zones that staid in high position. As in the Gulf of Lion, synrift deposits are poorly developed. This gives us arguments to say that it is really the opening of the Provençal Basin that guides the vertical evolution of the Gulf of Lion.

Those results led us to propose a model for the formation of the Gulf of Lion in three steps. First of all, a deep thermic event keeps the shelf subaerially exposed during early phase of rifting. In a second step, rupture occurs (during Upper Aquitanian, around 20 Ma ago and the first «unusual oceanic crust» (transitional zone) is built. The third step corresponds to the formation of typical oceanic crust at the centre of the basin.

Table des matières

Remerciements.....	13
<u>INTRODUCTION.....</u>	<u>15</u>
<u>PREMIERE PARTIE : BIBLIOGRAPHIE GENERALE</u>	<u>21</u>
<u>Chapitre I: L'héritage structural pre rift</u>	<u>23</u>
A. L'héritage hercynien	25
A.1. Formation de la Pangée et de la chaîne hercynienne.....	25
A.2. Les témoins de l'orogénèse hercynienne dans le Sud-Est de la France	27
B. Le bassin du Sud Est	28
C. Un décrochement entre l'Ibérie et l'Europe au Mésozoïque.....	33
C.1. Mise en évidence d'un décrochement entre l'Ibérie et l'Europe.....	33
C.2. Position du décrochement à l'Est des Pyrénées	38
C.3. L'âge du décrochement	39
D. La compression pyrénéenne	41
D.1. Ampleur du raccourcissement	41
D.2. Implications dans le golfe du Lion	42
a. Nature du socle.....	42
b. Hypothèses sur l'influence de la compression pyrénéenne	44
E. Conclusion.....	47
<u>Chapitre II: Le bassin Provençal</u>	<u>49</u>
A. Formation et remplissage du bassin Provençal	51
A.1. La période <i>synrift</i>	54
a. Les directions du rifting du golfe du Lion	54
b. Les dépôts <i>synrift</i>	58
A.2. Le <i>rift</i> Ouest Européen vs <i>rifting</i> du golfe du Lion	64
A.3. Le passage des séries <i>synrift</i> aux séries <i>postrift</i> : la « <i>break up unconformity</i> »	68
A.4. La période <i>postrift</i>	69
a. La fin du rifting et l'expansion océanique.....	69
b. Les dépôts <i>postrift</i>	70
B. La subsidence du bassin Liguro-Provençal	71

B.1.	Les études de subsidence.....	71
B.2.	Incertitudes	73
C.	La position du bloc Corso-Sarde avant le <i>rifting</i>.....	75
C.1.	Les observations prises en compte	75
C.2.	Reconstruction intermédiaire : la fermeture du domaine océanique.....	80
C.3.	Reconstruction initiale : fermeture maximale	83
C.4.	Problèmes posés et solutions proposées.....	87
D.	Conclusion.....	89
D.1.	Le bassin Provençal : bassin arrière arc ou bassin océanique ?	89
D.2.	L'importance de connaître l'influence des événements anté rift	90
D.3.	Les renseignements que peut fournir l'étude du remplissage sédimentaire.....	90
Chapitre III: <u>La crise de salinité messinienne : un événement</u>		
<u>majeur en Méditerranée</u>		
<u>91</u>		
A.	Historique.....	91
A.1.	Premières observations.....	91
A.2.	Premiers modèles et hypothèses associées.....	94
A.3.	Les progrès considérables sur l'ampleur de la crise messinienne	97
B.	Les avancées récentes.....	100
B.1.	L'étude des bassins <i>onshore</i>	100
a.	<i>Description</i>	100
b.	<i>Les modèles issus de l'étude des bassins onshore</i>	101
c.	<i>Chronologie générale de la crise</i>	106
d.	<i>Les conditions climatiques</i>	106
B.2.	Les observations dans le domaine <i>offshore</i>	107
a.	<i>La surface d'érosion messinienne</i>	107
b.	<i>Les produits détritiques</i>	107
c.	<i>Les évaporites profondes</i>	112
C.	Conclusion.....	113
C.1.	Les questions d'actualité	113
C.2.	Intérêt de la crise de salinité messinienne pour l'étude du bassin Provençal. 113	
C.3.	Les atouts du golfe du Lion dans l'étude du Messinien.....	113

DEUXIEME PARTIE : DESCRIPTION..... 115**Chapitre IV: Données-méthode de travail 119****A. Données 119**

A.1. Sismique réflexion..... 119

A.2. Forages 121

A.3. Sismique réfraction 121

B. Préparation des données..... 121

B.1. Mise en œuvre du plan de position..... 121

B.2. Conversion des profils papiers en Segy 121

B.3. Calage des forages sur la sismique réflexion 124

B.4. Intégration des données dans Kingdom Suite 125

C. Méthode..... 126

C.1. Echelle de travail 126

C.2. Stratigraphie sismique 128

Chapitre V: Structuration et remplissage anté-messinien 131**A. Les grands domaines structuraux du golfe du Lion..... 131**

A.1. Le domaine à direction SW-NE 131

A.2. Le domaine à direction WSW-ENE 131

A.3. Le domaine provençal 137

A.4. Le domaine à direction N-S 138

A.5. Le domaine déprimé..... 138

A.6. Transition vers le domaine profond 138

A.7. Le domaine profond 138

A.8. Synthèse des domaines structuraux 139

B. Le substratum sur la plate-forme 141

B.1. Nature du substratum dans le Graben Central..... 141

B.2. Marge d'erreur - incertitudes..... 146

B.3. Carte de la nature du substratum 150

B.4. L'érosion du substratum..... 151

C. Les premiers dépôts sédimentaires 152

C.1. Premiers dépôts sur le substratum 152

C.2. La surface de discontinuité A au sommet des premiers dépôts..... 157

C.3. Transition vers le domaine profond 158

D. La sédimentation miocène	161
D.1. La plate-forme miocène	161
D.2. Datation des repères de la série miocène	162
E. Conclusion.....	170
Chapitre VI: <u>La crise messinienne des marges érodées au bassin</u>	
<u>profond</u>	173
A. Le domaine érodé	178
A.1. La surface d'érosion « rugueuse ».....	178
A.2. La surface d'érosion « lisse ».....	182
A.3. Estimation du volume érodé sur la plate-forme du golfe du Lion.....	184
B. Le domaine intermédiaire entre la plate-forme érodée et le bassin profond :	
intercalation d'une unité majeure	188
B.1. Passage du domaine érodé au domaine intermédiaire.....	188
B.2. Architecture interne de l'unité M.....	191
a. La sous-unité M0.....	191
b. La sous-unité M1.....	197
c. La sous-unité M2.....	202
B.3. Volume de l'unité M	204
C. Le bassin profond	205
C.1. Les unités du bassin profond	205
C.2. Passage du domaine intermédiaire au domaine profond.....	207
D. Conclusion.....	211

TROISIEME PARTIE : DISCUSSION..... 213**Chapitre VII: La crise messinienne.....215**

A. La série détritique issue de l'érosion aérienne messinienne.....	216
A.1. Situation géographique : au débouché des fleuves messiniens	216
A.2. Environnement de dépôt de l'unité M.....	217
A.3. Volume de l'unité M : comparaison avec le volume érodé.....	218
A.4. Le paradoxe Messinien résolu.....	221
B. L'épisode anté-évaporitique : une crise d'érosion	225
C. L'épisode évaporitique : une crise de salinité.....	225
D. La position du rivage de la mer messinienne : un indice de la transgression. 226	
E. Comparaison avec les bassins périphériques, datation des événements	229
F. Implications de nos résultats sur la subsidence	230
F.1. Principe de la subsidence	230
F.2. Méthode.....	231
a. <i>Backstripping</i>	231
b. <i>Décompaction</i>	232
c. <i>Méthode retenue</i>	234
d. <i>Application aux marges passives</i>	236
F.3. Résultats préliminaires sur l'ESP 206.....	237
a. <i>Paramètres fixés pour l'étude</i>	237
b. <i>La profondeur initiale du bassin</i>	239
c. <i>La profondeur du bassin juste avant la crise messinienne</i>	240
G. Conclusion.....	243

Chapitre VIII: La formation de la marge du golfe du Lion245

A. Les surfaces d'érosion anté messiniennes	245
A.1. L'aplanissement du substratum: lien avec la transgression burdigalienne	250
A.2. L'incision des reliefs de socle : un épisode Oligo-Aquitaniens.....	253
a. <i>Les entailles de socle dans le domaine profond (structure GLP2)</i>	253
b. <i>Le Grand Faraman</i>	259
A.3. Conclusion.....	259
B. Une position haute du domaine de plate-forme et du talus continental jusqu'à la fin du rifting suivie de la segmentation de la marge du golfe du Lion.....	263
B.1. Les causes de la position haute des marges.....	263
B.2. La configuration de la marge du golfe du Lion.....	266

B.3.	Les observations faites sur le golfe du Lion peuvent-elles servir à l'interprétation générale des marges continentales ?.....	270
B.4.	L'amincissement de la croûte sous le golfe du Lion.....	272
a.	<i>Le rôle de l'héritage</i>	272
b.	<i>Amincissement de la croûte à l'aide d'un détachement</i>	274
C.	Histoire de la marge du golfe du Lion	277
C.1.	Phase 1 : une position haute de la marge pendant le <i>rifting</i> (Oligocène-Aquitainien).....	277
C.2.	Phase 2 : la subsidence de la marge à partir de l'Aquitainien Supérieur	277
C.3.	Phase 3 : la crise messinienne	277
C.4.	Phase 4 : le Plio-Quaternaire.....	278
<u>CONCLUSION GENERALE</u>		281
<u>Annexe 1 : forages et ESP</u>		285
<u>Annexe 2 : article soumis</u>		299
Liste des figures		301
Références bibliographiques		315

REMERCIEMENTS

Cette thèse est le résultat de plusieurs années de travail. La remise du manuscrit et la soutenance orale sont des aboutissants, mais ce travail est avant tout une étape de la vie d'un chercheur. Chaque rencontre, chaque discussion, est un apprentissage, une évolution, aussi est-il difficile de citer toutes les personnes qui m'ont guidé, inspiré, conseillé, soutenu, encouragé.

Jean Louis Olivet, mon directeur de thèse, à été toutes ces personnes à la fois. Il m'a fourni les bases de ce travail et m'a guidé tout au long de cette thèse. La méthode de travail, les connaissances, la rigueur qu'il m'a transmis m'accompagneront toujours et sont pour moi des enseignements inestimables. Je le remercie également pour sa disponibilité.

Christian Gorini est la première personne à m'avoir guidé, bien avant la thèse. Son enthousiasme, sa curiosité, m'ont toujours motivé et donné l'envie de comprendre, d'aller plus loin. Son soutien et son aide ont été des atouts majeurs dans la réalisation de cette thèse.

Marina Rabineau m'a également encadré et apporté son aide chaque fois que j'en avais besoin. Toujours disponible et motivée, cette thèse n'aurait pu se dérouler sans elle.

Je remercie également Daniel Aslanian pour son soutien et ses conseils. Son aide m'a été précieuse.

Merci à tous les membres du département Géosciences Marines d'Ifremer et du laboratoire Domaines Océaniques de l'IUEM pour m'avoir accueilli et fourni une aide constante. Merci à l'Ifremer au CNRS pour avoir cofinancé cette thèse.

Je remercie également les membres du GDR « Marges » pour les discussions passionnantes que nous avons pu avoir et que nous aurons encore.

Je tiens à remercier tout particulièrement le jury de cette thèse pour s'être rassemblé et avoir jugé ce travail.

Enfin, merci à mes proches pour le soutien et les encouragements qu'ils m'ont apporté tout au long de mes études.

INTRODUCTION

La Figure 1 montre la coexistence, dans le domaine méditerranéen, de structures compressives (représentées d'ouest en est par les chaînes Bétique et Rifaine, les Pyrénées, les Alpes, les Apennins, les Dinarides, les Carpates etc) et de bassins (le bassin Algéro-Provençal, la mer Tyrrhénienne, la mer Egée, la mer Ionienne, le bassin du Levant, la mer Noire et le bassin Pannonique). L'ensemble de ce système est ainsi caractérisé par l'existence de bassins formés (ou conservés) dans un régime général compressif, résultat du rapprochement de deux plaques majeures, l'Afrique et l'Europe. Le bassin Provençal, notre zone d'étude, est l'un de ces bassins. Il est issu de la rotation du bloc Corso-Sarde, micro-plaque comprise avec la plaque ibérique et la plaque apulienne (ou adriatique) entre les deux plaques majeures.

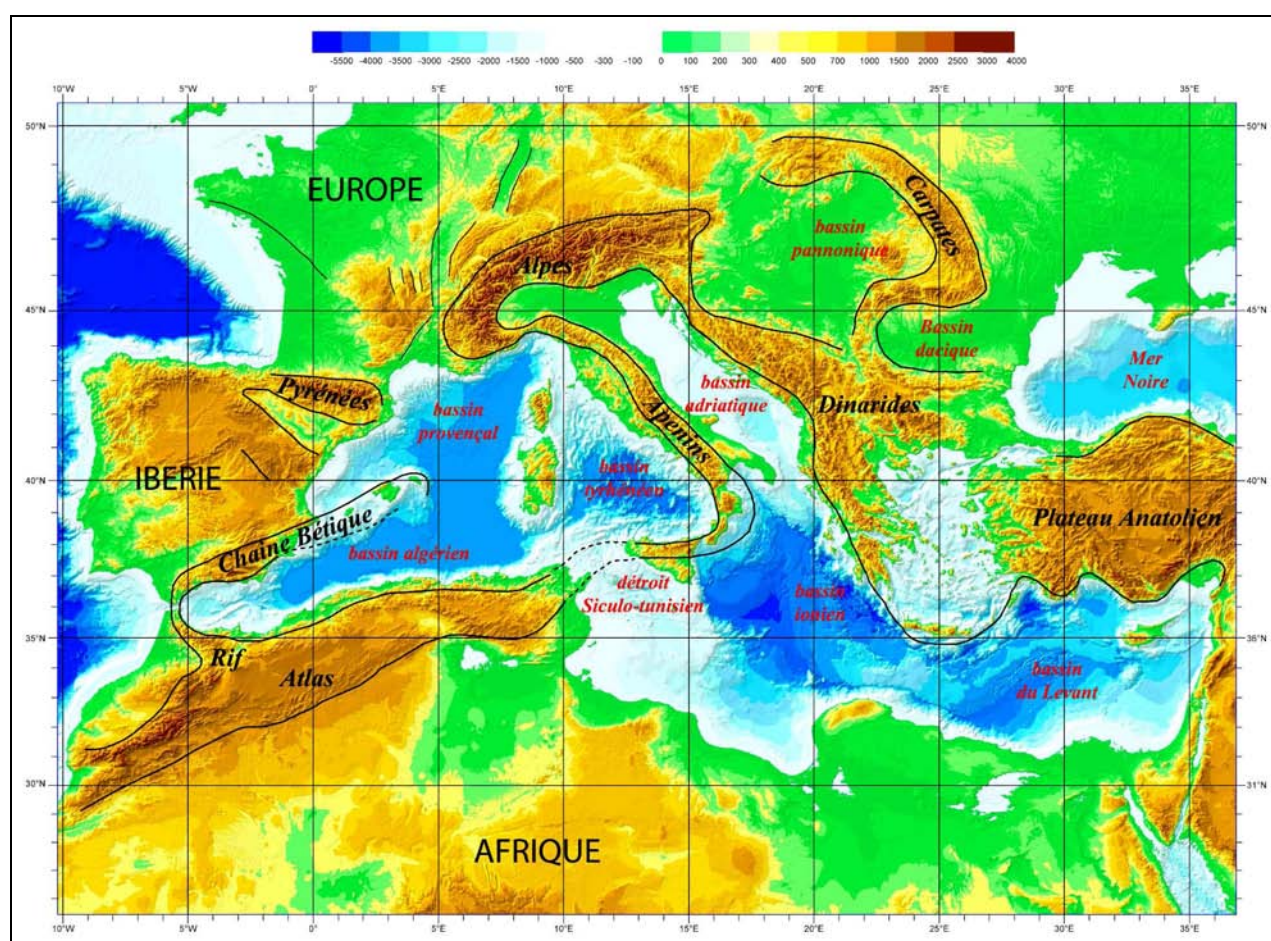


Figure 1 : La Méditerranée.

Un des objectifs principaux des premières études de géologie marine en Méditerranée était de comprendre le mode de formation et l'âge des bassins qui la composent. La sismique (réflexion et réfraction) a permis l'exploration progressive du socle et du remplissage des bassins méditerranéens. Cette exploration est loin d'être achevée.

On s'est d'abord demandé s'il sagissait de bassins résiduels d'un ancien océan en partie refermé par l'orogénèse alpine ou s'il sagissait de la subsidence de domaines continentaux (océanisation). On a ensuite attribué à la plupart de ces bassins une origine arrière arc (bassin marginal) avec une ouverture par la rotation d'une micro-plaque ou la migration d'un arc.

Au cours de ces explorations, la mise en évidence dans le bassin profond méditerranéen d'une épaisse couche de sel d'âge fini-miocène devient l'objet de nombreuses discussions (Ryan et al., 1973). Les hypothèses concernent directement la formation et l'origine du bassin Provençal : le sel s'est-il déposé dans un bassin peu profond dominé par la tectonique verticale postérieure (Nesteroff, 1973) où s'est-il déposé dans un bassin préalablement profond de type océanique (Hsü et al., 1973a) ?

L'hypothèse d'un bassin profond avant la précipitation de ces évaporites est aujourd'hui largement acceptée. La marge Provençale représente la marge occidentale de ce bassin. Peut-on pour autant considérer cette marge comme une marge de type atlantique et comme représentative des marges continentales passives non volcaniques ?

Steckler et Watts (1980), l'ont considérée comme un modèle de marge jeune, indispensable pour observer les stades initiaux de la subsidence. Ils s'interrogent sur les causes du dépôt d'une importante épaisseur de sédiments peu profonds déposés aussitôt après la phase de *rifting* et de séparation des plaques. L'étude par *backstripping* de la couverture sédimentaire (à partir de données de forages) leur indique que le taux de subsidence est comparable à celui d'une dorsale océanique. C'est ce à quoi on s'attend à l'époque. Mais ils observent que « *the lithospheric stretching alone cannot account for this amount of subsidence and other processes must be involved* ».

Burrus (1989) et Burrus et Audebert (1990) arrivent à des conclusions du même ordre : l'amincissement de la croûte sous le golfe du Lion peut expliquer correctement la subsidence et le flux de chaleur, mais les structures en extension observées n'expliquent pas cet amincissement. C'est ce qu'ils appellent « le paradoxe de l'étirement ». Certains auteurs vont par la suite évoquer, pour expliquer cette anomalie d'épaisseur de la croûte, un héritage de l'histoire pyrénéenne de la zone (Séranne et al., 1995). D'autres vont y voir un effet de la dissymétrie de la rupture par « *simple shear* » (Mauffret et al., 1995).

Gueguen (1995) s'appuie sur une reconstruction minutieuse du mouvement de la plaque Corso-Sarde (Bentounsi, 1990). Il discute le fait que la zone de croûte amincie du golfe du Lion ne peut en aucun cas s'expliquer par l'existence sur la marge opposée d'une zone complémentaire, c'est-à-dire un saillant. Au contraire, la marge Sarde présente la même

particularité que celle du golfe du Lion comprise entre les segments abrupts de Catalogne et de Provence : c'est une large zone affaissée entre deux zones hautes (l'Iglesiente au sud et la Nurra au nord). L'histoire de la Sardaigne étant très différente de celle de la marge languedocienne, cette particularité ne peut être attribuée à un héritage.

La marge du golfe du Lion est issue d'une période de rifting oligo-aquitaniennne suivie de l'ouverture océanique du bassin Provençal vers le Burdigalien. L'interprétation des sédiments qui remplissent ce bassin est une étape indispensable pour mieux comprendre sa formation et son évolution. La crise de salinité messinienne est un jalon de l'histoire méditerranéenne, elle représente la limite supérieure de l'histoire miocène. Cet événement est bien connu dans les bassins situés sur le pourtour méditerranéen, en revanche, dans le bassin Provençal, seul le sommet des séries salifères a été formellement identifié. Le début de l'histoire messinienne et donc les sédiments qui la précèdent étaient inconnus jusqu'à aujourd'hui.

Le but de cette étude est d'identifier la base de l'événement messinien dans le bassin Provençal et de décrire les épisodes initiaux de formation de la marge du golfe du Lion. Ce travail se base pour cela sur la mise en œuvre et l'interprétation d'une importante base de données de sismique réflexion.

Ce travail se divise en deux thèmes principaux que sont la crise de salinité messinienne et l'histoire initiale de la marge du golfe du Lion. Le manuscrit se divise en trois parties, chacune divisées en chapitres.

La première partie est une revue de la bibliographie générale dans trois buts bien précis :

- Tout d'abord, il s'agit de lister les événements antérieurs au *rifting* qui ont pu influencer la structuration de la marge (chapitre I).
- Ensuite, nous ferons le point sur la structuration *synrift*, le remplissage et l'ouverture cénozoïque du bassin (chapitre II).
- Enfin, nous ferons un état des lieux des études portant sur la Crise de Salinité Messinienne (chapitre III).

La deuxième partie présente la description de la marge du golfe du Lion. Les données et la méthodologie sont expliquées au chapitre IV. Les données de sismique marine sont interprétées et présentées dans les chapitre V (description des séries anté messiniennes) et VI (description de la série messinienne).

La troisième partie est la partie de discussion. Nous nous appuyerons sur nos descriptions pour discuter de la Crise de Salinité Messinienne d'une part (chapitre VII) et de la formation de la marge d'autre part (chapitre VIII).

PREMIERE PARTIE : BIBLIOGRAPHIE

GENERALE

CHAPITRE I: L'HERITAGE STRUCTURAL PRE RIFT

Sur la Figure I-1, on peut voir que le golfe du Lion, marge occidentale du bassin Provençal, est le carrefour de grands domaines structuraux. A l'ouest, il est bordé par les Pyrénées, conséquence de la collision entre la plaque ibérique et l'Europe au Crétacé Supérieur. Au nord-est, la Camargue et la Provence sont caractérisées par leur substratum calcaire appartenant à un bassin Mésozoïque, le bassin du Sud-Est. Les Alpes sont le résultat de la collision de la plaque Adriatique (un fragment de la plaque Afrique) avec l'Europe à l'Eocène. A l'Est de la Sardaigne, la mer Tyrrhénienne est le résultat du retrait vers le sud-est de l'arc Calabre-Sicile pendant le Miocène.

Tous ces domaines sont liés à la convergence Afrique-Europe. Leur influence peut être plus ou moins grande sur la configuration actuelle du bassin Provençal. Une revue de ces événements successifs est nécessaire pour comprendre le rôle et l'importance de l'héritage structural sur la formation du golfe du Lion.

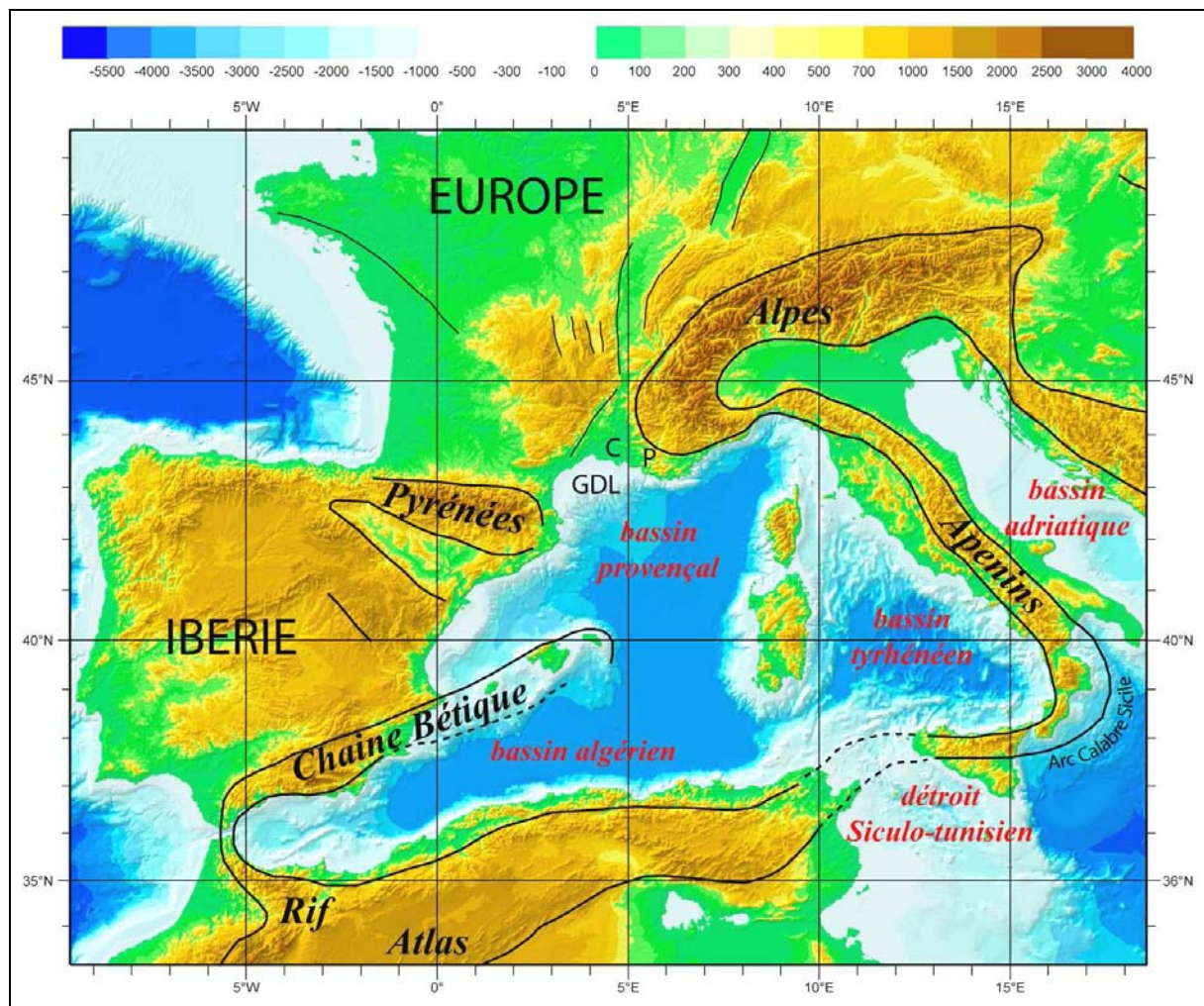


Figure I-1 : La Méditerranée Occidentale. C : Camargue ; P : Provence ; GDL : golfe du Lion.

Avant de discuter de la structuration du bassin Provençal et de la formation de la marge du golfe du Lion pendant la période Cénozoïque, nous allons décrire dans ce chapitre les différents événements pré-rift. Cette description a pour objectif de mettre en avant quatre points capitaux dans la compréhension de l'héritage structural pré-rift.

Il s'agit par ordre chronologique :

- De l'orogène hercynienne (ou varisque) dont des failles de direction NW-SE et SW-NE en sont les témoins. Des structures de même direction ont déjà été mentionnées dans le golfe du Lion.
- De la formation et de l'évolution du bassin du Sud-Est. L'empreinte de ce bassin est encore visible. Des séries salifères triasiques puis calcaires du Mésozoïque sont connues sur le pourtour méditerranéen. Ces séries ont une influence sur la structuration du golfe du Lion.
- De l'existence entre l'Europe et l'Ibérie d'un décrochement majeur au Crétacé ayant pu influencer la structuration du golfe du Lion. Ce décrochement est dû au mouvement de la plaque ibérique par rapport à l'Europe, pendant la formation de l'océan Atlantique.
- De la compression pyrénéenne, résultat de la collision entre l'Ibérie et l'Europe et à plus grande échelle entre la plaque Afrique et l'Europe. Nous discuterons du résultat de cette collision dans le golfe du Lion en comparaison avec les Pyrénées.

A. L'héritage hercynien

A.1. Formation de la Pangée et de la chaîne hercynienne

La formation de la chaîne hercynienne est à rattacher à la formation de la Pangée. Le rapprochement de deux super-continentes appelés Laurussia (actuelles Amérique du Nord et Europe du Nord et de l'Est) et Proto Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Antarctique, Inde, Australie) à pour effet de fermer l'océan Iapétus (Figure I-2). A la place de cet ancien océan s'élève alors la chaîne hercynienne.

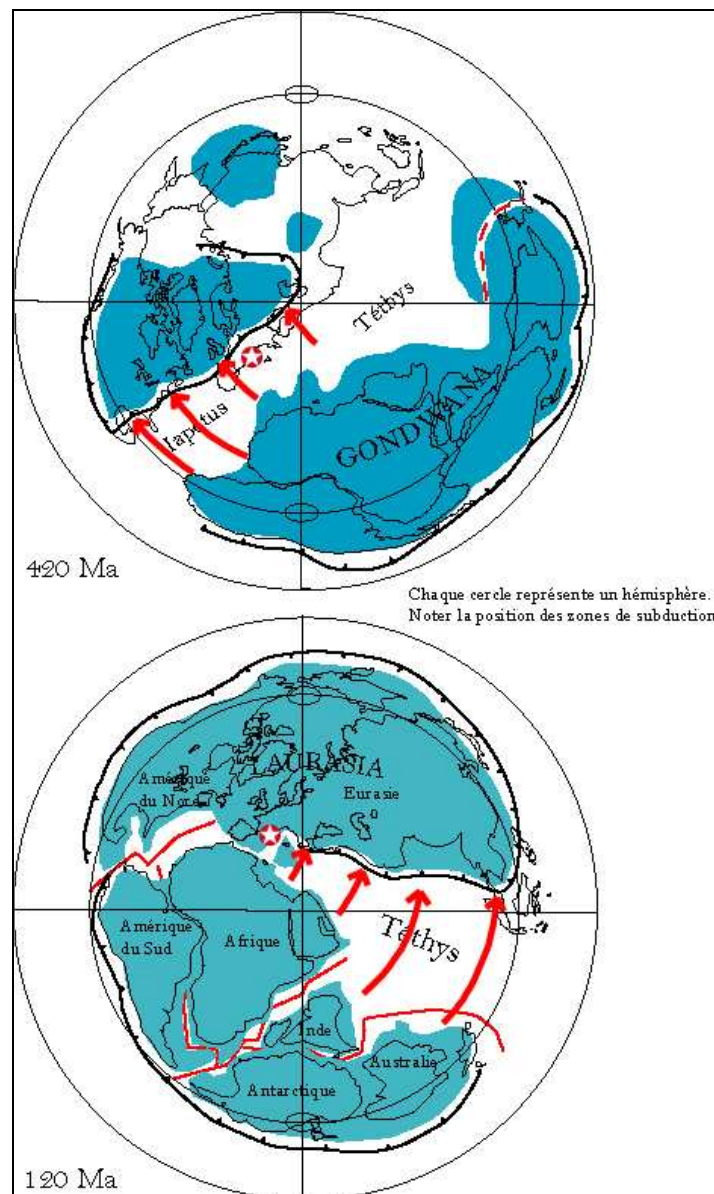


Figure I-2 : Cycle Hercynien (en haut) et cycle Alpin (en bas). L'étoile représente notre zone d'étude.

La plupart des témoins géologiques de la collision qui a abouti à la formation de la chaîne hercynienne sont des roches métamorphiques et des granites.

De grandes zones de fractures de directions croisées (NW-SE et NE-SW) caractérisent également l'orogénèse varisque. Les principaux exemples peuvent être le grand cisaillement Sud armoricain en Bretagne (NW-SE) ou la zone de fracture des Cévennes (faisceau Cévenol) qui limite actuellement le Massif Central du Couloir Rhodanien (NE-SW). La Figure I-3 illustre bien ces deux directions structurales majeures qui se voient aujourd'hui encore sur le terrain (voir la carte géologique de France par exemple).

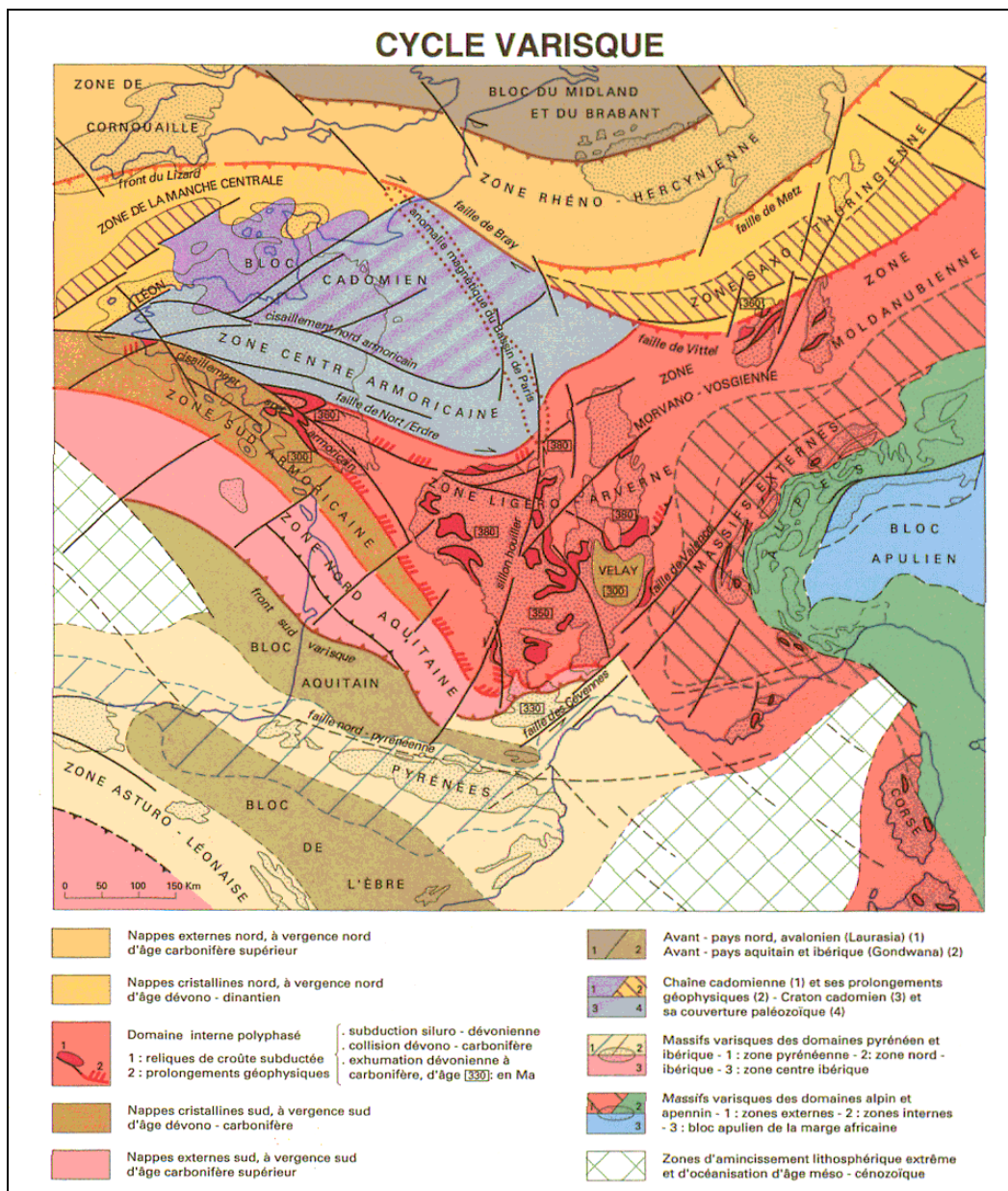


Figure I-3 : Le cycle varisque en France (BRGM, 1996)

A.2. Les témoins de l'orogénèse hercynienne dans le Sud-Est de la France

A l'Ouest de la faille des Cévennes (Massif Central et Montagne Noire), le socle paléozoïque du Sud-Est de la France est principalement constitué de schistes métamorphiques et de gneiss traversés par des plutons de granites calco-alcalins (Cévennes). Il a été déformé pendant l'orogénèse hercynienne et affecté par les grands décrochements décrits précédemment (Arthaud and Matte, 1975; Arthaud and Matte, 1977). Les directions principales NE-SW, NNE-SSW correspondent aux faisceaux cévenols et de la Durance (Figure I-4). Ces décrochements ont un rôle important dans la structuration de la région car ils introduisent dans la croûte des discontinuités majeures qui rejoignent à différentes époques et limitent des domaines tectoniques ou sédimentaires (Arthaud et al., 1980/1981; Arthaud and Séguret, 1981). Ceci est bien visible sur la Figure I-4 où on peut voir que les failles des Cévennes et de la Durance délimitent une zone où affleure principalement du socle calcaire (couleur verte), ce socle représente le bassin Mésozoïque du Sud-Est.

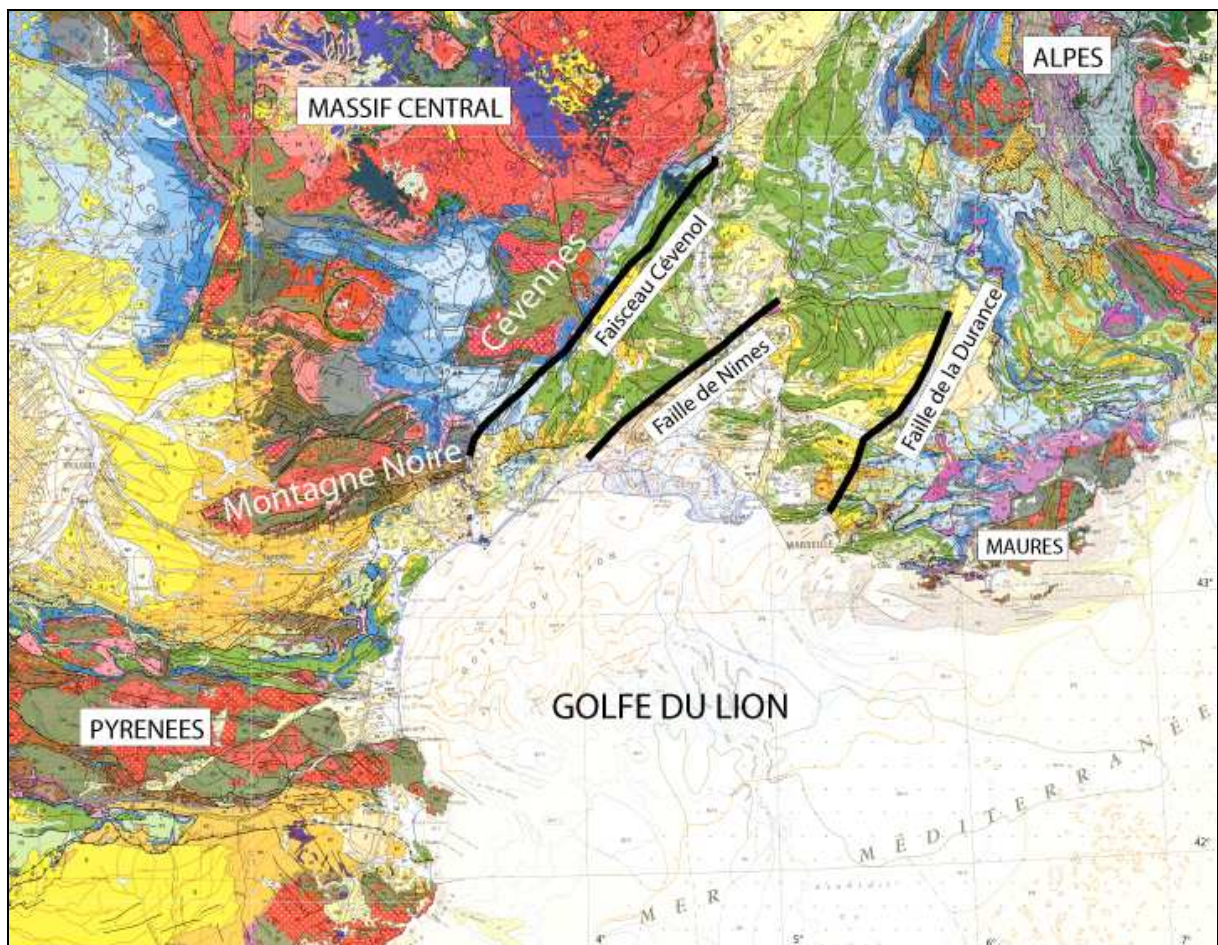


Figure I-4 : Extrait de la Carte Géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM, 1996)

B. Le bassin du Sud-Est

A partir du Trias, la Pangée va se fracturer en deux grands ensembles que sont le Laurasia (Amérique du Nord et Eurasie) et le Gondwana (Amérique du Sud, Afrique, Antarctique, Inde, Australie). Une zone de fracture va alors se créer entre les deux continents, c'est le point de départ du futur océan Atlantique (Figure I-2). C'est à cette période que va également s'initier le bassin du Sud-Est. L'Afrique va ensuite dériver vers l'Europe et la Téthys se refermer (Figure I-5). La collision entre l'Europe et la plaque ibérique (entraînée par la dérive de l'Afrique) aboutira à la surrection du bassin du Sud-Est et à la formation des Pyrénées.

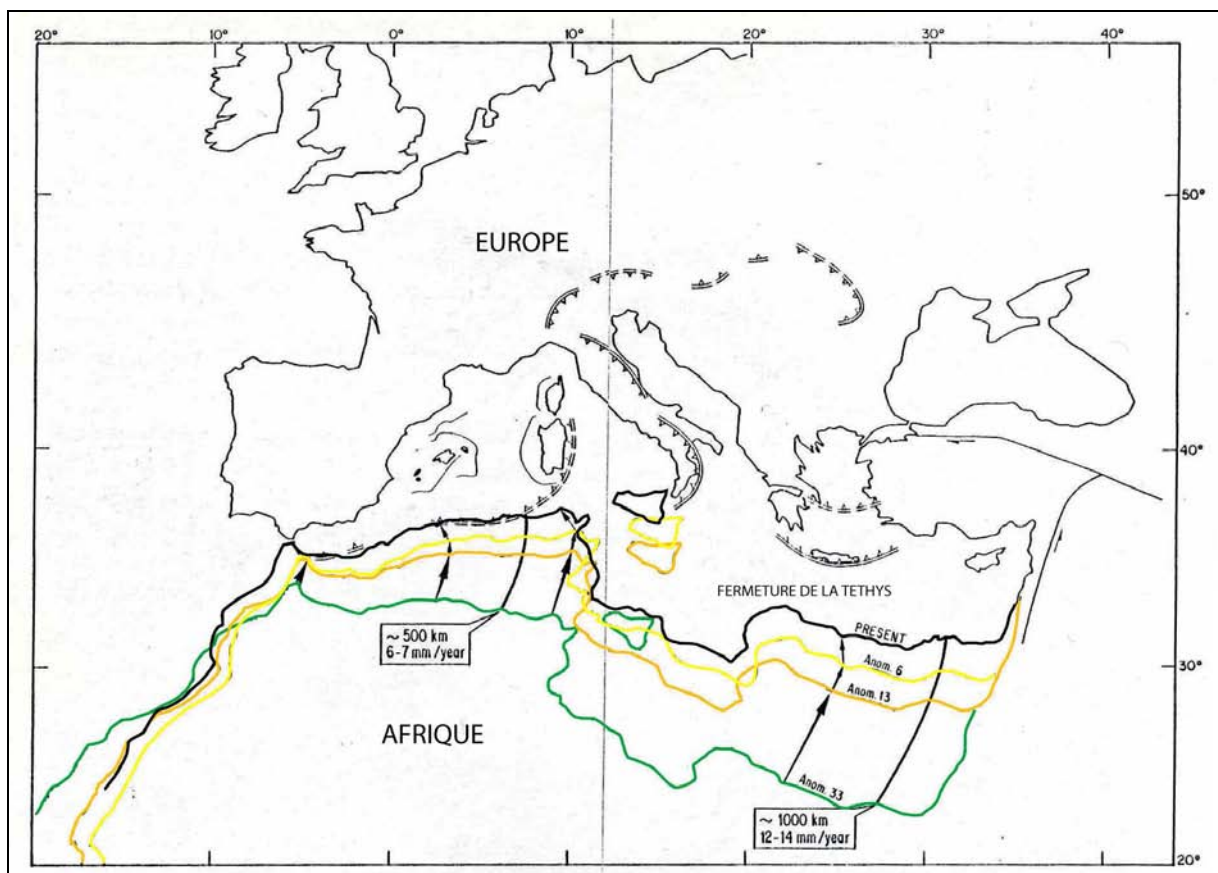


Figure I-5: Positions relatives de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, à l'anomalie 33 (77Ma, Campien), à l'anomalie 13 (36Ma, base Oligocène) et à l'anomalie 6 (20Ma, base Miocène), dans (Olivet, 1988) d'après Olivet (1978) et Archambault (1984). La correspondance des anomalies magnétiques avec une échelle stratigraphique et les événements locaux et globaux est donnée dans le Tableau I-1.

	ANOMALIES MAGNÉTIQUES	STRATIGRAPHIE	AGE (Ma)	ÉVÉNEMENTS LOCAUX ET GLOBAUX (<i>texte en italique</i>)
Évolution de l'Atlantique en deux grands blocs : Amérique du Nord et Amérique du Sud, d'une part, Eurasie et Afrique d'autre part		PLIOCÈNE		
		MIOCÈNE	20	Dernières traces dans l'océan (King's trough) d'un mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe
	6	OLIGOCÈNE	35,5	Arrêt de l'ouverture entre le Groënland et l'Amérique du Nord (arrêt du point triple)
	13	ÉOCÈNE		A partir de 88-90 Ma : ouverture de l'Atlantique Nord à une vitesse voisine de celle de l'Atlantique Central ; convergence proche de N-S et croissante vers l'Est entre l'Eurasie (l'Ibérie) et l'Afrique. Ralentissement des mouvements relatifs.
	24	PALEOCÈNE	56	Réorganisation majeure dans le Pacifique Nord et dans l'Atlantique Nord (ouverture de l'Arctique et de la Mer de Norvège : point triple au Sud du Groënland)
		Maastrichtien		
	33	Campanien	77	
	34	Santonien	84	Fin des mouvements distensifs dans le golfe de Gascogne (arrêt du point triple)
		Coniacien	88,5	Nouvel agencement des plaques et changement majeur de l'orientation des mouvements relatifs
		Turonien		
Réorganisation cinématique générale		Cénomannien		Mouvement rapide de l'Afrique (4 à 5 cm/an) par rapport à l'Europe et à l'Amérique du Nord ; l'Ibérie accompagne l'Afrique : ouverture du golfe Gascogne (2 à 3 cm/an). Début de la fermeture du bassin liguro-piémontais. Convergence oblique entre l'Afrique et l'Eurasie.
		Albien		
		Aptien	118,5	Début de la rupture de la Laurasia (point triple du golfe de Gascogne). Rupture complète entre l'Afrique et l'Amérique du Sud
	M0	Barrémien		
		Hauterivien		
	M11	Valanginien	133	Début de la rupture du Gondwana W (entre l'Afrique et l'Amérique du Sud) et du Gondwana E. Mouvement lent (2 à 3 cm/an) entre le Gondwana W et la Laurasia.
		Berriasien		Passage du rift de l'Est (domaine liguro-piémontais) à l'Ouest de l'Ibérie (domaine atlantique).
		Portlandien		
	M22	Kimméridgien	152,5	Réorganisation importante dans le Pacifique et dans l'Atlantique Central
		Oxfordien		Mouvement rapide (4 à 6 cm/an) entre le Gondwana W et la Laurasia.
Evolution en trois blocs (Laurasia, Gondwana W et E)		Callovien	167	Mouvement lent (< 1 cm/an) entre le Gondwana W (qui entraîne l'Apulie) et la Laurasia (à laquelle reste attachée l'Ibérie).
	Blaespur			
Distension de la Pangée		DOGGER	180	
		LIAS		Mouvements très limités à l'intérieur de la Pangée mais probablement rapides sur ses bordures pacifiques (Téthys).
		TRIAS		

Tableau I-1: Anomalies magnétiques et correspondance avec les événements globaux et locaux (Olivet, 1996)

Les accidents tardi-hercyniens vont être remobilisés et délimiter le futur bassin sous la forme d'un large sillon de direction NE-SW (Curnelle and Dubois, 1986). Un confinement généralisé au cours du Trias supérieur entraînerait des dépôts argilo-évaporitiques et l'accumulation d'importants amas de sel massif (Figure I-6-2). Ces dépôts constitueront un niveau de décollement entre le socle Paléozoïque d'une part et les dépôts relatifs au bassin du Sud-Est d'autre part (Mauffret and Gorini, 1996). C'est ce que l'on peut observer dans le bassin de Narbonnes-Sigean où les déplacements des unités charriées de la zone pyrénéenne, constituées par les séries mésozoïques, sont décollées au sein du Trias (Gorini, 1989; Gorini et al., 1991; Viillard and Gorini, 1994).

Au Lias-Dogger (Figure I-6-4), le bassin du Sud-Est connaît une phase d'évolution marquée par une subsidence importante de la partie centrale et l'accumulation de 3000 à 4000 m de sédiments argilo-marneux avec une augmentation de la bathymétrie qui a dû dépasser 1000 m de profondeur (Terres Noires). Sur les bordures, on note la formation de horsts et de grabens accompagnés d'apports détritiques. Tout ceci constitue la conséquence d'une forte extension crustale (Curnelle and Dubois, 1986). Certains auteurs (Lemoine, 1984) rapprochent cette tectonique extensive de l'ouverture, durant cette période, de l'océan liguro-piémontais tout proche ; d'autres auteurs (Roure et al., 1992) insistent sur la mobilité du sel triasique et les glissements gravitaires vers l'axe du bassin dès le début du Lias.

Au Jurassique supérieur, le bassin du Sud-Est subit un changement important avec la disparition des seuils structuraux le séparant à l'est de la mer Alpine et avec l'ouverture d'un profond sillon de sédimentation d'axe E-W, la fosse vocontienne (Figure I-6-5).

Au Crétacé inférieur, le bassin du Sud-Est accumule de fortes épaisseurs de dépôts argilo-calcaires de plate-forme externe (plus de 2500 m). A partir du Barrémien, l'apparition de faciès biocalcarénitiques sub-récifaux (Urgonien) progradant depuis les bordures et sur les hauts-fonds, marque le début du comblement du bassin profond (Figure I-6-6).

Au Crétacé moyen (Figure I-6-7), le bassin du Sud-Est est fragmenté en deux sous bassins séparés par une zone émergée de direction E-W, le bombement ou isthme durancien :

- le sous-bassin Provençal, terminaison d'un sillon de sédimentation ouvert sur le domaine pyrénéen à dépôts littoraux et de plate-forme externe

- le sous-bassin vocontien organisé autour de la fosse vocontienne où persistent des dépôts pélagiques peu épais.

Au Crétacé supérieur, le bassin du Sud-Est montre une réduction continue de son domaine de sédimentation marine depuis le Turonien jusqu'à son émergence totale à la fin du Sénonien, consécutive au début des mouvements pyrénéo-provençaux (Figure I-6-8).

Deux événements principaux peuvent être dégagés et nous intéressent particulièrement pour l'héritage structural de la marge du golfe du Lion.

*Le premier est l'événement Crétacé moyen qui affecte également le bassin d'Aquitaine. En effet, cet événement intervient alors que se produisent la création de bassins albiens, rhomb-grabens en cisaillement intracontinental (Choukroune and Mattauer, 1978) mais aussi l'approfondissement du bassin de Parentis, ainsi que le début du métamorphisme et du magmatisme pyrénéen (Curnelle and Dubois, 1986). Dans le bassin Basco-Cantabrique, de l'extension serait associée à un décrochement senestre NW-SE (Garcia-Mondéjar, 1989). L'influence directe d'une mobilité du domaine Atlantique sur le bassin du Sud-Est est mal établie. On peut néanmoins supposer que le mouvement de l'Ibérie vers l'est puis vers le nord ait initié la mise en compression du bassin du Sud-Est dès la fin de l'Albien.

*Le second correspond à la contraction puis à la disparition du bassin du Sud-Est qui intervient au cours du Crétacé supérieur. Dans le bassin du Sud-Est des mouvements compressifs nets sont connus dès le Turonien dans le Sud de la Provence (plis coiffés dissymétriques à tendance chevauchante vers le nord), ils se poursuivent jusqu'au Sénonien supérieur- Eocène, période au cours de laquelle le bassin se plisse et émerge (Curnelle and Dubois, 1986). Cet événement apparaît comme la conséquence de la collision entre l'Ibérie et la zone ouest européenne qui place l'Europe occidentale sous un régime compressif N-S généralisé.

Ces deux événements font l'objet des paragraphes qui suivent.

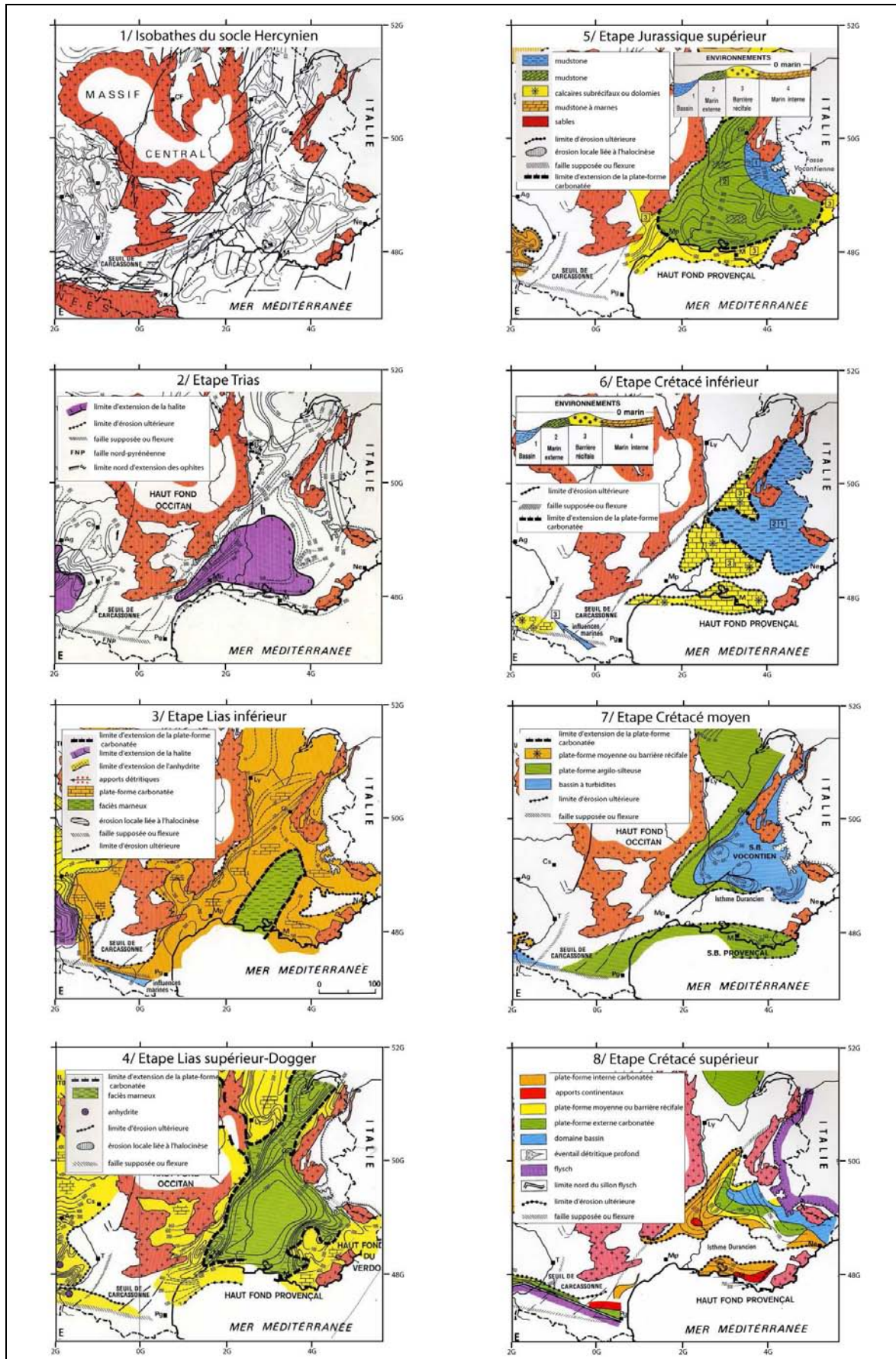


Figure I-6 : Paléogéographie du bassin du Sud-Est (Curnelle and Dubois, 1986)

C. Un décrochement entre l'Ibérie et l'Europe au Mésozoïque

C.1. Mise en évidence d'un décrochement entre l'Ibérie et l'Europe

Une reconstruction cinématique est une représentation de la position relative des plaques les unes par rapport aux autres à une époque donnée. Une plaque est choisie fixe et les autres subissent les mouvements qui les amènent de leur position actuelle à celle qu'elles occupaient à l'époque considérée, par rapport à la plaque fixe. Dans la projection cartographique, la plaque fixe est représentée dans sa position actuelle, les plaques mobiles avec leurs coordonnées modifiées par les rotations correspondantes (Fidalgo-gonzalez, 2001).

La plaque Ibérique est une plaque secondaire fossile dont les mouvements ont été étroitement associés par le passé aux plaques Afrique et Eurasie. Elle a été désolidarisée à la fois de l'Afrique du Nord et de l'Europe, de sorte qu'elle a pu épouser le mouvement, tantôt de l'une, tantôt de l'autre avant d'être comprimée entre elles. On peut donc la considérer comme un élément rigide appartenant à la zone frontière entre l'Afrique et l'Eurasie qui, elles-mêmes, évoluent par rapport à une autre plaque majeure, l'Amérique du Nord.

Une plaque satellite est associée à la plaque Ibérique, le bloc Corso-Sarde dont la position par rapport à l'Europe, à l'Ibérie et au bassin Liguro-Piémontais doit également être prise en considération.

Le mouvement de la plaque Ibérique et du bloc Corso-Sarde a donc une importance capitale dans la compréhension de l'héritage structural des différents événements qui ont conduit à la configuration actuelle du golfe du Lion. Le mouvement de ces plaques étant intimement lié aux mouvements des plaques Afrique et Europe, il est nécessaire d'étudier l'ouverture de l'océan Atlantique pour en déduire comment se sont comportées l'Ibérie et le bloc Corso-Sarde pendant le Mésozoïque.

Deux modèles cinématiques s'opposent (Figure I-7) pour le mouvement de la plaque Ibérie par rapport à l'Europe. La divergence qui les oppose est généralement illustrée à partir de leur reconstruction cinématique respective à l'anomalie M0 (118Ma).

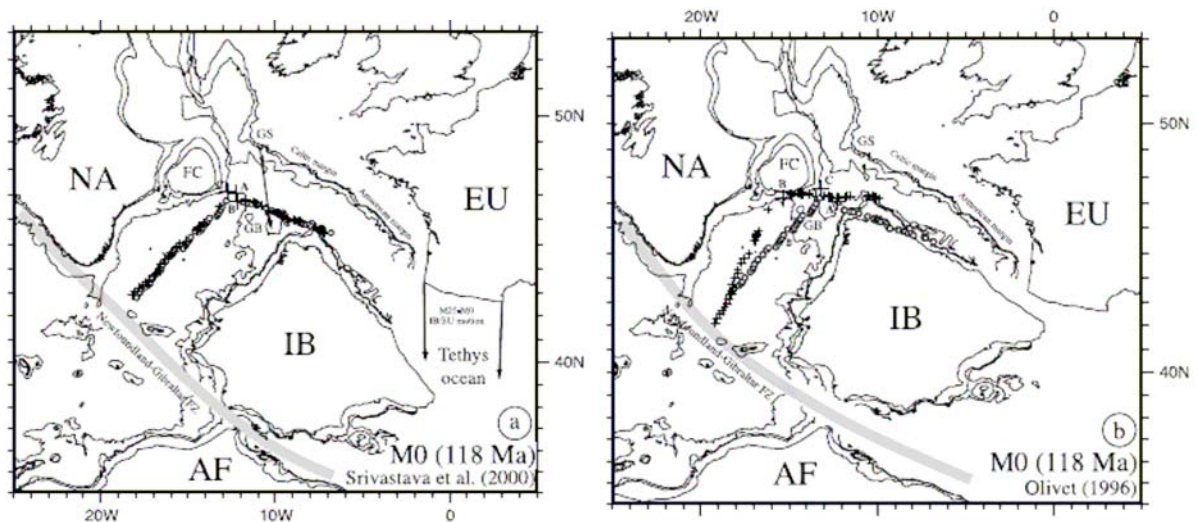


Figure I-7: Reconstructions de l'Atlantique Nord à l'anomalie M0 d'après Srivastava et al. (2000) et d'après Olivet (1996). Figure tirée de Sibuet et al. (2004b).

La première reconstitution (Olivet, 1996) propose un grand mouvement de décrochement sénestre entre l'Ibérie et l'Europe alors que la seconde reconstitution (Srivastava et al., 2000) propose une ouverture du Golfe de Gascogne selon un mode en ciseaux contemporaine d'une convergence dans le domaine pyrénéen. La seconde nie l'existence d'un décrochement.

Ces deux modèles sont en fait le résultat de deux méthodes de travail différentes :

- Olivet (1996) prend en considération (en plus des données magnétiques de l'anomalie M0 et géophysiques) les données de terrain dans les Pyrénées qui témoignent d'un jeu essentiellement décrochant et distensif jusqu'à la fin du Cénomaniens vers 90 Ma (Choukroune and Mattauer, 1978; Debros, 1990; Garcia-Mondéjar, 1989; Le Pichon et al., 1971a; Le Pichon et al., 1970; Le Pichon and Sibuet, 1971; Paquet and Mansy, 1992).
- Srivastava et al. (2000) s'appuient d'avantage sur le « fit » des anomalies magnétiques M0 de par et d'autre de l'Atlantique (Srivastava et al., 1990) tout en contraignant la direction du mouvement de la plaque Ibérique en suivant la zone de fracture Açores-Gibraltar. Cette interprétation rejoint d'autres études basées sur une interprétation des traces laissées par le point triple des Açores séparant les plaques Amérique du Nord-Ibérie-Europe (Sibuet et al., 2004a; Sibuet and Collette, 1991). Sibuet et al. (2004b) proposent par la suite l'existence d'un bassin arrière arc entre l'Ibérie et l'Europe associé à une subduction de la plaque Ibérie sous la plaque Europe entre 118 et 100Ma. Ceci dans le but de résoudre le problème posé par les études de terrain (présence de bassins albiens en cisaillement intracontinental en Aquitaine (Choukroune and Mattauer, 1978)).

Pour discuter de l'existence d'un décrochement entre l'Ibérie et l'Europe, il est important de prendre en considération la reconstruction de l'Atlantique Nord juste après l'Hercynien. La Figure I-8 représente cette reconstruction avant l'ouverture de l'Atlantique et donc avant le mouvement de la plaque Ibérique et du bloc Corso Sarde. Cette reconstruction est contrainte par l'homologie des pentes continentales et la géologie de l'Arctique. Sa précision est suffisante pour remarquer un fait important : dans cette configuration (et en comparaison avec sa position actuelle), l'Ibérie est décalée par rapport à l'Europe. Elle va ensuite se comporter comme une plaque indépendante pour se positionner comme actuellement par rapport à l'Europe. Pour atteindre cette position, un décrochement senestre parallèle au domaine Pyrénéen avant sa compression à la fin du Crétacé (Choukroune and Mattauer, 1978; Debroas, 1990; Le Pichon et al., 1971a; Mattauer, 1968; Mattauer, 1985) est nécessaire.

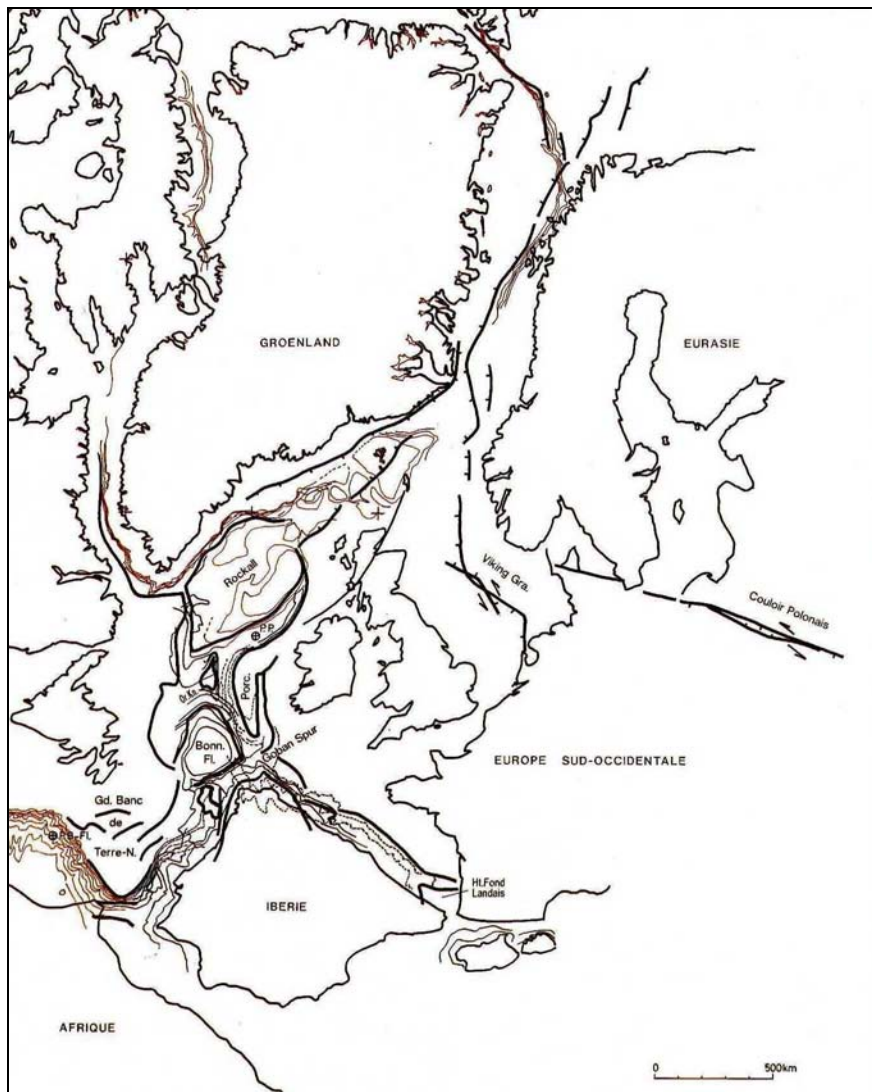


Figure I-8: Fermeture maximale de tous les bassins de l'Atlantique Nord (Olivet, 1996). Point de départ de l'ouverture de l'océan Atlantique.

La Figure I-9 montre l'évolution de l'océan Atlantique et les positions déduites des blocs Ibérique et Corso-Sarde (Olivet, 1996). Deux points principaux de l'histoire mésozoïque ressortent de ces reconstructions:

- La présence d'un grand décrochement senestre entre la plaque ibérique et l'Europe au Mésozoïque est mise en évidence. Nous allons discuter de sa position et de sa période de fonctionnement.
- La compression pyrénéenne et son influence au niveau des Pyrénées d'une part, et au niveau du golfe du Lion (Languedoc-Provence) d'autre part est mise en évidence (nous discuterons de cet événement dans le paragraphe D).

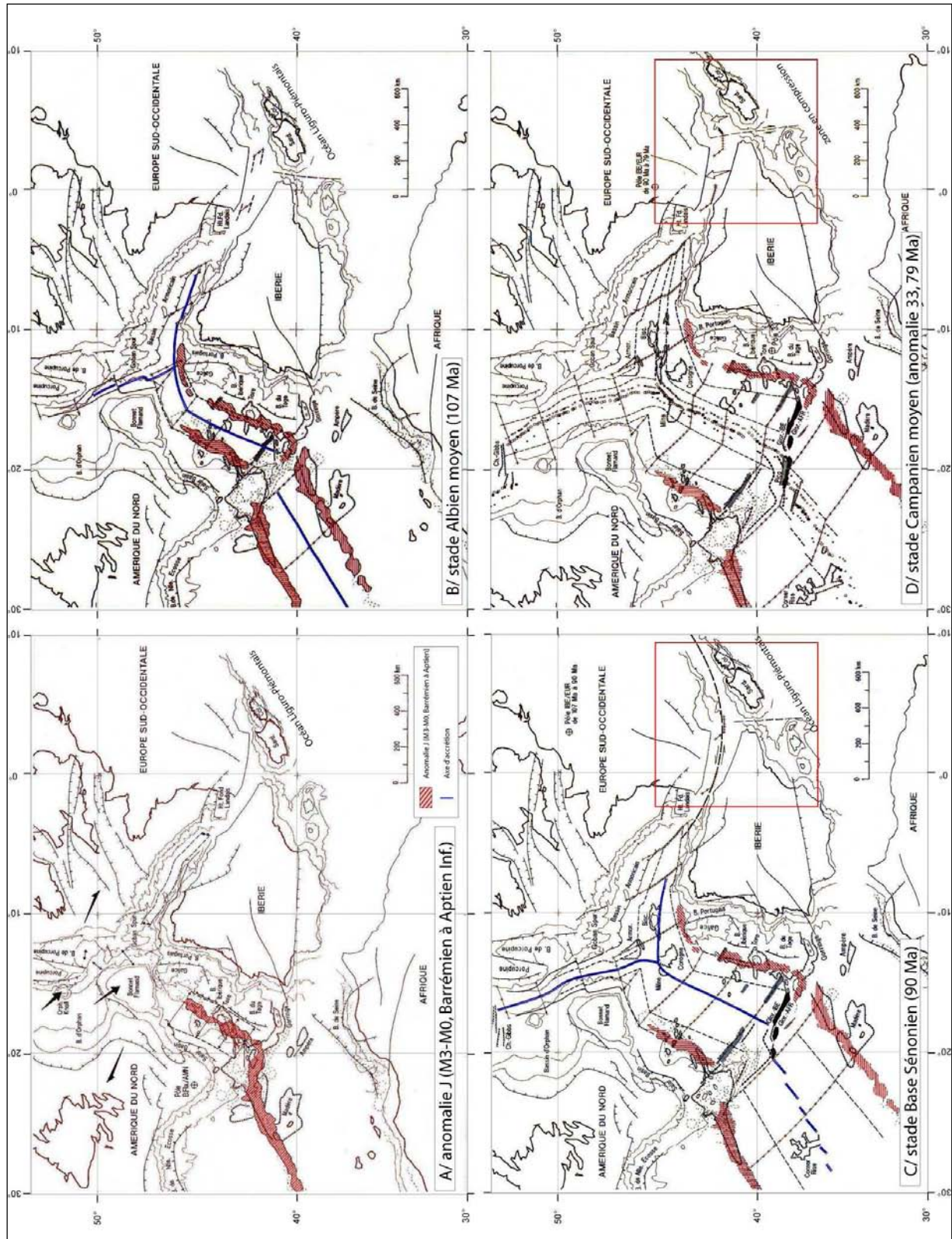


Figure I-9 : Reconstruction de l'Atlantique Nord par rapport à l'Europe depuis l'anomalie J (Barrémien-Aptien) jusqu'à l'anomalie 33 (Campanien moyen) (Olivet, 1996). Les encadrés rouges représentent la Figure I-10 et la Figure I-11.

C.2. La position du décrochement à l'Est des Pyrénées

La chaîne pyrénéenne présente, sur pratiquement toute sa longueur, une zone étroite et allongée caractérisée par des pointements de roches ultramafiques et de granulites, par une activité magmatique et par du métamorphisme. Cette zone étroite, avec son activité tectonique bien circonscrite dans le temps (Montigny et al., 1986; Montigny et al., 1992) et l'important rejet du Moho situé à son aplomb (Daignères et al., 1982) sont les données de terrain fondamentales en faveur d'un système décrochant parallèle au domaine pyrénéen avant sa compression à la fin du Crétacé (Choukroune and Mattauer, 1978; Debroas, 1990; Le Pichon et al., 1971a; Mattauer, 1968; Mattauer, 1985).

A la fin de l'Oligocène (après le *rifting*), le bloc Corso-Sarde se trouvait à peu près parallèle au golfe du Lion, la Sardaigne du Nord (Nura) étant alors située face à la Provence (les reconstructions cinématiques relatives à l'ouverture du bassin Provençal seront détaillées dans le Chapitre II). Avant la phase compressive pyrénéenne, le bloc Corso-Sarde devait donc se situer un peu plus au sud qu'à l'Oligocène. C'est ce que représente la Figure I-9D.

L'absence de manifestations tectoniques compressives d'âge Crétacé entre la Sardaigne et la plaque Ibérique indique que l'Ibérie et le bloc Corso-Sarde étaient solidaires, ils se sont donc déplacés le long de ce décrochement. Comme l'Ibérie et le bloc Corso-Sarde étaient solidaires, la zone transformante liée au déplacement de l'Ibérie par rapport à l'Europe n'a pu passer qu'entre le bloc Corso-Sarde et le Sud de la Provence (Arthaud and Matte, 1977).

La Figure I-10 montre la position du décrochement et du bassin du Sud-Est au Crétacé moyen (il s'agit d'un zoom de la Figure I-9C). Il est limité au nord-ouest par le haut fond occitan et au sud par le haut fond provençal. L'isthme durancien divise le bassin du Sud-Est en deux parties, le sous bassin vocontien et le sous bassin Provençal. Dans cette configuration, il est possible d'imaginer que le sous bassin vocontien ait été en communication avec l'océan Liguro-Piémontais plus au sud. Cette configuration est assez proche du bassin de Porcupine situé au large de l'Irlande.

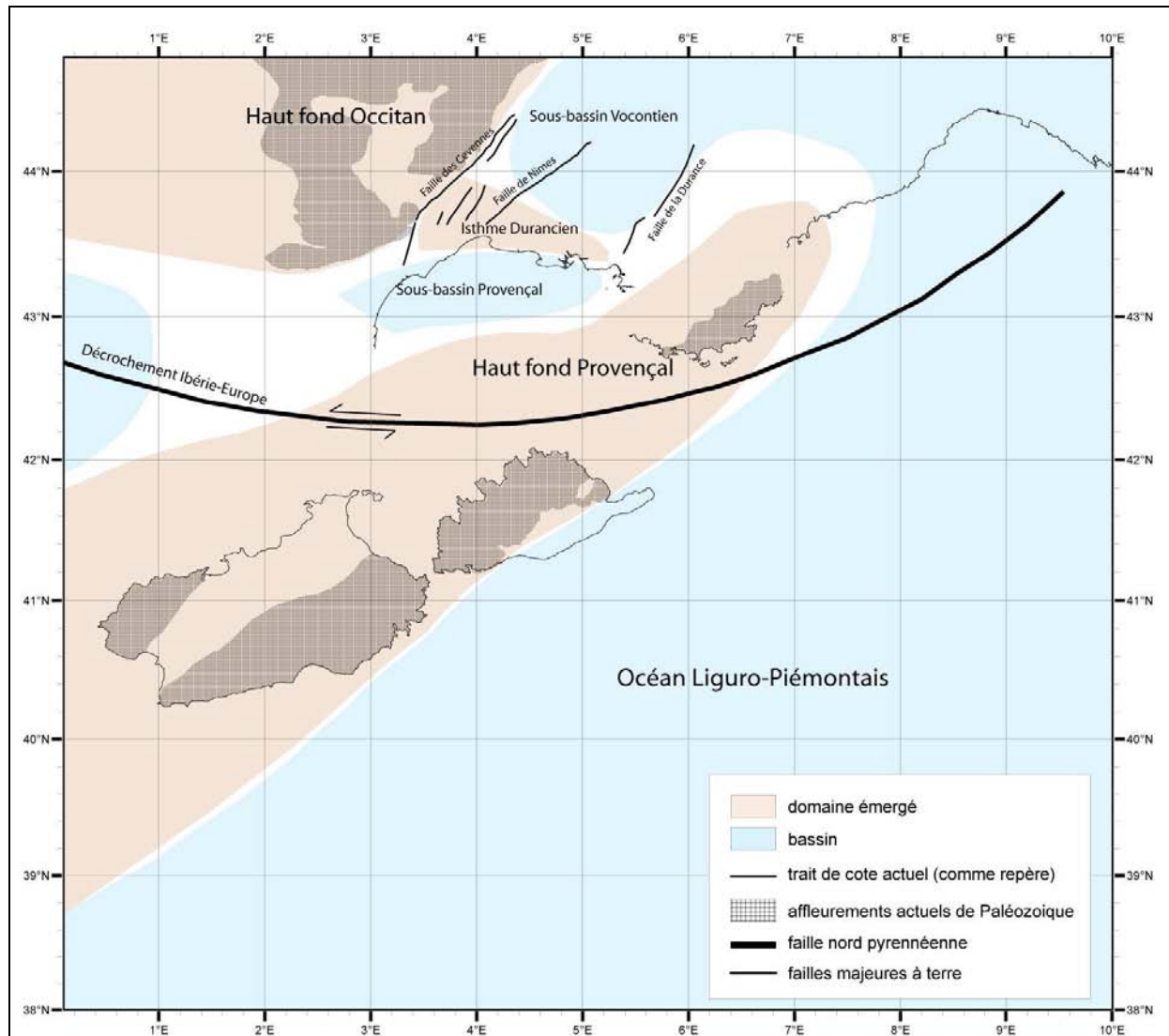


Figure I-10 : Schéma représentant la position du décrochement Ibérie-Europe au Crétacé Moyen. (Olivet, communication personnelle). Le bassin du Sud-Est, par rapport à l'océan Liguro-Piémontais, était dans une position équivalente de l'actuel bassin de Porcupine par rapport à l'océan Atlantique.

C.3. L'âge du décrochement

Nous avons montré, à partir des reconstructions de la période suivant l'orogénèse hercynienne, qu'un décrochement entre l'Ibérie et Europe était inévitable (paragraphe C.1). En privilégiant l'hypothèse du décrochement, les reconstructions cinématiques évoquées précédemment impliquent un fonctionnement du décrochement à différentes périodes.

- La reconstitution proposée par Olivet (Olivet, 1996) implique un grand mouvement de décrochement sénestre **entre l'Ibérie et l'Europe entre 107 et 90 Ma** avec une amplitude de l'ordre de 100Km. La convergence entre l'Ibérie et l'Europe interviendrait ensuite entre la fin du Crétacé (vers 90 Ma) et le Miocène inférieur (vers 20 Ma).

- La reconstruction proposée par Srivastava et al. (Srivastava et al., 2000) implique une ouverture du Golfe de Gascogne contemporaine d'une convergence dans le domaine pyrénéen dès 118 Ma. Si le décrochement entre l'Ibérie et l'Europe est admis, il serait donc **antérieur à 118Ma**.

La mise en évidence (et l'éventuelle influence) dans le golfe du Lion de ce décrochement a été discutée (Arthaud et al., 1980/1981; Arthaud and Séguret, 1981) mais n'a jamais été clairement établie dans la littérature. Néanmoins, en plus de l'argumentation cinématique (Olivet, 1996), soulignons l'existence d'un métamorphisme d'âge Albien documenté à la base du forage GLP2 (Gorini, 1993) situé dans le prolongement de l'actuelle faille Nord-Pyrénéenne dans le golfe du Lion. C'est un argument important en faveur du fonctionnement du décrochement autour de 90-110 Ma et le prolongement de celui-ci dans le golfe du Lion.

D. La compression pyrénéenne

La plaque ibérique entame un mouvement compressif vers l'Europe (Figure I-9D) à partir du Crétacé supérieur (vers 90Ma). Ce mouvement est responsable du soulèvement de la chaîne pyrénéenne et affecte également le bassin du Sud-Est. Dans le golfe du Lion, des structures de direction E-W sont considérées comme étant la trace de la compression pyrénéenne de direction N-S.

D.1. Ampleur du raccourcissement

Au niveau des Pyrénées, Roure et al. (1989) et Teixell (1998) estiment respectivement ce raccourcissement à 100 Km dans le domaine oriental et 80 Km dans le domaine occidental à partir de l'analyse de coupes de sismique réflexion ECORS.

Pour Olivet (1996), la plaque Ibérique se serait rapprochée de l'Europe de 150 Km environ au milieu des Pyrénées. Ce mouvement serait (d'après un pôle de rotation situé au voisinage de Lisbonne) N-S au niveau des Pyrénées orientales et NNW-SSE au niveau des Pyrénées occidentales. D'autres études cinématiques argumentent un raccourcissement bien plus important (Sibuet et al., 2004a; Sibuet and Collette, 1991).

Dans le domaine du golfe du Lion, situé plus à l'est, les valeurs de raccourcissement au niveau de la couverture mésozoïque seraient de l'ordre de 25 à 30 Km en Languedoc et en Provence pour Tempier (1987) et Arthaud et Laurent (1995) et entre 45 et 75 km au niveau des nappes provençales pour (Guieu and Roussel, 1990). Le raccourcissement lié à la tectonique pyrénéenne a été estimé à 40 km environ au niveau de Montpellier par Arthaud et Séguret (1981).

Une différence de raccourcissement entre les Pyrénées et le Languedoc-Provence implique le jeu d'un décrochement dextre, voisin de N-S, contemporain de la compression Pyrénéo-Provençale, entre la Catalogne et la Sardaigne (Olivet, 1996). La Figure I-11 prend en considération cette contrainte et montre la position du bassin du Sud-Est à cette période (il s'agit d'un zoom de la Figure I-9D). Une différence dans l'ampleur du raccourcissement entre le domaine pyrénéen et le golfe du Lion est un point important à prendre en considération pour l'étude structurale du golfe du Lion.

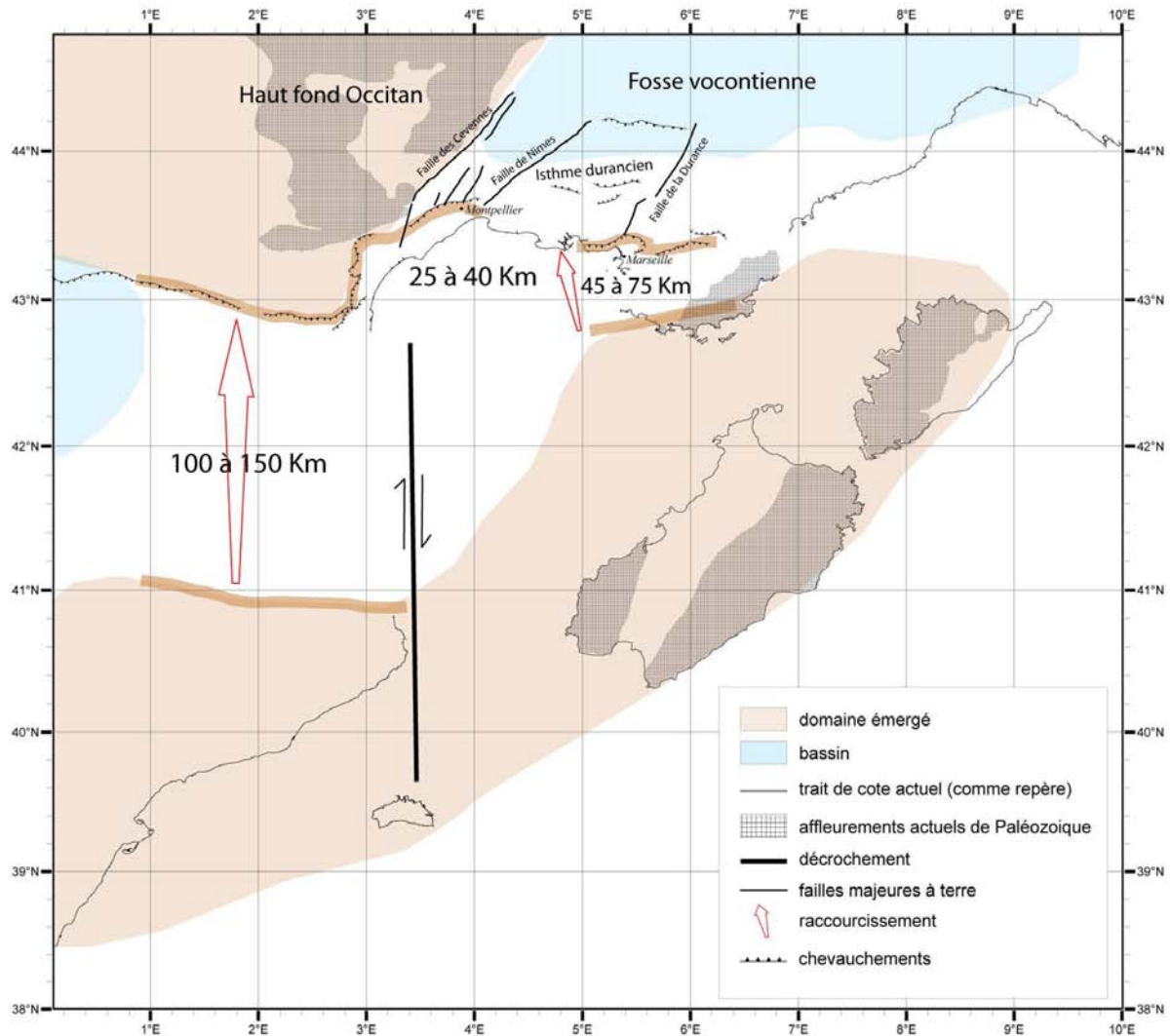


Figure I-11 : Schéma représentant un décrochement entre l’Ibérie et la Sardaigne pendant la compression pyrénéenne. Cela expliquerait les différences de taux de compression calculés de part et d’autre de celui-ci (Olivet, communication personnelle).

D.2. Implications dans le golfe du Lion

a. *Nature du socle*

Dans le domaine *offshore* du golfe du Lion, le socle paléozoïque a été reconnu dans plusieurs forages pétroliers situés sur la plate-forme et la pente actuelle (Figure I-12). Les premiers à avoir atteint ce socle sont ainsi les forages Mistral (1969), Sirocco, Tramontane et Autan (1970). Ces forages ont fait l’objet d’une étude biostratigraphique réalisée par Cravatte et al. (1974). Le socle paléozoïque identifié dans ces forages y présente des caractéristiques équivalentes à celles des schistes des Cévennes. Par la suite, Cicindèle, Agde maritime, Rascasse et GLP2 ont également atteint le socle paléozoïque (Guennoc et al., 2000).

Ces séries sont constituées de méta-sédiments très fins, le plus souvent d'argilites ; les niveaux gréseux sont rares et de faible granulométrie. Les déformations (schistosité de flux, crénulation, microplis) sont parfois très marquées mais leur caractère épisodique et l'absence de métamorphisme notable laisse penser à un enregistrement modéré de celles-ci. Ceci montrerait que sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion et sur ses bordures (Mouthoumet, Massif Central, Maures), le socle paléozoïque est peu déformé au Pyrénéen (Arthaud and Séguret, 1981).

A Terre, de nombreux forages situés près de la côte ont rencontré des séries du Crétacé et/ou du Jurassique. En mer, deux forages ont traversé un substratum ante-rift composé de séries du Jurassique. Cicindelle, implanté à proximité de la Camargue, au Nord-Est de la plate-forme, a rencontré des séries jurassiques tectonisées, intercalées entre des séries métamorphiques paléozoïques. Les faciès et les microfaunes observées indiquent des dépôts de plate-forme qui marqueraient la limite sud du bassin du Sud-Est au Jurassique moyen (Guennoc et al., 2000). Calmar a également atteint des séries correspondant à des faciès de plate-forme du Jurassique moyen. Le golfe du Lion et ses bordures (Domaine Provençal et Ouest Sarde) ont vraisemblablement constitué une vaste plate-forme bordant au sud le bassin du Sud-Est (Guennoc et al., 2000).

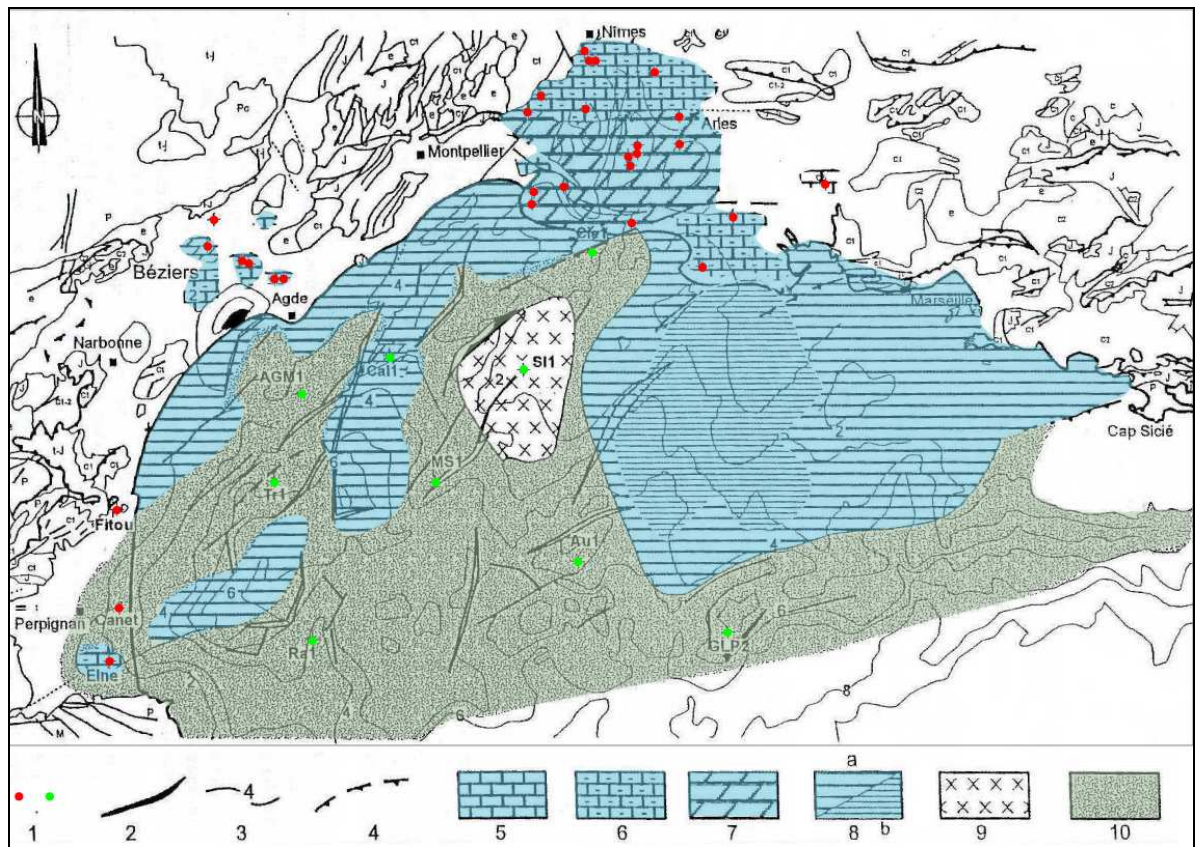


Figure I-12 : Carte schématique de la nature du substratum anté-tertiaire du golfe du Lion et de ses bordures établie d'après les données de sondage (à terre et en mer) et les indications (substratum lité ou non) des profils sismiques (en mer) (Guenoc et al., 2000, d'après Gorini, 1993). 1 :forages, 2 :failles normales du rift, 3 :isobathes de la surface du rift (*1000m), 4 :chevauchements tertiaires, 5 :Crétacé Supérieur, 6 :Crétacé Inférieur, 7 :Jurassique, 8 :substratum mésozoïque supposé en mer (a :peu épais, b :très épais), 9 :granite de Sirocco, 10 :socle paléozoïque.

b. Hypothèses sur l'influence de la compression pyrénéenne

En l'absence de forages supplémentaires et d'observations géophysiques pouvant discriminer fermement les deux types de socle, deux hypothèses ont été successivement proposées dans la littérature (Figure I-13) :

- Viillard et Gorini (1994) indiquent la présence d'un socle mésozoïque au niveau du Graben Central (*offshore* du golfe du Lion). C'est-à-dire la même configuration que dans les Corbières où le Mésozoïque est décollé sur le Trias mais où le raccourcissement est suffisamment faible pour que la couverture mésozoïque ne soit pas surélevée puis érodée.
- Mauffret et al. (2001) considèrent par la suite que le Graben Central est dénudé de couverture mésozoïque et que le socle est paléozoïque. Cela implique un raccourcissement suffisant pour surélever la zone et éroder la couverture mésozoïque.

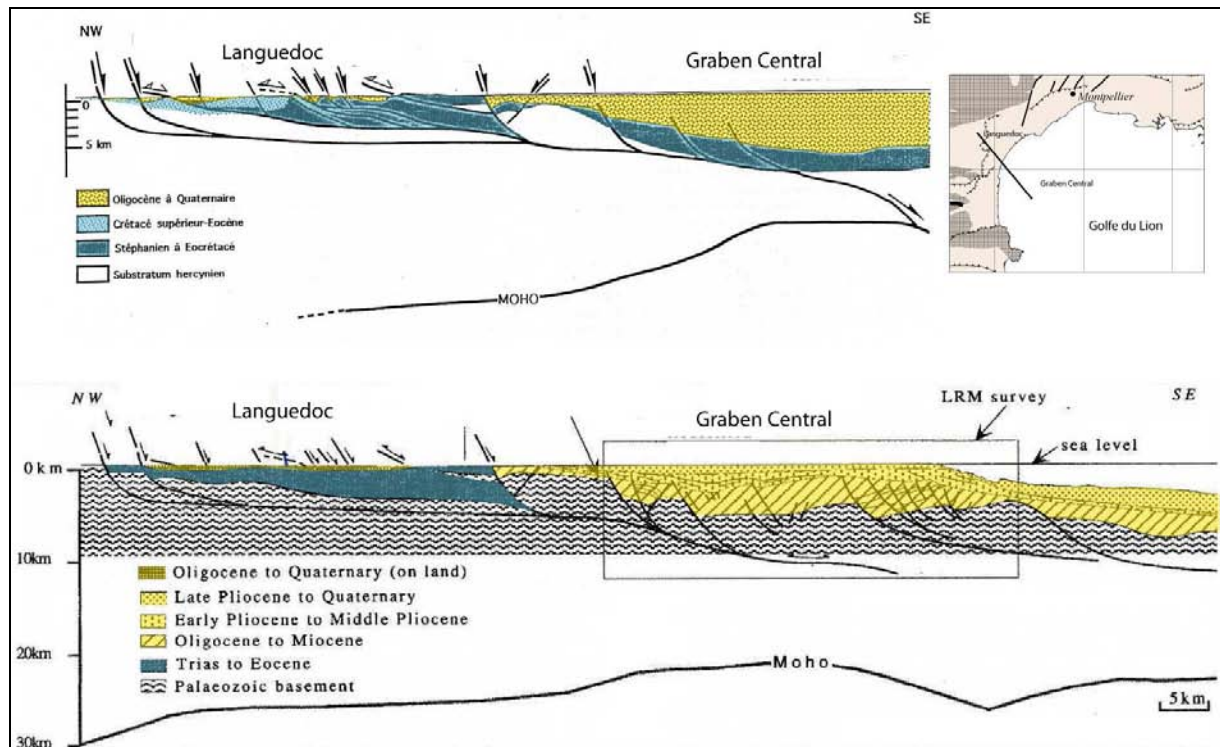


Figure I-13 : Coupes interprétatives depuis le Languedoc jusqu'au Graben Central du golfe du Lion montrant deux hypothèses différentes (Viollard et Gorini (1994) en haut et Mauffret et al. (2001) en bas).

Dans la deuxième hypothèse, la compression pyrénéenne individualise deux zones tectoniques (Arthaud et al., 1980/1981; Benedicto, 1996; Séranne, 1999) différenciées par la présence ou non de couverture mésozoïque (Figure I-14) :

- un domaine externe où la couverture mésozoïque épaisse se superpose au socle paléozoïque. Dans ce domaine, le Mésozoïque serait plissé pendant la compression pyrénéenne et décollé sur le Trias (*thin skinned zone*, en bleu sur la Figure I-14).
- une zone axiale « dénudée » de sa couverture mésozoïque avec des chevauchements intra socle paléozoïque (*thick skinned zone*, en vert sur la Figure I-14). Le front de cette zone se situe près de la côte actuelle. Le Paléozoïque chevauche vers le nord dans le Languedoc (Arthaud and Séguret, 1981) et la Provence (Tempier, 1987), et vers le nord-ouest dans la virgation des Corbières (Arthaud and Matte, 1972; Gorini et al., 1991).

Pendant la compression pyrénéenne, les failles mésozoïques E-W seraient ainsi inversées en chevauchements (Arthaud and Séguret, 1981; Tempier, 1987), et les failles de direction NE-SW fonctionneraient comme des rampes obliques avec mouvement de décrochement senestre (Arthaud and Mattauer, 1969; Arthaud and Matte, 1977; Arthaud et al., 1980/1981; Arthaud and Séguret, 1981; Gorini et al., 1993; Mauffret and Genesseeux, 1989).

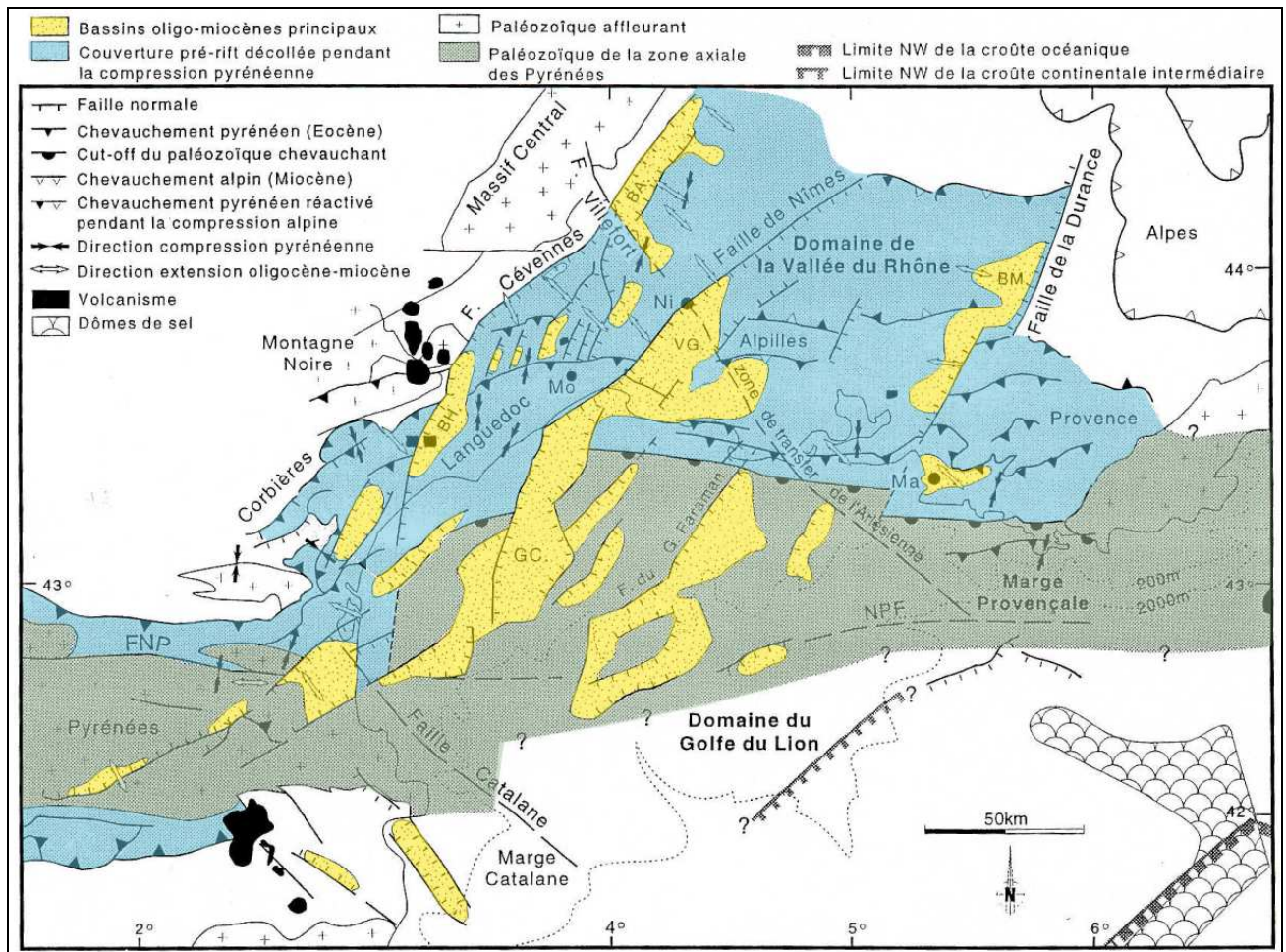


Figure I-14 : Schéma structural de la marge du golfe du Lion et définition de deux zones tectoniques caractérisées par la nature du substratum (Séranne, 1995)

Cette interprétation est directement inspirée des Pyrénées situés plus à l'ouest. Cependant il est nécessaire d'aborder le problème avec les observations que nous avons faites dans les paragraphes précédents. En effet, la différence de raccourcissement qui existe entre les Pyrénées d'une part et le domaine Languedoc-Provence d'autre part pourrait entraîner un schéma différent pour les deux domaines. Une nouvelle interprétation de la nature du socle (Chapitre V:B.1) dans le golfe du Lion nous amènera à reconsidérer l'hypothèse de Viillard et Gorini (1994).

E. Conclusion

Toutes ces observations s'intègrent dans l'évolution globale de l'Atlantique et du domaine Méditerranéen. Nous avons identifié quatre événements principaux qui ont potentiellement influencé la structuration de la marge du golfe du Lion :

- **L'orogénèse hercynienne** dont la structuration est encore visible par la présence de failles de direction NW-SE. Ces failles (des Cévennes, de la Durance...) ont joué à différentes époques et sont importantes dans la géologie régionale.
- **La formation et l'évolution du bassin du Sud-Est.** Les dépôts mésozoïques relatifs à ce bassin ont influencé la structuration du golfe du Lion.
- **Le fonctionnement d'un décrochement majeur entre l'Ibérie et l'Europe pendant le Crétacé moyen.** Des traces de son fonctionnement sont visibles dans le golfe du Lion.
- **La collision entre l'Ibérie et l'Europe au Crétacé supérieur.** Cette collision est responsable de la formation des Pyrénées.

CHAPITRE II: LE BASSIN PROVENÇAL

L'objectif de ce chapitre n'est pas de détailler l'histoire Néogène de toute la Méditerranée Occidentale mais d'établir un état des lieux sur la formation du bassin Provençal et de sa marge Occidentale, le golfe du Lion. Nous détaillerons l'initiation et l'ouverture du bassin et discuterons de la légitimité de comparer ce bassin et ses marges avec les modèles de formation des marges passives. Les points particuliers de l'influence éventuelle du Rift Ouest Européen et de la zone de subduction Calabre-Sicile qui place le bassin Provençal en position d'arrière arc seront abordés.

Nous avons vu dans le chapitre précédent que le bassin du Sud-Est était affecté par la compression pyrénéenne vers la fin du Crétacé et jusqu'au Miocène Inférieur. Au début du Cénozoïque (Figure II-1), le bloc Corso-Sarde est parallèle au golfe du Lion et la plaque Adriatique est déjà en collision avec l'Europe et forme les Alpes. Au sud du bloc Corso-Sarde, l'océan Liguro-Piémontais va bientôt disparaître du fait de la collision entre l'Afrique et l'Europe, par l'intermédiaire d'une subduction de celui-ci sous la plaque Ibérie-Corso-Sarde. L'ensemble Alboran-Kabylie-Péloritains est alors pris en sandwich entre la subduction et la chaîne Alpine qui s'étend alors depuis les Bétiques jusqu'aux Alpes actuelles en passant par la Corse Alpine.

Vers 35Ma, de grandes fractures apparaissent dans le Nord Ouest de L'Europe (Figure II-1). Cette fracturation se propage vers le sud où le *rifting* du bassin Liguro-Provençal débute vers l'Oligocène. La relation entre le rift Ouest Européen et le *rifting* du bassin Liguro-Provençal est cependant confuse. Le Néogène va alors être marqué par l'ouverture du bassin Provençal dans un premier temps, puis du bassin Tyrrhénien ensuite, alors que l'arc de subduction de l'océan Liguro-Piémontais se retire vers le sud-est jusqu'à sa position actuelle au Sud-Est de la Sicile et de la Calabre (Figure II-2). Les Alpes continuent de s'élever pendant ce temps avec la contrainte de la plaque adriatique. L'ancienne chaîne Alpine est aujourd'hui représentée par la Cordillère Bétique au Nord du bassin Algérien, par le Rif, la Kabylie, les Péloritains au sud et par les Apennins et la Calabre à l'est.

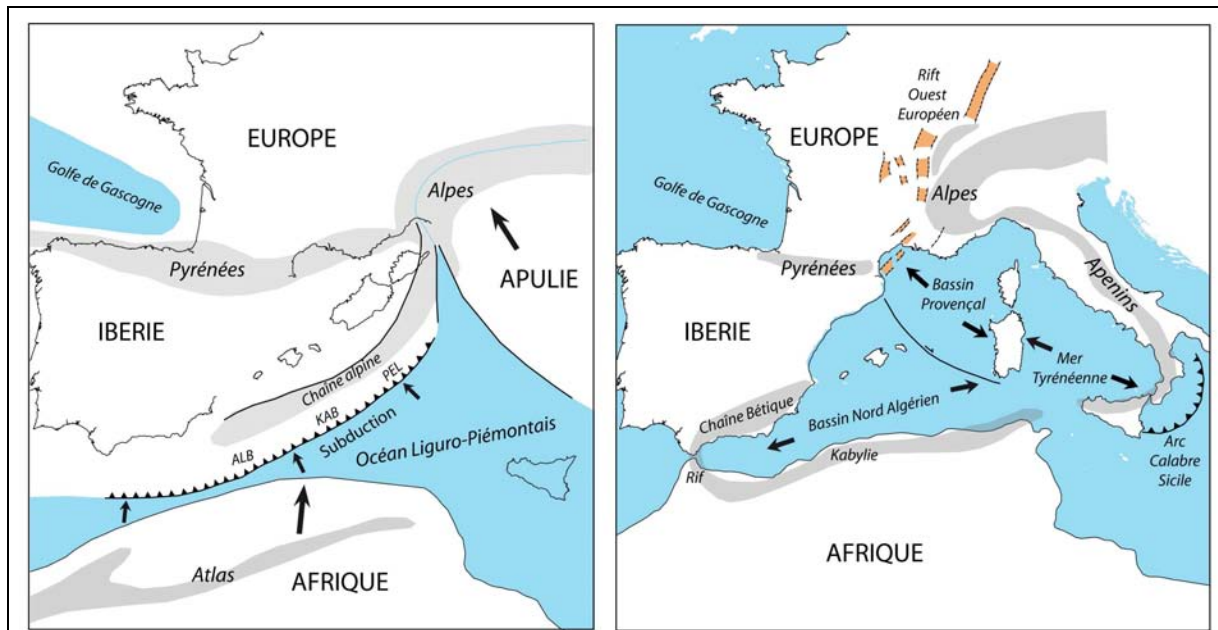


Figure II-1 : Schéma simplifié de la position du bloc Corso-Sarde et de la subduction de l'océan Liguro-Piémontais avant la formation du bassin Provençal (à gauche) et après sa formation (à droite). Schéma inspiré de Mattauer (2007).

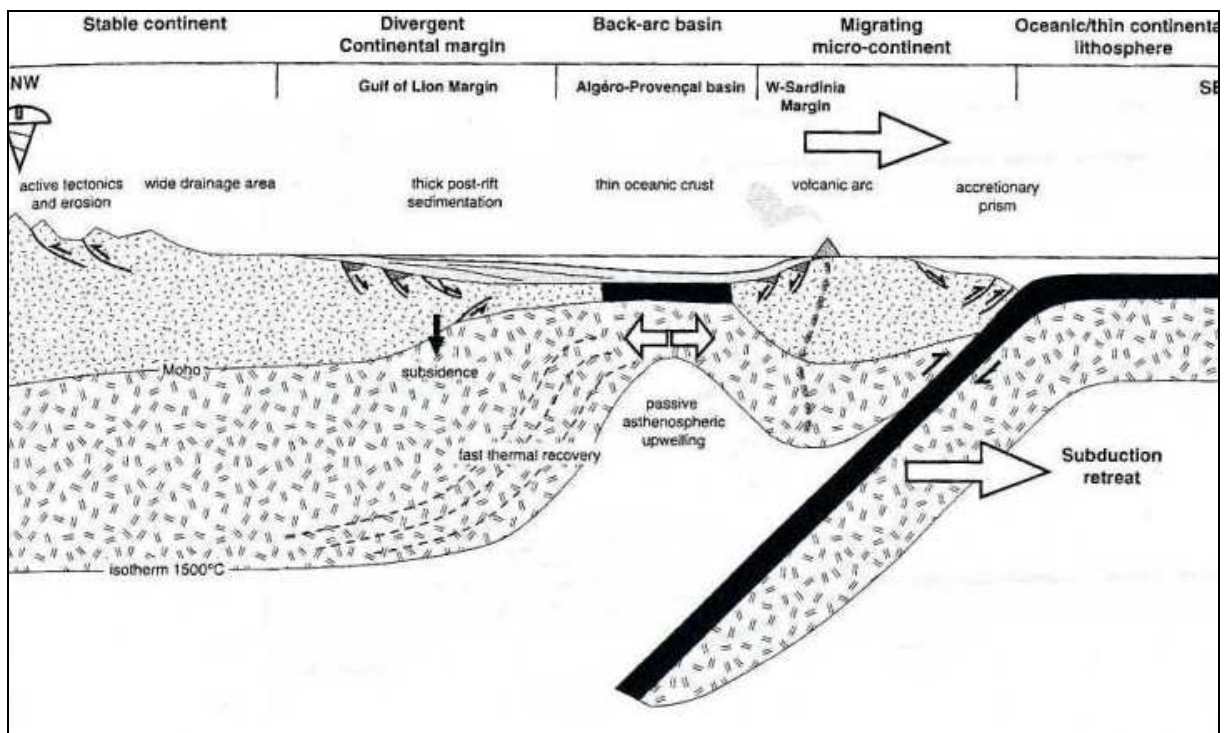


Figure II-2 : Schéma d'ouverture du bassin Provençal comme bassin arrière arc et retrait de la subduction vers le SE (arc Calabre-Sicile) (Séranne, 1999).

A. Formation et remplissage du bassin Provençal

L'analyse des géométries oligocènes et miocènes *offshore*, en s'appuyant sur les corrélations avec les bassins *onshore* est un des objectifs du GDR Marges dans l'étude de l'évolution structurale et sédimentaire du golfe du Lion au cours du Miocène. Dans ce cadre, plusieurs excursions de terrain m'ont permis de me rapprocher des études terrestres. Cela m'a également permis de confronter deux échelles de travail : l'échelle de l'affleurement et l'échelle de la sismique.

Au cours de ces excursions, plusieurs bassins *onshore* témoins de l'évolution du golfe du Lion ont été visités avec la participation des spécialistes respectifs (Figure II-3) :

- Le bassin de Narbonne Sigean (C.Gorini, Univ Lille1/Paris VI)
- Le bassin de l'Hérault (M.Séranne, Univ Montpellier)
- Le bassin de Sommières (JY.Reynaud, Muséum National d'Histoire Naturelle)
- Le bassin d'Alès (M.Séranne, Univ Montpellier)
- Le bassin d'Uzès (JY.Reynaud, Muséum)
- La vallée du Rhône (O.Parize, Ecole des Mines)
- Carry-Le-Rouet (G. Conésa, P. Münch, JJ. Cornée, Univ. Provence-Lyon)

Ces excursions de terrain ne seront pas détaillées, cependant nous reviendrons sur des exemples précis pour argumenter certaines des idées développées dans ce mémoire. Un compte rendu plus précis a été réalisé avec la collaboration de Julien Oudet, qui réalise sa thèse à l'Université de Marseille sur l'approche terre-mer des séries miocènes du golfe du Lion.

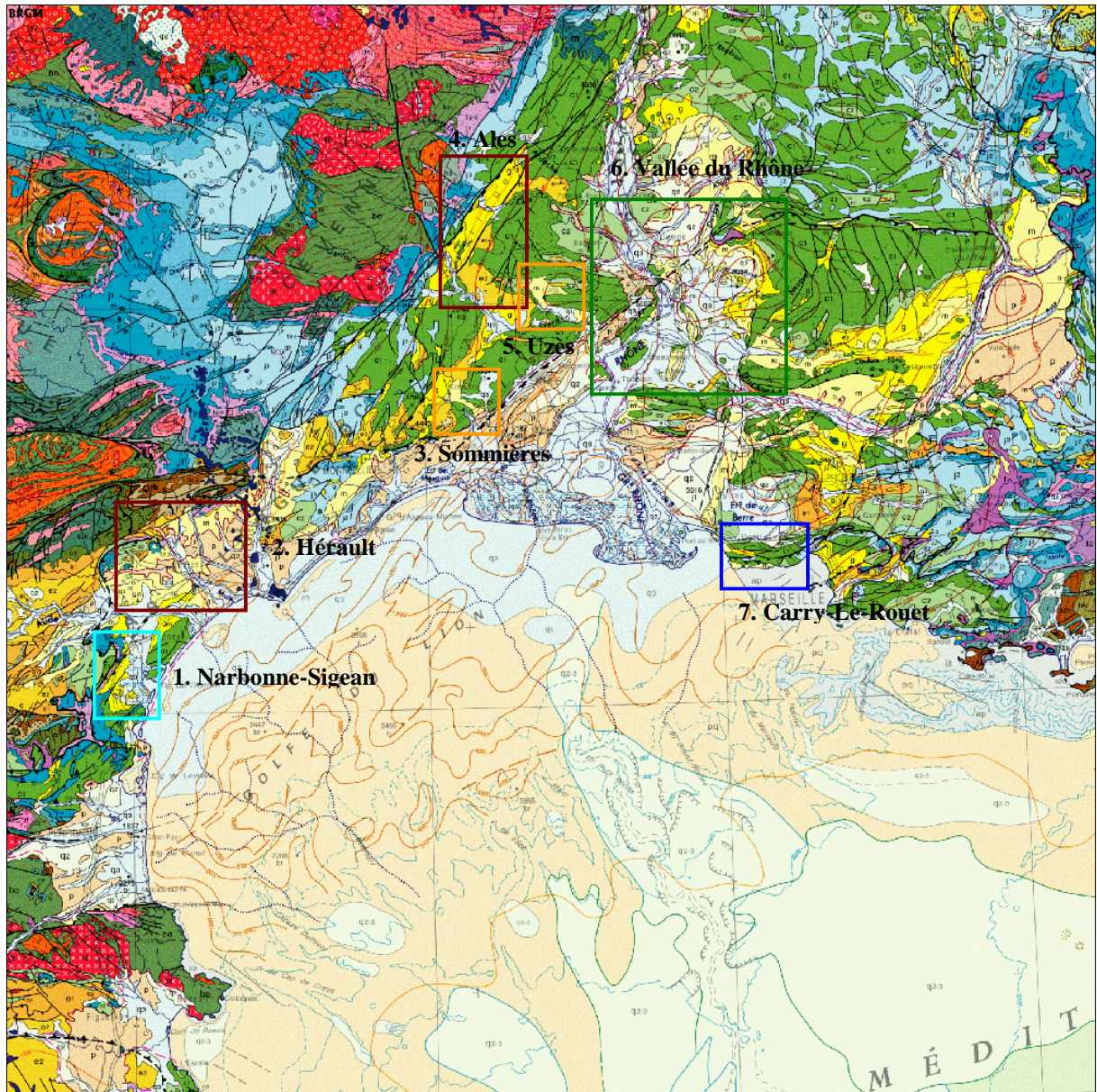


Figure II-3 : Carte géologique autour du golfe du Lion et zones étudiées pendant les sorties de terrain

Pour l'*offshore*, Gorini (1993), a décrit la stratigraphie du Miocène sur la base d'une étude de sismique réflexion corrélée avec les puits de forage (Figure II-4).

Trois périodes de remplissage sédimentaire sur un socle Paléozoïque ou Mésozoïque sont habituellement décrites dans le golfe du Lion :

- La période *synrift*, peu connue en mer mais dont on peut observer certains affleurements à Terre. Cette série a été forée sur une grande épaisseur en Camargue et est constituée de dépôts d'âge Oligocène à Aquitaniens. Elle est caractérisée par des dépôts majoritairement continentaux.

- La période Miocène s'étend de l'Aquitainien au Messinien. Elle est caractérisée par une sédimentation marine de plate-forme et une chute du niveau marin au Messinien.
- La période Plio-Quaternaire est marquée par une remontée du niveau marin et des séries progradantes après la « crise » messinienne.

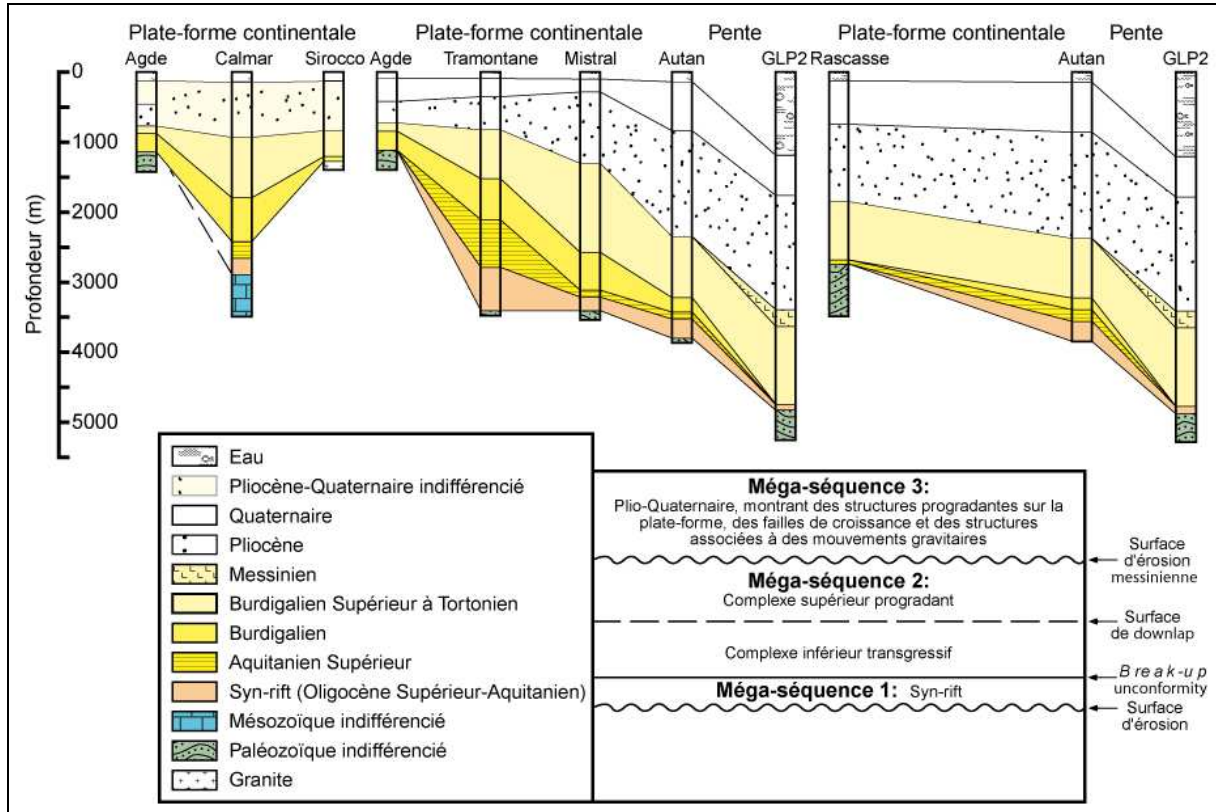


Figure II-4: Stratigraphie générale sur la plate-forme et sur la pente du golfe du Lion du remplissage sédimentaire cénozoïque établie à partir de la corrélation entre les puits de forage disponibles (Gorini, 1993). Position des puits sur la Figure II-5.

A.1. La période *synrift*

a. *Les directions du rifting du golfe du Lion*

Le domaine *onshore* du golfe du Lion et plus particulièrement la vallée du Rhône (Figure II-5) est caractérisé par la prédominance de structures de directions NE-SW (faisceau Cévenol, faille de Nîmes...).

En Camargue et en Provence, d'autres structures, de direction E-W cette fois (Alpilles, Lubéron...), sont considérées comme étant la trace de la compression pyrénéenne de direction N-S. Dans le Languedoc, ces structures prennent une direction NE-SW (Nappe des Corbières, faisceau Cévenol...). Cette virgation du Languedoc fait la liaison avec les Pyrénées, où des directions structurales E-W dominantes sont évidentes.

Le bassin Oligo-Aquitainien lacustre de Narbonne-Sigean est caractérisé par la reprise en inversion négative (lors du *rifting*) des rampes de chevauchement éocènes. Celles-ci se prolongent en profondeur au niveau de la surface de décollement constituée par les marnes gypseuses triasiques (Gorini et al., 1991) (Figure II-6). Ces structures sont donc classiquement considérées comme un héritage structural qui aurait rejoué pendant le *rifting* du golfe du Lion.

Une première analyse des données de sismique réflexion issues de l'industrie pétrolière (Lefebvre, 1980) a permis plusieurs observations sur le domaine *offshore* :

- la direction principale des structures est NE-SW. Cette observation est confirmée à terre par Arthaud et al. (1980/1981)
- le domaine *offshore* est caractérisé par l'existence d'un fossé principal : le Graben Central.

Depuis, la structure du golfe du Lion a été précisée (Gorini, 1993; Gorini et al., 1993; Gorini et al., 1994; Guennoc et al., 1994; Guennoc et al., 2000; Mauffret and Gorini, 1996; Séranne et al., 1995)

Benedicto (1996) insiste sur l'importance de l'héritage structural au moment du *rifting*. Là où la direction générale des structures liées au *rifting* (NE-SW) est parallèle aux structures pyrénéennes (à Narbonne-Sigean par exemple, du fait de la virgation du Languedoc), une réactivation des chevauchements pyrénéens « en rampes frontales » pendant l'extension oligocène est évoquée et argumentée par divers travaux comme ceux de Gorini et al. (1991) pour Narbonne-Sigean et Sanchis et Séranne (2000) pour Alès. Ailleurs, les structures liées au

rifting (NE-SW) sont obliques aux structures pyrénéennes (E-W) et les chevauchements n'auraient pu être réactivés qu'en « rampes obliques » pendant l'extension oligocène (bassin de l'Hérault, (Maerten and Séranne, 1995). Les failles héritées des décrochements tardi-hercyniens de direction NW-SE auraient également joué un rôle dans le *rifting* (zones de failles Catalane (Lefebvre, 1980) ; de l'Arlésienne (Gorini, 1993)...)

A l'échelle de la marge, les travaux de Gorini et al. (Gorini, 1993; Guennoc et al., 2000) mettent en évidence trois domaines principaux (Figure II-5) :

➤ Le domaine nord-est de la plate-forme actuelle.

Ce domaine est caractérisé par l'existence d'une succession de demi-grabens étroits et allongés (Camargue, Vistrenque Maritime, Petite Camargue, Grand Faraman) séparés par des zones hautes (Horst du Grau du Roi, de Mistral, de Beauduc). Ces demi grabens ont une orientation N50°E et sont bordés par de grandes failles à pendage faible qui plongent vers le sud-est. Ces failles sont interprétées comme des accidents majeurs du socle qui se raccorderaient aux failles connues à Terre, par exemple à la faille de Nîmes en bordure du fossé de Vistrenque (Guennoc et al., 1994). Ce type de dispositif s'apparente à celui décrit plus au nord dans le bassin *onshore* d'Alès par Roure et al. (1992) où la faille bordière s'amortit à la base de la couverture mésozoïque dans le Trias salifère. Ces observations montrent que les structures oligocènes de la zone côtière dans la région Nord-Est du golfe du Lion peuvent être reliées à une inversion en extension des failles enracinées à la base des unités mésozoïques (Trias salifère) qui avaient joué auparavant en compression.

➤ Le domaine sud-ouest séparé du domaine précédent par le linéament de la Sétoise.

Ce domaine est caractérisé par le Graben Central, vaste dépression dans laquelle on peut observer une épaisse série sédimentaire. Des réflecteurs profonds ont pu être observés au sein du substratum de cette zone (Mauffret and Gennesseaux, 1989). Ces réflecteurs sont interprétés comme la trace d'un chevauchement pyrénéen intra socle paléozoïque (Mauffret and Gennesseaux, 1989). Cette interprétation confirmerait que la compression pyrénéenne individualise deux zones tectoniques (Arthaud et al., 1980/1981; Benedicto, 1996; Séranne, 1999) différenciées par la présence ou non de couverture mésozoïque (Figure II-6 et Chapitre I:D.2). La présence de sédiments *synrift* et même de socle Mésozoïque est cependant toujours discutée dans cette dépression (nous en discuterons dans le Chapitre V:B.1).

➤ Le domaine profond, au sud-est de la structure GLP2 et du horst de Rascasse.

Au-delà de la plate forme, la marge du golfe du Lion est toujours caractérisée par des structures globalement NE-SW (Autan et GLP2 de direction N70°E). La partie aval de ces structures correspondrait à des « blocs basculés », glissés au moment de la phase extensive majeure et de la subsidence du domaine axial du rift (Gorini, 1993; Guennoc et al., 2000). Pour Gueguen (1995), ces blocs continentaux paraissent peu basculés et correspondent également à des phénomènes gravitaires tardifs, ce qui suggérerait que l'étirement est relativement faible et que l'amincissement de la marge n'est pas uniquement dû à des phénomènes d'extension tectonique. Dans ce domaine profond, le toit du substratum est à plus de 8 à 10 km de profondeur et la croûte y est fortement amincie (Gorini et al., 1993; Pascal et al., 1993).

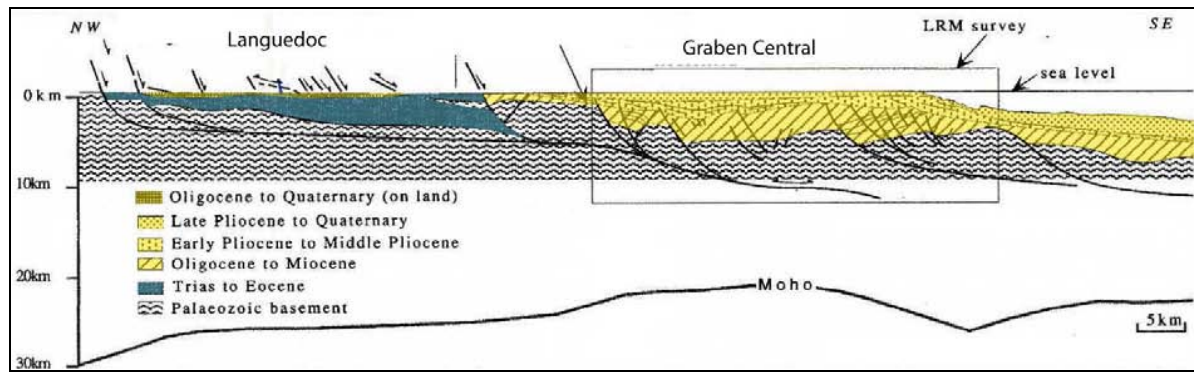


Figure II-6: Coupe interprétative du Languedoc (Narbonne-Sigean) au Graben Central (Mauffret et al., 2001). Cette coupe montre un domaine où des chevauchements se rattachent à la base du Mésozoïque (Corbières) et un domaine où les chevauchements sont intra paléozoïque (Graben Central).

b. Les dépôts synrift

Les sédiments oligocènes, à faciès continentaux ont été principalement reconnus *onshore*. Ils sont connus dans de nombreux bassins localisés le long de failles majeures comme la faille des Cévennes (Alès, Hérault) ou de Nîmes (Vistrenque) mais également sur le littoral de la Nerthe. Ils sont discordants sur les dépôts antérieurs. En revanche, les sédiments aquitaniens, à faciès marins, sont localisés dans les bassins *offshore* et *onshore* de Camargue (grabens de Vistrenque et Vistrenque Maritime) et de Marseille.

➤ Les dépôts continentaux

Dans le bassin de l'Hérault, la série oligocène est constituée de conglomérats grossiers et de brèches d'origine locale intercalés avec des silts continentaux et des marnes (Maerten and Séranne, 1995). Ces dépôts sont attribués à un fan alluvial de l'Oligocène moyen lui-même surmonté par des calcaires lacustres datés de l'Aquitaniens (Alabouvette and Cavelier, 1984) et des marnes silteuses comprenant des chenaux fluviaux conglomératiques (Maerten and Séranne, 1995).

Dans les bassins du Languedoc et de Manosque-Forcalquier, les sédiments oligocènes sont essentiellement détritiques continentaux et hétérogènes d'un fossé à l'autre. Ils présentent dans les différents bassins une distribution asymétrique : brèches et conglomérats près des failles passant latéralement à des dépôts détritiques plus fins ou carbonatés (Cavelier and al., 1984). Ceci indiquerait une alimentation surtout locale à partir des reliefs de bordure (Benedicto, 1996).

Les dépôts oligo-miocènes du bassin de Narbonne-Sigean sont nettement discordants sur les structures tectoniques en raccourcissement. Ils sont lacustres et saumâtres et ne contiennent pas de bons niveaux repères ; les passages latéraux de faciès sont très rapides. Aguilar (1979) a déterminé, à partir des rongeurs, qu'une partie du bassin appartient au Miocène inférieur.

Dans les bassins d'Alès, de Manosque et de Carpentras, les dépôts continentaux, essentiellement des séries lacustres carbonatées, appartenant au Ludien Moyen (Eocène Supérieur, équivalent du Priabonien) ont une disposition cartographique *synrift* (Arène et al., 1974). Ces dépôts ont été interprétés comme les sédiments *synrift* les plus anciens (Casagrande et al., 1989; Cavalier and al., 1984).

Dans le bassin d'Alès, une très épaisse série continentale oligocène (Stampien et Chattien) est discordante sur le Ludien (Priabonien). Elle est constituée par des dépôts détritiques (principalement brèches sur la bordure nord-ouest) alternant avec des marnes et des calcaires lacustres (Arène et al., 1974). Les brèches sont très riches en galets de faciès urgonien. Dans le centre du bassin, des « klippes » (olistolites) sont intercalées dans les sédiments oligocènes (Denizot, 1931). Sanchis et Séranne (2000) suggèrent un dépôt de *debris flow* pour les brèches oligocènes dans la partie la plus proximale qui passe à des chenaux fluviaux dans la partie distale. Ils interprètent cette association de faciès comme un petit fan alluvial (0.5-1 km de diamètre) nourri par une érosion intense au NW du bassin, qui passe ensuite à un système fluvial et lacustre distal.

Dans le secteur de **Carry Le Rouet**, la série oligo-aquitaine offre une grande diversité de systèmes sédimentaires, notamment des dépôts continentaux et marins carbonatés et de peuplements associés, du rivage jusqu'au domaine circo-littoral (stromatolites, bioaccumulations de bivalves, gastéropodes et bryozoaires, constructions coralliennes, marnes silteuses coquillères, marnes pélagiques...).

La formation détritique du Rouet (Figure II-7) est composée d'une alternance de grès glauconieux et marnes silteuses rouges, et de passées de poudingues polygéniques à base érosive. Les poudingues comportent deux cortèges d'éléments détritiques de composition et d'origine distinctes. Le premier cortège à éléments siliceux d'un socle paléozoïque domine dans des corps indiquant des apports depuis le secteur sud à sud-ouest en provenance d'un continent méridional. Le second cortège est caractérisé par des corps conglomératiques dont

la base est riche en éléments carbonatés mésozoïques. Ce cortège indique des apports en provenance du nord-ouest, peut être des Pyrénées (Nury, 1987). Les dépôts représenteraient dans le secteur de l'Anse de Rouet la partie externe d'un delta lacustre soumise à des apports torrentiels.

La formation conglomératique du Rouet présente à sa base une discordance angulaire érosive avec des couches de pendage moyen de 8° vers le sud-ouest et pratiquement perpendiculaires à celles de la formation sous-jacente (Nury, 1987). Les couches sont composées de niveaux argilo-silteux rouges alternant avec des passées conglomératiques à bases érosives et de caractère torrentiel avec des corps chenalisés anastomosés. Les dépôts contiennent des gastéropodes Hélicidés de l'espèce *Wenzia ramondi*. Les conglomérats renferment un cortège d'éléments calcaires blancs de faciès urgonien et de taille parfois plurimétrique. Ils indiquent une source des apports du secteur N-NO à N-NE, depuis le substratum mésozoïque de la Nerthe (Nury, 1987). Les conglomérats comportent en faible proportion un cortège d'éléments paléozoïques, peut-être remobilisés depuis la formation sous-jacente. Enfin, la partie supérieure de la formation enregistre des incursions récurrentes de la mer, d'abord discrètes et soulignées par un changement de couleur des marnes de rouge à gris-beige/jaune, puis franches avec l'apparition d'un niveau bioconstruit corallien à Poritidés intercalés avec des conglomérats à matrice gréseuse calcaire bioclastique et des galets perforés par des cliques. La formation conglomératique du Rouet montrerait le passage progressif vertical et latéral de faciès continentaux à marins littoraux au niveau d'un delta (Andreieff et al., 1972).

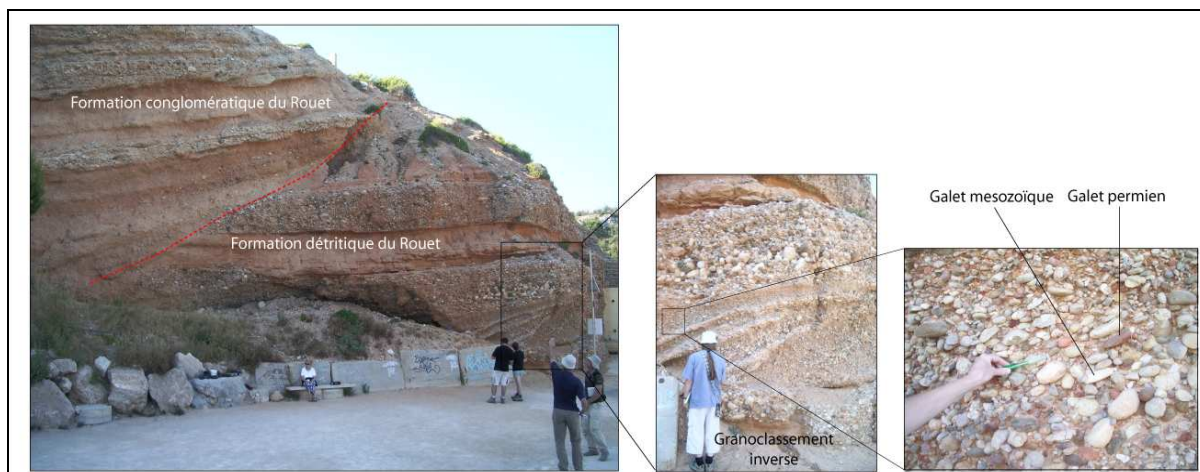


Figure II-7 : Formation Oligocène du Port du Rouet

Les épaisseur des séries *synrift* sont très variables d'un fossé à l'autre : quelques centaines de mètres de sédiments oligocènes dans les bassins du secteur de Montpellier, plus de 1000 m dans les bassins d'Alès et de Manosque-Forcaquier. La séquence *synrift* la plus épaisse a été forée **dans le bassin de Camargue (ou Vistrenque)** où le forage Pierrefeu a rencontré près de 4000 m de séries oligocènes (Caline, 1983) (Figure II-8).

La sédimentation *synrift* (Figure II-9) y est caractérisée de la base au toit :

- par des dépôts de caractère continental lagunaire attribués au Stampien (datés par corrélation latérale avec les dépôts salifères de la vallée du Rhône). Ils forment 3 séries concordantes. A la base, la « série Grise » est composée d'une succession de dépôts laguno-lacustres (2000 m d'argiles, grès, calcaires et conglomérats). Ensuite la « série Rouge » (200 m) est constituée d'argilites silteuses et de marnes gypsifères à intercalations de calcaires palustres et de grès moyens à grossiers. La « série Calcaréo-Salifère » (900m) est caractérisée par une série carbonatée surmontée par des marnes et une série de halite, d'anhydrite et d'argile (Valette and Benedicto, 1995).
- Ces dépôts stampiens sont surmontés de dépôts aquitaniens argileux et carbonatés puis gréseux traduisant une tendance transgressive puis à nouveau régressive. La structuration complexe de ces dépôts, reconstituée à partir des données de sismique et de forages (Valette and Benedicto, 1995), montre l'existence d'une tectonique *synrift* liée à la présence d'évaporites qui ont provoqué des glissements et des plis syn-sédimentaires le long de rampes chevauchantes et de failles listriques.

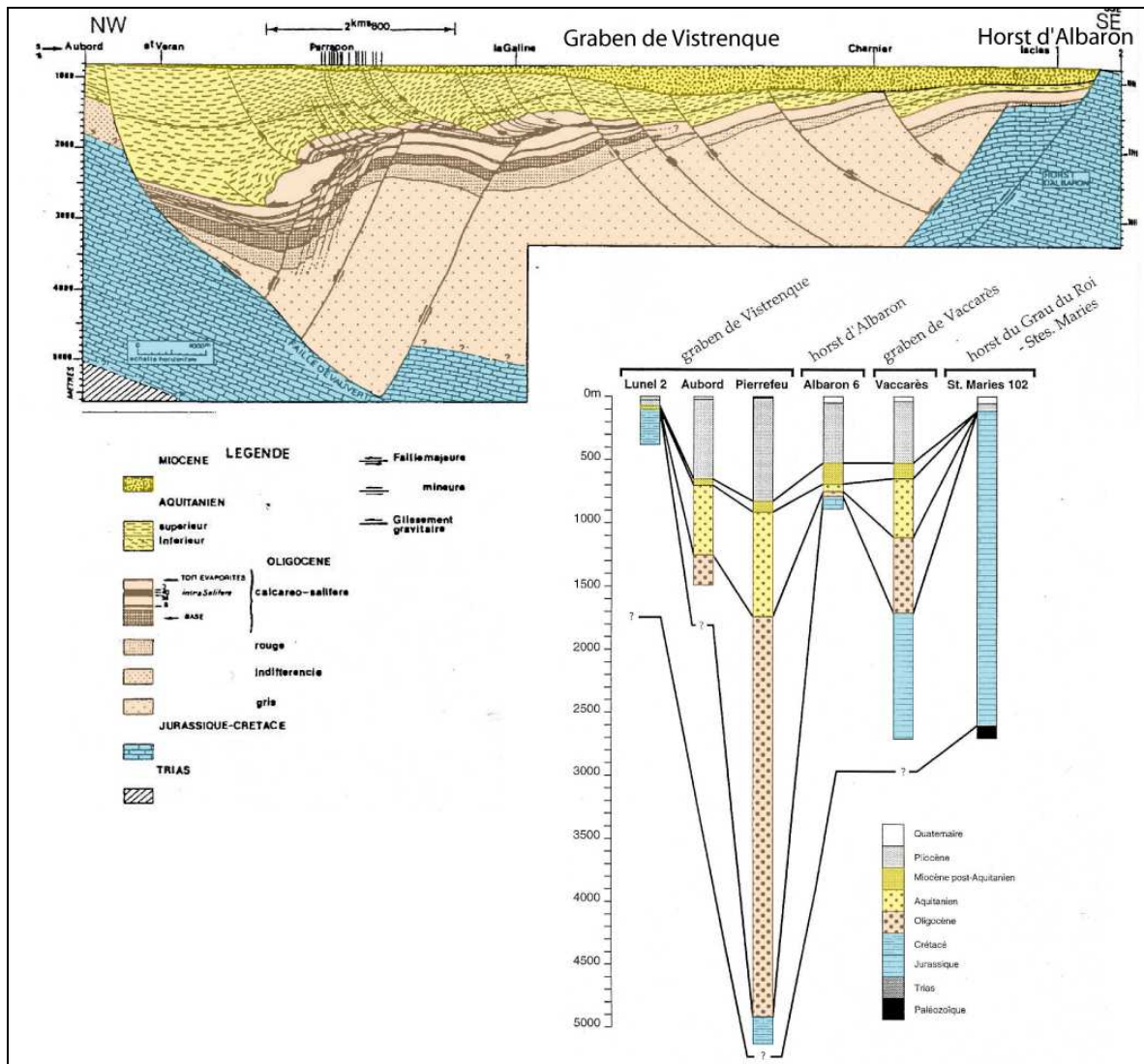


Figure II-8: Coupe géologique à travers le bassin de Camargue (ou de Vistrenque) (Valette, 1991) et corrélation stratigraphique de quelques puits situés dans le bassin (Benedicto, 1996). Position du bassin et des puits sur la Figure II-5.



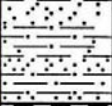

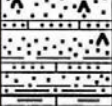


ETAGE / FORMATION		LOG	FACIES
PLIOCENE			Argiles plastiques Sables Argiles sableuses
MIOCENE	BURDIGALIEN		Calcarénites Sables glauconieux Calcaires crayeux Calcaires à Polypiers
	AQUITANIEN		Argiles + ou - sableuses Quelques intercalations de Grès
OLIGOCENE	Série calcaréo-salifère		Sel - Anhydrite Marnes Dolomies Calcaires
	Série rouge		Argiles gréseuses ocre Grès fins Calcaires gréseux
	Série grise		Marnes Calcaires argileux gris vert Grès fins - Conglomérats Grès grossiers - Lignite
MESOZOIQUE			Séries carbonatées localement karstifiées

Figure II-9: Synthèse stratigraphique à partir des forages du bassin de Camargue (Gorini, 1993).

En *offshore*, les géométries *synrift* typiques sont essentiellement caractérisées sur la sismique, dans le domaine Nord-Est de la plate-forme (graben de Vistrenque Maritime). Le *synrift* y est décrit localement sur des critères de stratigraphie sismique (Gorini, 1993). Les failles bordières contrôlent la sédimentation : présence d'éventails ouverts vers l'accident principal et de biseaux progressifs au toit du système, passages latéraux de faciès très rapides. La séquence *synrift* est parfois tronquée par une surface d'érosion.

Trois forages ont traversé une unité supposée *synrift* (Cravatte et al., 1974) :

- Le forage **Mistral** a pénétré une série marneuse de l'Aquitanién séparée du socle paléozoïque par une brèche polygénique à éléments de dolomie et d'argile d'une dizaine de mètres d'épaisseur.
- Le forage **Autan** aurait rencontré une série *synrift* plus complète. Au sommet, l'Aquitanién Inférieur marneux à intercalations de calcaire est limité à sa base par un conglomérat à éléments de roches paléozoïques et mésozoïques, d'âge Aquitanién basal ou Oligocène. Au dessous, une unité assez homogène d'argile silteuse brun-rouge et grise à plages d'anhydrite présente des faunes diverses de l'Oligocène, du

Crétacé Supérieur, du Barrémien au Tithonique et du Lias, ce qui, selon Cravatte et al. (1974), indiquerait plutôt des faciès de type laguno-continentale de l'Oligocène.

- Le forage **GLP2** réalisé en bordure de plate-forme a également atteint les séries syn-rift. Les sédiments post-rift d'âge Langhien y reposent sur un ensemble comprenant des brèches à éléments calcaires mésozoïques (brèches à galets du Jurassique et du Crétacé Inférieur, aux faciès de plate-forme)

➤ Les séries marines

Les sédiments aquitaniens, à faciès marins peu profonds, sont principalement localisés dans les bassins de Camargue. Les sédiments marins aquitaniens témoignent d'une transgression des eaux méditerranéennes sur les dépôts oligocènes (Demarcq and Perriaux, 1984). Cette transgression par l'est (bassin de Marseille et forage GLP2) débiterait dès l'Oligocène.

En *offshore* c'est dans le forage Tramontane, en bordure du Graben Central, que sont décrits des calcaires de plateforme (à algues, bryozoaires, polypiers...) de l'Aquitaniens Inférieur (Cravatte et al., 1974).

Les sédiments oligocènes sont donc majoritairement à faciès continentaux, sur l'ensemble de la région du golfe du Lion, à terre comme en mer, et sont assez hétérogènes d'un fossé à l'autre. Leur distribution y est asymétrique : brèches et conglomérats près des failles passant latéralement à des dépôts détritiques plus fins ou carbonatés (Cavalier and al., 1984). Cette distribution indique une alimentation surtout locale à partir des reliefs de bordure (Benedicto, 1996) et une position haute du golfe du Lion à l'Oligocène.

A.2. Le rift Ouest Européen vs *rifting* du golfe du Lion

Le début du *rifting* du golfe du Lion est attribué à l'Oligocène Inférieur (Rupélien, vers 30 Ma). Il est assimilé par certains auteurs comme une extension du rift tertiaire Ouest Européen (Bergerat, 1985; Ziegler, 1992) (Figure II-10). Pour ces auteurs, la fracturation extensive se prolongerait ensuite vers le sud. En effet, l'extension E-W du rift Ouest Européen démarre au Priabonien (vers 35Ma) dans le graben du Rhin (Maurin, 1995), en Limagne (Blès et al., 1989), et dans les grabens de Bresse et de Valence (Debrand-Passard et al., 1984).

Le *rifting* du golfe du Lion est également considéré par d'autres auteurs comme résultant d'un bassin arrière-arc développé au-dessus d'une subduction plongeant vers le NW en Méditerranée orientale (Auzende et al., 1973; Biju-Duval et al., 1978; Gorini, 1993; Mauffret et al., 1995; Réhault et al., 1984) (Figure II-2).

Pour distinguer les deux événements, Séranne (1999) discute de la chronologie du remplissage *synrift* des différents bassins (Figure II-10 et Figure II-11) :

Le bassin de Camargue (ou bassin de Vistrenque) aurait été positionné au front du relief pyrénéen alors que les bassins plus au sud-est étaient développés dans une « zone à relief » (Benedicto, 1996; Benedicto et al., 1996). Cette position particulière lui permettrait d'accumuler une sédimentation *synrift* depuis le début du *rifting*, ce qui expliquerait l'épaisseur de remplissage de ce bassin (4000 m de dépôts *synrift*). Les premiers sédiments *synrift* du graben de Camargue ne sont pas datés mais ces évaporites et argiles sont corrélées avec les évaporites des bassins de Valence, de Bresse et du Rhin étalées sur les périodes du Priabonien et du début du Rupélien (Debrand-Passard et al., 1984).

Les bassins de Manosque-Forcalquier et d'Alès débutent leur sédimentation syntectonique le long de failles respectivement NNE et NE à la fin du Priabonien (Bergerat, 1985; Biondi et al., 1992; Debrand-Passard et al., 1984).

Le bassin de Campidano enregistrerait les sédiments les plus précoces au Priabonien. Cependant le *rifting* débiterait à l'Oligocène vers 30 Ma (Cherchi and Montadert, 1982) et se terminerai à 23-24 Ma. Ce bassin remi dans sa position juste après le *rifting* aurait une position NNE similaire aux rifts de la marge Ouest Européenne.

Le rift Ouest Européen serait ainsi initié au Priabonien pendant une phase d'extension E-W. Les bassins d'Alès, de Manosque-Forcalquier et probablement de Camargue se seraient formés pendant cette période par extension oblique le long de failles de direction NE (Manosque-Forcalquier) à NNE (Alès). Une deuxième phase de *rifting* interviendrait ensuite avec une extension NE-SW, réactivant les bassins priaboniens (Séranne, 1999). Cette deuxième phase d'extension est contemporaine d'un volcanisme alcalin intraplaque en Languedoc et du début du volcanisme calco-alcalin relatif à une subduction en Sardaigne (Bellon and Brousse, 1977). Cela signifierait que le *rifting* du golfe du Lion, en relation avec une extension d'arrière-arc, est un événement bien distinct du *rifting* Ouest Européen (Séranne, 1999). Pour Séranne (1999), l'évolution tectonique de la marge du golfe du Lion correspond ainsi à une extension arrière arc et au retrait vers le sud-est d'une subduction (*roll-back*) qui prend place dans la région depuis l'Oligocène (Figure II-2). Cela expliquerait la subsidence importante du bassin et une asymétrie entre le golfe du Lion et la Sardaigne.

Bois (1993) voyait également une grande différence entre les rifts de direction N-S au nord (Limagne, Rhin, Bresse) et les rifts du sud de direction E-W (golfe du Lion, Valence), non

seulement par leur orientation mais également par la géométrie des bassins et l'amincissement crustal.

L'influence du rift Ouest Européen sur la fracturation initiale reste néanmoins possible. Sur la Figure II-10, les bassins de la vallée du Rhône et du golfe du Lion semblent être le prolongement du rift Ouest Européen. Même s'il existe une zone de subduction au Sud du bloc Corso-Sarde, le rift Ouest Européen pourrait avoir joué un rôle de préfracturation.

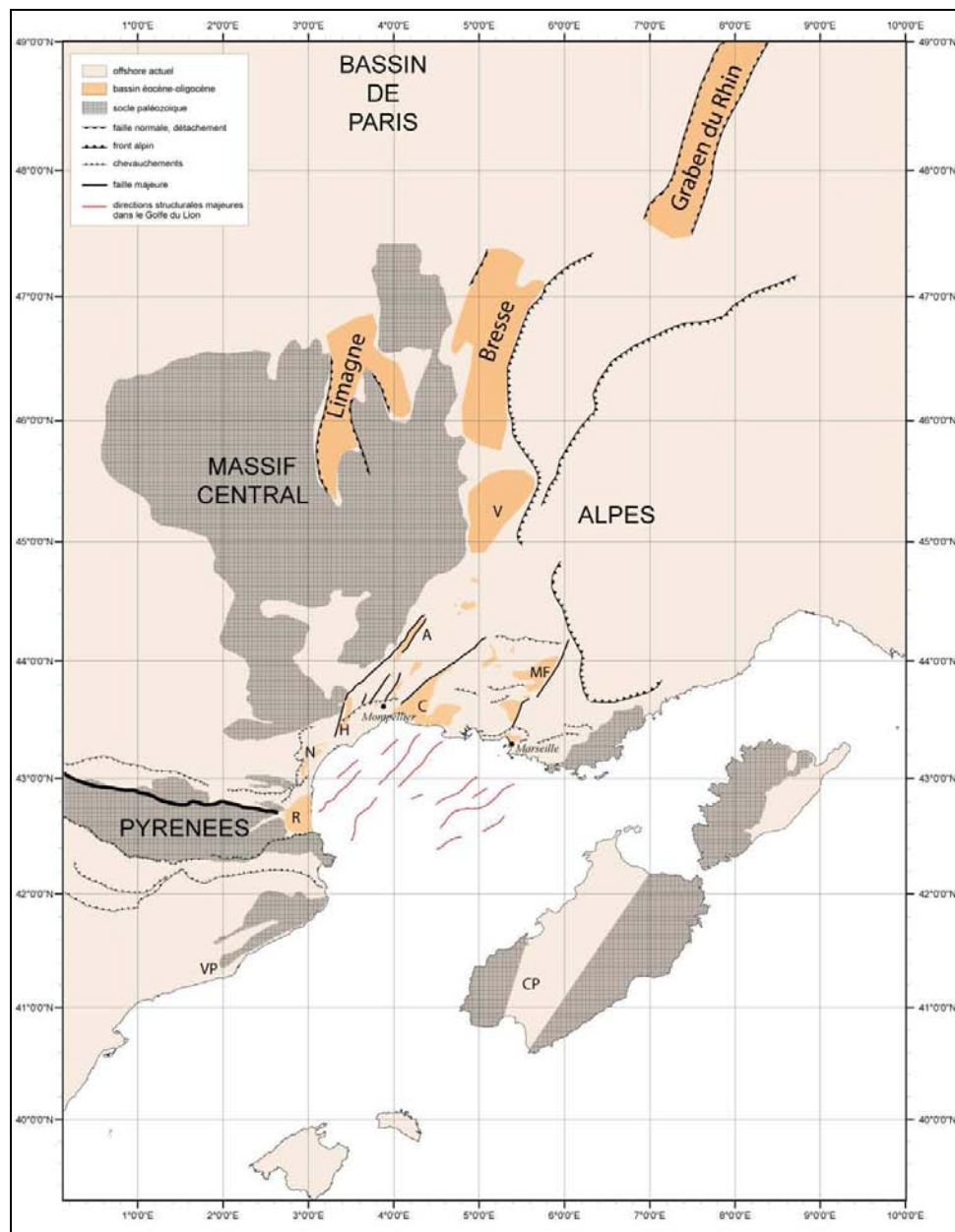


Figure II-10: Représentation des bassins éocènes liés au rift Ouest Européen et des bassins oligocènes de la vallée du Rhône. Le bloc Corso-Sarde est remis dans sa position initiale avant le *rifting*. R : Roussillon, N : Narbonne-Sigean, H : Hérault, C : Camargue, MF : Manosque-Forcalquier, A : Alès, V : Valence, VP : Vallès Penedes, CP : Campidano.

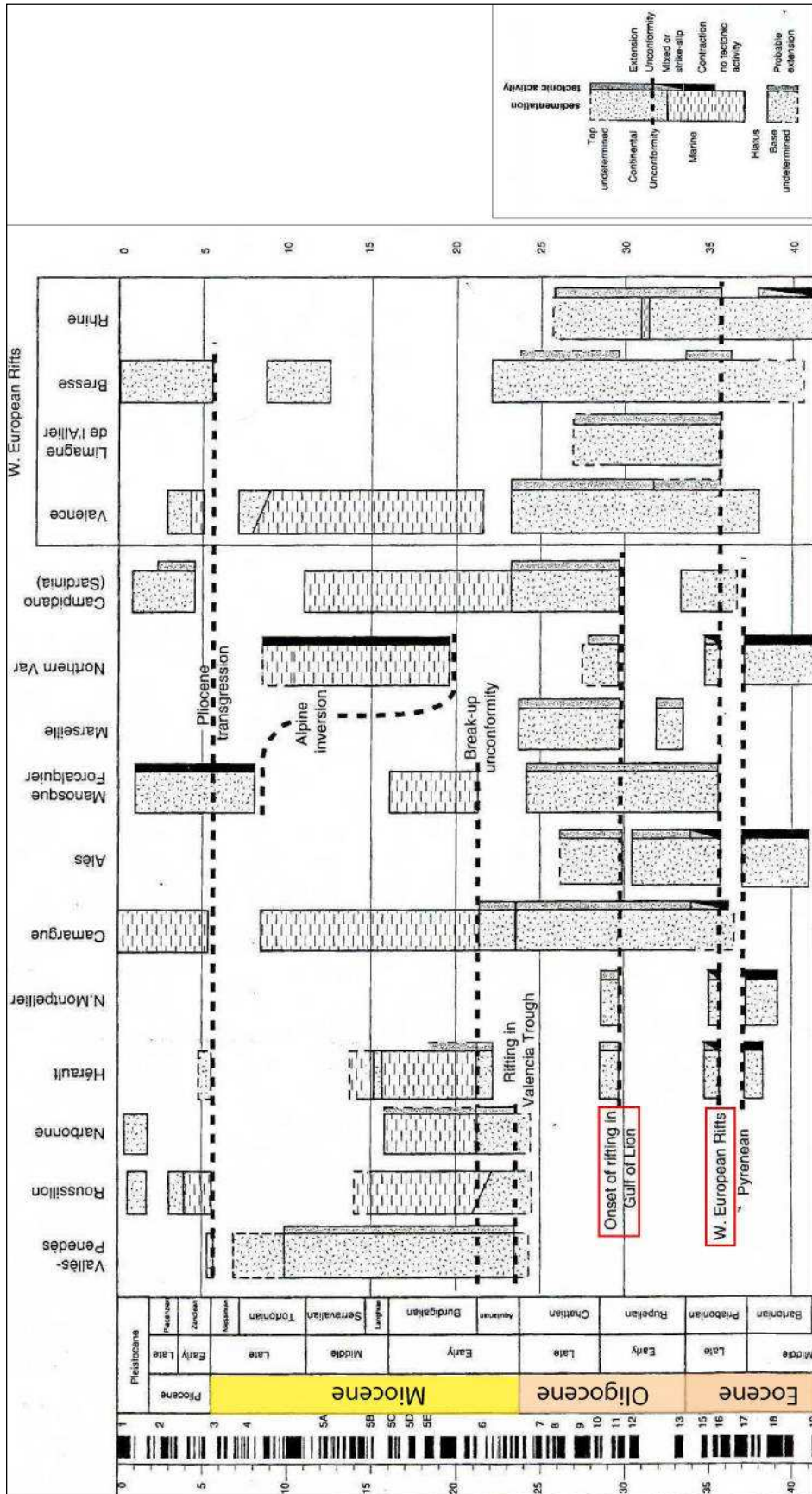


Figure II-11: Stratigraphie et tectonique des bassins oligo-miocènes *onshore* (Séranne, 1999). Position des bassins sur la Figure II-10.

A.3. Le passage des séries *synrift* aux séries *postrift* : la « *break up unconformity* »

Une discordance au sein de l'Aquitainien Supérieur (Cravatte et al., 1974) est interprétée par Bessis et Burrus (Bessis and Burrus, 1986) comme la *break-up unconformity* marquant la fin de l'activité tectonique. Pour Gorini (1993), la *break-up unconformity* (Figure II-12) correspond, à partir des données de sismique, à la base d'une transgression majeure d'âge Aquitainien Supérieur dans les bassins et Burdigalien sur les horsts.

Il est cependant nécessaire de faire le point sur les géométries et les discontinuités que l'on peut observer dans le golfe du Lion. Des discontinuités sont rapportées à des événements liés à l'ouverture du bassin, cependant ces discontinuités varient selon les auteurs. On peut en effet observer plusieurs discontinuités importantes dans la série miocène, ces discontinuités sont parfois confondues.

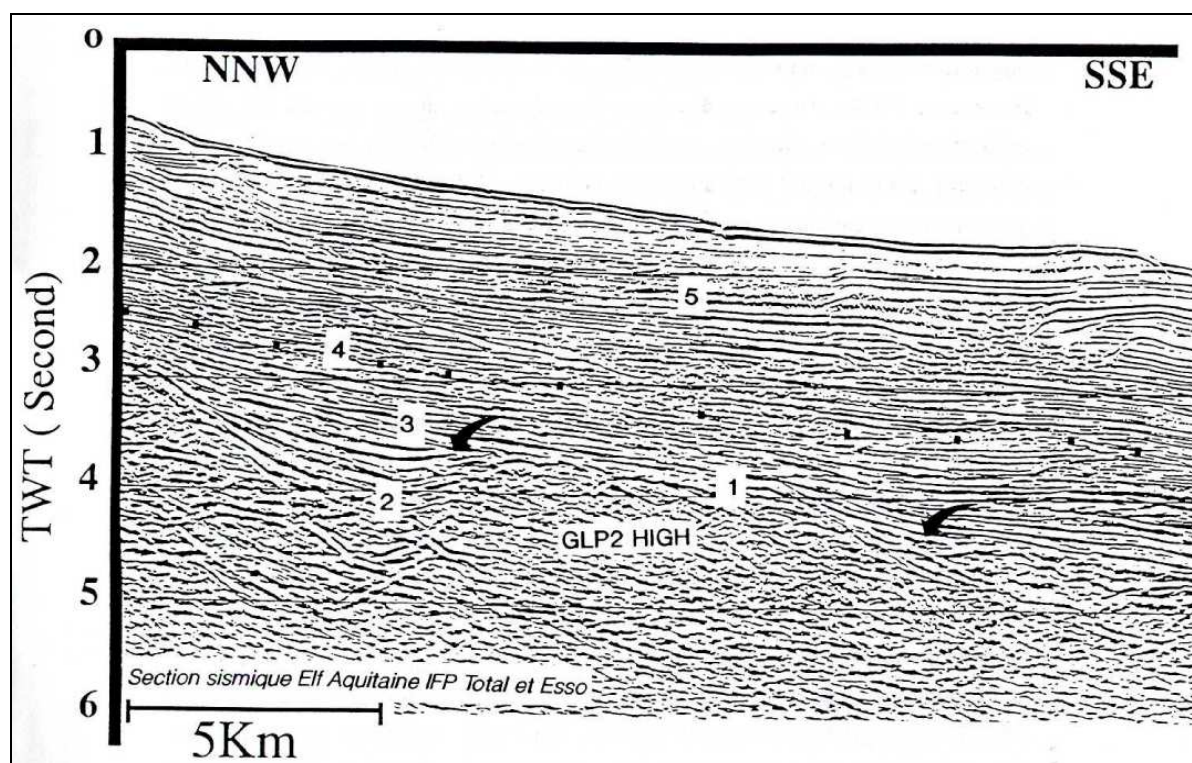


Figure II-12: Erosion du sommet d'un bloc paléozoïque en bordure de paléotalus oligocène (Gorini, 1993). Cette érosion (flèches noires) est interprétée comme la *break-up unconformity* par l'auteur. 1 : érosion du bloc GLP2. 2 : *synrift*. 3 : miocène inférieur à moyen.

A terre, de nombreuses surfaces d'érosion sont connues. Elles entaillent le substratum et sont attribuées à des épisodes successifs du Miocène. Ces surfaces morphologiques sont utilisées pour caractériser la déformation miocène en Provence (Champion et al., 2000). Dans les

années 70, de nombreuses discussions portaient sur l'origine Oligocène ou Miocène de ces surfaces (voir par exemple Touraine (1975) et Rousset (1975)). Il est maintenant clair que ces surfaces sont la trace des abrasions marines du Miocène (la transgression burdigalienne par exemple) ou de l'événement Messinien. Les surfaces les plus anciennes ont ainsi été reprises par des surfaces plus récentes.

Les premières surfaces d'érosion qui ont affecté le socle peuvent être décrites dans le domaine *offshore* où l'effet de la subsidence a contribué à leur préservation. Nous décrivons ces premières surfaces d'érosion.

A.4. La période *postrift*

a. *La fin du rifting et l'expansion océanique*

A la période de *rifting* va succéder une phase d'expansion océanique à partir de l'Aquitaniens Supérieur. Cette phase d'expansion est liée à la rotation du bloc Corso-Sarde et sa durée varie selon les auteurs :

- Edel (1980) et Montigny et al. (1981) trouvent une rotation antihoraire de 20 à 30° de la Sardaigne entre **21.7 et 17.6 Ma** (Aquitaniens supérieur à Burdigalien inférieur). Ils se basent sur l'analyse paléomagnétique d'andésites calco-alcalins en Sardaigne. Plus récemment, Edel (2001) confirme un âge de **17.5-18 Ma** pour la fin de la rotation.
- Réhault et al. (1984), sur un ensemble d'arguments paléomagnétiques (Edel, 1980) ; de flux de chaleur (Rehault and Stanley, 1981) ; et géologiques (lien entre la rotation du bloc corso-sarde et les phases tectoniques des Apennins externes ; proposent une accréation océanique entre **21 et 18 Ma**.
- Cherchi et Montadert (1982) donnent la fin du *rifting* Sarde à **23-24 Ma** sur la base d'une géométrie typiquement *synrift* des sédiments aquitaniens, d'un décalage d'une centaine de mètres de séries marines peu profondes aquitaniennes inférieures le long de failles, et du scellement de blocs tiltés par des sédiments aquitaniens.
- Chamot-Rooke et al. (1999) donnent la fin de l'accréation océanique à **16.5 Ma** comme un compromis entre les données paléomagnétiques, stratigraphiques et les échantillons dragués.
- Ferrandini et al. (2003) proposent, sur des arguments paléomagnétiques, une ouverture du bassin Ligure par une rotation antihoraire de 45° de la Corse, qui commence entre **21 et 23Ma** et qui se termine autour de **15Ma**.

- Speranza et al. (2002), sur des arguments paléomagnétiques et de datation Ar/Ar en Sardaigne, donnent une rotation antihoraire de 23° du bloc Corso-Sarde à partir de **19Ma**. En appliquant le taux d'expansion d'autres bassins arrière-arc, ils proposent un arrêt de l'ouverture postérieur à 16Ma.
- Gattacceca et al. (2007) ont proposé récemment une rotation de 45° de la Sardaigne après **20.5Ma** et jusque **15Ma** avec une période de forte ouverture correspondant au maximum d'intensité volcanique entre 20.5 et 18 Ma. Ils se basent sur des investigations paléomagnétiques et des datations Ar/Ar des séquences volcaniques miocènes de Sardaigne.

L'ensemble des études (que nous ne passons pas toutes en revue) semblent donc s'accorder sur une période d'expansion comprise entre **23-19 Ma et 15-18 Ma**. Une rotation de l'ordre de 45° du bloc Corso-Sarde semble être l'hypothèse la plus compatible avec les études cinématiques et structurales d'une part (Chapitre I) et les études paléomagnétiques d'autre part.

b. Les dépôts post-rift

Gorini (1993) identifie le Miocène comme une séquence de premier ordre (Vail et al., 1991). Cette « mégaséquence » est divisée en deux groupes (Figure II-4) :

- Le groupe transgressif inférieur (Aquitainien supérieur à Burdigalien moyen) est caractérisé par des réflecteurs se terminant en *onlap* sur « la *break up unconformity* » et la mégaséquence *synrift*. Cette base est interprétée comme le début d'une séquence transgressive majeure avec le dépôt de carbonates sur la plate-forme qui ont été forés autour du Graben Central (Tramontane et Rascasse).
- Le groupe progradant supérieur (Burdigalien supérieur à Tortonien) qui est caractérisé par des terminaisons en *downlap* des réflexions sismiques sur l'unité précédente. Cette surface de *downlap* correspondrait à une surface d'inondation maximale (caractérisée par un point de maximum d'argile sur les logs électriques). Cette séquence progradante constituerait globalement une séquence régressive de comblement de l'espace créé par la subsidence thermique du Bassin provençal.

Sur la plate-forme, les deux séquences sont conformes et leur limite est imprécise. Le rebord de plate-forme miocène est encore peu connu. Au sommet, une surface de discontinuité attribuée au Messinien scelle les dépôts. L'événement responsable de cette surface (La Crise de Salinité Messinienne) est décrit dans le Chapitre III.

B. La subsidence du bassin Liguro-Provençal

B.1. Les études de subsidence

La méthode de *backstripping*, introduite par Watts et Ryan (1976), permet de reconstruire quantitativement l'histoire de la sédimentation et de la subsidence sur un forage ou sur une coupe profondeur. Cette méthode tient compte des paléobathymétries et des variations eustatiques. Les épaisseurs des séries sédimentaires sont reconstruites grâce à un modèle de décompaction (Perrier and Quiblier, 1974).

La subsidence du bassin Liguro-Provençal a d'abord été étudiée par Steckler et Watts (1980) Pour eux, le principal problème était d'expliquer l'importante épaisseur de sédiments peu profonds qui s'accumulaient juste après le *rifting* sur la marge du golfe du Lion. Le *backstripping* de la marge révélerait que le centre du bassin a subsidé rapidement malgré son jeune âge. Plus rapidement en tout cas que ne le prévoient les calculs de subsidence fondés sur un modèle d'extension uniforme. Les données géologiques indiqueraient ainsi que l'étirement lithosphérique ne peut expliquer à lui seul ce phénomène.

Un peu plus tard, Burrus et Bessis (Bessis, 1986; Burrus, 1989) produisent également des courbes de subsidence effectuées par la méthode de *backstripping* (Figure II-13). La subsidence du golfe du Lion serait en accord avec le modèle de Mc Kenzie (1978) sur le plan qualitatif (subsidence forte pendant le *rifting* et s'atténuant régulièrement pendant le postrift). En revanche, du point de vue quantitatif, il est difficile de concilier dans cette zone les observations, ainsi que le flux de chaleur avec les prédictions des modèles d'extension (Bessis, 1986). Une extension modérée est observée sur les profils sismiques. Le facteur d'étirement horizontal calculé serait ainsi inférieur au facteur d'amincissement crustal.

La restauration de la marge dans sa position *pre-rift* en assumant une conservation de la masse durant l'étirement amène des difficultés majeures. Tout d'abord la partie NW de la Sardaigne serait située d'après ces reconstructions dans une zone intensivement déformée par l'orogène pyrénéenne, ce qui n'est pas en accord avec les observations. Ensuite, le Sud de Sardaigne chevaucherait considérablement Minorque. Enfin, la Corse et la Sardaigne seraient décalées de 75Km, ce qui serait contradictoire avec la présence avérée de linéaments hercyniens entre les deux îles (Arthaud and Matte, 1977)

Un excès de subsidence (paramètres d'extension et/ou d'amincissement lithosphérique forts) par rapport au modèle (déjà observé par Steckler et Watts) est mis en évidence. Le contexte géodynamique régional, en particulier le serrage N-S actuel, est alors invoqué pour expliquer l'évolution non classique du golfe du Lion, comme l'avaient déjà suggéré auparavant Réhault et al. (1984) et Jemsek et al. (1985) pour le bassin Ligure.

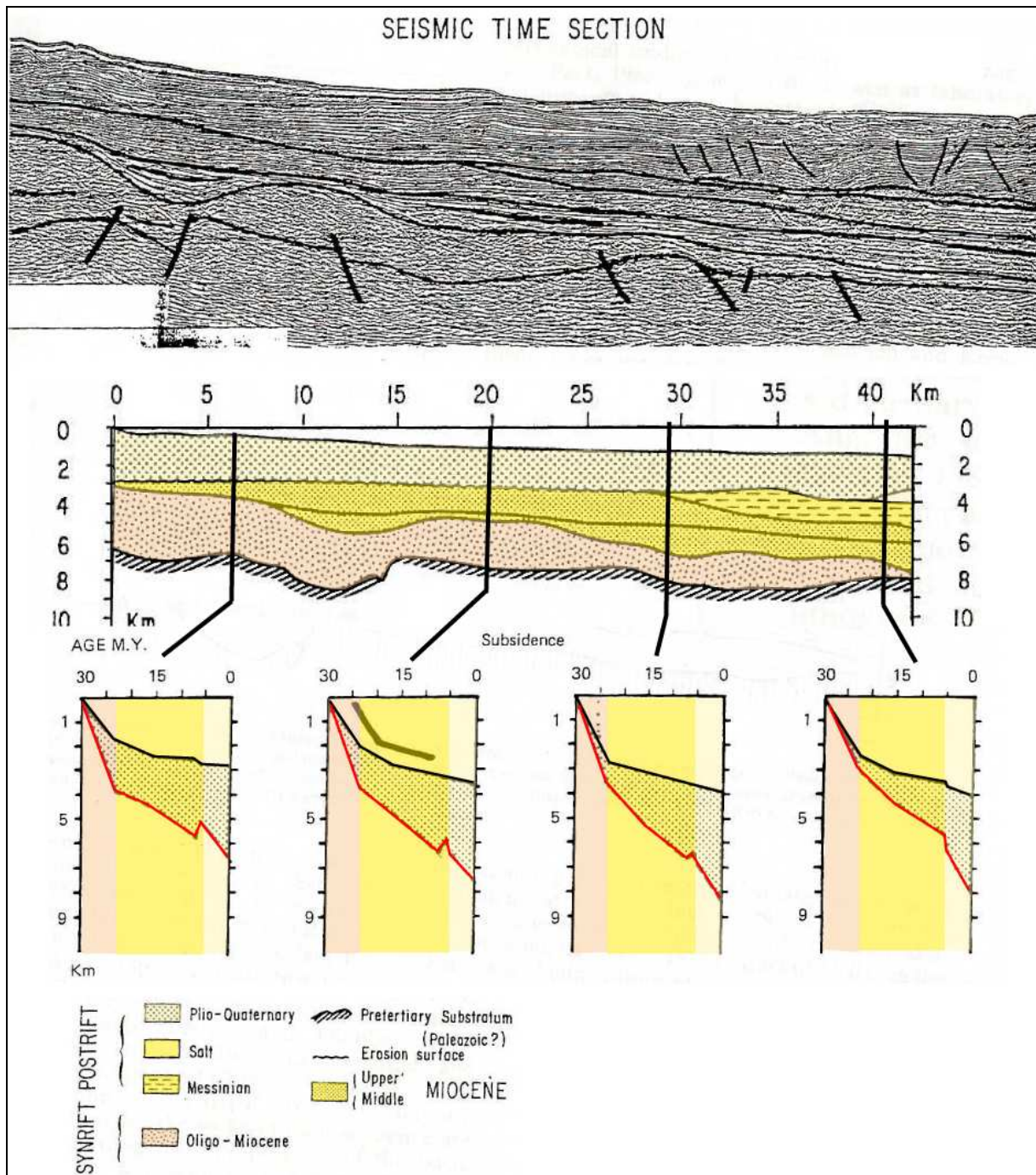


Figure II-13: Evolution de la subsidence le long d'un profil perpendiculaire à la marge du golfe du Lion (Bessis and Burrus, 1986)

B.2. Incertitudes

Le premier point important concerne l'estimation des paléobathymétries. Il s'agit en général de la donnée la plus difficile à acquérir pour l'estimation de la subsidence. Bessis et Burrus (1986) partent du postulat que les déformations du substratum au cours du temps peuvent être calculées si les paléobathymétries sont connues. Cette estimation s'applique dès que l'on considère que la profondeur d'un horizon au cours du temps dépend de la bathymétrie, de la hauteur du niveau de la mer par rapport à l'actuel et de l'épaisseur totale des sédiments qui recouvrent l'horizon (calculée par un modèle de compaction). Inversement, ils estiment qu'en ayant par avance une idée des déformations du substratum, ils peuvent contraindre les paléobathymétries successives. Ils utilisent ce principe (Figure II-14) sur la base qu'aucune faille n'a été active après la fin du *rifting*. La géométrie du substratum aurait donc été conservée pendant toute l'histoire *postrift* (en considérant tout de même que le substratum puisse progressivement se déformer à grande échelle).

Le deuxième point concerne l'interprétation sismique, la Figure II-13 et la Figure II-14 montrent qu'une importante épaisseur de sédiments *synrift* est considérée (en orange). Cette importante épaisseur induit donc une importante subsidence initiale.

Nous verrons dans le chapitre consacré à la description des données qu'une faible épaisseur (voire inexistante) de sédiments *synrift* est observée à cet endroit (l'épaisseur considérée *synrift* par ces auteurs fait en fait partie du socle). Cela impliquerait que la subsidence *synrift* n'est pas aussi élevée que prévue et que la marge est restée haute pendant le *rifting*. La subsidence n'est alors pas en accord sur le point de vue qualitatif avec les courbes prédites par les modèles de subsidence des marges passives qui montrent une subsidence tectonique forte pendant le *rifting* et s'atténuant régulièrement pendant la période *postrift*.

Bessis et Burrus (1986) soulignent que même si les paléobathymétries ont été mal estimées à la fin du *rifting*, la somme des subsidences tectoniques est supérieure à 4 km. Un excès de subsidence (paramètres d'extension et/ou d'amincissement lithosphérique forts) par rapport au modèle classique d'extension uniforme est donc constaté, quelle que soit la répartition de cette subsidence entre la période *synrift* et la période *postrift*. L'aspect quantitatif reste toujours en désaccord avec ce type de modèle.

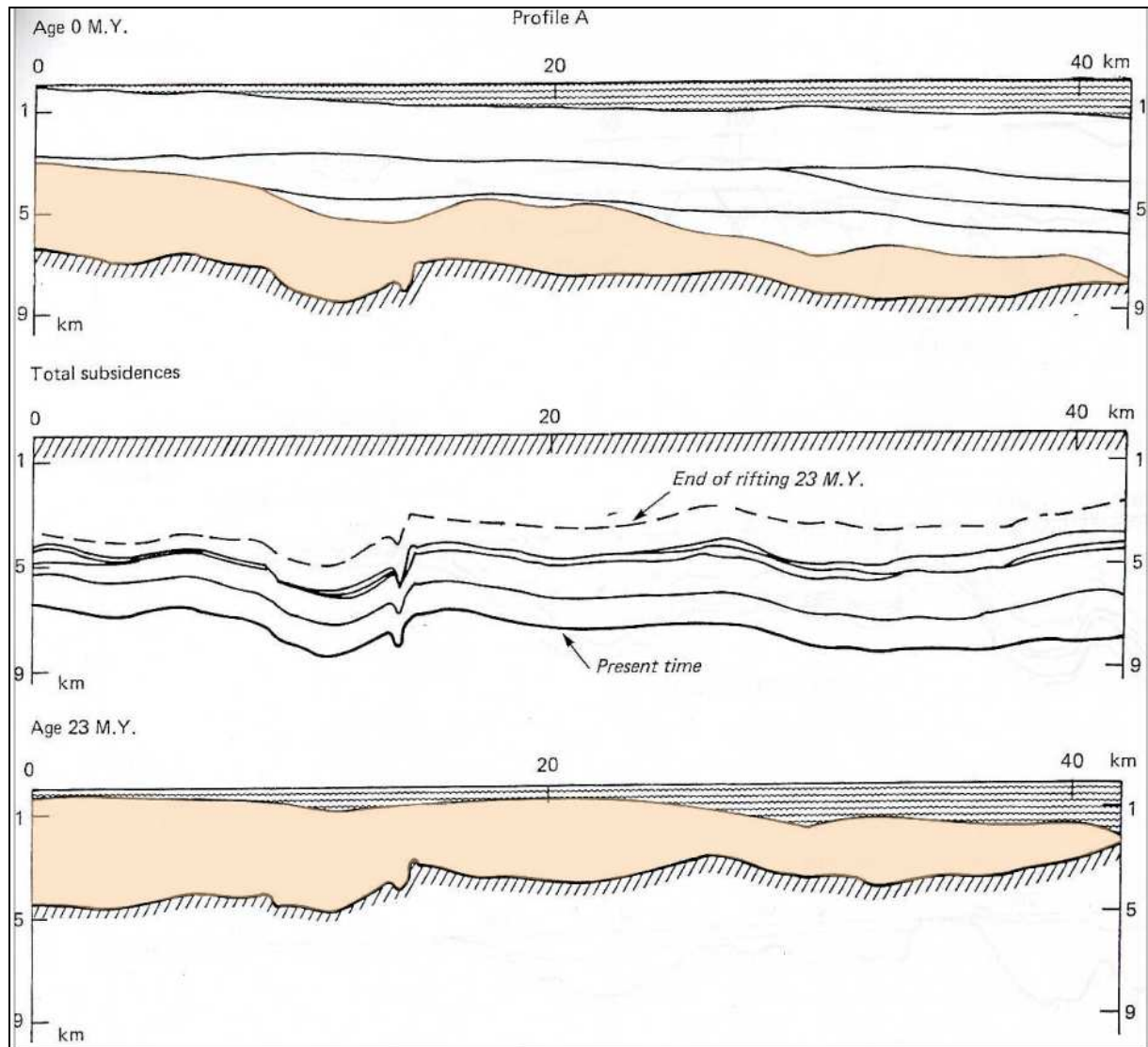


Figure II-14: Estimation des paléobathymétries sur une coupe profondeur à la fin du *rifting* (Bessis and Burrus, 1986). La courbe en pointillé représente la géométrie du substratum (subsidence totale à cette époque). Elle est calculée en faisant une hypothèse sur la bathymétrie à la fin du *rifting*. Par essais successifs, l'hypothèse est validée lorsque la géométrie du substratum à la fin du *rifting* est à peu près parallèle à l'actuelle.

C. La position du bloc Corso-Sarde avant le *rifting*

Dans cette partie nous utiliserons les travaux de Olivet (1988, 1996) et les études de Gueguen (1995), Bentounsi (1990) et Le Cann (1987) qui en découlent. Les positions que nous utilisons sont confirmées dans les grandes lignes par les dernières études de paléomagnétisme (Gattaccecca, 2007).

C.1. Les observations prises en compte

En 1995, Gueguen fait l'inventaire des différentes méthodes géophysiques et de géologie structurale (bathymétrie, sismique réflexion, sismique réfraction, carte aéromagnétique, gravimétrie, flux thermique) pour dégager plusieurs grands aspects de la structure du Bassin Liguro-Provençal.

Tout d'abord, il met en évidence une segmentation des marges dont la longueur d'ondes est de 100 à 150 km, caractérisée par une alternance de marges larges (golfe du Lion, Sud Ligure, Centre Sardaigne...) et de marges étroites (marge catalane, marge provençale, Nurra...) (Figure II-15).

Ensuite, Gueguen effectue une subdivision du bassin Liguro-Provençal en trois grands domaines :

- un premier domaine situé au centre du bassin est principalement caractérisé par de fortes anomalies magnétiques (domaine IV de la Figure II-16). Des phénomènes halocinétiques très importants, des profils verticaux de vitesses de propagation des ondes sismiques typiques de domaines océaniques (Pascal et al., 1993) (Figure II-18) et un flux thermique élevé ajouté à une subsidence importante peuvent également être rapportés à ce domaine.
- un deuxième domaine correspondant au plateau et à la pente continentale (domaines I et II du côté golfe du Lion et VI du côté Sarde sur la Figure II-17). Sa nature continentale est attestée tant par les structures visibles sur les profils de sismique réflexion que par les profils verticaux de vitesses de propagation des ondes sismiques obtenus par réfraction (Pascal et al., 1993) (Figure II-18).
- entre ces deux ensembles, des zones transitionnelles caractérisées par de faibles anomalies magnétiques (domaines III et V, Figure II-16). Sur les profils sismiques, la croûte de ces domaines est très mince, plus subsidente dans le golfe du Lion, surélevée et formant une terrasse du côté Sarde et Corse. Les vitesses de propagation des ondes sismiques confirment la faible épaisseur de la croûte et le caractère atypique d'un

domaine océanique. Pascal et al. (1993) décrivent la zone 3 comme: « ...*extremely thinned and possibly broken up continental crust, underplated and intruded by partial melt, or could represent serpentinised peridotite material* » En termes de mécanisme, Mauffret et al. (1995) et Séranne (1999), s'inspirant du modèle de Wernicke (1985), voient dans cette zone III la croûte continentale inférieure et/ou le manteau dénudé par le déplacement de la Sardaigne, celle-ci représentant la « plaque supérieure » d'un système de détachement.

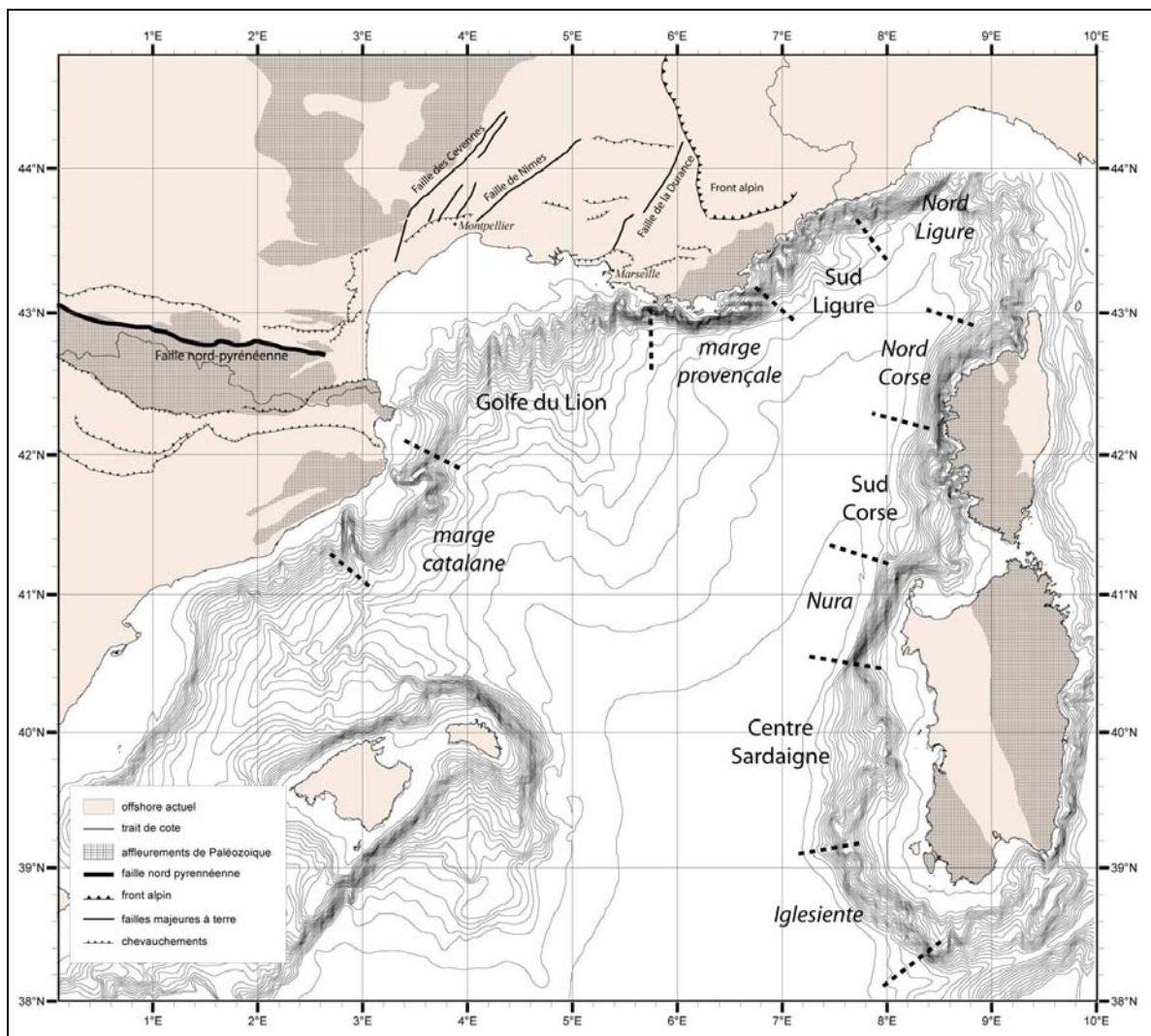


Figure II-15: Bathymétrie du bassin Liguro-Provençal. Mise en évidence de la segmentation décrite par Gueguen (1995) entre des marges abruptes et des marges à pente plus douce.

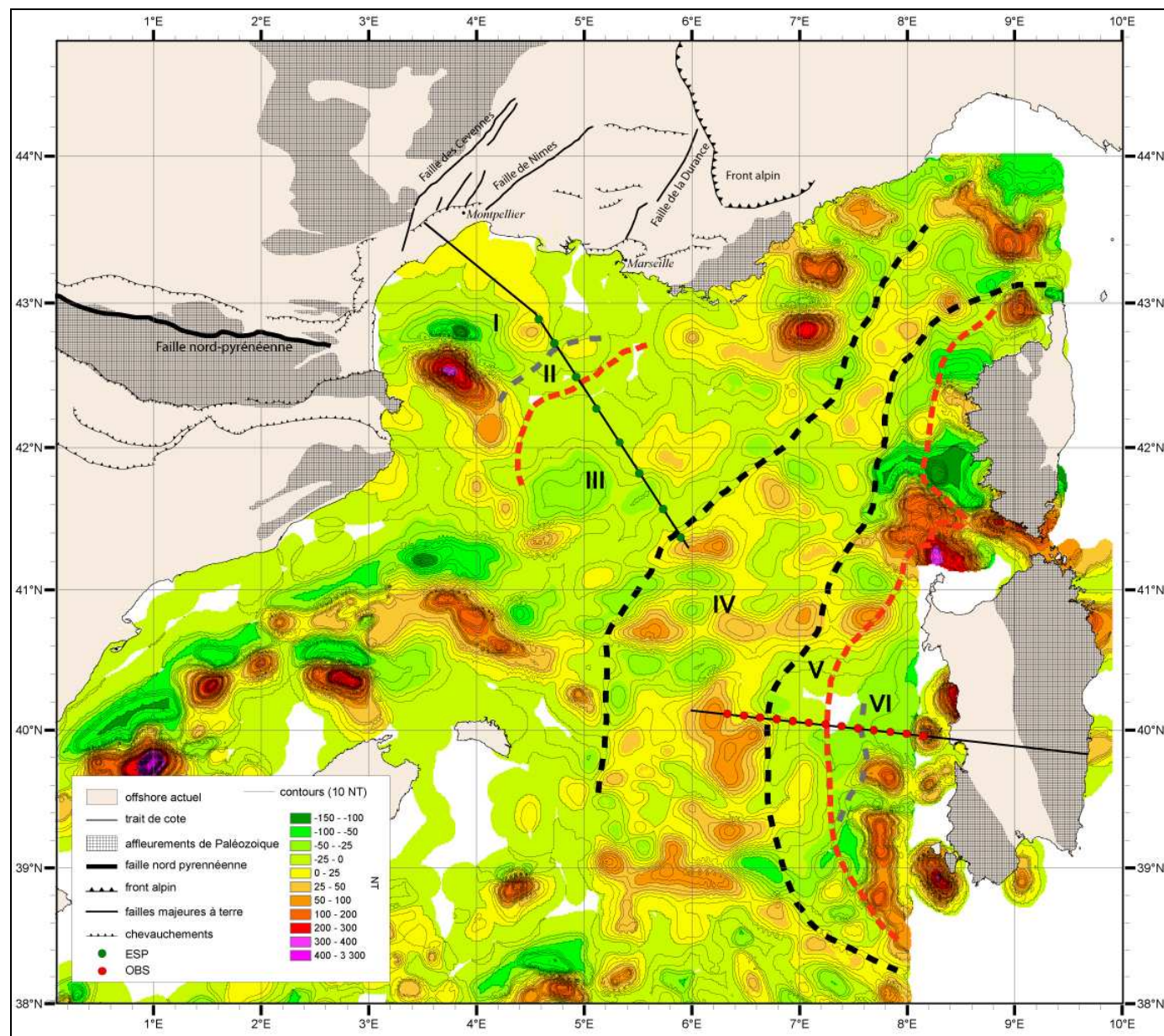


Figure II-16: Carte des anomalies magnétiques du bassin Liguro-Provençal (Olivet et al., 2004). Les zones I à VI sont décrites dans le texte.

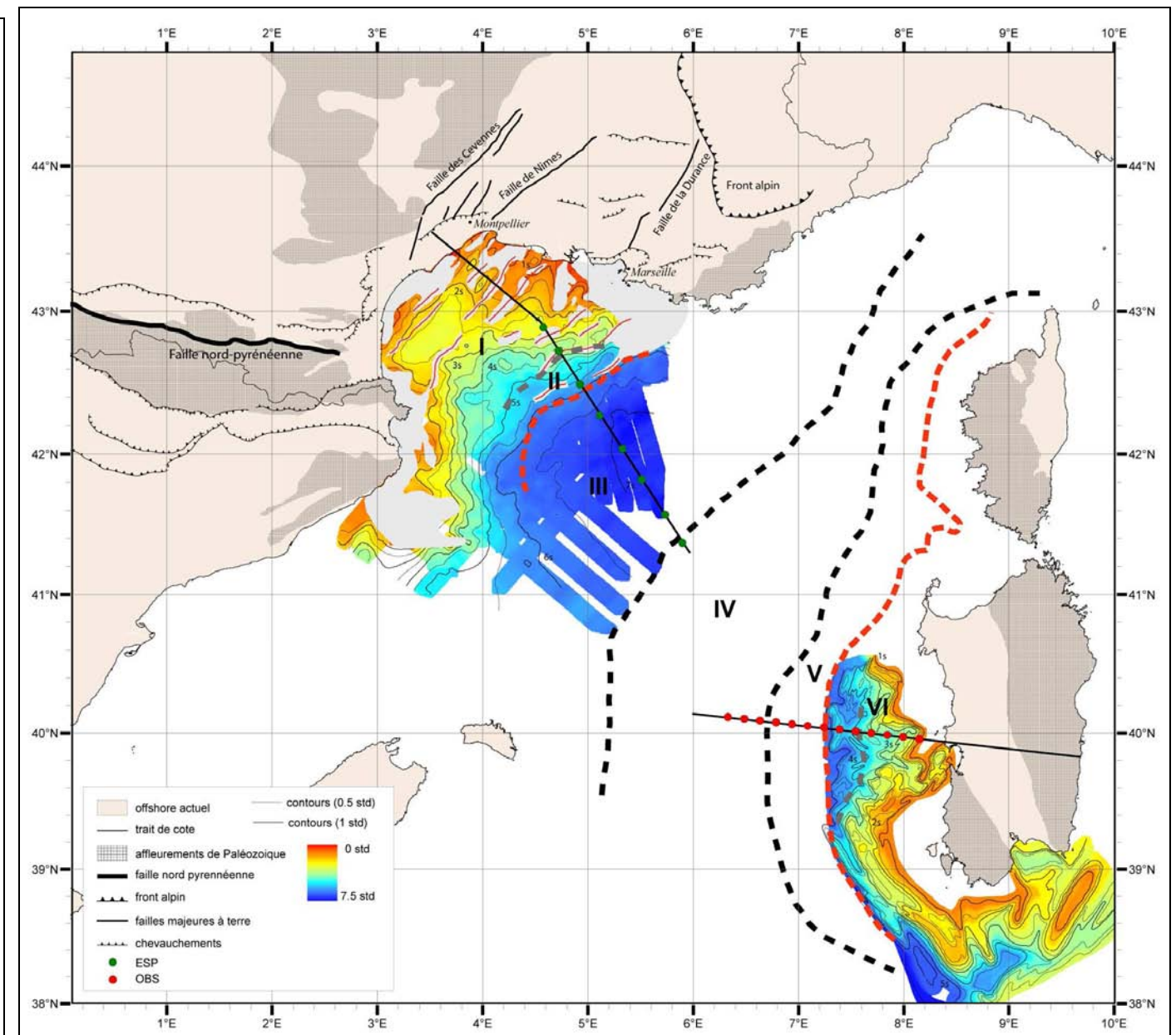


Figure II-17: Carte de la profondeur du substratum (en secondes temps double) dans le golfe du Lion (cette étude) et sur la marge Sarde (Thomas, 1986). Les zones I à VI sont décrites dans le texte.

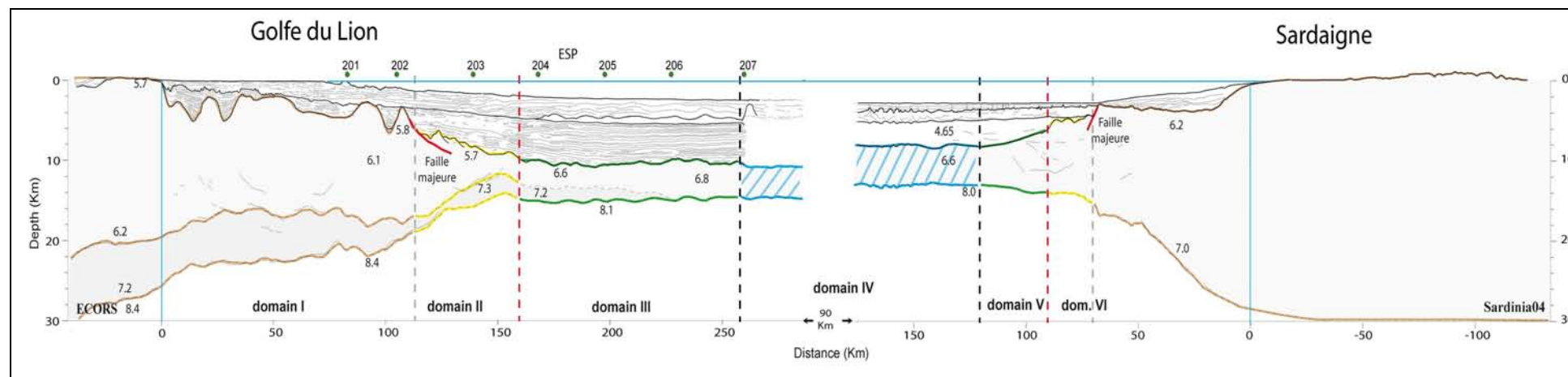


Figure II-18: Line drawing de deux profils sismiques homologues sur la marge du golfe du Lion (à gauche, Ecors NW-SE) et sur la marge Sarde (à droite, profil Sard04 de la campagne Sardinia). Les domaines structuraux définis sur la Figure II-16 et la Figure II-17 sont reportés. Les points verts représentent les ESP interprétés par Pascal et al (1993) du côté golfe du Lion : les vitesses sont uniquement déduites de cette étude. Position des profils sur la Figure II-16.

Par la suite (Olivet et al., 2004), les domaines de nature supposée continentale dans le golfe du Lion sont détaillés (Figure II-18). Le domaine I correspond à une zone de grabens où la croûte est épaisse (entre 15 et 20 kilomètres d'épaisseur). Le domaine II correspond quant à lui à une zone de transition majeure entre une croûte épaisse mais déjà un peu amincie (domaine I) et une croûte très amincie (domaine III, 5 kilomètres). C'est le domaine du réflecteur T (décrit par De Voogdt et al. (1991)).

Du côté sarde (domaine VI), cette distinction peut également être faite depuis l'acquisition de nouveaux profils sismiques (campagne Sardinia, Ifremer).

Ces différents domaines sont utilisés pour effectuer la reconstruction cinématique de l'ouverture du bassin Provençal. Dans un premier temps, l'espace océanique (domaine IV) est refermé. Ensuite, les domaines III et V sont également refermés pour obtenir un serrage important du bloc Corso-Sarde contre l'Europe. En complément des données magnétiques, les données structurales et morphologiques sont donc prises en compte.

C.2. Reconstruction intermédiaire : la fermeture du domaine océanique

Ce stade concerne la fermeture du domaine IV dont les descriptions peuvent s'apparenter à un domaine océanique typique. Le bloc Corso-Sarde est alors replacé dans la position qu'il occupait avant la période d'accrétion océanique « typique ». En plus d'une caractérisation de ce domaine à partir des données géophysiques, les données de terrain sont considérées. En effet, Arthaud et Matte (1977) décrivent des complexes filoniens acides et basiques d'âge Permien qui traversent les bouches de Bonifacio. La continuité de ce réseau filonien entre les deux îles interdit un déplacement important entre la Corse et la Sardaigne. Le bloc Corso-Sarde doit donc être considéré comme un bloc plus ou moins rigide (à la mesure de l'ordre de grandeur des travaux de Arthaud et Matte).

La Figure II-19 et la Figure II-20 montrent cette rotation avec fermeture du domaine IV. Un décrochement, le long duquel coulisse le bloc Corso-Sarde sépare le bassin de Valence du golfe du Lion. Nous avons replacé sur ces figures une zone particulière du domaine III caractérisée par la morphologie du substratum. Nous l'avons appelée « zone à bloc » car le substratum présente une succession d'irrégularités (Chapitre V:A.7).

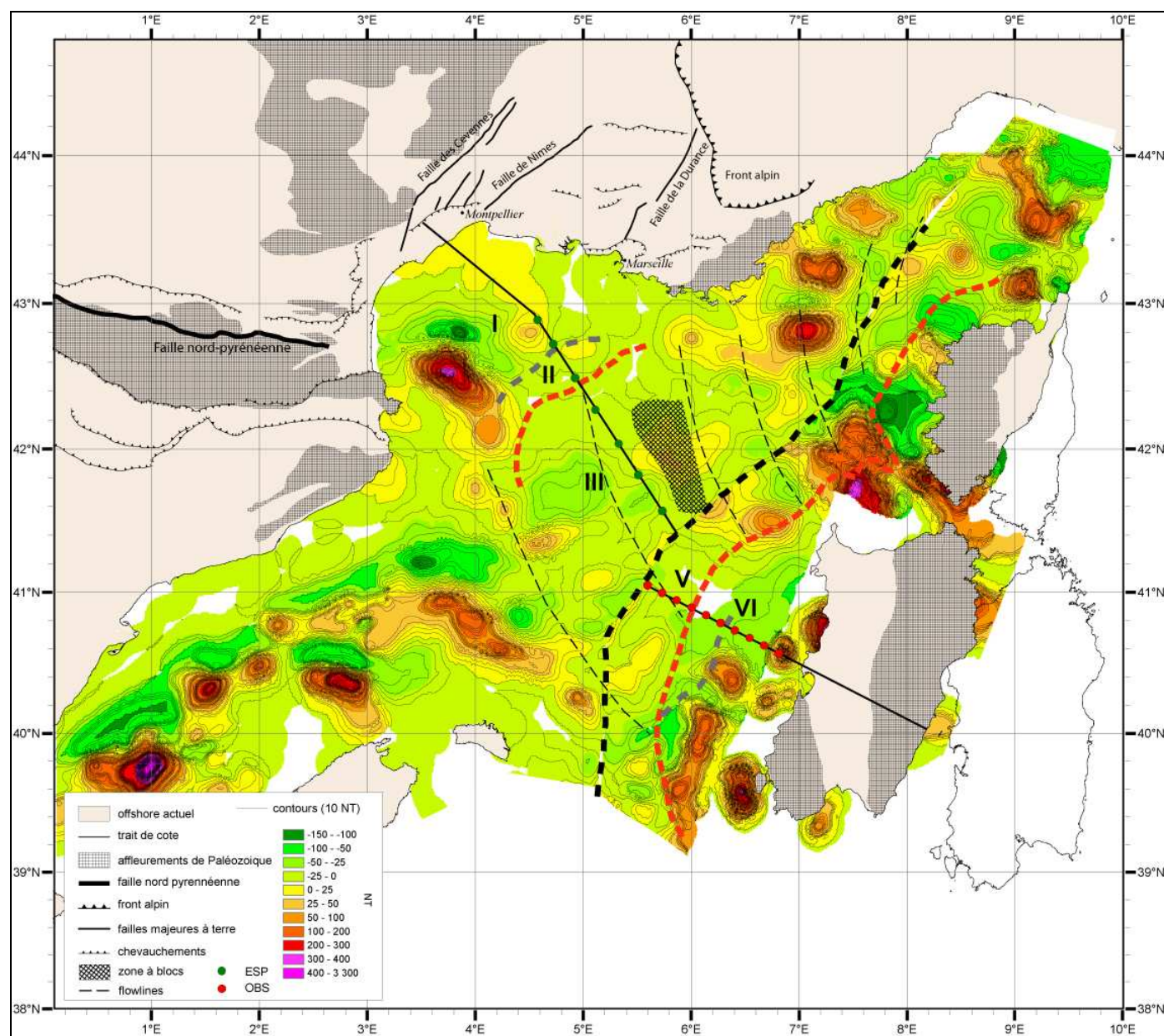


Figure II-19: Reconstruction intermédiaire par fermeture du domaine à fortes anomalies magnétiques (domaine IV) du bloc Corso-Sarde par rapport à l'Europe fixe. Les anomalies magnétiques des domaines V et VI ont été rotées avec le bloc Corso-Sarde ainsi que le profil Sard04 et ses OBS. Position du bloc Corso Sarde d'après Gueguen (1995).

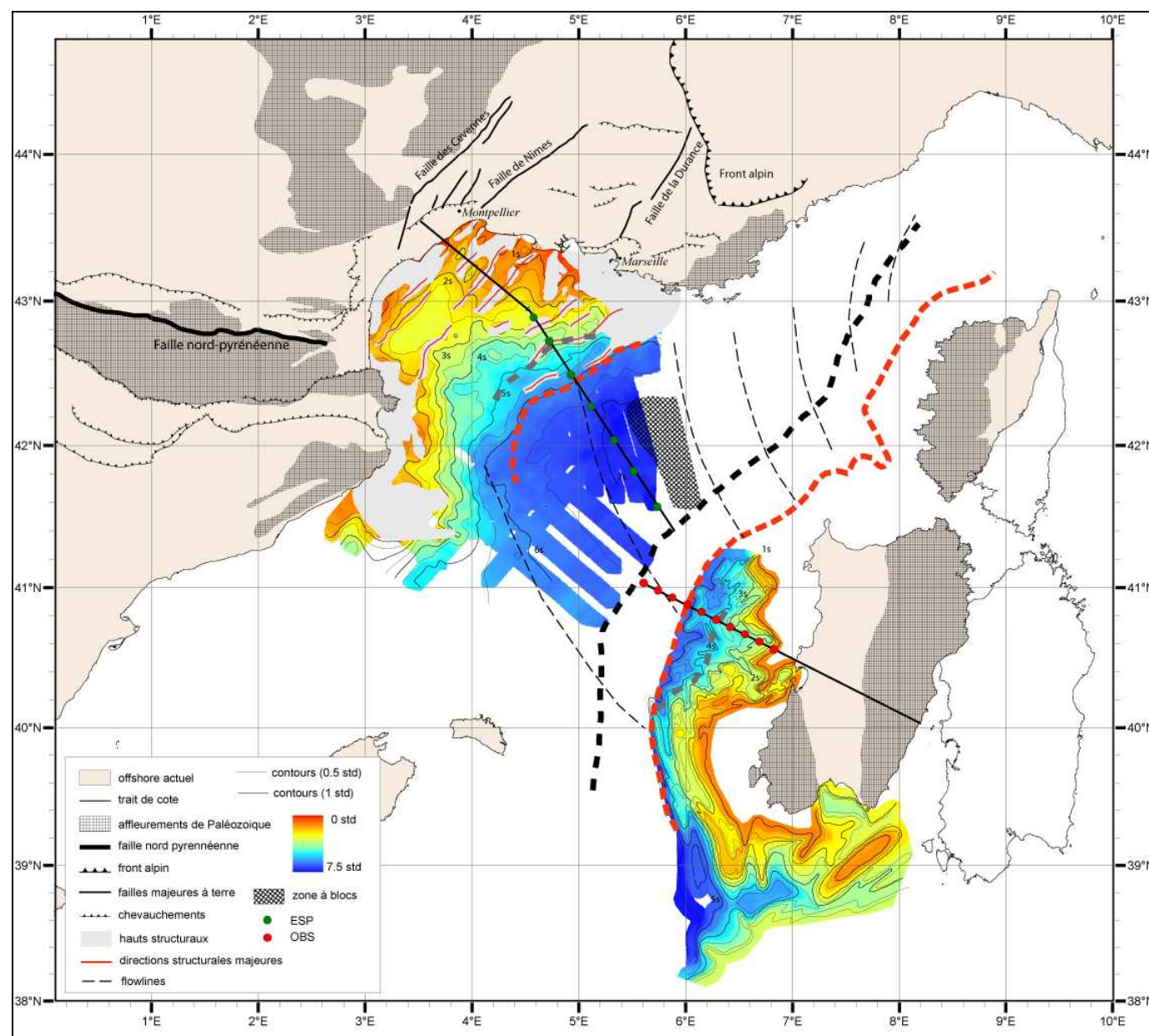


Figure II-20: Reconstruction intermédiaire par fermeture du domaine à fortes anomalies magnétiques (domaine IV) du bloc Corso-Sarde par rapport à l'Europe fixe. Le substratum Sarde (Thomas, 1986) a été roté avec le bloc Corso-Sarde ainsi que le profil Sard04 et ses OBS. Position du bloc Corso Sarde d'après Gueguen (1995).

C.3. Reconstruction initiale : fermeture maximale

La fermeture maximale proposée par Gueguen (1995) est basée, en plus de la considération d'un bloc Corso-Sarde solidaire, sur la remise bord à bord des pieds des marges topographiques qui ont sensiblement la même pente. Une telle reconstruction (Figure II-21 et Figure II-22) correspond théoriquement à la situation au début du Miocène, après la distension oligocène des marges.

Minorque a également subi un déplacement vers le nord-ouest le long du décrochement NW-SE qui la désolidarise du bloc Corso-Sarde de façon à conserver les alignements de gradients gravimétriques et bathymétriques (Gueguen, 1995).

Après reconstruction, un bon alignement des anomalies magnétiques du bassin de Valence (Figure II-21) et de la marge Sarde est obtenu. Ces anomalies peuvent être mises en relation avec un volcanisme miocène alcalin dans le bassin de Valence et calco-alcalin ou alcalin sur la marge Sarde. Le volcanisme calco-alcalin est directement lié à la zone de subduction qui se trouve en arrière du bloc Corso-Sarde à cette époque, plaçant alors le bassin Liguro-Provençal dans un contexte arrière-arc (Figure II-1 et Figure II-2).

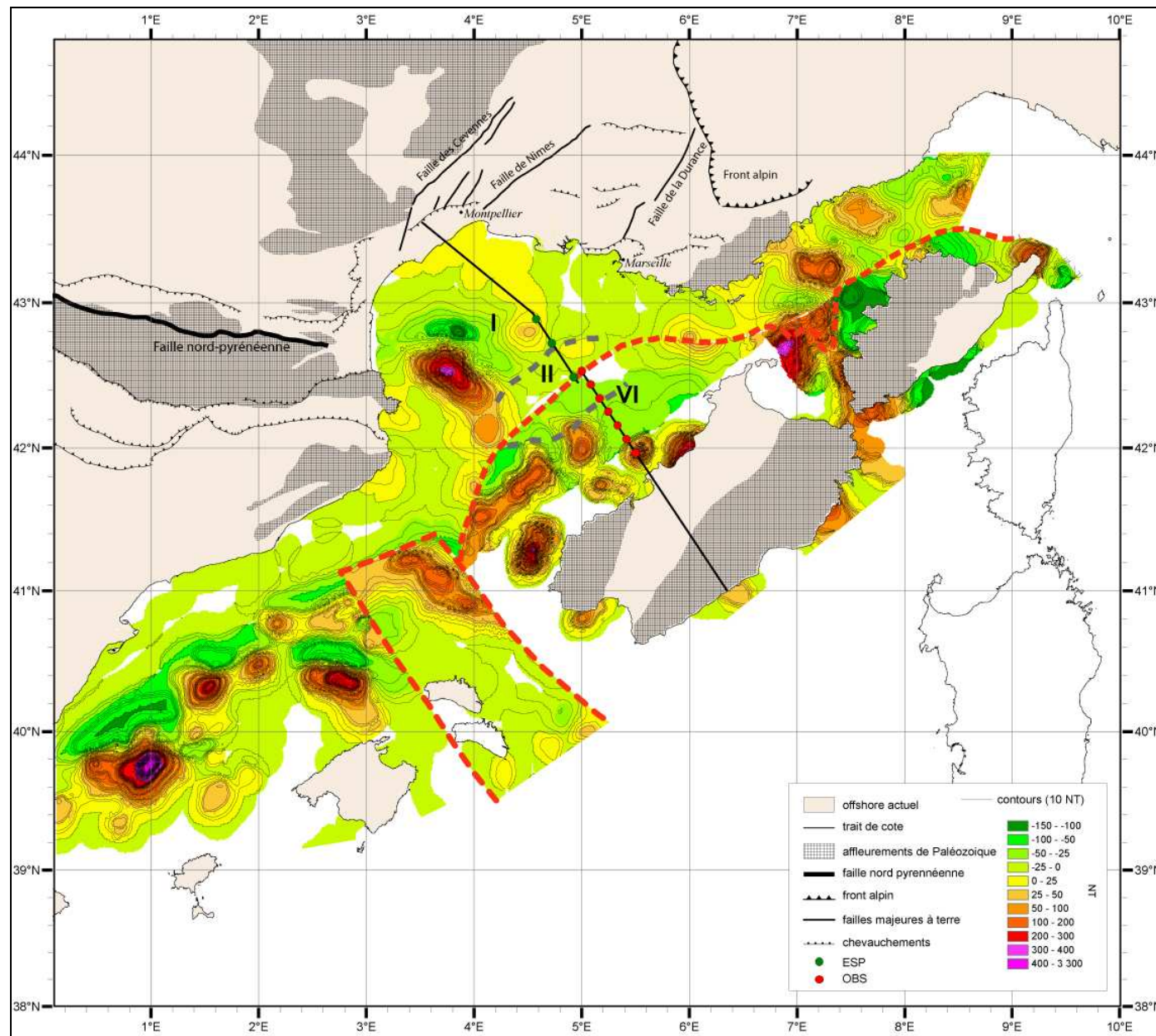


Figure II-21 : Fermeture maximale du bassin Liguro-Provençal par la remise bord à bord des pieds de marge. Position du bloc Corso Sarde juste après l'extension oligocène. La grille des anomalies magnétiques du côté sarde a été rotée avec le bloc Corso-Sarde ainsi que le profil Sard04 et ses OBS. Reconstruction effectuée en collaboration avec Daniel Aslanian (Ifremer) d'après Olivet (1996).

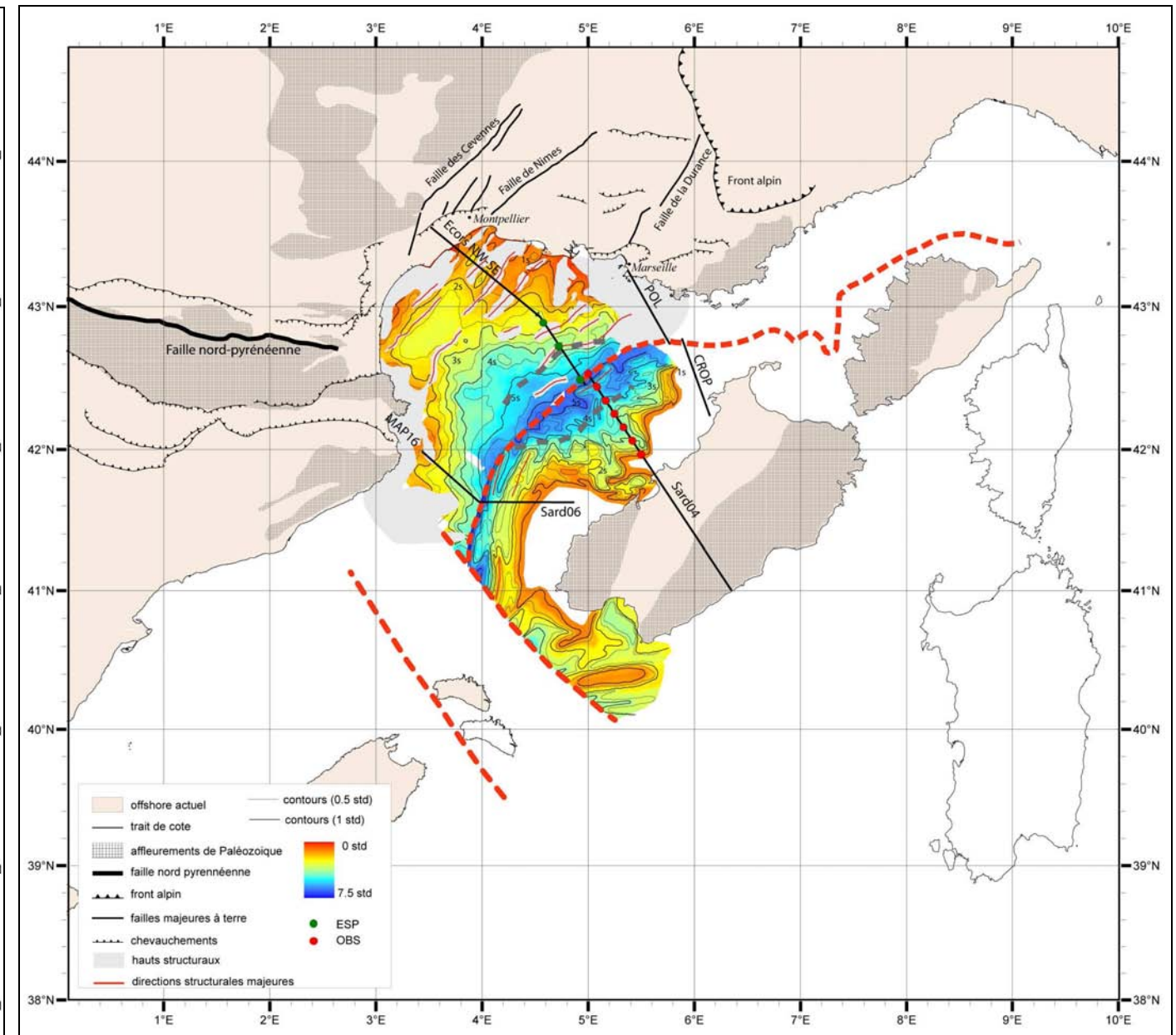


Figure II-22 : Fermeture maximale du bassin Liguro-Provençal. Position du bloc Corso Sarde juste après l'extension oligocène. La grille du substratum sarde (Thomas, 1986) a été rotée avec le bloc Corso-Sarde. Les coupes représentent des coupes homologues représentées sur la Figure II-23. Reconstruction effectuée en collaboration avec Daniel Aslanian (Ifremer) d'après Olivet (1996)

C.4. Problèmes posés et solutions proposées

Cette reconstruction, pour une fermeture complète du bassin Provençal, nous amène à discuter de son mode de formation. En effet plusieurs observations peuvent être faites au regard de la position du bloc Corso-Sarde par rapport à l'Europe juste avant sa dérive vers le sud-est (Olivet, 1996) :

- Dans cette position, la marge de la Nurra se retrouve en face de la marge provençale, la marge du golfe du Lion en face de la marge Centre Sardaigne et la marge catalane en face de l'Iglesiente (Figure II-23). Les marges abruptes sont liées ainsi que les marges moins abruptes.
- La remarque précédente s'applique avec l'isobathe du substratum (Figure II-22). On peut remarquer qu'il reste un espace déprimé et aminci entre le golfe du Lion et la Sardaigne alors que les marges Nurra-Provence dans un premier temps et Catalogne-Iglesiente dans un second temps s'alignent bien et laissent peu d'espace libre.
- **Cette différence marque une segmentation du bassin Liguro-Provençal avec une succession de zones déprimées et de zones abruptes et bien refermées. Segmentation de l'ordre de 100 à 150 Km.**

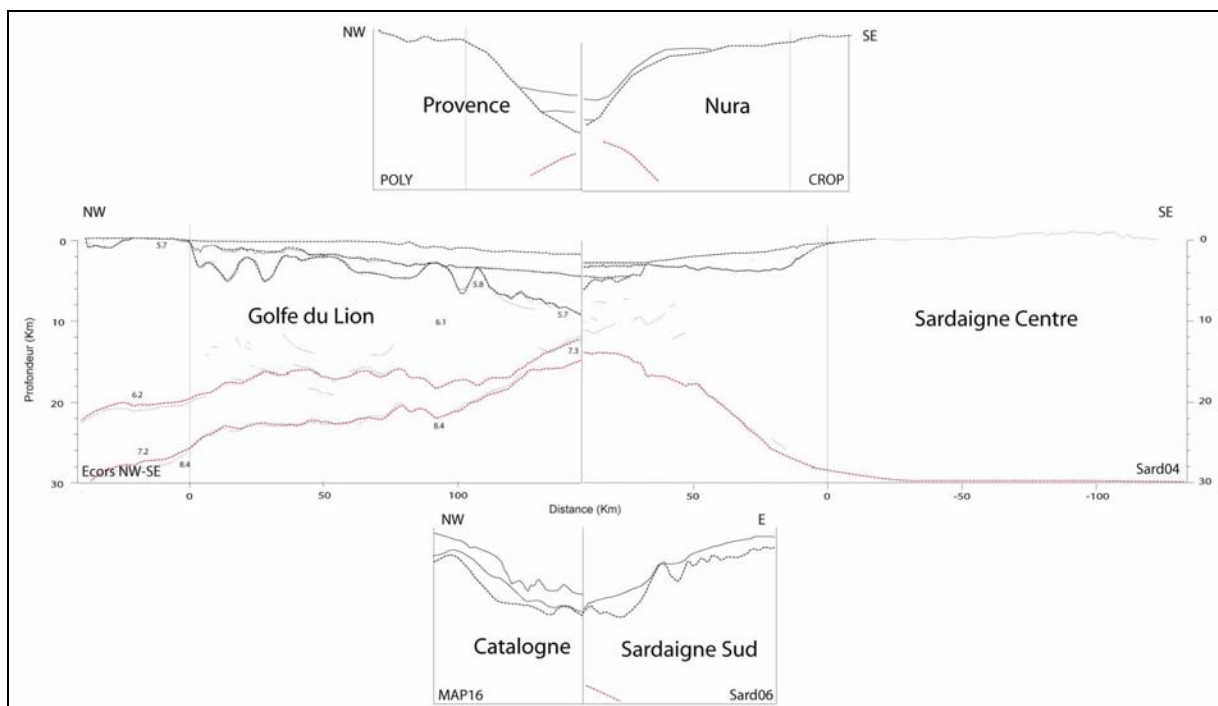


Figure II-23: Profils homologues entre l'Europe et la Sardaigne. Position des profils sur la Figure II-22 après rotation du bloc Corso-Sarde (Olivet, 1996).

La présence d'une zone déprimée entre golfe du Lion et Sardaigne alors que l'on se trouve dans une position de fermeture maximale entre la Nurra et la Provence et entre la Catalogne et l'Iglesiente pose le problème de la formation du bassin Liguro-Provençal. Pour expliquer l'amincissement de la zone déprimée par un modèle d'étirement avec conservation de matière, il faudrait ajouter plus de mouvement horizontal, ce qui est impossible. Cet espace montre clairement qu'il manque du volume de croûte dans le golfe du Lion si on postule qu'avant le *rifting* l'épaisseur de la croûte continentale devait être supérieure à 30 Km.

Nous avons vu dans le Chapitre II:B que les sédiments *synrift* ont été confondus avec des sédiments plus anciens. L'épaisseur de sédiments *synrift* a donc été surestimée. Cela supposerait que le golfe du Lion soit resté en position haute pendant le *rifting* et que l'espace déprimé entre le golfe du Lion et la Sardaigne se soit créé postérieurement au *rifting*.

A partir des travaux de Thinon (2002), Moulin (2003) et d'observations faites sur la marge Sud marocaine de l'Atlantique Central, Labails (2007) propose un modèle en adéquation avec ces observations (Figure II-24). Une partie de la marge (domaine I) resterait en position haute au début de l'histoire du bassin. Seule la partie centrale du rift (domaine II) subsiderait dans un premier temps. Nous argumenterons cette hypothèse à partir de l'observation des premières surfaces d'érosion de la marge du golfe du Lion (Chapitre VIII).

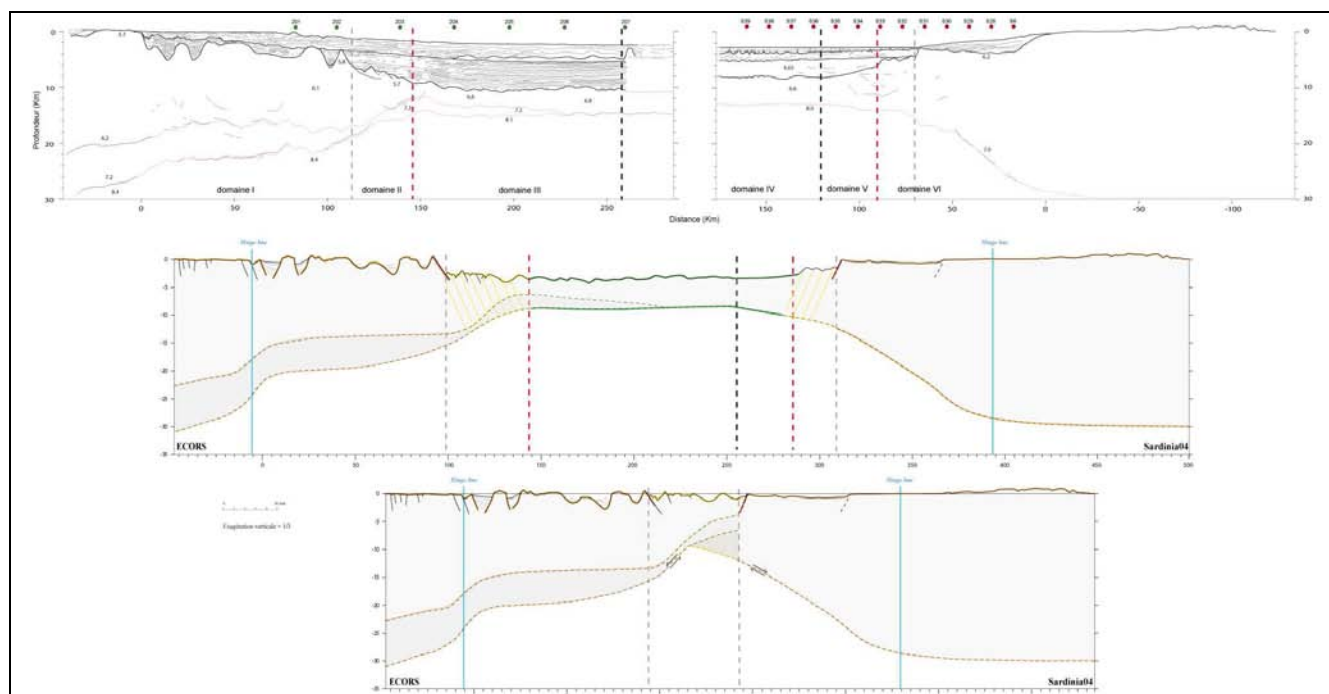


Figure II-24: Line drawing Ecors NW-SE et Sard04 (en haut). Modèle d'ouverture du bassin Provençal après fermeture du domaine à fortes anomalies magnétiques (au milieu) et dans la position d'un serrage maximum (en bas) (Labails, 2007).

D. Conclusion

D.1. Le bassin Provençal : bassin arrière arc ou bassin océanique ?

Le bassin Provençal se trouve dans une configuration particulière. L'héritage structural d'une part semble jouer un rôle important mais surtout la présence d'une zone de subduction au Sud du bloc Corso-Sarde au moment de son ouverture le place dans un contexte arrière arc. La marge du golfe du Lion a pourtant été assimilée à de nombreuses reprises à une marge passive et le bassin Provençal décrit comme un bassin océanique.

Des anomalies de subsidence (en comparaison de la subsidence théorique d'un bassin océanique du même âge) ont été mentionnées et attribuées au contexte arrière arc du bassin Provençal. De plus en plus d'études sur des marges passives « type » soulignent une inadéquation entre modèles « classiques » d'extension et observations. Une subsidence « anormale » est fréquemment décrite sur ces marges. Il est donc difficile de savoir aujourd'hui si la marge du golfe du Lion peut être comparée ou non à une marge passive, en tout cas du point de vue de sa subsidence.

Comment aborder le problème ?

- Tout d'abord, le bassin Provençal est bordé par deux marges continentales, le golfe du Lion d'une part et la marge Sarde d'autre part. Le bloc Corso-Sarde est un bloc continental avec une épaisseur lithosphérique importante (environ 70 Km) comparée au bassin Provençal ou à la mer Tyrrhénienne (environ 30Km) (Panza and Suhadolc, 1990). A ce titre, il est intéressant d'étudier deux masses continentales qui s'éloignent.
- Ensuite, le golfe du Lion présente des caractéristiques communes avec d'autres marges « passives ». Ces caractéristiques concernent les géométries de la marge et il n'est pas surprenant de les comparer d'une marge à l'autre, malgré le contexte arrière arc du bassin Provençal.
- Enfin, hormis une apparente dissymétrie du « *sea floor spreading* » pour les bassins arrière arc, les points communs et divergents qui existent entre marges passives et bassins arrière arc sont finalement peu connus. La subsidence des marges passives s'avère différente de ce que l'on pensait jusqu'ici. Comparer les différents bassins sur ce point, qu'ils soient arrière arc ou pas, n'est pas aberrant.

D.2. L'importance de connaître l'influence des événements anté rift

La réactivation d'anciennes structures lors du *rifting* du golfe du Lion est généralement admise. Ces anciennes structures sont considérées comme étant le fait de la compression pyrénéenne (NE-SW en Bas-Languedoc et E-W en Camargue-Provence). Les structures Pyrénéennes auraient donc joué un rôle important lors de l'extension oligo-aquitaine.

Bien que le rôle des failles de direction hercynienne soit mentionné, peu d'études font le lien entre événement hercynien et *rifting* du golfe du Lion. La plupart se contentent de souligner une reprise des chevauchements éocènes pendant le *rifting*.

Il est important de noter que la direction NE-SW utilisée tantôt pour décrire la direction du *rifting*, tantôt pour décrire les chevauchements pyrénéens dans le Languedoc correspond avant tout à la direction des décrochements hercyniens. De plus, nous avons vu dans le chapitre précédent que la période hercynienne avait joué un rôle important dans la structuration de la région, comme l'attestent les failles des Cévennes et de la Durance qui délimitent l'ancien bassin du Sud-Est. N'est il pas alors logique d'attribuer la majeure partie de la structuration du golfe du Lion (qui semble être NE-SW) à cette période ancienne plutôt qu'à la compression pyrénéenne ou au *rifting* ? Le *rifting* ne reprend il pas d'anciennes direction structurales plutôt qu'une direction propre ? Ces questions sont importantes pour discuter de l'origine du bassin Provençal. Existe-t-il uniquement du fait de la présence d'une zone de subduction plus au sud ou parce que l'histoire structurale héritée (préfracturation de la marge) a permis la désolidarisation du bloc Corso-Sarde de l'Europe ?

D.3. Les renseignements que peut fournir l'étude du remplissage sédimentaire

La marge du golfe du Lion est caractérisée par une importante série sédimentaire peu déformée. Cette série s'est déposée depuis l'Oligocène jusqu'à aujourd'hui. C'est dans ces sédiments qu'une partie de l'histoire de la marge est inscrite. Leur géométrie de dépôt dépend en effet du contexte de l'époque. Etudier la série sédimentaire en plus de l'héritage structural de la marge nous permettra sans aucun doute d'apporter de nouveaux renseignements sur sa formation.

CHAPITRE III: LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE : **UN EVENEMENT MAJEUR EN MEDITERRANEE**

L'intérêt que nous portons à l'événement messinien se justifie à plus d'un titre :

- Tout d'abord, cette « crise », bien connue et bien datée à terre, représente un marqueur stratigraphique remarquable dans l'histoire de la marge.
- La crise messinienne clos la période miocène et représente la « limite » supérieure du Miocène. Le sommet de la stratigraphie messinienne est bien connu dans le bassin, en revanche la base l'est beaucoup moins. Il est important d'identifier cette limite inférieure pour appréhender l'histoire anté crise du bassin.
- Les volumes d'eau et les volumes sédimentaires impliqués dans cette crise ont certainement eu une conséquence sur les mouvements verticaux du bassin, une meilleure connaissance de cet événement dans le bassin profond méditerranéen est donc nécessaire.

Pour appréhender l'événement messinien et son importance dans l'évolution du bassin, nous proposons une revue historique des études réalisées jusqu'ici.

A. Historique

A.1. Premières observations

Sur le pourtour méditerranéen, les évaporites datées du Miocène Supérieur sont connues depuis longtemps à terre : elles ont été décrites en Espagne, Italie, Crète, Turquie, Chypre, Israël et Afrique du Nord entre autres lieux (Kozary et al., 1968; Ogniben, 1957; Rios, 1968; Tortochaux, 1968). Parallèlement et à partir de la fin des années cinquante, l'exploration du domaine sous-marin va ouvrir la porte à de nouvelles descriptions : dans le bassin des Baléares et dans la mer Ligure, des structures anticlinales et des dômes déformant la partie supérieure de la couche sédimentaire (Figure III-1) ont ainsi été rapportés par Bourcart *et al.* (1958), Alinat et Cousteau (1962), Menard *et al.* (1965) ; Hersey (1965) ; Glangeaud *et al.* (1966) ; Ryan *et al.* (1966), Leenhardt (1968) ; Mauffret (1968). L'origine de ces dômes est vite acceptée comme étant salifère mais diverses interprétations sont données quant à l'âge de ces structures (Cornet, 1968; Glangeaud et al., 1966; Mauffret, 1970; Montadert et al., 1970; Ryan, 1969). S'agit-il de sel triasique formé peu après la rupture de la Pangée, de sel

Oligocène issu du *rifting* du bassin Provençal ou encore d'un événement postérieur à celui-ci ?

C'est en 1971 que Auzende *et al.* (1971), sur la base de données sismiques réalisées en Méditerranée Occidentale (Polymède cruise of the R/V Jean Charcot, 1970 ; Figure III-1), proposèrent pour le sel un âge Miocène Supérieur (Messinien), reprenant ainsi l'hypothèse de « crise de salinité » du Miocène supérieur déjà postulée en Méditerranée (Gentil, 1918; Gignoux, 1960; Ruggieri, 1967).

Cet âge est par la suite confirmé par la campagne de forages océaniques DSDP (Leg XIII) réalisée sur le Glomar Challenger en 1970 (Ryan *et al.*, 1973) : les évaporites mises en évidence par sismique en Méditerranée sont bien d'âge Messinien et correspondent au même événement évaporitique que les couches de gypse des bassins péri-méditerranéens.

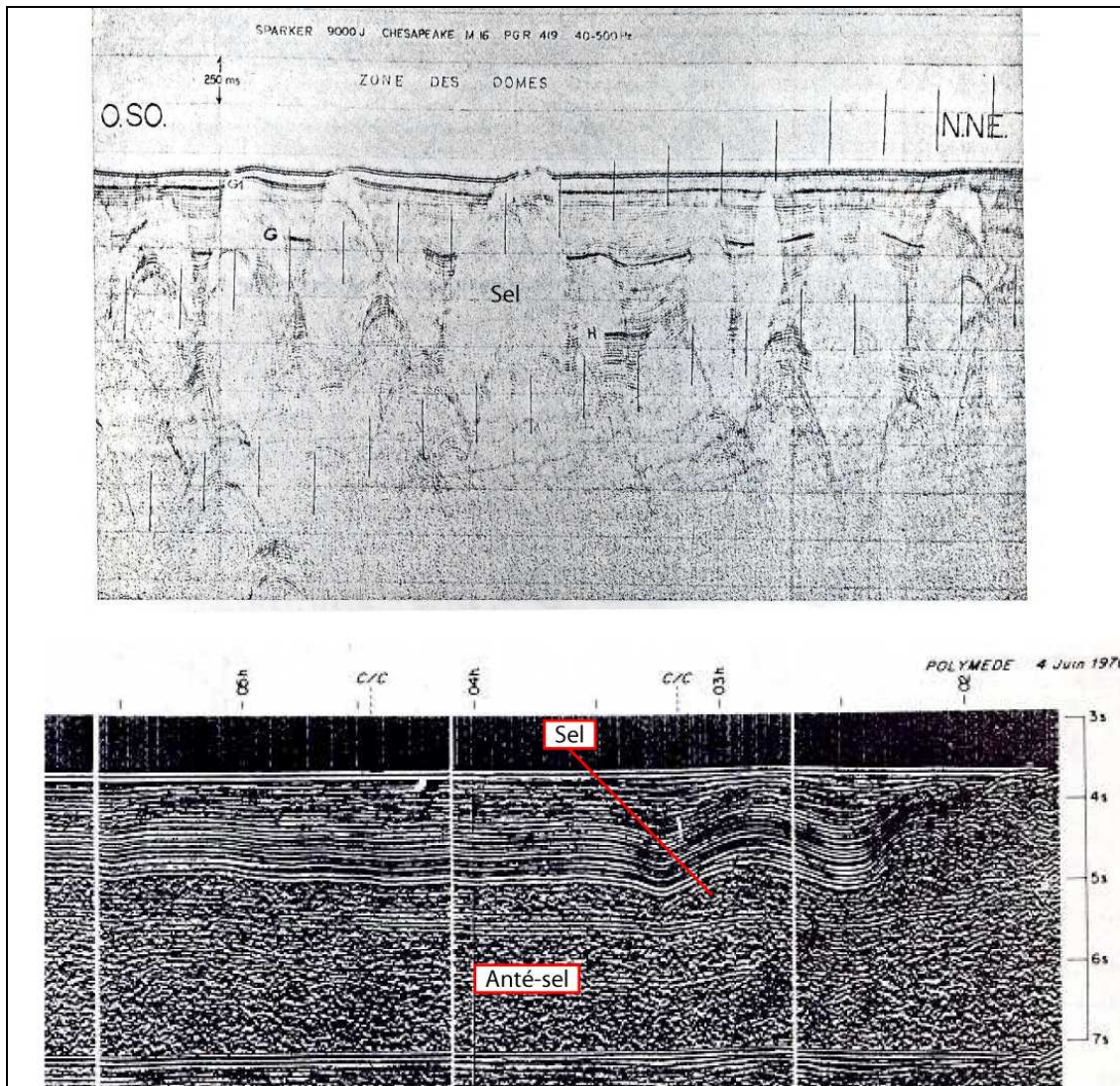


Figure III-1: En haut : premières observations des dômes de sel de Méditerranée en sismique (Leenhardt, 1968). En bas : Profil sismique de la campagne Polymède montrant des dépôts anté-salifères excluant une origine triasique de celui-ci (Auzende *et al.*, 1971).

Auzende *et al.* (1971) divisent la série sédimentaire du bassin profond en trois groupes de réflecteurs (Figure III-2) :

- le groupe supérieur Plio-Quaternaire (groupe 1),
- la couche salifère messinienne (groupe2) correspondant aussi à la « couche C » de Montadert *et al.* (1970)
- le groupe inférieur antérieur au sel (groupe 3)

A l'intérieur du groupe 2, les évaporites messiniennes sont ensuite décrites du haut vers le bas en trois unités (Ryan *et al.*, 1973) :

- une séquence évaporitique supérieure caractérisée par un réflecteur de forte amplitude (Mauffret, 1968) à son sommet, dénommé sous le terme « horizon M » (Ryan, 1969). Cette série sera également dénommée « évaporites supérieures » (Montadert *et al.*, 1978),
- une couche de sel massif (couche « fluante ») qui génère un diapirisme dans le centre du bassin
- une unité inférieure bien litée et de forte amplitude (réflecteurs « N »). Cette unité jamais forée, fut d'abord considérée comme un artefact de vitesse et ensuite dénommée sous le terme « évaporites inférieures » par analogie avec la trilogie évaporitique observée en Sicile (Montadert *et al.*, 1978).

Dans le bassin, ces unités messiniennes sont en concordance avec les séries sous jacentes (anté sel) et sus jacentes (pliocènes).

L'épaisse série messinienne (supérieure au millier de mètre) n'a été forée que dans sa partie supérieure (évaporites supérieures) dans le bassin profond. La limite inférieure restait hypothétique. Deux hypothèses principales vont être proposées à la suite du Leg 13 du forage DSDP pour expliquer la formation du sel dans le bassin méditerranéen.

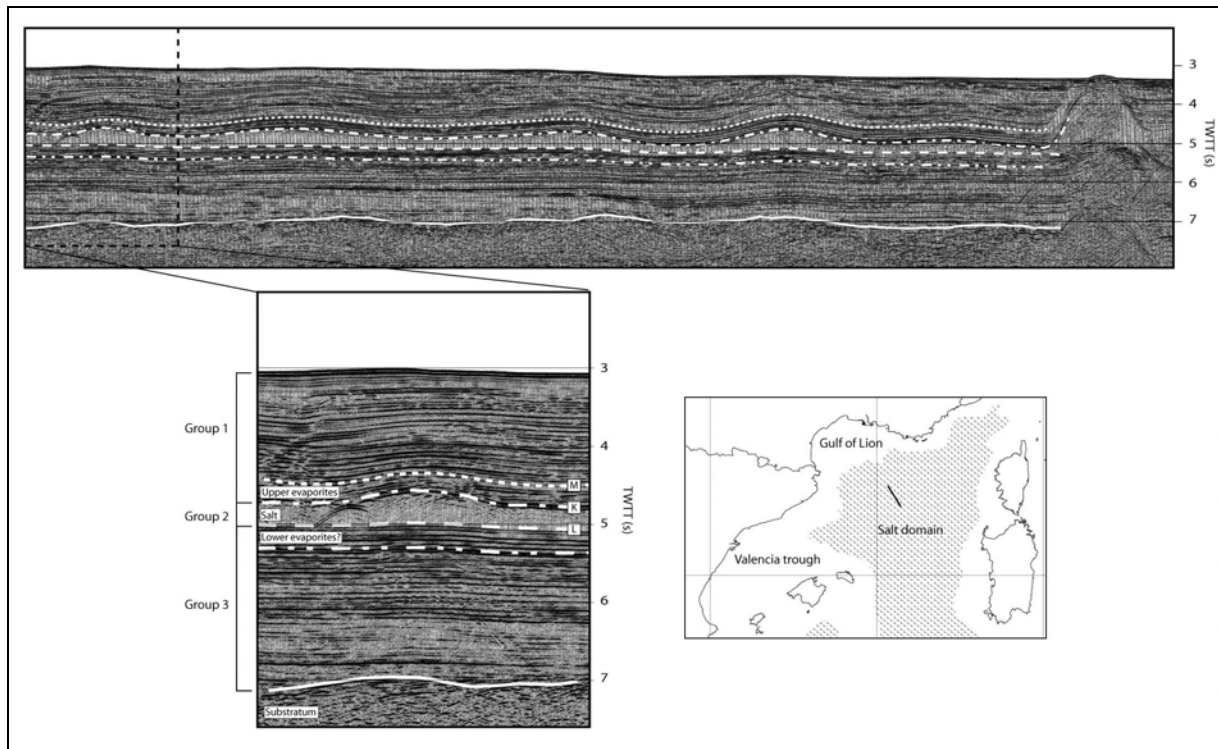


Figure III-2: Synthèse des terminologies des dépôts évaporitiques dans le bassin Liguro-Provençal

A.2. Premiers modèles et hypothèses associées

La crise de salinité est rapidement associée à l'isolement de la Méditerranée par rapport à l'Atlantique. Il est classiquement considéré que les évaporites précipitent sous une fine tranche d'eau ("*shallow-water, shallow basin model*", Ogniben, 1957) (Figure III-3). Cependant, peu avant la campagne DSDP du Leg XIII, certains auteurs proposent des modèles de précipitation d'évaporites en eau profonde ("*deep-water, deep basin model*", Schmalz, 1969). C'est après les résultats de cette campagne, que la notion d'un bassin « desséché » en relation avec les évaporites messiniennes de Méditerranée va être développée. Deux modèles, tout deux basés sur la formation d'évaporites sous une faible tranche d'eau vont alimenter les débats : le « *Shallow water, shallow-basin desiccation model* » (Nesteroff, 1973) et le « *Desiccated, deep basin model* » (Cita and Ryan, 1973; Hsü et al., 1973a; 1978b; Ryan, 1976) (Figure III-4).

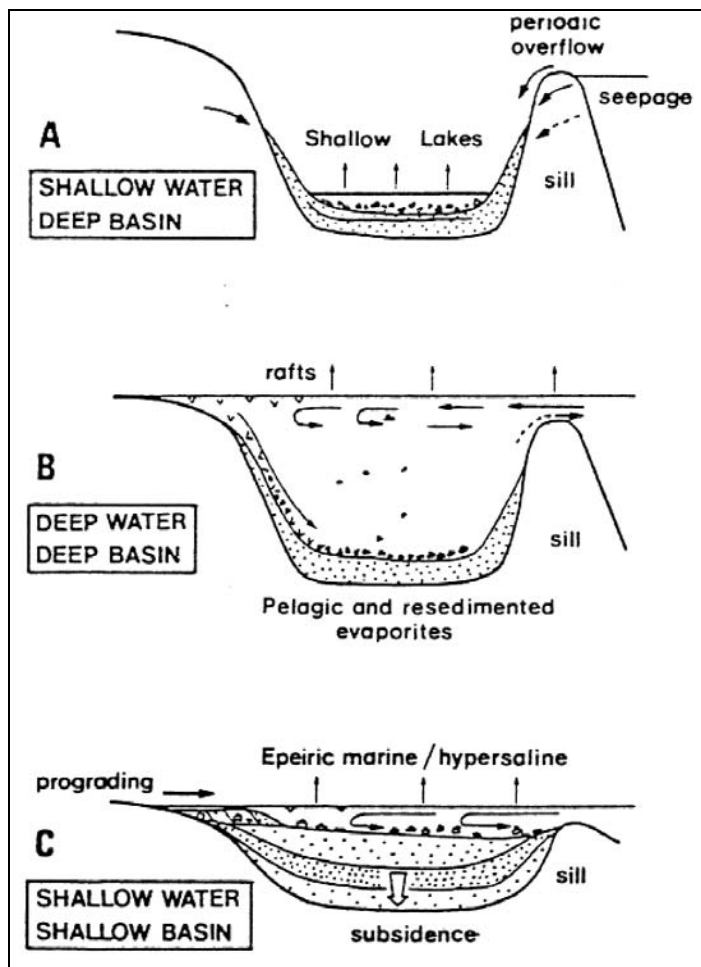


Figure III-3 : Illustration des principaux modèles de genèse des évaporites (Warren, 1989).

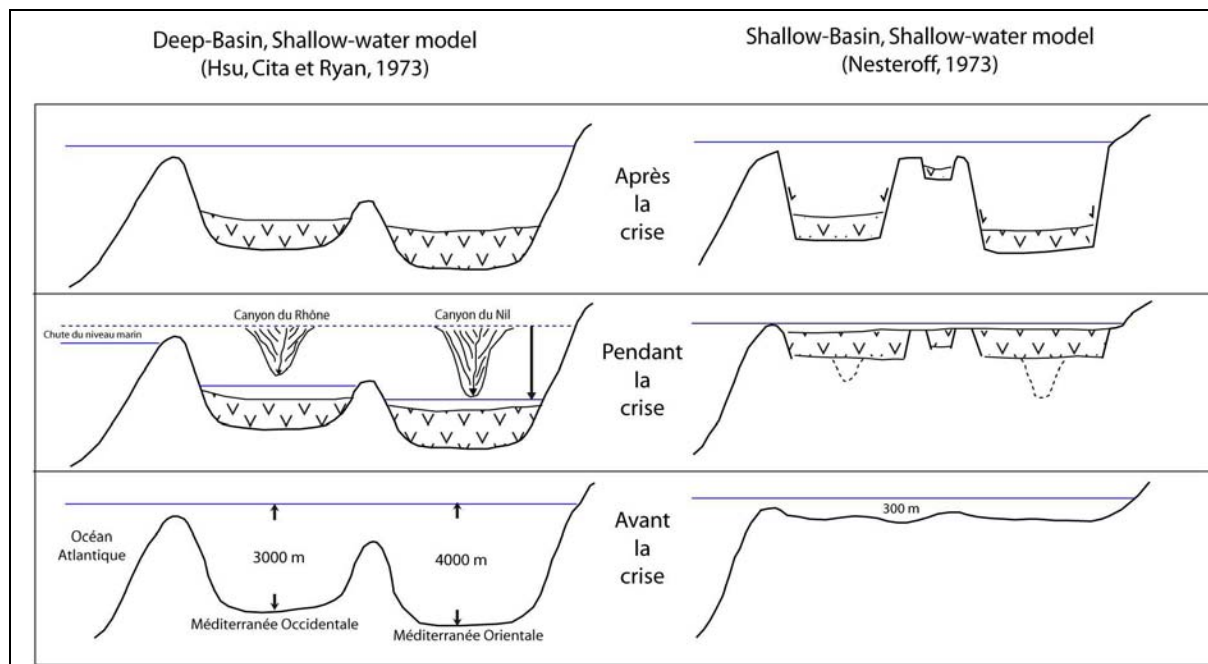


Figure III-4: Comparaison du “deep-basin, shallow-water model” et du “shallow-basin, shallow-water model”.

Le « *Shallow water, shallow-basin desiccation model* » (Nesteroff, 1973) propose l'existence d'un bassin peu profond (quelques centaines de mètres) avant la crise de salinité messinienne. Il s'appuie sur l'existence d'une tectonique verticale à partir du Pliocène qui permettrait l'approfondissement du bassin postérieurement au Messinien (Bourcart, 1962; Nesteroff, 1973; Rouchy, 1980; 1982a; 1982c; Stanley et al., 1974).

Le « *Desiccated, deep basin model* » (Cita and Ryan, 1973; Hsü et al., 1973a; 1978b; Ryan, 1976) propose l'existence d'un bassin profond de plus de 1500 m avant la crise messinienne et implique donc une chute du niveau marin de plus de 1500 m. Il est argumenté par la présence d'une faune marine dans les sédiments pre-messinien indicatrice de l'existence d'un bassin déjà profond avant la crise (Hsü et al., 1978a; Ryan et al., 1973).

Les questions fondamentales sur le déroulement de la crise de salinité messinienne sont alors posées : quelle est la profondeur du bassin avant la crise ? Sous quelle tranche d'eau se déposent les évaporites messiniennes ?

Ces deux hypothèses ont des implications bien plus générales sur la nature du bassin de Méditerranée Occidentale:

- Peut-il être assimilé à un bassin océanique de type Atlantique pour lequel sa profondeur augmente en fonction de son âge (Parsons and Sclater, 1977) ? Dans ce cas, au moment de la crise messinienne, le bassin aurait déjà une profondeur significative. Le « *Desiccated, deep basin model* » soutient cette notion de bassin océanique. En supposant que la tectonique est négligeable, seule une chute du niveau eustatique importante serait alors capable de produire une surface d'érosion telle que celle observée sur le pourtour méditerranéen.
- Ou alors s'agit-il d'un bassin non océanique où la tectonique verticale prédomine ? Cette hypothèse est soutenue par le « *Shallow water, shallow-basin desiccation model* ». Cette tectonique serait responsable d'un approfondissement du bassin profond et du soulèvement des bassins périphériques à partir du Pliocène (la révolution pliocène de Bourcart (1962)).

A.3. Les progrès considérables sur l'ampleur de la crise messinienne

Les marges méditerranéennes sont profondément incisées par la « surface d'érosion messinienne » (Cita and Ryan, 1978). Ce réseau est caractérisé en amont par de profonds canyons remplis de sédiments pliocènes tels que ceux décrits dans le Sud de la France (Clauzon, 1978; Clauzon, 1979; Clauzon, 1982) ou dans la vallée du Nil (Barber, 1981; Chumakov, 1973). Ces canyons sont cartographiés à terre sur des distances pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres.

L'existence d'incisions profondes dans les vallées du Nil et du Rhône ne peut être que le résultat d'une chute eustatique ou d'un soulèvement tectonique. Ces deux hypothèses supportent respectivement le « *Desiccated, deep basin model* » et le « *Shallow water, shallow-basin desiccation model* ».

Les travaux de Clauzon (1973; 1974; 1978; 1979; 1982) vont largement mettre en avant l'interprétation eustatique et l'acceptation du « *Desiccated, deep basin model* ». A partir de la position successive des alluvions du Rhône et de l'étude du profil longitudinal de celui-ci (Figure III-5), Clauzon estime cette chute du niveau marin à plus de **1500 m** au moins. La paléobathymétrie du bassin est estimée à **2500 m** pour les plaines bathyales du bassin de Méditerranée Occidentale, antérieurement à la crise de salinité messinienne.

Parallèlement, le « *Shallow water, shallow-basin desiccation model* » perd de la crédibilité du fait de la présence de la surface d'érosion messinienne tout autour de la Méditerranée. Ce qui impliquerait des mouvements de « yo-yo » inconcevables entre la plaque Afrique et la plaque Europe (Clauzon, 1982) si cela devait être attribué à de la tectonique. Cependant, l'existence d'indices de conditions marines ouvertes pendant la crise (Cita et al., 1978; Montenat et al., 1980) n'était toujours pas expliquée.

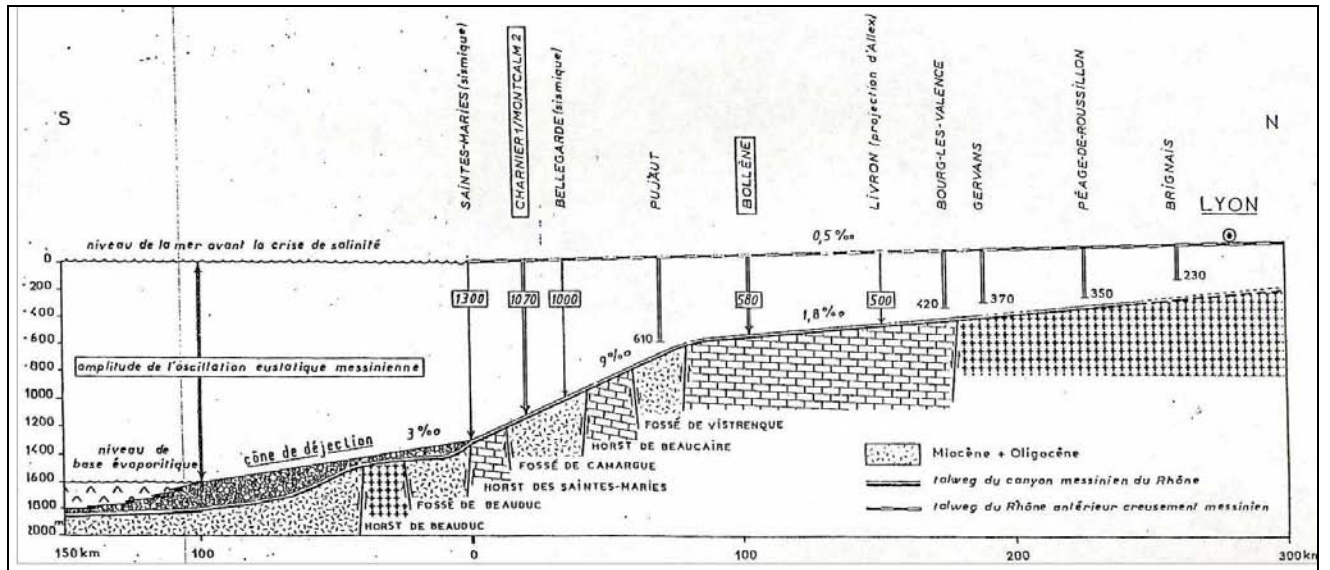


Figure III-5: Profil longitudinal du paléo-canyon du Rhône (Clauzon, 1982).

La crise de salinité messinienne met donc en jeu des volumes considérables tant au niveau de l'érosion qu'au niveau des dépôts dans le bassin. La vallée du Rhône en est un bon exemple (Figure III-6). L'espace occupé par la mer au Tortonien (avant la crise) se vide pendant le messinien et est ré-ennoyé au Pliocène (après la crise). Cela implique des transferts de sédimentation énormes qui doivent être évalués pour avoir une idée de leur influence sur les mouvements verticaux. L'hypothèse eustatique, pour être définitivement validée, a besoin de cette évaluation sur l'ensemble du profil longitudinal du Rhône jusqu'au domaine profond.

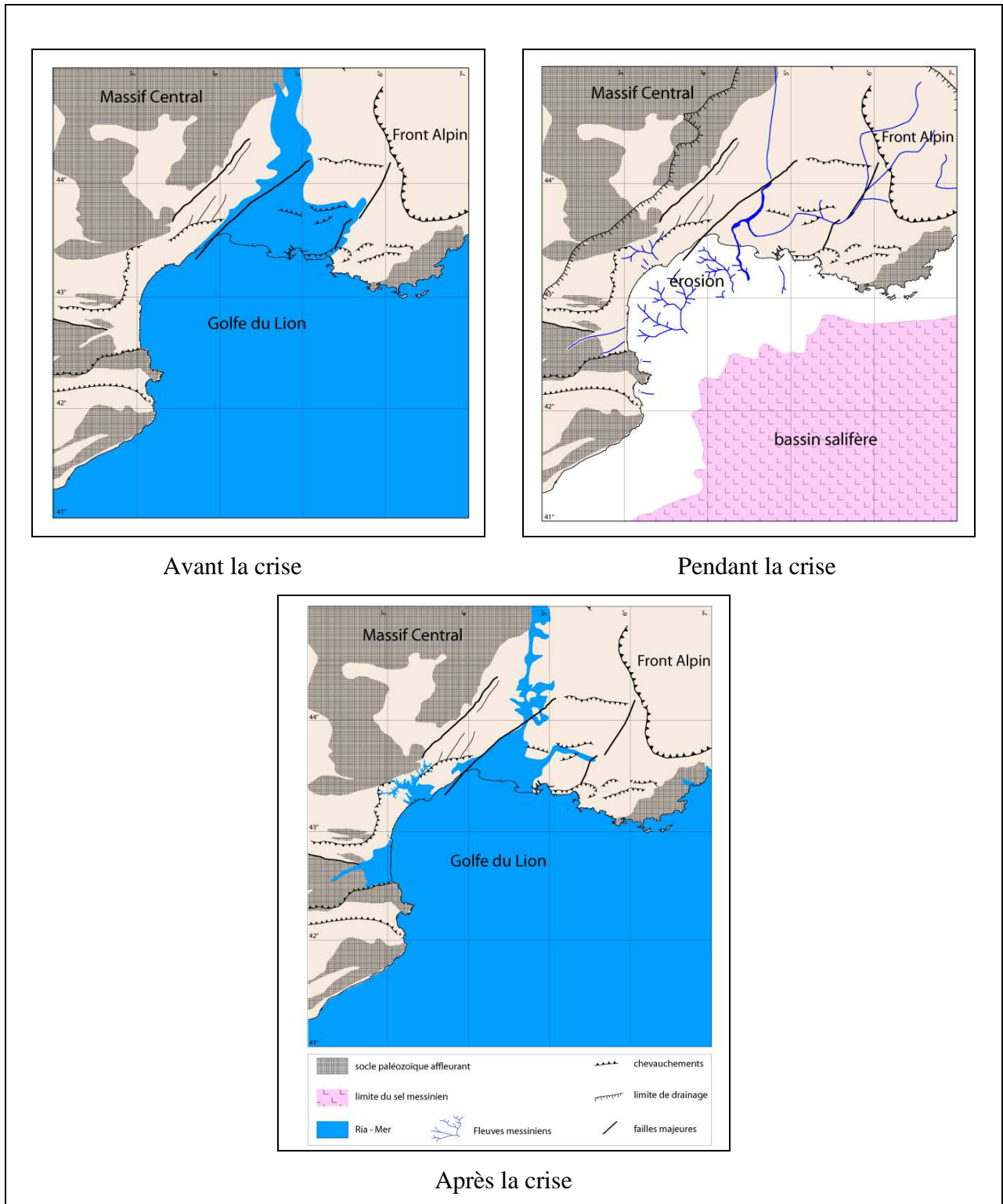


Figure III-6: Evolution du domaine marin avant (en haut à gauche), pendant (en haut à droite) et après (en bas) la crise de salinité messinienne. Il s'agit d'une compilation des travaux de Clauzon pour les rias pliocènes et de Besson (Besson et al., 2005) pour le trait de côte au Tortonien.

B. Les avancées récentes

B.1. L'étude des bassins onshore

a. Description

Les manifestations de la Crise de Salinité Messinienne ne sont pas les mêmes sur l'ensemble du pourtour méditerranéen. À la différence des plates-formes qui ont été exclusivement soumises à l'érosion (ex : plate-forme du Nil ou Rhodanienne), certains domaines ont enregistré une partie de l'évènement messinien sous la forme de séries évaporitiques ou carbonatées déposées au centre de bassins « périphériques ». Ces bassins sont une source importante du volume de publications sur la période messinienne puisqu'ils sont accessibles aux études de terrain. Leur position topographique actuellement plus haute que le bassin profond est un débat d'actualité.

Ces séries affleurent actuellement en Sicile dans le bassin de Caltanissetta (Butler et al., 1995; Decima and Wezel, 1973), au Sud de l'Espagne dans le bassin de Sorbas ou de Lorca (Conesa et al., 1999; Fortuin et al., 2000; Riding et al., 1998; Wrobel and Michalzik, 1999), en Italie du Nord (Vai and Lucchi, 1977), en Algérie, à Chypre (Orszag Sperber et al., 2000), au Maroc (Rouchy et al., 2003)...

Les séquences messiniennes pré-évaporitiques des bassins périphériques méditerranéens se caractérisent de bas en haut par une succession typique d'argiles bathyales surmontées par un terme constitué de marnes en alternance avec des niveaux à sapropels et laminites souvent cycliques. Cette cyclicité a été utilisée pour dater le début de la crise par l'apparition d'évaporites dans les bassins périphériques à 5.96 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999).

En ce qui concerne les formations salifères, on observe classiquement deux séries évaporitiques. Ces séries sont classiquement désignées comme séquences évaporitiques inférieure et supérieure.

Elles contiennent des surfaces d'érosion plus ou moins facilement identifiables qui font souvent l'objet d'interprétations chronostratigraphiques divergentes (par exemple, pour le bassin de Sorbas, (Fortuin et al., 2000; Riding et al., 2000; Riding et al., 1998)). Une surface d'érosion peut ainsi être décrite entre les évaporites inférieures et les évaporites supérieures

où au sommet de l'ensemble évaporitique. L'alternance de marnes/sapropels précédemment décrite passe ainsi généralement vers le haut à des diatomites et à une alternance d'évaporites et sapropels (Krijgsman et al., 1999).

Les constructions carbonatées sont largement développées dans les séries messiniennes périphériques de Méditerranée Occidentale. De nombreuses études décrivent cet environnement carbonaté et ses variations en relation avec l'événement messinien (Conesa et al., 1999; Cornée et al., 2005; Cornée et al., 2004; Münch et al., 2001; Rouchy and Saint Martin, 1992; Saint Martin and Rouchy, 1990). Cornée et al (2005) font une synthèse des plates-formes carbonatés de Méditerranée Occidentale. Ils ne proposent aucune variation majeure ni du niveau marin et ni du climat entre 7 et 5.6 Ma. L'événement principal de dessiccation aurait lieu à partir de 5.6 Ma et jusqu'à 5.32 Ma. Ils indiquent que les évaporites des bassins marginaux pourraient être contemporaines avec des dépôts d'environnement peu profond incluant des récifs de corail. Cela indiquerait un début de la Crise de Salinité Messinienne entre 6.0 et 5.7 Ma, résultat d'un changement majeur des circulation d'eau océanique.

Le bassin de Caltanisseta en Sicile est souvent pris comme référence pour comparer les bassins périphériques au bassin profond. Cependant, il faut noter que la position de ce bassin n'est pas clairement établie. Certains auteurs le considèrent comme un bassin périphérique (Butler et al., 1995; Clauzon et al., 1996), d'autres auteurs en font un fragment du domaine abyssal, exondé postérieurement par la tectonique (Krijgsman et al., 1999).

Une des questions fondamentales concernant la crise de salinité messinienne repose sur l'équivalence ou non des bassins périphériques et du domaine profond. Les dépôts évaporitiques de ces bassins sont ils synchrones du bassin profond ou non ? Ces questions sont fondamentales pour critiquer les modèles proposés (essentiellement basés sur des études de terrain réalisées sur les bassins périphériques).

b. Les modèles issus de l'étude des bassins onshore

Dans les années 90, de nouveaux modèles inhérents aux observations précédentes vont voir le jour. La préoccupation majeure de ces modèles est de faire le lien entre les séries messiniennes observées dans les bassins « périphériques » (séquences évaporitiques inférieure et supérieure, surface d'érosion), les séries messiniennes décrites dans le bassin « profond »

(éaporites inférieures, halite, éaporites supérieures), et la surface d'érosion observée sur les marges.

Deux groupes de modèles vont alors s'affronter (Figure III-7). Ces modèles diffèrent sur le synchronisme ou non de l'apparition des éaporites, c'est-à-dire le fait qu'elles se soient déposées partout en même temps ou non. En d'autres termes, un synchronisme signifierait que les éaporites des bassins périphériques se soient déposées en même temps que les éaporites du bassin profond.

➤ Les modèles diachrones

Une partie des auteurs (Butler et al., 1995; 1999; Clauzon et al., 1996; Riding et al., 1998) assume un diachronisme du dépôt des éaporites entre le bassin profond et les bassins « périphériques » assimilés à des bassins perchés peu profonds. Les éaporites se déposeraient sous une faible tranche d'eau dans les bassins périphériques alors que le milieu resterait marin dans le bassin profond. L'érosion principale observée dans les bassins marginaux et sur les marges méditerranéennes correspondrait au dépôt des éaporites du bassin profond.

Le modèle de Clauzon et al (1996) représente bien ces considérations. Il propose un scénario de la crise éaporitique en deux temps, forcés par deux chutes du niveau de base séparées par une brève remontée du niveau marin correspondant aux éaporites supérieures de Sicile. Ce scénario est contraint chronologiquement par la courbe des isotopes de l'oxygène :

- une première chute du niveau de base autour de 100 m est proposée de 5,75 à 5,60 Ma, corrélée avec les stades isotopiques glaciaux arctiques TG22 et TG 20 (Shackleton et al., 1995). Elle serait responsable de la précipitation des éaporites marginales (Sicile, Sorbas, Plaine du Po, Tyrrhénienne) dans des bassins plus ou moins isolés.
- la seconde phase (5.6 Ma à 5.32 Ma) impliquerait l'isolement du bassin méditerranéen et l'abaissement consécutif du niveau marin de 1500 m environ provoquant le dépôt des éaporites profondes dans le bassin et l'érosion sur les marges. Cette seconde phase s'achèverait par une remise en eau brutale du bassin méditerranéen.

Le modèle en deux temps permet de combiner deux caractères apparemment incompatibles des éaporites messiniennes : la présence d'une faune marine profonde et l'incision des canyons. En fait, les phénomènes seraient successifs ; la faune marine persiste pendant la phase éaporitique marginale (avant 5.6 Ma) et le creusement des canyons intervient seulement pendant la dessiccation du bassin profond (entre 5.6 et 5.32 Ma).

➤ Les modèles synchrones

Une autre partie des auteurs (Krijgsman et al., 1999; Lu, 2006) propose un synchronisme du dépôt des évaporites « périphériques » et profondes. Cette interprétation, basée sur des études réalisées dans les bassins périphériques implique le dépôt simultané des évaporites dans des tranches d'eau variables mais dont la concentration en saumures serait élevée, relançant ainsi le débat sur l'environnement de dépôt des évaporites. Ceci expliquerait la précipitation synchrone des évaporites dans tous les bassins à 5.96 Ma et le maintien d'une tranche d'eau supérieure à 200m dans les bassins de Sorbas et de Caltanisseta pendant la précipitation d'évaporites dans le bassin profond.

Krijgsman et al. (1999) argumentent un synchronisme des dépôts en faisant un inventaire des études biostratigraphiques sur des sections pré-évaporitiques astronomiquement datées en Méditerranée Occidentale (Sierro et al., 2001), Méditerranée Centrale (Hilgen and Krijgsman, 1999) et Orientale (Hilgen et al., 1995). Ils utilisent la cyclicité de ces séries (Figure III-8) pour dater l'apparition des évaporites sus-jacentes dans les bassins périphériques. Une large gamme d'événements de foraminifères planctoniques tortono-messiniens est synchrone dans tout le bassin (Krijgsman et al., 1999) et sert d'horizon-temps pour la stratigraphie. L'enregistrement astronomique montre que le premier lit de gypse recouvre un intervalle de stromatolites de 40-60 000 ans qui se corrèle avec une augmentation de l'amplitude de l'insolation à 5,96 Ma. Ces auteurs considèrent donc un synchronisme des dépôts évaporitiques les plus largement déposés à 5.96 Ma.

A l'inverse de Clauzon et al (1996), Krijgsman et al (1999) pensent que le glacio-eustatisme joue un rôle mineur dans les processus de restriction et d'isolation de la Méditerranée. En revanche, le début de la crise de salinité messinienne coïnciderait avec une augmentation de l'amplitude de l'insolation calée sur les cycles de précession. Ce qui suggérerait un rôle prééminent de la tectonique plutôt que de l'eustatisme pour la restriction des communications avec l'Atlantique.

Récemment, un troisième groupe d'auteurs (Rouchy and Caruso, 2006) a proposé un léger diachronisme entre les bassins périphériques et le bassin profond. Un compromis serait alors de considérer une chute majeure du niveau marin mais pas forcément une dessiccation complète du bassin profond. Ce qui n'est pas fondamentalement opposé aux modèles de dépôt des évaporites inférieures du centre du bassin méditerranéen en eau profonde (Benson and Rakic-el Bied, 1991; Hardie and Lowenstein, 2004; Lu, 2006).

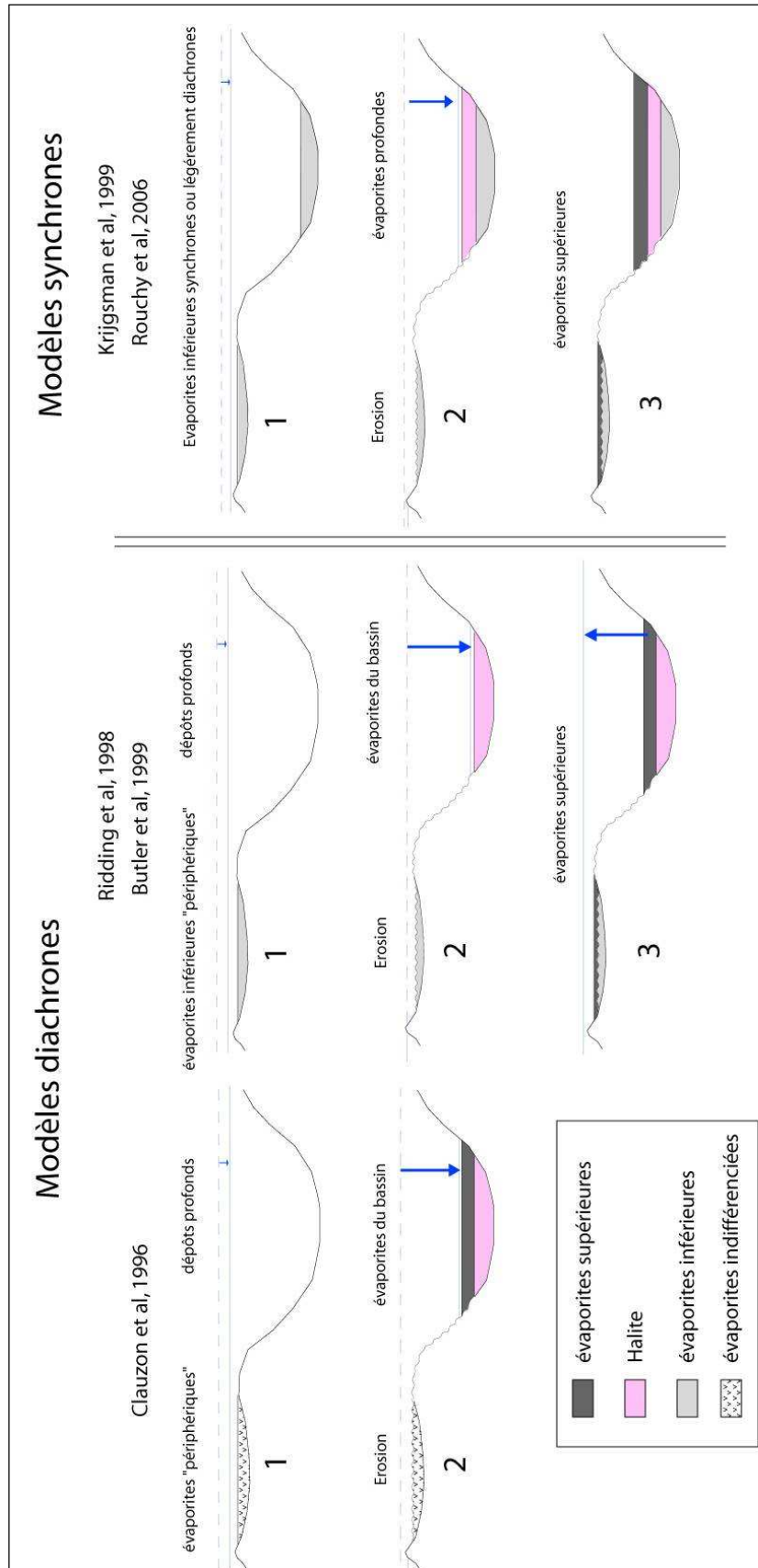


Figure III-7: Représentation simplifiée des modèles de dépôt des évaporites messiniennes. Les deux grands groupes de pensée sont représentés.

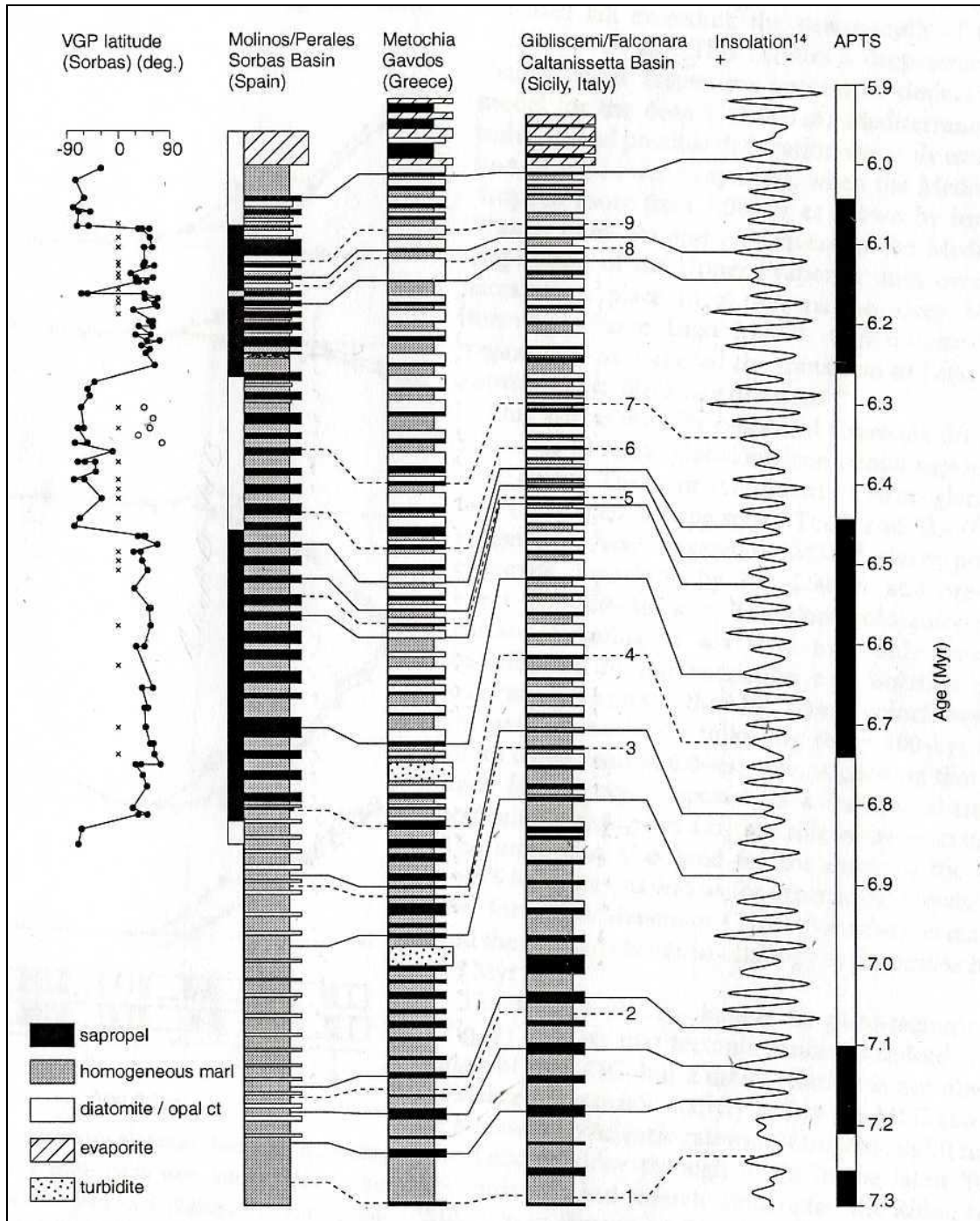


Figure III-8: Calibrage astronomique des séquences pré évaporitiques messiniennes (Krijgsman et al., 1999)

Tous ces modèles ont pour point commun d'être basés sur des observations de terrain réalisées dans les bassins périphériques. Il est important de noter que ces observations de terrain sont parfois contradictoires d'un auteur à l'autre, ce qui est le cas par exemple dans le bassin de Sorbas (Fortuin et al., 2000; Riding et al., 1999; Riding et al., 2000). Cependant, même si la position de la surface d'érosion reste discutée dans certains bassins périphériques, la datation du début et de la fin de la crise de salinité messinienne est très bien contrainte.

c. Chronologie générale de la crise

Jusqu'au début des années 90, la durée et la position chronologique de l'événement messinien demeuraient encore imprécises, l'approche paléontologique s'avérant inadéquate pour obtenir une résolution suffisante.

Récemment, des études de magnétostratigraphie (Gautier et al., 1994), de radiochronologie (Aharon et al., 1993; Roger et al., 2000), de téphrochronologie (Munch et al., 2006; Munch et al., 2001) et de cyclostratigraphie (Krijgsman et al., 1999) ont permis des avancées considérables en matière de datations. La chronologie établie à partir des séries messiniennes des bassins périphériques indiquerait que la crise de salinité Messinienne aurait débuté entre 5.7 Ma (Gautier et al., 1994) et 5,96 Ma (Krijgsman et al., 1999) par le dépôt d'évaporites dans des bassins méditerranéens périphériques et se serait achevée vers 5,33 Ma (Hilgen and Langereis, 1993) par la remise en eau de la Méditerranée et le retour aux conditions océaniques de mer semi-ouverte, soit une durée de 630 000 ans.

Le confinement de la Méditerranée Occidentale semble plus ancien. Des études récentes dans certains bassins espagnols (Fortuna, Lorca, Guadix-Baza et Grenade) seraient en faveur d'une fermeture précoce du corridor bétique et de l'émersion totale de celui-ci vers 7.8 Ma, bien avant le commencement de la Crise de Salinité Messinienne (Krijgsman et al., 1999; Seidenkrantz et al., 2000). Le corridor rifain constituait quant à lui un haut fond vers 7.2 Ma (Warny et al., 2003) et aurait été complètement émergé plus tardivement, vers 5.59 Ma pour Krijgsman et al. (1999), vers 5.4 Ma pour Warny et al. (2003). La présence de dépôts marins dans le bassin de Melilla jusqu'à 5.77 Ma témoignerait de la persistance de circulations entre l'Atlantique et la Méditerranée, à travers le corridor sud-rifain, jusqu'à cette date au moins (Münch et al., 2001).

d. Les conditions climatiques

Dès les années 1970, il était communément admis que les évaporites messiniennes s'étaient mises en place sous des conditions climatiques thermo-xériques (climat chaud et sec) impliquant une forte évaporation. Certains auteurs considéraient qu'un tel climat existait déjà avant le début de la Crise de Salinité Messinienne (Hsü et al., 1973b), tandis que d'autres pensaient que ces conditions climatiques s'étaient mises en place au Messinien et étaient à l'origine de la crise (Rouchy, 1982b). Des études palynologiques réalisées dans le bassin de Caltanissetta (Sicile) sur des dépôts datés du Miocène Supérieur au Pliocène Inférieur ont montré que, dès le Tortonien supérieur, l'ensemble du périmètre méditerranéen occidental connaissait un climat sub-aride similaire au climat actuel des rives de la Mer Rouge (Suc and

Bessais, 1990). Les conditions climatiques qui régnaient au Miocène terminal prédisposaient donc le bassin méditerranéen à l'évaporation, sans en être pour autant le facteur déterminant du déclenchement de la crise.

B.2. Les observations dans le domaine *offshore*

De nombreuses campagnes de sismique réflexion ont eu lieu dans le golfe du Lion, portant essentiellement sur la plate-forme et la pente. Le bassin profond demeurait jusqu'à ce jour relativement peu connu.

a. La surface d'érosion messinienne

La surface d'érosion messinienne est un des marqueurs principaux de la Crise de Salinité Messinienne. Elle représente un argument important en faveur d'un abaissement du niveau marin supérieur au millier de mètres durant le Messinien.

La morphologie de cette surface d'érosion a permis de mettre en évidence l'existence de paléo-réseaux fluviaux d'âge messinien à l'origine de l'érosion des marges (Barber, 1981; Genesseeux and Lefebvre, 1980; Gorini, 1993; Guennoc et al., 2000). La cartographie de la surface d'érosion messinienne montre clairement deux réseaux principaux : le réseau rhodanien et le réseau pyrénéo-languedocien (Figure III-9).

b. Les produits détritiques

Au débouché de l'érosion messinienne, il était logique de trouver les produits issus de cette érosion. Un des premiers systèmes détritiques documenté a été celui du Nil (Barber, 1981; Rizzini et al., 1978). Cet éventail messinien peut atteindre plus de 1000 m d'épaisseur. Il est constitué de sédiments fluvio-deltaïques accumulés dans le secteur amont, au-dessus de la surface d'érosion messinienne. Ces dépôts sont constitués de sables, de grès et de conglomérats intercalés avec des niveaux argileux. Dans le golfe du Lion, les dépôts détritiques sont restés inconnus pendant de nombreuses années. Ce paradoxe n'a été qu'en partie résolu ces dernières années, puisque seulement de petites quantités de sédiments potentiellement issus de l'érosion ont été décrits (Lofi, 2002; Lofi et al., 2005).

Figure III-9: Carte des isobathes de la surface messinienne du golfe du Lion. On peut voir le tracé des fleuves messiniens pyrénéo-languedociens à l'ouest et rhodaniens à l'est (Guennoc et al., 2000).

←

En Méditerranée occidentale, les éventails détritiques messiniens mis en évidence sont les suivants (Figure III-10) :

- En mer Ligure, au large du Var, un éventail de taille beaucoup plus réduite que l'éventail du Nil a été cartographié (Savoye and Piper, 1991). Il serait constitué de sédiments deltaïques accumulés parallèlement au dépôt des évaporites supérieures dans le bassin. Au-dessus, une unité conglomératique épaisse d'une trentaine de mètres, déposée dans l'axe des *thalwegs* messiniens, se serait mise en place pendant la transgression marine accompagnant l'achèvement de la crise.
- Des dépôts détritiques ont également été identifiés et cartographiés à l'Ouest de la Sardaigne (Sage et al., 2005) et de la Corse. Ils seraient organisés en prismes progradant vers le bassin et reposeraient, en amont, sur la surface d'érosion messinienne. Au-dessus, une unité fortement réflective en sismique, qui se termine en biseau progressif sur la marge, est observée dans l'axe des canyons. Les auteurs interprètent ces dépôts comme contemporains de la remise en eau du bassin à l'achèvement de la crise. Ils pourraient correspondre à l'unité conglomératique observée par Savoye et Piper (1991) au large du var.
- Au large de la plate-forme du golfe du Lion, en pied de pente, une unité au faciès sismique chaotique a été localement observée sous les évaporites supérieures et le sel par Dos Reis (2001). La cartographie de ces dépôts au faciès chaotique a ensuite été réalisée par Lofi (2002). Observés sous la pente et le glacis, ces sédiments sont organisés en deux éventails détritiques orientés NW-SE (l'éventail du Languedoc-Roussillon à l'est et de la Rascasse à l'ouest) et qui deviennent coalescents en pied de pente. Dans la partie amont de ces édifices, les dépôts ont une extension latérale restreinte et sont limités au remplissage des dépressions messiniennes creusées sur la pente. Dans la partie aval des éventails (Figure III-11), les produits détritiques sembleraient passer latéralement au toit des évaporites inférieures. Ils sont surmontés par le sel et les évaporites supérieures transgressives (Lofi, 2002).

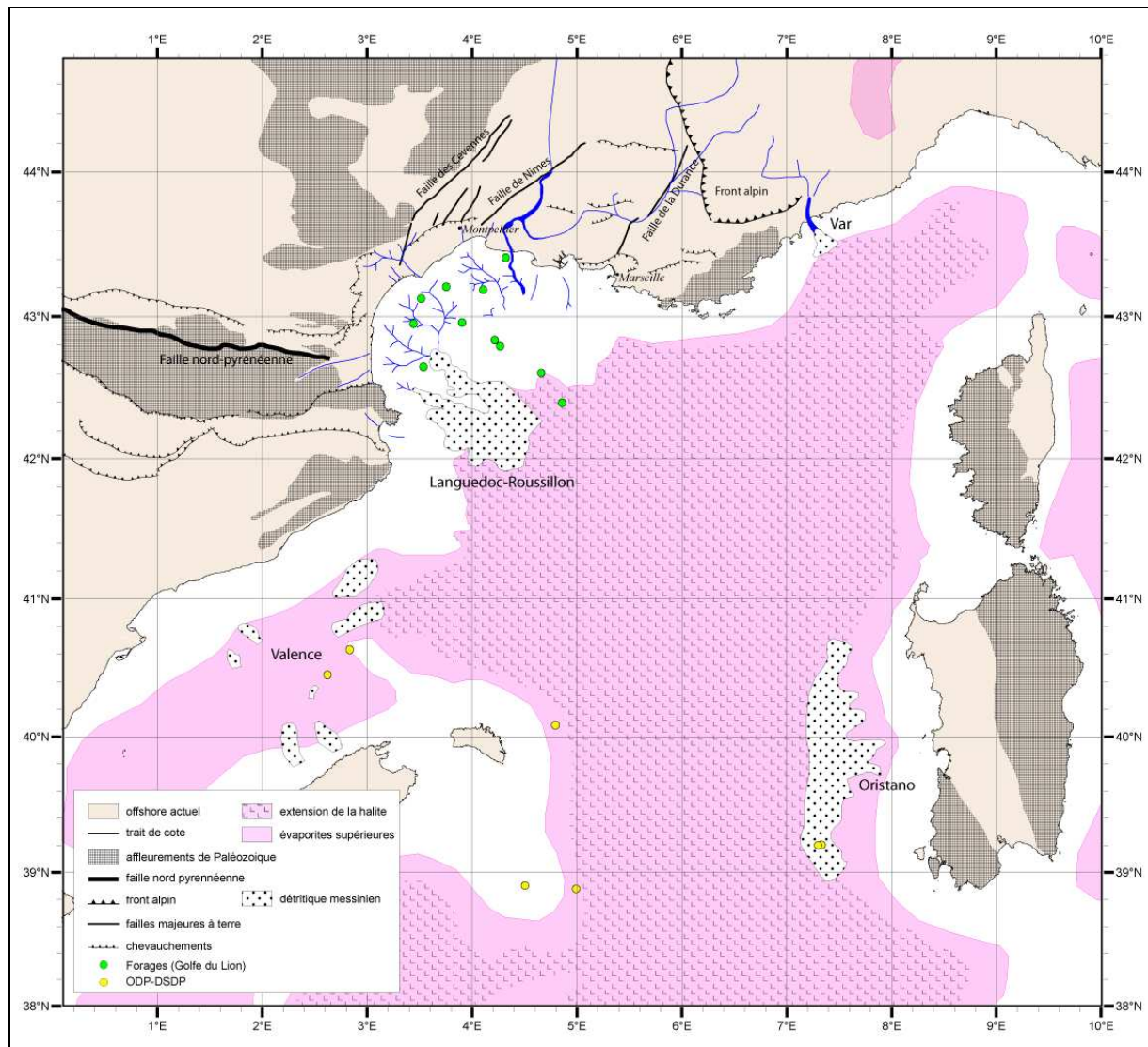


Figure III-10 : Position de différents éventails détritiques messiniens décrits jusqu'à aujourd'hui. Ces éventails se situent au débouché du Var messinien (Savoie and Piper, 1991), en Sardaigne (Sage et al., 2005), dans le golfe du Lion (Lofi et al., 2005) et dans le bassin de Valence (Maillard et al., 2006).

Lofi (2002; 2005) a réalisé une comparaison entre le volume érodé sur la plate-forme pour la partie Languedoc-Roussillon et le volume des éventails détritiques observés en aval (Figure III-12). L'auteur trouve **un volume minimal érodé d'environ 3000 Km³ pour un volume déposé compris entre 900 et 1400 Km³, soit 2 à 3 fois moins que le volume estimé pour l'érosion.**

Pour expliquer cette différence, Lofi (2002) introduit des déstabilisations gravitaires qui auraient pu entraîner les produits érodés dans le bassin profond sous la forme de turbidites (Lofi et al., 2005).

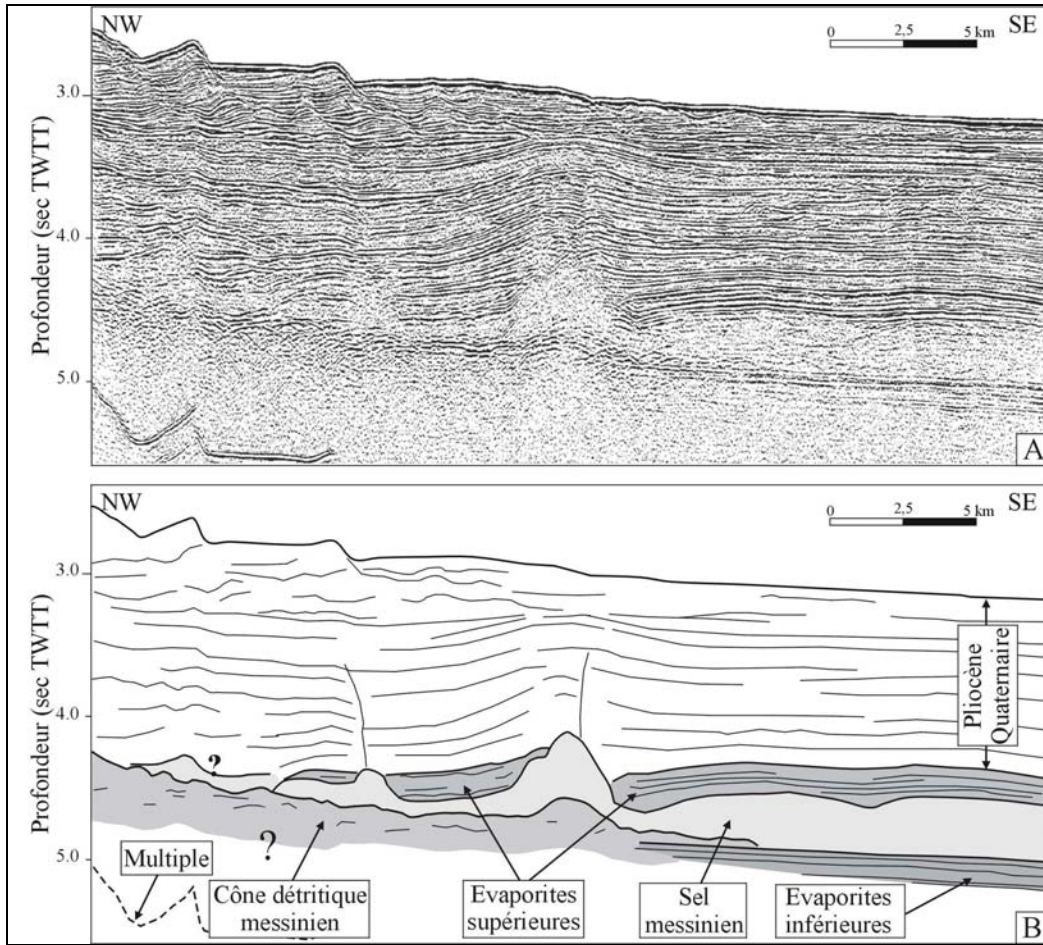


Figure III-11 : Profil sismique et son interprétation montrant le passage latéral des produits détritiques dans le golfe du Lion avec les évaporites du bassin (Lofi et al., 2005).

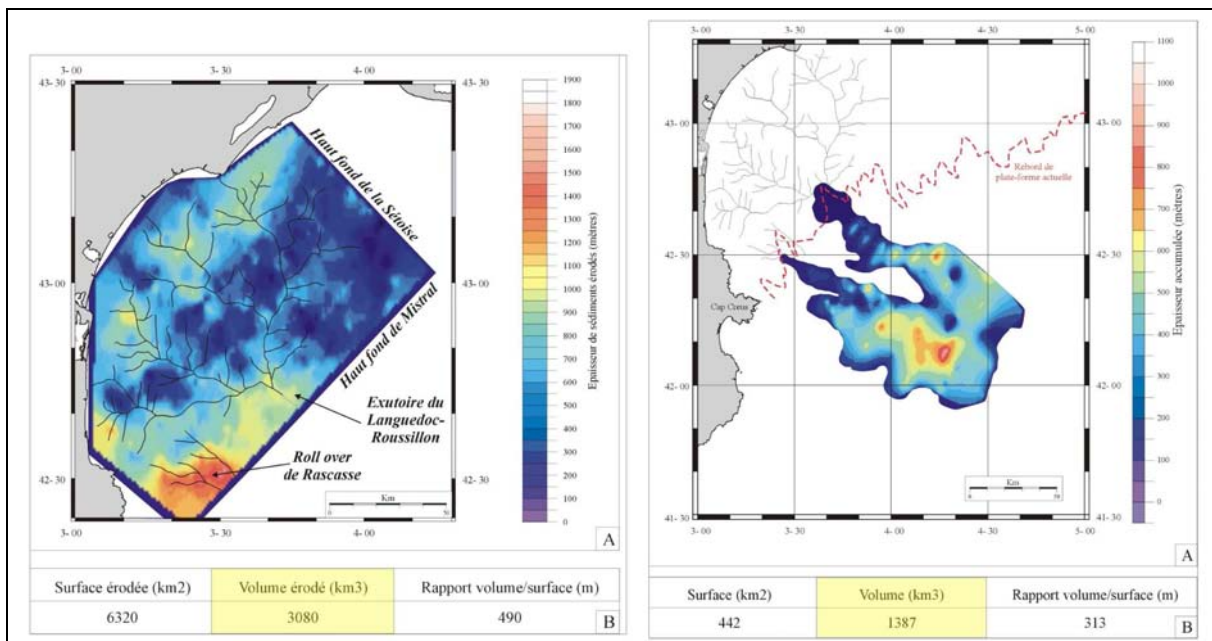


Figure III-12: Comparaison des volumes érodés par les fleuves pyrénéo-languedociens et du volume de l'éventail déritique pyrénéo-languedocien (Lofi et al., 2005).

c. Les évaporites profondes

Les principales études sur les évaporites du bassin profond proviennent des leg XIII et XLII des campagnes DSDP (Hsü et al., 1978a; Ryan et al., 1973). Cependant, seule la partie supérieure des évaporites a été forée. D'autres observations ont décrit les faciès sismiques des séries situées sous le sel « fluant » mais la nature et l'âge de ces séries reste hypothétique.

La série évaporitique messinienne est donc souvent décrite comme l'addition des évaporites supérieure et du sel « fluant ».

La série évaporitique messinienne serait ainsi épaisse de 2000 à 2500 m en Méditerranée orientale et de plus de 1500 m dans la partie occidentale (Montadert et al., 1970). Contrairement au domaine de plate-forme où une surface d'érosion sépare les sédiments miocènes des sédiments plio-quadernaire, le domaine de bassin profond montre une concordance entre les séries miocènes sous-jacentes et les séries pliocènes sus-jacentes. L'absence de surface d'érosion au toit des évaporites supérieures dans le centre du bassin profond témoignerait de l'immersion constante des plaines abyssales sous une tranche d'eau suffisante au cours de la crise. Plusieurs observations récentes soulignent cependant le caractère érosif du toit des évaporites supérieures dans le bassin de Valence (Maillard et al., 2006) et en Sardaigne (Sage et al., 2005).

L'évaporation d'une tranche d'eau de 1000 mètres ne donnerait qu'une couche de halite d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Or, dans certains points de la Méditerranée, on enregistre des accumulations de près de 1000 mètres d'évaporites messiniennes. Il faut donc admettre un renouvellement régulier des eaux par l'océan ouvert, rechargeant le système en sels et permettant des dépôts répétés d'évaporites. Le dépôt massif d'évaporites nécessite donc plusieurs cycles évaporitiques ou une alimentation continue en eaux salées.

C. Conclusion

C.1. Les questions d'actualité

En plus des datations du début et de la fin de la crise dans les bassins périphériques, les auteurs semblent s'accorder sur l'importante profondeur du bassin avant la crise et sur l'existence d'une chute eustatique de grande ampleur pendant la crise de salinité messinienne. Cependant d'autres questions restent en suspend. Quand intervient la chute, avant ou après le dépôt des évaporites du bassin profond ? Sous quelle tranche d'eau se sont déposées les évaporites ? Quel est le lien entre les bassins périphériques et le bassin profond ? Quel est le rôle du glacio-eustatisme ?....

Ces questions ont des implications directes sur la comparaison entre bassins périphériques et bassin profond. Comme nous l'avons vu, les bassins périphériques sont relativement bien connus, contrairement au bassin profond. C'est avant tout sur eux que reposent ces modèles d'évolution. Il est donc nécessaire de mieux connaître le bassin profond pour pouvoir le comparer aux bassins périphériques.

C.2. Intérêt de la crise de salinité messinienne pour l'étude du bassin Provençal

La crise de salinité messinienne, par son ampleur, a certainement eu des conséquences importantes sur les mouvements verticaux du bassin. Une érosion des marges et le dépôt d'évaporites dans le bassin a en effet dû déplacer des volumes sédimentaires importants.

La connaissance des épaisseurs mises en jeu, des paléobathymétries messiniennes et de l'âge des séries est impérative pour l'étude de la subsidence du bassin profond.

Comme le précisait Clauzon (1982) pour l'évaluation de la profondeur du bassin avant la crise : « la topographie de ravinement sous-jacente au cône de déjection, le cône de déjection lui-même et ses relations d'aval avec les évaporites doivent être précisées ». Cette remarque résume bien l'apport de l'étude du bassin profond et de ses géométries.

C.3. Les atouts du golfe du Lion dans l'étude du Messinien

La Méditerranée Occidentale (Figure III-13) est située entre l'Atlantique et la Méditerranée Orientale. Elle est actuellement reliée à l'Atlantique par le détroit de Gibraltar et à la Méditerranée Orientale par le détroit de Sicile. Il s'agit donc d'une zone d'étude privilégiée directement influencée par la fermeture des corridors bétique et rifain au Miocène supérieur et

par l'ouverture du détroit de Gibraltar à la fin de la crise de salinité messinienne. La Méditerranée occidentale est ainsi le siège de nombreuses études, tant sur le domaine *onshore* (évaaporites de Sicile, d'Italie, d'Espagne, d'Afrique du Nord..) que sur le domaine *offshore* (Mer d'Alboran, bassin Sud-Baléares, Mer Ligure, bassin de Valence, bassin Provençal, mer Tyrrhénienne).

Parmi tous les sous-bassins de Méditerranée occidentale, le bassin Provençal, et plus particulièrement le golfe du Lion, est l'une des seules zones peu déformée par la tectonique où est enregistré l'ensemble de la crise de salinité messinienne. Le golfe du Lion est en effet caractérisé par une subsidence continue et une pente relativement faible, ce qui a permis aux sédiments de se déposer et d'être les témoins de l'événement messinien.

Cette remarquable configuration nous permet de décrire les géométries de dépôt, de la périphérie érodée du bassin jusqu'à son centre où la conformité des séries suggère une continuité de dépôts. Ces observations pourront ainsi apporter des éléments importants de comparaison avec les bassins « périphériques » et des informations sur les effets de la crise de salinité messinienne à l'échelle du bassin méditerranéen.

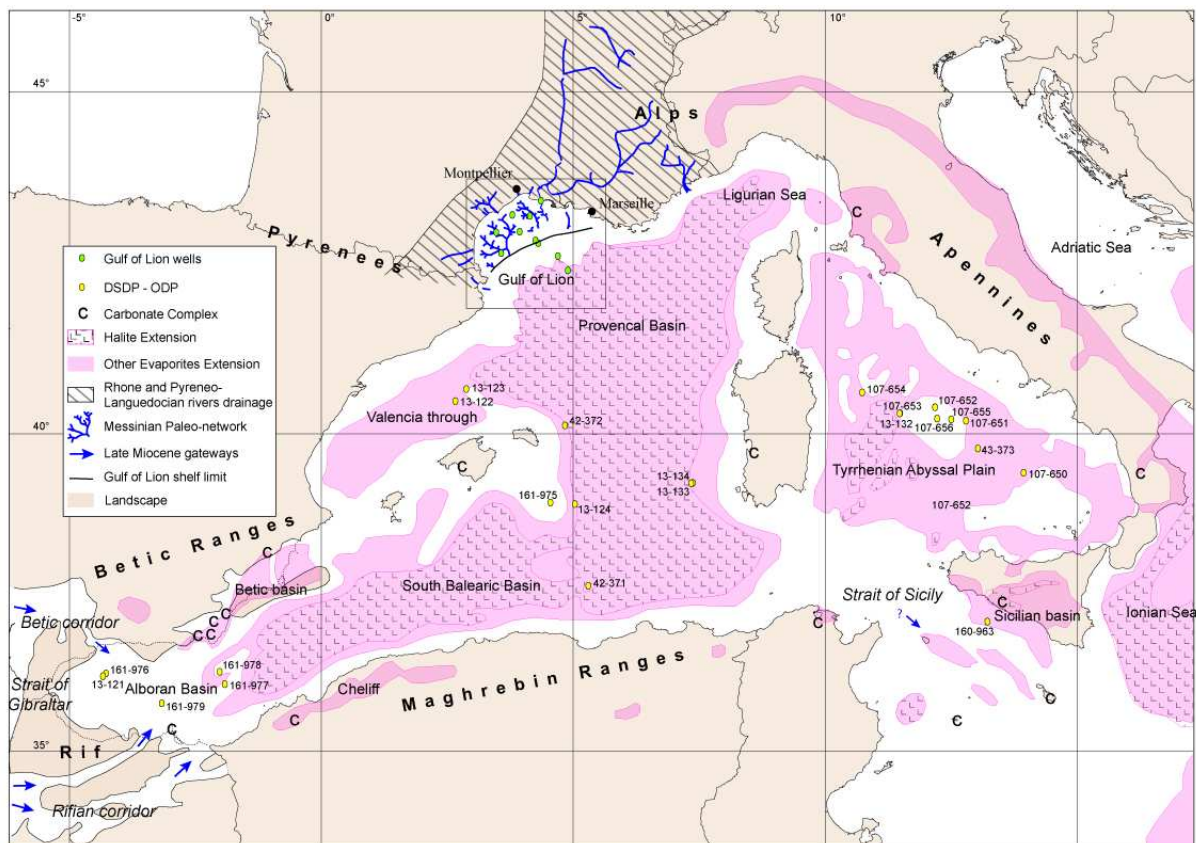


Figure III-13: Localisation des évaporites messiniennes (halite et évaporites supérieures) en Méditerranée Occidentale. Modifiée de (Montadert et al., 1978) et de (Rouchy and Caruso, 2006). Les corridors bétique et rifain sont tirés de (Martin et al., 2001).

DEUXIEME PARTIE : DESCRIPTION

Dans cette seconde partie nous allons d'abord présenter les données et la méthode de travail utilisée (Chapitre IV). Ensuite, nous décrirons ces données. Pour cela, nous avons divisé la stratigraphie de la marge en plusieurs grands ensembles (Figure d'introduction).

Tout d'abord, le réceptacle sédimentaire, que nous avons différencié sous la forme de deux types de substratum (substratum 1 et substratum 2).

Ensuite les premiers sédiments déposés sur ce substratum (premiers dépôts).

Au dessus de ces premiers dépôts, nous avons identifié une plate-forme miocène progradante. Cette plate-forme miocène est tronquée vers le bassin par une surface d'érosion sur laquelle repose le dernier ensemble sédimentaire que nous décrirons : le biseau sédimentaire miocène terminal.

Ces unités miocènes sont tronquées à leur toit par deux surfaces d'érosion (érosion 1 et 2 du Miocène terminal) distinctes par leur géométrie. Ces deux surfaces principales sont à mettre en relation d'une part avec l'érosion des marges et le dépôt d'évaporites dans le bassin qui se sont produits au Messinien ; d'autre part avec une remontée en deux temps postérieure à la crise de salinité Messinienne. L'ensemble plio-quaternaire est sus-jacent tantôt à l'érosion 1 messinienne, tantôt à l'érosion 2, tantôt aux évaporites du bassin.

Dans le chapitre V nous décrirons ainsi le substratum, les premiers dépôts et la plate-forme Miocène. Dans le chapitre VI, nous décrirons le Miocène supérieur et ses relations avec la crise érosive et la crise de salinité au Messinien.

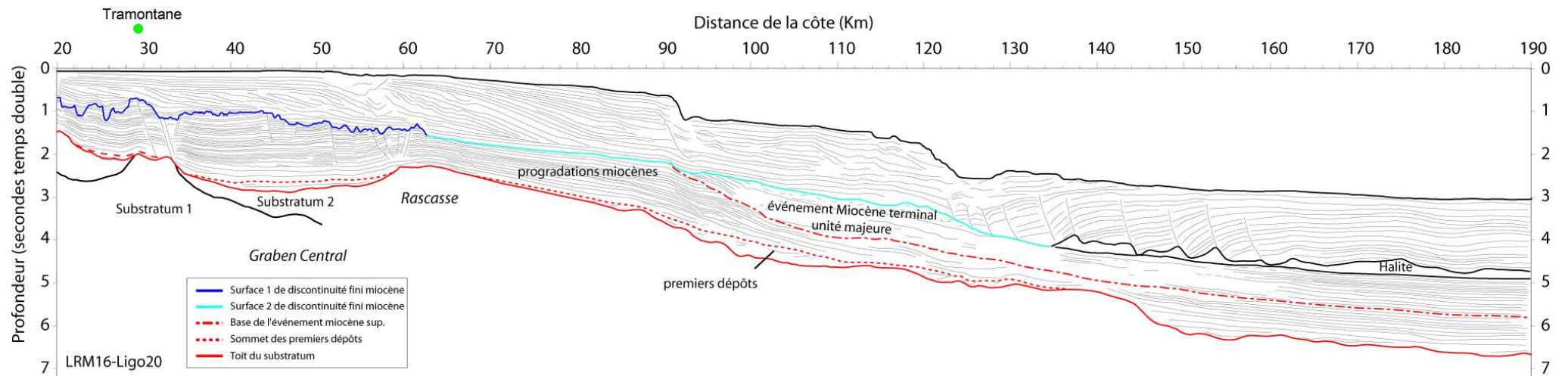


Figure d'introduction de la deuxième partie : Line Drawing perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. Le substratum et la série miocène seront décrits dans le chapitre V. L'événement miocène terminal et les érosions qui scellent la série miocène seront décrits dans le chapitre VI. Position sur la Figure V-1 et la Figure V-2

CHAPITRE IV: DONNEES-METHODE DE TRAVAIL

A. Données

Les données que nous avons utilisées dans cette étude sont principalement les données de sismique réflexion, de forage et de sismique réfraction. Les données de sismique réflexion de résolution pétrolière nous donnent une vision globale des géométries à l'échelle de la marge. Les forages nous renseignent sur la nature des sédiments forés, l'environnement de dépôt et l'âge des séries. Les ESP (Expanding Spread Profiles) nous donnent des indications de vitesse des ondes sismiques dans les sédiments et la croûte.

A.1. Sismique réflexion

De nombreuses campagnes de sismique industrielle et universitaire ont été réalisées dans le golfe du Lion depuis de nombreuses années. Ces données sont extrêmement variées, de la sismique très haute résolution à la sismique grand angle de forte pénétration.

La première synthèse des données industrielles a été réalisée par Gorini (1993). Depuis, aucune étude n'avait pu bénéficier de l'ensemble des données pétrolières.

Cette thèse, co-financée par le CNRS et l'Ifremer s'intègre dans le chantier « golfe du Lion » du GDR « Marges ». Un partenariat avec TOTAL nous a permis de rassembler et de mettre en forme une base de donnée sismique unique avec l'aide de Jean-Loup Rubino et de Jacqueline Camy-Peyret (TOTAL, PAU).

Les principales campagnes de sismique industrielle réalisées depuis les années 80 ont ainsi été mises à notre disposition. A ces campagnes s'ajoutent les profils ECORS et la sismique acquise par IFREMER lors de la dernière campagne SARDINIA (Figure IV-1). L'analyse de toutes ces données s'est également appuyée sur quelques profils sismiques haute résolution acquis par IFREMER.

Ces données sismiques peuvent être classées en trois grands ensemble, en fonction de leur pénétration :

- le premier ensemble comprend la sismique ECORS (De Voogd et al., 1991) et SARDINIA (Olivet et al., 2004). Ces profils ont la plus grande pénétration et nous permettent de réaliser des observations jusque dans la croûte. Le passage d'une croûte épaisse à une croûte amincie n'est observable que sur ce type de sismique.

- Le second ensemble comprend la sismique industrielle réalisée depuis 1980 (LIGO, GL, MF, LRM, RM, SW, MDT, MAP, MEDS). Cette sismique ne pénètre pas autant dans la croûte que le groupe précédent. Des observations précises peuvent néanmoins être réalisées à la base de la croûte et sur toute la colonne sédimentaire.
- Le troisième ensemble comprend la sismique de plus haute résolution (HR 80 et 81). Elle permet des observations plus détaillées mais avec une pénétration plus faible que les autres sismiques disponibles. Ces observations concernent le Messinien dans notre étude.

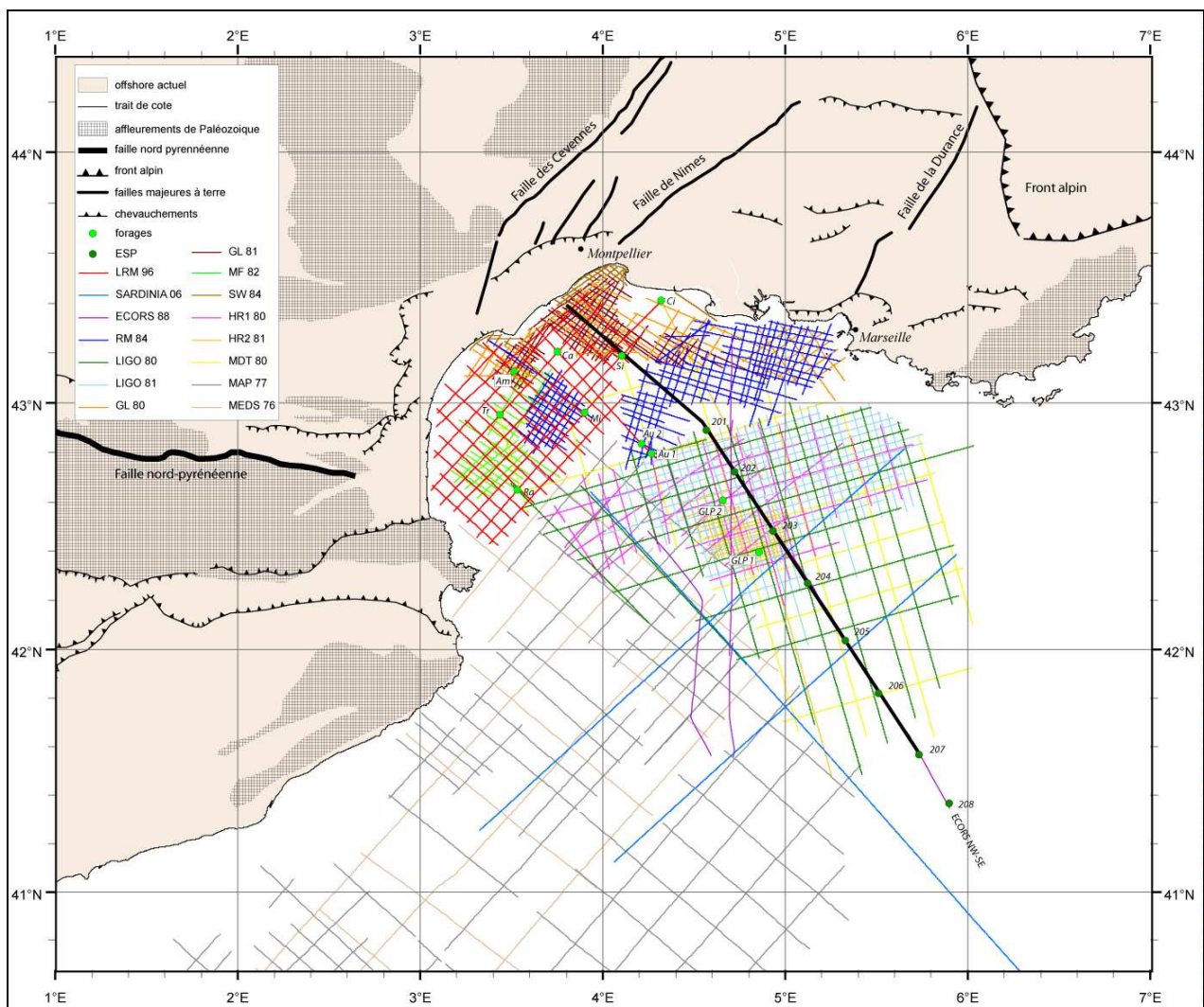


Figure IV-1 : Plan de position de la sismique, des forages et des ESP (Expanding Spread Profiles) utilisés dans cette étude.

En plus de toutes ces données, un partenariat avec la société MELROSE nous a permis des observations capitales sur la morphologie du substratum et sur les faciès de détail du Messinien. Les données récentes (auxquelles ils nous ont donné accès fournissent en effet une

très grande qualité d'observation non seulement sur la colonne sédimentaire mais également dans la croûte.

A.2. Forages

L'interprétation des données sismiques s'est appuyée sur les données de 9 forages réalisés entre 1969 et 1985 dans le golfe du Lion. Sept d'entre eux sont localisés sur la plate-forme. Les deux autres, Autan et GLP2, sont implantés respectivement sur la pente et le glacis (Figure IV-1). Nous disposons pour certains d'entre eux des données de diagraphie et des rapports de sondage. Cravatte et al (1974) ont réalisés une étude de stratigraphie et de sédimentologie pour les forages Autan 1, Mistral, Tramontane et Sirocco. Une analyse micropaléontologique nous permet également d'avoir des indications sur les environnements de dépôt des séries forées. Les figures relatives à ces forages se trouvent en annexe du mémoire.

A.3. Sismique réfraction

L'étude de Pascal et al (1993) sur les ESP (Expanding Spread Profiles) nous fournit des indications de vitesse dans les sédiments et la croûte. Cette étude nous permet d'estimer l'épaisseur des séries du bassin profond. Une synthèse de ces interprétations est disponible en annexe.

B. Préparation des données

Les données sismiques mises à notre disposition par TOTAL se présentaient sous format SEG Y ou sous format PAPIER. Il s'agit de données migrées en temps. Plusieurs étapes de préparation ont été nécessaires avant de pouvoir les exploiter complètement.

B.1. Mise en œuvre du plan de position

Le premier travail de préparation a été de réaliser un plan de position précis de toutes les navigations des profils sismiques. Une harmonisation de la base de donnée dans une projection unique a été réalisée. Toutes ces données ont été intégrées dans un SIG.

B.2. Conversion des profils papiers en Segy

Une deuxième étape a consisté à convertir les profils disponibles au format papier en un format numérique (SEG Y). L'intérêt de cette conversion est de pouvoir utiliser la sismique dans divers logiciels et même de réaliser si besoin un traitement supplémentaire de la donnée

sismique. Cette procédure a été réalisée avec la collaboration de Daniel Aslanian et Frauke Klingelhofer (IFREMER), Juan Baztan (Univ. Brest) et Estelle Leroux (Univ. Brest).

La procédure de conversion (Figure IV-2) consiste dans un premier temps à scanner les profils papier de façon à obtenir un format TIFF. Ces profils sont ensuite coupés dans leurs limites inférieures et supérieures des échelles verticale (du 0 de l'acquisition à la profondeur désirée) et horizontale (du premier au dernier tir ou CDP).

Les données TIFF découpées et la navigation correspondante sont alors utilisées avec les programmes SU (Seismic Unix). Ces programmes sont développés par le « Center for Wave Phenomena (CWP) » à la « Colorado School of Mines ».

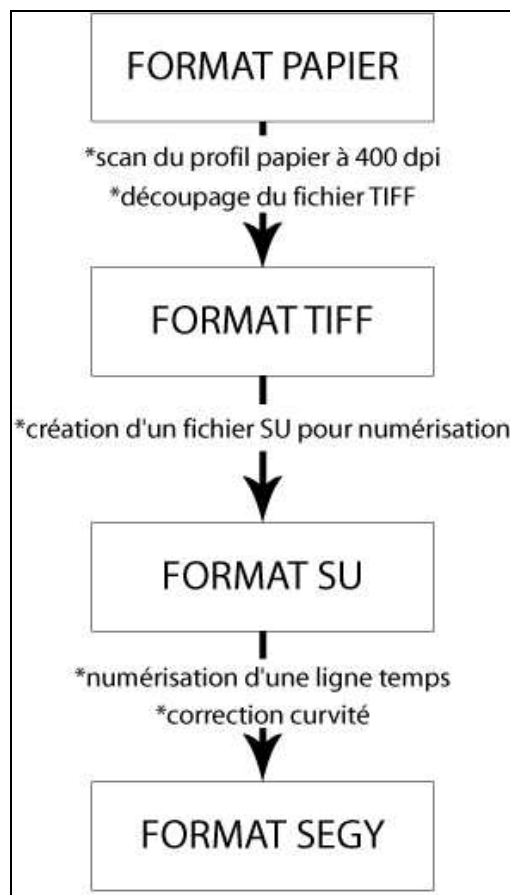


Figure IV-2 : Procédure de transformation du format Papier au format Segy.

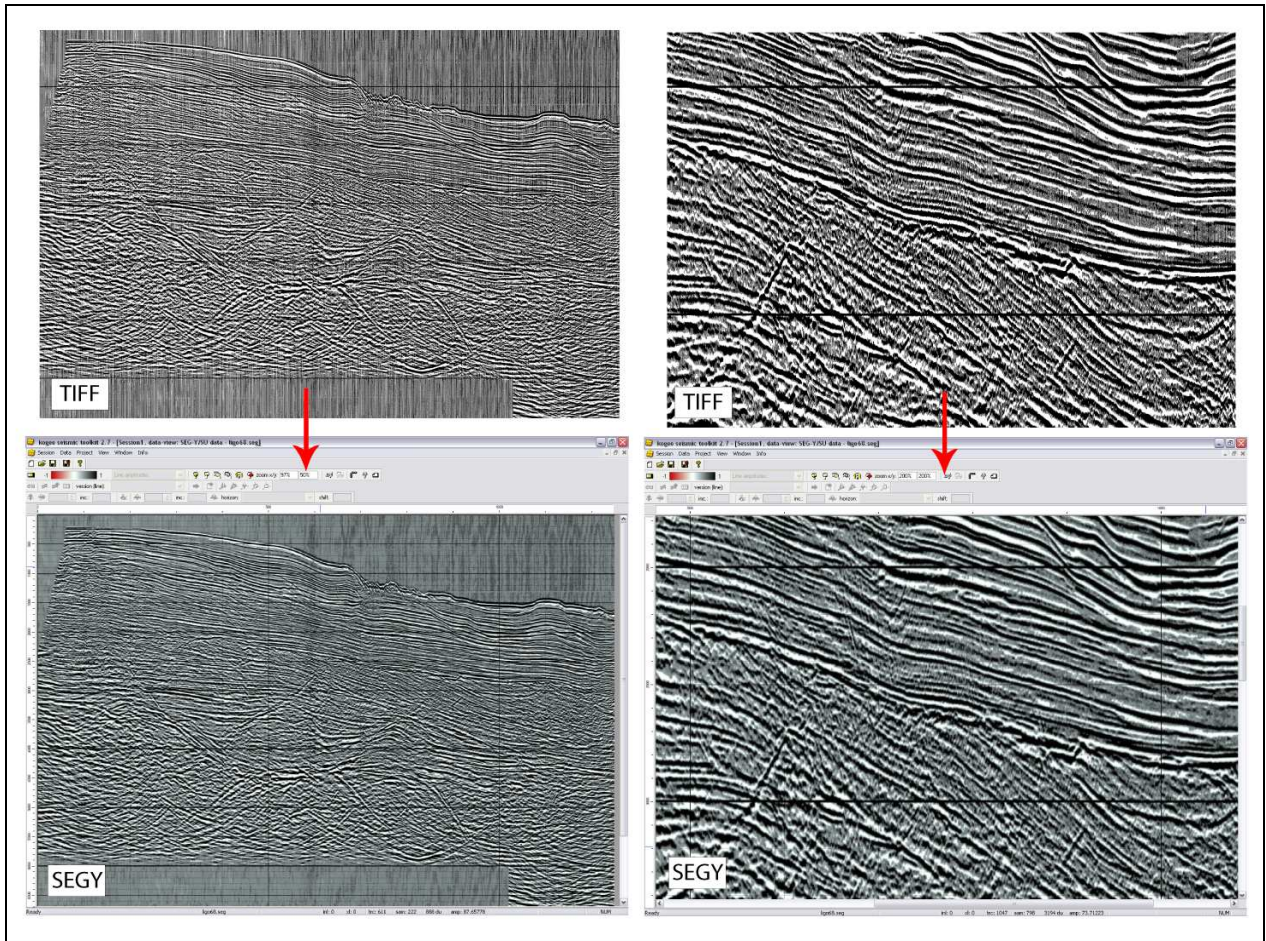


Figure IV-3 : comparaison d'un profil avant (en haut) et après (en bas) la transformation en Segy.

Le script que nous avons utilisé permet non seulement de convertir les profils en Segy (Figure IV-3) mais aussi de corriger les défauts occasionnés par la numérisation du profil papier (curvité) lors de la manipulation de celui-ci dans le scanner.

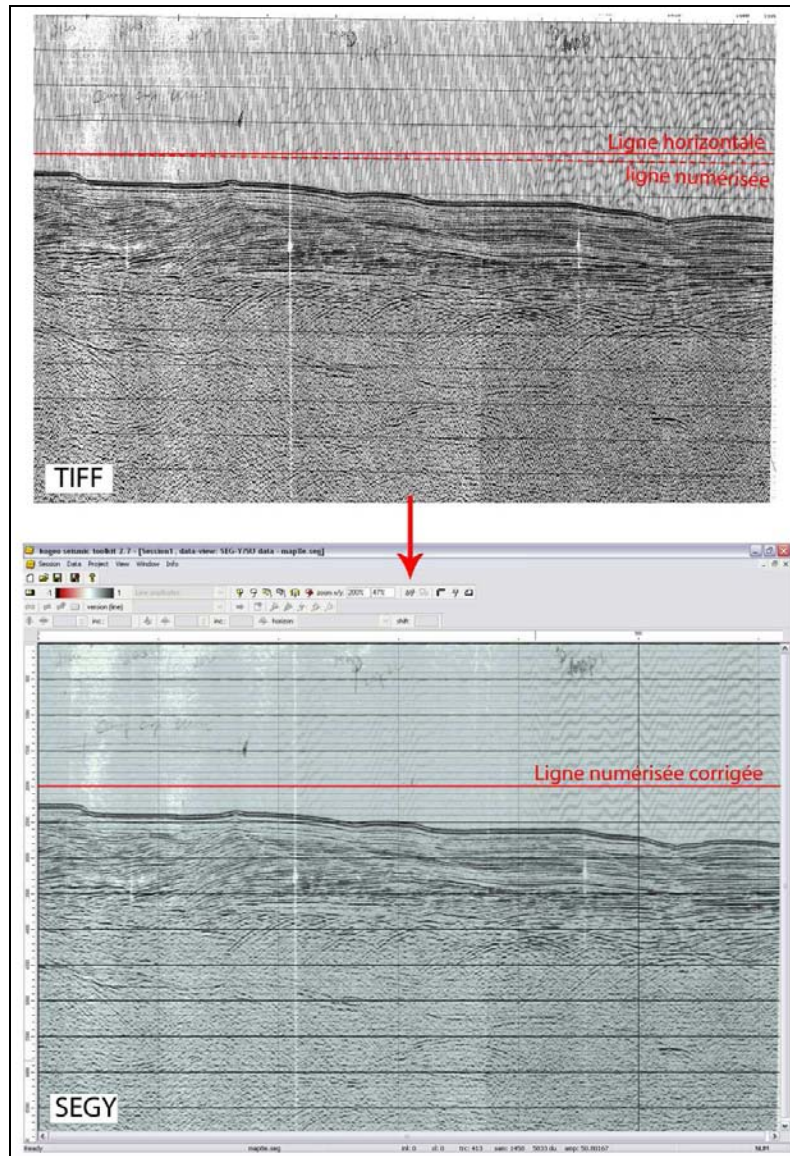


Figure IV-4 Représentation de la correction de curvité appliquée aux profils numérisés avant la transformation en Segy.

B.3. Calage des forages sur la sismique réflexion

Pour exploiter les forages pétroliers sur la sismique, nous avons converti l'échelle verticale de ceux-ci (en mètre) à l'échelle de la sismique (en secondes temps double). Pour cela, nous avons utilisé l'outil « sonique » des diagraphies de forage qui donne le temps de trajet des ondes acoustiques dans un forage. Ce temps de trajet est relié à la vitesse V_p des ondes de compression. Il est alors possible de convertir l'échelle verticale du sonique (en microsecondes par pieds) à l'échelle de la sismique (en secondes temps double). Nous avons ainsi pu caler les différentes limites stratigraphiques déduites des forages sur la sismique (le calage de certains forages sur la sismique est disponible en annexe). Ce travail a été réalisé en

collaboration avec Christian Gorini (Univ. Lille) et Sandro Maquiné (Laboratoire Heudiasyc, Département de Génie Informatique, Université de Technologie de Compiègne).

B.4. Intégration des données dans Kingdom Suite

Kingdom Suite est un logiciel d'aide au pointé sismique. Ce type de logiciel nous permet une manipulation aisée de la sismique mais surtout la possibilité de pointer tous nos profils et d'en extraire les horizons de façon à réaliser des cartes en isochrones ou isopaques. Ces cartes peuvent également être réalisées directement sur ces logiciels (Figure IV-5). Nous avons utilisé Kingdom Suite pour cette étude, cependant les données traitées peuvent être utilisées dans tous les logiciels de ce type (SISMAGE, CHARISMA, PETREL....).

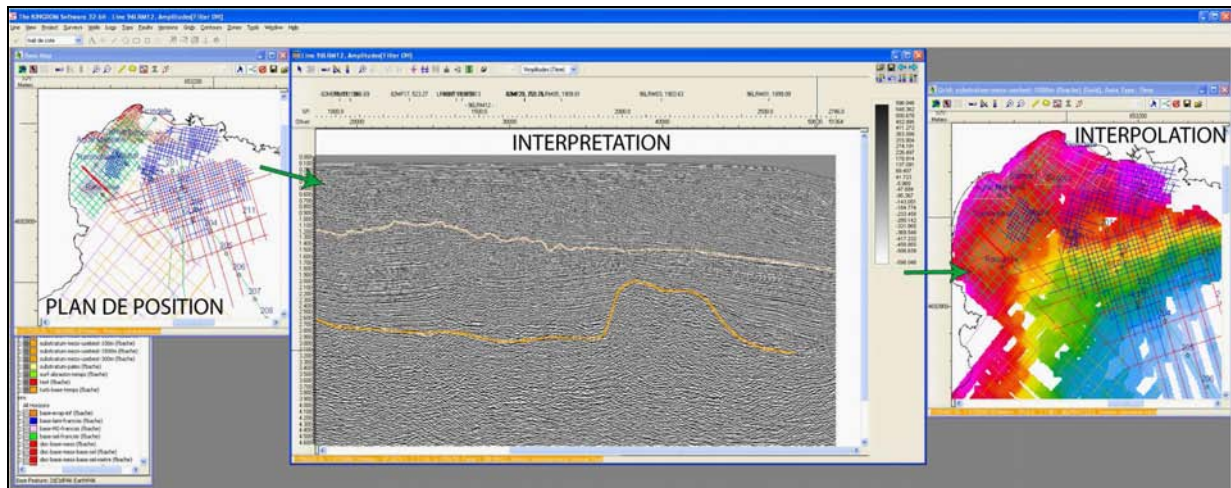


Figure IV-5 : Utilisation du logiciel Kingdom Suite pour la numérisation des horizons et la confection de cartes interpolées.

Il est important de préciser que ces logiciels présentent de nombreux avantages, cependant la vision globale de la sismique est pratiquement impossible à l'écran. La majeure partie de l'interprétation s'est donc faite pour cette étude sur les profils papiers. Le report de nos interprétations sur Kingdom Suite ne s'est fait que dans un deuxième temps.

C. Méthode

C.1. Echelle de travail

La Figure IV-6 représente le profil sismique ECORS NW-SE (profondeur temps double) perpendiculaire à la marge du golfe du Lion et le *line drawing* correspondant (profondeur en kilomètres). Le réflecteur rouge représente le toit du substratum. Au dessus repose une série sédimentaire atteignant plus de 8km d'épaisseur dans le bassin. Cette série sédimentaire s'est déposée depuis l'Oligocène dans des conditions particulières. La géométrie de ces dépôts peut nous renseigner sur ces conditions. Le socle est caractérisé par une succession de bassins et de reliefs. La formation de ces structures reflète, comme le dépôt des sédiments sus-jacents, l'histoire structurale du bassin.

L'un des principaux atouts du golfe du Lion dans cette étude réside dans l'épaisseur de sédiments disponibles à l'analyse. C'est dans ces sédiments que nous pouvons lire l'histoire du golfe du Lion et du bassin Provençal.

Un bassin sédimentaire tel que le bassin Provençal peut être appréhendé à plusieurs échelles. L'observation varie de l'affleurement à l'échelle du bassin. Ces échelles d'étude nécessitent d'employer des outils différents. Les outils principaux à notre disposition dans le domaine *offshore* sont la sismique réflexion et les forages. Ces outils sont complémentaires des études de terrain d'une part et des études cinématiques d'autre part. La prise en considérations de ces diverses techniques nécessite un va et vient constant à différentes échelles d'espace et de temps.

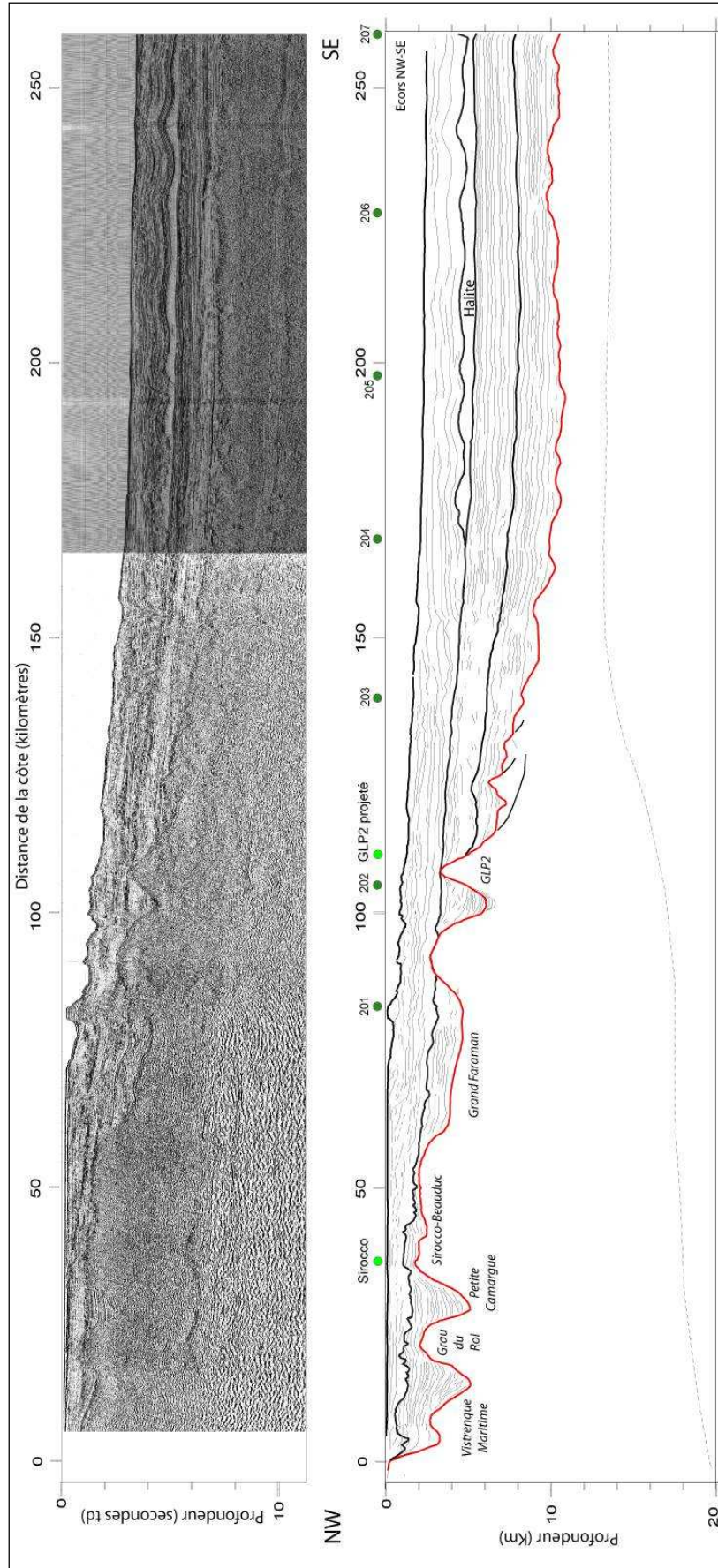


Figure IV-6 : Profil sismique ECORS NW-SE perpendiculaire à la marge et *line drawing* correspondant.

C.2. Stratigraphie sismique

L'outil principal de cette étude, la sismique réflexion, présente l'avantage de donner une vision globale du bassin. Dans le cadre de ce travail, l'analyse des sections sismiques a été réalisée selon les principes généraux de la stratigraphie sismique (Mitchum and Vail, 1977) permettant d'apporter des informations importantes sur l'épaisseur des séries, la paléobathymétrie et la nature des sédiments. Ces informations sont nécessaires à l'étude de la subsidence et de la formation du bassin Provençal. Ce travail s'est basé essentiellement sur l'analyse des faciès sismiques des séquences sismiques de dépôt.

L'ordre des séquences sismiques identifiées par les méthodes classiques de stratigraphie sismique (Mitchum and Vail, 1977), ainsi que les échelles de temps, sont fonction de la fréquence du signal source et par conséquent de la résolution de la sismique (Figure IV-7). Nous ne développerons cependant pas dans ce chapitre le détail des méthodes de stratigraphie sismique exposées dans Vail et al (1977) et par ailleurs bien détaillées dans la thèse de Marina Rabineau (Rabineau, 2001).

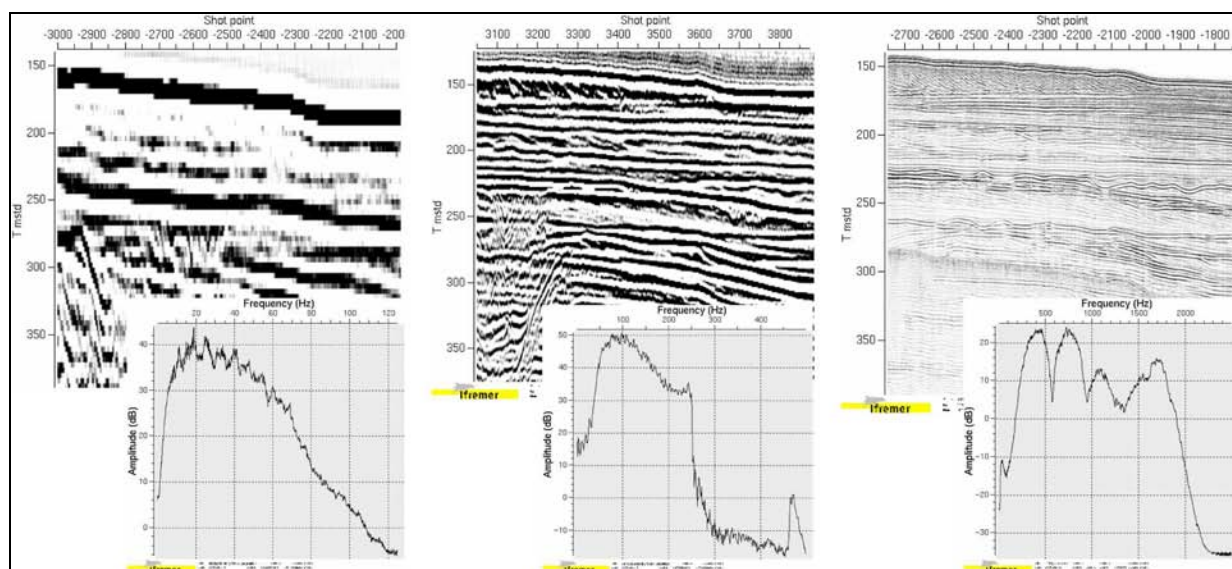


Figure IV-7: de gauche à droite : profil de sismique conventionnelle, multitraces, résolution 15-20 m, fréquence 10-50 Hz ; sismique multitrace HR, pénétration 0,5 Km, résolution 10m et fréquence du signal 50-200 Hz ; sparker, pénétration 100m, résolution 1m, fréquence 300-1000 Hz (Rabineau and Nouzé, 2006).

La séquence sismique, telle que définie par Mitchum et Vail en 1977, consiste en une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitée à la base et au sommet par des discordances reconnues à la terminaison latérale des réflexions. Les surfaces de discordance sont corrélées régionalement sur l'ensemble des sections et extrapolées, y compris

dans les zones où la surface de discontinuité devient concordante avec les réflexions. Chaque séquence sismique correspond à une séquence de dépôt: c'est un volume de sédiment encadré de deux limites de séquences et caractérisé par sa distribution régionale, sa géométrie en trois dimensions, son contenu et son histoire...

La limite supérieure des séquences de dépôt est représentée par : troncature d'érosion, biseau sommital (*Toplap*) et latéralement réflexions concordantes. La limite inférieure est représentée par : biseau d'aggradation (*onlap*), biseau de progradation (*downlap*) et latéralement réflexions concordantes (Figure IV-8). Hormis les équivalents latéraux concordants, chacune de ces terminaisons traduit une surface d'érosion (troncature d'érosion) ou de non-dépôt (*toplap*, *onlap*, *downlap*) séparant des couches anciennes de couches plus jeunes et représentant une certaine durée (hiatus de sédimentation)

Les séquences de dépôt peuvent être observées à toutes les échelles, leur individualisation dépendra du niveau de résolution de l'outil utilisé. Elle peut se faire indépendamment des modèles conceptuels, de manière objective à partir de critères géométriques qui délimitent des ensembles. Dans un deuxième temps, les informations complémentaires (les puits, le contexte général, le milieu de dépôt...) sont incorporées et permettent de dater les événements.

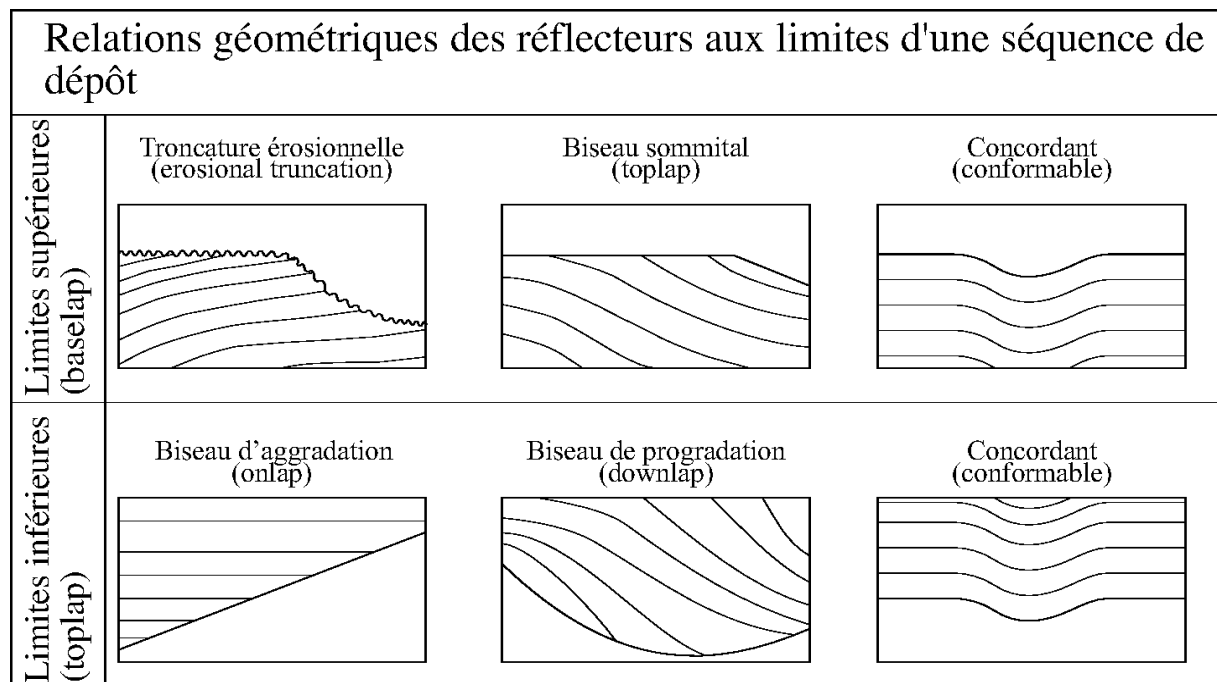


Figure IV-8 : Illustration des relations possible entre les réflexions sismiques et les limites de séquences (Mitchum and Vail, 1977).

Une fois les séquences reconnues, elles doivent être analysées en terme de faciès de dépôt à partir de l'organisation des réflexions sismiques. En effet, les faciès sismiques apportent des informations sur les conditions de sédimentation (en particulier sur l'énergie du milieu de dépôt). On distingue principalement des faciès sismiques à configuration interne chaotique, transparente, litée, parallèle, divergente, progradante avec clinofformes sigmoïdes, obliques ou tangentiels, hyperboliques...Globalement, c'est la structure interne de la séquence qui est examinée. On peut avoir plusieurs faciès différents au sein d'une même séquence, ils seront repérés et reportés sur une carte où seront incluses les informations relatives aux terminaisons des réflexions sur les limites supérieures et inférieures de la séquence. L'étape suivante sera l'interprétation en terme d'environnement de dépôt (plate-forme pente- bassin, paléobathymétries, énergie de dépôt, lithologie). Cette étape cruciale et délicate doit combiner l'ensemble des informations disponibles : faciès sismique, géométrie, contexte régional, données de puits, carottes... La précision (et le degré de certitude) de l'interprétation dépendra de la qualité des informations disponibles.

CHAPITRE V: STRUCTURATION ET REMPLISSAGE

ANTE-MESSINIEN

A. Les grands domaines structuraux du golfe du Lion

La Figure V-1 représente la carte isochrone du substratum pré-rift du golfe du Lion. Ce substratum est caractérisé par des zones en relief et des zones déprimées. Nous avons reporté sur cette carte les directions structurales majeures, en mer et à terre ainsi que les failles majeures. Cette carte structurale nous permet d'identifier plusieurs domaines structuraux différents dans le golfe du Lion (résumés sur la Figure V-2).

A.1. Le domaine à direction SW-NE

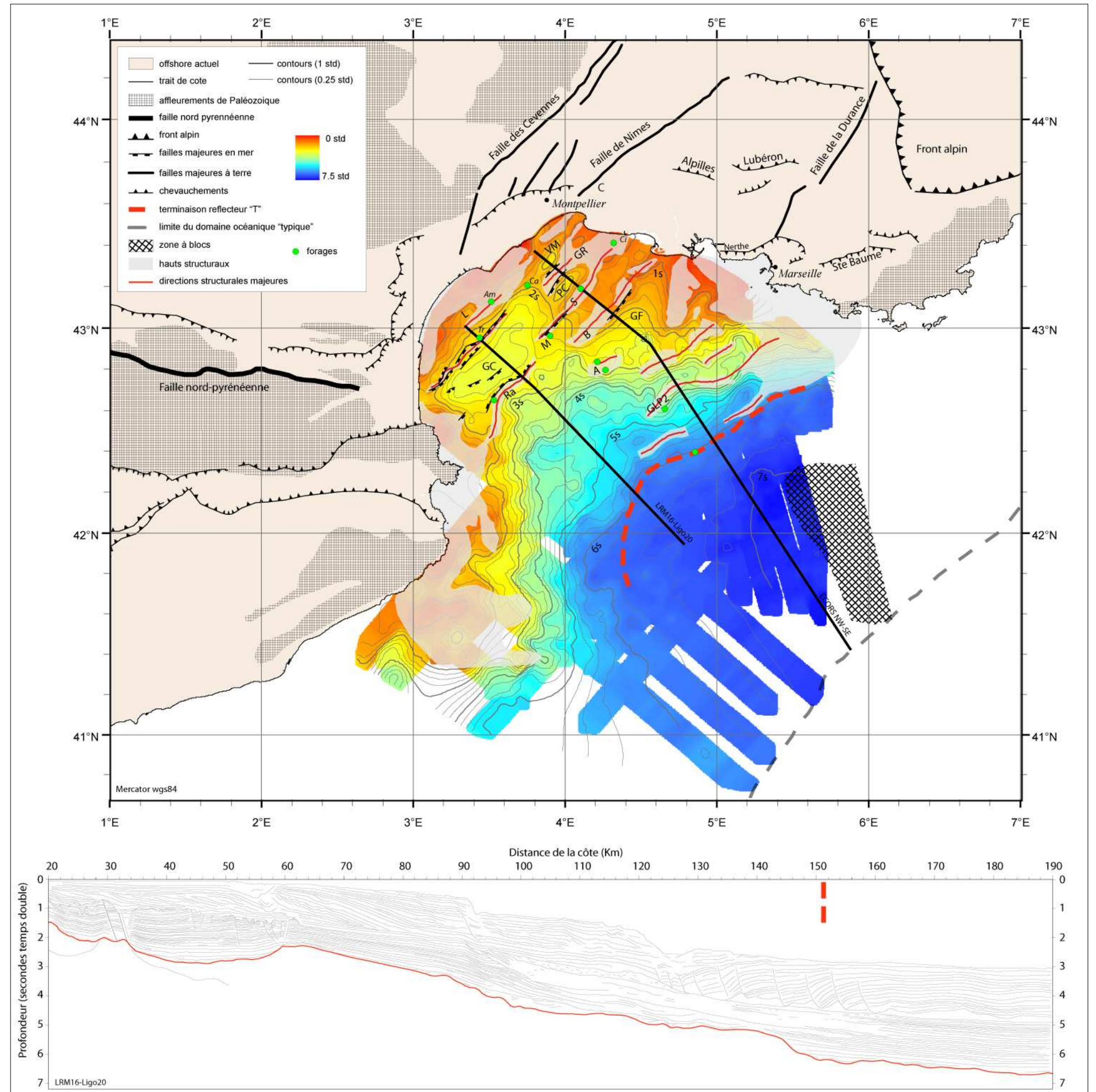
Ce domaine se situe sous la plate-forme actuelle, au niveau du Graben Central (GC) et des grabens de Vistrenque Maritime (VM) et de Petite Camargue (PC). Ces grabens sont limités par des failles qui les séparent de reliefs de socle de direction NW-SE (Tramontane, Rascasse, Grau du Roi, Sirocco, Beauduc). Certaines de ces failles majeures décalent les sédiments miocènes et se prolongent dans le substratum pré-rift (Figure V-3). La direction SW-NE des failles et des reliefs de socle reconnus dans ce domaine correspond à la direction des failles de Nîmes, de la Durance et des Cévennes à Terre.

A.2. Le domaine à direction WSW-ENE

Au Sud-Est du domaine précédent, un deuxième domaine se démarque par des directions structurales bien marquées. Ces directions se caractérisent par des reliefs de socle de direction WSW-ENE (Figure V-2). Le *line drawing* tiré du profil ECORS (Figure V-3) traverse ces structures. Elles représentent les derniers reliefs de cette ampleur avant le bassin profond.

A terre, seuls quelques reliefs ont la même direction WSW-ENE au Nord de Montpellier ou à l'Est de Marseille (Ste Baume). Les chevauchements qui les engendrent sont attribués à la compression pyrénéenne.

Figure V-1 : carte structurale du golfe du Lion. Carte de la profondeur (en secondes temps double) du toit du substratum. (Structure : VM :bassin de Vistrenque Maritime ; C :bassin de Camargue ; GR :horst du Grau du Roi ; PC :bassin de Petite Camargue ; S :structure haute de Sirocco ; M :structure haute de Mistral ; B :structure haute de beauduc ; FM :fossé du Grand Faraman ; A :structure haute Autan ; Ra :structure haute Rascasse ; GLP2 :structure haute GLP2 ; GC :Graben Central. Forages : Ci :Cicindelle ; Am :Agde Maritime ; Ca : Calmar ; Tr :Tramontane, les autres forages portent le nom de la structure sur laquelle ils se trouvent)



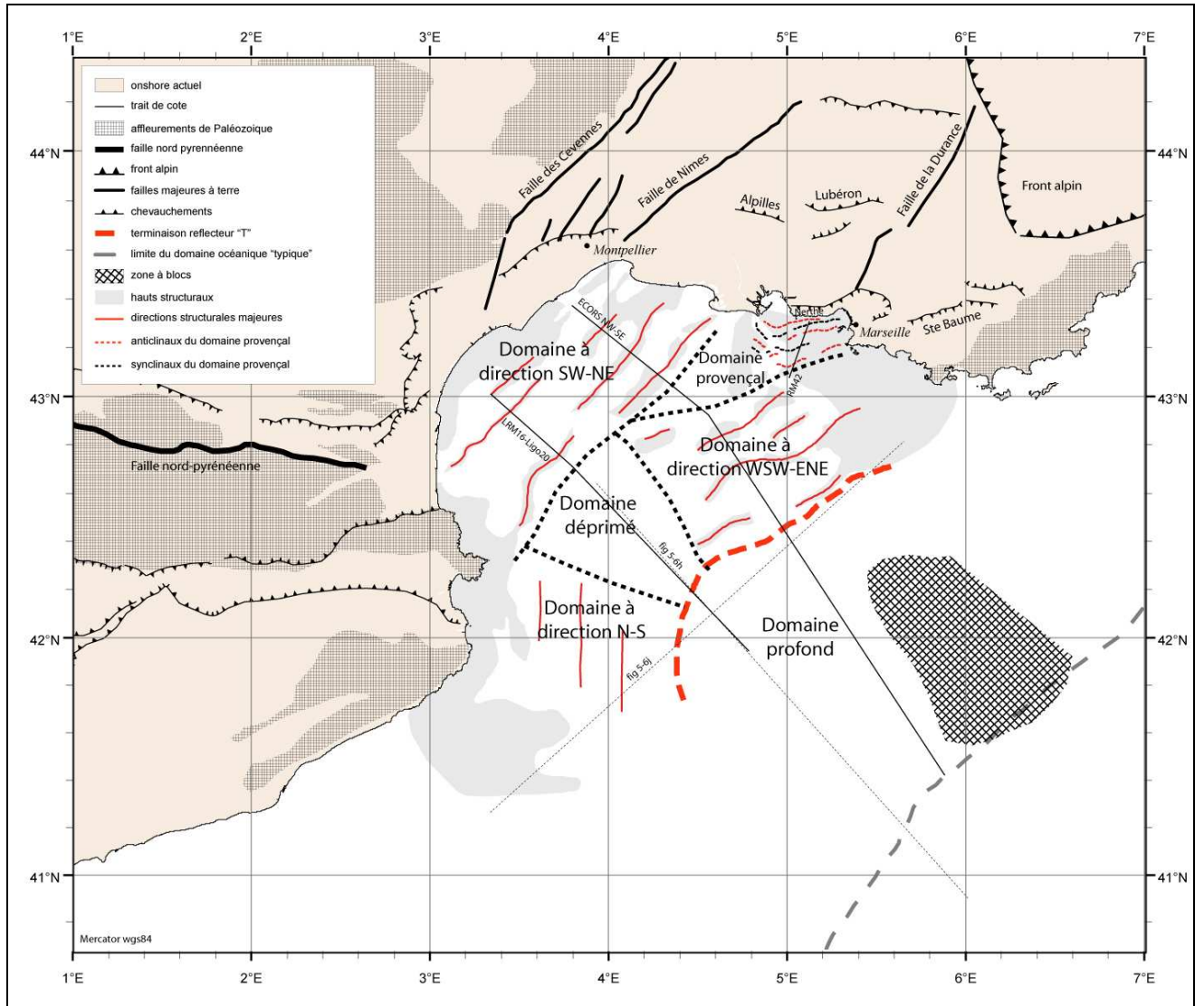


Figure V-2 : les grands domaines structuraux du golfe du Lion. Commentaires dans le texte.

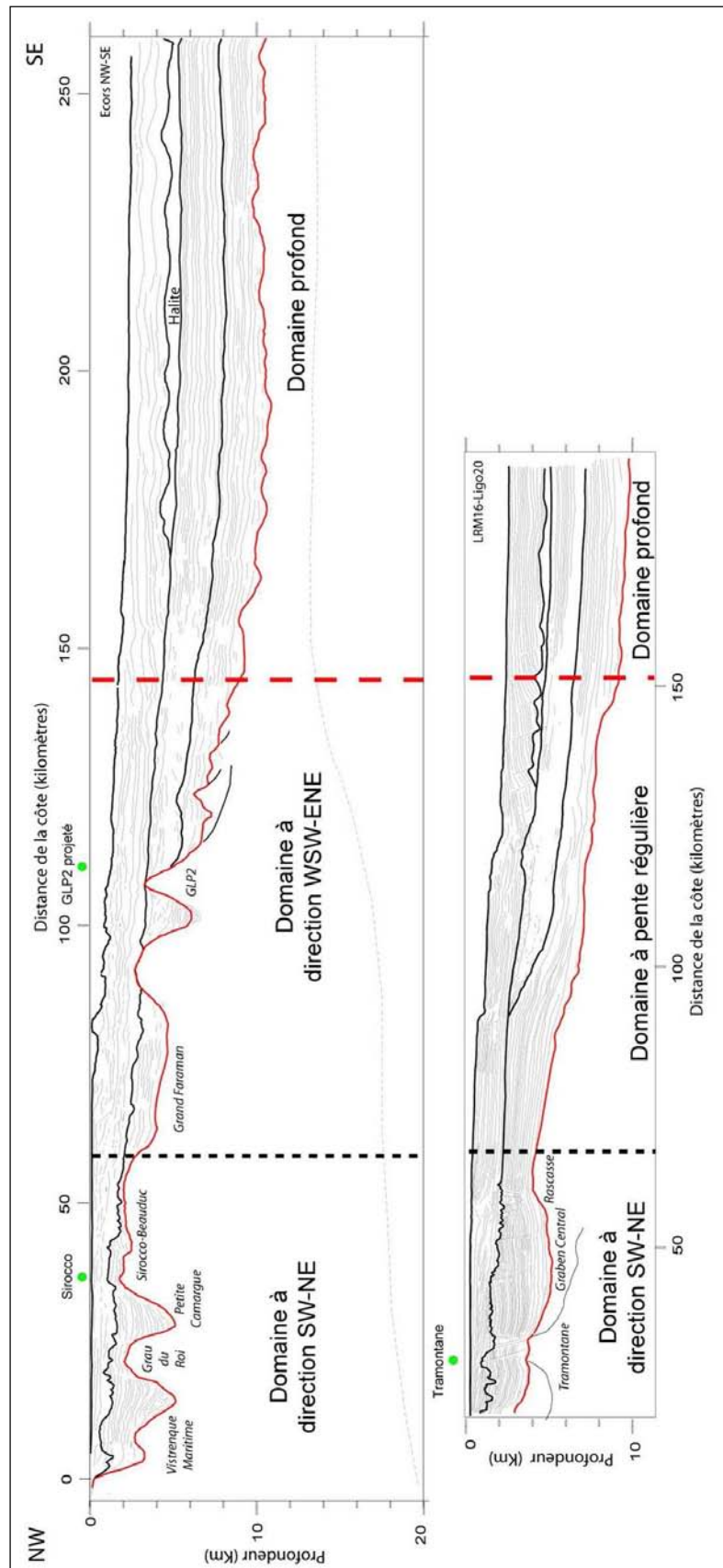


Figure V-3 : Line drawing ECORS et LRM16-Ligo20 (échelle verticale en kilomètres). Position sur la Figure V-1 et la Figure V-2.

A.3. Le domaine provençal

Le domaine provençal est intercalé entre les deux domaines précédents (SW-NE et WSW-ENE). Il est caractérisé par un socle en position haute et par des successions de synclinaux-anticlinaux affectant celui-ci (Figure V-4). La direction de ces plis, approximativement WSW-ENE, pourrait être mise en relation avec les structures engendrées par la compression pyrénéenne (Ste Baume, Lubéron, Alpilles...).

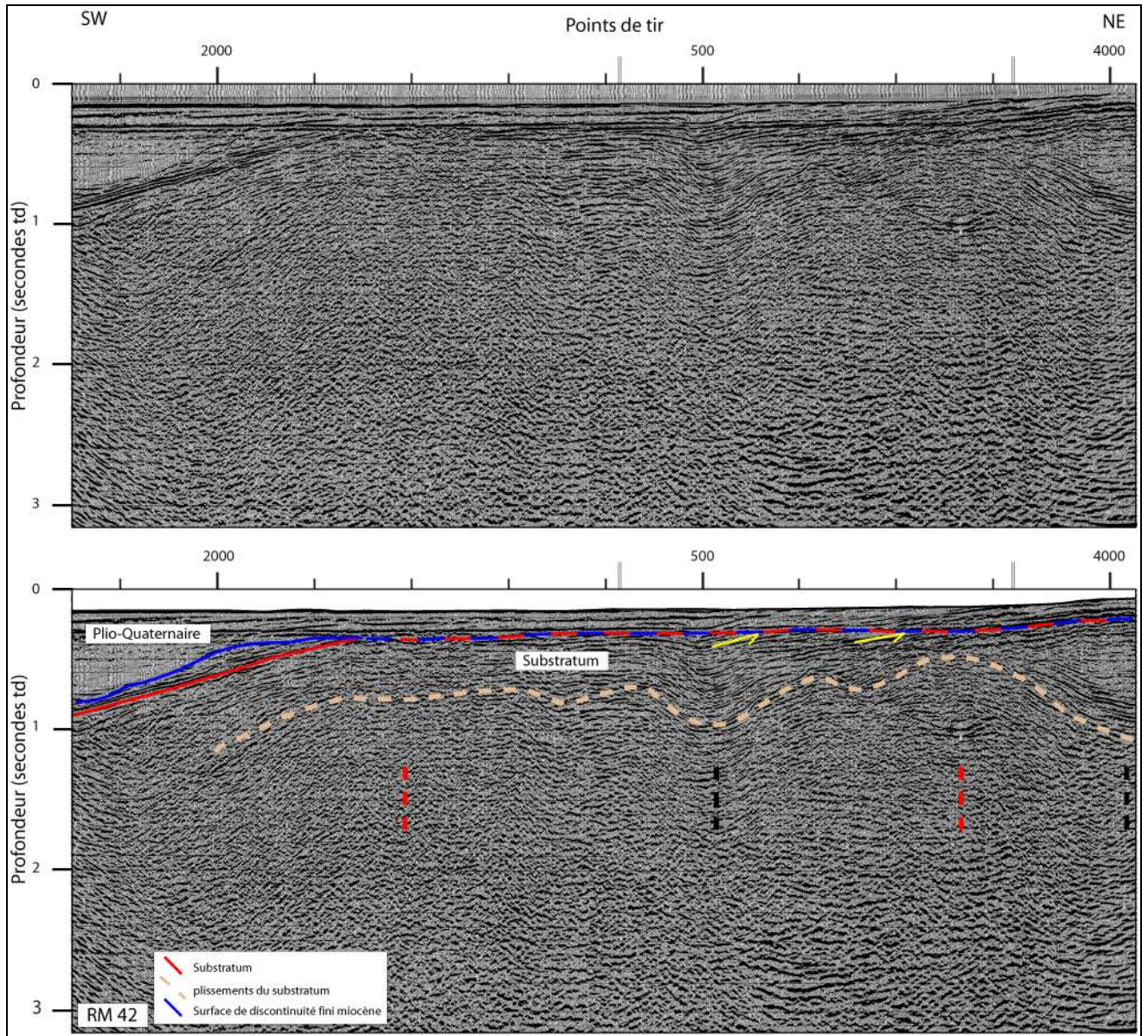


Figure V-4: Morphologie du substratum dans le domaine provençal. On peut observer une allure plissée d'une part et l'aplatissement du toit du substratum par une érosion fini-miocène ou plus ancienne d'autre part. Position sur la Figure V-2 et sur la Figure V-13.

A.4. Le domaine à direction N-S

Ce domaine est parallèle à la côte Catalane de direction N-S. Le substratum plonge en direction du bassin Provençal vers l'est. Cette direction pourrait être mise en relation avec un décrochement N-S au moment de la compression pyrénéenne (Chapitre I:D)

A.5. Le domaine déprimé

Le domaine déprimé se situe à l'intersection des domaines à direction WSW-ENE et N-S. Sur le *line drawing* des profils LRM16-Ligo20, on peut remarquer que ce domaine présente une pente régulière sans présence de reliefs de socle significatifs, contrairement au domaine à direction WSW-ENE situé plus à l'est (Figure V-3).

A.6. Transition vers le domaine profond

Les domaines précédents correspondent à la zone où s'amincie fortement la croûte continentale. Sa base est représentée en sismique par un contraste de faciès sismique bien visible sur la Figure V-5. Ce contraste est décrit comme un réflecteur nommé T. La croûte passe d'une épaisseur d'une vingtaine de kilomètres à cinq kilomètres sur une distance de moins de 100 Km (voir également le Chapitre II:C).

A.7. Le domaine profond

Le domaine profond correspond aux zones III et IV de Gueguen (1995) (Chapitre II:C.1). Dans la zone où peu d'anomalies magnétiques sont observables (zone III, Figure II-16), nous avons repéré deux morphologies distinctes pour le substratum (Figure V-5). Tout d'abord, une partie sud-est où il montre une morphologie très irrégulière avec la présence de petits reliefs et de dépressions, nous l'avons appelée zone à blocs (Figure V-2). Cette « zone à blocs » correspond à la partie la plus déprimée du bassin, c'est-à-dire là où le substratum se trouve à la plus grande profondeur (plus de 7std sur la Figure V-1). Dans cette zone, nous ne voyons pas la base de la croûte en sismique (Figure V-5a à e). La deuxième morphologie correspond à un substratum plus régulier dans la partie Sud-Ouest du golfe du Lion. Contrairement à la première zone, nous pouvons très bien voir la base de la croûte en sismique représentée par un réflecteur de forte amplitude (Figure V-5f à j).

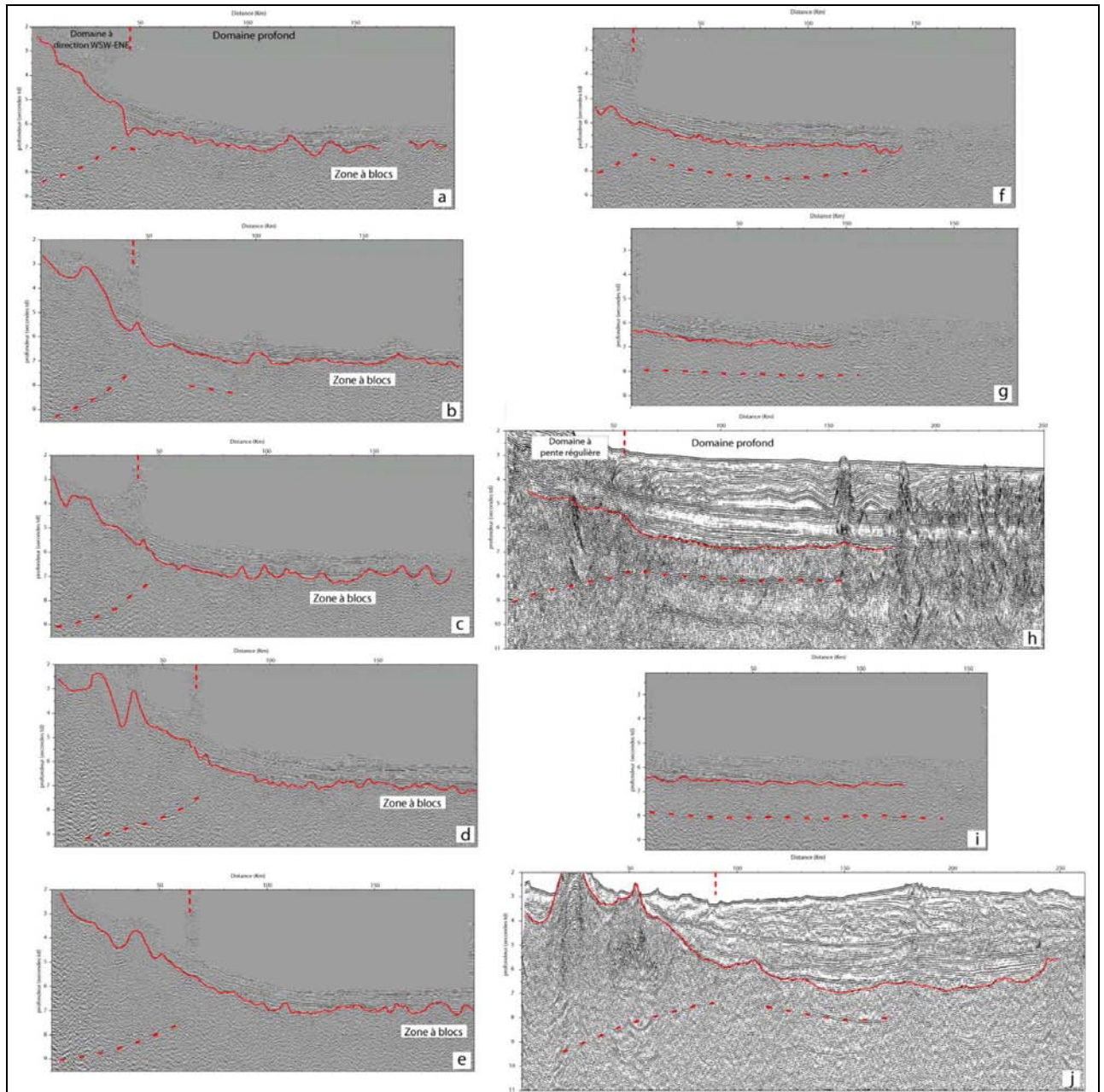


Figure V-5: Profils perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. On voit très bien l'amincissement de la croûte et les deux morphologies du substratum dans le bassin profond : une zone à blocs sans visibilité de la base de la croûte (a à e) et une zone plus régulière avec évidence de la base de la croûte (f à j). Position de profils h et j sur la Figure V-2. Pour des raisons de confidentialité, la position des profils a à g et i n'a pas été indiquée.

A.8. Synthèse des domaines structuraux

Nous pouvons diviser la marge en trois parties de la plate-forme au bassin (Figure V-2 et Figure V-3) :

- Le domaine à direction SW-NE est caractérisé par la présence de failles de la même direction. Ces failles sont à mettre en relation avec l'héritage structural hercynien

(Chapitre I:A). La croûte continentale présente une épaisseur d'environ 15-20 Km dans ce domaine, elle est donc un peu amincie.

- Les domaines à direction N-S, déprimé et à direction WSW-ENE font la transition avec le domaine profond. Sous ces trois domaines, la croûte s'amincit de 15-20 Km à 5 Km (remontée du réflecteur T caractérisant la base de la croûte).
- Le domaine profond présente un premier sous domaine à substratum régulier où on distingue très bien la base de la croûte peu épaisse et un domaine « à blocs » (représentant la partie la plus déprimée du substratum) où on observe une morphologie irrégulière et où la base de la croûte n'est pas bien visible en sismique (Figure V-5). Ce domaine profond correspond au domaine III à faibles anomalies magnétiques décrits par Gueguen (1995) (Voir Chapitre II:C.1).

B. Le substratum sur la plate-forme

B.1. Nature du substratum dans le Graben Central

Dans le golfe du Lion, deux types de substratum sont classiquement identifiés. Il s'agit d'un substratum calcaire hérité du bassin mésozoïque du Sud-Est d'une part et d'un substratum paléozoïque d'autre part (voir Chapitre I:D). Leur extension n'est pas bien connue dans le domaine *offshore*. Le substratum le plus souvent atteint par les forages (voir forages Tramontane, Rascasse, Mistral, Autan, GLP2 dans l'annexe forages) est le substratum paléozoïque. Ces forages sont situés sur des reliefs de socle (Figure V-1). Le forage Calmar est le seul à être positionné sur une zone déprimée. Ce dernier a atteint un substratum calcaire jurassique (Cravatte et al., 1974). Le forage Cicindelle, positionné sur un relief de socle du côté provençal a atteint également un socle calcaire daté du Jurassique.

Sur la plate-forme (Figure V-6 et Figure V-7), nous pouvons identifier des reliefs de socle et des zones déprimées. Les dépressions du substratum sont limitées par les failles majeures de direction SW-NE, certainement liées à un héritage hercynien (voir Chapitre I:A).

Les reliefs de socle sont représentés par un faciès sismique nommé « substratum 1 ». Ce faciès correspondrait au substratum Paléozoïque (foré à plusieurs endroits).

Une série à faciès sismiques chaotiques se distingue dans les dépressions. Nous l'avons appelée « substratum 2 ». Elle est atteinte par le forage Calmar (Figure V-8 et Annexe 1) et correspond à un substratum calcaire d'âge jurassique.

La cartographie de l'épaisseur du « substratum 2 » sur une partie de la plate-forme, au niveau du Graben Central met en évidence trois bassins principaux (Figure V-9) : un sous bassin qui forme le graben de Vistrenque Maritime et deux sous bassins localisés au niveau du Graben Central (fossé des Catalans et fossé des Cathares). Gorini (1993) avait déjà mentionné ces bassins auparavant, cependant il leur attribuait un âge Oligocène. Cet auteur n'avait pas une sismique de résolution suffisante à cette époque pour trancher sur l'origine de ce « substratum 2 ». Le substratum ante tertiaire fut ainsi cartographié à la base de ces bassins dans le Graben Central (Figure II-5).

La Figure V-1 représente la cartographie de la profondeur du substratum en prenant en considération un âge mésozoïque pour le faciès « substratum 2 ». Le paragraphe suivant discute des incertitudes liées à cette interprétation.

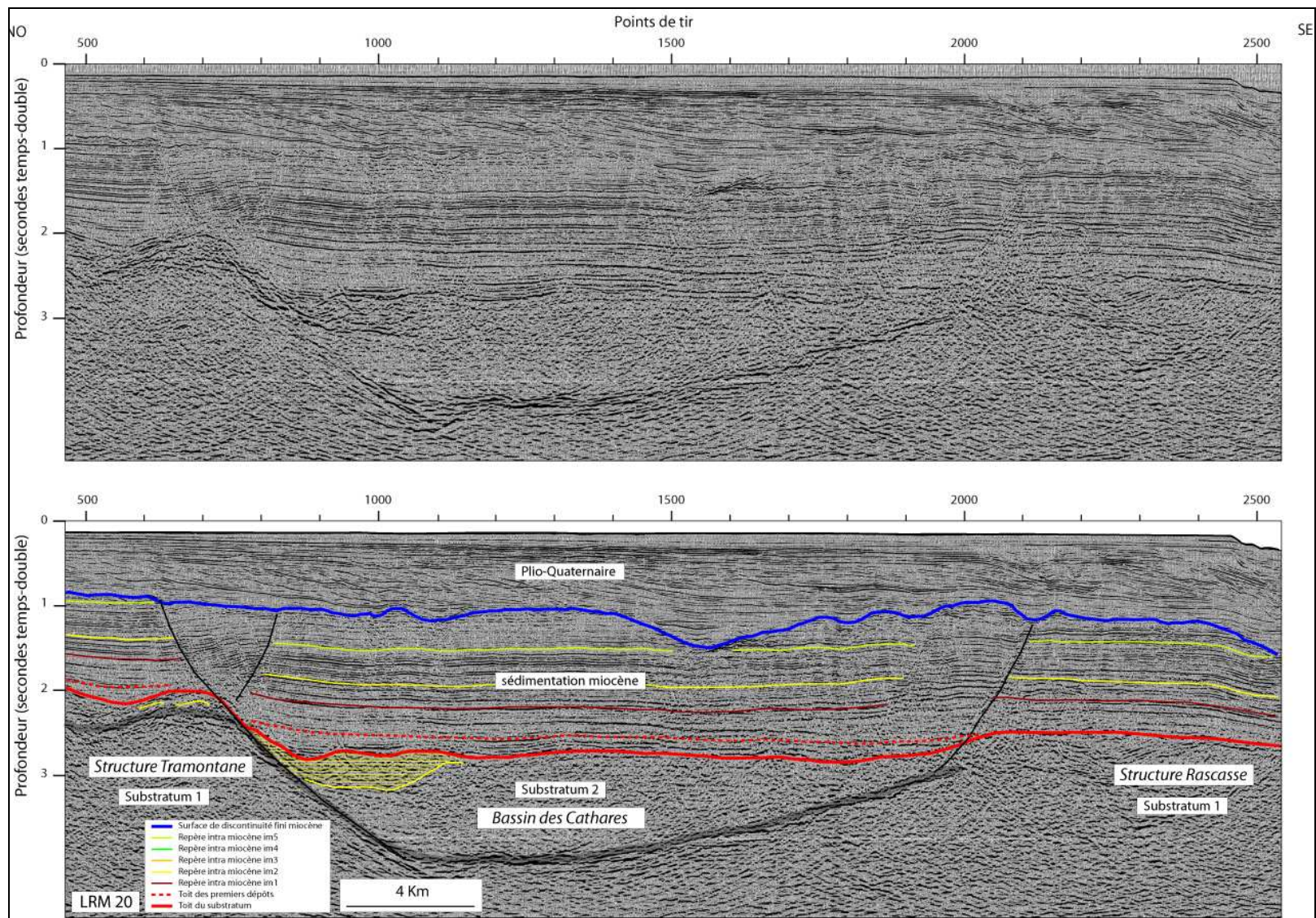


Figure V-6: Profil sismique LRM20 perpendiculaire à la plate-forme du golfe du Lion. Le substratum 2, en remplissage de graben, est séparé de la structure SW-NE (Tramontane) par une faille de même direction. Les hachures représentent un sous-bassin du substratum 2 au faciès de plus forte amplitude. Position sur la Figure V-9.

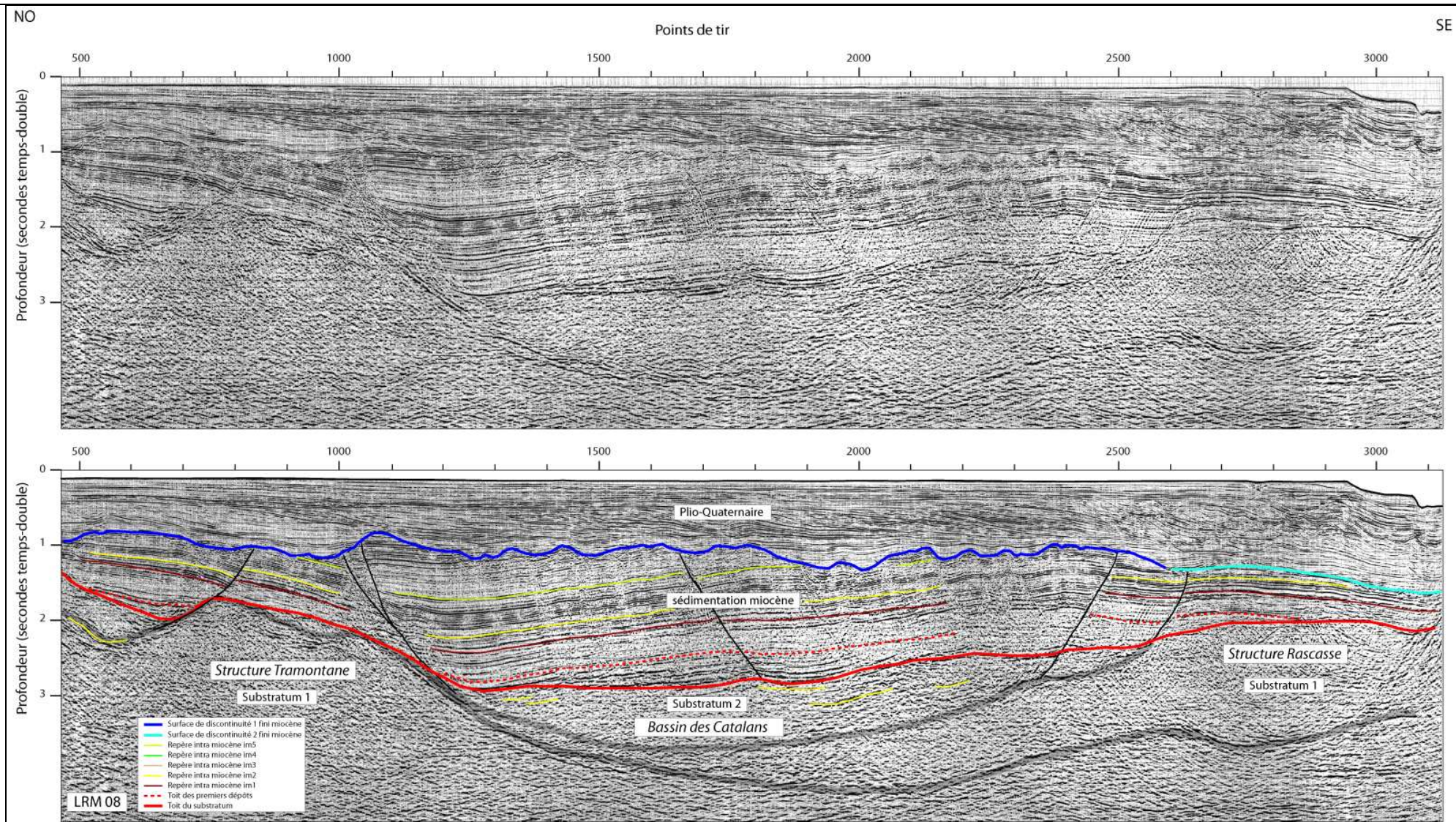


Figure V-7: Profil sismique LRM08 perpendiculaire à la plate-forme du golfe du Lion. On peut voir que ce type de substratum, en remplissage de graben, est séparé de la structure SW-NE (Tramontane) par une faille de même direction. Position sur la Figure V-9.

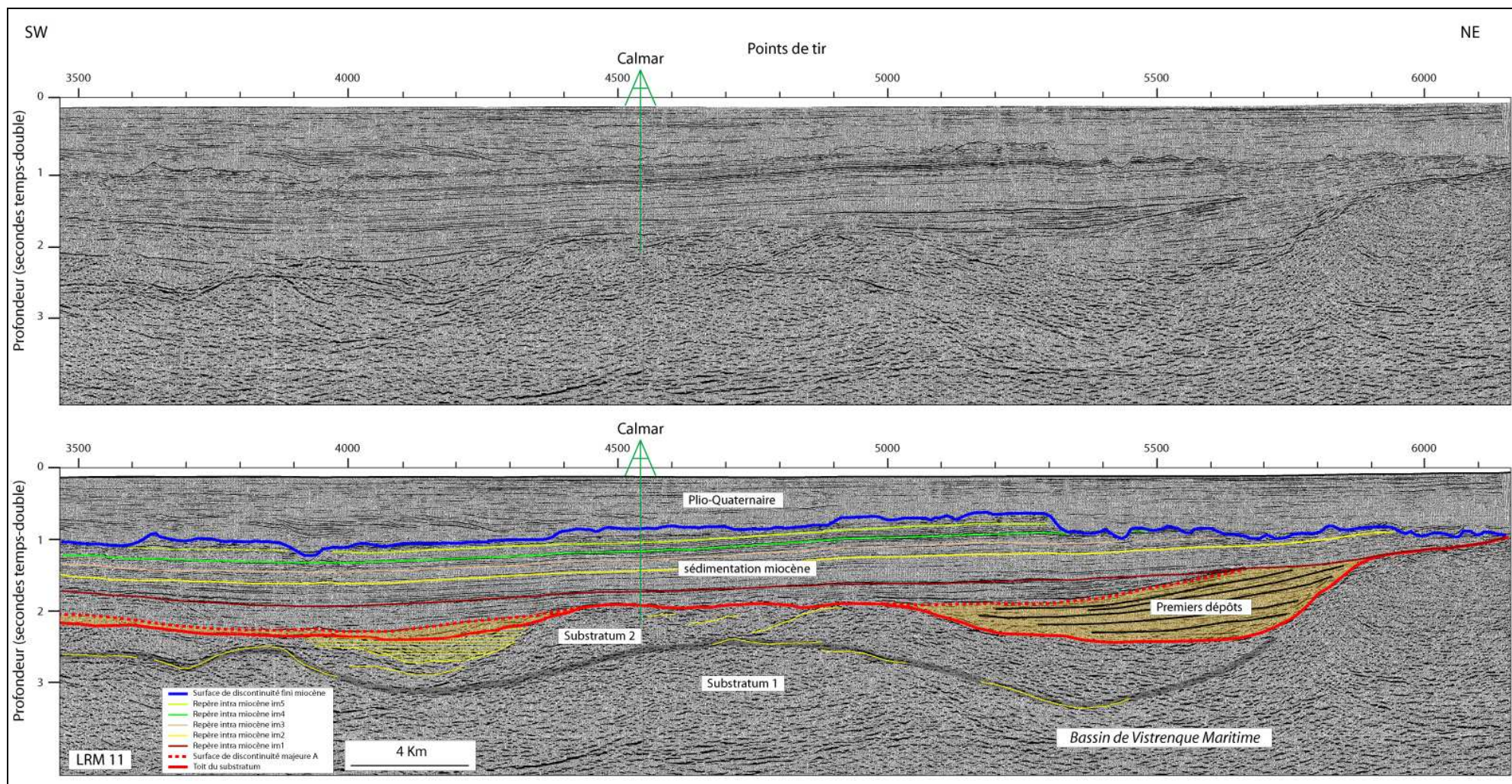


Figure V-8: Profil sismique LRM11 parallèle à la marge. Le substratum 2 est traversé par le forage Calmar. Vers l'est, la surface de discontinuité A et le substratum sont tronqués par le prolongement du réflecteur intra-miocène 1. Les hachures représentent un sous-bassin du substratum 2. Position sur la Figure V-9 et sur la Figure V-13.

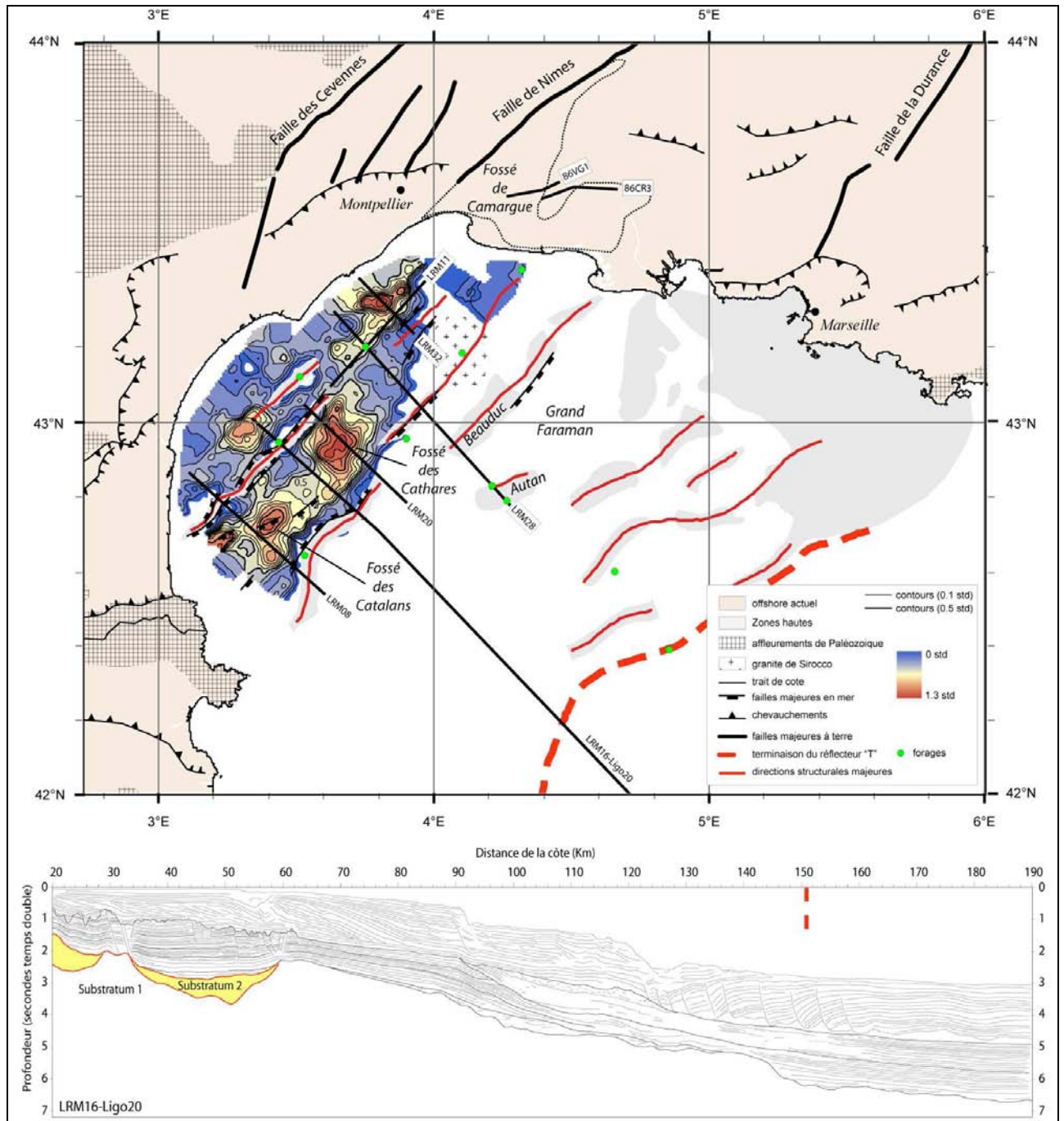


Figure V-9: Cartographie en épaisseur temps double du faciès « substratum 2 ».

B.2. Marge d'erreur - incertitudes

La partie supérieure du « substratum 2 » montre des faciès sismiques légèrement plus réfléchissants qui semblent, lorsqu'ils sont cartographiés, limiter de petits sous-bassins (en hachures jaunes sur les figures V-6 et V-8). Ce faciès sismique étant très proche du faciès sous-jacent (discontinu de forte amplitude), nous avons fait le choix de regrouper l'ensemble sous le terme « substratum 2 ». Ce regroupement peut également être argumenté par la différence de faciès sismique que l'on peut observer entre l'ensemble « substratum 2 » et les « premiers dépôts » que nous décrirons par la suite. Ces « premiers dépôts » montrent des faciès lités, par opposition au faciès discontinu du « substratum 2 » (Figure V-8). Ils se trouvent en aval du graben de Camargue où plus de 3000 m de sédiments oligocènes *synrift* ont été forés.

Des observations comparables peuvent être faites en Camargue (Figure V-10). Le faciès sismique des séries oligocènes de Camargue (atteintes par forages) est bien lité et montre des réflecteurs internes alors que le faciès sismique du substratum mésozoïque est discontinu.

Dans le domaine provençal, nous pouvons également identifier deux types de substratum. L'un correspond aux reliefs de Beauduc et Autan et l'autre remplit le fossé du Grand Faraman (Figure V-11). Une analogie de faciès peut donc être faite avec le domaine du Graben Central. On peut supposer un socle Paléozoïque sur les reliefs de Beauduc et d'Autan (ce qui est confirmé sur le forage Autan) et un substratum mésozoïque dans le fossé du Grand Faraman.

Les reliefs au Sud de la côte provençale montrent quant à eux un faciès sismique comparable au faciès substratum 2. Ce faciès sismique est atteint au niveau du forage Cicindelle et correspond à cet endroit à des écaillés de carbonates du Jurassique et de Paléozoïque (Figure V-12).

L'incertitude sur la nature du substratum correspond donc à une petite partie (supérieure) du faciès « substratum 2 » correspondant aux sous-bassins précédemment mentionnés (en hachures jaunes). Ces sous-bassins pourraient correspondre à un terme oligocène ou à du substratum mésozoïque. Une étude détaillée des faciès dans le Graben Central, en Camargue et en Provence serait nécessaire pour une meilleure précision.

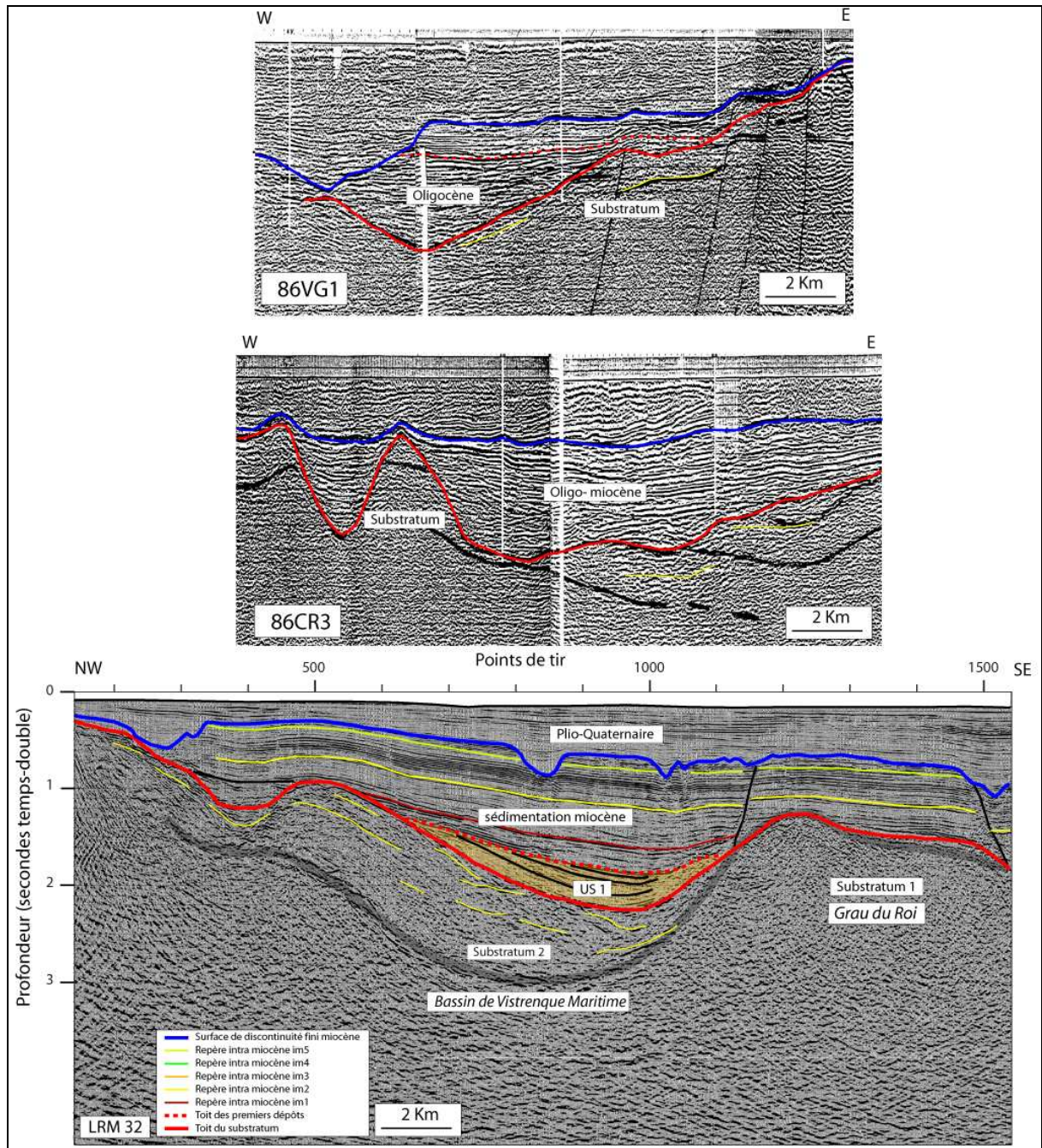


Figure V-10: Comparaison de deux profils situés dans le fossé de Camargue (86VG1 et 86CR3) et d'un profil situé au débouché de celui-ci dans le domaine offshore (LRM32). Les faciès lités correspondent à des séries tertiaires alors que les faciès discontinus correspondent plutôt à du substratum anté-tertiaire. Position des profils sur la Figure V-9.

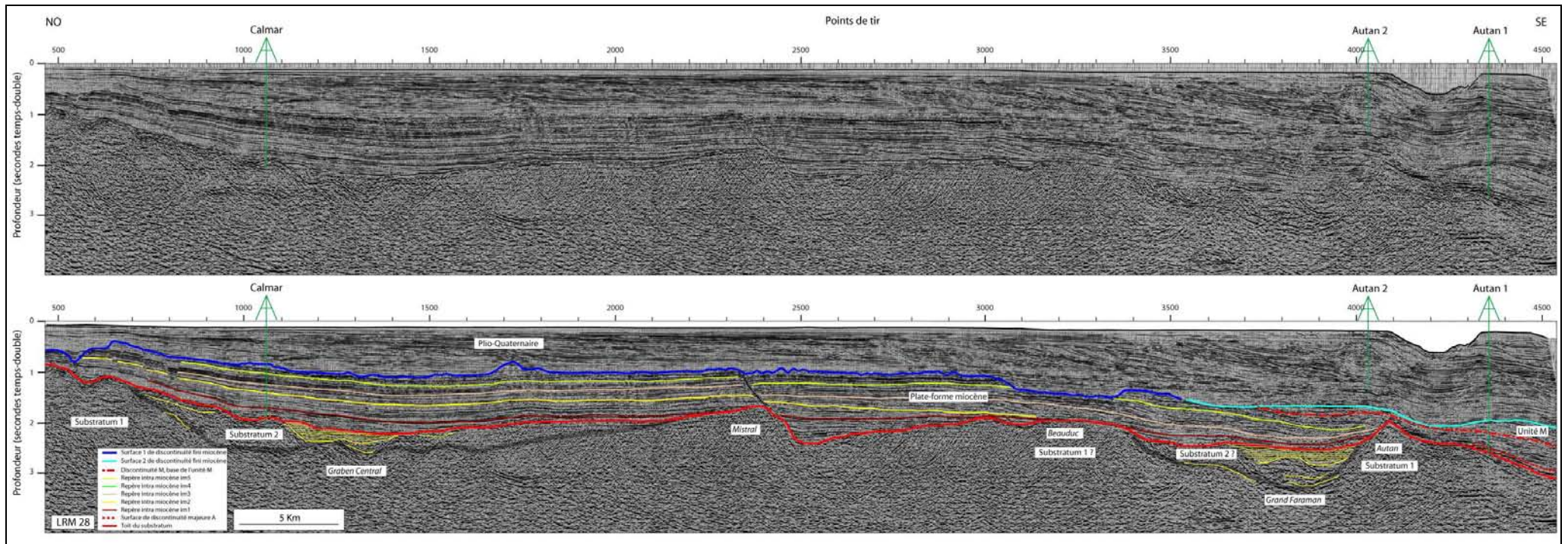


Figure V-11: Profil sismique LRM28 perpendiculaire à la marge. Dans le fossé du Grand Faraman, un faciès sismique est comparable au substratum 2 identifié dans le Graben Central. Les hachures représentent les sous-bassin du substratum 2. Position sur la Figure V-13.

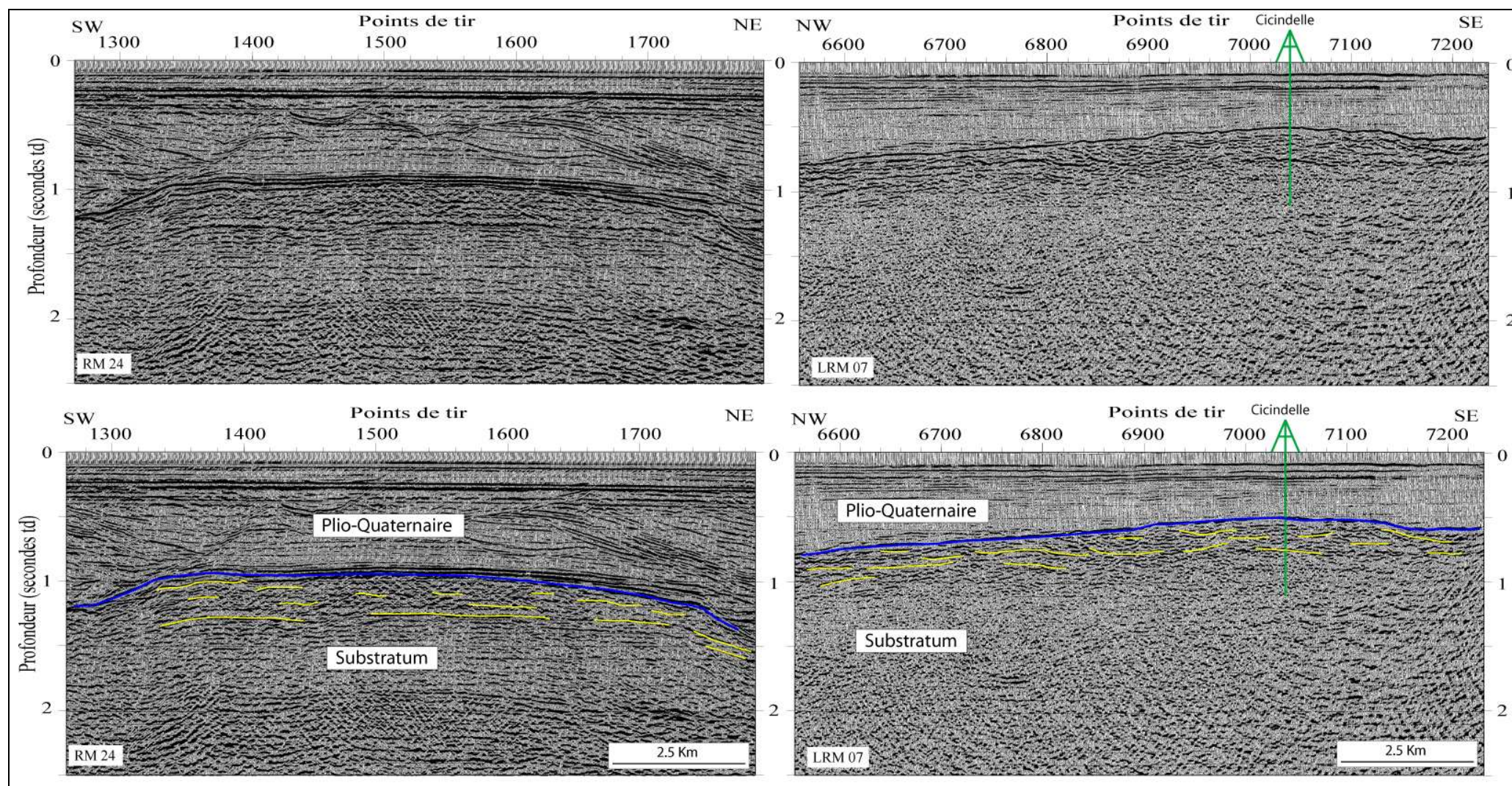


Figure V-12: comparaison du faciès sismique du substratum au niveau du forage Cicindelle (LRM07) et dans le domaine provençal (RM23). Le forage Cicindelle atteint des séries jurassiques correspondant au faciès surligné en jaune sur le profil LRM07. Un faciès comparable est mis en évidence du côté provençal. Position des profils sur la Figure V-13.

B.3. Carte de la nature du substratum

La Figure V-13 représente, sur les arguments que nous avons exposés auparavant, les zones où l'on peut s'attendre à trouver du substratum Mésozoïque et les zones où l'on peut s'attendre à trouver du faciès Paléozoïque. Le Paléozoïque serait principalement présent sur les reliefs de socle. Les zones déprimées du Graben Central et les reliefs provençaux sont caractérisés par un substratum Mésozoïque.

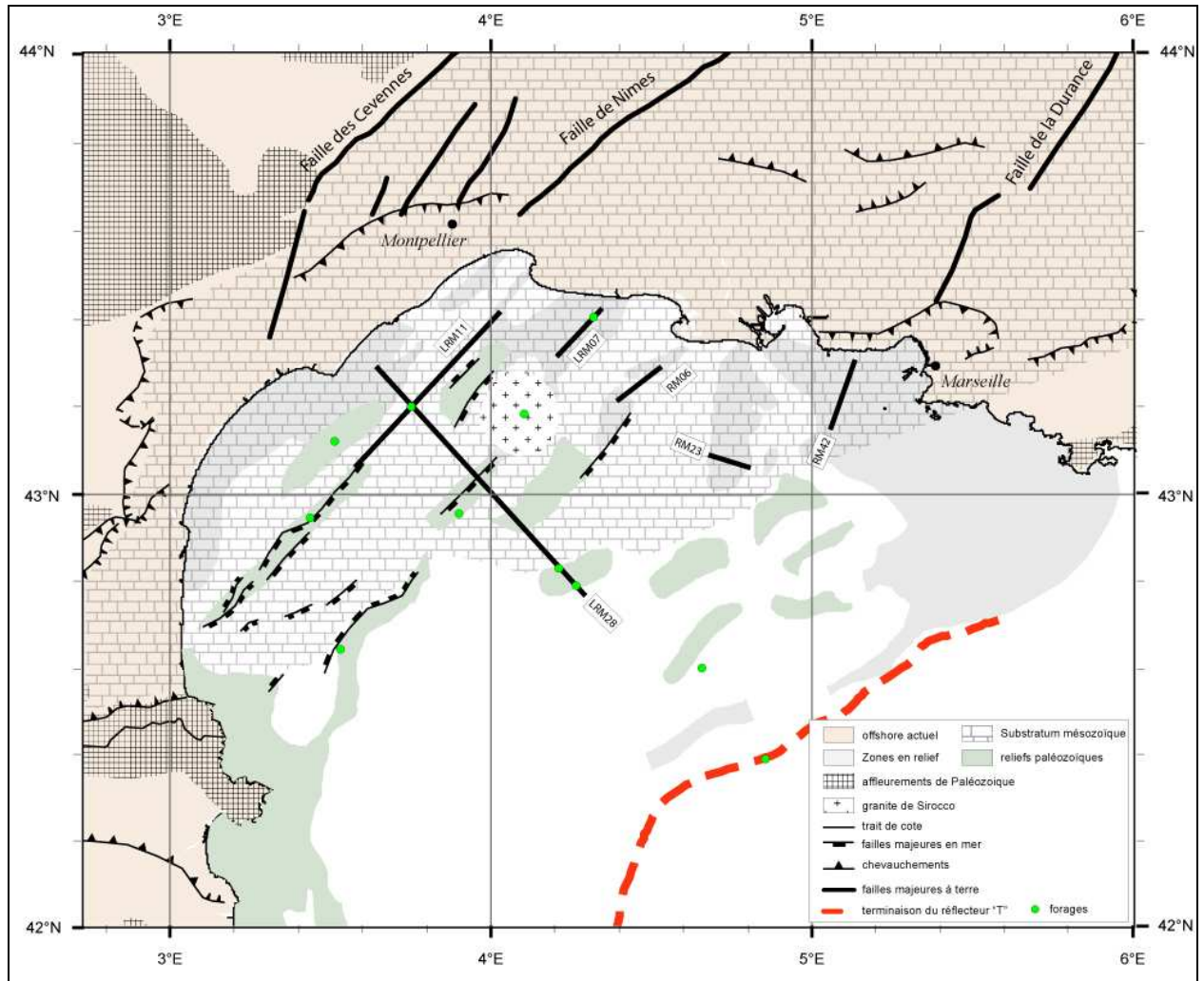


Figure V-13: Carte de la nature présumée du substratum. Un âge paléozoïque sur les reliefs de socle et un âge mésozoïque dans les dépressions du socle est suspecté.

B.4. L'érosion du substratum

Le substratum tel que nous l'avons défini montre des signes évidents d'érosion. Ces érosions se présentent de deux manières différentes :

- Sous la forme d'une abrasion. Cette érosion lisse le substratum à certains endroits. C'est ce que l'on peut observer sur la Figure V-4 ou sur la Figure V-8, autour du point de tir 6000. Il est difficile de donner un âge à cette érosion car des séries d'âge varié reposent sur ces surfaces (Plio-Quaternaire sur la Figure V-4 et Miocène sur la Figure V-8).
- Sous la forme d'une entaille (Figure V-14). Les entailles que l'on observe coupent perpendiculairement des reliefs de socle.

Nous reviendrons sur ces érosions dans le Chapitre VIII:A.

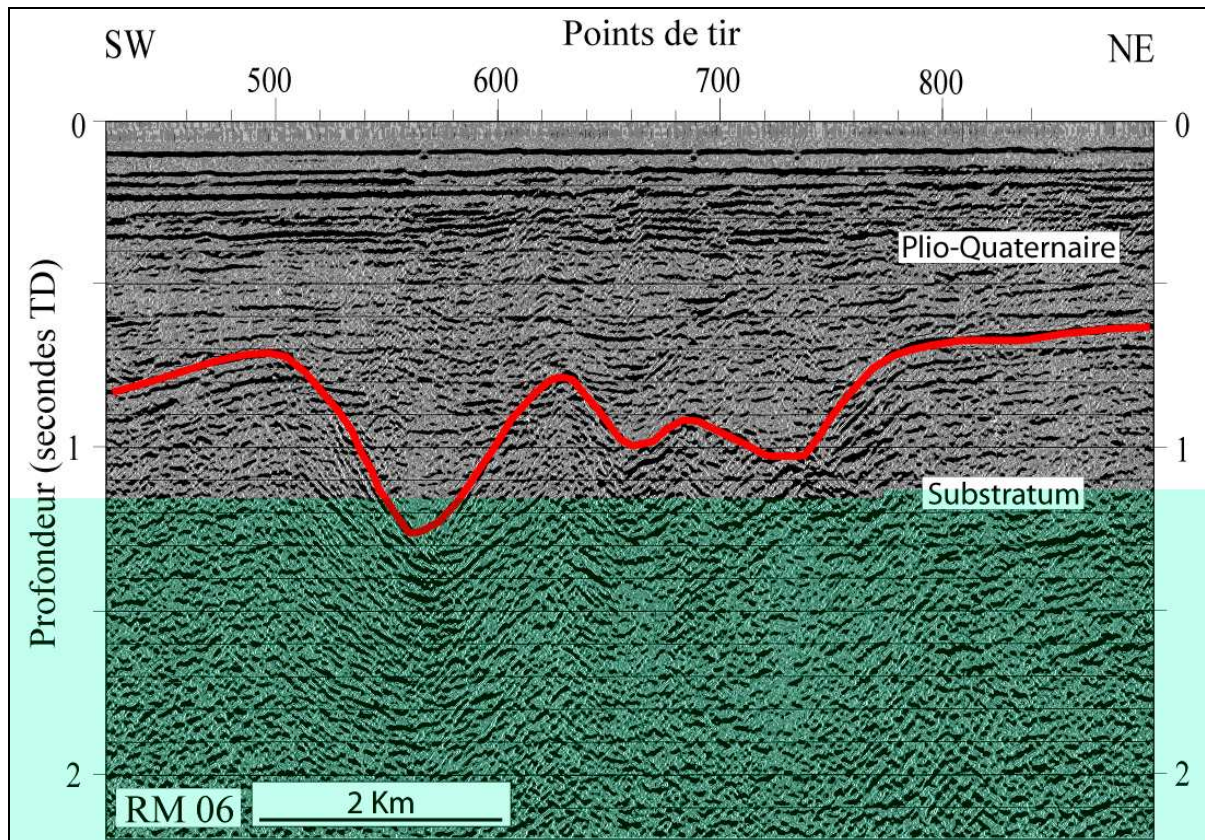


Figure V-14 : Incision du substratum calcaire perpendiculairement à une structure SW-NE (Position sur la Figure V-13). 100 tirs= 1875m.

C. Les premiers dépôts sédimentaires

C.1. Premiers dépôts sur le substratum

Sous le terme « premiers dépôts », nous avons regroupé deux unités (US1 et US2). Ces unités sont les premières à se déposer sur le substratum pré-rift défini précédemment.

La première unité, US1, est bien observable sur le profil LRM 11 (Figure V-8) situé au Nord-Est de la plate-forme (Figure V-15). Elle montre des réflecteurs inclinés vers le sud-ouest. Les séries sus-jacentes, parallèles entre elles, se déposent en *onlap* sur le bord de l'unité US1.

Le profil LRM 32 (Figure V-16) est une coupe transversale du profil LRM 11. On observe à nouveau les réflecteurs tronqués à leur sommet et l'inclinaison singulière de ces réflecteurs par rapport aux unités sus-jacentes parallèles entre elles.

Dans cette zone, les dépôts présentent la plus grande épaisseur (jusqu'à 1 seconde temps double). Le bassin de Vistrenque Maritime, dans lequel sont confinés ces dépôts, est la continuité en mer du bassin de Camargue (le long de la faille de Nîmes) où plus de 4000 m de sédiments *synrift* datés de l'Oligocène ont été forés (Chapitre II:A.1). Un seuil semble séparer les deux bassins, cependant la configuration particulière de l'unité US1 et sa position au débouché de la Camargue argumente en faveur d'une origine *synrift* de cette série.

Nous observons également une unité comparable au Sud-Ouest de la plate-forme (Figure V-15). Sur le profil LRM01 (Figure V-17), l'unité US1 de ce domaine montre une inclinaison vers le nord-est et semble provenir du domaine pyrénéen. Elle n'est pas directement corrélée à l'unité US1 du domaine nord-est mais présente les mêmes caractéristiques (réflecteurs de pente différente par rapport aux séries sus-jacentes). Dans ce domaine sud-ouest, l'unité US2 se dépose en discordance sur l'unité US1. L'ensemble est tronqué par une surface que nous décrirons dans le paragraphe suivant. Il est parfois difficile de différencier US1 et US2.

L'ensemble US1-US2 est observable dans les dépressions de la plate-forme (Figure V-18). Il est caractérisé par une surface majeure de discontinuité à son sommet (surface A). Nous avons donc considéré les deux unités US1 et US2 comme l'ensemble « premiers dépôts ».

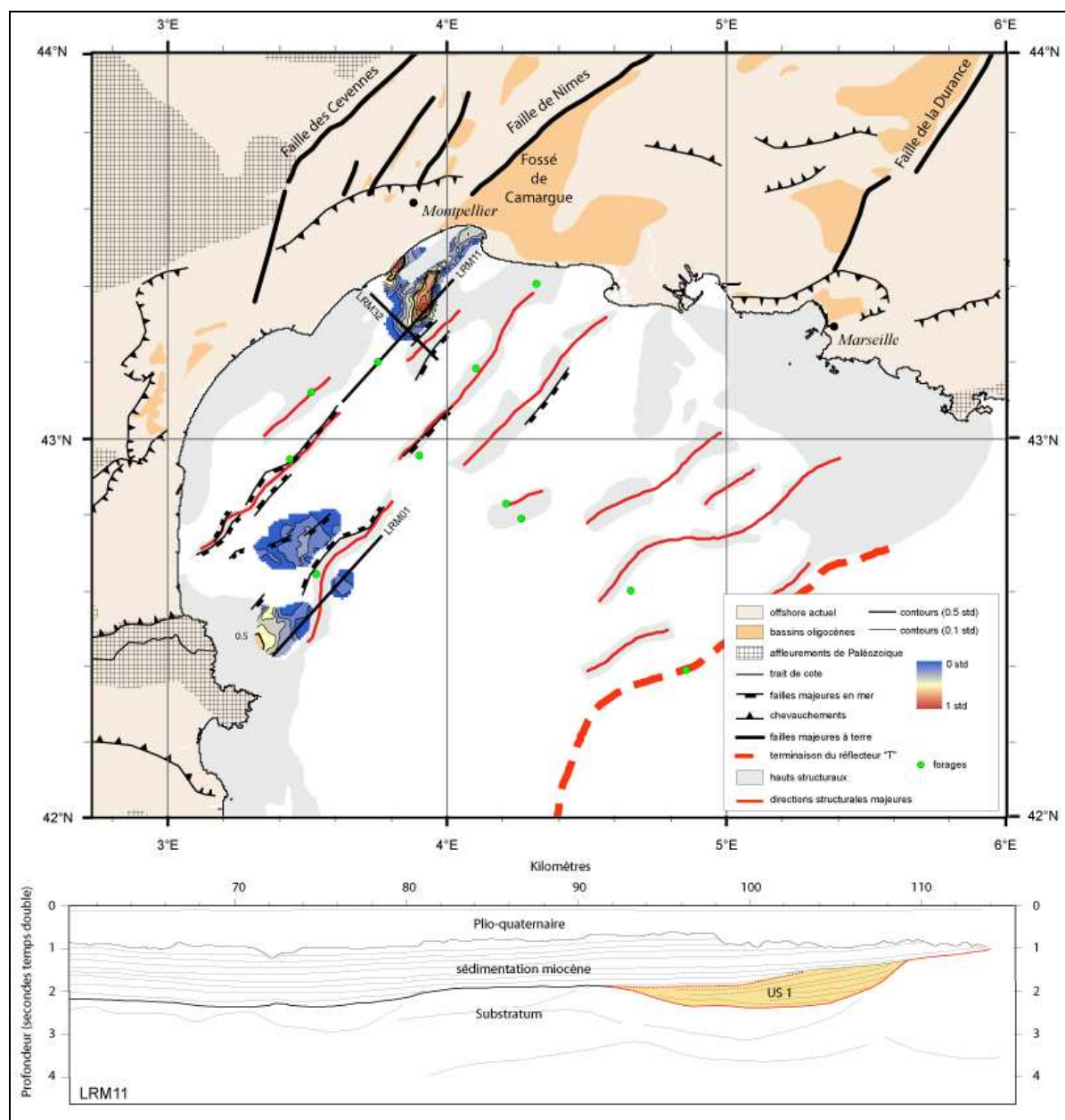


Figure V-15 : Cartographie en épaisseur temps double de l'unité US1, partie inférieure des « premiers dépôts » déposés sur le socle anté-rift.

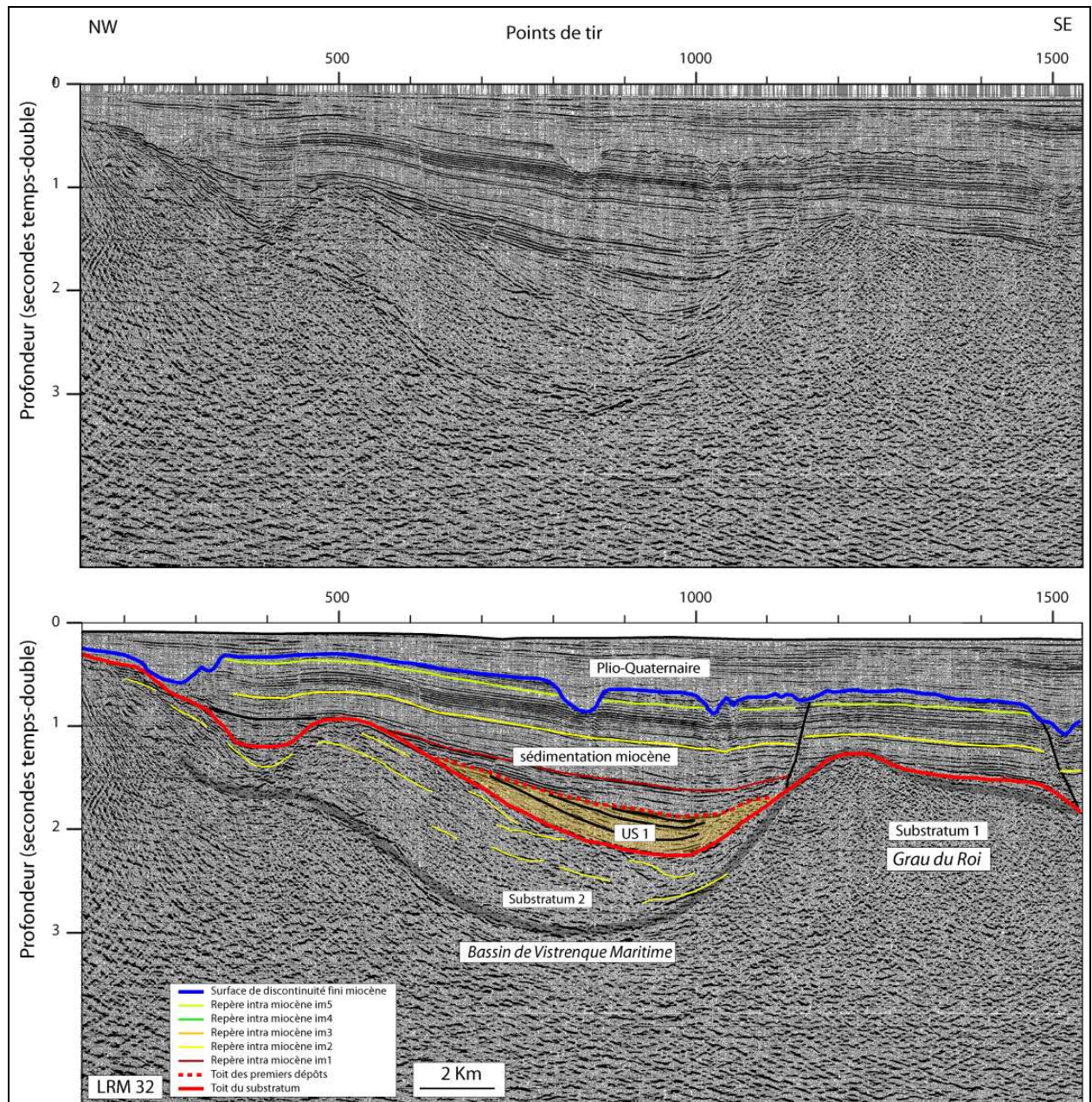


Figure V-16 : Profil sismique LRM32 perpendiculaire au bassin de Vistrenque Maritime. On peut observer l'unité US1 sur le substratum 2. Le toit de l'unité US1 est érosif. Les dépôts miocènes se déposent par-dessus et sont parallèles entre eux. Position du profil sur la Figure V-15. 100 tirs= 1875m.

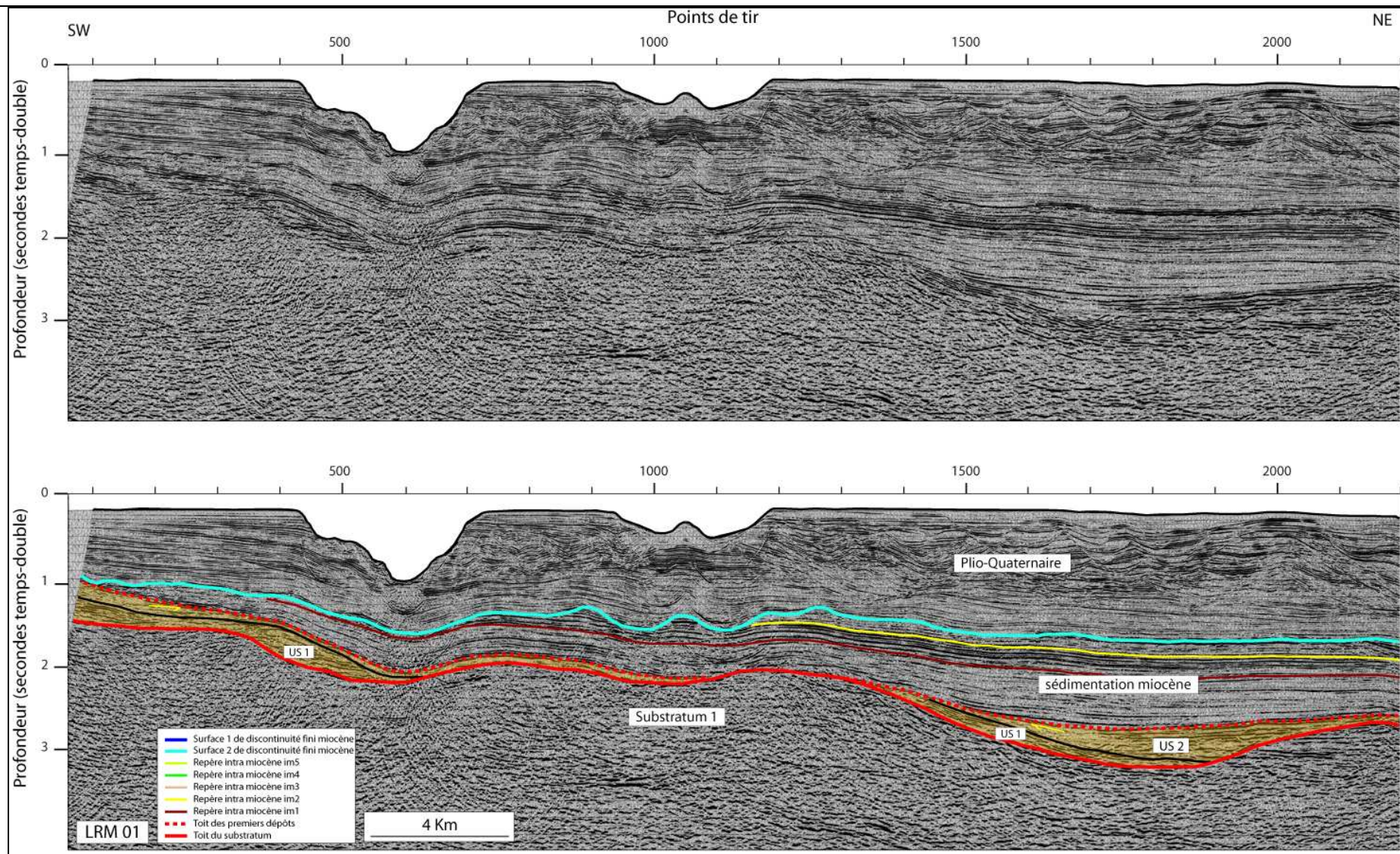


Figure V-17: Profil sismique LRM01 parallèle à la marge. On peut observer l'unité US1 sur le substratum. L'unité US2 se dépose au dessus en discordance. L'ensemble est érodé et discordant avec les dépôts sus-jacents, parallèles entre eux. Position du profil sur la Figure V-15.

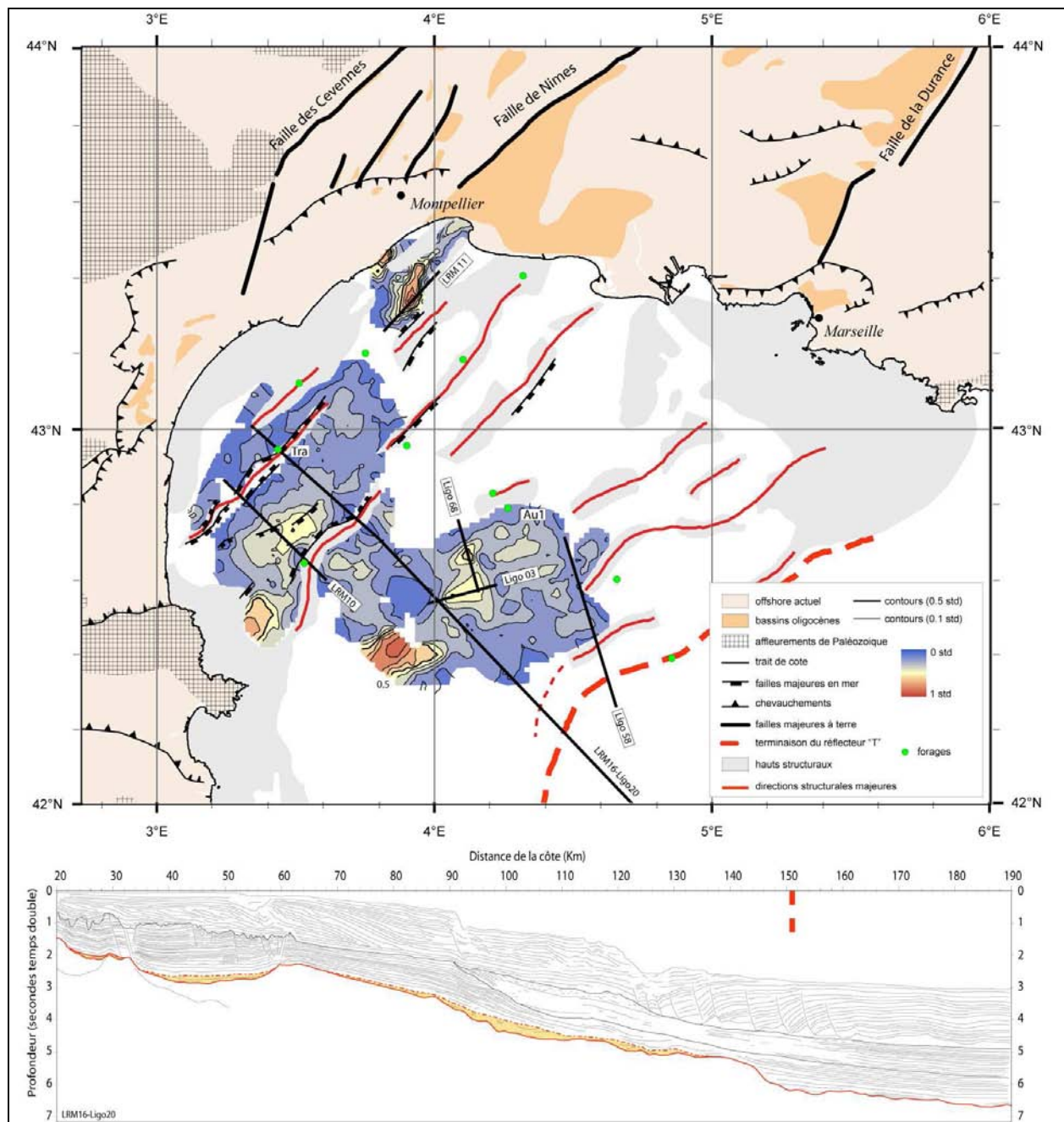


Figure V-18 : Cartographie en épaisseur temps double des « premiers dépôts » (US1+US2) déposés sur le socle anté-rift. Au1 :Autan1 ; Tra : Tramontane.

Deux forages ont traversé l'unité supérieure des premiers dépôts (US2). Il s'agit de Autan1 et de Tramontane (position sur la Figure V-18). Aucun ne traverse l'unité inférieure (US1).

- Sur Tramontane (voir annexe forages), ces sédiments correspondent à l'intervalle 3290-3438 m (2.0-2.056 secondes temps double). Il s'agit de marne silteuse à intercalations d'épisodes de calcaire plus ou moins importants avec quelques débris de roches paléozoïques. Cet intervalle est daté de la base de l'Aquitaniens et un

environnement de plate-forme littorale est proposé (Cravatte et al., 1974). Les réflecteurs sismiques forés correspondent à la partie supérieure des « premiers dépôts ».

- Sur Autan1 (voir annexe forages), les sédiments forés correspondent à l'intervalle 3600-3800 m (2.5-2.6 secondes temps double). Il s'agirait soit d'une sédimentation laguno-continentale comparable aux séries calcaréo-salifère et rouge de l'Oligocène forées dans le bassin de Camargue (voir Chapitre II:A.1.b) ; soit d'une série liasique relayée par une série triasique comparable au Trias supérieur des Pyrénées orientales. L'hypothèse d'une série oligocène avec remaniement de séries diverse (Paléozoïque, Jurassique, Crétacé) est préférée par Cravatte et al (1974).

La base des « premiers dépôts » pourrait ainsi correspondre à une sédimentation continentale du même type que celle forée en Camargue. Le sommet correspond à une sédimentation de plate-forme littorale datée de la base de l'Aquitaniien.

C.2. La surface de discontinuité A au sommet des premiers dépôts

Le toit des premiers dépôts est caractérisé à de nombreux endroits par une surface de discontinuité majeure (Figure V-19). Cette discontinuité est particulièrement visible au Sud-Est de la structure Rascasse et dans le graben de Vistrenque maritime. Elle est moins visible dans le Graben Central. C'est ce que l'on peut remarquer sur le profil LRM10 (Figure V-20). On peut voir des troncatures d'érosion au sommet des « premiers dépôts » au Sud-Est de Rascasse mais les séries semblent conformes dans le Graben Central (bassin des Catalans).

Parfois, cette surface est reprise par des événements postérieurs. Cela semble être le cas sur le profil LRM11 (Figure V-8 et Figure V-19). Les troncatures d'érosion du toit des « premiers dépôts » sont en effet situées dans le prolongement d'un réflecteur miocène que l'on suit bien sur la plate-forme (repère intra-miocène 1 des figures). Le substratum est lui-même aplani dans le prolongement de l'érosion des « premiers dépôts ». A d'autres endroits, ce réflecteur est situé bien au dessus de l'érosion, d'où la certitude qu'il existe une érosion plus précoce que celui-ci.

Ce qui ressort de ces interprétations est qu'une érosion très précoce, postérieure aux « premiers dépôts » datés de l'Oligocène à l'Aquitaniien et antérieure au réflecteur intra miocène 1 a modelé le plateau du golfe du Lion. Nous allons discuter de l'âge du réflecteur intra-miocène 1.

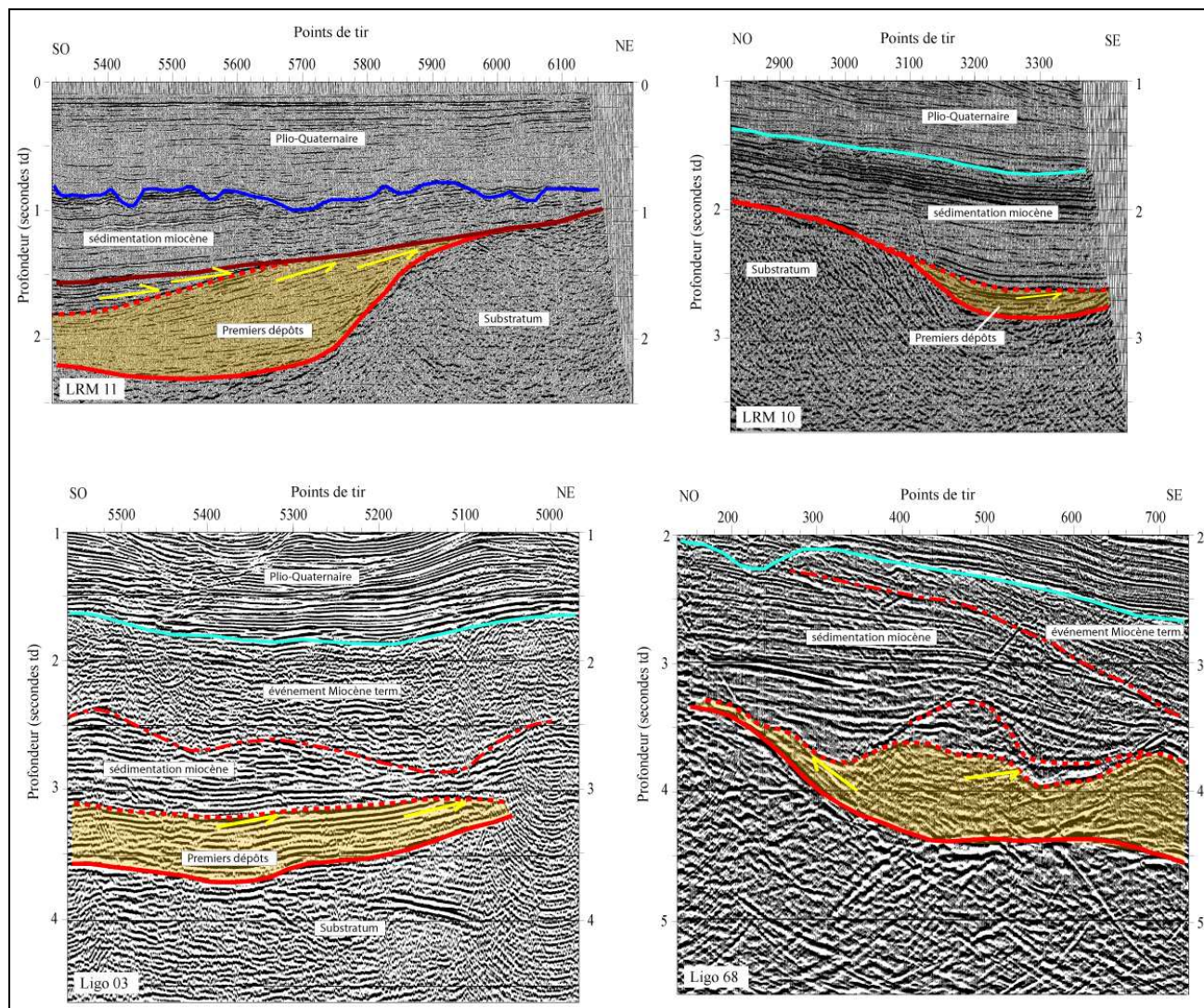


Figure V-19: Portions de profils sismiques illustrant la discontinuité A au toit des premiers dépôts. Position des profils sur la Figure V-18.

C.3. Transition vers le domaine profond

Vers le domaine profond, les premiers dépôts « buttent » sur un relief de socle (Figure V-21). De l'autre côté de ce relief, des séries du bassin se déposent en *onlap* contre le substratum. Ce relief correspond au dernier relief de socle significatif avant le domaine de bassin. Nous avons cartographié la série « premiers dépôts » jusqu'à cette structure (Figure V-18). Elle ne semble pas exister au-delà.

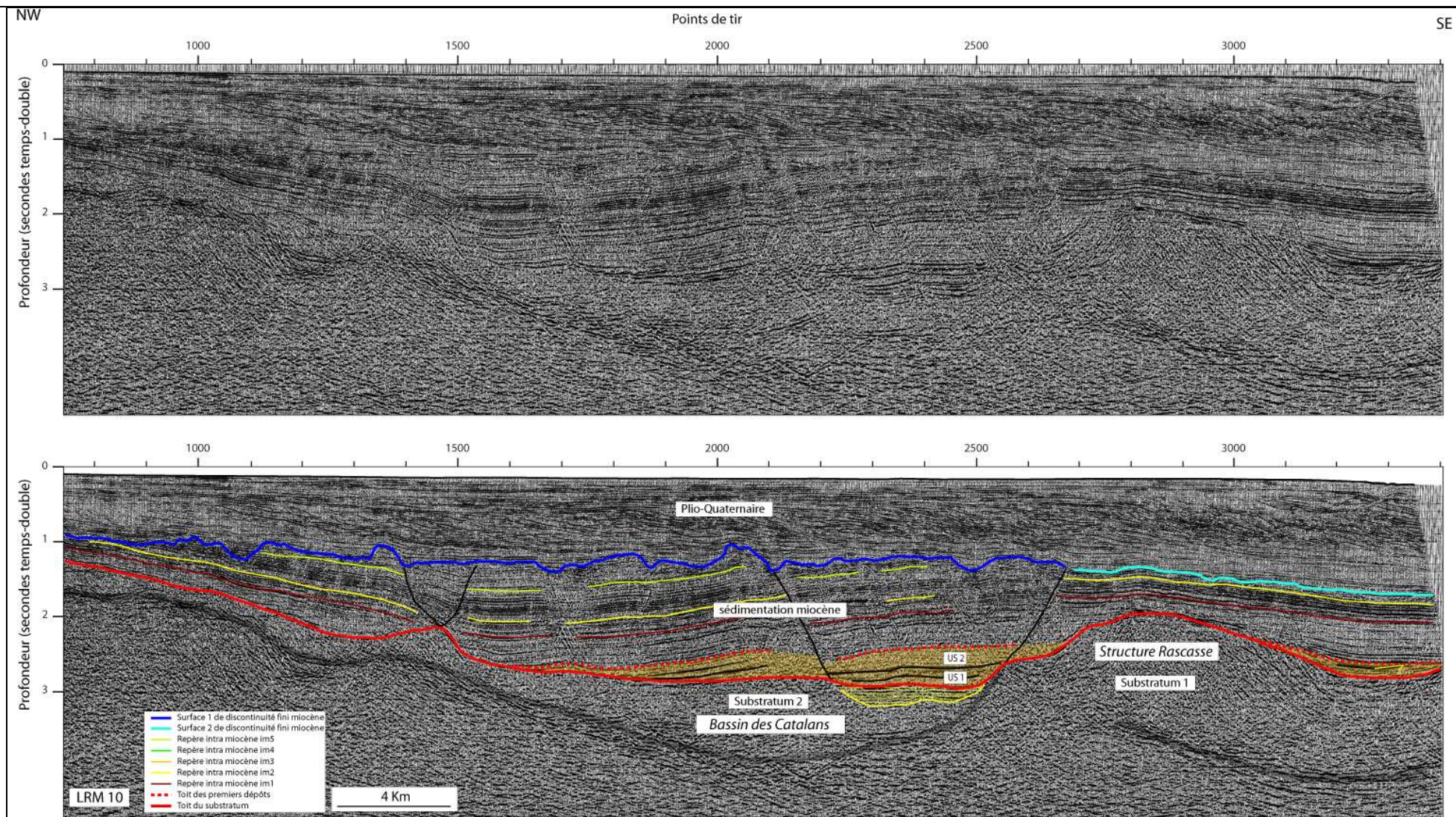


Figure V-20 : Profil sismique LRM10 parallèle à la marge. Les premiers dépôts (US1+US2) sont concordant avec les séries miocènes au nord de la structure Rascasse. Au sud de cette structure, les premiers dépôts sont tronqués à leur toit. Position du profil sur la Figure V-18.

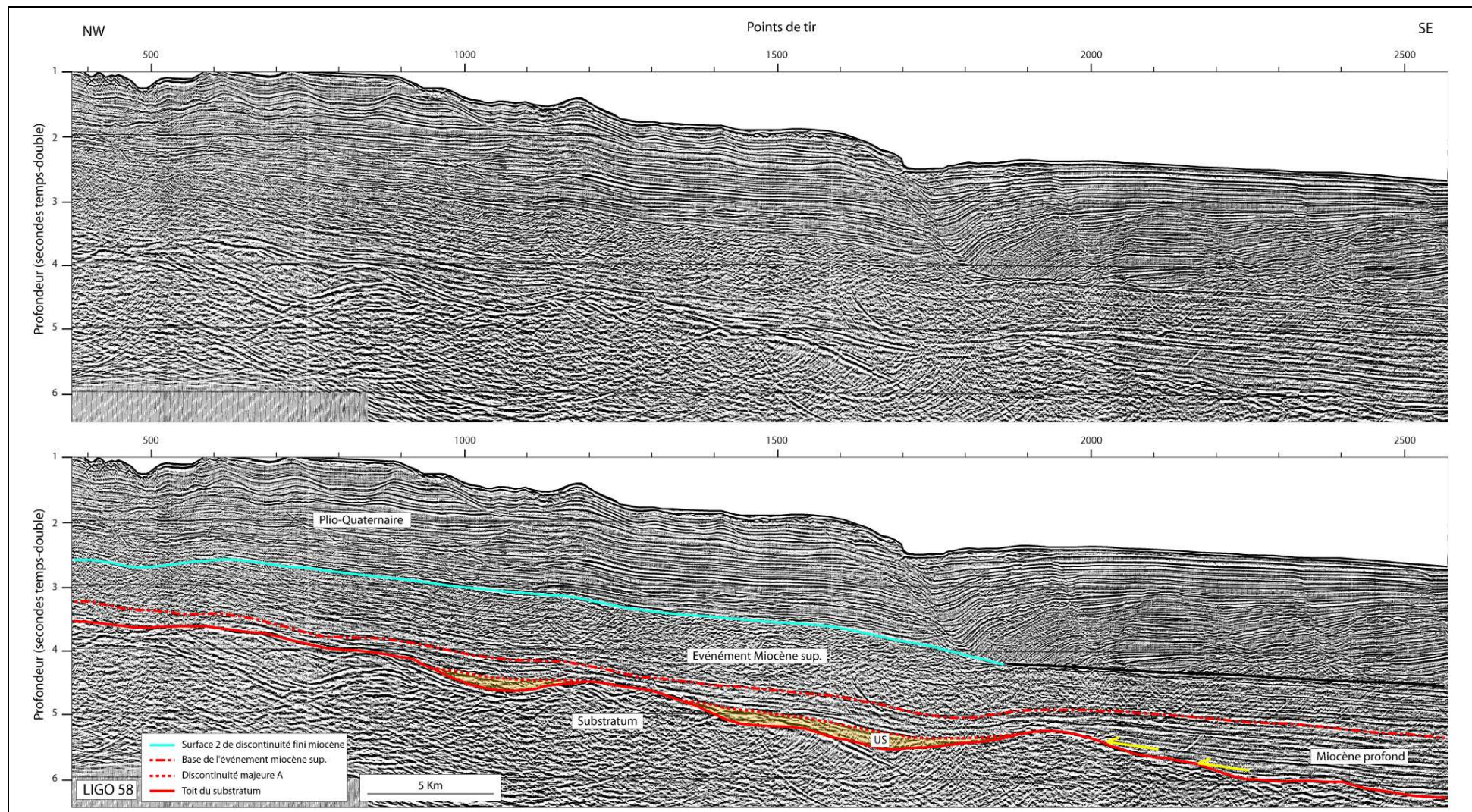


Figure V-21: Profil sismique Ligo58 illustrant le dernier relief de socle avant le domaine de bassin profond et la relation géométrique des premiers dépôts avec ce relief. Les réflecteurs du bassin profond, plus continus (faciès lité), montrent un *onlap* sur le socle.

D. La sédimentation miocène

D.1. La plate-forme miocène

Une grande partie du golfe du Lion est ennoyée sous une couverture sédimentaire importante. Au dessus des « premiers dépôts » et de la surface A, cette série est litée et les réflecteurs présentent une bonne continuité avec peu de variation d'épaisseur. En direction de la Provence et des Pyrénées, ces réflecteurs se terminent en *onlap* sur les remontées du substratum pré-rift ou les sédiments antérieurs (Figure V-8).

En direction du bassin, la série prograde approximativement au niveau de la pente actuelle (Figure V-22 et Figure V-23). Plusieurs forages ont atteint la série. Ils indiquent un âge compris entre l'Aquitanién et le Tortonien et une nature marneuse pour les sédiments. Les séries parallèles puis progradantes vers le bassin représentent donc la plate-forme miocène édifiée à cette période. La carte de l'épaisseur de la série miocène montre une plate-forme s'étendant depuis les Pyrénées jusqu'à la limite Camargue-Provence (hachures sur la Figure V-24).

Quelques failles affectent la série miocène. Elles sont plus nombreuses vers l'ouest, lorsque l'on se rapproche des Pyrénées (Figure V-24). Ces failles peuvent induire un décalage important des séries miocènes, elles ne sont cependant pas toujours bien observables en sismique. Des interprétations croisées avec plusieurs profils sont nécessaires pour les identifier avec certitude (Figure V-25). Les failles majeures induisent un décalage significatif et se prolongent dans le socle (Figure V-7). Ces failles ont une direction SW-NE et ont un rôle majeur dans l'histoire de la plate-forme. Ce sont ces mêmes failles qui limitent les reliefs de socle paléozoïque des zones déprimées de socle mésozoïque sur la plate-forme (Chapitre V:B.1).

Le basculement des séries miocènes induit par ces failles (Figure V-7 et Figure V-20) a déjà été décrit par Mauffret et al (2001) sous la forme d'un *roll-over* dans la partie Sud-Ouest du Graben Central. Il est particulièrement visible sur le profil LRM 08 (Figure V-7) où une épaisse série miocène est préservée au toit du *roll-over* (*hanging wall*). Le lien entre le basculement et l'épaisseur des séries miocènes est confirmé avec la carte de l'épaisseur de la série miocène (Figure V-24) : le Miocène le plus épais est localisé à l'Ouest du Graben Central (jusqu'à 1.9 std d'épaisseur), précisément à l'endroit où les séries miocènes sont le plus basculées par le *roll over* Rascasse. A leur sommet, les dépôts miocènes et la plupart des

failles sont tronqués par une surface d'érosion majeure attribuée au Messinien (érosion du miocène terminal sur les figures). Le basculement permet en fait une meilleure préservation des séries miocènes de l'érosion postérieure.

En aval du rebord de plate-forme (Figure V-24), l'épaisseur de la série diminue fortement du fait de son érosion. Cette troncature d'érosion (base de l'unité M) sera décrite dans le chapitre suivant. Dans le bassin la série miocène redevient plus épaisse. Nous verrons que l'épaisseur des séries miocènes est fortement contrôlée par l'événement messinien sus-jacent.

D.2. Datation des repères de la série miocène

Deux tendances peuvent être dégagées de l'analyse des forages (Tramontane, Mistral, Autan dans l'annexe forages) :

- Tout d'abord, les environnements de dépôts passent d'une plate-forme littorale aquitaniaise à une plate-forme moyenne au miocène moyen. Cela indique un approfondissement du milieu.
- Ensuite, le milieu devient de moins en moins profond jusqu'à atteindre un faciès laguno-lacustre au Tortonien, juste sous la surface d'érosion messinienne.

Dans cette série, nous avons identifié plusieurs réflecteurs comme repères intra-miocène. Ils représentent des réflecteurs de fortes amplitudes ou séparent des limites de faciès sismique. Ces réflecteurs ont été corrélés jusqu'aux forages.

Le réflecteur identifié d'extension régionale le plus ancien (repère intra-miocène 1) est caractérisé par un fort contraste d'impédance acoustique sur l'ensemble de la plate-forme. Ce réflecteur de forte amplitude recouvre en conformité des sédiments datés de l'Aquitaniens. Ces sédiments correspondent à l'intervalle 2415-3290 m sur Tramontane (voir annexe forages). Il s'agit de marne silteuse à gréseuse, gris sombre, indurée, fréquemment litée. Les faunes indiquent un milieu de plate-forme littorale. Sur Mistral (3015-3440 m), on peut voir des intercalations calcaires et gréseuses, le milieu correspondrait à un environnement de plate-forme littorale à moyenne. Ces dépôts aquitaniens se déposent en *onlap* contre le substratum ou contre les « premiers dépôts ». Il pourrait s'agir des premiers dépôts marins aquitaniens également décrits dans le Miocène de Camargue.

Les dépôts sus-jacents au repère intra-miocène 1 ont été atteints par les forages Calmar, Tramontane et Mistral. Les interprétations des environnements de dépôt indiquent que le milieu s'approfondit jusqu'au repère intra-miocène 4 sur Tramontane et jusqu'au repère intra-

miocène 5 sur Mistral pour atteindre un environnement de plate-forme moyenne. L'intervalle compris entre le repère intra-miocène 1 et le repère intra-miocène 5 est daté du Miocène inférieur (Burdigalien) à la fin du Miocène moyen (Serravalien). Le repère intra-miocène 1 est donc daté à la transition Aquitanien-Burdigalien.

Le réflecteur intra miocène 1 se prolonge souvent vers l'est par une surface plane, érosive sur les premiers dépôts oligo-aquitaniens (tronqués) ou plus souvent directement sur le substratum (Figure V-8). La mer burdigalienne arase les reliefs pyrénéens avant la déformation alpine. Cette surface d'abrasion (entre autres) a été utilisée par Champion et al (2000) pour caractériser la déformation post-miocène en Provence. La surface diachrone correspondante est délimitée par l'Étang de Berre et le plateau de Valensole à l'est, et par le Mont Ventoux au nord. Nous interprétons la surface plane prolongeant le réflecteur intra-miocène 1 comme une surface de ravinement transgressive (première abrasion marine à l'échelle de toute la plate-forme) en rapport avec la transgression burdigalienne connue à Terre (voir le Chapitre VIII:A.1).

D'autres surfaces d'érosion situées entre le Miocène moyen et le Miocène supérieur (entre 15,8 Ma et 11 Ma) ne peuvent souvent pas être distinguées les unes des autres. Ces surfaces pourraient correspondre aussi à des cycles régressifs-transgressifs à l'intérieur du Miocène. Elles se présentent sous la forme de surfaces topographiques aplanies, qui tronquent les structures.

A partir du repère intra-miocène 4 sur Tramontane et 5 sur Mistral, l'environnement de dépôt devient brutalement littoral à saumâtre pour des séries datées du Miocène supérieur (Serravalien-Tortonien). Ces séries sont tronquées à leur sommet par la surface d'érosion messinienne. Elles pourraient correspondre aux indices d'une restriction des communications entre la Méditerranée et l'Atlantique avant la crise messinienne. L'épaisseur importante de séries érodées par la surface d'érosion messinienne ne permet pas d'avantages d'interprétations dans cette zone.

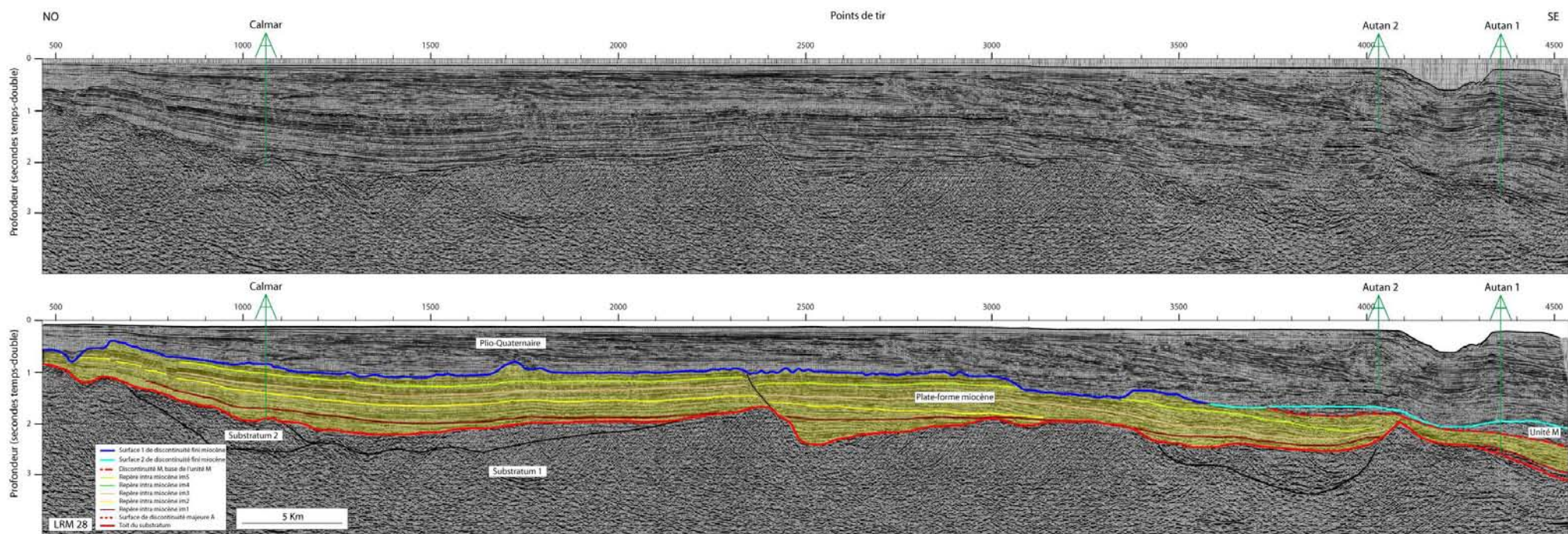


Figure V-22 : Profil sismique LRM28 perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. La plate-forme miocène est mise en évidence. Position sur la Figure V-24.

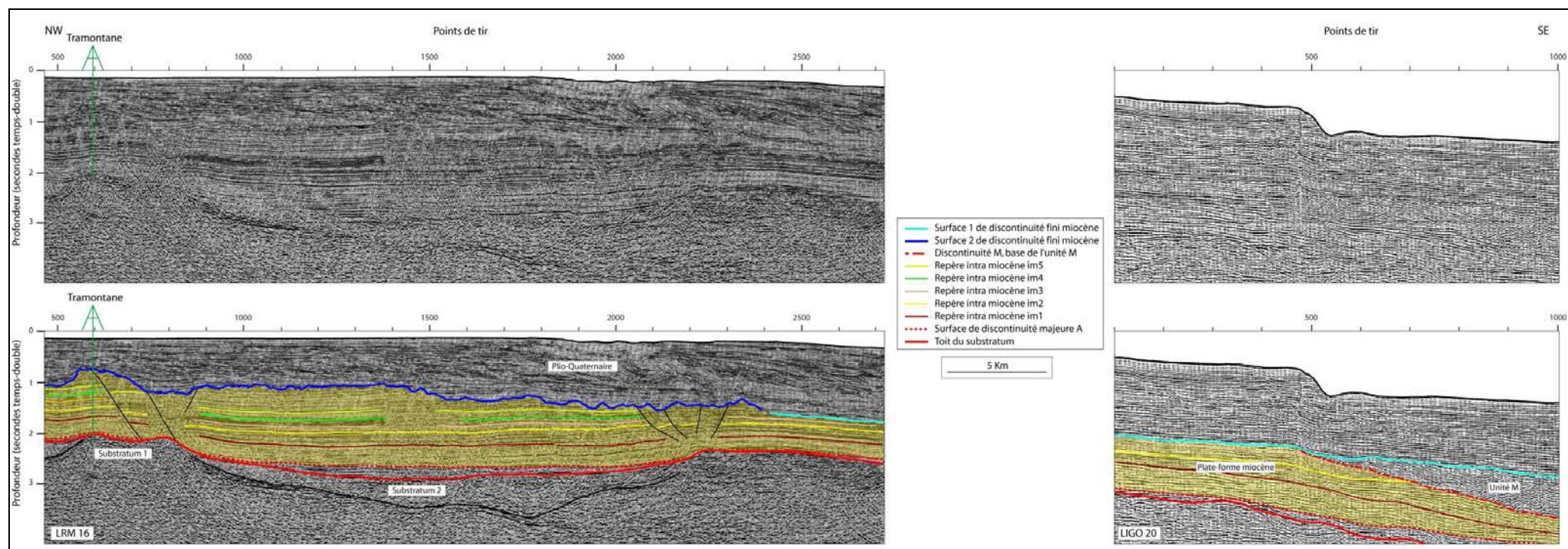
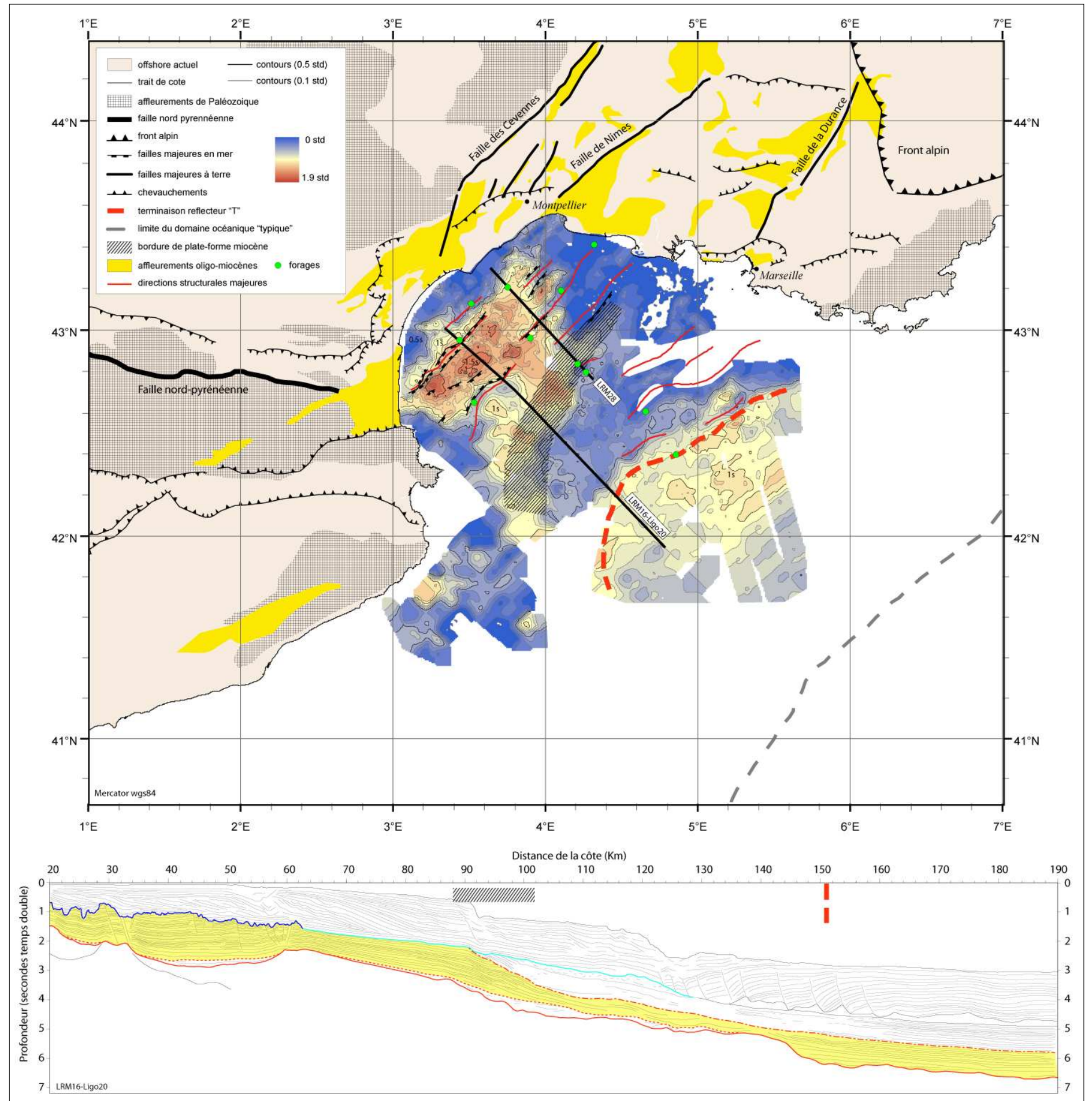


Figure V-23 : Profil sismique LRM16-Ligo20 perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. La plate-forme miocène est mise en évidence. Position sur la Figure V-24.

Figure V-24: carte en épaisseur temps double du miocène post-rift et anté-messinien. La zone hachurée représente la zone de progradation de la plate-forme miocène. La diminution d'épaisseur en aval de cette zone hachurée est le résultat de l'érosion sus-jacente (base de l'unité M) liée à l'événement messinien.



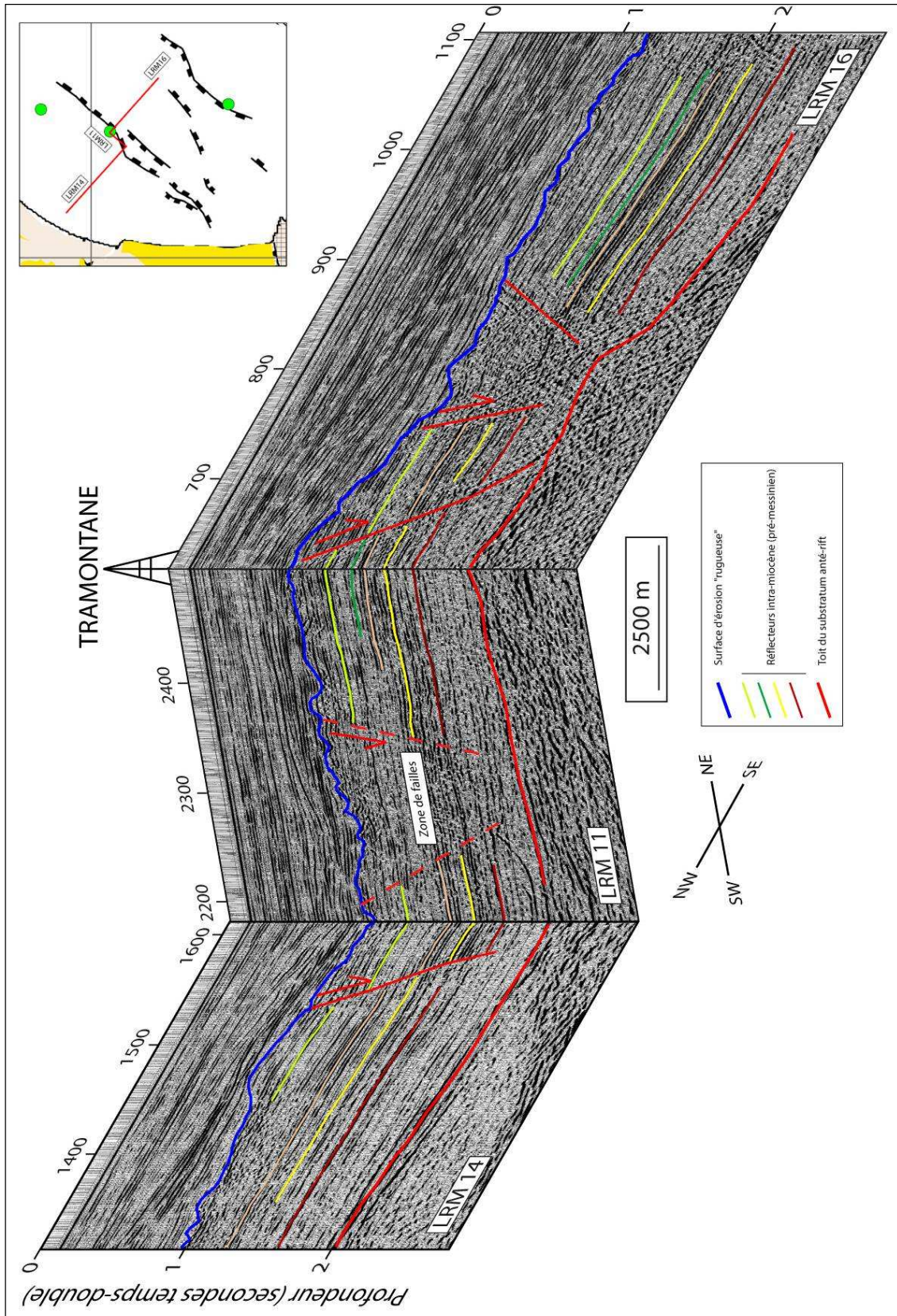


Figure V-25: profils sismiques sur la plate-forme du golfe du Lion. Les failles affectant la couverture miocène sont parfois difficile à identifier (LRM 11). Seuls les profils croisés (LRM 14 et 16) peuvent nous aider à les mettre en évidence

E. Conclusion

Ce chapitre décrit la structuration de la marge du golfe du Lion et les géométries des dépôts miocènes anté messiniens. Nous avons mis l'accent sur plusieurs points importants :

- Les directions structurales majeures et la segmentation de la marge

Nous avons vu que plusieurs directions structurales majeures sont présentes dans le golfe du Lion. Ces directions sont à mettre en relation avec l'héritage structural de la marge dont nous avons parlé dans le Chapitre I. Plusieurs zones ont été identifiées depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond. La transition entre ces deux zones extrêmes peut se faire de différentes manières, ce qui suggère une segmentation de la marge.

- La nature du substratum

La question de la nature du substratum dans les parties déprimées de la plate-forme (le Graben Central par exemple) est une question toujours d'actualité. Les forages pétroliers se trouvent uniquement sur des reliefs de socle et seul l'analyse sismique peut nous renseigner sur cette question. Cette analyse nous amène à proposer une nature paléozoïque sur les reliefs de socle du domaine pyrénéen et une nature mésozoïque dans les zones déprimées et sur les reliefs provençaux. Une grande partie de ce que nous considérons Mésozoïque était auparavant attribué à des sédiments *synrift*. Cette nouvelle interprétation (où le golfe du Lion n'est pas dénudé de sa couverture mésozoïque) est en adéquation avec un taux de compression pyrénéen de moindre importance dans le golfe du Lion qu'au niveau des Pyrénées (Chapitre I:D.2).

- La sédimentation *syn-rift*

Nous avons identifié les premiers sédiments déposés sur le substratum et pouvant correspondre à des dépôts *synrift*. Leur épaisseur est plus importante dans le graben de Vistrenque Maritime, au débouché de la Camargue. Ces sédiments sont caractérisés par un environnement de dépôt continental à littoral et par une surface d'érosion majeure à leur sommet. Nous discuterons des implications de la présence d'une telle surface (Chapitre VIII:).

- La plate-forme miocène

La plate-forme miocène est bien identifiée. Elle a été forée à plusieurs endroits et des sédiments aquitaniens à tortoniens ont été atteints. Cette plate-forme prograde vers le bassin, nous avons pu cartographier son rebord. Plusieurs réflecteurs remarquables nous servent de repères géométriques et de datation. Elle est entaillée à son toit de différentes manières dans le Graben Central et sur sa pente. Nous verrons que cette érosion est liée à l'événement messinien.

- Les différentes surfaces d'érosion

De l'érosion affecte l'ensemble de la mégaséquence cénozoïque du golfe du Lion. Depuis le substratum jusqu'au toit de la plate-forme miocène. Les surfaces d'érosion peuvent être confondues, la plus récente reprenant les plus anciennes. Nous avons différencié trois périodes principales d'érosion. Il s'agit de la limite Oligo-Aquitaniennne (surface d'érosion au sommet des premiers dépôts), la surface d'abrasion marine de la transgression burdigalienne bien connue a Terre (aplanissement du substratum dans le prolongement d'un réflecteur situé à la transition Aquitanien-Burdigalien) et de l'érosion messinienne dont nous parlerons dans le chapitre suivant (érosion majeure au toit de la plate-forme miocène).

Toutes ces observations ont des implications directes sur la formation et l'évolution de la marge du golfe du Lion. Nous reviendrons sur ces points dans la troisième partie de ce mémoire.

CHAPITRE VI: LA CRISE MESSINIENNE DES MARGES ÉRODÉES AU BASSIN PROFOND

Dans ce chapitre, nous allons décrire les géométries attribuables à l'événement messinien. C'est-à-dire les géométries que l'on observe au sommet de la plate-forme miocène. Ces géométries peuvent être décrites depuis la marge érodée (surfaces 1 et 2 de discontinuité fini miocène de la figure d'introduction, p119) jusqu'au bassin profond (dépôts évaporitiques). Ces deux domaines sont connus depuis de nombreuses années, cependant, le lien direct qui les unit n'a encore jamais été clairement mis en évidence sur l'ensemble de la série sédimentaire. L'apport majeur de notre étude est l'identification et la description des sédiments messiniens du bassin Provençal (séries détritiques et évaporitiques) et la relation entre ces dépôts et des surfaces d'érosion à la transition marin-continental.

La Figure VI-1 représente une compilation de *line drawing* réalisés à partir de profils sismiques situés sur la marge du golfe du Lion. La Figure VI-2 est une carte des faciès anté-Pliocène réalisée à partir de tous les profils sismiques à notre disposition.

Le Miocène supérieur est clairement marqué par l'événement messinien. Depuis la côte jusqu'au centre du bassin on distingue :

- Un domaine érodé, caractérisé par la succession de deux surfaces d'érosion majeures : une surface « rugueuse » dessine des vallées (en bleu foncé sur les figures) et une surface « lisse » (en bleu ciel sur les figures). Le Pliocène repose directement sur le Miocène (à l'Ouest du golfe du Lion) ou sur le socle érodé (à l'est), sans série messinienne intercalée.
- Un domaine intermédiaire, plus complexe, est marqué par un biseau sédimentaire (unité M) intercalée entre des dépôts miocènes anté tortoniens et les dépôts pliocènes. Plusieurs surfaces d'érosion peuvent y être observées, à la base (surface M), au sommet (surface « lisse ») et dans l'unité M (discontinuités intra-unité M).
- Le bassin profond est caractérisé par une continuité des séries à travers tout le miocène et par la présence d'évaporites (évaporites supérieures, halite, évaporites inférieures).

La transition entre les sédiments miocènes et les sédiments pliocènes est ainsi caractérisée respectivement de la plate-forme vers le bassin profond par une zone d'érosion, une zone de dépôt intercalée entre deux surfaces de discontinuités et une zone de sédimentation continue sans discontinuités majeures.

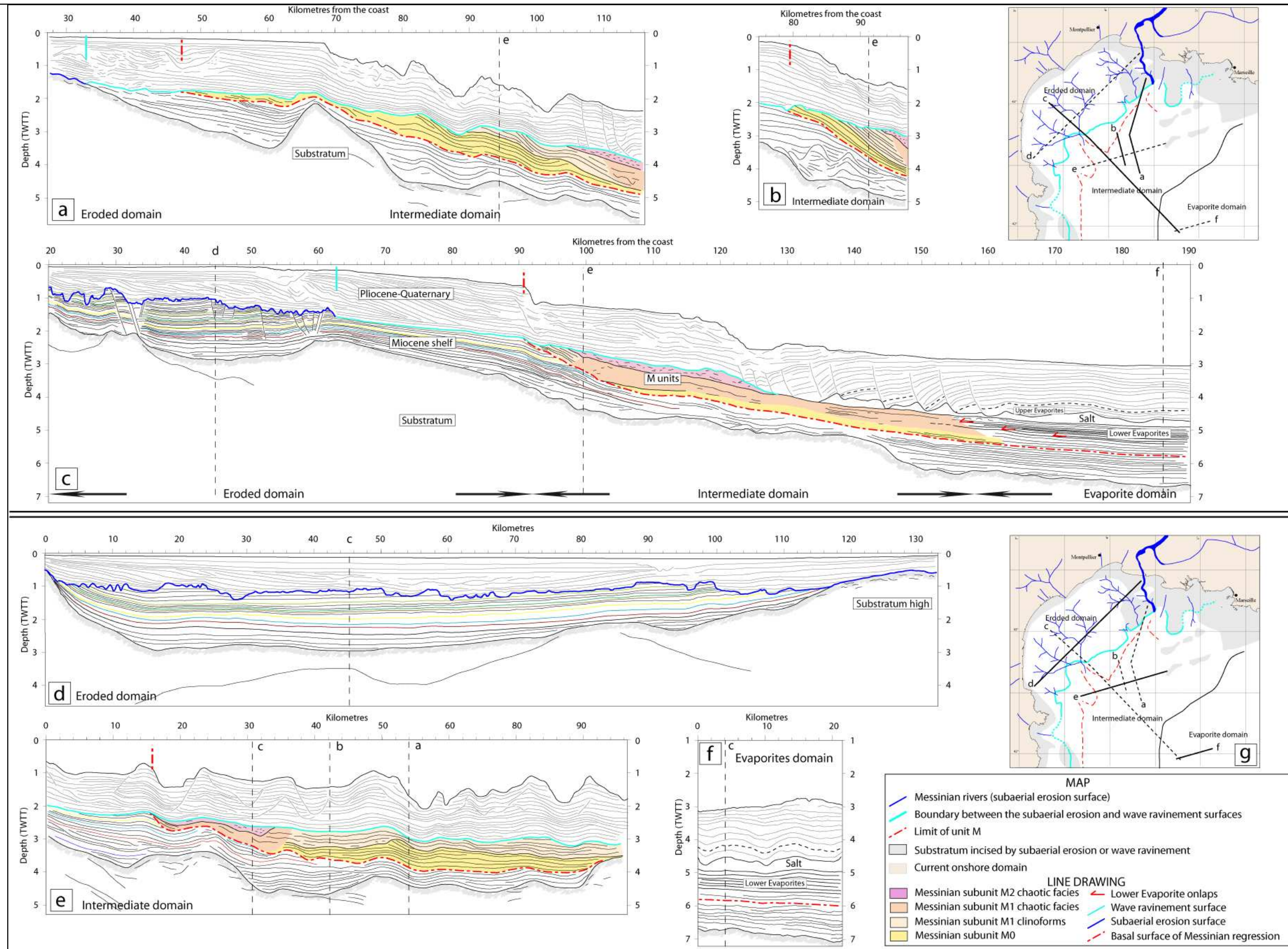


Figure VI-1 : Lines drawing situés dans le golfe du Lion. Trois domaines différents sont mis en évidence : le domaine érodé, le domaine intermédiaire et le domaine à évaporites (domaine profond). La surface d'érosion bleu foncé (surface « rugueuse ») correspond à une surface d'érosion aérienne et la surface d'érosion bleu ciel (surface « lisse ») est interprétée comme une surface de ravinement transgressive. Position des profils sur la Figure VI-2.

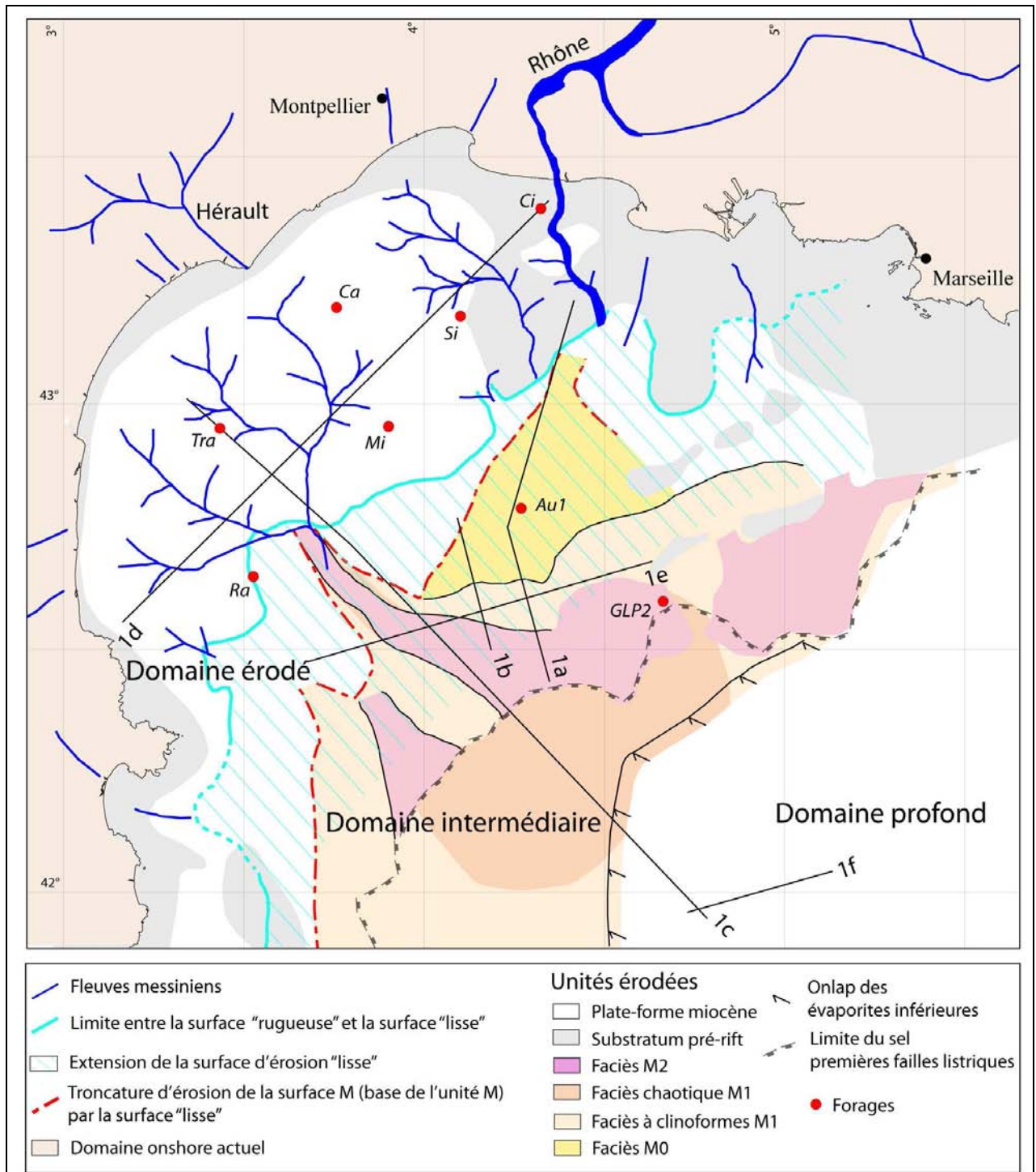


Figure VI-2: Carte des géométries de dépôt anté-pliocène. Les trois domaines identifiés sur la Figure VI-1 sont mis en évidence. Le domaine érodé montre les sédiments miocènes (en blanc) et le substratum (en gris) érodés par les fleuves messiniens (en bleu foncé) ou par la surface d'érosion « lisse » (hachures). Cette surface d'érosion se prolonge dans une partie du domaine intermédiaire au sommet de l'unité M (en couleur). Le domaine profond est caractérisé par le dépôt d'évaporites dont la partie inférieure se dépose en onlaps sur l'unité M. Au dessus, les premières failles listriques marquent le dépôt de la halite qui a joué le rôle de couche mobile. Celle-ci est maintenant caractérisée par des dômes de sel localisés dans le bassin profond.

A. Le domaine érodé

A.1. La surface d'érosion « rugueuse »

Dans le domaine érodé, la surface d'érosion messinienne est décrite comme une surface chaotique. Nous lui attribuons la dénomination de surface « rugueuse » en raison de son irrégularité. Cette surface est caractérisée par un contraste d'impédance acoustique très marqué entre les séries pliocènes et miocènes. L'incision importante des séries miocènes (Figure VI-1) a déjà été mise en évidence par cartographie et forme un réseau caractéristique d'un système fluvial (Geneseeux and Lefebvre, 1980; Guennoc et al., 2000). Il s'agit donc d'une surface d'érosion aérienne.

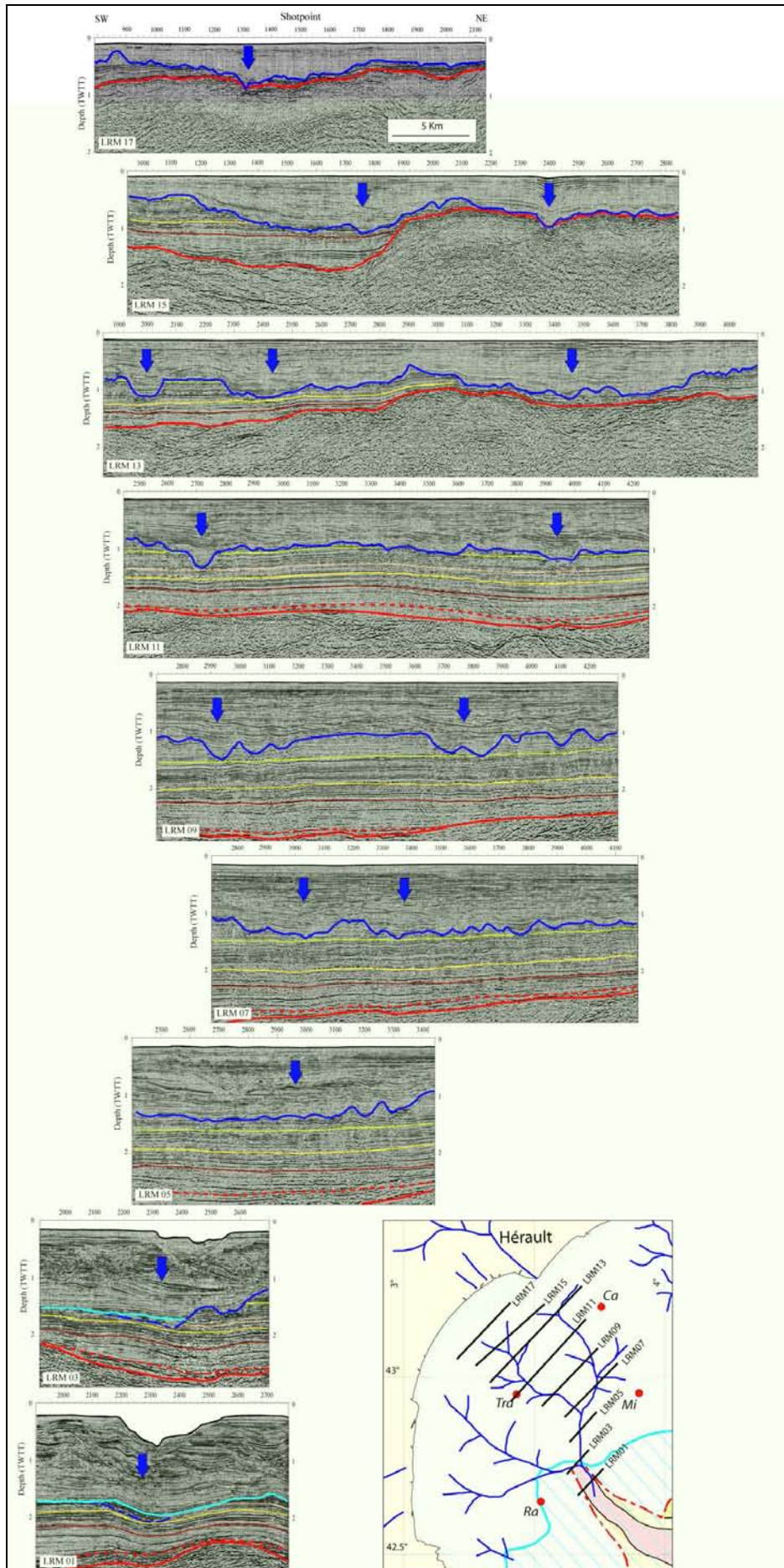
On peut distinguer deux sous réseaux aériens dans le golfe du Lion (Figure VI-2).

Le premier, le réseau pyrénéo-languedocien, se trouve dans le prolongement des fleuves actuels de l'Hérault, de l'Orb et de l'Aude en Languedoc et de l'Agly et du Tech en Roussillon. Il incise exclusivement des sédiments miocènes. La Figure VI-3 montre cette incision fluviale sur la plate-forme au débouché des fleuves languedociens actuels. Deux incisions principales peuvent être identifiées. Des différences de plusieurs centaines de mètres entre le fond des vallées et les interfluviaux elles-mêmes érodées montrent l'importance de cette érosion. Les vallées principales peuvent atteindre 15 Km de largeur et 600 m de profondeur (LRM 15). D'autres incisions de plus petite taille rejoignent ces vallées principales (LRM 13 au point de tir 2000). Un peu plus en aval, les vallées principales deviennent moins bien individualisées (LRM 11, 09, 07). L'érosion y semble intense sur toute la largeur du domaine avec une plus grande quantité de petites incisions (de 200 à 500 m de profondeur). Les deux réseaux se rejoignent un peu avant le bord de la plate-forme miocène (LRM05, 03, 01). La vallée résultante est plus difficile à distinguer de celles décrites en amont. L'érosion reste néanmoins importante, comme en témoigne l'érosion de quelques réflecteurs repères du miocène.

Au nord-est, le réseau rhodanien, regroupe le prolongement du Rhône messinien d'une part et de quelques rivières aux alentours de Montpellier d'autre part. Ce réseau incise en partie le substratum calcaire. La Figure VI-5 montre cette incision le long de la partie située au débouché du Rhône messinien actuel. On peut voir que l'incision est très bien individualisée lorsque l'on se trouve sur du substratum. Elle peut atteindre 700 m de profondeur et 3.5 km de largeur (sur le profil GL16). Le cours du Rhône traverse ensuite un bassin et incise des

sédiments probablement miocènes. L'incision devient moins bien individualisée (GL14, RM11). Le substratum est à nouveau incisé une fois ce bassin traversé. Le relief de Beauduc est même entaillé perpendiculairement à sa direction principale SW-NE.

Ces réseaux représentent les fleuves messiniens et la paléogéographie messinienne tels qu'ils étaient à la fin de l'épisode érosif messinien, juste avant qu'ils ne soient « fossilisés » par un ennoisement rapide et la sédimentation pliocène sus-jacente.



←

Figure VI-3: Profils sismiques situés le long du réseau messinien languedocien. L'érosion « rugueuse » sépare les sédiments Miocènes et Pliocènes. Les repères intra-miocènes décrits dans le chapitre précédent sont indiqués. Nous pouvons suivre d'amont en aval deux incisions principales (l'axe est représenté par des flèches bleues). Elles se rejoignent avant le rebord de la plate-forme miocène.

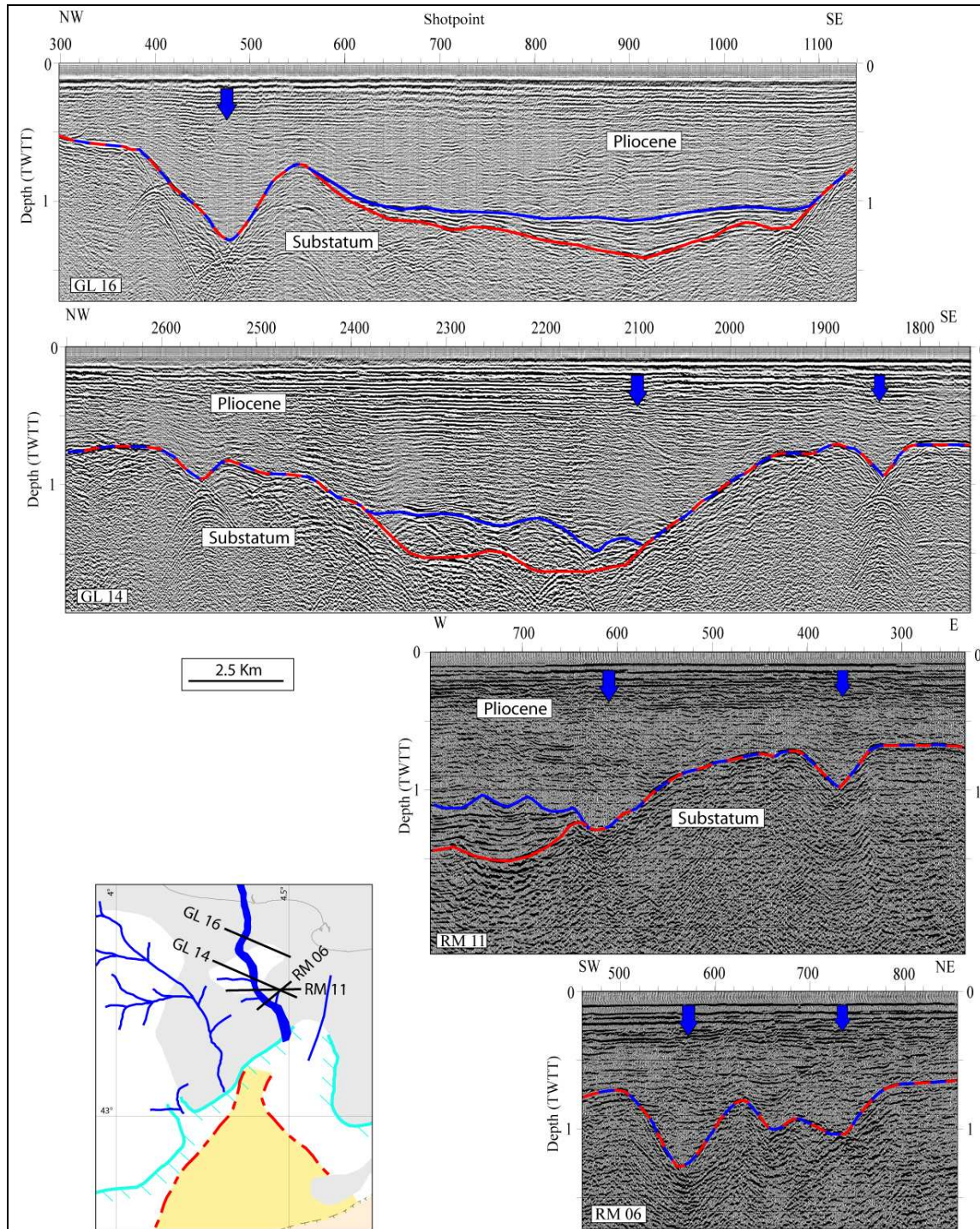


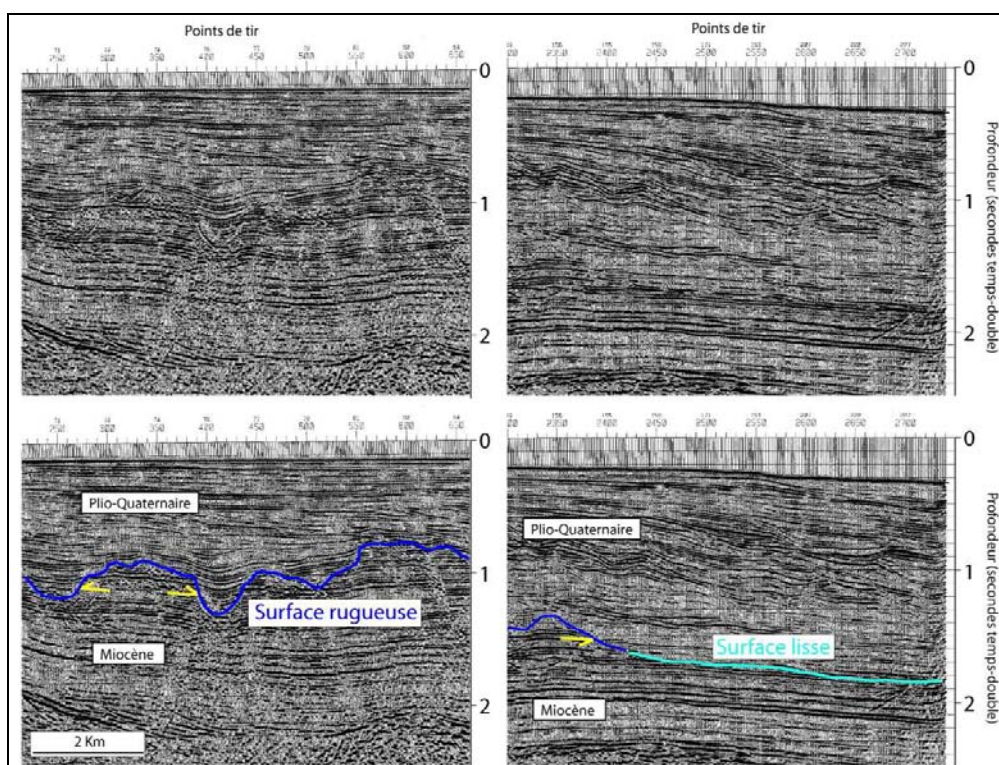
Figure VI-4: Profils sismiques situés le long du réseau messinien rhodanien. L'incision est bien individualisée lorsqu'elle incise le substratum (GL16, RM06). Elle l'est un peu moins lorsqu'elle incise du sédiment (GL14, RM11). Les pointillés représentent le substratum affecté par l'érosion.

A.2. La surface d'érosion « lisse »

Vers le bassin, la surface d'érosion fluviale (rugueuse) passe brusquement à une surface plane et conforme avec les séries miocènes sous-jacentes (Figure VI-1c à 63 Km). Ce changement brutal de morphologie représente un changement majeur d'environnement (Figure VI-5). Le caractère érosif de cette surface « lisse » est confirmé en aval, dans le domaine intermédiaire, par la troncature de réflecteurs de l'unité M (Figure VI-1c entre 90 et 100 Km). La transition entre les deux types d'érosion est très nette et se situe à une profondeur constante de 1.6 secondes temps double sur toute la plate-forme (Figure VI-6). Cette profondeur est moins élevée sur les bords de la plate-forme (1.4 secondes temps double). Cette différence pourrait être due à une subsidence moins élevée des bords de la plate-forme par rapport au centre du Graben Central pendant la période post-messinienne.

Nous interprétons cette surface d'érosion « lisse » comme une surface d'abrasion marine liée à la transgression de la ligne de rivage. Nous en discuterons dans le Chapitre VII:D.

En aval, une unité sédimentaire s'intercale entre la plate-forme miocène et la surface d'érosion « lisse », on passe alors au domaine intermédiaire.



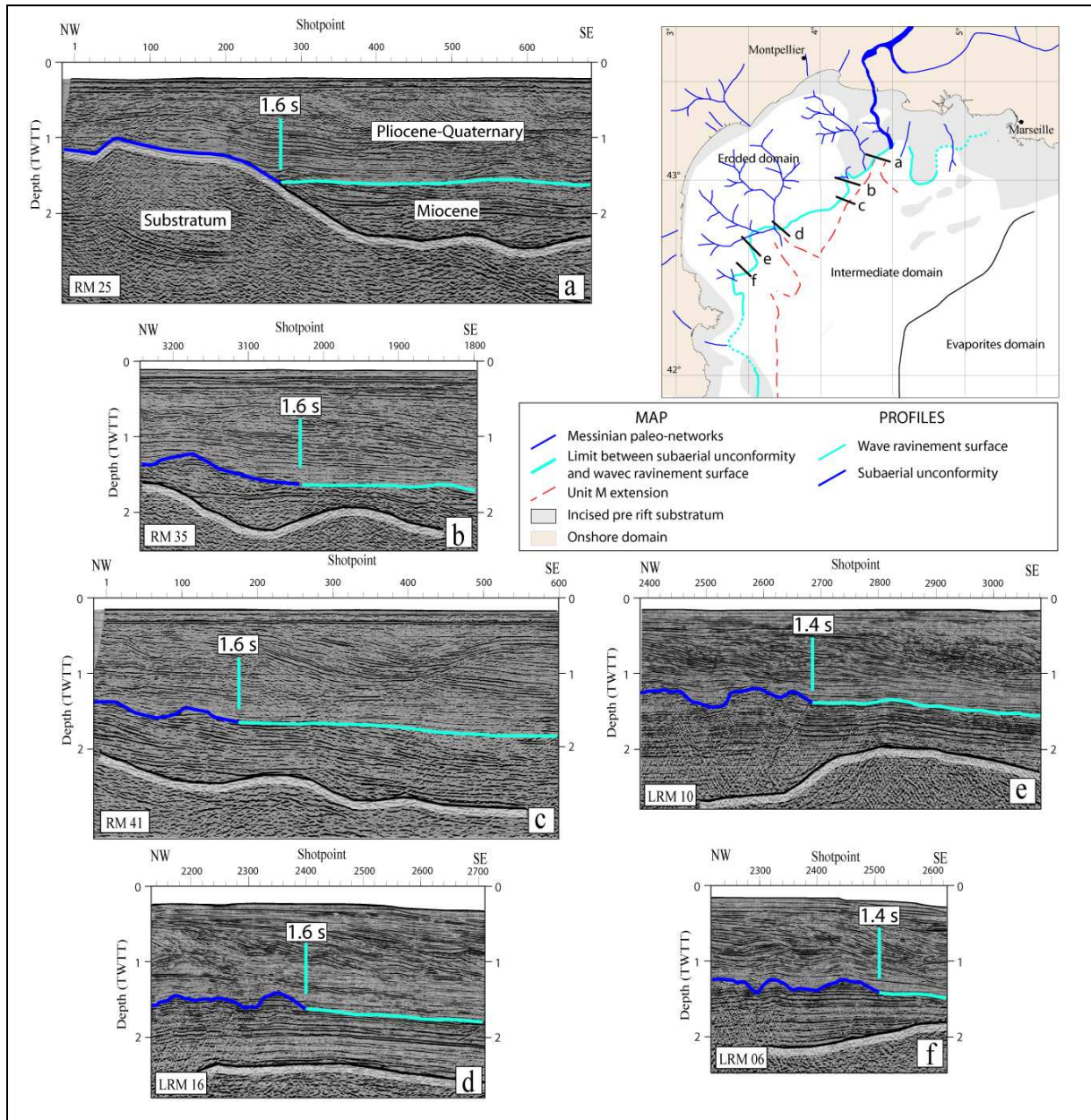


Figure VI-6: Passage de la surface de discontinuité « rugueuse » à la surface de discontinuité « lisse ». Ce passage est une limite bien nette toujours située à la même profondeur (autour de 1.6 secondes temps double) sauf sur les bords de la plate-forme où la subsidence a pu être moindre ces 5 derniers millions d'années.

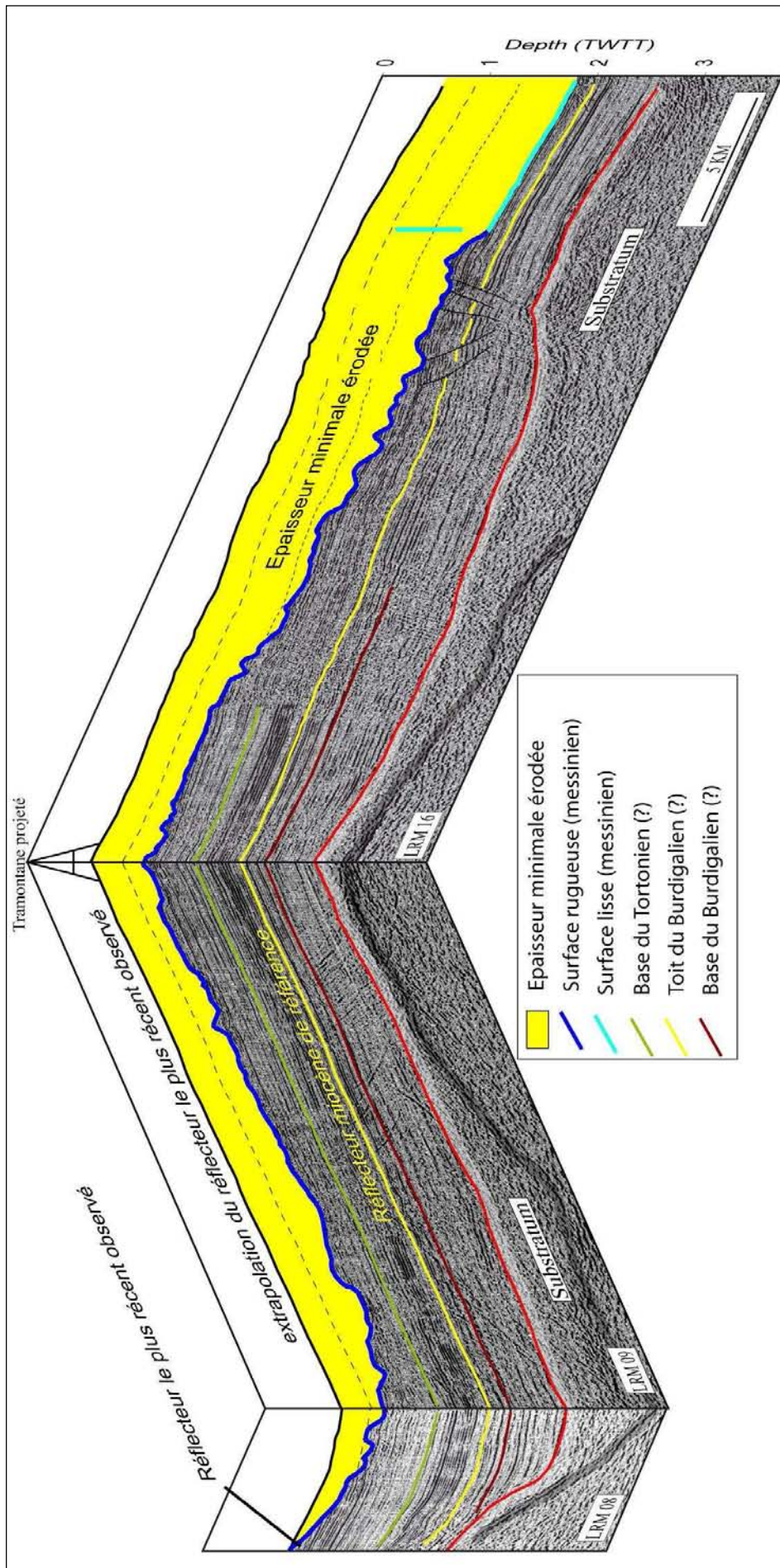
A.3. Estimation du volume érodé sur la plate-forme du golfe du Lion

Il est possible d'estimer le volume minimum de sédiment enlevé par l'érosion dans toute la partie du golfe du Lion où cette érosion incise la couverture Miocène. On a vu que les dépôts datés du Miocène présentaient une grande régularité (continus, parallèles) partout où on peut les observer, sur une grande partie du plateau continental. La Figure VI-1c montre que les premières marques d'une progradation n'interviennent approximativement qu'au niveau du rebord de la pente actuelle. On peut donc extrapoler simplement, jusque là, les horizons enlevés par l'érosion.

La Figure VI-7 montre en perspective trois segments de profils choisis dans la couverture sismique. Le profil LRM 08 recoupe la série miocène à l'endroit où elle a été le mieux préservée. On a donc à partir de là une extrapolation possible de cet horizon, et une estimation possible de l'épaisseur minimale érodée (en jaune). Il a suffi de prolonger le niveau le plus récent observé parallèlement à un niveau « repère » conservé à l'intérieur de la série miocène dans l'ensemble du domaine. Le réflecteur « repère » a été choisi car c'est un réflecteur particulièrement continu et que l'on peut suivre sur une large zone. La Figure VI-8 montre l'épaisseur estimée sur quelques profils de la plate-forme.

La Figure VI-9 montre le résultat de cette opération : les valeurs de l'épaisseur érodée dépassent presque partout 500 m et fréquemment 1000 m. Le volume estimé atteint **4000 km³** en prenant en considération une vitesse de 2000 m/s. Ce volume représente seulement une petite partie du volume total de sédiments érodés que l'on doit retrouver en aval dans le bassin profond. En effet, le volume érodé dans la partie *onshore* actuelle et là où notre réflecteur « repère » n'est pas observé (parce qu'il est érodé ou non identifié) n'a pas été évalué.

Figure VI-7: Méthode d'estimation de l'épaisseur minimale de sédiments miocènes érodés sur la plate-forme du golfe du Lion. Un réflecteur de référence continu est repéré au sein de la série miocène. On peut alors extrapoler le réflecteur le plus récent observé, parallèlement à ce réflecteur de référence. L'épaisseur située entre ce réflecteur extrapolé et la surface d'érosion messinienne est l'épaisseur minimale de sédiments miocènes érodés. Position des profils sur la Figure VI-9. →



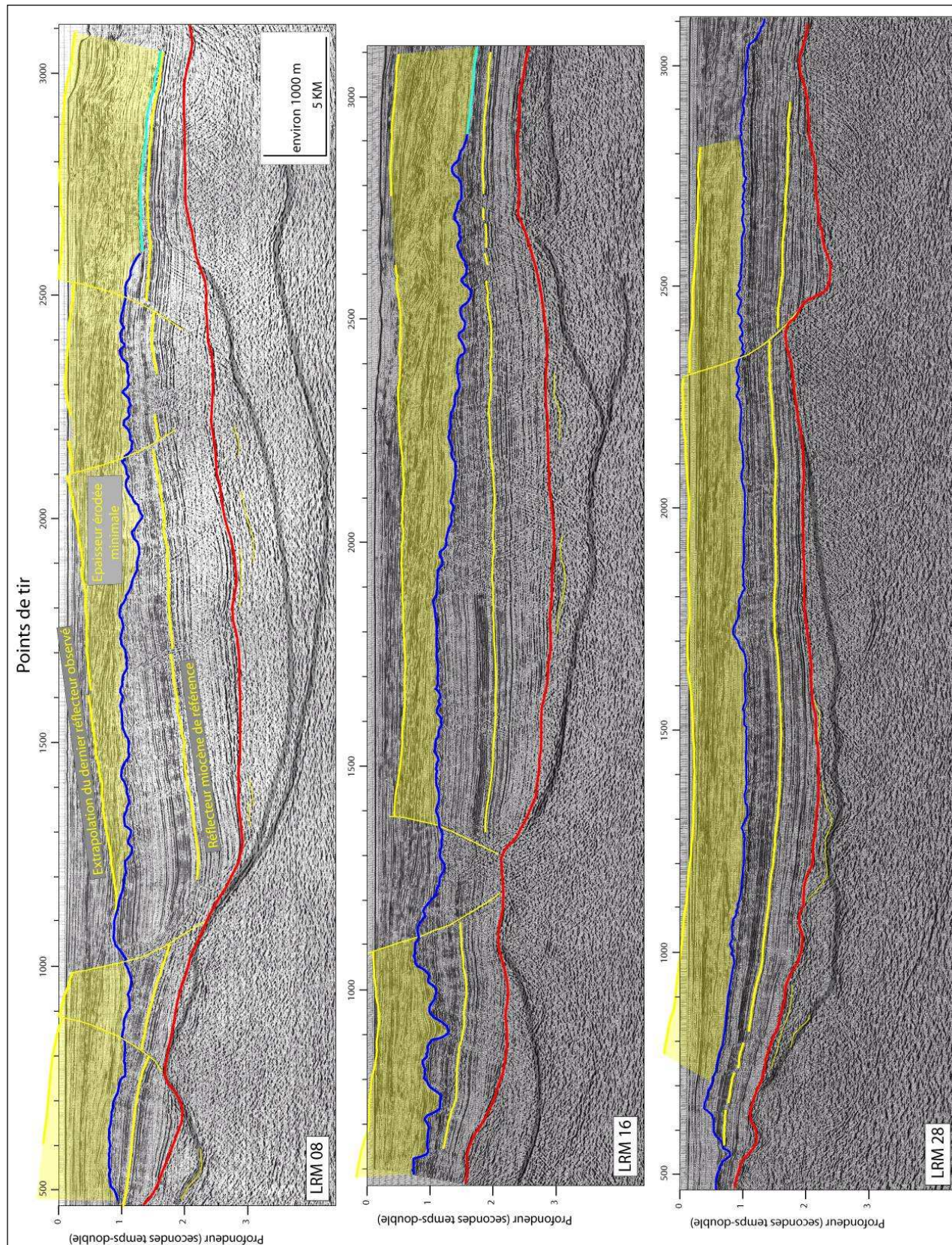


Figure VI-8: Epaisseur minimale de sédiments miocènes érodés (en jaune) sur quelques profils perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. Position des profils sur la Figure VI-9.

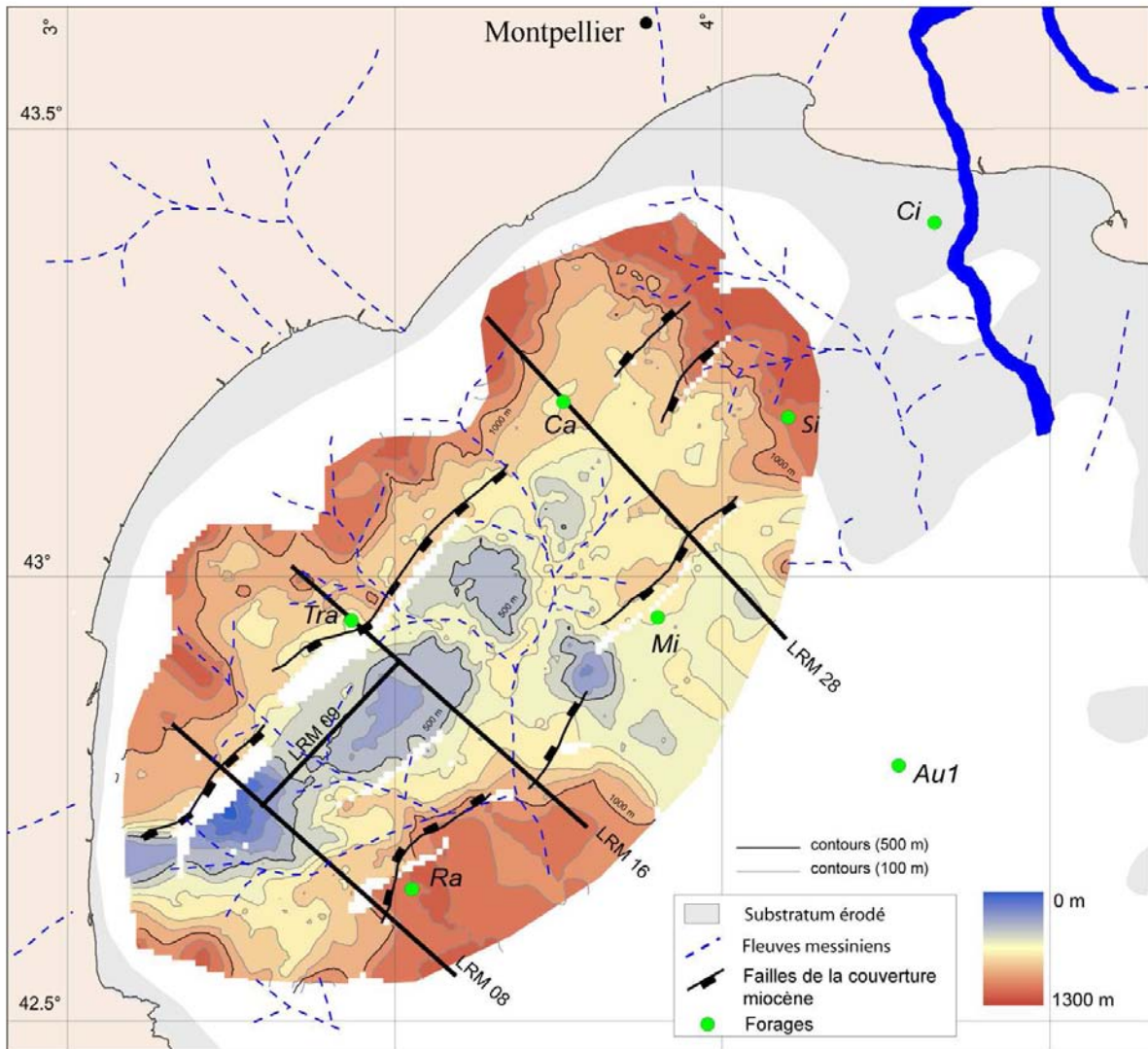


Figure VI-9 : Carte de l'épaisseur minimale de sédiments miocènes érodés par la surface d'érosion messinienne. Carte établie d'après la méthode expliquée sur la Figure VI-7. Un volume de 4000 Km³ est estimé pour cette érosion.

Sur cette carte, on peut voir que deux facteurs ont influencé la préservation/érosion des séries miocènes. Il s'agit des fleuves messiniens d'une part et de l'action des failles majeures de la couverture miocène. Ces failles ont permis une meilleure préservation des séries miocènes dans la partie affaissée. Une interaction entre la crise de salinité messinienne et la tectonique fini miocène avait déjà été suggérée par Mauffret et al (2001) et Gorini et al (2005).

B. Le domaine intermédiaire entre la plate-forme érodée et le bassin profond : intercalation d'une unité majeure

Le domaine intermédiaire est caractérisé par la présence de l'unité M intercalée entre les dépôts miocènes et les dépôts pliocènes (Figure VI-10). Cette unité est limitée à sa base par une surface de discontinuité fortement inclinée vers le bassin (surface M). Cette discontinuité et son remplissage sont inclinés de telle sorte que la surface d'érosion « lisse » tronque l'ensemble. On passe ainsi d'un domaine érodé caractérisé par une surface d'érosion unique « rugueuse » ou « lisse » à un domaine intermédiaire où les sédiments miocènes et pliocènes sont séparés par une unité sédimentaire (unité M). La base de cette unité (surface M) est érosive sur les sédiments miocènes et l'ensemble est aplani par la surface d'érosion « lisse ».

B.1. Passage du domaine érodé au domaine intermédiaire

La Figure VI-11 représente le détail, par des coupes transversales, de la transition entre le domaine érodé et le domaine intermédiaire à l'embouchure des fleuves pyrénéo-languedociens. La Figure VI-12 montre l'équivalent à l'embouchure du Rhône. On peut observer pour les deux embouchures le passage progressif de la surface d'érosion « rugueuse » fluviale (en bleu foncé) à la surface de discontinuité M (en tiretés rouges) située à la base de l'unité M. La surface M prend la forme d'une vallée et entaille les sédiments miocènes, comme la surface « rugueuse ». Cependant ces deux surfaces se différencient par leur remplissage (Pliocène pour l'une, unité M pour l'autre). En carte, deux vallées peuvent être identifiées au débouché des fleuves messiniens du Rhône et pyrénéo-languedociens (Figure VI-2). Nous discuterons de la nature de la surface M dans le Chapitre VII:A.2.

La surface M peut, à certains endroits, être confondue avec la surface A, antérieure, dont nous avons parlé dans le chapitre précédent. Une vigilance particulière doit donc être apportée lors de l'interprétation. Ces deux surfaces sont visibles sur la Figure VI-14, la Figure VI-15 et la Figure VI-17. Elles semblent confondues sur la Figure VI-16.

La surface d'érosion « lisse » (en bleu turquoise) érode et aplanit l'ensemble. Elle est ainsi présente dans les deux domaines (Figure VI-1c), tantôt au sommet des sédiments miocènes (dans le domaine érodé), tantôt au sommet de l'unité M (dans le domaine intermédiaire).

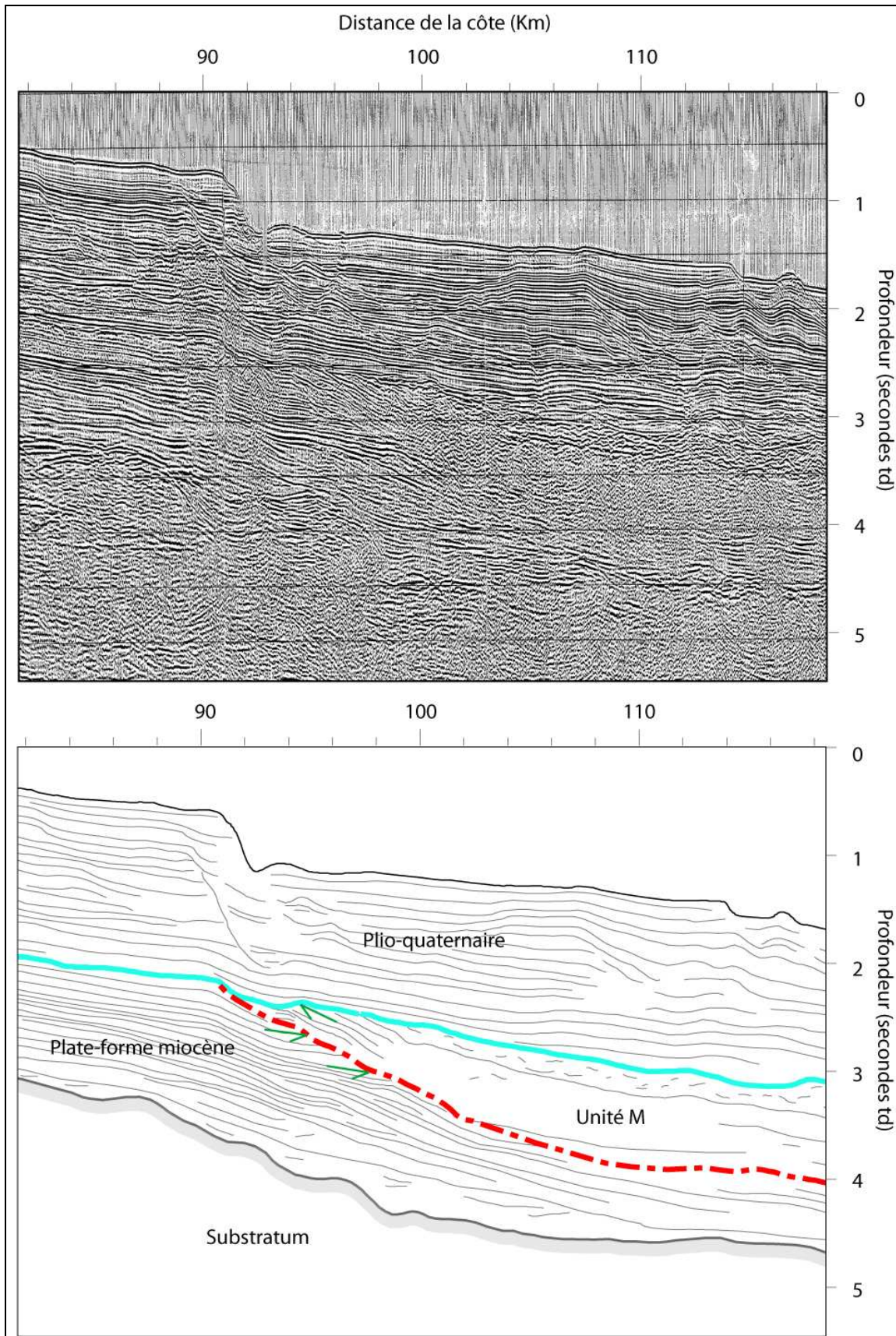


Figure VI-10: Intercalation de l'unité M entre la plate-forme miocène et les sédiments pliocènes. La base de l'unité M tronque la plate-forme miocène et son sommet est tronqué par la surface d'érosion « lisse ».

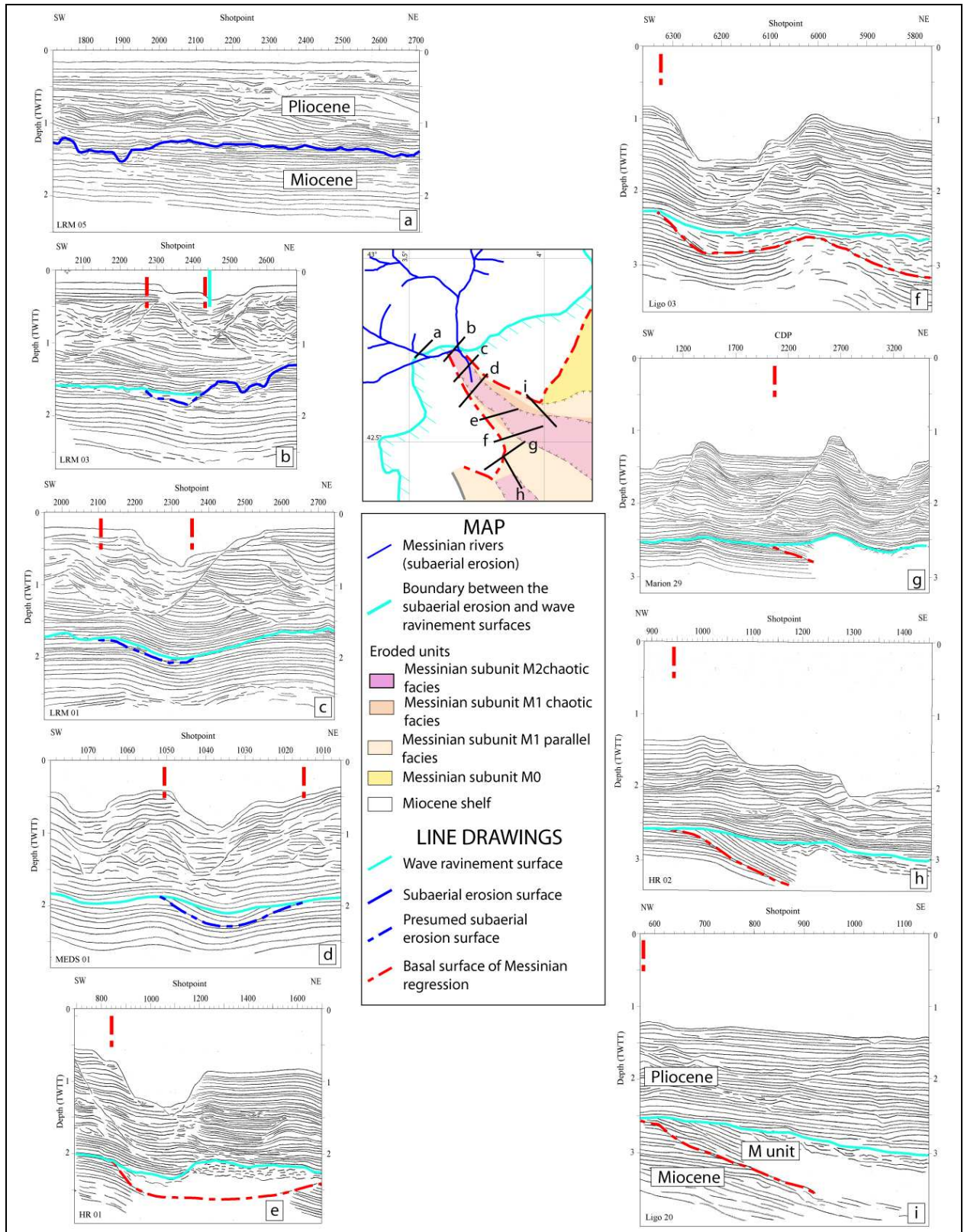


Figure VI-11: Passage du domaine érodé au domaine intermédiaire à l’embouchure des fleuves messiniens pyrénéo-languedociens. La surface d’érosion « rugueuse » (en bleu foncé) sépare les unités miocènes des unités pliocènes dans le domaine érodé. Elle passe progressivement à une surface fortement inclinée vers le bassin (en rouge) sur laquelle prograde l’unité M. L’ensemble de la séquence M est tronqué au sommet par la surface d’abrasion jusqu’à la limite « rugueux-lisse ».

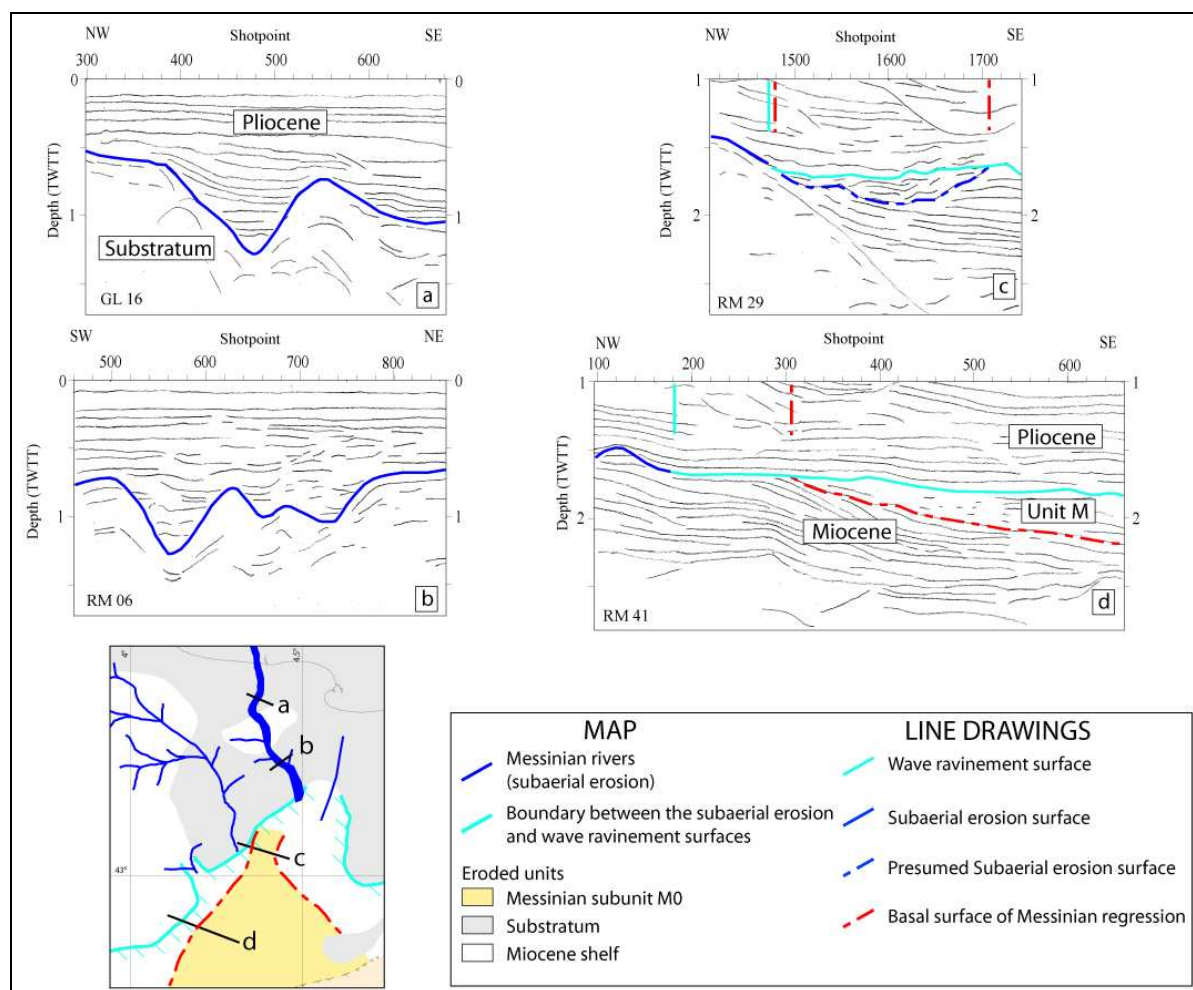


Figure VI-12: Passage du domaine érodé au domaine intermédiaire à l'embouchure du Rhône messinien. La surface d'érosion « rugueuse » (en bleu foncé) incise directement le substratum. Elle passe progressivement à une surface fortement inclinée vers le bassin (en rouge) sur laquelle prograde l'unité M. L'ensemble de la séquence M est tronqué au sommet par la surface d'abrasion jusqu'à la limite « rugueux-lisse ».

B.2. Architecture interne de l'unité M

L'unité M est principalement localisée au débouché des réseaux messiniens pyrénéo-languedocien et rhodanien (Figure VI-2). Elle est délimitée par deux surfaces d'érosions (surface M à la base et surface « lisse » au sommet) et son architecture interne est complexe. Nous avons individualisé trois sous-unités dans l'unité M. Il s'agit des sous-unités M0, M1 et M2.

a. *La sous-unité M0*

La sous-unité M0 constitue le terme inférieur de l'unité M. Nous l'avons observé à l'embouchure directe du Rhône messinien (Figure VI-13). Elle est caractérisée par des

clinoformes inclinés vers le bassin et tronqués dans leur partie amont par la surface « lisse » (Figure VI-14, Figure VI-15 et Figure VI-16). Elle peut atteindre une épaisseur de 0.8 secondes temps double dans sa partie amont (Figure VI-15). Cette épaisseur diminue fortement vers le bassin. Sa limite supérieure devient alors difficile à suivre, M0 est alors confondue avec l'unité sus-jacente M1 (Figure VI-15).

Du côté languedocien, l'unité M est chaotique sur toute son épaisseur. Il est alors difficile de différencier plusieurs sous-unités. Nous avons considéré ce faciès chaotique comme appartenant à l'unité M1 sus-jacente à M0 (Figure VI-1c). Il n'est cependant pas exclu qu'une petite partie de cette sédimentation chaotique se soit déposée en même temps que la sous-unité M0. La plus grosse partie de la sous-unité M0 reste néanmoins localisée à l'embouchure du Rhône messinien.

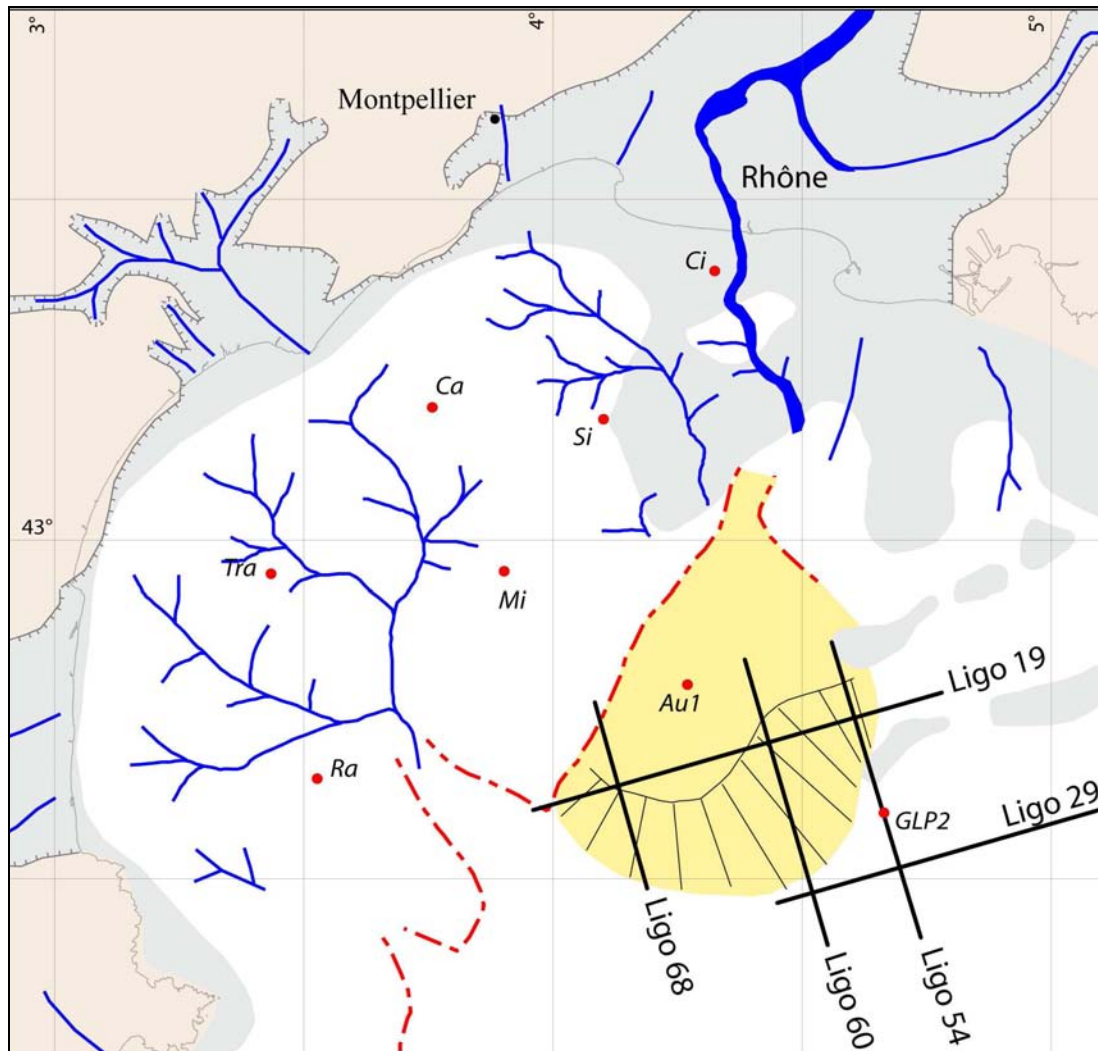


Figure VI-13: Carte de l'extension de la sous-unité M0. Vers le bassin, elle diminue fortement en épaisseur et est confondue avec la sous-unité supérieure M1. Nous ne pouvons affirmer sa présence au débouché des fleuves languedociens. Le faciès de l'unité M est chaotique dans cette zone et il est difficile de distinguer plusieurs sous-unités. Légende sur la Figure VI-2.

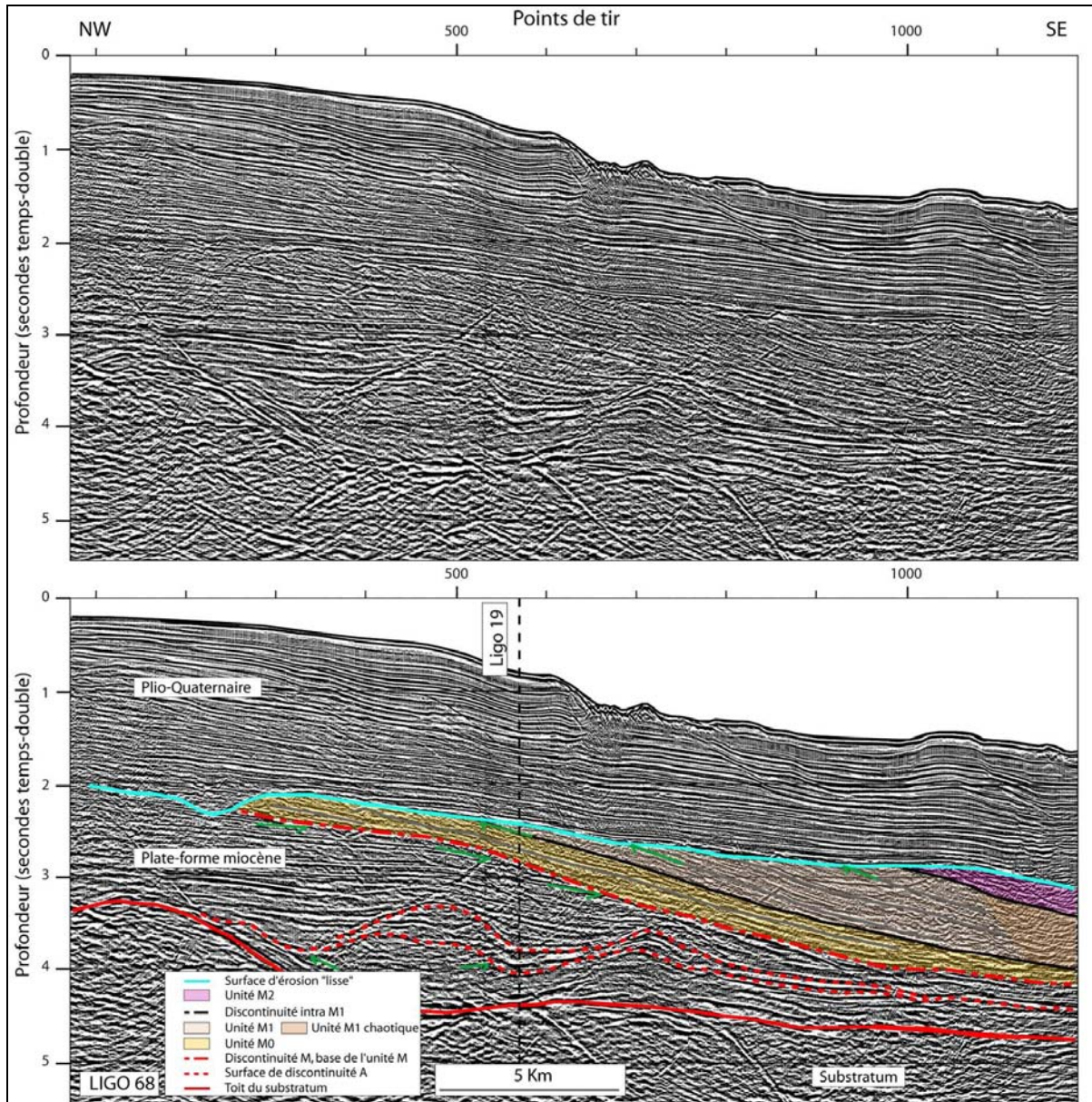


Figure VI-14 : Intercalation de l'unité M entre la plate-forme miocène et les dépôts pliocènes sur le profil sismique LIGO 68. On peut voir la surface A à la base de la plate-forme miocène. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18.

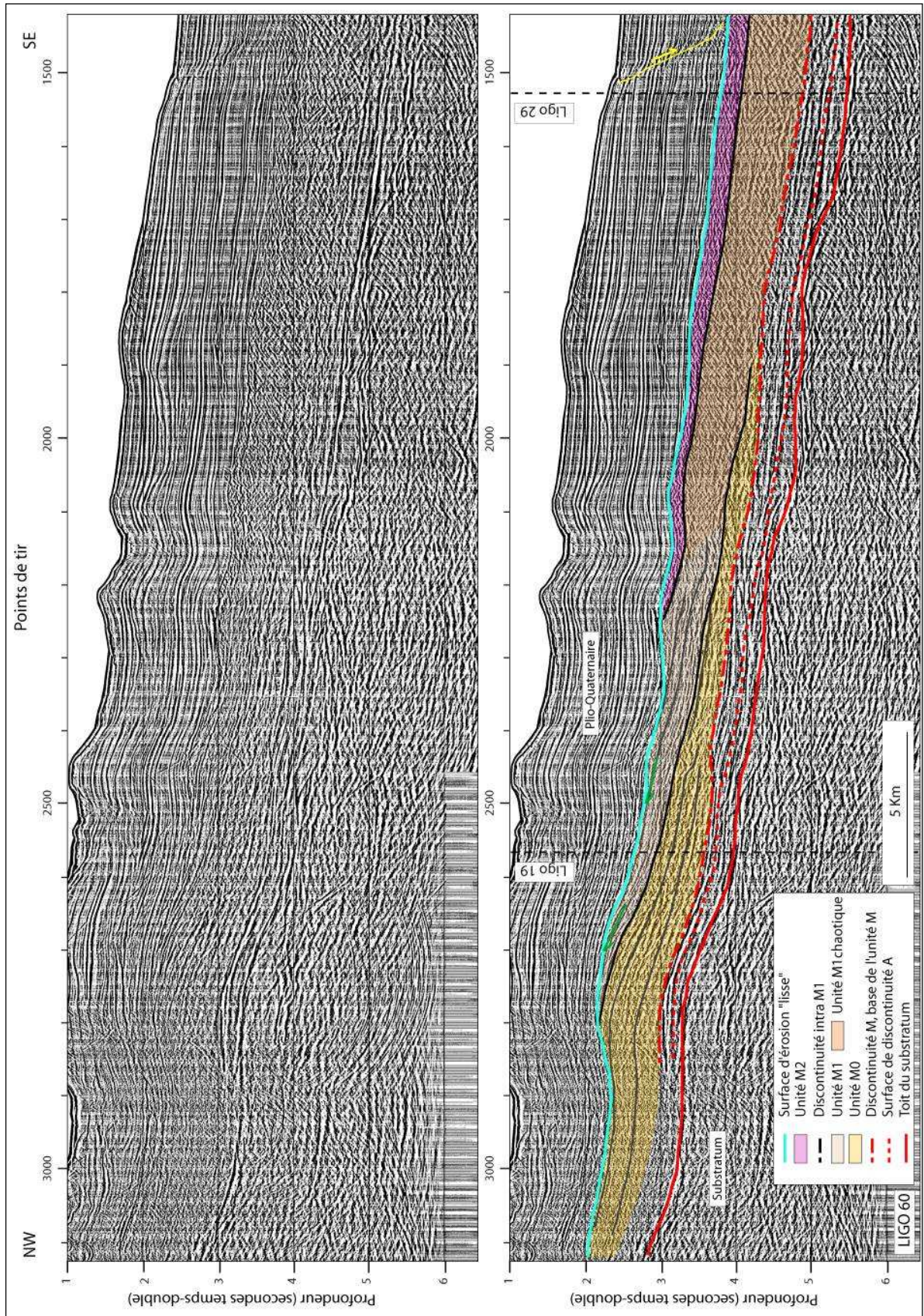


Figure VI-15 : L'unité M sur le profil sismique LIGO 60 perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. La flèche jaune représente la première faille listrique s'enracinant à la base du sel. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18.

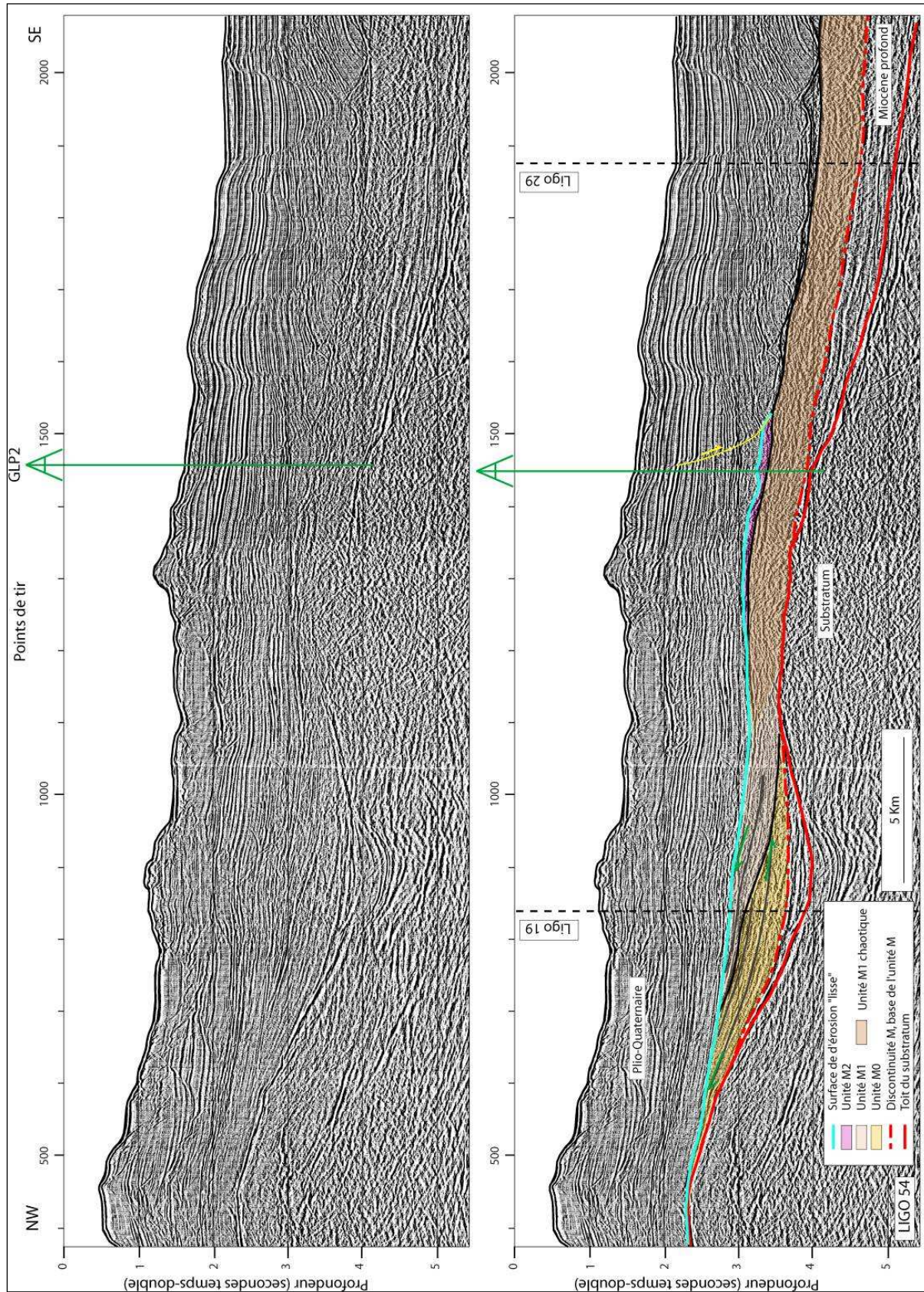


Figure VI-16 : L'unité M sur le profil sismique LIGO 54 perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. Nous discuterons de l'interprétation du forage GLP2 dans le chapitre suivant. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18.

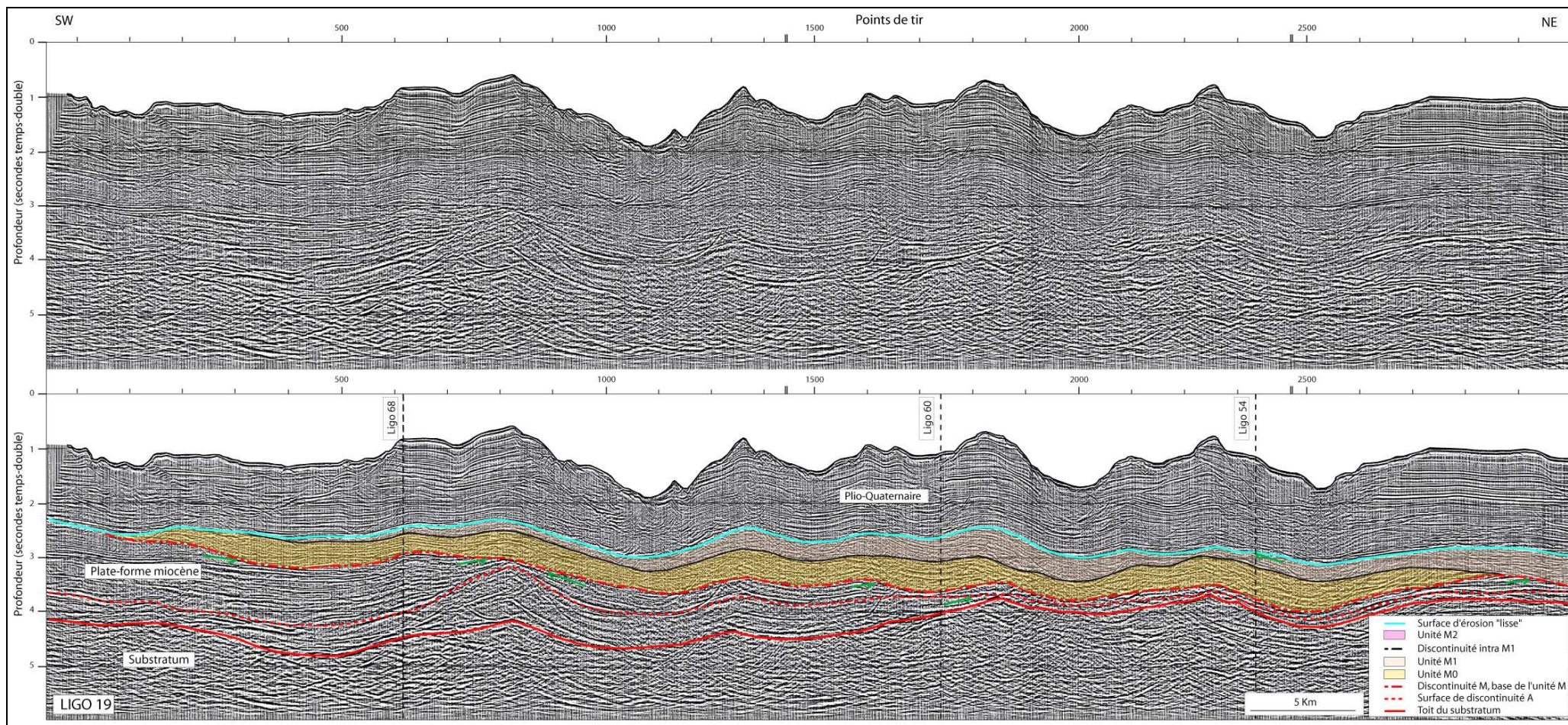


Figure VI-17 : Intercalation de l'unité M entre la plate-forme miocène et les dépôts pliocènes sur le profil sismique LIGO 19 parallèle à la marge du golfe du Lion. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18.

b. La sous-unité M1

La sous unité M1 repose en discordance sur la sous unité M0. Elle est présente sur l'ensemble de la marge, au débouché des fleuves messiniens pyrénéo-languedocien et du Rhône. Comme la sous unité M0, elle est caractérisée par des cliniformes inclinés vers le bassin et tronqués dans leur partie amont par la surface « lisse » (Figure VI-14, Figure VI-15 et Figure VI-16). Vers le bassin, en aval des cliniformes, deux faciès sismiques peuvent être décrits (Figure VI-18).

Le premier est un faciès chaotique situé essentiellement au débouché direct des fleuves messiniens. Il est localisé essentiellement vers l'ouest. Ce faciès est présent sur la Figure VI-14, la Figure VI-15 et la Figure VI-16.

Le second faciès est caractérisé par des réflecteurs plus ou moins continus. Il est essentiellement localisé à l'Est du golfe du Lion. La Figure VI-19 et la Figure VI-20 illustrent ce faciès.

Le passage, d'ouest en est, du faciès chaotique au faciès lité est illustré sur la Figure VI-21.

Cette différence de faciès semble être due à la connexion directe ou non avec les fleuves messiniens. On peut en effet remarquer sur la Figure VI-18 que des reliefs de socle (en gris) « protègent » le côté est (faciès lité) des arrivées directes des produits du Rhône et du languedoc alors que le faciès chaotique se situe à l'embouchure des fleuves messiniens. Le faciès chaotique pourrait ainsi être le résultat d'un hydrodynamisme plus intense dans la zone ouest et des instabilités gravitaires associées.

Des discontinuités importantes au sein de la sous-unité M1 peuvent être identifiées (Figure VI-19 et Figure VI-20). Ces discontinuités sont principalement visibles à l'est puisqu'elles tronquent les réflecteurs de la partie inférieure de la sous-unité M1 litée, ce qui donne un critère important d'érosion. La discontinuité principale met en évidence des chenaux au pied de la structure GLP2 et au niveau de l'interfluve entre l'incision languedocienne et une incision pyrénéenne (Figure VI-18).

Nous discuterons de l'extension de la sous-unité M1 dans le bassin profond dans le paragraphe C.

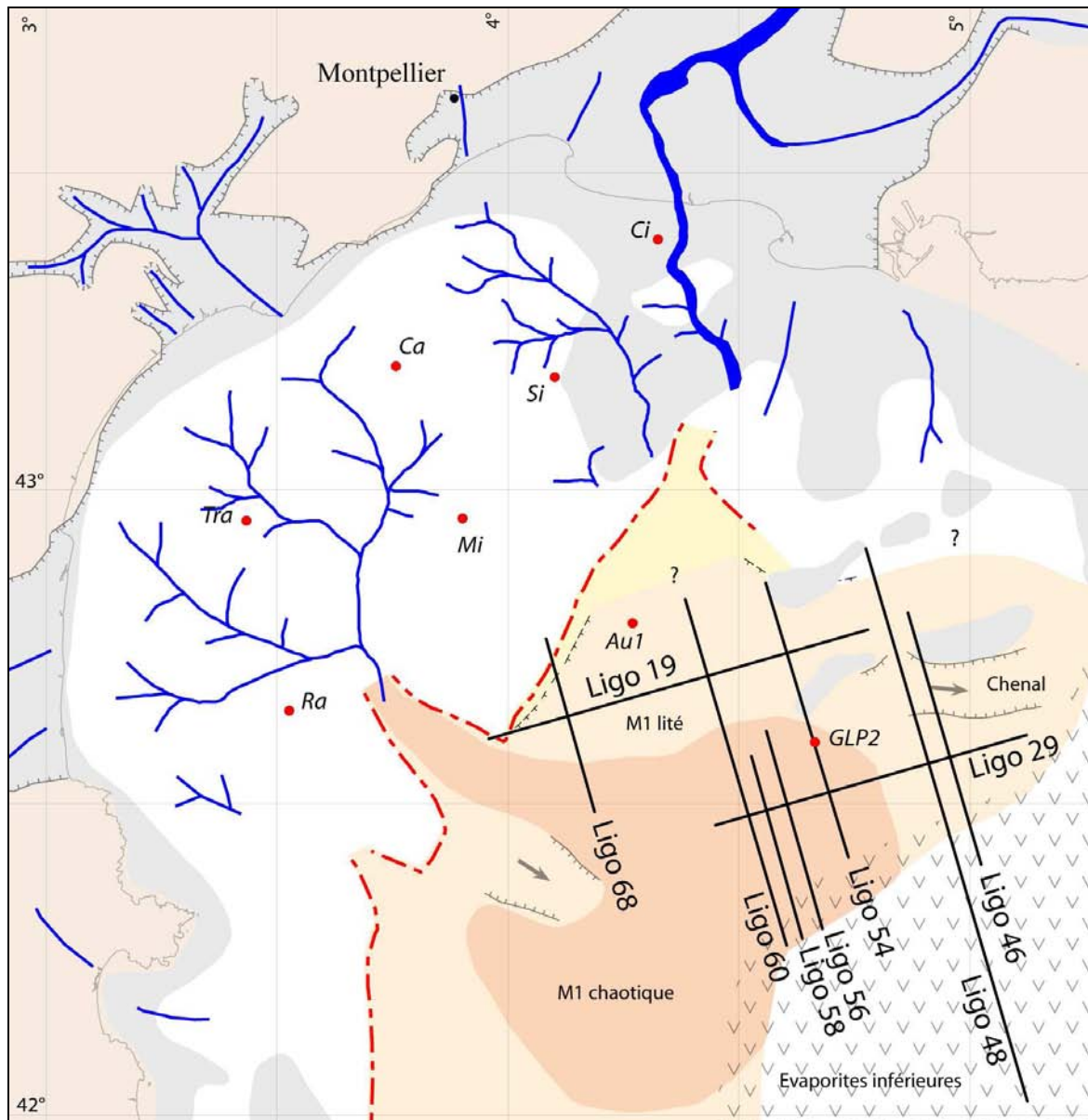


Figure VI-18: Carte de l'extension de la sous-unité M1. Deux faciès sont identifiés, le premier, chaotique (en foncé) à l'ouest et le second, lité (plus clair) à l'est. Les évaporites inférieures se déposent en *onlaps* sur une partie de cette sous-unité. Légende sur la Figure III 2.

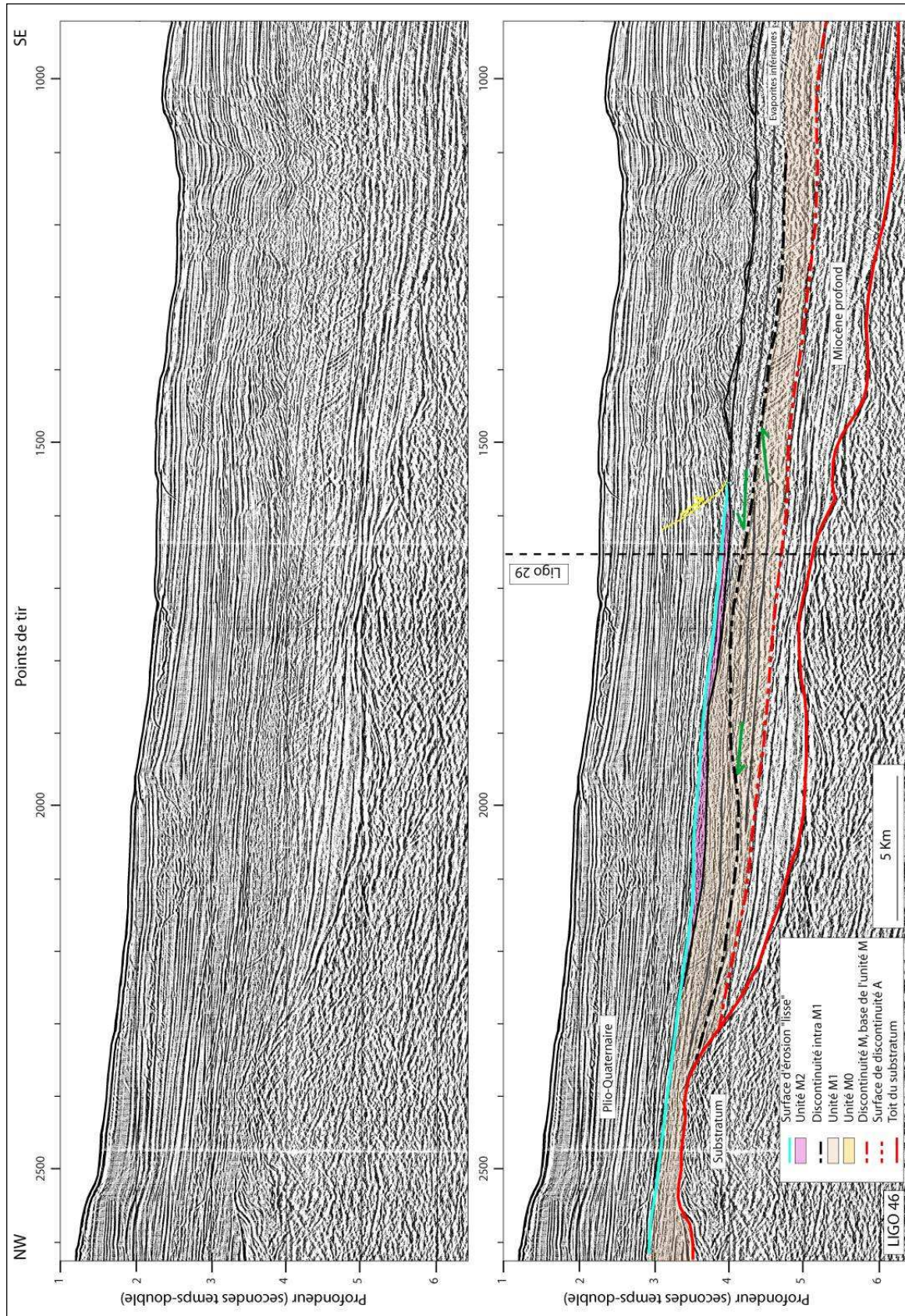


Figure VI-19 : Transition du domaine intermédiaire au domaine profond sur le profil sismique LIGO 46. On peut voir le faciès sismique lité de la sous unité M1 et la discontinuité principale intra M1 sur laquelle l'unité Mb (évaporites inférieures) se dépose en *onlaps*. Position sur la Figure VI-18.

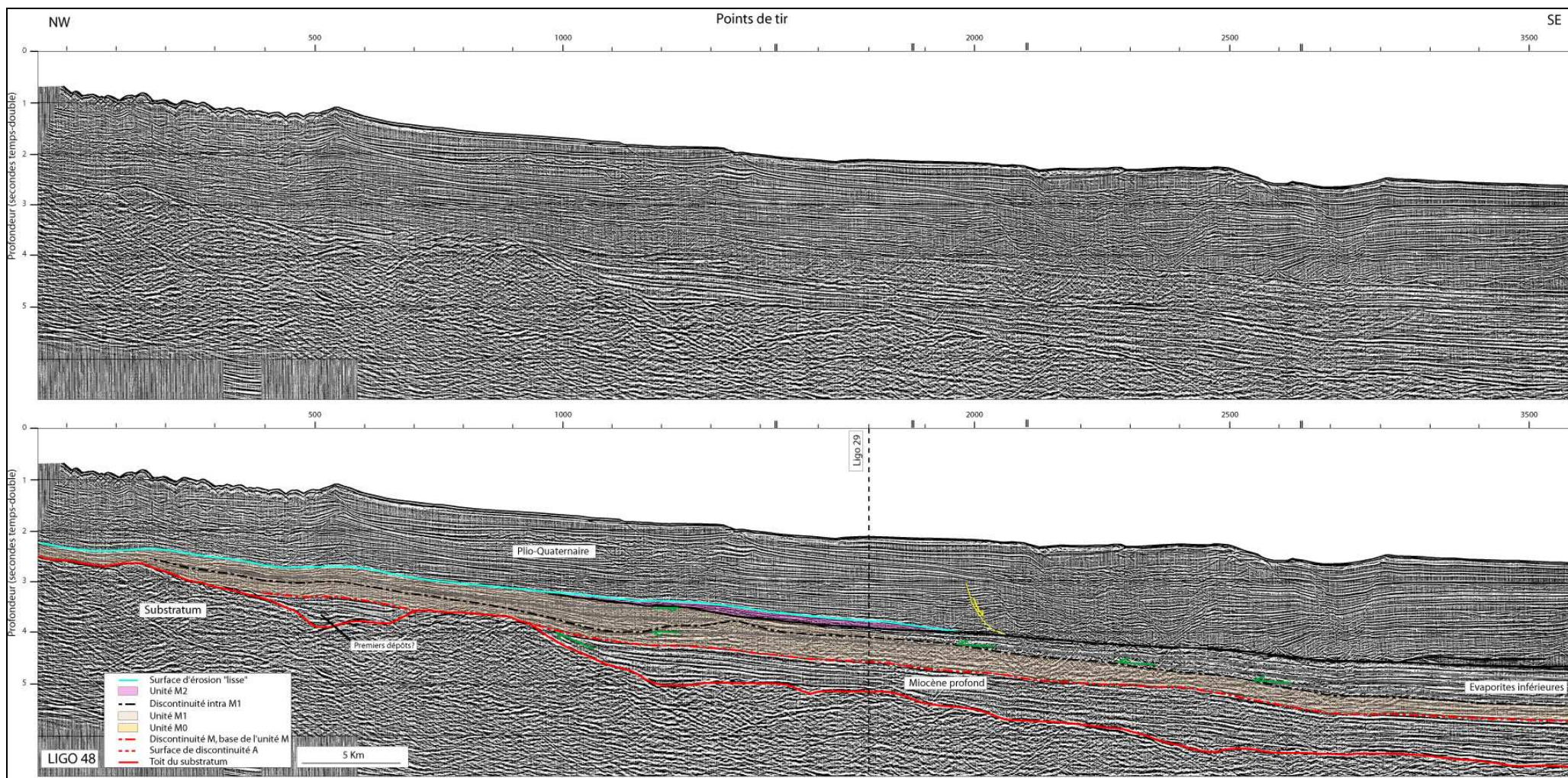


Figure VI-20 : Transition du domaine intermédiaire au domaine profond sur le profil sismique LIGO 48. Les évaporites inférieures se déposent en onlaps sur la discordance intra M1. Position sur la Figure VI-18.

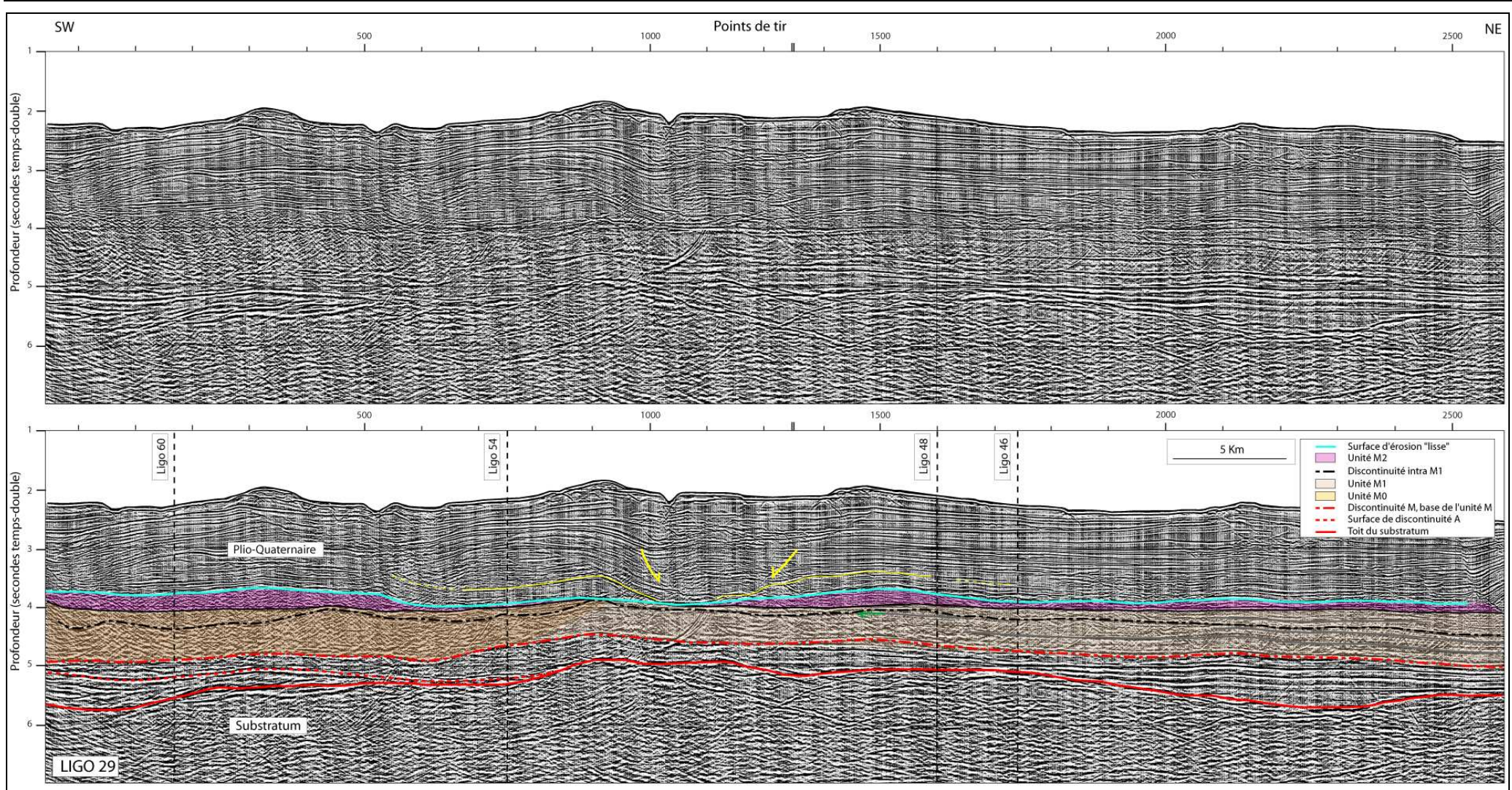


Figure VI-21 : Variation latérale du faciès sismique de la sous-unité M1 sur le profil sismique LIGO 29 parallèle à la marge du golfe du Lion. La discordance intra M1 des figures précédentes est difficile à observer lorsque le faciès est chaotique. Les flèches jaunes représentent un glissement de la couverture pliocène engendré par les premières failles listriques enracinées à la base du sel. Position du profil sur la Figure VI-18. Le profil ainsi que la limite des premières failles listriques est représenté sur la Figure VI-23.

c. La sous-unité M2

La sous-unité M2 est identifiée à l'embouchure directe du réseau messinien languedocien (Figure VI-22). Une connexion directe avec le Rhône ne peut qu'être supposée car cette unité est tronquée par la surface « lisse » dans sa partie amont (Figure VI-15). Nous n'avons ainsi pu la cartographier au-delà de cette troncature.

Cette sous-unité est caractérisée par un faciès sismique chaotique. Elle se distingue des unités sous-jacentes (M0 et M1) par sa forte amplitude (Figure VI-23 et précédentes). Nous discuterons de son extension dans le bassin profond dans le paragraphe C.

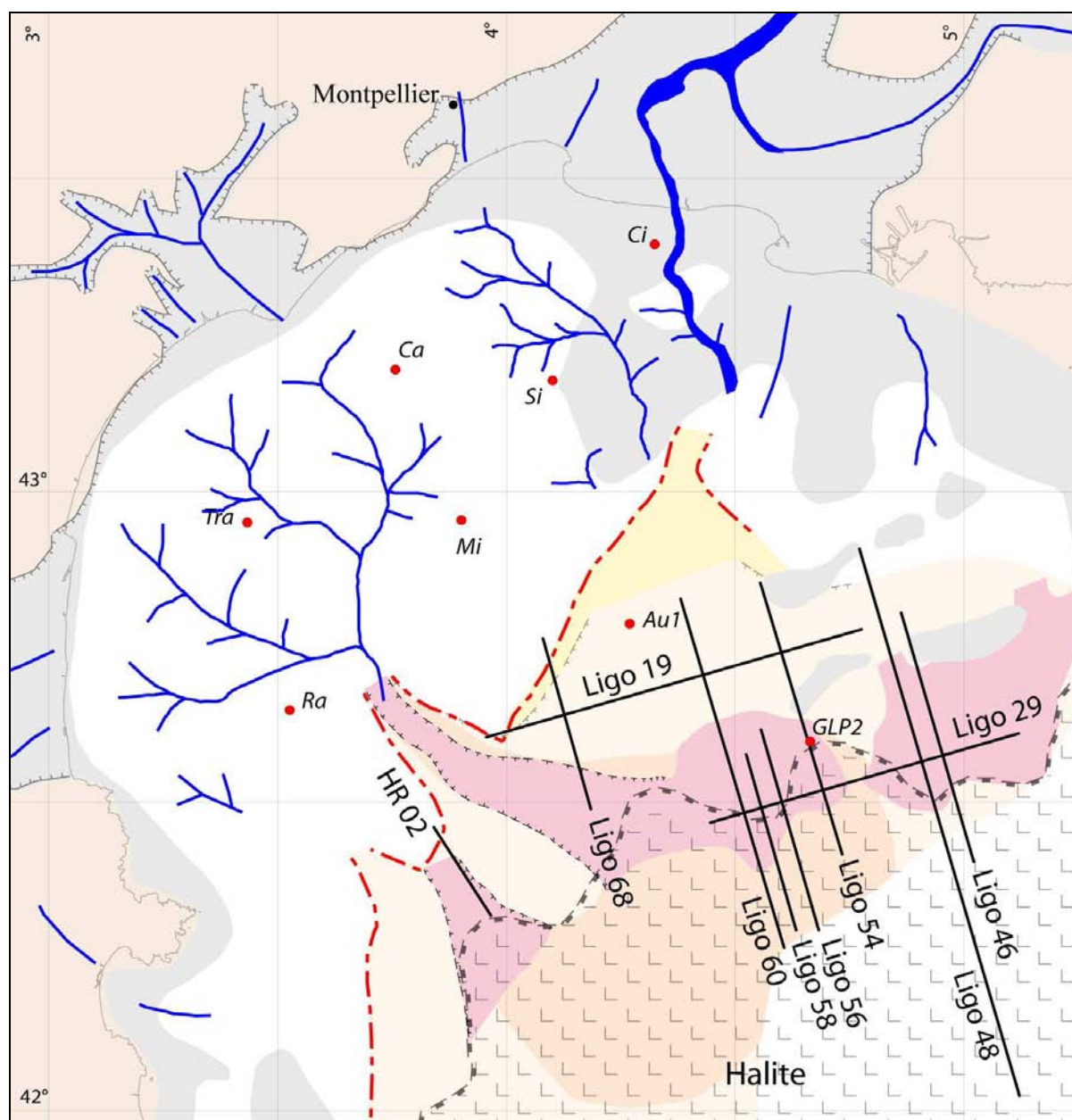


Figure VI-22: Carte de l'extension de la sous-unité M2. Les premiers glissements rattachés à la base du sel sont considérés comme la limite jusqu'où s'est déposée la halite. Légende sur la Figure III 2.

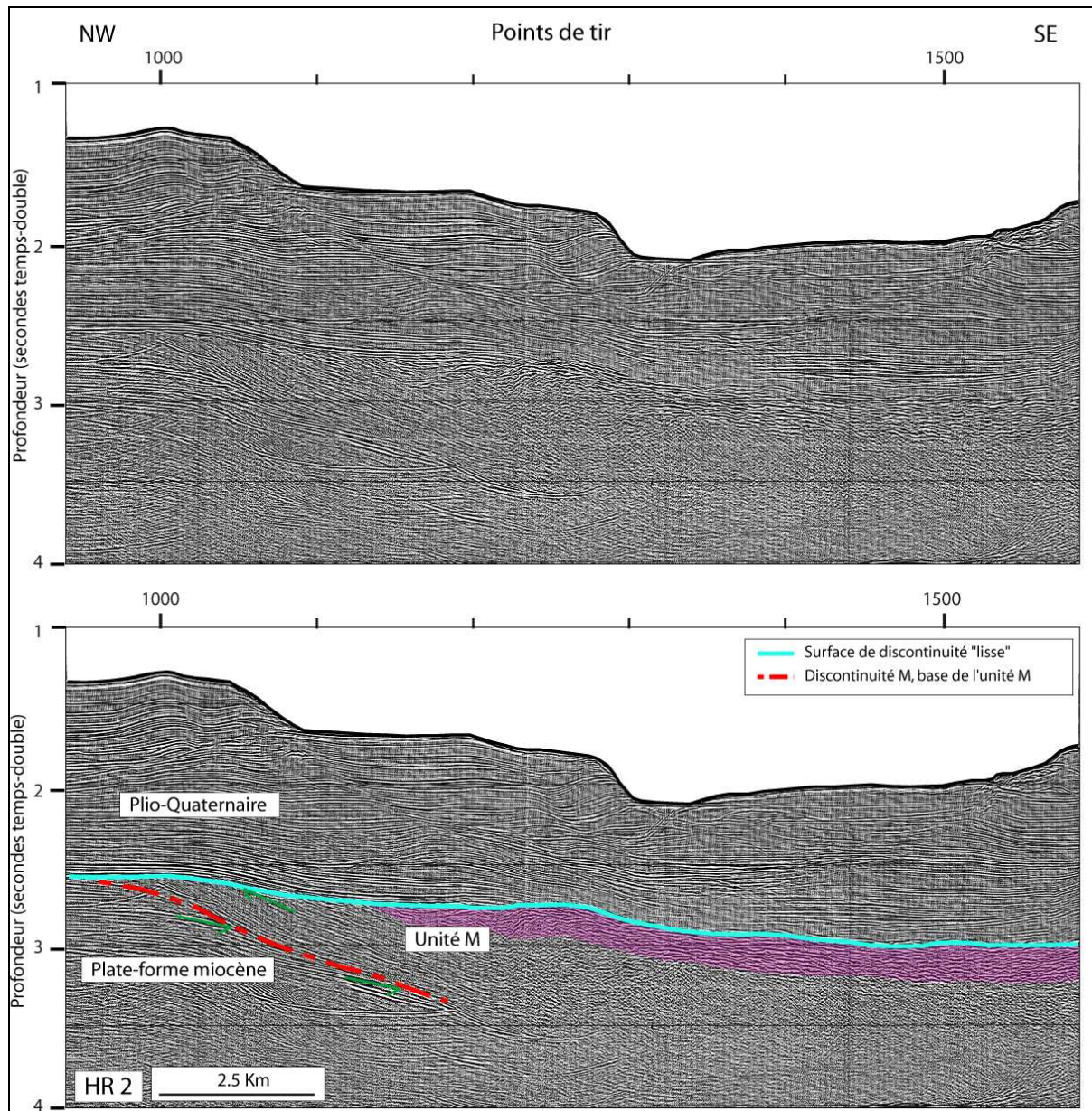


Figure VI-23: Faciès sismique chaotique de forte amplitude de la sous-unité M2 sur le profil HR2. Position sur la Figure VI-23.

B.3. Volume de l'unité M

La Figure VI-24 montre une évaluation en isopaque de l'unité M. L'épaisseur maximale observée est de plus de 1000 m. Le dépôt centre est localisé en aval du débouché des fleuves pyrénéo-languedocien et du Rhône. Le volume correspondant peut être estimé à **4500 Km³** (en prenant en considération une vitesse de 2000 m/s). Ce volume serait de l'ordre de 3000 Km³ si on prenait en compte uniquement le faciès chaotique situé à l'embouchure des fleuves messiniens du Rhône et du Languedoc-Pyrénées.

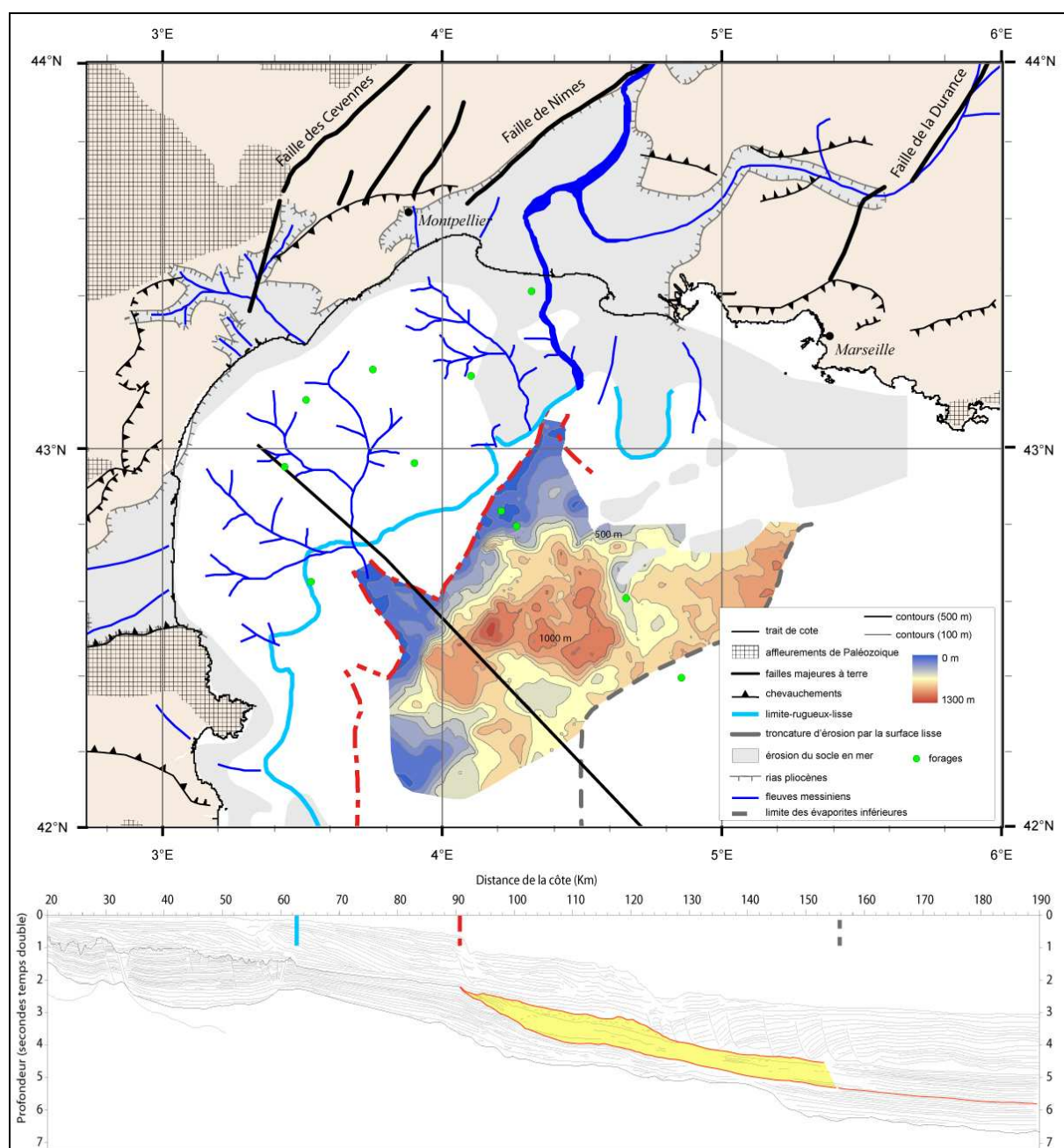


Figure VI-24: Carte isopaque de l'unité M au débouché direct des fleuves messiniens du Languedoc et du Rhône.

C. Le bassin profond

C.1. Les unités du bassin profond

Dans le bassin, le toit de la série messinienne a été foré par des forages DSDP (Hsü et al., 1978a; Ryan et al., 1973). La limite inférieure des séries messiniennes est quant à elle beaucoup plus floue. Sous la série pliocène, nous pouvons décrire les séries à l'aide du faciès sismique et des interprétations de la réfraction du bassin (Figure VI-25, ESP 204 à 207).

Les **évaaporites supérieures** montrent un faciès lité de forte amplitude. Elles ont été forées et décrites comme une intercalation de lits d'anhydrites et d'argiles (Hsü et al., 1978a; Ryan et al., 1973). Le tout est déformé par le fluage du sel sous-jacent (ESP 207). L'interprétation des ESP indique une vitesse plus importante (3700 à 4100 m/s) que pour les séries sus-jacentes pliocènes (1900 à 3200 m/s). L'épaisseur de ces évaaporites supérieures serait de 200 à 500 m. Le **sel massif**, sous-jacent aux évaaporites supérieures est le faciès le plus représentatif du Messinien dans le bassin profond. Il s'agit d'un faciès sismique transparent, dessinant des dômes de sel formés par fluage de celui-ci. Sa vitesse est d'environ 4500 m/s et son épaisseur très variable.

Sous le sel massif, une unité (**Mb**) est caractérisée par des réflecteurs parallèles, continus et de fortes amplitudes. La partie supérieure de cette unité a déjà été interprétée comme **évaaporites inférieures** par analogie avec la trilogie évaporitique de Sicile (Montadert et al., 1978). Cette série n'a jamais été forée. Nous reviendrons sur l'attribution de ce faciès aux évaaporites inférieures dans la discussion. Une vitesse de 4700 m/s est estimée par l'interprétation des ESP pour une épaisseur d'environ 1500 m.

Sous l'unité Mb, on peut observer des réflecteurs plus ou moins continus et de moyenne amplitude (**unité Ma**). Un contraste important de faciès et d'amplitude avec l'unité sus-jacente caractérise cette unité. Leur relation avec le domaine intermédiaire est également différente. La base de cette unité est marquée par un réflecteur de forte amplitude. Il s'agit du prolongement dans le bassin de la surface de discontinuité située à la base de l'unité M et décrite précédemment dans le domaine intermédiaire. Nous discuterons de la nature de cette unité. Son épaisseur est d'environ 800 m et sa vitesse d'environ 5000 m/s.

Le dernier faciès repose directement sur le socle et correspond aux dépôts profonds de la plate-forme miocène. Sa vitesse est estimée à 5300 m/s et son épaisseur à environ 2000 m.

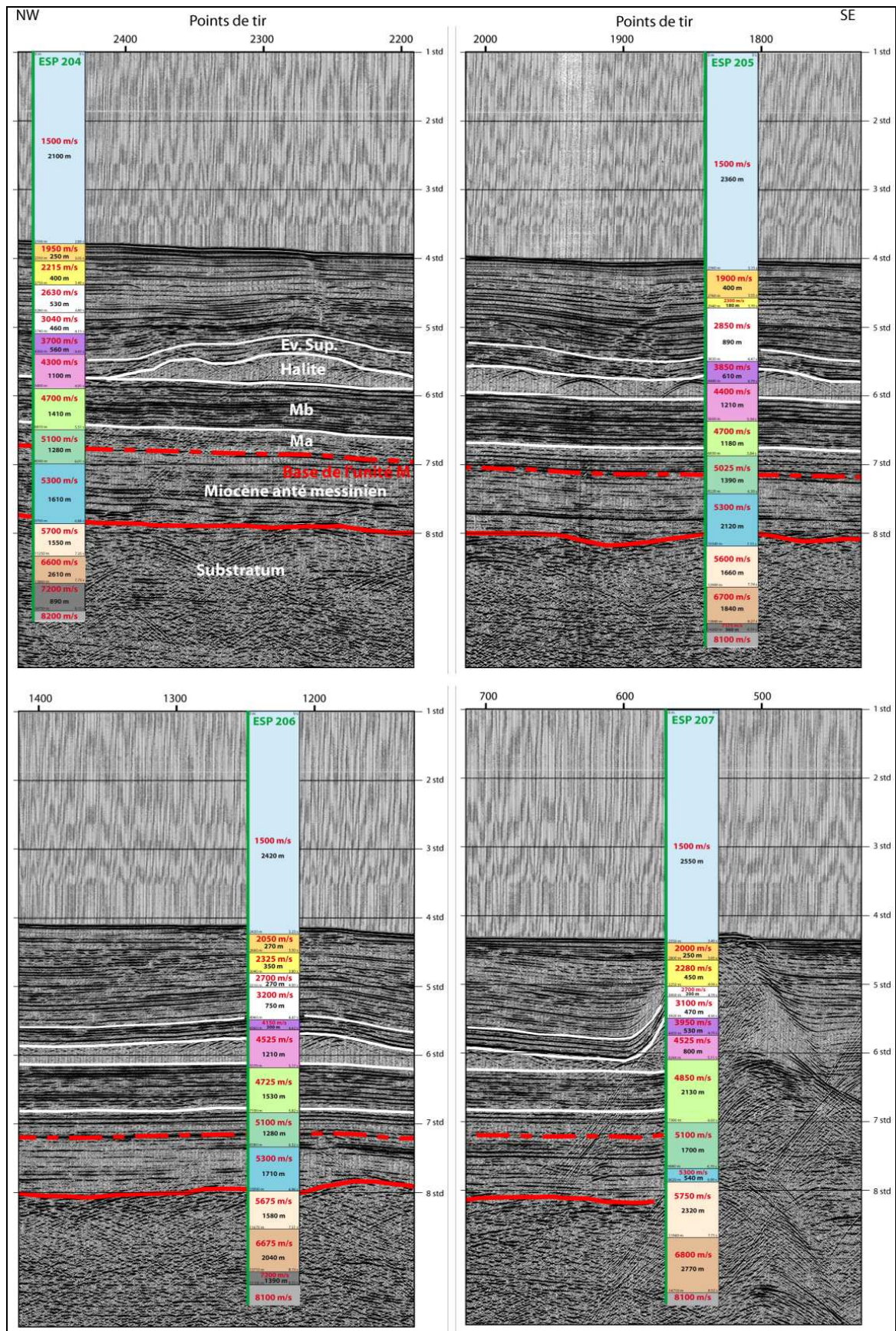


Figure VI-25: Estimation de l'épaisseur des séries du bassin profond par l'interprétation des ESP 204 à 207 calés sur le profil sismique ECORS NW-SE. Position sur la Figure IV-1.

C.2. Passage du domaine intermédiaire au domaine profond

Nous allons dans ce paragraphe décrire comment l'unité M, intercalée entre les sédiments miocènes et les sédiments pliocènes dans le domaine intermédiaire, passe dans le bassin aux faciès que nous avons décrits ci-dessus.

Le premier repère important est la base de l'unité M. Cette base est caractérisée par la surface d'érosion M. Le second repère important est le toit de l'unité M, caractérisé par la surface « lisse » (Figure VI-10). Ces deux limites correspondent respectivement au sommet de la plate forme miocène et à la base des dépôts pliocènes.

Dans le bassin, la base des dépôts pliocènes correspond au toit des évaporites supérieures (Figure VI-25). L'équivalent du toit de la plate-forme miocène dans le bassin est cependant plus flou. Il peut cependant être estimé en suivant la surface M d'une part et les sédiments qui l'encadrent (sédiments miocènes sous-jacents et unité M sus-jacente) d'autre part. Vers l'aval, la surface M prend ainsi la forme d'un réflecteur de forte amplitude qu'il est possible de suivre jusqu'au bassin profond (Figure VI-1c et Figure VI-20). Cette étape, délicate par le fait de passer d'une surface de discontinuité à un réflecteur conforme est contrainte par les séries qui encadrent la surface M d'une part et le réflecteur conforme d'autre part. **La base de l'unité M correspond ainsi vers le bassin à la base de l'unité Ma** (Figure VI-25).

L'équivalent dans le bassin profond de l'unité M correspond donc aux unités Ma, Mb, à la halite et aux évaporites supérieures.

Une majeure partie de la sous-unité M1, qu'elle soit chaotique ou litée, correspond à l'unité Ma du bassin. Ce passage est continu et ne montre pas de transition brutale de faciès sismique (Figure VI-19, Figure VI-20, Figure VI-26 et Figure VI-27).

L'unité Mb, sus-jacente à l'unité Ma dans le bassin, se dépose vers le domaine intermédiaire en *onlaps* sur la sous-unité M1. En plus d'être discontinue (du fait des *onlaps*), cette transition entre la sous-unité M1 et l'unité Mb peut être caractérisée par une surface érosive puisqu'elle tronque les réflecteurs de la sous unité Ma dans la partie est (Figure VI-19 et Figure VI-20). Une grande partie de la sous-unité M1 se dépose donc avant l'unité Mb.

Pour résumer, une grande partie de la sous-unité M1 se dépose avant le faciès Mb (que nous interprétons comme les évaporites inférieures) et une autre partie (la partie supérieure) se déposerait en même temps que le faciès Mb.

La base de la sous-unité M2 (sus-jacente à M1) correspond à la base de la halite (sus-jacente à Mb). La Figure VI-26 montre bien cette base commune. L'extension de la sous-unité M2 vers le bassin est limitée la plupart du temps par les premières failles listriques. Ces failles s'enracinent à la base de la halite. Nous considérons donc qu'elles marquent le dépôt de la halite dans le bassin (Figure VI-22). La sous-unité M2 correspondrait ainsi à l'équivalent dans le domaine intermédiaire de la halite du domaine profond.

Les évaporites supérieures peuvent, comme la halite, être suivies depuis le domaine profond jusqu'aux failles listriques précédemment mentionnées. Elles semblent se déposer en *onlaps* sur la surface « lisse » située au sommet de la sous-unité M2 de la même façon que les évaporites inférieures se déposent en *onlaps* sur une discontinuité intra M1. La perturbation engendrée par la tectonique salifère rend cependant l'observation difficile.

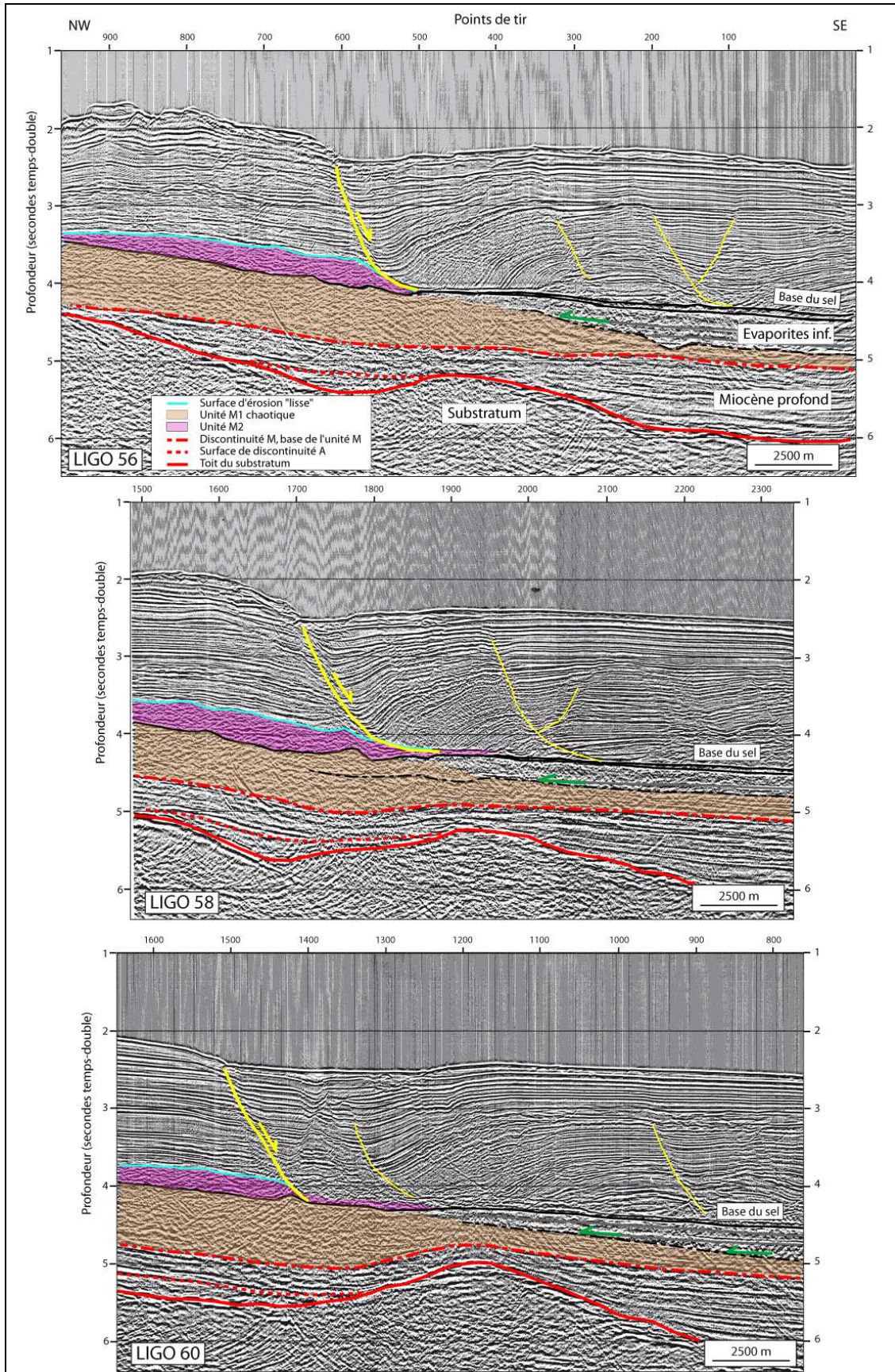


Figure VI-26 : Transition du domaine intermédiaire au domaine profond sur plusieurs profils sismiques perpendiculaires à la marge. Position sur la Figure VI-18 et la Figure VI-22.

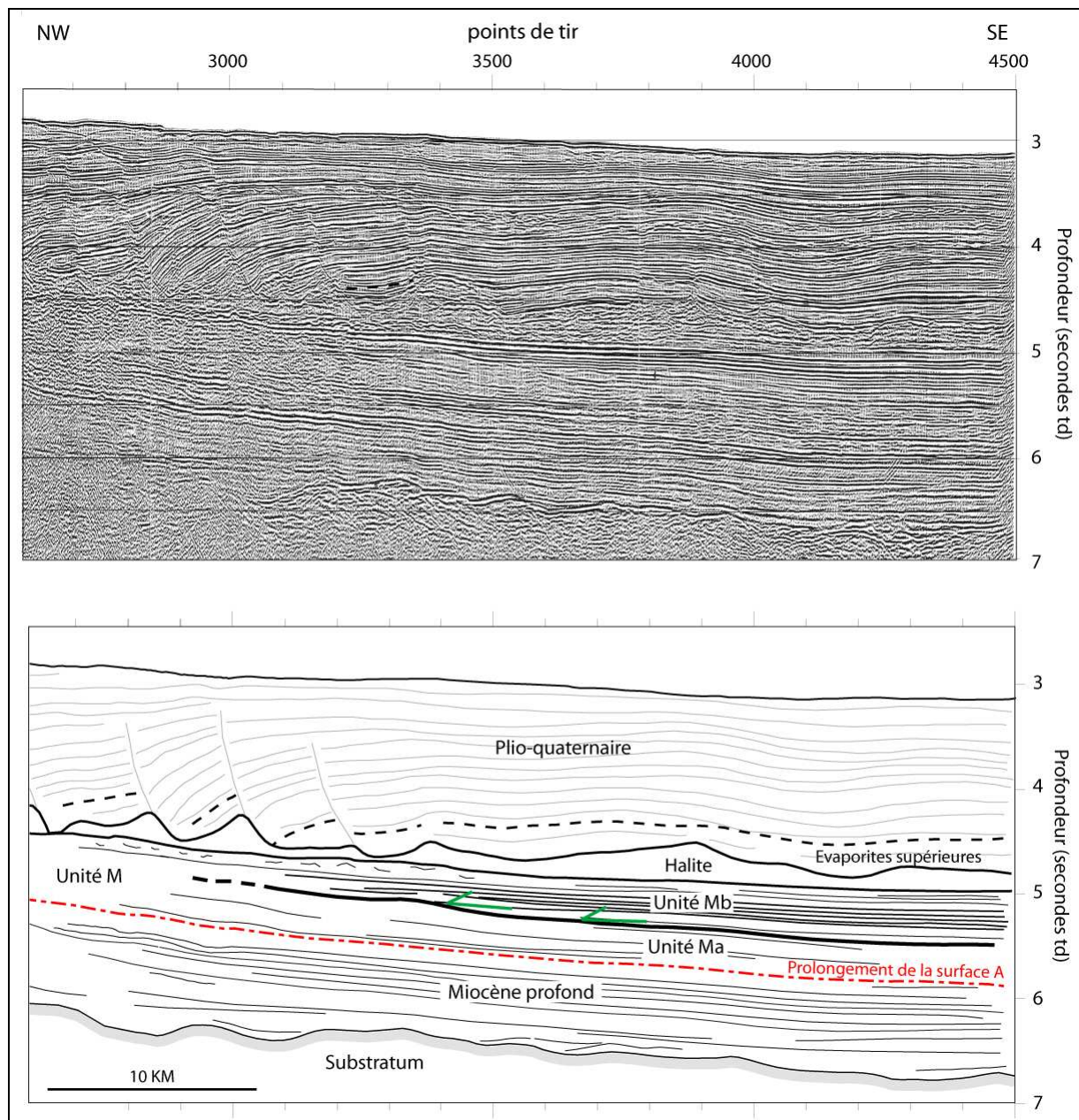


Figure VI-27: Transition entre l'unité M et les séries sous-jacentes à la halite sur le profil sismique Ligo 20. Il s'agit d'un zoom de la Figure VI-1c.

D. Conclusion

Les trois domaines présentés dans ce chapitre montrent, dans une succession logique de régression, une plate-forme érodée, des dépôts détritiques (domaine intermédiaire) et des évaporites (domaine profond). Les principales observations à retenir sur ces domaines sont :

- L'ampleur de l'érosion sur la plate-forme

Nous avons estimé le volume de sédiments miocènes enlevés par l'érosion de la plate-forme (sans compter l'érosion liée à la vidange de tout le bassin versant rhodanien). C'est au minimum **4 000 Km³** de sédiments qui ont transités vers le bassin. Près d'1 Km d'épaisseur de sédiments miocènes sont érodés à certains endroits de la plate-forme. A cette érosion doit correspondre un volume de sédiments équivalent en aval, au pied de la plate-forme miocène.

- La présence d'une unité pouvant correspondre aux dépôts issus de l'érosion

L'unité M que nous avons décrite présente un volume (**3000 à 4 000 Km³**) à la hauteur de l'érosion messinienne. L'emplacement de cette unité au débouché des fleuves messiniens et ses relations géométriques avec l'érosion fluviale de la plate-forme sont des arguments importants pour mettre en relation directe prismes détritiques et érosion messinienne. L'identification et la cartographie de ces dépôts détritiques issus de l'érosion messinienne est un des résultats importants de notre travail.

- L'épaisseur énorme de dépôts relatifs à la crise messinienne dans le bassin profond

Les relations géométriques des dépôts anté-halite dans le bassin profond avec l'unité M du domaine intermédiaire montrent qu'au moins 2300 m de sédiments miocènes anté salifères du bassin profond sont d'âge Messinien. A cette épaisseur anté halite, la halite et les évaporites supérieures doivent être ajoutées. Au total, près de **3500 m** de dépôts profonds sont donc liés à la crise messinienne. L'existence d'une telle épaisseur de dépôts messiniens anté halite est inédite.

Dans le chapitre suivant, nous argumenterons l'appartenance de l'unité M et des dépôts profonds équivalents à l'histoire messinienne.

TROISIEME PARTIE : DISCUSSION

Les observations que nous avons faites dans la partie précédente nous amènent à discuter de plusieurs points importants, concernant l'événement messinien d'une part et la formation de la marge d'autre part. Les points clés de ces observations sont l'identification des phases d'érosion successives et la géométrie des dépôts miocènes.

Notre échelle de travail est celle de la sismique pétrolière. Les surfaces d'érosion ou de discontinuité et les dépôts que nous allons discuter sont d'ampleur régionale, c'est-à-dire qu'il s'agit d'événements majeurs. La prise en considération des études de terrain et des études cinématiques nous permet d'appréhender les problèmes à toutes les échelles. Cette approche est nécessaire pour avoir une idée de la hiérarchie des événements.

L'ampleur de l'événement Messinien et des érosions qui existent à cette période nécessite l'éclaircissement des effets de la ou des chutes eustatiques messiniennes avant de s'intéresser aux enregistrements sédimentaires des événements antérieurs.

Ce premier chapitre de discussion a pour objectif de comprendre l'événement messinien. Ce chapitre fait l'objet d'une publication soumise à EPSL (voir annexe 2).

Le second chapitre de discussion aborde les épisodes initiaux de formation de la marge et son évolution postrift.

CHAPITRE VII: LA CRISE MESSINIENNE

Depuis la dernière campagne de forages DSDP (Hsü et al., 1978a), les plus importants progrès sur la question messinienne sont venus des très nombreux travaux sur des bassins exondés sur les marges de la Méditerranée profonde. Mais dans les différents bassins profonds, la signature complète de la crise messinienne n'a jamais pu être clairement établie : la présence d'évaporites antérieures à la couche de halite (Montadert et al., 1978) est restée posée, et les marqueurs du début de la crise n'ont pas été identifiés.

Les travaux conduits dans les bassins périphériques ont permis d'accéder à une certaine vision d'ensemble de l'histoire de la crise. Des progrès importants ont été fait sur la chronologie et plusieurs modèles sont actuellement discutés pour l'évolution de la crise Messinienne (Chapitre III:B.1). Ces modèles s'appuient sur l'étude de bassins ayant évolué dans des conditions tectoniques variables, et sans avoir eu accès à l'histoire enregistrée dans les bassins profonds.

Notre travail propose une coupe interprétative complète de l'intervalle messinien dans le bassin profond de la Méditerranée occidentale. L'interprétation d'une série type pour ce bassin a une grande importance pour l'interprétation de la séquence de dépôt des bassins de la Méditerranée orientale, actuellement isolés par des seuils dont la position précise reste d'ailleurs à établir. En effet, le dépôt d'une grande épaisseur d'évaporites en peu de temps nécessite une alimentation continue par l'océan mondial, et celle-ci doit transiter par la Méditerranée Occidentale si aucun apport n'est établi à partir de l'océan Indien.

Les résultats que nous allons discuter ici concernent :

- A. la mise en évidence de la série détritique marine issue de l'érosion aérienne messinienne (unité M)
- B. l'existence d'un terme important de cette série détritique marine antérieur aux évaporites du bassin profond : jusqu'à 1000 m d'épaisseur au débouché des fleuves messiniens, de l'ordre de 800 m sous les évaporites
- C. l'existence d'une série évaporitique inférieure d'une épaisseur estimée à 1500 m, située sous la couche de halite et les évaporites supérieures déjà connues
- D. la position du rivage de la mer messinienne juste avant la rapide transgression zancléenne
- E. la comparaison de nos résultats avec les modèles issus des bassins périphériques
- F. les conséquences sur la subsidence et sur la profondeur du bassin avant la crise

A. La série détritique issue de l'érosion aérienne messinienne

L'unité M que nous avons décrite est intercalée dans le domaine intermédiaire (décrit dans le Chapitre VI:B), entre la plate-forme miocène (datée par des forages) toujours plus ou moins profondément érodée et la couverture plioquaternaire. Cette unité correspond à un intervalle de temps situé entre les derniers sédiments miocènes préservés (Tortonien) et le Pliocène, c'est-à-dire Messinien. La situation de cette unité au débouché des fleuves messiniens, l'environnement de dépôt de l'unité susjacent (l'unité M) et son volume du même ordre de grandeur que le volume érodé sont les arguments qui permettent d'en faire l'équivalent dans le domaine intermédiaire de l'érosion aérienne messinienne. Nous allons détailler ces trois points.

A.1. Situation géographique : au débouché des fleuves messiniens

La carte isopaque de l'unité M (Figure VII-1) montre que son dépôt centre est principalement située au débouché de deux réseaux messiniens : le réseau pyrénéo-languedocien à l'ouest et le réseau rhodanien à l'est. Ils sont caractérisés par des entailles de l'ordre de la centaine de mètres, résultat de l'érosion créée par ces fleuves pendant le Messinien. Ces deux réseaux fluviaux sont les principaux axes d'apports de sédiments détritiques.

Du côté provençal, des apports secondaires (c'est-à-dire de plus petite importance que les deux réseaux précédents) passent au travers des reliefs de socle probablement entaillés dans des épisodes antérieurs au Messinien (voir Chapitre VIII:) pour se déposer vers le bassin. Un troisième réseau provençal, de plus petite importance pourrait donc être recherché à terre. Pour l'instant aucun réseau Messinien n'est décrit dans cette zone.

Ces réseaux ne concernent que le golfe du Lion, il est important de mentionner que d'autres sources de sédimentation existent sur tout le pourtour méditerranéen.

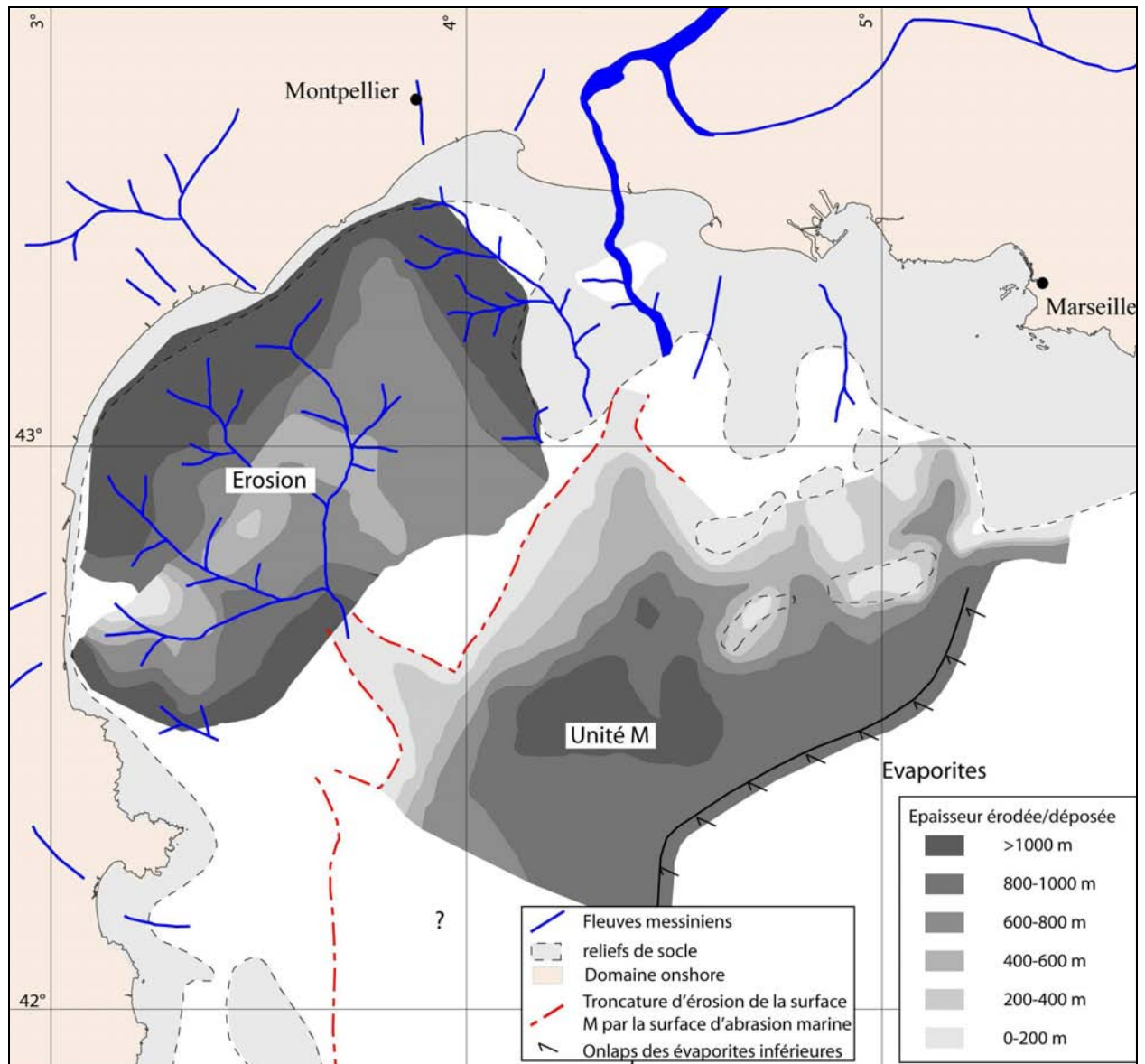


Figure VII-1: Comparaison des cartes de l'épaisseur érodée sur la plate-forme et de l'épaisseur de l'unité M. Les épaisseurs sont du même ordre de grandeur dans les deux cas.

A.2. Environnement de dépôt de l'unité M

La base de l'unité M est caractérisée par la surface M. La Figure VII-2 représente la carte en profondeur « temps » de cette surface érosive au pied de la pente miocène puis conforme dans le bassin. Cette surface prend la forme de deux vallées principales au débouché des fleuves pyrénéo-languedociens et du Rhône. Le remplissage de ces vallées (Chapitre VI:B.1), suggère qu'un changement d'environnement se produit à la transition entre la surface rugueuse (fluviale) et la surface M. Les vallées dessinées par la surface M entaillent profondément le rebord de plate-forme Miocène sous-jacente (Figure VII-2) et représentent le tout début de l'événement messinien. L'unité M, en remplissage de cette érosion représente certainement

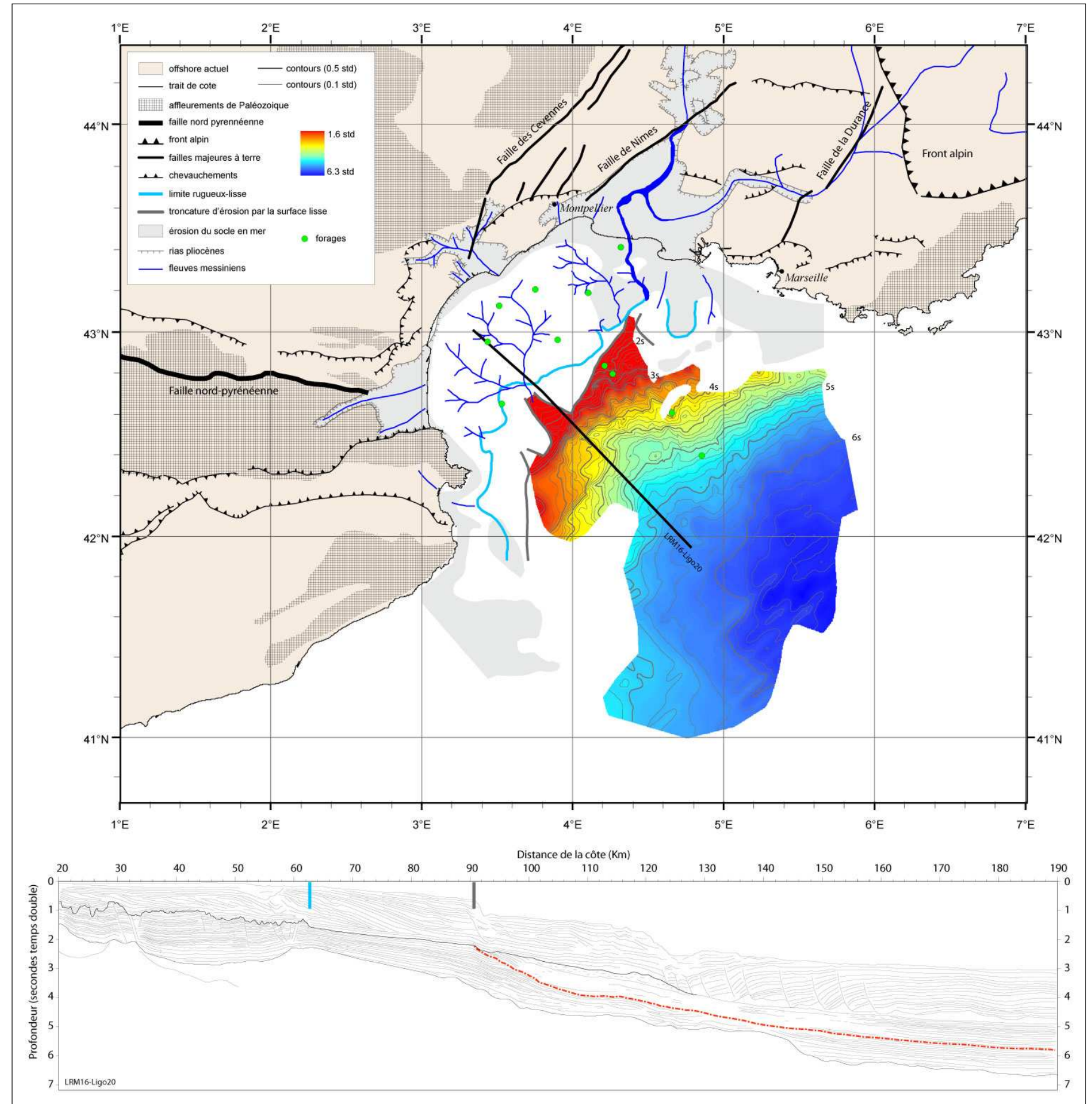
un événement détritique précoce probablement sous marin puisqu'une chute de quelques centaines de mètres est suffisante pour exonder la plate-forme miocène. De plus, aucune phase évaporitique traduisant une chute drastique du niveau marin n'est présente à ce stade). La surface d'érosion M, à la base de l'unité M est donc certainement de nature sous-marine. Le passage du domaine érodé au domaine intermédiaire décrit dans le Chapitre VI:B.1 correspond donc au passage d'un environnement fluvial à un environnement sous marin. Il est cependant difficile de savoir exactement où se passe exactement la transition aérien-marin puisque la surface « lisse » qui scelle l'événement Messinien érode la trace de l'érosion fluviale (voir paragraphe D). Nous avons pour cela indiqué une « surface d'érosion présumée subaérienne » sur la Figure VI-11 et la Figure VI-12.

A.3. Volume de l'unité M : comparaison avec le volume érodé

Dans le chapitre VI, nous avons estimé le volume de sédiments miocènes érodés sous la surface d'érosion messinienne (environ **4000 Km³**). Nous avons également estimé le volume de l'unité M (environ **3000 Km³** pour le faciès chaotique, **4500 Km³** pour l'ensemble de l'unité M identifiée).

Sur la Figure VII-1, nous pouvons comparer l'épaisseur érodée par l'érosion messinienne et l'épaisseur de l'unité M. L'érosion issue du Rhône n'est pas prise en compte dans le volume érodé cartographié. En revanche, les produits issus de l'érosion du Rhône sont pris en compte dans le calcul du volume déposé. Malgré cette objection, il nous paraît intéressant de comparer les ordres de grandeur du volume érodé et du volume déposé. L'unité M est bien représentative de l'érosion de la plate-forme, les volumes sont du même ordre de grandeur. C'est un argument supplémentaire pour attribuer l'unité M comme issue de l'érosion messinienne. L'épaisseur de la série détritique ne peut être augmentée puisque l'unité M repose directement sur du Miocène daté par les forages. Nous mettons donc en évidence la base du Messinien.

Figure VII-2: Carte de la profondeur (en secondes temps double) de la base de l'unité M. Cette base est érosive au débouché des fleuves messiniens (surface M) et devient conforme dans le bassin. En amont de cette surface, la plate-forme miocène est érodée par la surface « rugueuse » ou par la surface « lisse ». Cette carte représente la base de l'événement Messinien.



A.4. Le paradoxe Messinien résolu

Les sédiments présents au pied de la pente continentale du golfe du Lion ont deux sources principales. La première est le Rhône, de loin la plus importante en période de haut niveau. En période de bas niveau, les fleuves languedociens voient leur aire de drainage étendue à une grande partie du plateau continental (la plate-forme est alors exondée) et deviennent alors une source importante de sédiments. Un tel processus est à comparer avec le fonctionnement des canyons (Baztan et al., 2005).

Dès lors qu'une régression marine partielle a pu se produire dès la fin du Tortonien, on doit s'attendre à trouver au pied de la pente continentale, aussi bien en regard des fleuves languedociens qu'en regard du Rhône, les séries qui témoignent d'un changement dans le régime des apports. Si une première régression (plusieurs centaines de mètres) s'est produite, la trace de cet événement peut néanmoins être oblitérée par la dernière régression majeure.

La nouvelle interprétation consistant à attribuer l'unité M comme issue de l'érosion Messinienne résout le paradoxe né des premières interprétations de la sismique marine : d'un côté, l'hypothèse d'un bassin messinien profond et desséché était admise, et l'érosion aérienne en rapport avec cette régression forcée avait été décrite dans toute son ampleur (Clauzon, 1982; Gorini, 1993). D'autre part, aucune étude n'avait réellement identifié les dépôts détritiques correspondants. Plusieurs travaux en avaient mentionné l'existence, entre le domaine à évaporites et le pied de la pente continentale, mais sans pouvoir en préciser la limite inférieure, ni le passage aux séries du bassin profond, et en sous-estimant donc le volume réel (Lofi et al., 2005).

La Figure VII-3 et la Figure VII-4 représentent, en carte et en coupe, la chronologie des événements. Après l'édification d'une plate forme miocène, les faits se déroulent en trois temps :

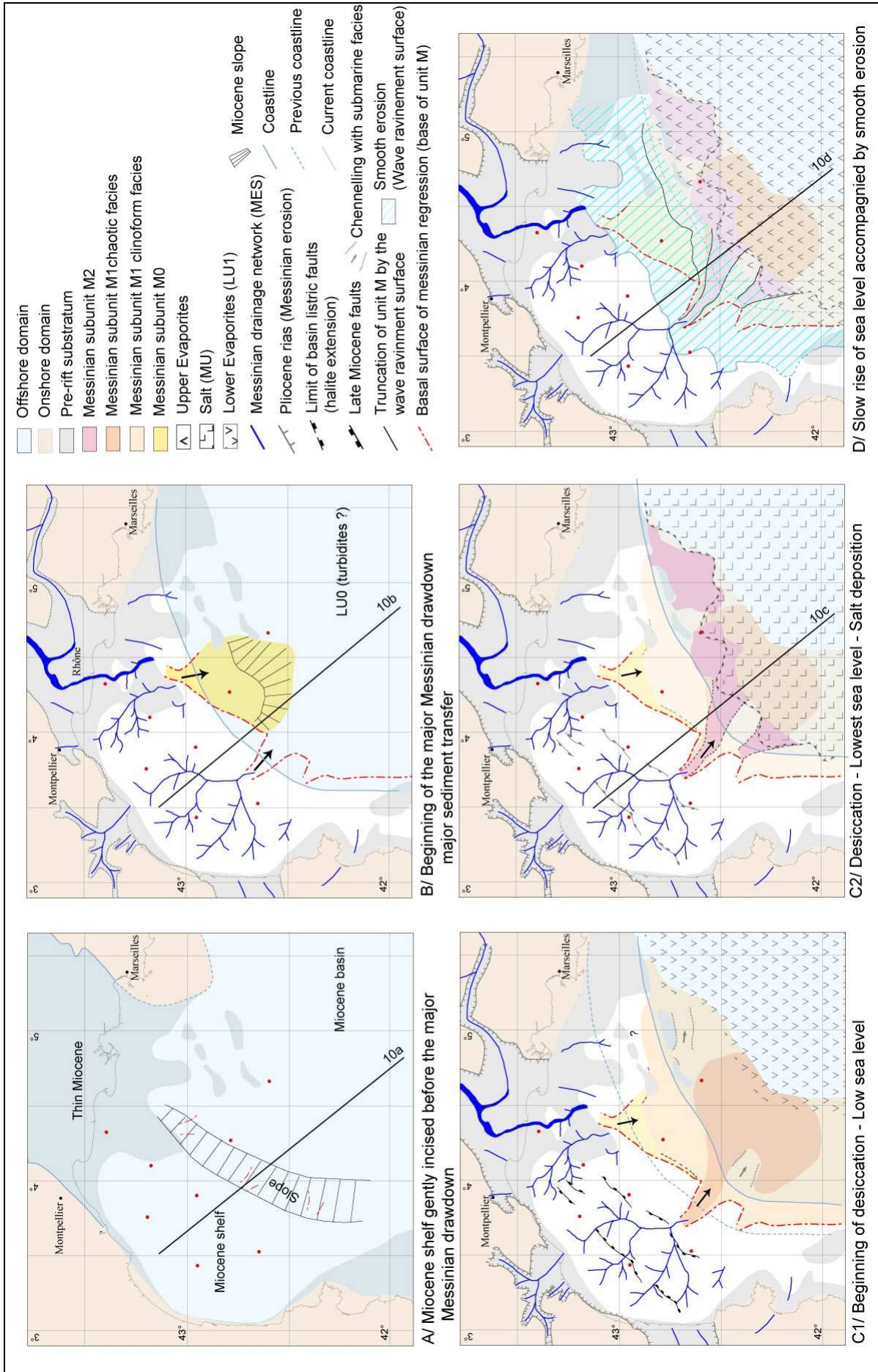
- Un épisode anté évaporitique (B sur la Figure VII-3)
- Un épisode évaporitique (C1-C2)
- La transgression de la ligne de rivage à la fin du Messinien (D)

Nous allons détailler chacun de ces épisodes.

Figure VII-3: Synthèse paléogéographique des observations réalisées sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion replacées dans une évolution chronologique.

A : Reconstitution de la marge miocène avant l'événement messinien. La mer miocène envoyait une partie de la vallée du Rhône. Le trait de côte miocène dans la vallée du Rhône est tiré de Besson et al, 2005. L'épaisse plate-forme se terminait en onlaps sur les bords du bassin, où le substratum était en position plus haute. **B1 :** La chute du niveau marin en Méditerranée entraîne une érosion subaérienne sur la plate-forme. En aval, une surface d'érosion sous marine par laquelle transitent les premières turbidites se forme. **B2 :** La chute du niveau marin continue jusqu'à son plus bas niveau. Les fleuves messiniens charrient de grandes quantités de sédiments issus de la plate-forme miocène vers le domaine intermédiaire. Des figures d'érosion et de remplissage en milieu sous-marin persistent sous la forme de chenaux. Ce transfert sédimentaire entraîne une subsidence dans le bassin et un réajustement supplémentaire de la plate-forme déchargée par l'érosion. Dans le bassin, une alimentation en eaux marines chargées en sels additionnée à une évaporation du bassin entraîne la précipitation d'évaporites qui vont alors onlaper l'unité M et combler l'espace disponible créée par la subsidence. Lorsque le substratum est abrupt comme en Provence ou sur la marge Catalane, les séries détritiques sont réduites et les séries évaporitiques du bassin onlapent directement le substratum. Un réajustement isostatique du bassin et de la plate-forme miocène pourrait être la cause de la fracturation que l'on observe au sein des séries miocènes sur la plate-forme. **C :** Le niveau marin est toujours à son plus bas niveau. Le sel précipite au paroxysme de la crise. Pendant ce temps la sous unité M2 se dépose. **D :** La morphologie de la surface d'érosion « lisse » présente dans le domaine intermédiaire suggère une transgression de la ligne de côte. Cette transgression entraînerait ainsi une abrasion des séries sous-jacentes jusqu'à la limite « rugueux-lisse ». La surface « lisse » est donc interprétée comme une surface de ravinement. Les évaporites supérieures seraient à mettre en relation avec un changement des conditions de salinité dans le bassin.

→



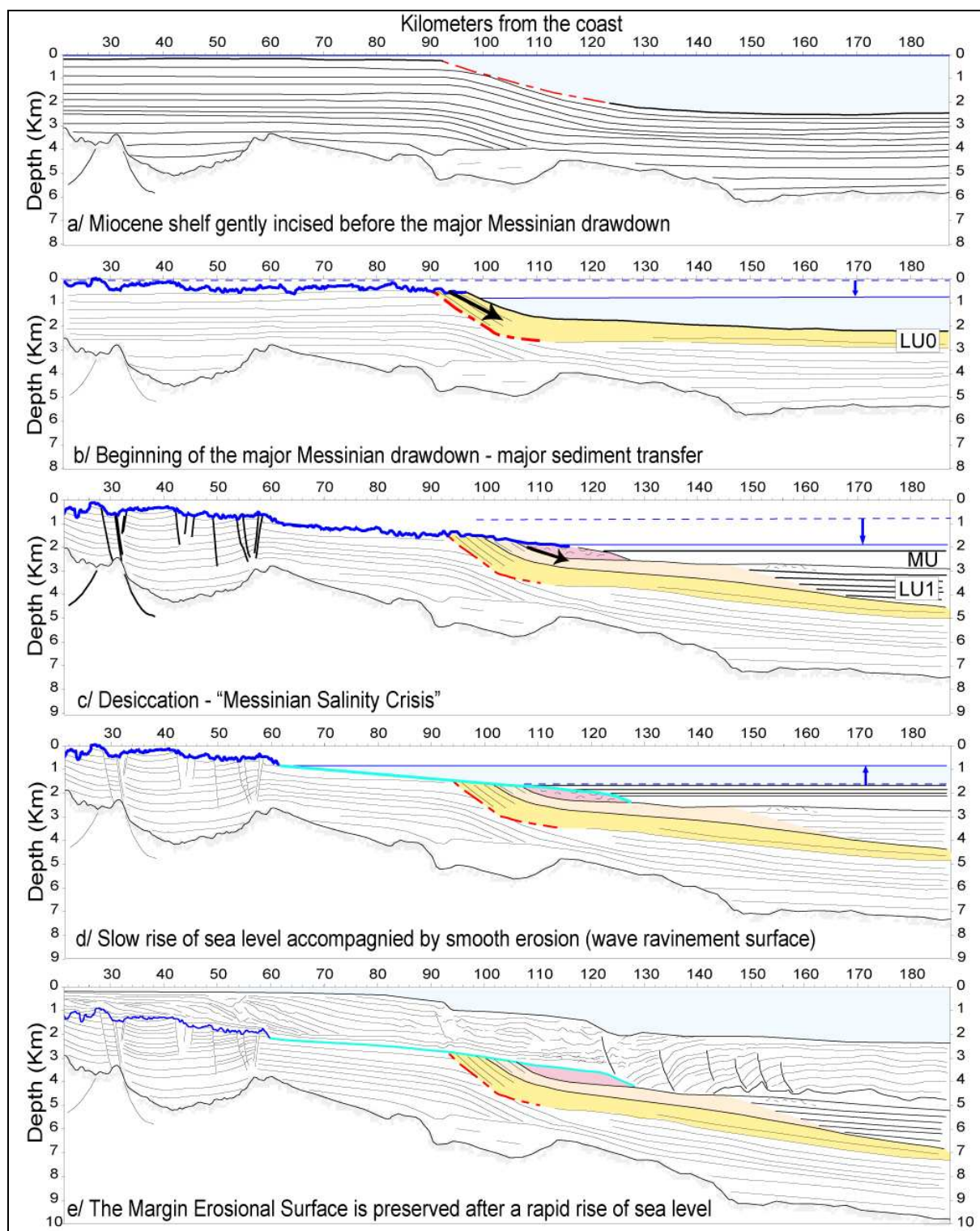


Figure VII-4: Synthèse en coupes des observations réalisées sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion replacées dans une évolution chronologique. La position des coupes est reportée sur la Figure VII-3.

B. L'épisode anté-évaporitique : une crise d'érosion

La partie inférieure de l'unité M (M0-base de M1), la plus importante en volume, se prolonge dans le bassin sous les premières évaporites. La partie distale de cette unité a été appelée « unité Ma » dans le chapitre précédent. Des sédiments détritiques provenant d'une première phase d'érosion du plateau continental et du haut de la pente sont donc intercalés dans le bassin profond, avant la précipitation des premières évaporites (unité Mb). Une chute du niveau marin de quelques centaines de mètres serait suffisante pour exonder une plate-forme comme celle qui existait au Miocène et donc provoquer très tôt les premiers transferts de sédiments et une érosion sous-marine sur la pente continentale. Cependant, la surface d'érosion située à la base de l'unité M est la surface d'érosion la plus marquée. Il est donc probable que la dernière régression messinienne (de plus grande ampleur) soit à l'origine de cette surface majeure d'érosion, les anciennes surfaces ayant été effacées par cette dernière. L'unité Ma correspond au prolongement dans le bassin des sédiments détritiques de l'unité M, il pourrait donc s'agir de turbidites. Le faciès sismique de cette unité n'est pas contradictoire avec cette hypothèse (Chapitre VI:C.1).

C. L'épisode évaporitique : une crise de salinité

Dans le bassin profond, l'existence d'une série évaporitique comprenant trois termes : évaporites inférieures, halite et évaporites supérieures, a été postulée très tôt (Montadert et al., 1978). Cependant l'épaisseur attribuée à ces évaporites inférieures n'excédait jamais 500 à 600 m. Entre la série détritique de base et la halite, nous avons observé une série pouvant correspondre aux évaporites inférieures (unité Mb). Son épaisseur est de 1500 m. (épaisseur estimée à partir de l'interprétation des ESP (Pascal et al., 1993)). L'unité est restreinte au bassin profond et les réflecteurs continus et de forte amplitude qui la représentent se terminent en onlaps sur l'unité M. Cette disposition contraste avec celle de la série Ma sousjacent (en passage latéral de faciès avec le premier épisode détritique) et avec la halite susjacent. On a donc le témoignage d'un changement de régime sédimentaire depuis un épisode détritique précoce jusqu'à un épisode de précipitation de halite.

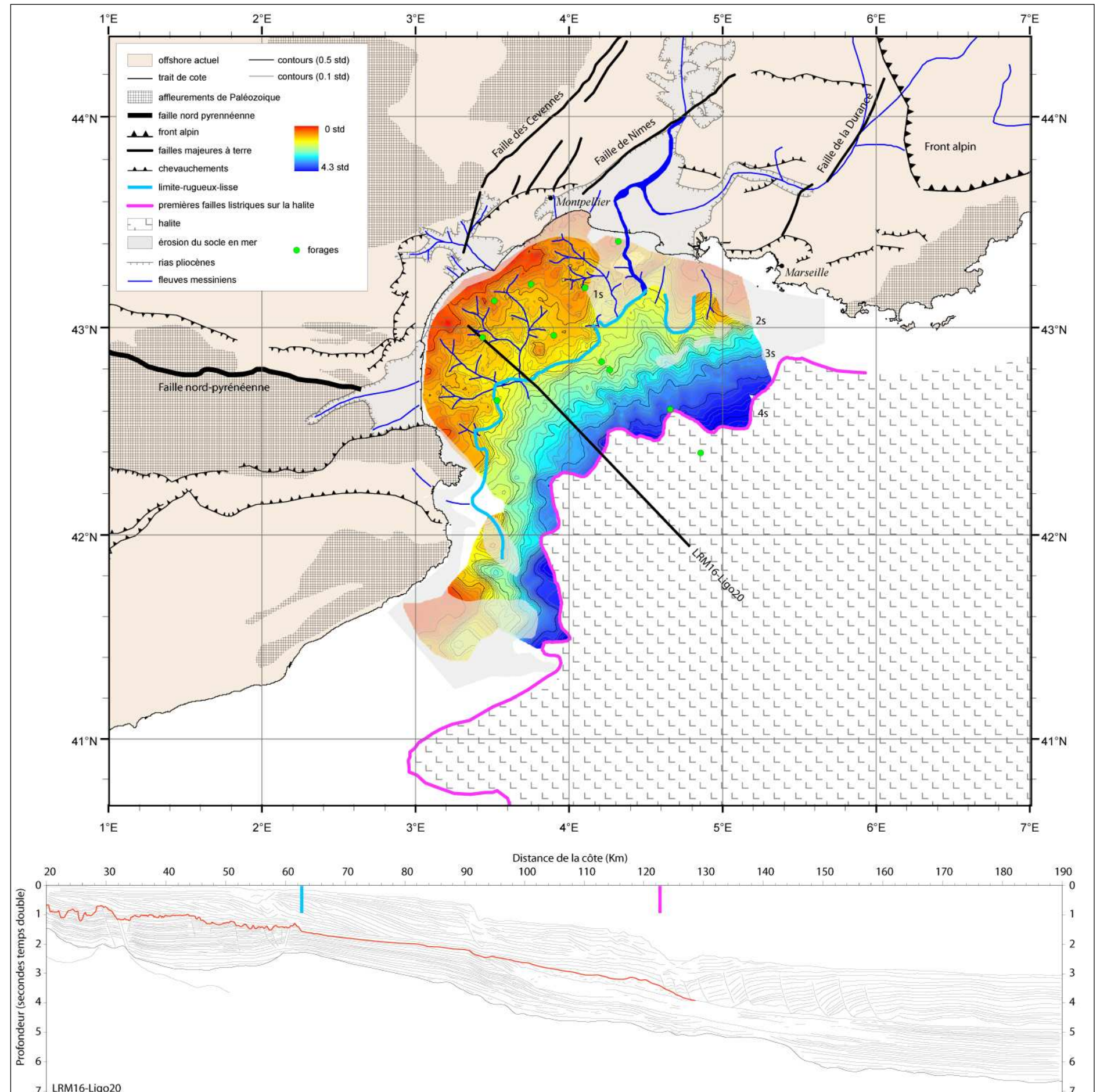
Cette interprétation s'inscrit dans une logique générale des environnements de dépôt. Il serait en effet difficile de concevoir que l'unité Mb soit d'origine sous marine profonde plutôt qu'évaporitique. Cela impliquerait une remontée significative du niveau marin entre l'épisode détritique initial et le dépôt de la halite. Or, aucun indice de transgression n'est visible avant le ré-énoisement définitif du bassin.

D. La position du rivage de la mer messinienne : un indice de la transgression

La position du rivage de la mer messinienne peut être précisée pour l'époque qui précède immédiatement la transgression zancléenne, à l'extrême fin de la crise de salinité. Sur le plateau continental, les fleuves messiniens ont laissé une empreinte remarquable caractérisée par des entailles de l'ordre de la centaine de mètres. Tout indique que ce paysage aérien s'est trouvé ennoyé par une transgression rapide. Dans la partie languedocienne du plateau, on peut suivre l'entaille du fleuve principal approximativement jusqu'au niveau du bord du plateau continental actuel. Cette entaille, initialement profonde de quelques centaines de mètres, s'efface progressivement du fait de l'érosion des interfluves si bien que l'on ne peut déterminer la profondeur réelle où aboutissaient les fleuves messiniens. La raison en est qu'une transgression marine (surface lisse), suffisamment lente, a lissé les reliefs aériens en les ennoyant. Cette remontée lente, accompagnée d'érosion, contraste avec la remontée rapide qui a laissé pratiquement intacts les reliefs aériens en amont. La limite de cette transition d'une surface lisse à une surface rugueuse s'établit à la même profondeur (1.6 sec TD) dans la partie centrale du golfe. Elle est un peu moins profonde vers la Provence à l'est et les Pyrénées à l'ouest, ce qui peut s'expliquer par une subsidence moins rapide sur ces bordures qu'au centre du plateau continental, depuis 5 Ma. On peut penser, en première approximation, que l'établissement de cette surface d'érosion sous-marine accompagne le dépôt, sous une faible tranche d'eau, des évaporites supérieures.

La Figure VII-5 représente la carte en profondeur de la surface d'érosion messinienne aérienne sur la plate-forme et de la surface d'abrasion marine là où elle existe. La limite entre ces deux surfaces est représentée en bleu turquoise. La limite de dépôt du sel, caractérisée par les premières failles listriques est indiquée. Cette cartographie représente la paléogéographie juste avant le ré-ennoisement rapide du bassin. Au moment où le trait de côte est matérialisé par la limite entre les deux styles d'érosion de la plate-forme.

Figure VII-5: Carte de la profondeur (en secondes temps double) des surfaces « rugueuse » et « lisse ». La limite entre ces deux surfaces est représentée en bleu turquoise. En aval de celle-ci, la cartographie de la surface « lisse » est perturbée par l'effet des canyons actuels (les contours pour cette zone devraient être lissés). La limite du sel transparent est représentée dans le bassin. Cette carte représente donc la paléogéographie juste avant le ré-ennoiement rapide du bassin. La limite entre la surface messinienne fluviatile (rugueuse) et la surface d'abrasion marine (surface lisse) représente la ligne de rivage.



E. Comparaison avec les bassins périphériques, datation des événements

A partir de la fin du Tortonien, des modifications graduelles d'échanges d'eau avec l'Atlantique causent d'importants changements paléogéographiques. Les signes de cette régression sont des carbonates, des dépôts avec des intercalations croissantes de sapropels ou de gypse dans les bassins périphériques. Vers 6 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999) ou dès 6.9 Ma (Butler et al., 1999), des évaporites (gypse puis halite) font leur apparition. Ces évaporites marginales précèdent, pour la majorité des auteurs, une régression beaucoup plus importante correspondant au « *Desiccated Deep Basin Model* » de Hsü et al (1973a). C'est ce « *Deep Desiccated Basin* » qui explique à la fois la présence d'évaporites dans les parties profondes de la Méditerranée et la profonde érosion datée et mesurée, pour la vallée du Rhône en particulier par Clauzon (1982).

Une majorité d'auteurs s'accordent sur ce schéma en trois temps :

- 1- une période de confinement partiel entraînant une régression limitée
- 2- une période de quasi assèchement
- 3- la transgression pliocène.

Les auteurs s'accordent sur l'âge de la fin de la crise messinienne (vers 5.3 Ma), mais des divergences demeurent sur l'âge et la durée de la phase 2 : à partir de 5.6 Ma pour les uns (Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999; Rouchy and Caruso, 2006), plus tôt pour d'autres (Butler et al., 1999).

Si l'on considère que l'érosion importante observée dans le bassin (base de l'unité M) est le résultat de la régression messinienne majeure (les anciennes érosions de moindre importance étant effacées), nous pouvons attribuer un âge compris entre 5.6 et 5.3 Ma pour l'unité M. Avec cette hypothèse, la période de confinement partiel entraînant une régression limitée n'est pas (ou plus) observable dans le bassin profond de Méditerranée.

F. Implications de nos résultats sur la subsidence

F.1. Principe de la subsidence

La subsidence correspond à un enfoncement de la lithosphère sous l'effet d'une force verticale, dirigée de haut en bas.

Cette force peut être créée par une charge se trouvant au dessus de la croûte et la déprimant.

Un bassin rempli d'eau et/ou de sédiments, une chaîne de montagne, un volcan, tout ce qui vient se superposer à une plaque lithosphérique « normale ».

La charge est alors compensée isostatiquement, grâce à un fluage latéral de matériel asthénosphérique, de manière à équilibrer, au dessus d'une profondeur de compensation, le poids des colonnes de lithosphère sous la charge et à son voisinage. Le réajustement isostatique se réalise instantanément à l'échelle géologique en une vingtaine de milliers d'années. Cette réponse peut être :

- Locale (type Airy) si la lithosphère ne possède pas de rigidité, l'influence de la charge se faisant alors uniquement sentir sous la zone d'application de la charge. Chaque point est supposé se comporter indépendamment des points voisins. Ce modèle peut paraître simpliste mais il permet d'approcher facilement les ordres de grandeur des phénomènes.
- Régionale si la lithosphère possède une certaine rigidité. La déformation en ce cas n'est plus uniquement localisée au seul domaine d'application de la charge, mais aussi aux zones voisines. La déformation produite est différente selon les propriétés rhéologiques de la lithosphère (élasticité, viscosité, plasticité). On peut ainsi adopter un comportement élastique ou plastique, la déformation se faisant alors de manière réversible ou non. Le modèle de plaque mince élastique est le plus souvent employé car plus facile à mettre en œuvre. Quand la période d'application de la charge est longue, la viscosité de la lithosphère n'est plus négligeable, on envisage alors des comportements visco-élastiques (Beaumont, 1978) ou visco-plastiques, la déformation s'étalant dans le temps suivant un temps de relaxation.

Pour une même charge, la somme des déformations élémentaires est identique dans les deux types de compensation isostatique.

La subsidence peut également être la conséquence d'une force générée à l'intérieur de la lithosphère par une augmentation du poids de la colonne lithosphérique (augmentation de la

densité moyenne de la colonne ou de son épaisseur), ce qui a pour effet de la tirer vers le bas.

La force peut être située :

- Dans la croûte, à la suite d'un métamorphisme à la base de celle-ci, ou de l'adjonction au matériel crustal de matériel lourd d'origine mantellique
- Sous la croûte, par remplacement du matériel crustal léger par du matériel mantellique lourd : c'est l'amincissement crustal
- A la base de la lithosphère, par formation à la suite d'une convergence d'une racine lithosphérique froide et lourde descendant dans un matériel asthénosphérique plus chaud ; c'est le cas sous les chaînes de montagne au moment de la collision et sous l'effet d'une subduction. Dans ces deux cas, la déflexion des plaques ainsi tirées vers le bas permet la création de bassins flexuraux d'avant-pays.

Que les forces soient appliquées en surface ou à l'intérieur de la lithosphère, elles provoquent une subsidence (la subsidence « totale »), le plus souvent décelable par les accumulations sédimentaires ou des tranches d'eau importante, qui contribuent à accroître les forces de surface. La part de la subsidence causée par les forces internes de la lithosphère (c'est-à-dire en l'absence de forces de surfaces) est la subsidence tectonique. Sa valeur est obtenue en soustrayant (par réajustement isostatique) l'effet des charges de surface (sédiments et/ou eau).

F.2. Méthode

a. Backstripping

Pour quantifier facilement l'effet de la subsidence tectonique, il faut enlever l'effet de la charge sédimentaire avec la compensation qu'elle a induite (supposée ici locale). La dépression restante est celle qui se serait formée en l'absence de toute charge sédimentaire, après l'intervention de mécanismes tectoniques qui ont donné naissance au bassin.

Ce type de calcul peut être effectué sur la colonne sédimentaire actuelle ou bien à des stades antérieurs afin de retracer l'évolution du bassin. Il faut alors reconstituer l'état de la colonne sédimentaire dans le temps en retirant progressivement les couches sédimentaires superficielles (c'est la méthode de backstripping proposée par Steckler et Watts, (1978)). Pour pouvoir comparer plusieurs époques entre elles, nous devons prendre un niveau de référence qui a été choisi au niveau 0 actuel des mers et donc, en remontant le temps, il faut tenir compte des variations des paléop profondeurs de dépôt et des variations eustatiques.

Etant donné que le dépôt d'une couche sédimentaire entraîne la compaction de toutes celles qui se trouvent en dessous, il va falloir décompacter les sédiments pour retrouver l'état de la couche sédimentaire à une époque donnée.

b. Décompaction

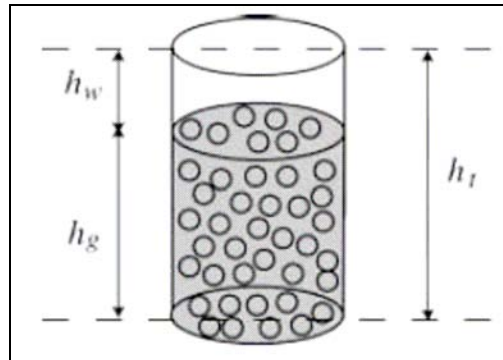


Figure VII-6: Schéma d'un cylindre rempli d'une hauteur de grains de sédiments (h_g) et d'une hauteur d'eau (h_w).

Considérons un cylindre d'eau et de sédiments représenté par la Figure VII-6. La porosité du sédiment Φ est donnée par le ratio du volume d'eau (v_w) sur le volume total (v_t). En assumant que le cylindre à une section régulière, on peut écrire la formule suivante :

$$\Phi = h_w / h_t$$

$$h_w = h_t * \Phi$$

h_w correspond à la hauteur d'eau et h_t correspond à la hauteur totale dans le cylindre. Si h_g est la hauteur de grains de sédiments, on peut écrire :

$$h_t = h_w + h_g$$

On en déduit :

$$h_g = h_t * (1 - \Phi)$$

Nous allons assumer que pendant la décompaction ou la compaction, h_g (la hauteur de grains) est constante et donc que h_t varie en fonction de la porosité Φ . Nous pouvons écrire pour une unité stratigraphique i enfouie et compactée avec une épaisseur $T_s(i)$ et une compaction Φ_i :

$$h_g = T_s(i) * (1 - \Phi_i)$$

La hauteur de grains pour l'unité décompactée (d'épaisseur T_{sd} et de porosité Φ_d) est donnée par la relation :

$$h_g = T_{sd} * (1 - \Phi_d)$$

En assumant que la hauteur de grains sédimentaires (h_g) reste constante avant et après la compaction, nous obtenons l'épaisseur décompactée de la série:

$$T_{sd} = T_s(i) * (1 - \Phi_i) / (1 - \Phi_d) \quad (1)$$

Pour calculer cette épaisseur, nous pouvons utiliser les porosités données par des courbes de porosité en fonction de la profondeur; ces lois sont supposées être invariable avec le temps. En revanche, la nature du sédiment à une importance. Une courbe est ainsi proposée pour chaque lithologie (Figure VII-7).

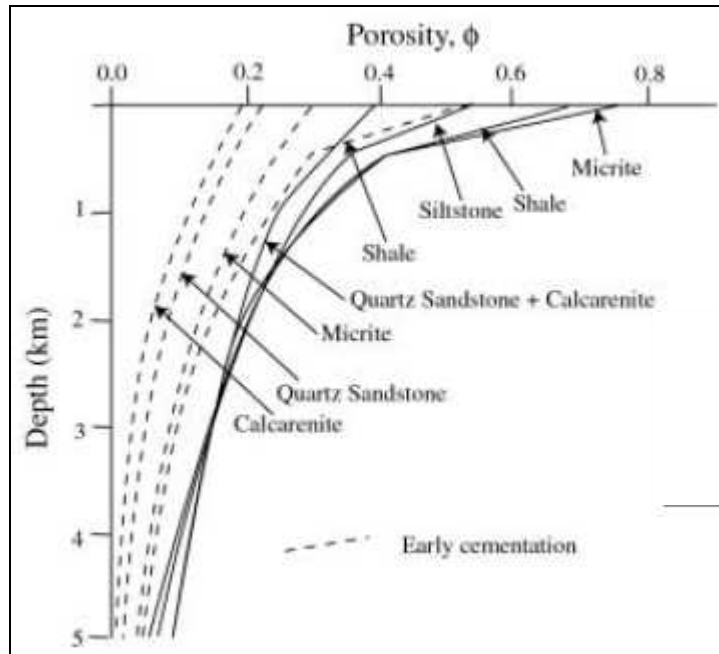


Figure VII-7: Courbes de la porosité en fonction de la profondeur pour différentes lithologies (Bond and Kominz, 1984).

Nous avons utilisé la formule suivante, établie par Athy (1930), pour calculer la porosité d'une série sédimentaire (Φ) à la profondeur d'enfouissement P (profondeur d'enfouissement du milieu de l'unité considérée) :

$$\Phi = \Phi_0 e^{-c \cdot P} \quad (2)$$

Avec Φ_0 = la porosité de surface ($\cdot 10^{-3} \text{ m}^{-1}$)

c = le facteur de compaction propre à chaque lithologie

Les porosités ainsi obtenues (pour une unité enfouie (Φ_i) et pour une unité décompactée (Φ_d)) sont utilisées dans la formule (1) pour calculer l'épaisseur décompactée de la série.

A partir de leur porosité et de la formule (2), il est possible d'estimer la densité des différentes couches sédimentaires compactées ou non. En considérant le volume et la masse de l'unité, on peut écrire :

$$vt = vw + vg$$

$$\text{ou } mt = mw + mg$$

mt, mw et mg correspondent respectivement à la masse totale, d'eau et de grains de sédiment. On peut donc écrire :

$$\rho_t \cdot dt = \rho_w \cdot dw + \rho_g \cdot dg$$

dt correspond à la densité moyenne et dg correspond à la densité des grains de sédiment d'une couche décompactée. On va donc pouvoir calculer la **densité moyenne d'une couche** par la formule suivante (on remplace ρ_g par $\rho_t - \rho_w$ et on divise tout par ρ_t) :

$$dt = dw \cdot \Phi_i + dg \cdot (1 - \Phi_i) \quad (3)$$

Cette densité moyenne et les porosités seront recalculées au fur et à mesure que l'on va enlever les séries sus-jacentes. Les séries restantes seront décompactées dans le même temps.

c. Méthode retenue

Dans le cas présent, il nous manque des indications de paléobathymétrie, en particulier la paléobathymétrie du bassin avant la crise messinienne pour corriger la subsidence totale des effets de charges liés aux variations de l'épaisseur d'eau. Les effets de charges liés aux épaisseurs de sédiments sont quant à elles directement accessibles puisque l'on peut calculer les épaisseurs décompactées à partir des épaisseurs actuelles.

Ryan (1976) a tenté d'évaluer cette profondeur avant, pendant et après la crise messinienne dans le golfe du Lion. Pour cela il a utilisé trois forages de la plate-forme et un profil sismique transversal à la marge. Il prend comme hypothèse que la marge continentale du golfe du Lion a subsidé progressivement pendant le Néogène en réponse au refroidissement d'une lithosphère océanique adjacente rigide. Une relation empirique « âge-profondeur » existerait pour la bordure continentale en Afrique et en Amérique du Nord une fois l'effet de la charge sédimentaire enlevé (Watts and Ryan, 1976). La fonction dérivée serait du même ordre que celle calculée par Sclater et al (1971) définie pour la croûte océanique. Il est donc possible d'évaluer les paléobathymétries manquantes en utilisant cette courbe théorique de subsidence thermo-tectonique. La subsidence complémentaire est déduite des réajustements isostatiques dus aux sédiments et à la colonne d'eau d'après les principes d'isostasie de Airy (Vening-Meinesz, 1964). Ryan (1976) déduit de ses calculs que le bassin était déjà profond (supérieur à 2500 m) avant, pendant et immédiatement après la crise de salinité messinienne.

Les calculs sont les suivants :

$$\mathbf{T_w+T_s=H_i}$$

Avec T_w = l'épaisseur d'eau

T_s = l'épaisseur sédimentaire

H_i = la profondeur du socle

Dans le cas particulier de l'épisode Messinien il faut rajouter T_a = l'épaisseur à l'air libre. Cette épaisseur correspond à l'épaisseur d'air libre présente dans le bassin. Elle est nulle aujourd'hui et il faut l'évaluer pendant le Messinien (voir paragraphe F3). On obtient ainsi la formule suivante :

$$\mathbf{T_a+T_w+T_s=H_i} \quad (4)$$

La correction de la charge est appliquée de façon à ce que le poids d'une colonne d'eau et/ou d'air (d'une section définie) additionnée au poids d'une colonne de sédiments équivaut au poids de la colonne de manteau déplacée depuis sa courbe empirique de l'âge en fonction de la profondeur :

$$\mathbf{(T_a*d_{air})+(T_w*d_{eau})+(T_s*d_{sed})=(H_i-H_e)*d_m} \quad (5)$$

Avec d_{eau} = la densité de l'eau= 1 g/cm^3

d_{sed} = la densité des sédiments (on utilisera les densités moyennes calculées pour chaque couche avec la formule (3))

d_m = la densité du manteau= 3.35 g/cm^3

H_e = la valeur empirique de la profondeur de la croûte océanique en fonction de son âge une fois la charge sédimentaire enlevée.

La valeur empirique « âge-profondeur » que nous allons utiliser est celle donnée par Parsons and Sclater (1977) pour les océans jeunes:

$$\mathbf{H_e(t)=H_i(t_0)+350(t)^{1/2}} \quad (6)$$

Avec t = l'âge de la croûte océanique

$H_i(t_0)$ = la profondeur de la croûte au moment de sa formation

Epaisseur de la lithosphère= $125\pm 10\text{ Km}$

Température uniforme de la lithosphère océanique à t_0 = $1350\pm 250^\circ\text{C}$

Coefficient d'expansion thermique= $(3.2\pm 1.1)*10^{-5}\text{ }^\circ\text{C}^{-1}$

Une profondeur de 2500 m au moment où se forme la croûte océanique est postulée par les auteurs ($H_i(t_0)=2500\text{m}$). La valeur 350 correspond à un coefficient généralement admis pour la moyenne des océans et pour les constantes utilisées ci-dessus (température de la lithosphère...).

d. Application aux marges passives

Le Pichon et Sibuet (1981), après Mc Kenzie (1978), reprennent la valeur initiale de 2500 m pour la création de la croûte océanique et considèrent que cette valeur est représentative de la profondeur du bassin juste après le *rifting*. Ils déduisent, d'après une relation linéaire entre l'amincissement et la subsidence, un coefficient d'amincissement β de **3.24** pour $H_i(t_0)=2500\text{m}$:

$$H_i \text{ (en Km)} = 3.61 * (1 - 1/\beta)$$

Les auteurs utilisent les constantes suivantes pour les marges de Galice et Armoricaïne de l'Atlantique Nord-Est :

Épaisseur de la lithosphère = 125 Km (Parsons and Sclater, 1977)

Épaisseur de la croûte = 30 Km

Densité du manteau = 3.35 g/cm^3

Densité de la croûte = 2.78 g/cm^3

Densité de l'eau = 1.03 g/cm^3

Température uniforme de la lithosphère océanique à $t_0 = 1333^\circ\text{C}$ (Parsons and Sclater, 1977)

Épaisseur de la croûte océanique avec une densité moyenne de $2.78 \text{ g/cm}^3 = 5.5 \text{ km}$

Coefficient d'expansion thermique = $3.28 * 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ (Parsons and Sclater, 1977)

Burrus et Bessis (1986), reprennent cette méthode pour l'appliquer au golfe du Lion, la subsidence initiale suivant un *rifting* instantané de facteur β est donnée par cette formule :

$$H_i \text{ (en Km)} = 4.11 * (1 - 1/\beta) \quad (7)$$

Les constantes différentes de celles utilisées par Le Pichon et Sibuet (1981) sont :

Épaisseur anté-rift de la lithosphère = 90 Km

Épaisseur anté-rift de la croûte = 25 Km

Densité du manteau = 3.3 g/cm^3

Densité de la croûte = 2.8 g/cm^3

Température uniforme de la lithosphère océanique à $t_0 = 1330^\circ\text{C}$

Il est donc possible d'évaluer la profondeur du bassin avant la crise messinienne. Nous allons utiliser la formule (6), théorique, dans un premier temps pour calculer la profondeur du bassin au cours du temps une fois les charges ôtées. Nous aurons ensuite accès à la profondeur réelle de la croûte au cours du temps en reportant nos observations comme contraintes (épaisseur de sédiments, bathymétries...) dans la formule (7). Le coefficient d'amincissement β pourra ensuite être déduit en reprenant l'hypothèse de Le Pichon et Sibuet (1981) qui considère que la profondeur du bassin immédiatement après le *rifting* est la même que la profondeur de la croûte océanique au niveau de l'ESP206.

F.3. Résultats préliminaires sur l'ESP 206

a. Paramètres fixés pour l'étude

Nous avons appliqué la méthode précédemment décrite sur l'ESP 206 (position sur la Figure IV-1). Il s'agit donc d'un modèle 1D de type Airy. Les formules décrites précédemment ont été intégrées dans un tableur. Nous avons ainsi pu faire varier les valeurs inconnues (paléo bathymétries) jusqu'à obtenir un résultat cohérent avec les contraintes que l'on cherche à obtenir (épaisseurs sédimentaires, bathymétrie actuelle, courbe théorique de subsidence tectonique...).

Le Tableau VII-1 résume les éléments que nous avons intégrés dans le calcul.

- Les épaisseurs sédimentaires actuelles que nous avons prises en compte sont celles déduites de l'étude de Pascal et al (1993) sur les ESP (Figure VII-8). Des données récentes de réfraction ont été acquises par l'Ifremer (Campagne Sardinia). Ces données sont en cours de traitement et pourrons augmenter la précision des épaisseurs sédimentaires actuelles.
- Nous avons choisi d'utiliser 7 Ma pour le début de la phase détritique (une partie de ces sédiments profonds pouvant correspondre à d'anciennes phases de régression). Un âge de 5.6 Ma a été utilisé pour le début de la précipitation des évaporites. Pour le début de l'expansion océanique, nous avons choisi 23 Ma (voir Chapitre II:A.4.a).
- La lithologie des unités est déduite de la synthèse générale des géométries sur toute la marge (cette étude) et des forages sur la plate-forme. Une attention particulière a été apportée pour garder une logique dans la succession des séries.

Lithologie	Epaisseur actuelle (Ts(i) en Km)	âge (Ma)	facteur de compaction (c)	Densité des grains (g/cm ³)	Porosité de surface ($\Phi_0 10^{-3}$ en m ⁻¹)	Epaisseur Décompactée (Tsd en Km)	Bathymétrie (Tw en Km)
Marne (haut)	2	5.35-0	0.63	2.72	0.51	2	2.5
Evaporites	0.3	5.2-5.35	0.52	2.55	2	0.484	1
Halite	1	5.4-5.2	0	2.16	5	1	0.5
Evaporites	1.5	5.6-5.4	0.52	2.55	2	1.697	1
Marnes et sable	0.8	7-5.6	0.56	2.68	0.39	1.423	2.5
Marne (bas)	1.9	23-7	0.63	2.72	0.51	3.036	3.5
Profondeur initiale du bassin		23					2.2

Tableau VII-1 : Paramètres utilisés pour le calcul de décompaction et de subsidence à l'ESP 206 (Figure VII-8). Les paramètres déduits des interprétations de la sismique sont notés en rouge, les paramètres déduits du calcul de subsidence sont notés en vert (nous avons fait varier ces paramètres jusqu'à obtenir une cohérence dans les résultats).

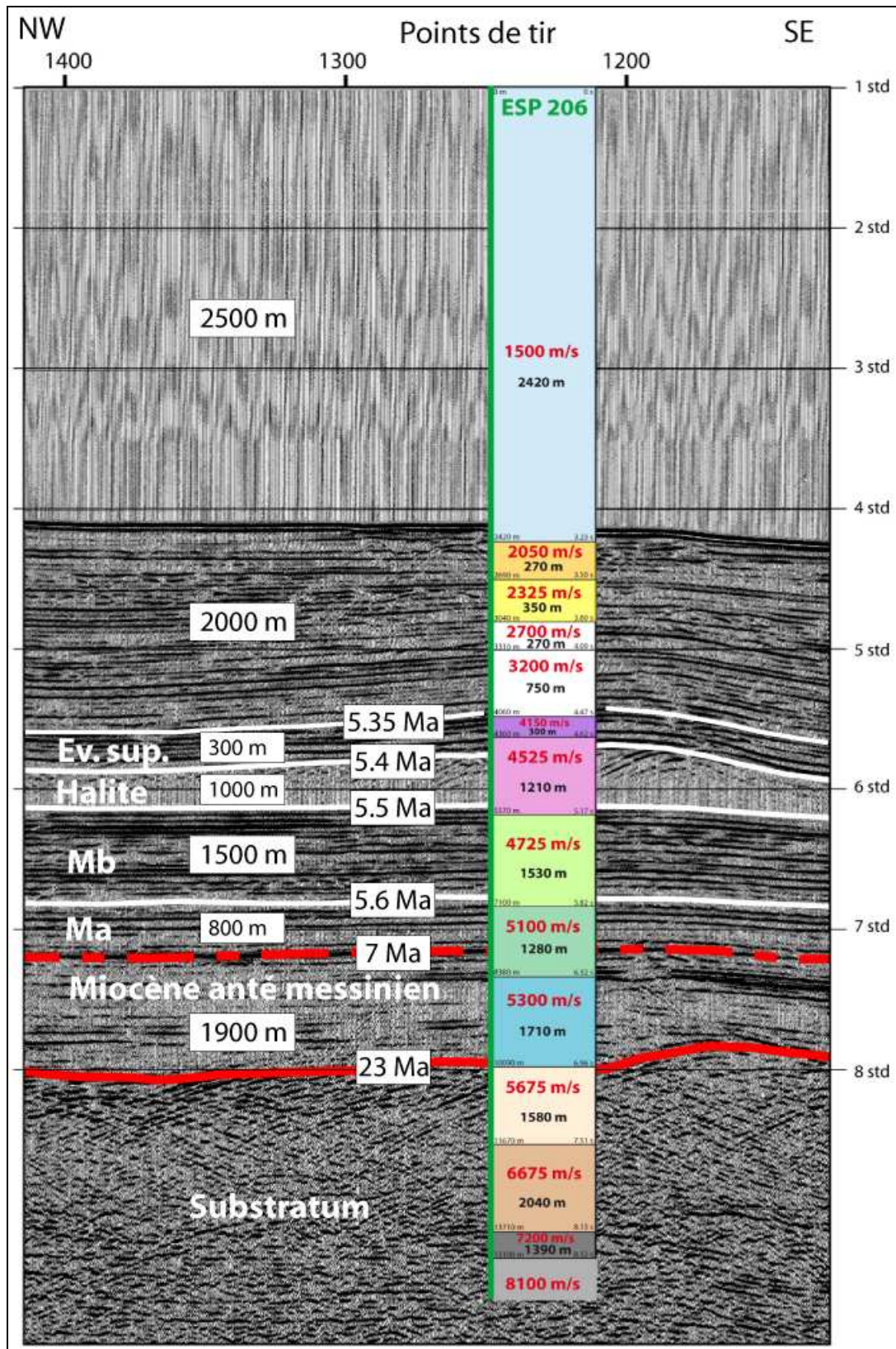


Figure VII-8: Epaisseur des séries sédimentaires du bassin profond sur l'ESP 206 (Pascal et al, 1993). Les âges et les épaisseurs encadrés sont les paramètres utilisés pour le calcul de subsidence (voir aussi le Tableau VII-1).

b. La profondeur initiale du bassin

En postulant une profondeur initiale du bassin (H_i à t_0), nous avons pu calculer la profondeur théorique (H_e) de celui-ci en fonction de son âge avec la formule (6). H_e à $t=23$ Ma, c'est-à-dire aujourd'hui, doit être égal à 10 Km puisque la croûte se trouve à 10 Km de profondeur actuellement. L'épaisseur de sédiments est fixée à 7.5 Km et la tranche d'eau à 2.5 Km (Figure VII-8).

Nous trouvons une profondeur initiale du bassin de **2200 m** pour obtenir un résultat correspondant aux observations. Pour cela nous avons gardé un coefficient de 350 pour la formule (6). Cette profondeur est légèrement inférieure à la profondeur calculée par Le Pichon et Sibuet (1981) sur les marges de l'Atlantique Nord-Est.

Cette différence peut être considérée comme l'incertitude relative à l'étude des ESP (Pascal et al, 1974). Il est important de prendre la valeur de 2200 m avec précaution. Une meilleure précision pour la profondeur du socle pourra être apportée par l'étude de la sismique réfraction de la campagne Sardinia.

Seule la modification du coefficient (350) de la formule (6) pourrait contribuer à modifier la profondeur initiale du bassin en gardant une profondeur actuelle de la croûte à 10 Km :

Profondeur initiale du bassin (H_i à t_0)	Coefficient de la formule (3)
1.5	500
2.0	400
2.2	350
2.5	300
2.9	200

Pour une profondeur initiale du bassin de 2.5 Km, il faudrait utiliser un coefficient de 300 au lieu de celui de 350 proposé par Parsons et Sclater (1977) dans la formule (6). Cela impliquerait de baisser significativement la température de la lithosphère océanique au moment de l'accrétion, à t_0 .

c. La profondeur du bassin juste avant la crise messinienne

Connaissant la valeur empirique de la profondeur du bassin une fois la charge sédimentaire enlevée (H_e) et la profondeur déduite du socle (H_i) pour différentes périodes, nous avons ensuite pu faire varier les paramètres T_w et T_a avant et pendant la crise de façon à obtenir une cohérence dans le résultat final (les épaisseurs actuelles observées). Les hypothèses utilisées sont les suivantes :

- Clauzon (1982) utilise le creusement subaérien du canyon du Rhône pour calculer l'amplitude de l'oscillation du niveau de base méditerranéen. Il suppose pour cela que le creusement est exclusivement tributaire de l'eustatisme méditerranéen. Il estime l'amplitude de l'oscillation à 1600 m au minimum. Nous avons utilisé une valeur de T_a (épaisseur à l'air libre) de 1500 m au moins pendant la crise d'érosion et de 0 avant et après la crise.
- une valeur T_a de quelques centaines de mètres au maximum (ici 288 m) pour le premier événement détritique (cela suffit à démanteler la plate-forme miocène). Cela correspond à une baisse de la bathymétrie de 500 m (puisque le fond du bassin remonte dans le même temps)
- une tranche d'eau de 500 m au moment du dépôt de la halite

Nous obtenons, pour l'ensemble des contraintes mentionnées auparavant, une profondeur du bassin juste avant la crise messinienne de **3500 m**. Les résultats sont reportés sur la Figure VII-9.

La Figure VII-10 montre le détail de la période messinienne pour les résultats précédemment obtenus. On peut voir les différentes étapes que nous avons mises en évidence :

- l'événement anté évaporitique (qui correspond au démantèlement de la plate-forme miocène, c'est la crise d'érosion)
- le dépôt des évaporites (qui correspond à la précipitation des évaporites inférieures et de la halite, c'est la crise de salinité)
- le ré ennoiment du bassin (qui correspond au dépôt des évaporites supérieures et à la formation de la surface d'abrasion marine dans un premier temps, puis à la fossilisation rapide de la surface d'érosion aérienne dans un deuxième temps).

La profondeur du bassin juste avant la crise messinienne ne peut être minimisée avec les paramètres que nous traitons dans le calcul. De même, l'utilisation de la relation « âge-profondeur » de Stein and Stein (Stein and Stein, 1992) n'influe que très peu sur les calculs.

Pour minimiser cette profondeur, il faudrait augmenter significativement l'épaisseur décompactée anté messinienne, ce qui nous semble improbable étant donné la cohérence de nos observations en terme de géométries.

D'après la relation (7), nous obtenons un coefficient d'amincissement β de **2.15** si on considère que la profondeur du bassin immédiatement après le *rifting* est de 2200 m. Il est intéressant de remarquer que ce coefficient, dans l'hypothèse d'un modèle d'étirement uniforme, ne permettrait pas d'expliquer l'amincissement observé sur la marge. Si on part d'une croûte de 25 Km d'épaisseur (valeur utilisée par Burrus et Bessis, 1986), cela impliquerait d'avoir au final une croûte étirée de 12.5 Km d'épaisseur. Hors, au pied de la marge, la croûte semble bien plus mince. Tout indiquerait dans ce cas qu'un autre processus que l'étirement uniforme doit être envisagé pour expliquer l'amincissement de la croûte.

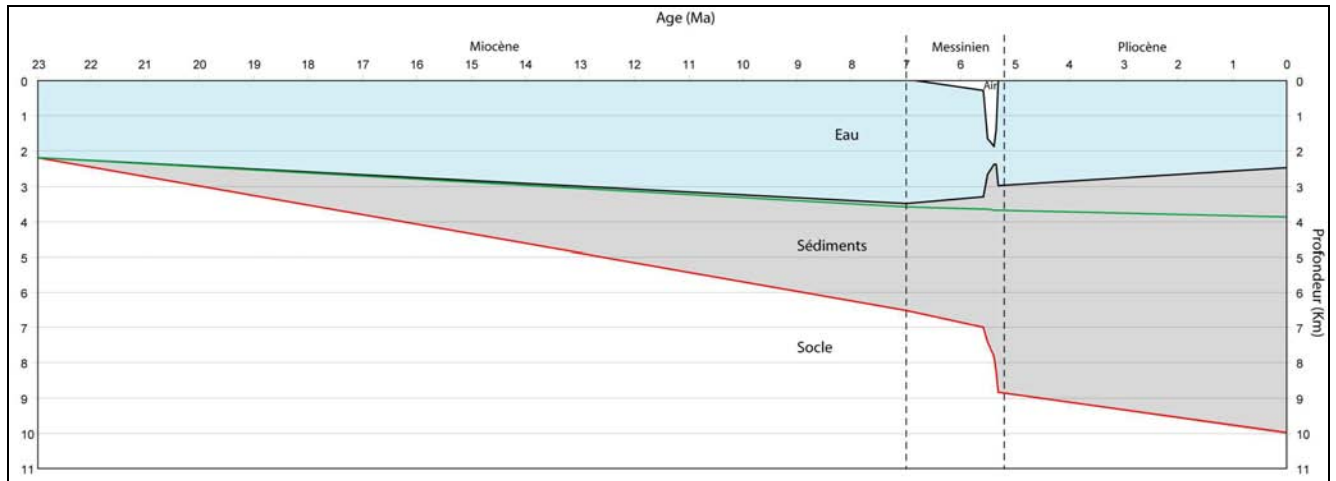


Figure VII-9 : Courbe de subsidence au niveau de l'ESP206. Le trait vert représente la profondeur théorique du bassin (H_e) oté de sa charge et pour une profondeur initiale de 2200 m. Le trait rouge représente la profondeur du socle (H_i). Les épaisseurs de sédiment (T_s), d'eau (T_w) et d'air (T_a) sont représentées respectivement en gris, bleu et blanc.

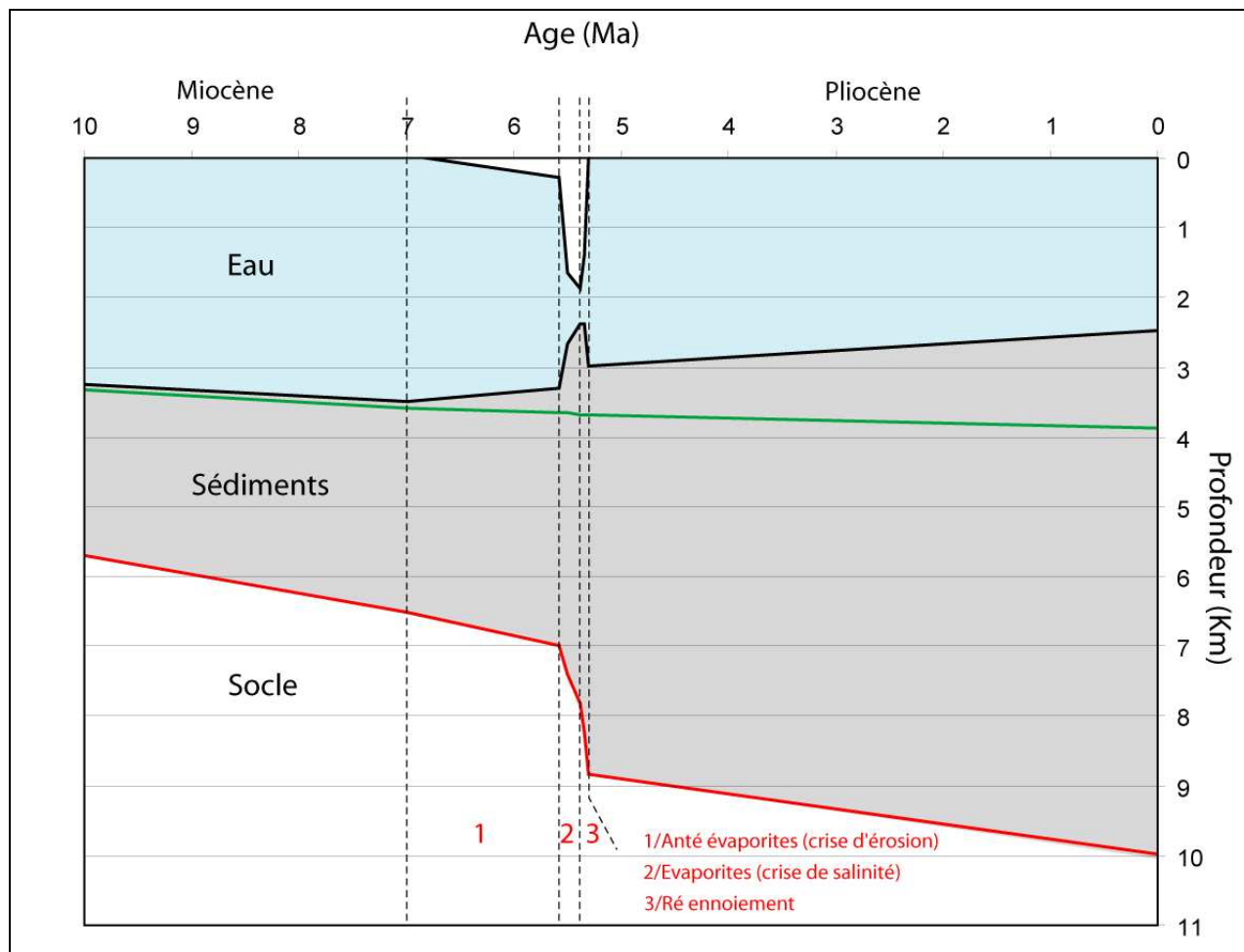


Figure VII-10: Courbe de subsidence au niveau de l'ESP206. Zoom sur l'événement messinien.

G. Conclusion

Pour la première fois, une étude intègre l'ensemble de la marge depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond et depuis les premiers épisodes liés à la régression messinienne jusqu'au ré ennoisement du bassin au début du Pliocène. Cette synthèse des données *offshore* du golfe du Lion nous a permis d'apporter des éléments fondamentaux pour une meilleure compréhension de la crise Messinienne.

Le premier élément s'inscrit dans la logique de l'hypothèse du « *Deep Dessicated Evaporitic basin* » (Hsü et al., 1973a) : au débouché du Rhône et des fleuves languedociens et Pyrénéens, de **puissants dépôts détritiques** sont, comme on pouvait s'y attendre (Clauzon, 1982; Ryan and Cita, 1978) représentés au pied de la pente continentale. La géométrie de ces dépôts implique plusieurs faits nouveaux :

- Une partie (majoritaire en volume) de ces produits détritiques se prolonge dans le bassin et n'est pas associée à un épisode évaporitique. Ce premier épisode détritique correspond à ce que nous appelons la « crise d'érosion messinienne ». Cet épisode interviendrait avec l'exondation de la plate-forme du golfe du Lion pendant la régression majeure au Messinien. Les phases de régression antérieures et mineures principalement enregistrées à Terre pourraient ne plus être représentées dans le bassin profond car remobilisées par la régression majeure finale.
- La partie supérieure des produits détritiques est quant à elle contemporaine d'un épisode évaporitique important dans le bassin profond. Nous appelons cet épisode la « crise de salinité messinienne ». Cet épisode suivrait la crise principale d'érosion messinienne (la plate-forme est toujours soumise à l'érosion pendant la période évaporitique). Dans le bassin, la partie évaporitique comprend une épaisseur de **1500 m d'évaporites inférieures**. Une telle épaisseur d'évaporites inférieures n'avait jamais été postulée auparavant. A ces évaporites inférieures s'ajoutent environ 1000 m de halite et 300 m d'évaporites supérieures.

Le deuxième élément majeur concerne le ré ennoisement du bassin juste après le dépôt de la halite messinienne. Cet épisode a toujours été considéré ultra rapide du fait du manque d'indices de transgression et de la progradation des séries pliocènes directement sur la surface fluviale messinienne. Nous avons pourtant identifié, entre les premiers indices de dépôt de halite et la surface d'érosion fluviale messinienne **une surface d'abrasion marine, témoin**

de la transgression de la ligne de rivage. La limite entre cette abrasion marine et la surface fluviatile messinienne représente la ligne de rivage juste avant une accélération suffisante de la transgression pour fossiliser la surface d'érosion fluviatile messinienne (autours de 5.3 Ma).

Nous identifions au total près de 3500 m de sédiments déposés depuis la première crise d'érosion jusqu'au ré ennoiment du bassin. La plate-forme enregistre quant à elle une perte sédimentaire (due à l'érosion) pouvant atteindre 1000 m. Nous avons réalisé une étude préliminaire (en une dimension) de la subsidence au niveau de l'ESP 206 situé dans le bassin. La prise en considération de nos résultats implique en première approximation que le bassin était profond de l'ordre de **3500 m** avant la crise messinienne.

Ces interprétations serviront de nouveau point de départ pour discuter des modèles qui lient le bassin profond et les bassins périphériques. Ces modèles avaient en effet besoin, pour être précisés d'une meilleure connaissance du bassin profond Méditerranéen. Il est clair que les résultats que nous présentons sur la crise Messinienne argumentent largement le modèle en deux temps proposé par Clauzon (1996).

L'étude de la période messinienne nous permet maintenant d'appréhender les séries antérieures à la crise. Les surfaces d'érosions miocènes peuvent en effet être discriminées et les épisodes initiaux de la formation de la marge peuvent être appréhendés.

CHAPITRE VIII: LA FORMATION DE LA MARGE DU GOLFE DU LION

A. Les surfaces d'érosion anté messiniennes

La plate-forme du golfe du Lion peut être divisée en deux domaines principaux (Figure VIII-1):

- Le domaine Occidental est déprimé et recouvert d'une épaisse série miocène (2000 à 3000 m). C'est dans ce domaine que la surface d'érosion A (Intra Aquitanienne) a pu être identifiée (Chapitre V:C.2).
- Le domaine Oriental est surélevé par rapport au domaine Occidental. Les sédiments miocènes se déposent en *onlap* sur ce relief (Figure VIII-7). Le socle Mésozoïque ou Paléozoïque est la plupart du temps affecté par de l'érosion dans ce domaine.

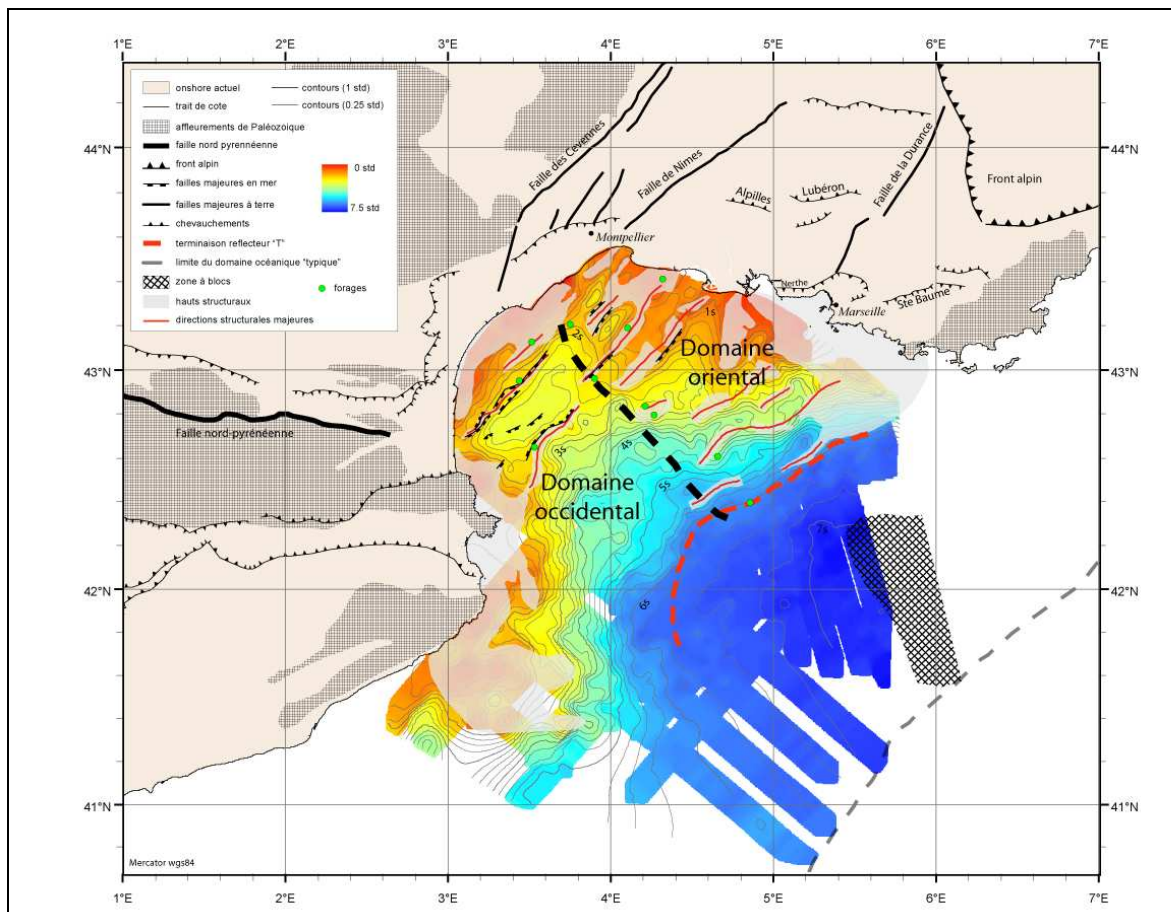


Figure VIII-1 : Carte structurale du golfe du Lion. La profondeur du substratum (en secondes temps double) et les domaines oriental/occidental sont indiqués. Ces deux domaines font environ 100 Km de long.

Nous avons identifié dans les chapitres précédents plusieurs surfaces d'érosion qui affectent le substratum ou la couverture sédimentaire. Elles peuvent être confondues puisque les plus anciennes sont souvent reprises par les plus récentes (nous avons vu l'importance des érosions messiniennes). Connaissant les érosions messiniennes (chapitre VII), nous pouvons individualiser les surfaces antérieures à l'aide de leur morphologie et des dépôts qui les encadrent.

Sur la Figure VIII-2, nous avons reporté la limite approximative du domaine de la marge exondé au messinien et soumis à une érosion aérienne. Dans la moitié occidentale du golfe du Lion, cette érosion affecte la couverture miocène, tandis que dans la partie orientale, elle affecte le substratum (Mésozoïque ou Paléozoïque). Nous avons indiqué que la position exacte de cette limite ne pouvait être déterminée avec précision, à l'ouest, parce qu'elle a été effacée par la remontée du niveau marin à la fin du messinien (abrasion marine), et à l'est, parce que lorsqu'elle affecte le socle, l'érosion peut se confondre avec une phase d'érosion beaucoup plus ancienne.

Partout où la couverture sédimentaire anté-messinienne est suffisamment développée, on peut observer nettement une surface d'érosion distincte de l'érosion messinienne et très précoce dans l'histoire du bassin (autour de l'Aquitainien). C'est l'existence de cette phase précoce que nous allons discuter ici. Nous en avons figuré l'extension approximative sur la Figure VIII-2.

A terre, et particulièrement en Provence, de nombreuses surfaces d'érosion sont connues. Elles entaillent le substratum et sont attribuées à des épisodes successifs du Miocène. Dans les années 70, de nombreuses discussions portaient sur l'origine Oligocène ou Miocène de ces surfaces (voir par exemple Touraine (1975) et Rousset (1975)).

Ces surfaces morphologiques sont utilisées pour caractériser la déformation miocène en Provence (Champion et al., 2000). Il est maintenant admis que ces surfaces sont la trace des abrasions marines du Miocène. La transgression burdigalienne par exemple est responsable d'une abrasion du substratum calcaire et des sédiments anté burdigaliens. Les dépôts transgressifs burdigaliens surmontent cette surface. C'est ce que l'on peut observer sur la Figure VIII-3 et sur la Figure VIII-4. Des reliefs entiers peuvent être aplanis par ce type de surface d'abrasion (Figure VIII-5 et Figure VIII-6).

En Camargue, et dans les différents fossés oligocènes, une discordance au sein de l'Aquitanien Supérieur est interprétée comme l'interruption de l'activité tectonique après le dépôt des séries *synrift*.

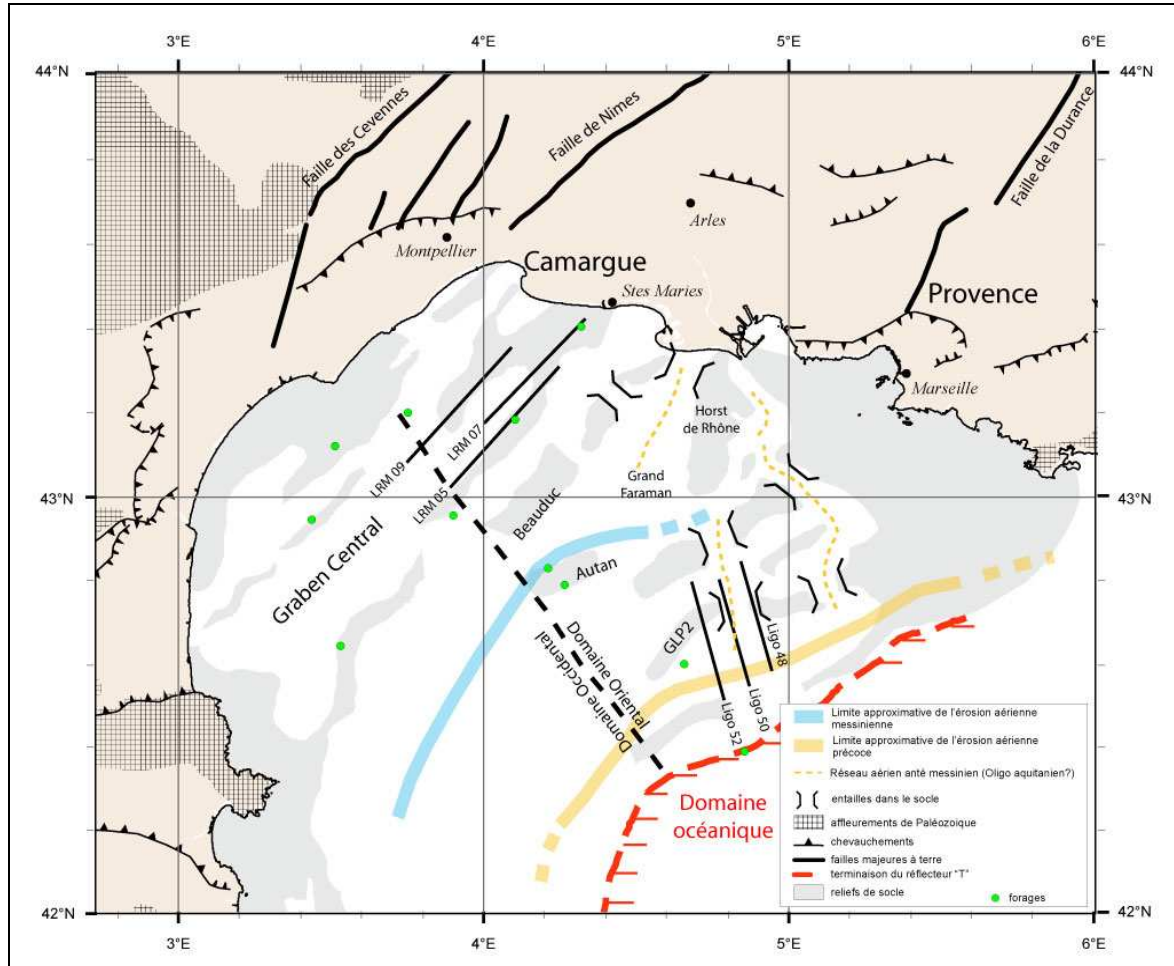


Figure VIII-2: Extension de l'érosion précoce de la marge. Noter que celle-ci affecte le substratum ou les sédiments plus anciens pratiquement jusqu'au domaine océanique. A titre de comparaison, l'extension de l'érosion aérienne messinienne est indiquée. Les tiretés en orange représentent des axes d'érosion plus anciens que l'érosion messinienne (explication dans le texte).



Figure VIII-3: Photo d'une terrasse d'abrasion marine liée à la transgression burdigalienne au sud de la Nerthe (Anse Ste Croix). Le socle urgonien et les dépôts oligo-aquitaniens déformés sont surmontés par les dépôts transgressifs burdigaliens.



Figure VIII-4: Photo mettant en évidence une surface d'abrasion marine affectant le substratum calcaire dans le Sud-Est de la France. Les dépôts transgressifs surmontent cette surface.



Figure VIII-5 : Surface d'abrasion marine au sommet de la Nerthe vue de Marseille (photo : Jean Loup Rubino, Total)



Figure VIII-6 : Surface d'abrasion marine au sommet de la Nerthe vue de l'aéroport de Marignane photo : Jean Loup Rubino, Total).

Ce qui nous intéresse maintenant est d'identifier l'érosion la plus ancienne dans le golfe du Lion. Deux types de morphologies peuvent être distinguées :

- Sous la forme d'un aplanissement sur de grandes surfaces,
- Sous la forme d'une incision importante pouvant entailler perpendiculairement à leur direction des reliefs de socle.

A.1. L'aplanissement du substratum: lien avec la transgression burdigalienne

La Figure VIII-7 montre, sur plusieurs profils sismiques parallèles entre eux, la transition depuis le Graben Central où le socle est déprimé jusqu'à la zone camarguaise où le socle est en relief. Les réflecteurs surlignés représentent les repères intra-miocènes que nous avons datés à partir des forages dans le chapitre V.

On peut voir sur ces profils que les reliefs de socle sont aplanis. Le point remarquable est que ces reliefs sont toujours aplanis dans le prolongement du repère intra-miocène 1 (en marron). Ce repère est daté de la limite Aquitanien-Burdigalien. Les sédiments qui le recouvrent sont datés à partir du Burdigalien et se déposent en *onlap* sur les reliefs de Camargue.

L'autre point important est la position, sur ces profils, des surfaces majeures d'érosion :

- La surface A (en tirets rouges), est située sous le repère intra-miocène 1, à la base de la série miocène. On ne peut exclure sa participation à l'érosion du substratum.
- La surface d'érosion messinienne (en bleu) est située largement au dessus du repère intra-miocène 1, elle n'est donc pas responsable de l'aplanissement observé sur ces profils.

L'aplanissement du substratum que nous mettons en évidence dans le domaine *offshore*, principalement du côté camarguais (voir position des profils sur la Figure VIII-2), est donc probablement à mettre en relation avec la transgression de la mer burdigalienne. Cet aplanissement a été repris à certains endroits par les érosions postérieures (l'érosion messinienne par exemple). Il n'est cependant pas exclu que l'abrasion burdigalienne reprend elle-même d'anciennes surfaces d'érosions.

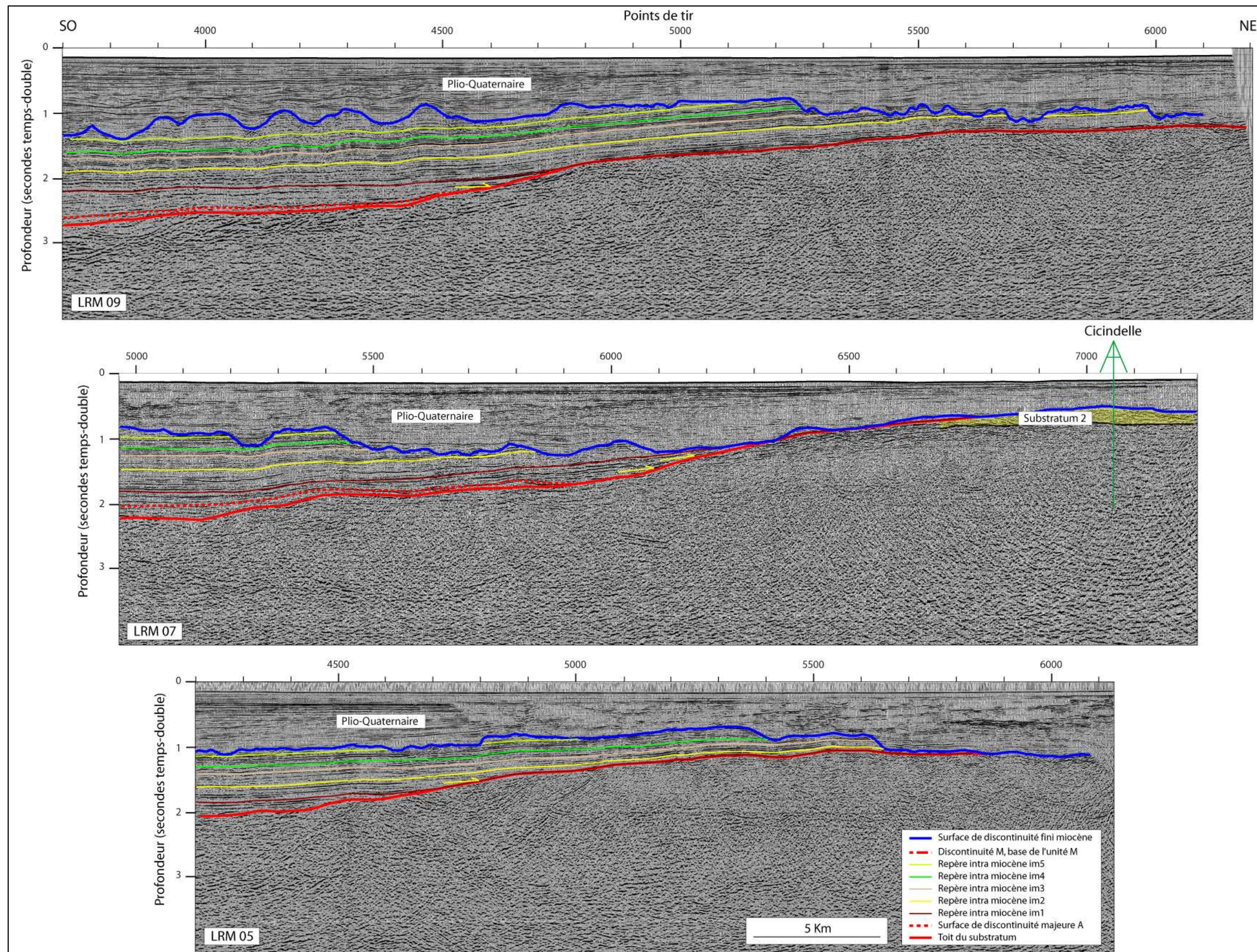


Figure VIII-7: Profils sismiques SW-NE montrant la transition entre le Graben Central et la zone camarguaise. Le socle en relief, du côté Camargue est aplani dans le prolongement d'un réflecteur (im1) daté de la transition Aquitanien-Burdigalien. Position sur la Figure VIII-2.

A.2. L'incision des reliefs de socle : un épisode Oligo-Aquitainien

Au Sud de la Camargue et de la Provence, dans la partie orientale du golfe du Lion, plusieurs reliefs de socle sont entaillés perpendiculairement à leur direction structurale. Ces reliefs sont représentés en gris sur la Figure VIII-2. Il s'agit des reliefs de Beauduc, de GLP2 et du prolongement vers l'est de la structure Autan. Les pointillés de couleur orange représentent le suivit d'un réseau ancien entaillant les structures GLP2 et Autan.

Nous allons montrer que ces incisions sont liées à un épisode précoce d'érosion de la marge et sont réutilisées par la suite pendant l'événement messinien.

a. Les entailles de socle dans le domaine profond (structure GLP2)

La Figure VIII-8 représente un profil sismique traversant la structure GLP2. A cet endroit, la structure GLP2 n'est pas entaillée. La base de l'unité M, représentée par une surface d'érosion, est visible de part et d'autre de cette structure.

La Figure VIII-9 et la Figure VIII-10 représentent des profils sismiques parallèles au précédent. Ces profils passent par une entaille importante (voir la position sur la Figure VIII-2), la structure GLP2 est en effet érodée. L'unité M se dépose même au dessus de cette structure. La localisation de ces incisions montrent qu'il s'agit d'entailles et non de surfaces d'aplanissement (Figure VIII-2).

Si ces entailles sont le résultat de l'érosion messinienne, il nous faut retrouver le réseau fluvial responsable de cela. Le Rhône et la Durance, pendant l'épisode érosif messinien, se réunissaient un peu à l'Ouest de Arles. Le fleuve principal résultant passait près de Saintes Marie de la Mer et débouchait dans le Grand Faraman en traversant la structure Beauduc (Figure VIII-2). Les sédiments messiniens ayant transités par ces fleuves (unité M) ont été identifiés en remplissage de l'érosion sous-marine messinienne (surface M). Le dépôt centre de ces produits d'érosion se situe à l'Ouest de la structure GLP2 (Figure VII-1), au pied de la plate-forme miocène (là où le substratum est déprimé). L'incision messinienne, dans la vallée du Rhône est donc bien connue et le transit des sédiments se fait en grande partie par l'Ouest de la structure GLP2. Dans l'hypothèse où le tracé du Rhône messinien n'est pas modifié par de nouvelles observations à terre, le Rhône messinien ne serait donc pas responsable de cette érosion.

Le fleuve responsable de ces entailles, si il était actif pendant le messinien, proviendrait de l'embouchure actuelle du Grand Rhône et s'écoulerait dans la dépression située à l'Est du « Horst du Rhône » (Figure VIII-2). Or, à terre, aucun réseau fluvial messinien majeur n'est connu à cet endroit jusqu'à aujourd'hui.

La surface M (en tiretés rouges sur la Figure VIII-8, la Figure VIII-9 et la Figure VIII-10), est interprétée comme une surface d'érosion sous-marine liée au début de la chute du niveau marin au Messinien. Des incisions comme celles que nous avons mises en évidence sur le substratum semblent difficiles à produire dans un environnement sous-marin, c'est un argument supplémentaire en faveur d'une origine antérieure au Messinien pour cette érosion.

En aval des entailles de la structure GLP2 (Figure VIII-9, Figure VIII-10), le socle présente une morphologie plane (cette morphologie est comparable à la morphologie du socle au niveau de l'entaille). A cet endroit, la surface M est séparée du socle par des sédiments miocènes. Cette surface (caractérisant la base de l'événement messinien) ne peut donc pas être responsable de l'aplanissement du socle situé en aval de l'incision de la structure GLP 2. Cette zone, en aval de GLP2, est une zone où on peut identifier des blocs de socle qui semblent « glissés » par gravité. Ceci est très bien observable sur le profil ECORS NW-SE (Figure VIII-11). Ces observations argumentent en faveur d'une érosion ancienne du substratum (plus ancienne en tout cas que les sédiments déposés par-dessus et donc que la base du Messinien). Des blocs auraient glissés par la suite, morcelant la surface à différents niveaux de profondeur.

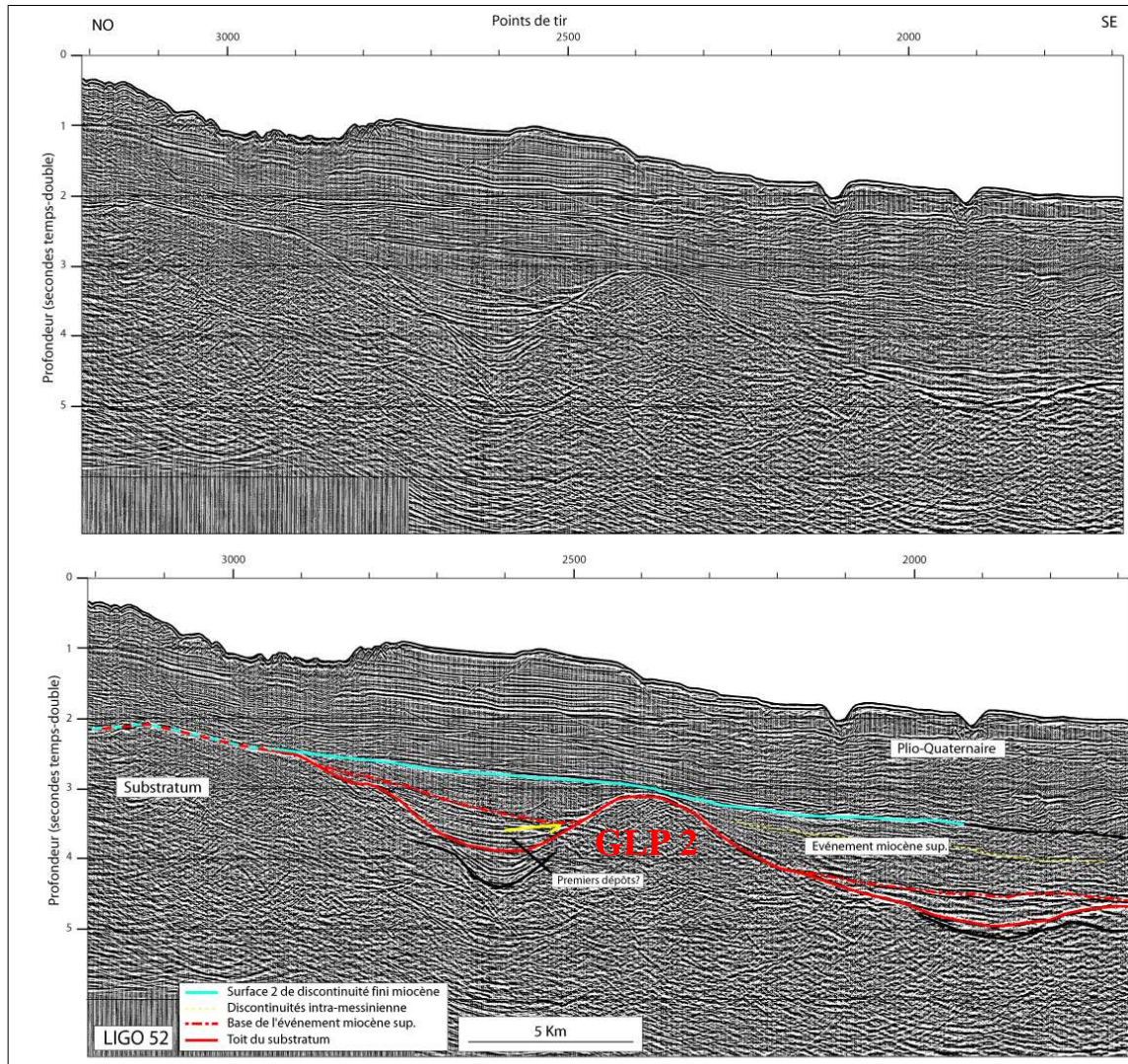


Figure VIII-8: Profil sismique Ligo 52. La surface M, base de l'unité M, est visible au Nord-Ouest du relief de socle GLP2. Celui-ci n'est pas affecté par de l'érosion à cet endroit. Position sur la Figure VIII-2.

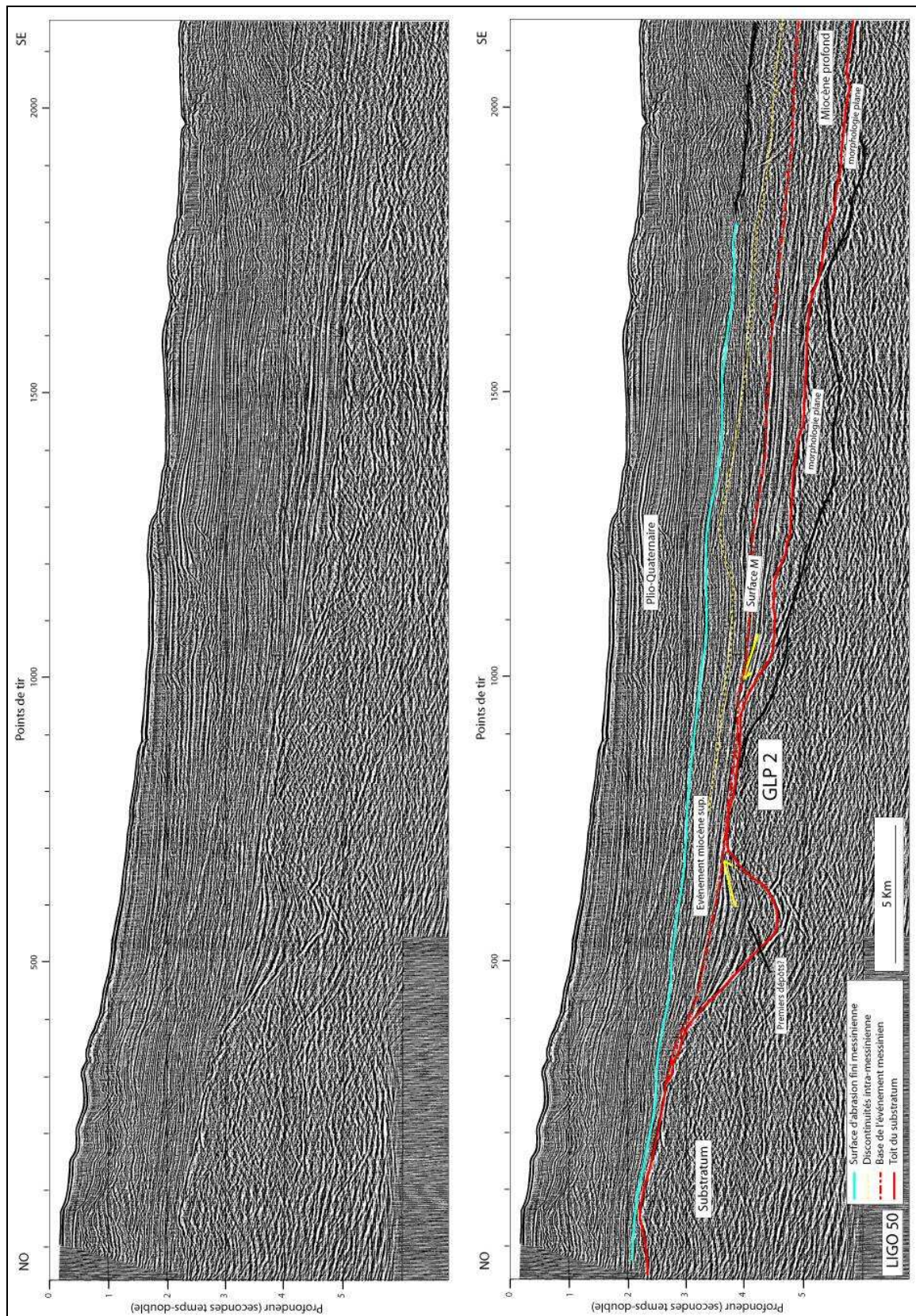


Figure VIII-9: Profil sismique Ligo 50 parallèle à la figure précédente. La structure GLP2 est incisée. La surface M, base de l'unité M, est observable de part et d'autre de cette incision et semble soit être la cause de celle-ci, soit réemprunter une ancienne incision. Le socle est également aplani en amont et en aval de la structure GLP2, mais pas toujours dans le prolongement de la surface M. Position sur la Figure VIII-2.

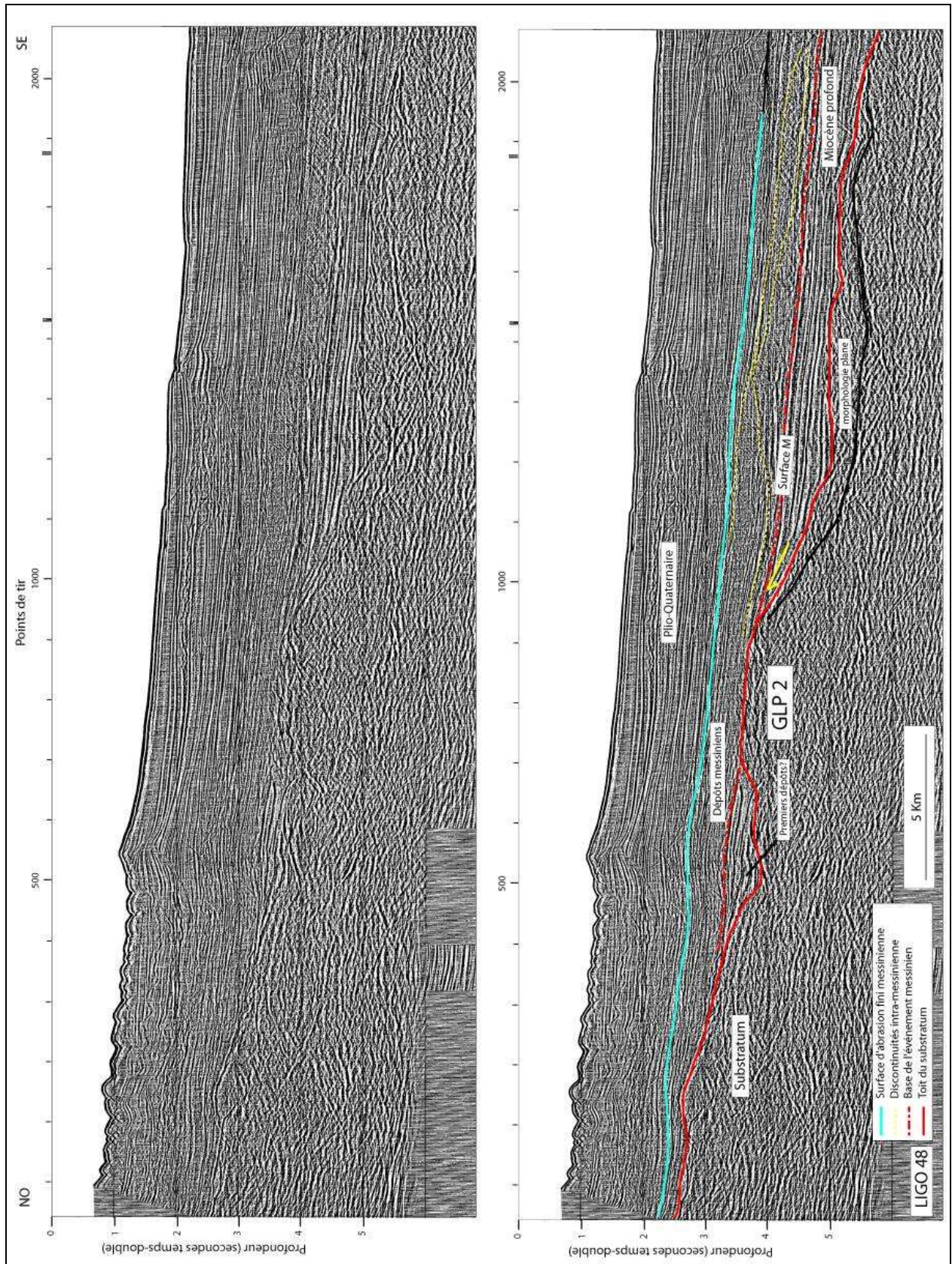


Figure VIII-10 : Profil sismique Ligo 48 parallèle aux deux figures précédentes. La structure GLP2 est incisée. Le socle semble également aplani en amont et en aval de cette structure. Position sur la Figure VIII-2 .

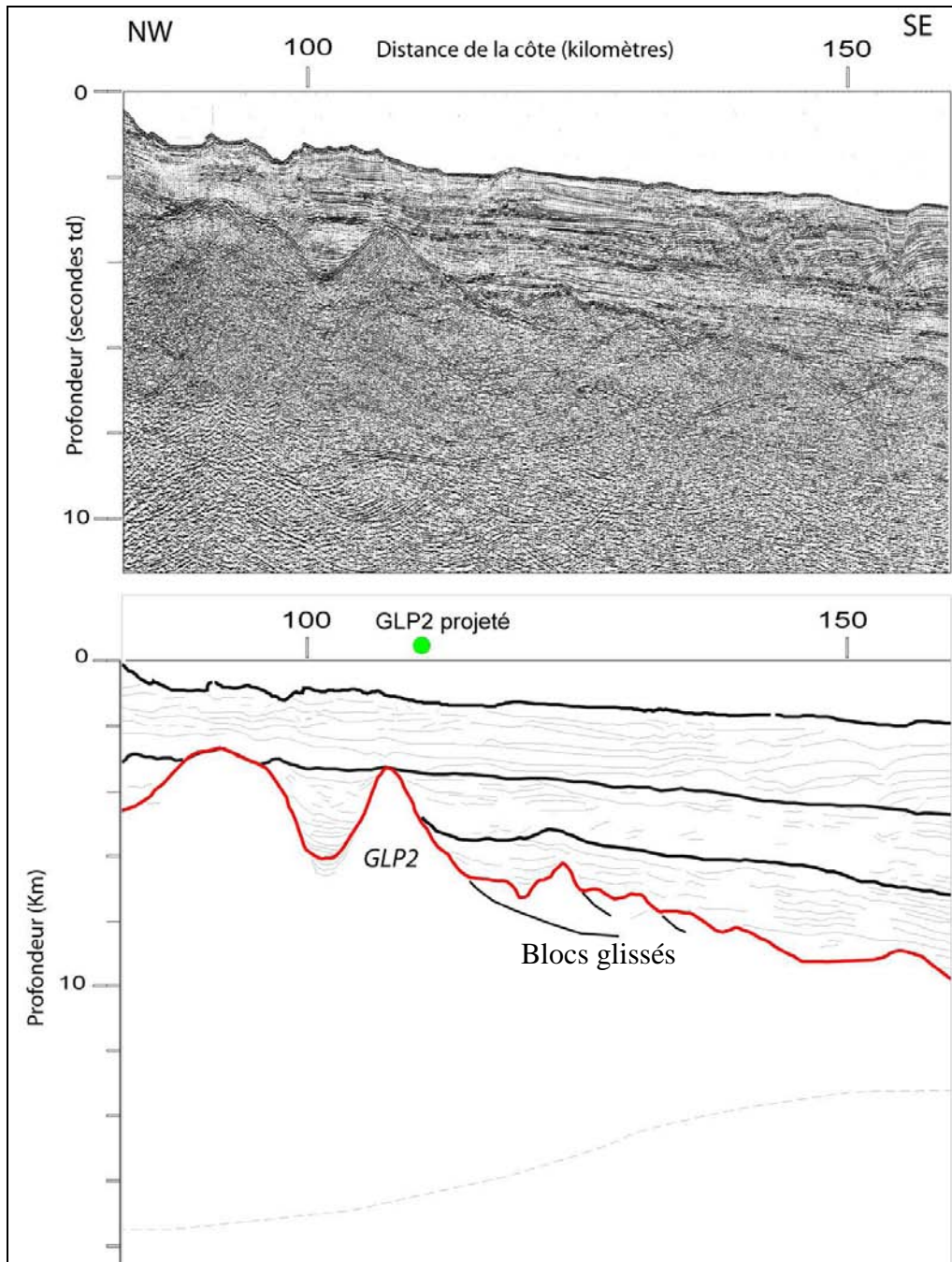


Figure VIII-11: portion du profil ECORS NW-SE. Des indices de glissements de blocs du socle sont visibles en aval de la structure GLP2.

b. Le Grand Faraman

Le Grand Faraman (Figure VIII-12) est une grande dépression située à l'Est du golfe du Lion. Elle est bordée par deux structures de nature calcaire (Beauduc et Horst du Rhône). Les sédiments issus de l'érosion du Rhône messinien transitent par cette dépression en débouchant par une entaille perpendiculaire à la structure Beauduc (Figure VIII-2). La partie amont du Grand Faraman (RM05, RM07) montre une incision importante (10 Km de large sur environ 700 m de profondeur) remplie de sédiments pliocènes. Les observations dans le domaine terrestre ne démontrent pas pour l'instant que le Rhône messinien empreinte le Grand Faraman à cet endroit, il ne serait donc pas responsable l'incision amont du Grand Faraman. A terre, aucun autre réseau messinien majeur susceptible d'emprunter le Grand Faraman n'a été mis en évidence jusqu'à aujourd'hui. Cette large incision peut donc être antérieure au Messinien.

En aval des profils LRM 05 et LRM 07, le Grand Faraman est rempli en partie par des sédiments miocènes, anté messiniens (sous les réflecteurs bleus). Une partie de ces sédiments pourrait être de nature Oligocène (entre les réflecteurs jaunes et le réflecteur rouge). L'incision majeure observée en amont semble se prolonger sous ces sédiments miocènes, ce qui argumenterait en faveur d'un âge précoce, en tout cas anté Messinien (début du Miocène ?) pour cette incision.

A.3. Conclusion

Nous avons identifiés plusieurs types d'érosion du socle anté-rift du golfe du Lion. Il peut s'agir d'un aplanissement de celui-ci ou d'entailles bien individualisées. Les aplanissements sont dus à des érosions de type abrasion marine liées à la transgression de la ligne de rivage (au Burdigalien par exemple). L'incision messinienne est également bien individualisée des érosions antérieures (chapitre VII). **Des entailles individualisées pourraient être quant à elles le résultat d'une érosion très précoce du substratum au début du Miocène. Cette érosion est à mettre en relation avec la première surface d'érosion que nous avons identifiée à la transition Oligocène-Aquitainien (surface A), au sommet des dépôts présumés *synrift*. De l'érosion aurait donc affecté l'ensemble de la plate-forme du golfe du Lion à cette période.**

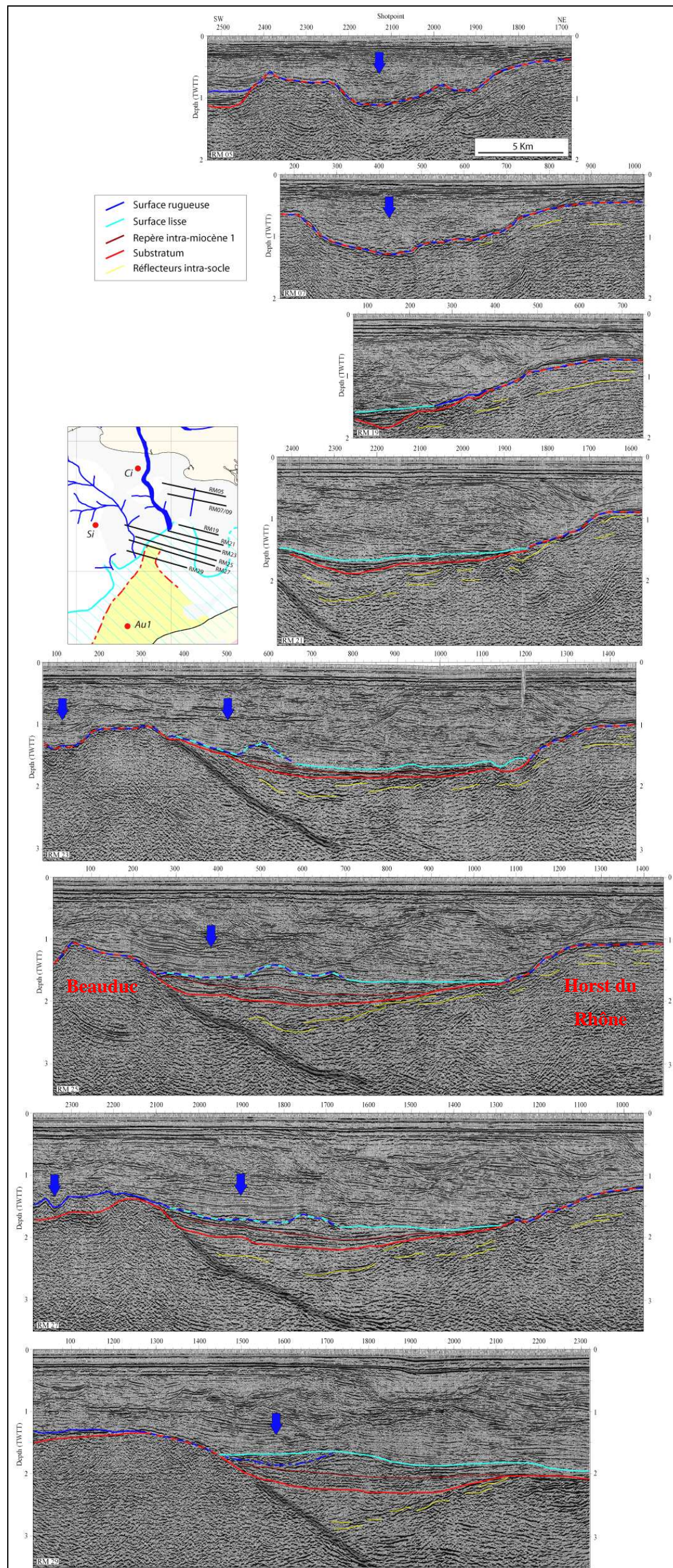


Figure VIII-12: Profils sismiques situés le long du Grand Faraman. Une entaille importante est visible dans la partie amont de cette dépression. Cette entaille est remplie de sédiments pliocènes, l'âge de l'incision est donc difficilement identifiable. En aval, des sédiments miocènes se sont déposés dans la dépression. L'érosion messinienne les incise mais l'entaille observée en amont semble passer sous ceux-ci.

B. Une position haute du domaine de plate-forme et du talus continental jusqu'à la fin du *rifting* suivie de la segmentation de la marge du golfe du Lion

On identifie en général sur les marges passives, une discontinuité entre les sédiments *synrift*, contemporains de la structuration de la marge par des failles en extension, et les sédiments *postrift*, contemporains de l'ouverture océanique : c'est la *breakup unconformity*. Une telle discordance est visible dans le système des fossés oligocènes qui entourent le golfe du Lion. Elle est intra-aquitaniennne (et est surmontée par les premiers sédiments de l'Aquitanienn Supérieur de mer ouverte qui succèdent aux dépôts saumâtres ou continentaux de l'Oligocène-Aquitanienn Inférieur) (Figure II-10).

Sous la plate-forme moyenne et externe du golfe du Lion, on a vu que les signes de structuration (failles normales, blocs basculés) étaient réduits, et que les sédiments *synrift* étaient peu représentés (sauf dans quelques bassins comme le bassin de Camargue ou de Marseille). Nous avons par contre mis en évidence les marques d'une érosion d'extension régionale qui a profondément entaillé le substratum jusqu'à la base de la pente continentale actuelle (Figure VIII-2). Les plus anciens sédiments datés sur cette surface sont d'âge Aquitanienn Supérieur. **L'ensemble du golfe du Lion était donc en position haute à la fin de la période de *rifting*. Il est probable que la plus grande partie de la plate-forme l'ait été pendant toute la période de *rifting*. Cette position haute du golfe du Lion par rapport aux bassins de Camargue et de Marseille s'inversera par la suite.**

B.1. Les causes de la position haute des marges

La question d'un soulèvement lié au *rifting* est posée depuis longtemps, mais des questions majeures sont restées ouvertes (cf. Ziegler et Cloetingh, (2004) par exemple). Dans certaines régions, un dôme de grande dimension paraît être un précurseur au *rifting*, dans d'autres régions, c'est uniquement les épaulements du rift qui sont surélevés pendant le *rifting* (Graben du Rhin par exemple). En d'autres termes : la subsidence des bassins de rift se surimpose-t-elle à un bombement de grande ampleur ou est-ce seulement les bordures qui sont surélevées tandis que le rift continue à subsider ? Il arrive aussi que les soulèvements observés soient postérieur au *rifting* (Baffin Bay, (Srivastava et al., 1981).

Ziegler et Cloetingh (2004) mettent l'accent sur les grabens localisés de part et d'autre du rift principal. Ces grabens sont caractérisés par l'absence d'une subsidence *postrift* ou par une

surrection. Les exemples donnés sont les demi grabens permo-triasiques profondément incisés de la plate-forme des Hébrides (Cheadle et al., 1987; Duindam and Van Hoorn, 1987); les grabens triasico-jurassiques du Piedmont Appalachien (Manspeizer, 1988); les grabens « Reconcavo-Tucano-Jatoba » du Nord-Est du Brésil (Chang et al., 1992; Karner et al., 1992) et le bassin côtier « Jameson » fini Paléozoïque-Mésozoïque du Groenland Centre-Oriental (Ziegler, 1988).

Keen et Beaumont (1990) posent la question de la persistance de ces zones soulevées. S'il s'agit d'un réajustement isostatique, il doit persister; s'il est provoqué par une augmentation de la chaleur dans le manteau sous-jacent, on peut s'attendre à ce qu'il s'efface avec le temps. Un événement thermique profond, ayant pour effet de maintenir la plate-forme exondée pendant le *rifting*, a déjà été décrit sur certaines marges. Nous allons donner quelques exemples.

Steckler et al (1988) tentent d'expliquer la configuration particulière de la **marge atlantique américaine**. Ils distinguent deux zones particulières situées de part et d'autre d'une *hinge line*, la *hinge line* correspondant à la limite entre une croûte peu ou pas amincie et une croûte amincie à très amincie. Des sédiments allant du Jurassique au Tertiaire sont identifiés sur la marge. Du côté continental de la *hinge line*, des sédiments se sont déposés à partir de la fin du Jurassique, en *onlap* progressifs. Pour les auteurs c'est la marque d'une flexure de la lithosphère. Du côté océanique de la *hinge line*, fortement subsident, les sédiments se déposent dès le début du Jurassiques; ils se biseautent avant de franchir la *hinge line*.

Cette disposition géométrique a été modélisée en réalisant un *backstripping* 2D. Deux modèles sont testés pour cela. Le premier consiste à amincir la croûte et le manteau lithosphérique avec le même taux d'extension sur toute la marge. Le second consiste à amincir la croûte et le manteau lithosphérique du côté océanique de la *hinge line*, et à amincir que le manteau du côté continental. Seul le deuxième modèle permet de reconstruire les géométries observées. Le premier modèle induirait une subsidence trop importante de la zone continentale, ce qui permettrait le dépôt de sédiments jurassiques alors qu'il n'y en a pas. Un événement thermique du côté continental de la *hinge line* pendant le *rifting* serait ainsi responsable du soulèvement de cette zone pendant 40 Ma, empêchant le dépôt des sédiments. La nécessité d'un événement thermique serait confirmée dans le Golfe de Suez où il est interprété comme le résultat d'une convection à petite échelle liée au processus de *rifting* (Steckler, 1985).

Dupré et al (2007) ont étudié la subsidence de **la pente continentale et du plateau du Gabon**. Une *break up unconformity*, datée autour de 118 Ma, est décrite au-dessus de dépôts fluvio-lacustres en remplissage de grabens. A la fin du *rifting* (à l'Aptien), des sédiments évaporitiques se déposent sur toute la marge, témoignant d'une position haute de tout le domaine. Une subsidence rapide intervient dès le début de l'ouverture océanique.

Des observations équivalentes sont réalisées sur la **marge angolaise** (Moulin et al., 2005). Normalement cette subsidence rapide implique que la croûte ait été fortement amincie, c'est effectivement ce qu'observent Moulin et al (2005). Dupré et al (2007) proposent qu'une anomalie thermique ait restreint la subsidence pendant le *rifting* et empêché le développement de profonds bassins pendant cette période. La subsidence anormalement rapide qui a suivi la rupture serait associée à l'affaiblissement de cette anomalie thermique. Mais la question posée est celle du mode d'amincissement de la croûte : les auteurs insistent en effet sur les faibles marques d'extensions observées dans tout le domaine étudié. Nous allons voir qu'une problématique analogue a été posée pour le golfe du Lion.

Pour Steckler et Watts (1980), il ne fait aucun doute que la marge du golfe du Lion est directement comparable à une marge jeune de type atlantique. Ils en ont étudié la subsidence à partir de trois forages pétroliers (Tramontane, Mistral, Autan). Les données géologiques (dépôts *synrift* d'importance limitée, faible subsidence associée) suggèrent un faible étirement de la croûte continentale pendant le *rifting*. En revanche, l'ampleur de la subsidence qui suit immédiatement la fin du *rifting* requiert une croûte ou une lithosphère fortement amincie qu'une température élevée a maintenue haute pendant le *rifting*. Un réchauffement passif résultant de l'étirement de la lithosphère ne peut rendre compte des faits. Burrus (1989) et Burrus et Audebert (1990) arrivent aux mêmes conclusions : la croûte est probablement amincie, en accord avec la mesure de sa subsidence *postrift*. Cependant, la croûte supérieure ne présente que peu de traces d'extension. Ce fait explique la faible importance des sédiments *synrift* et la position haute de la marge pendant le *rifting* mais n'explique pas son évolution ultérieure. C'est ce que ces auteurs appellent le « paradoxe du *stretching* » du golfe du Lion.

Nos données confirment ces observations. Pour en prendre la mesure, nous allons décrire la marge du golfe du Lion à l'aide des données que nous avons utilisées dans cette étude. Le profil Ecors NW-SE (Figure VIII-13) nous sert ici de support pour cette description. La précision de nos observations nous permet d'apporter des informations supplémentaires sur la problématique de la formation de la marge du golfe du Lion.

B.2. La configuration de la marge du golfe du Lion

La Figure VIII-13 présente deux *lines drawing* de profils sismiques perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. Le profil Ecors NW-SE est situé dans la partie Orientale du golfe du Lion, la moins subsidente. Le profil LRM16-Ligo20 est situé dans la partie Occidentale, plus subsidente. La position de ces profils est indiquée sur la Figure VIII-14.

Entre la croûte continentale non amincie, au nord-ouest, et la croûte présumée océanique typique, au sud-est, trois domaines principaux se distinguent. Il s'agit du domaine à croûte amincie (domaine I), du domaine à croûte très amincie (domaine II) et du domaine à croûte océanique atypique (domaine III) (Figure VIII-13).

La *hinge line* représente la limite nord-ouest de ces trois domaines. Elle est définie comme la limite entre une croûte non amincie et une croûte amincie à très amincie (Figure VIII-13). Sa position correspond approximativement à la position de la côte actuelle, aussi bien dans le domaine Occidental que dans le domaine Oriental, (Figure VIII-14). En revanche, vers le nord-est, la *hinge line* se surimpose à la faille de Nîmes. Le bassin de Camargue, les grabens de Vistrenque Maritime et de Petite Camargue et le Graben Central représentent ainsi, du nord-est vers le sud-ouest, les premiers bassins situés du côté océanique de la *hinge line*, dans le domaine I.

La limite sud-est des trois domaines auxquels nous nous intéressons ici correspond à l'apparition d'une zone à fortes anomalies magnétiques dans laquelle la croûte océanique typique est suspectée (Chapitre II:C.1).

Les domaines I à III se différencient de plusieurs points de vue :

L'épaisseur de la croûte est le caractère principal pour différencier les 3 domaines :

- Le domaine I présente une croûte d'environ 20 Km d'épaisseur du côté Oriental et d'environ 18 Km d'épaisseur du côté Occidental.
- Le domaine II est le domaine où la croûte s'amincit rapidement jusqu'à 5 Km d'épaisseur.
- Le domaine III présente une croûte homogène de moins de 5 Km d'épaisseur, des vitesses de 6,6-6,8 Km/s ont été mesurées par les ESP (Pascal et al, 1993)

La surface d'érosion Oligo-Aquitaniennne est présente au sommet des dépôts *synrift* (peu épais) ou directement sur le substratum dans les domaines I et II. Elle est représentée en rouge

sur la Figure VIII-13. Cette surface suggère que ces deux domaines se trouvaient en position haute jusqu'à la fin du *rifting* aussi bien du côté Occidental (profil LRM16-Ligo20) que du côté Oriental (profil Ecors NW-SE) du golfe du Lion. La surface d'érosion se trouve aujourd'hui à des niveaux plus ou moins affaissés et des sédiments datés de l'Aquitaniens Supérieur-Burdigalien la surmontent dans les zones les plus basses (Graben Central, Grand Faraman par exemple). Ces zones s'individualisent donc, par une subsidence plus ou moins importante, à partir de l'Aquitaniens Supérieur.

La croûte inférieure litée est représentée dans le domaine I par un faciès de forte amplitude et des réflecteurs discontinus (Figure VIII-13). Elle est absente dans le domaine II où la base de la croûte est caractérisée par la remontée du réflecteur T. Ce marqueur est lié à un fort contraste d'impédance acoustique entre de la croûte supérieure amincie (des vitesses de 6,2 Km/s ont été enregistrées par les ESP (Pascal et al., 1993)) et une zone à vitesses intermédiaires (7,3 Km/s) entre des vitesses typiques de la croûte et des vitesses caractéristiques du manteau.

Les indices d'extension sont relativement peu nombreux dans le domaine I. Quelques grabens sont observables mais ceux-ci ne présentent pas de rejeu important (Figure VIII-13). Au contraire, dans le domaine II (surtout du côté Oriental), des failles décalant des blocs de socle et l'amincissement important de la croûte suggèrent une extension élevée. Ce domaine paraît s'être effondré par rapport au domaine précédent en même temps qu'il se déformait. **II représente la zone de rupture continentale.**

Des différences peuvent être relevées entre le côté Occidental et le côté Oriental du golfe du Lion :

La série sédimentaire est plus épaisse du côté Occidental (plus de 4500 m dans le Graben Central) que du côté Oriental (2000-3000 m).

Le substratum est plus haut du côté Oriental que du côté Occidental.

La croûte est un peu plus épaisse du côté Oriental.

Ces observations suggèrent un amincissement (et donc une subsidence) plus important du côté Occidental que du côté Oriental. Ces deux domaines s'individualisent à partir de la fin de la période *synrift* (Aquitaniens Supérieur).

Le côté Oriental est plus accidenté que le côté Occidental. Les domaines I et II sont clairement identifiables par l'analyse du toit du substratum du côté Oriental (Ecors NW-SE) : des indices d'extensions plus nombreux dans le domaine II que dans le domaine I nous permettent en effet de les différencier. En revanche, du côté Occidental (LRM 16-Ligo20), le toit du socle semble régulier et il est très difficile d'identifier les deux domaines grâce à celui-ci (Figure VIII-13). L'observation de la base de la croûte et de la remontée du réflecteur T est donc importante pour différencier les domaines I et II.

Le domaine III est assez homogène sur les deux profils de la Figure VIII-13. Nous avons néanmoins identifié une zone particulière à l'Est du profil Ecors NW-SE (Figure VIII-14). Cette zone se différencie par la morphologie chaotique du toit de la croûte du domaine III (par opposition à la morphologie lisse observée sur la Figure VIII-13) et par l'impossibilité d'observer la base de la croûte (alors que la base de la croûte est bien plane sur la Figure VIII-13). Cette zone à « blocs » correspond à la zone la plus déprimée du substratum (plus de 7 secondes temps doubles). L'origine de cette différenciation est inconnue.

Nous avons détaillé le passage du domaine continental peu ou pas aminci à la première croûte océanique atypique (domaine III). Les domaines I et II représentent la penne continentale. Le domaine I est caractérisé par peu d'extension. Le domaine II est caractérisé par une extension et un amincissement plus importants (c'est la zone de rupture) que le domaine I. Les deux domaines sont restés en position haute jusqu'à la fin du rifting. Cette configuration peut être comparée avec d'autres marges.

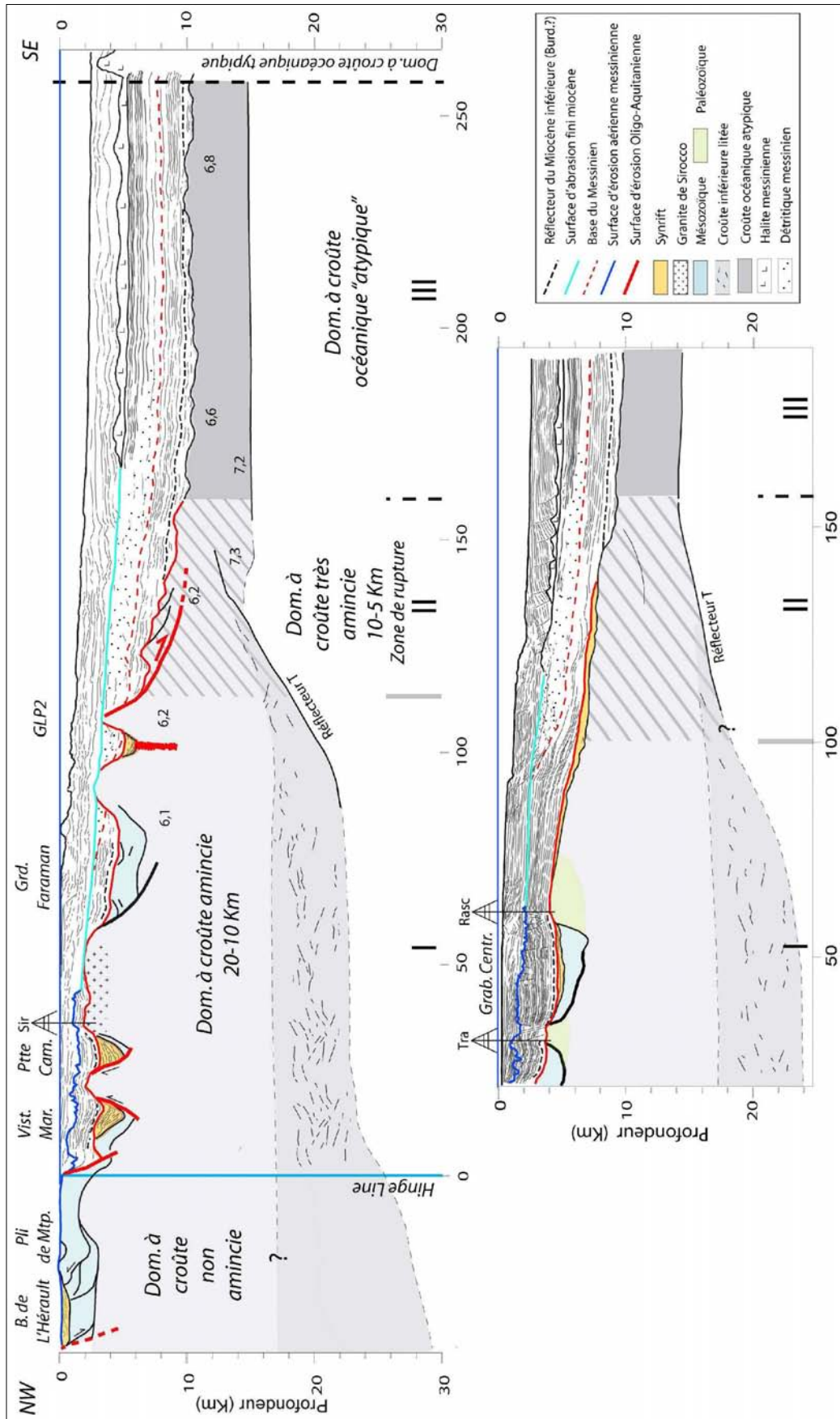


Figure VIII-13 : Lines drawing Ecors NW-SE (en haut) et LRM16-Ligo20 (en bas) perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. Position sur la Figure VIII-14.

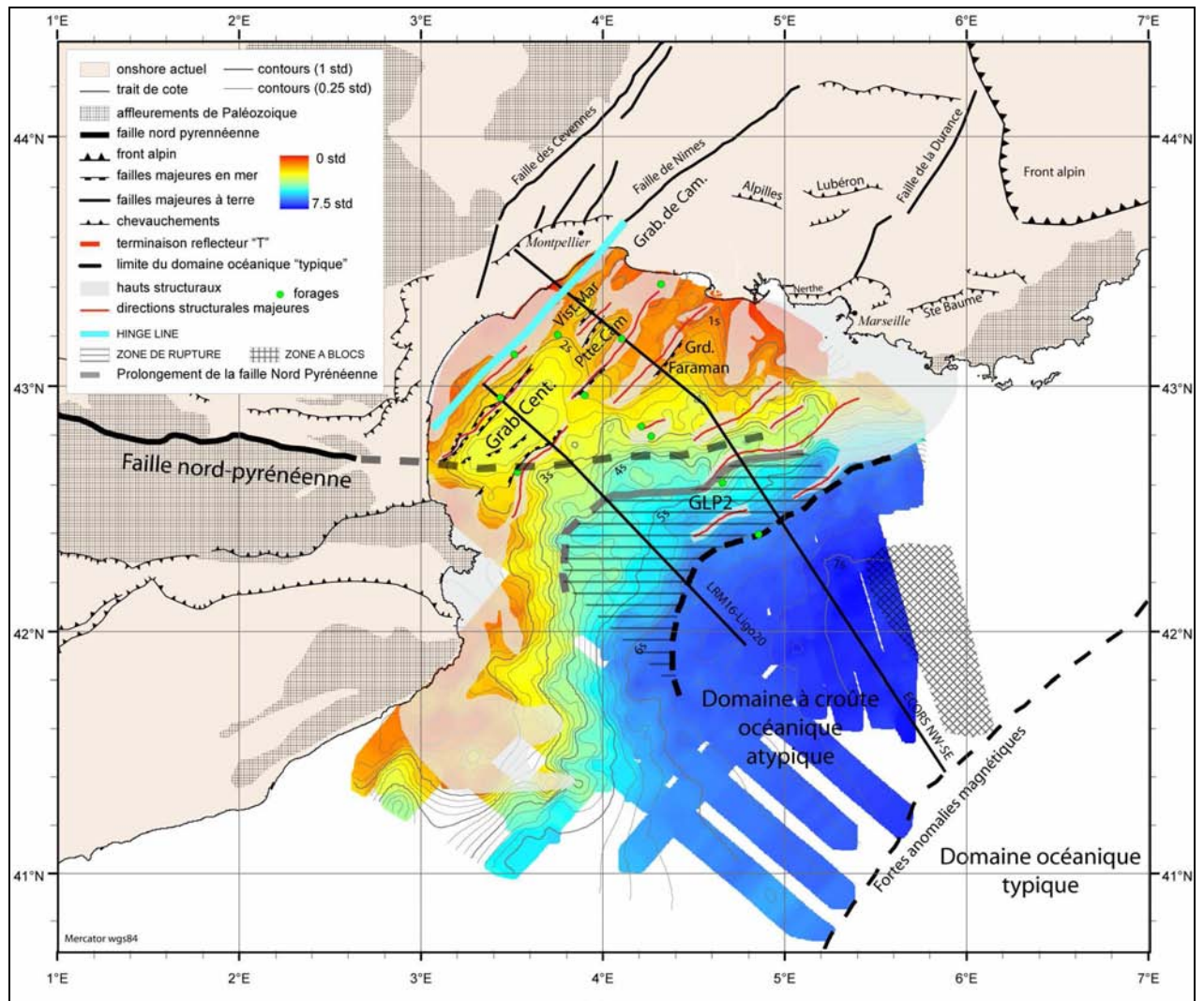


Figure VIII-14: Carte structurale du golfe du Lion. La profondeur du substratum (en secondes temps double) et le prolongement supposé de la faille Nord Pyrénéenne sont indiqués.

B.3. Les observations faites sur le golfe du Lion peuvent-elles servir à l'interprétation générale des marges continentales ?

Plusieurs questions peuvent se poser en ce qui concerne la comparaison du golfe du Lion avec les marges de types atlantiques mentionnées auparavant.

Premièrement, peut on distinguer deux domaines comme sur la marge atlantique américaine, l'un à croûte peu ou pas amincie, l'autre à croûte amincie à très amincie ? Où se trouve la *hinge line* ? La configuration du golfe du Lion est elle singulière par rapport aux marges passives de type atlantique ? Deuxièmement, peut on à l'inverse observer sur d'autres marges océaniques ce que l'on a observé dans le golfe du Lion : un domaine continental aminci et subsident, sans signes d'étirement tectonique de la croûte supérieure (comme notre domaine I) et contrastant avec un domaine à la fois fortement aminci et étiré (comme notre domaine II) ?

La *hinge line* définie par Steckler et al (1988) correspond à la limite entre une croûte peu ou pas amincie et une croûte de plus en plus amincie qui fait la transition avec le domaine océanique : c'est la « pente continentale ». Si l'on applique cette définition au golfe du Lion, on placera la *hinge line* au niveau de la faille de Nîmes et de son prolongement sous-marin, comme nous l'avons fait. Dans ce cas, l'ensemble du golfe du Lion correspond à la pente continentale, mais une pente continentale particulièrement large.

La marge du Gabon-Congo-Angola (Contrucci et al., 2004; Dupré et al., 2007; Moulin et al., 2005) présente une pente continentale relativement comparable. Les deux domaines montrent une subsidence *postrift* importante et avec peu de structures extensives et peu de remplissage *synrift*. De plus, ces marges ont en commun d'être restées en position haute jusqu'à la fin du *rifting*. Cette disposition haute jusqu'à la fin du *rifting* se retrouve sur l'ensemble des marges de l'Atlantique Central, comme l'a relevé Labails (2007) dans sa thèse : celles-ci sont en effet surmontées par des carbonnates de plate-forme où par des évaporites *synrift*. Une comparaison entre la marge du golfe du Lion et des marges passives de type atlantique est donc légitime.

Peut-on identifier sur d'autres marges une zone de rupture comparable à notre domaine II ?

Nous avons vu que, dans le golfe du Lion, le domaine II était caractérisé par un amincissement important sur une distance de l'ordre de 50 Km (remontée du réflecteur T) accompagné (côté Oriental) ou non (côté Occidental) d'indices d'extension plus important que pour le domaine I. Le domaine II paraît s'être effondré par rapport au domaine I, l'ensemble subsiste ensuite. Nous mettons donc en évidence, vers la fin du *rifting*, lorsque l'affaissement de la marge commence, une zone déprimée et fortement amincie d'environ 50 Km de large. C'est ce que représente la Figure VIII-15 : le domaine II correspond à la zone de rupture continentale et se situe entre la première partie de la pente continentale (domaine I qui n'a pas encore commencé à subsider) et la première croûte océanique atypique (domaine III). L'absence de croûte inférieure litée dans le domaine II suggère l'implication de celle-ci dans la première croûte océanique qui se forme à la fin du *rifting*, c'est en tout cas ce que l'on peut imaginer, étant donné que la croûte supérieure est toujours présente.

Cette zone de rupture est fondamentale puisqu'elle représente ce qui reste de la zone de rift proprement dite. De telles zones de rupture, d'une largeur de quelques dizaines de kilomètres devraient normalement pouvoir être identifiées sous d'autres marges. Sous les marges dites « volcaniques », elles doivent correspondre à la zone des « Seaward Deeping Reflectors ». Naturellement un bassin jeune et peu évolué comme le bassin Provençal doit nous permettre

de faire des observations sur un domaine qui ailleurs est enfouit sous des carbonates, de la halite ou du volcanisme.

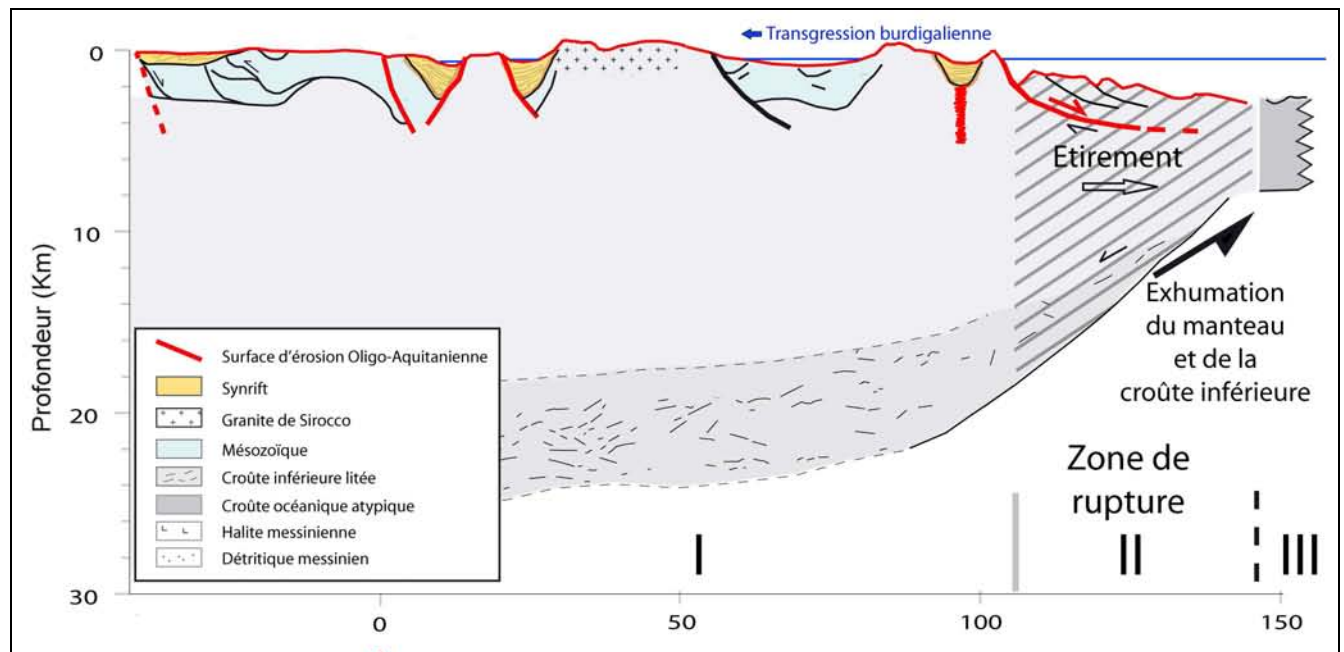


Figure VIII-15: Configuration de la marge du golfe du Lion vers l'Aquitainien Supérieur.

B.4. L'amincissement de la croûte sous le golfe du Lion

a. *Le rôle de l'héritage*

La reconstruction cinématique montre que dans une position de fermeture maximale du bassin Provençal, il reste toujours un espace déprimé entre les marges du golfe du Lion et de Sardaigne (Figure VIII-16). Une position de fermeture maximale signifie que de part et d'autre du golfe du Lion, les substratums de la Provence et de la Nurra au nord-est, et ceux de la Catalogne et de l'Iglesiente au sud-ouest, sont en contact. Si, comme on l'admet, ces substratums n'ont pas été étirés significativement pendant le *rifting*, la Sardaigne ne peut donc être d'avantage resserrée contre la Provence, le golfe du Lion et la Catalogne, à moins de la disloquer ou de disloquer la Provence. Il est donc impossible de compenser les dépressions conjuguées du golfe du Lion et de la Sardaigne Centrale. Celles-ci constituent un segment présentant un déficit de croûte inférieure.

La Figure VIII-17 présente les deux marges Sarde et du golfe du Lion en coupe et permet de les comparer.

Les données disponibles pour décrire la marge sarde sont bien moins complètes que celles utilisées pour décrire le golfe du Lion. Une première interprétation d'une coupe de sismique

réflexion réalisée au cours de la mission SARDINIA (non publiée) a été utilisée ; elle est comparable à d'autres profils existant (dans Gueguen, 1995). La profondeur du Moho sous la pente continentale est fondée sur une inversion gravimétrique (Chamot-Rooke et al., 1999). Il est évident que la zone I sarde ne présente pas d'avantage de signes majeurs d'étirement que la zone correspondante du golfe du Lion. La grande marche qui occupe la plus grande partie de la pente n'est pratiquement pas basculée. Elle est cependant largement affaissée, en réponse à l'amincissement de la croûte.

Une segmentation de l'ordre de 200 km est ainsi évidente à partir de la reconstruction anté-ouverture, comme elle est évidente dans la morphologie actuelle du socle. Il y a alternance entre des marges étroites (Provence-Nura, Catalogne-Iglesiente) et des marges larges (golfe du Lion-Sardaigne Centrale) (voir le Chapitre II:C). La marge Sarde Centrale représente le même segment que la marge du golfe du Lion (Figure VIII-16). Quelle en est l'origine ?

Pour expliquer la faible épaisseur de la croûte sous le golfe du Lion, un héritage soit crétacé, soit pyrénéen a déjà été évoqué (Séranne, 1999; Séranne et al., 1995).

Les limites entre les domaines du golfe du Lion correspondent parfois à d'anciennes zones de fracturation comme le prolongement de la faille de Nîmes ou de la zone de faille Nord Pyrénéenne. L'influence de l'héritage structural est donc évidente dans le golfe du Lion. La question ici est de savoir si la dépression que l'on observe entre le golfe du Lion et la Sardaigne (le segment déprimé de 200 Km de longueur) peut être due à un héritage. Deux arguments principaux vont à l'encontre d'une telle hypothèse :

- La dépression qui existe entre les marges du golfe du Lion et de Sardaigne est relative à une histoire commune. Si il s'agit d'un héritage, cet héritage doit être commun aux deux marges. Dans le chapitre I, nous avons évoqué les mouvements du bloc Corso-Sarde par rapport à l'Europe. Nous avons montré que la marge du golfe du Lion et la marge Sarde n'étaient pas en regard l'une de l'autre avant la compression pyrénéenne. Il est clair que la Sardaigne n'a pas enregistré de distension crétacée. La Sardaigne n'a pas non plus enregistré la compression pyrénéo-provençale. Celle-ci paraît s'être limitée au Nord de la zone de faille Nord Pyrénéenne. Les périodes d'extension et/ou d'amincissements antérieures à la compression pyrénéenne (formation du bassin du Sud-Est) ne sont donc pas impliquées dans l'amincissement du segment golfe du Lion-Sardaigne.
- Dans cette dépression, nous avons identifié une surface d'érosion qui a pu fonctionner jusqu'à l'Aquitainien. Cette surface suggère une position haute de toute la marge

jusqu'à la fin du *rifting* Oligo-Aquitainien. A l'échelle de la marge du golfe du Lion, nous avons mis en évidence une sous-segmentation de l'ordre de 100 Km entre un domaine Occidental subsident et un domaine Oriental moins subsident (Chapitre VIII:A, Figure VIII-1). Ces deux domaines se sont individualisés après le *rifting* puisque la surface d'érosion y est présente à chaque fois. L'âge des premiers sédiments (Aquitainien Supérieur-Burdigalien) qui remplissent le domaine occidental prouve que l'affaissement a commencé immédiatement après le *rifting*, vers l'Aquitainien Supérieur.

b. Amincissement de la croûte à l'aide d'un détachement

Depuis les travaux de Wernicke (1981; 1985) et Lister et al. (1986) on admet qu'un amincissement de la croûte est possible par l'action d'un détachement. Dans ce cas, il s'agit de déterminer quelle est la plaque supérieure (ou *hangingwall*) et quelle est la plaque inférieure (*footwall*), chacune représentée par une marge homologue. La première est caractérisée par des blocs basculés et l'absence de croûte inférieure. La seconde est caractérisée par de petits blocs basculés et l'absence de croûte supérieure. Le golfe du Lion, surélevé pendant le *rifting*, représenterait ainsi la plaque inférieure (réajustée isostatiquement par l'absence de la croûte supérieure) et la Sardaigne représenterait la plaque supérieure. Une différence fondamentale dans la nature du substratum des deux marges devrait donc apparaître.

D'abord, il est évident, et confirmé par les forages (DSDP Leg XIII dans Ryan, Hsü et al. (1973), du côté sarde) et la réfraction, que la pente continentale des deux marge est constituée par la croûte continentale supérieure. Cette observation s'oppose à l'hypothèse d'un détachement avec l'une ou l'autre des plaques comme plaque inférieure.

Une autre raison majeure s'oppose à une interprétation de ce type : le mouvement horizontal nécessaire pour amincir la croûte par ce mécanisme serait du même ordre que celui demandé par un étirement simple. Un tel mouvement est impossible pour les raisons géométriques que nous avons données dans le paragraphe précédent.

La segmentation décrite précédemment et mise en évidence par les reconstructions cinématiques est difficile à concevoir avec un modèle d'extension qui implique une conservation de la matière. En effet, la présence d'une zone amincie alors que le bassin a été refermé au maximum montre que les mouvements horizontaux ne permettent pas à eux seuls d'expliquer l'amincissement.

L'amincissement de la croûte par un processus d'extension asymétrique peut en revanche être envisagé dans le domaine à croûte très amincie et déformée de la zone de rupture (zone II). Dans la Figure VIII-17, nous suggérons qu'une faille majeure sépare, à la fois dans le golfe du Lion et en Sardaigne, une zone I peu étirée d'une zone II très étirée et profondément affaissée. La transition entre les zone II et III est moins nette du côté sarde que dans le golfe du Lion, surtout en l'absence de données de sismique réfraction. Cette interprétation préliminaire suggère que la rupture intervenue à l'intérieur du domaine ainsi délimité a pu être tout-à-fait dissymétrique, comme l'ont envisagé certains auteurs (Rosendahl, 1987) à propos du fonctionnement des rifts du système Est Africain (dans Wernicke and Tilke (1989)).

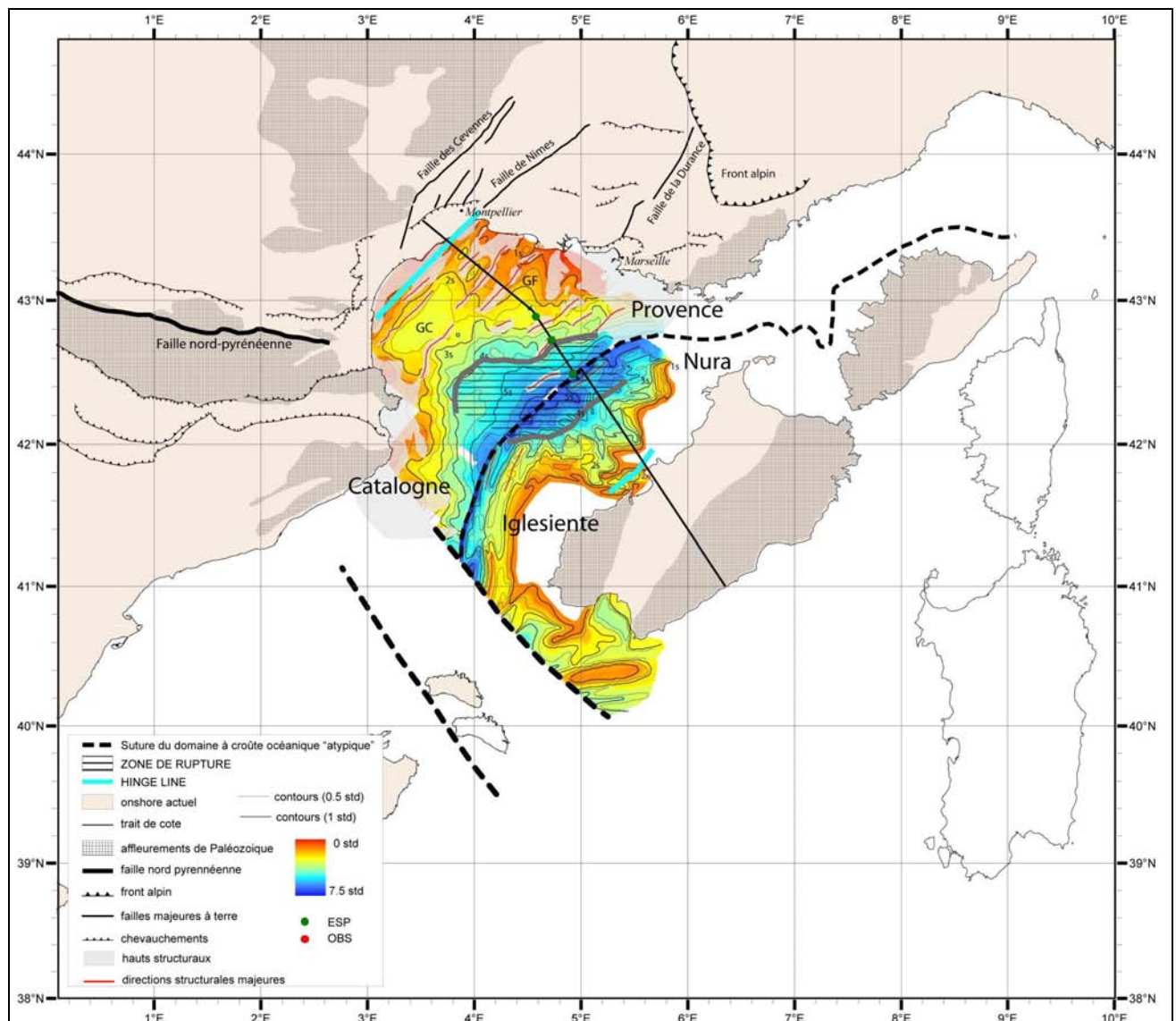


Figure VIII-16 : Reconstruction cinématique après fermeture du domaine océanique. Une segmentation de l'ordre de 200 Km est évidente entre les marges larges (golfe du Lion-Sardaigne Centre) et des marges étroites (Nura-Provence et Iglesias-Catalogne).

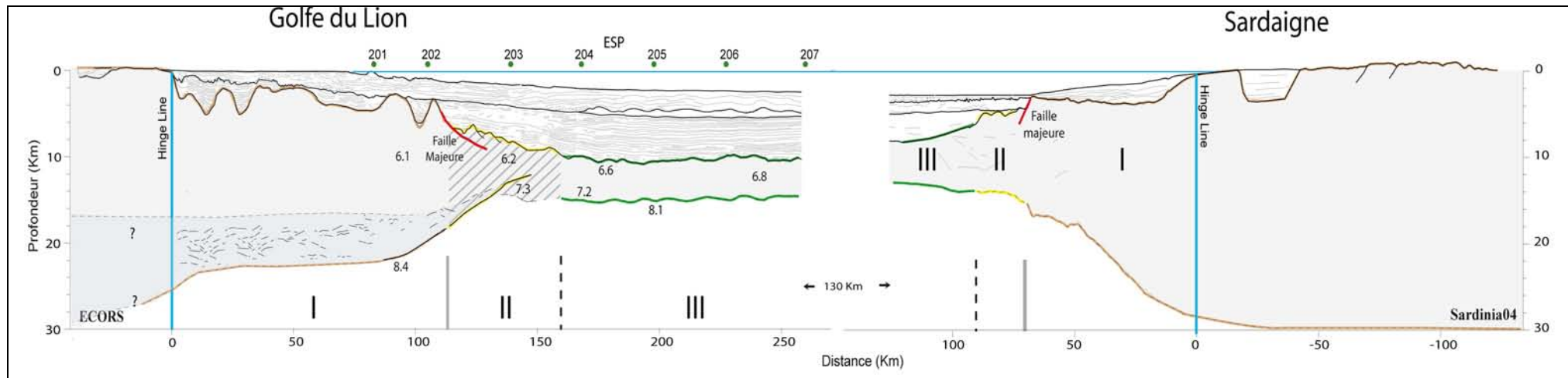


Figure VIII-17: Line drawing de deux profils sismiques homologues sur la marge du golfe du Lion (à gauche, Ecors NW-SE) et sur la marge Sarde (à droite, profil Sard04 de la campagne Sardinia). Les domaines I et II sont positionnés sur la Figure VIII-16. Figure modifiée de Labails, 2007.

C. Histoire de la marge du golfe du Lion

Quatre phases principales peuvent être identifiées (Figure VIII-18).

C.1. Phase 1 : une position haute de la marge pendant le *rifting* (Oligocène-Aquitanién)

La Figure VIII-18A met en évidence la surface d'érosion située au sommet des dépôts *synrift* ou directement sur le substratum lorsque les dépôts *synrift* ne sont pas (ou plus) présents. Cette surface s'étend sur l'ensemble de la marge restée exondée pendant l'épisode de *rifting* (Chapitre VIII:A). Les bassins oligocènes de part et d'autre du rift central (future zone de rupture) sont peu nombreux et traduisent une extension très limitée.

Nous avons reporté le prolongement des zones majeures de failles présentes à terre. Ces zones vont devenir des zones charnières pendant toute l'histoire de la marge.

Un bombement thermique ayant pour effet de maintenir la marge en position haute pendant le *rifting* est probable.

C.2. Phase 2 : la subsidence de la marge à partir de l'Aquitanién Supérieur

A partir de la fin de l'Aquitanién (Figure VIII-18B et C), la première croûte océanique, atypique (manteau et /ou croûte inférieure exhumée) se met en place en contrebas (2 à 3000 m.) de la pente continentale encore exondée. Les bords de l'ancien rift axial (zone II) s'affaissent le long de la « faille majeure ».

Tout le golfe du Lion (domaine I) commence à subsider et la transgression burdigalienne va envahir les premières dépressions et particulièrement le Graben Central du domaine Occidental. Cette zone de rupture est située près du prolongement de la zone de faille Nord-Pyrénéenne suggéré par les modèles cinématiques et par les données de terrain. La *hinge line* est située dans le prolongement de la faille de Nîmes, ces anciennes zones de failles, héritage structural ancien, semblent ainsi remobilisées lors de la structuration oligo-aquitaniénne de la marge.

C.3. Phase 3 : la crise messiniénne

Nous avons admis (Chapitre VII:F.3) que le bassin océanique avait subsidé linéairement, en première approximation, depuis sa création vers 23 Ma. Au moment de la crise messiniénne (Figure VIII-18C), l'épaisseur des dépôts dans le bassin a atteint 3500 m. En amont, sous le plateau actuel du golfe du Lion, nous savons que les sédiments correspondent à des dépôts de

plate-forme peu profonde. La couverture sédimentaire miocène est de l'ordre de 2000 à 3000 m. au niveau du Graben Central, et elle prograde vers le bassin profond. Pendant la crise, plus de 1000 m de ces sédiments sont érodés sur la partie haute de la marge et redéposés au pied de celle-ci. Avec les apports du Rhône, l'épaisseur du prisme détritique atteint 1000 m. et se prolonge par une couche turbiditique de 800 m dans tout le bassin profond. 2800 m d'évaporites (1500 m d'évaporites inférieures, 800 m de halite et 300 m d'évaporites supérieures) surmontent ensuite cette couche. Des réajustements isostatiques importants (de l'ordre de la centaine de mètres) ont lieu entre la pente continentale supérieure et le bassin profond à chaque stade de la crise messinienne.

C.4. Phase 4 : le Plio-Quaternaire.

La Figure VIII-18D montre la situation actuelle. L'épaisseur relative importante du Plio-Quaternaire témoigne d'une augmentation du flux sédimentaire. Indépendamment de cette surcharge, l'évolution verticale post messinienne poursuit l'évolution miocène. La flexuration de la série à évaporite met en évidence l'importante subsidence différentielle survenue depuis 5 Ma entre le pied de la pente continentale (zone de rupture) et le centre du bassin : de l'ordre du millier de mètres.

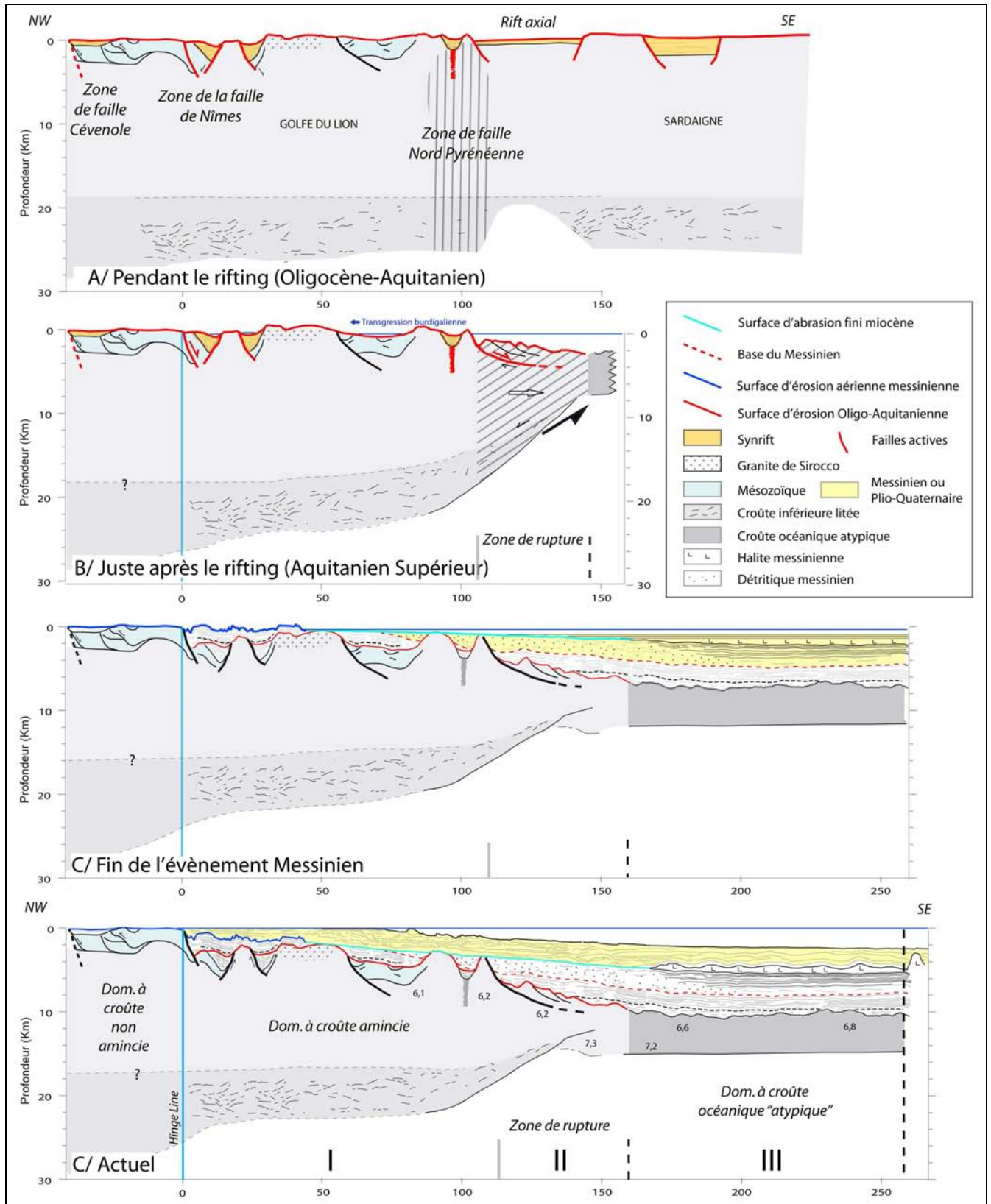


Figure VIII-18 : Histoire de la marge du golfe du Lion à partir du profil Ecors NW-SE.

CONCLUSION GENERALE

La synthèse et l'interprétation des données sismiques disponibles sur le plateau, la pente et le bassin profond du golfe du Lion nous ont permis de réaliser des progrès significatifs sur la connaissance de cette marge. La période messinienne a été la première cible de cette étude. Une meilleure connaissance des géométries sédimentaires et des surfaces d'érosion relatives à cet événement était une condition nécessaire à l'interprétation des séries sous-jacentes. La deuxième cible a été la période initiale de formation de la marge.

La période messinienne

L'identification d'un important épisode détritique avant la précipitation d'évaporites messiniennes dans le bassin Provençal

L'identification, à la transition entre la plate-forme érodée par les fleuves messiniens et le bassin, d'une épaisse série détritique (jusqu'à 1000 m d'épaisseur) nous permet de résoudre le paradoxe né des premières interprétations de la sismique marine : l'hypothèse d'un bassin messinien profond et asséché était admise, et l'érosion aérienne en rapport avec cette régression forcée par la rupture progressive des connexions Méditerranée-Atlantique et la chute eustatique qui suivit avait été décrite dans toute son ampleur (Clauzon, 1982; Gorini, 1993), pourtant aucune étude n'avait identifié de dépôts détritiques à la hauteur de cette érosion.

La base de cette énorme série détritique correspond à la « crise d'érosion messinienne » qui intervient avec l'exondation de la plate-forme du golfe du Lion, dans un stade antérieur à l'apparition des premières évaporites du bassin.

La mise en évidence d'une épaisse série à évaporites inférieures messiniennes

Avant notre étude, un certain flou entourait la notion d'évaporites inférieures. Les interprétations sismiques qui en tenaient compte leur attribuaient une épaisseur de 500 à 600 m. Nous avons identifié, entre l'épisode détritique initial et la halite messinienne bien reconnaissable, une série à évaporites inférieures d'environ 1500 m. Une telle épaisseur n'avait encore jamais été envisagée. L'interprétation est contrainte par l'allure des dépôts et par leur disposition par rapport aux prismes détritiques.

Cet épisode marque le début de la « crise de salinité messinienne ».

L'identification d'une surface d'abrasion marine liée à la transgression de la ligne de rivage à la fin de l'épisode messinien

Nous avons identifié une surface d'abrasion marine, témoin de la transgression de la ligne de rivage, entre les premiers indices de dépôt de la halite et la surface d'érosion fluviale messinienne. La limite entre cette abrasion marine et la surface aérienne est située à une profondeur constante de 1.6 secondes temps double. Cette limite représente la ligne de rivage juste avant une accélération de la transgression suffisante pour fossiliser la surface d'érosion fluviale messinienne (autour de 5.3 Ma). Cette surface remarquable est le premier indice observé dans le bassin de la transgression zancléenne. Cette limite entre abrasion marine et érosion subaérienne, cartographiée en détail, qui doit pouvoir constituer un repère pour mesurer les mouvements verticaux différentiels à l'échelle locale comme à l'échelle du bassin Liguro-Provençal.

La période initiale de formation de la marge du golfe du Lion

La position haute du golfe du Lion pendant tout l'épisode de *rifting*

Nous avons suivi dans tout le golfe du Lion, et jusqu'au pied de la pente continentale actuelle, partout où des séries anciennes étaient conservées, la surface d'érosion Oligo-Aquitaniennne déjà observée à terre et par forage dans certains fossés comme le fossé de Camargue. Là où les sédiments sont absents, le substratum présente à l'évidence les marques d'une érosion importante (surfaces aplanies, incisions). Cette érosion et la répartition des dépôts traduisent le fait que toute la plate-forme du golfe du Lion s'est maintenue dans une position haute depuis l'évènement pyrénéen à travers tout l'épisode de *rifting*. Celui-ci est scellé par la « *break up unconformity* ».

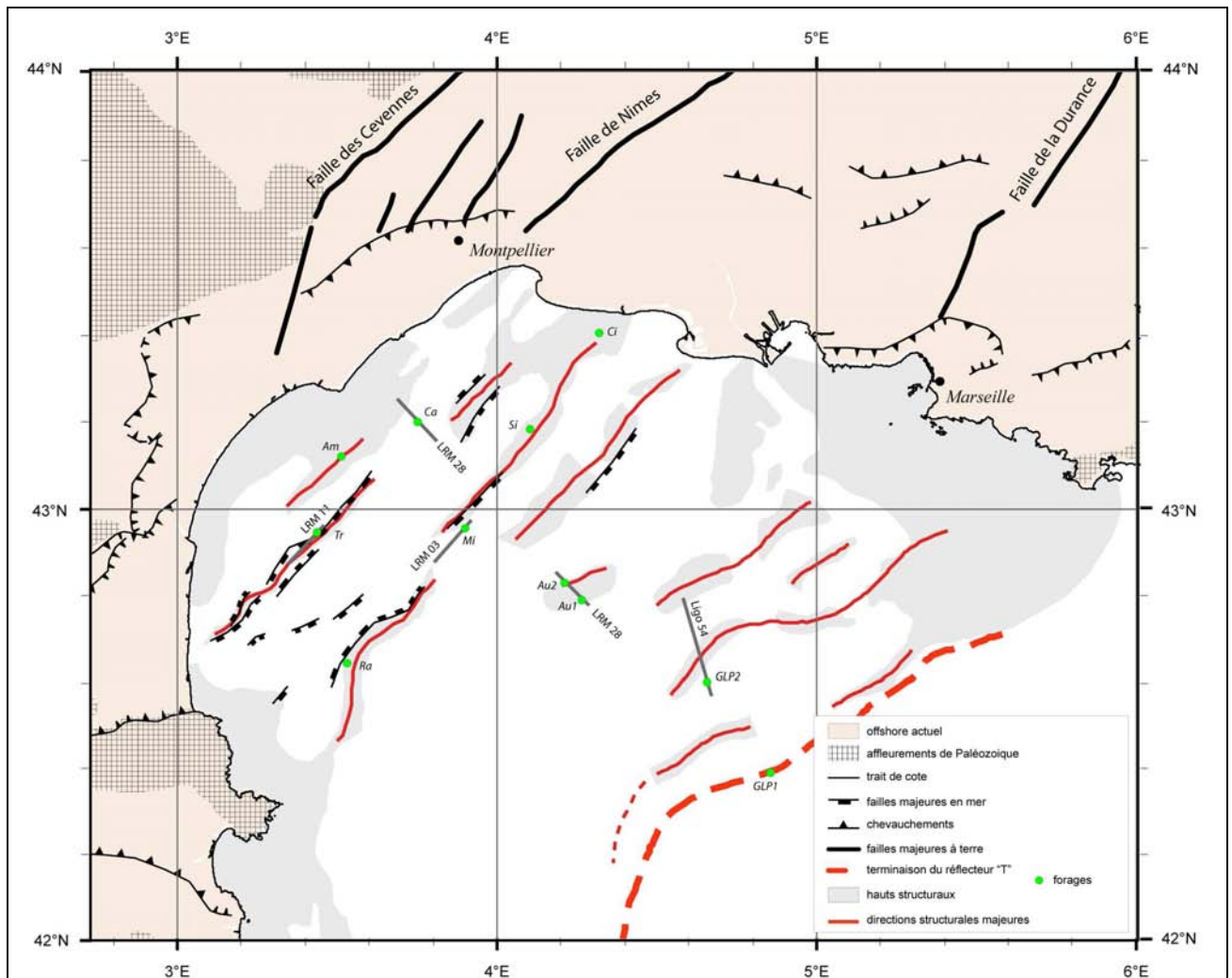
Cette position haute, contraste avec la subsidence qui suit et avec l'absence d'une extension significative. Elle pourrait être un trait relativement fréquent sur les marges continentales, et dont ne rend pas compte jusqu'ici la modélisation.

L'affaissement de la marge postérieurement au *rifting*

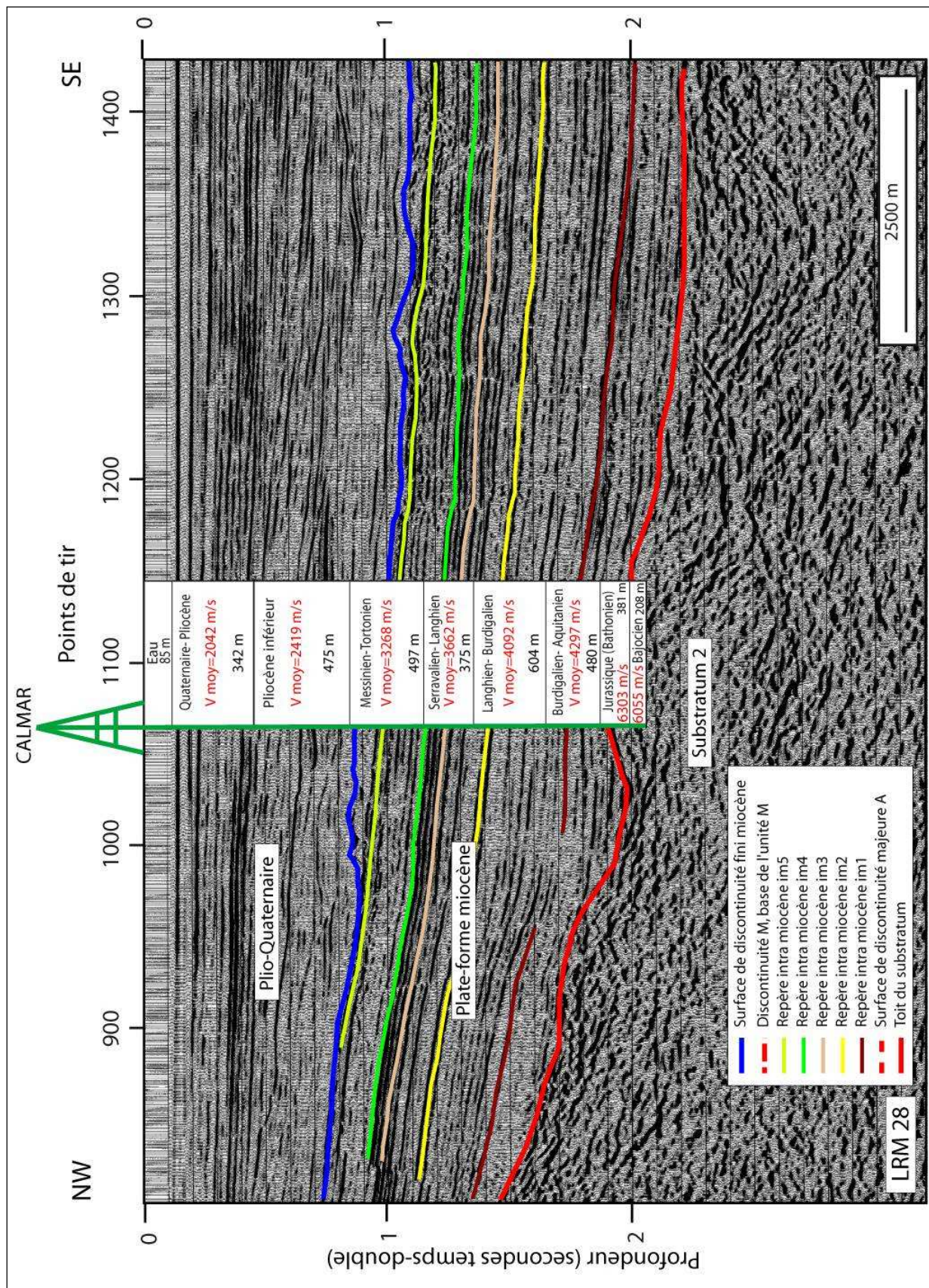
A la fin de l'Aquitaniennne, lorsque les bassins *synrift* sont individualisés, la pente continentale va s'affaisser. Des sédiments datés de l'Aquitaniennne Supérieur et du Burdigalien vont alors se déposer dans les dépressions du socle (Graben Central par exemple). Le golfe du Lion, jusqu'ici en position haute par rapport à la Camargue va alors subsider jusqu'à se retrouver déprimé par rapport à celle-ci.

L'histoire de la crise messinienne (chapitre VII) et de la formation du golfe du Lion (chapitre VIII) ont été précisées. La base de l'événement messinien étant maintenant connue, de nouvelles perspectives peuvent être envisagées sur les séries sous-jacentes.

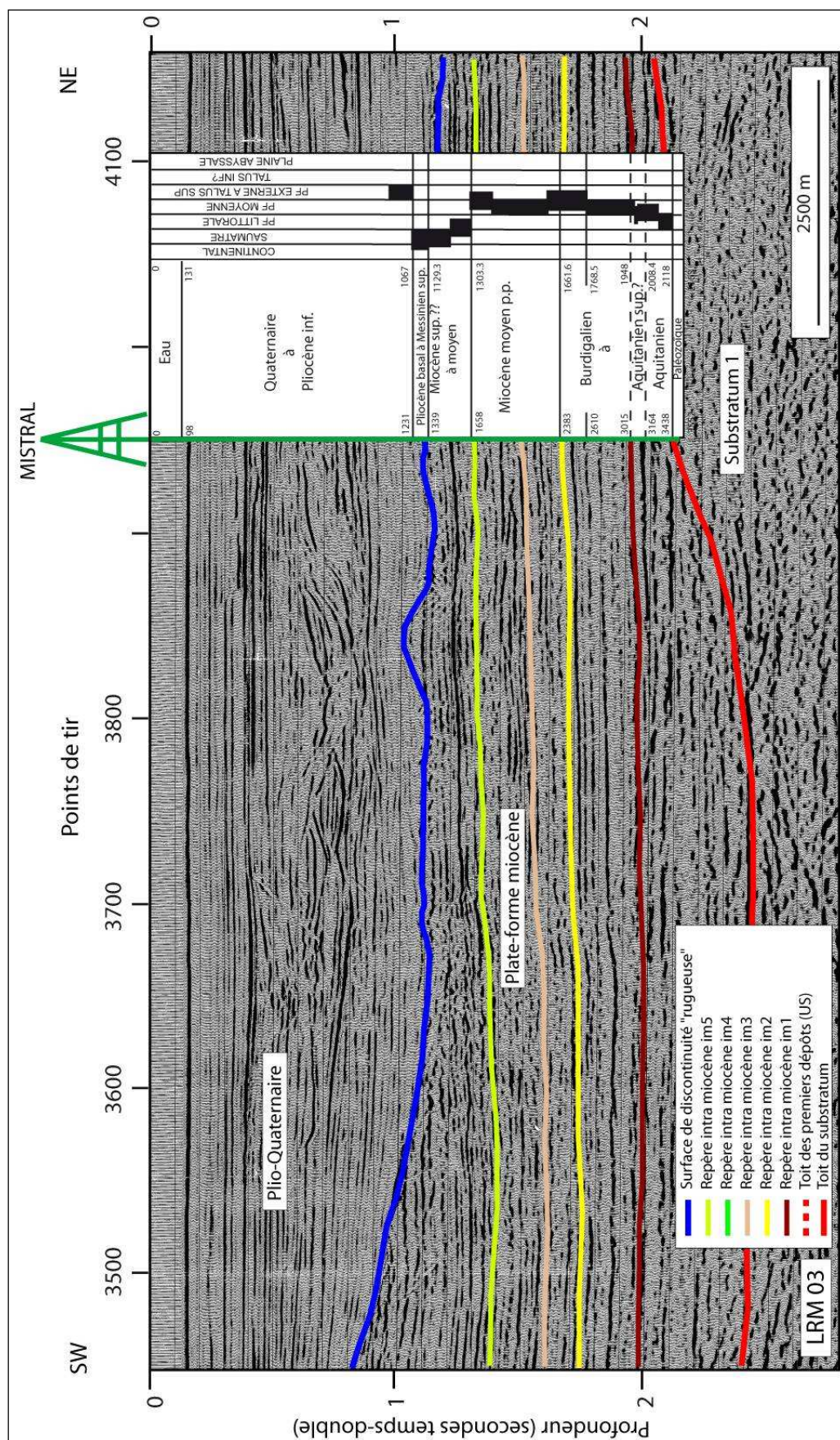
ANNEXE 1 : FORAGES ET ESP



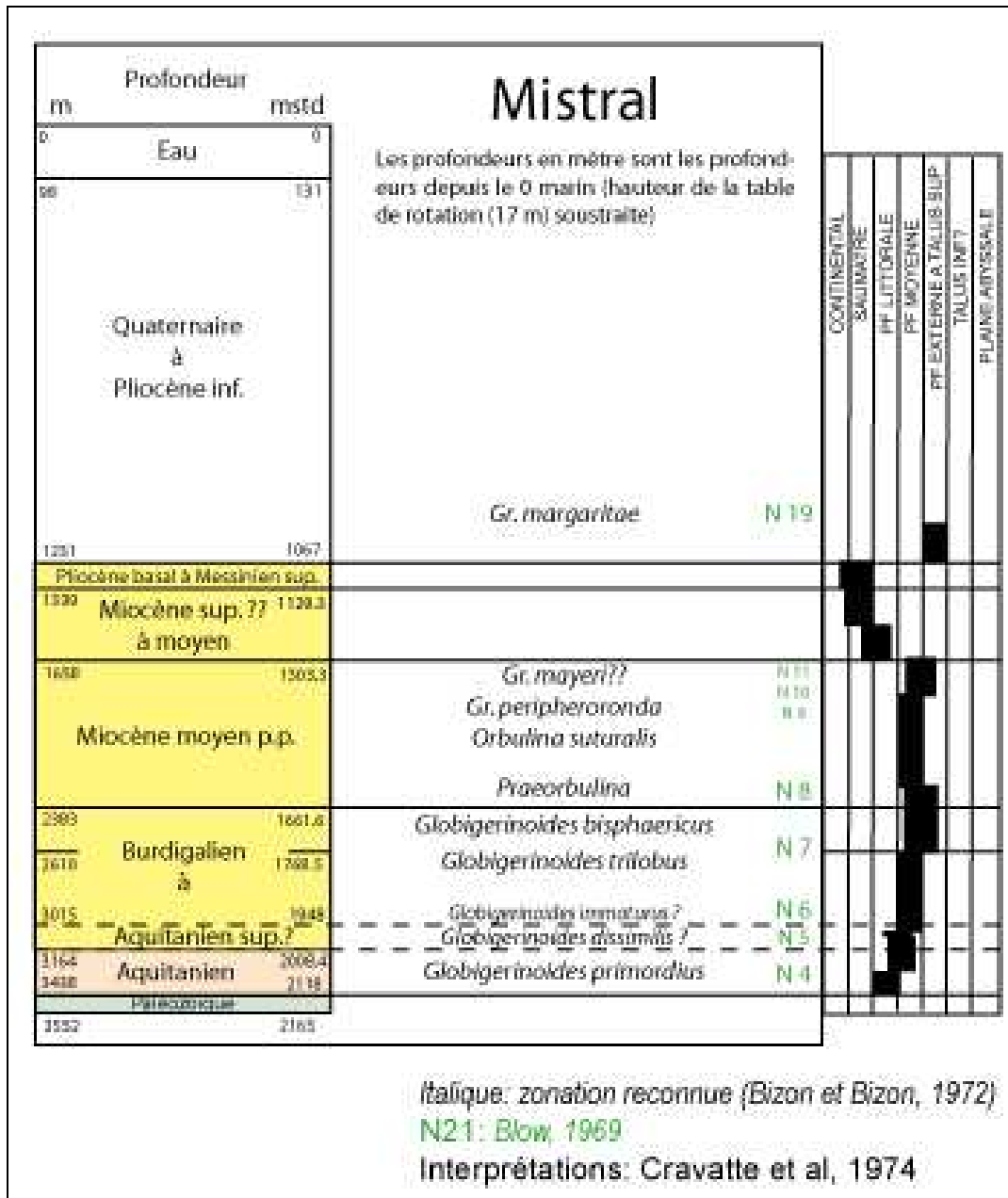
Annexe 1 : Plan de position des forages et des coupes sismiques présentées dans l'annexe.



Annexe 2 : Forage Calmar calé sur le profil sismique LRM 28. Les épaisseurs et la stratigraphie sont tirées du rapport de forage.



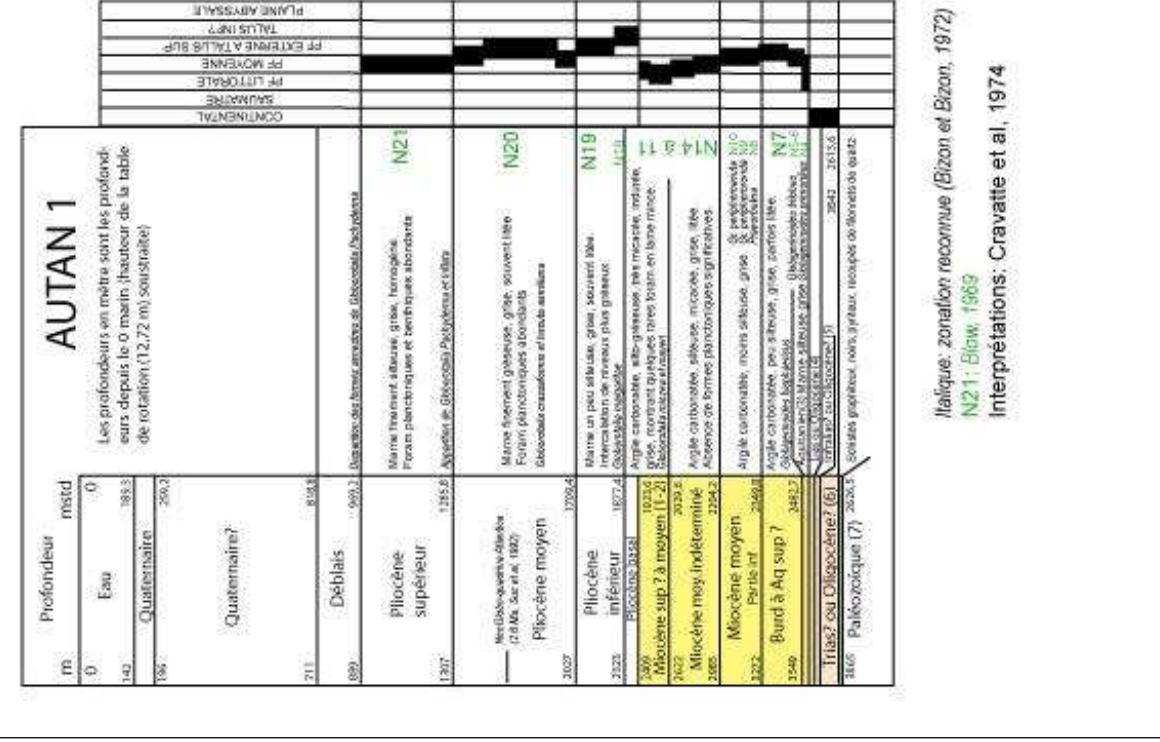
Annexe 5 : Forage Mistral calé sur le profil sismique LRM 03. La stratigraphie et les environnements de dépôt sont tirés de l'étude de Cravatte et al (1974).



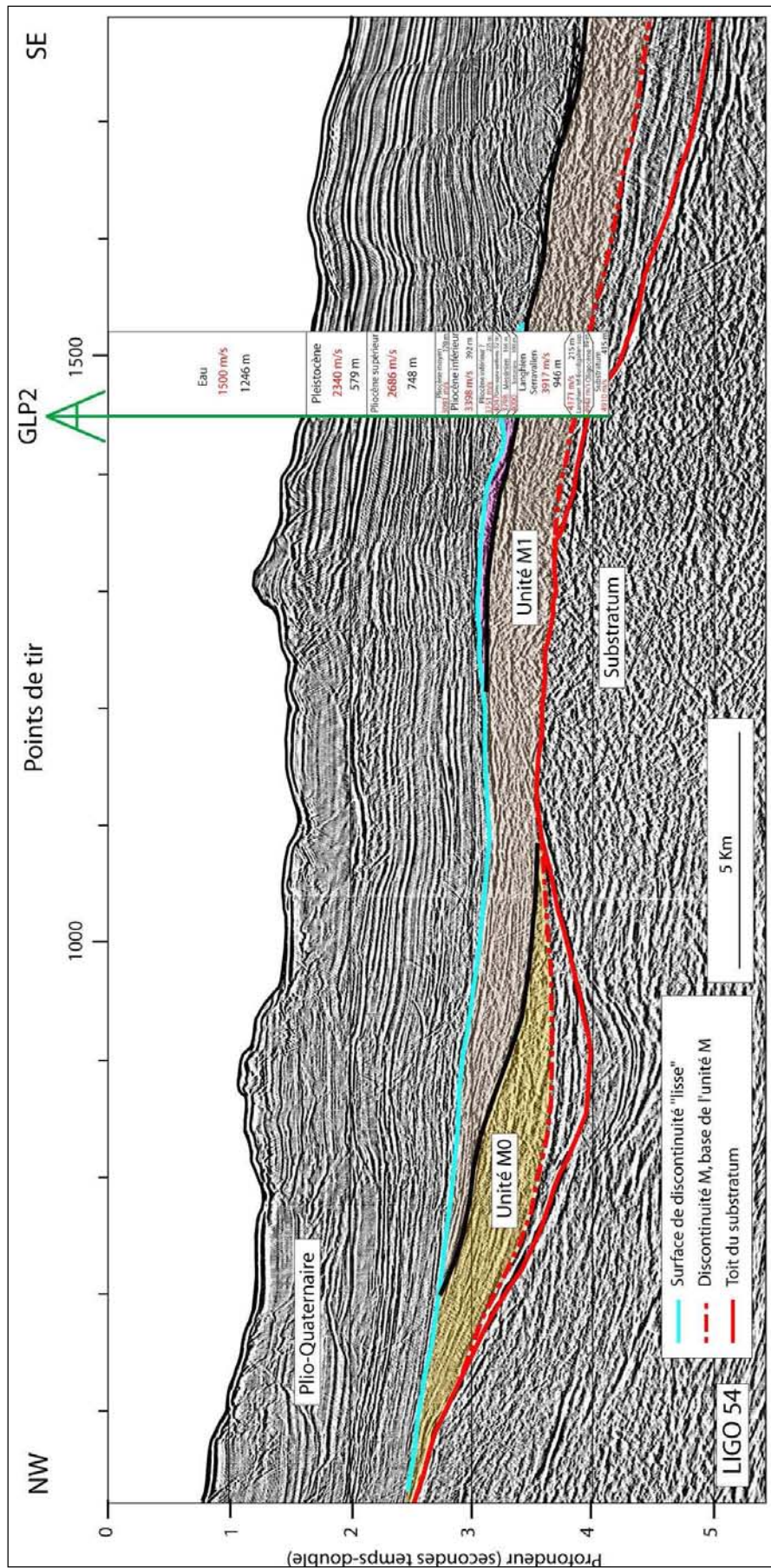
Annexe 6: Interprétations (Cravatte et al, 1974) du forage Mistral. L'échelle verticale est en secondes temps double.

Remarques:

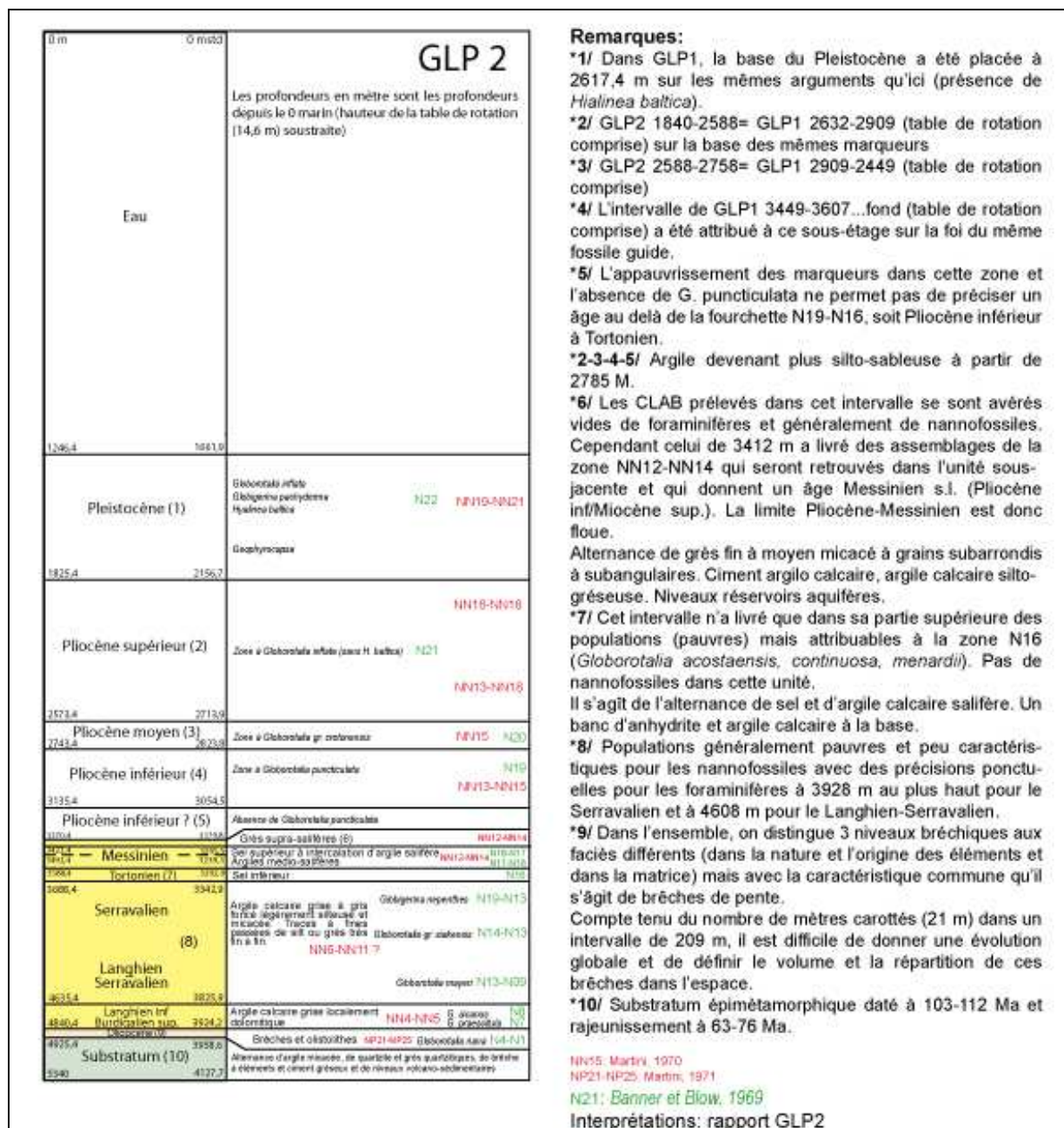
- *1/ L'abondance des retombeés du Pliocène inférieur, argileux et tendre, rend difficilement exploitables les déblais miocènes, d'avantage gréseux et indurés. C'est seulement à partir des carottes latérales à baïes que les principaux éléments stratigraphiques ont pu être établis.
- *2/ La lacune de la majeure partie du Miocène supérieur (Tortonien et Messinien) serait une certitude. Le Pliocène est discordant par dessus.
- *3/ Aquitanien de 3549 à 3596 m: Des intercalations fines et régulières de calcaire cristallin, beige, à débris d'algues Lithothamniées, Bryozoaires, grands radiolés d'Echinides montrent des sections de grands forams significatifs. Sur toute leur hauteur (déblais à partir de 3570 m et carottes latérales), ces niveaux calcaires sont conglomératiques. On y observe des galets de nature diverse: quartz, quartzite, grès, schiste vert paléozoïque, dolomie jurassique, anhydrite... Ce sont de véritables conglomérats à éléments de quartzite, grès, schiste et dolomie, à ciment argileux brun rougeâtre, qui forment l'extrême base de la série tertiaire.
- L'Aquitainien est bien assuré dans la carotte latérale de 3571 m par la présence de *Globigerinoides primorius*, à l'exclusion de tout *Globigerinoides trilobus immaturus*. Les niveaux intercalés de calcaire à débris et sections de grands foraminifères correspondent assez exactement aux calcaires à *Lépidocyclines* et *Miogyssinidés* décrits et figurés dans le Miocène inférieur de la coupe de Carry-Le-Rouet (Drooger et Freudenthal, 1964; Lorenz, 1972; Andreieff et L'Homer, 1972). Leur position stratigraphique, au dessous des horizons marneux à *Globigerinoides primorius*, corrobore l'âge aquitanien inférieur envisagé, en précisant bien que l'Aquitainien inférieur est, ici, l'équivalent de la majeure partie du Chattien.
- Les conglomérats de base, à éléments prédominants de roches paléozoïques et mésozoïques, se situeraient dans l'Aquitainien basal, sans que puisse être cependant exclu un âge Oligocène supérieur.
- *4/ Lias ou Oligocène de 3596 à 3640 m: argile brun-rouge et grise, silteuse, parfois litée, avec lits silteux à pendage parfois élevé. La présence, commune, de plages d'anhydrite, ajoute à la dominance lagunaire de cette sédimentation irrégulière. Il s'agit de séries monotones, dépourvues de microfaunes et n'ayant pas fourni de microfossiles significatifs.
- Plusieurs groupes de formes différentes de nannofossiles dans une carotte (Oligocène, Crétacé sup et Barrémien-Tithonique sup). Peut être remanement de nannofossiles du Crétacé dans une série Oligocène faiblement marine (formes du Crétacé altérées).
- *5/ Infralias? ou Oligocène? de 3640 à 3683.5 m: argile grise à brun-rouge, également silteuse et micacée, azoïque. Comme précédemment, les tests effectués ont seulement montré la présence d'une association de spores du Carbonifère supérieur, pouvant provenir des niveaux conglomératiques traversés.
- *6/ Trias? ou Oligocène? de 3683.5 à 3842 m: argile silteuse brun-rouge, azoïque, largement dominante, avec petites passées d'anhydrite et niveaux à quartz bipyramidés.
- *4-5-6/ Indétermination stratigraphique sérieuse pour cet intervalle développé entre le conglomérat de base de "l'Oligocène supérieur" et les schistes graphiteux paléozoïques. On peut y voir soit "une série oligocène sous faciès laguno-continentale, puis continentale, qui remanierait des éléments du Carbonifère supérieur (spores), du Lias (spores et nannofossiles; diagnose), du Crétacé (Nannofossiles). Celle-ci constituerait un équivalent des séries définies en subsurface de Camarque (séries calcaréo-salifère et série rouge de l'Oligocène, observées dans les sondages de Camarque et Pierrefeu 1; *ou une série liasique relayée par une série que les caractères lithologiques autorisent à rapprocher du Trias sup des Pyrénées orientales).
- *7/ Aucun élément paléontologique ne vient à l'appui d'un âge paléozoïque suggéré par l'aspect macroscopique de la roche.



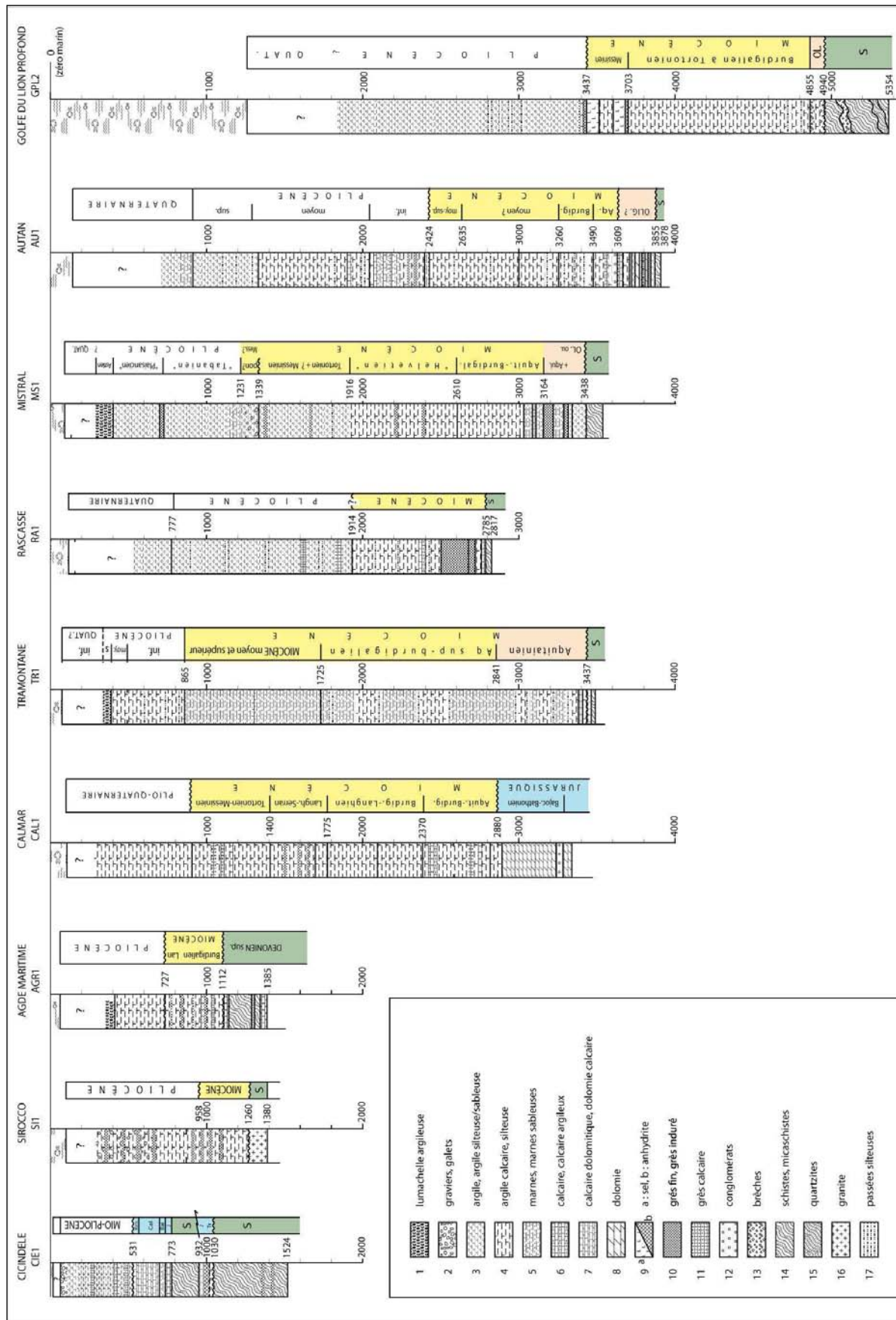
Annexe 8: Interprétations (Cravatte et al, 1974) du forage Autan 2. L'échelle verticale est en secondes temps double.



Annexe 9: Forage GLP2 calé sur le profil sismique Ligo54. La stratigraphie est tirée du rapport de forage



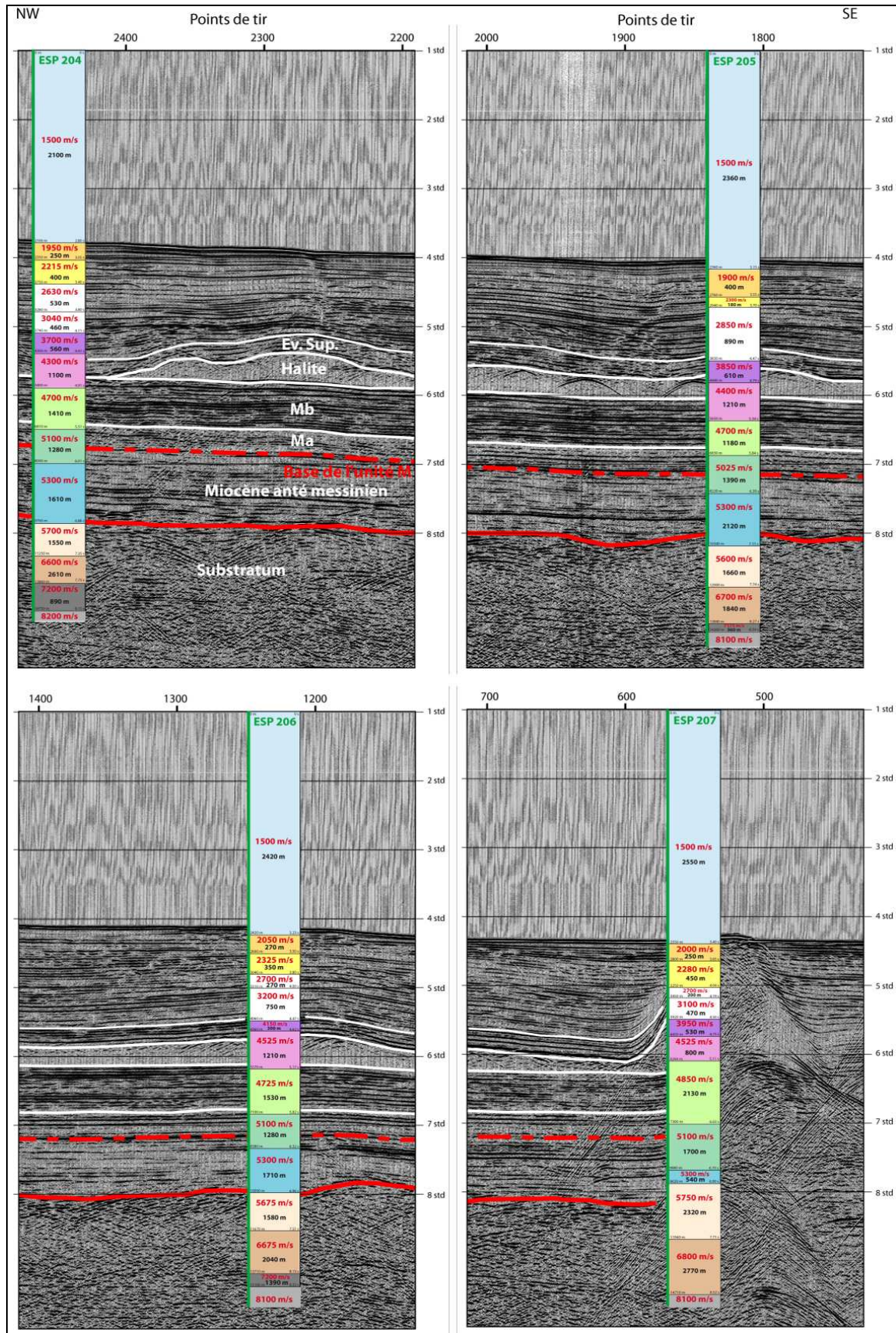
Annexe 10: Interprétations du forage Autan 2. L'échelle verticale est en secondes temps double.



Annexe 11: Synthèse des séries rencontrées dans les forages du golfe du Lion (Guennoc et al, 2000)



Annexe 12: Synthèse des ESP situés sur la ligne sismique ECORS NW-SE. Les interprétations sont tirées des travaux de Pascal et al (1993).



Annexe 13: ESP du bassin calés sur la sismique ECORS NW-SE.

ANNEXE 2 : ARTICLE SOUMIS

The Messinian Salinity Crisis: a deep basin story (Gulf of Lions, Western Mediterranean)

François Bache^{1,2*}, **Jean Louis Olivet**², **Christian Gorini**^{3,4},
Marina Rabineau¹, **Juan Baztan**¹, **Daniel Aslanian**²,

¹IUEM (UMR 6538, CNRS-Domains océaniques), 1 place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané. France.

²IFREMER, Géosciences Marines, LGG, BP70, 29280 Plouzané cédex. France.

³PBDS (UMR 8110, CNRS-USTL1), Univ. Sciences et Technologies de Lille 1, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex. France.

⁴Université Pierre et Marie Curie (UMR 7072), Laboratoire de tectonique, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05. France.

Abstract

The recognition in the Mediterranean of a thick Late Miocene salt layer from a seismic reflection survey, and later confirmed by DSDP drilling, was the beginning of a period of intense research on the Messinian Salinity Crisis. Different regions were studied, mainly involving the circum-Mediterranean Messinian erosion surface and peripheral evaporite basins accessible to detailed outcrop studies. Few studies at this time concerned the deep Messinian basin and, more particularly, the pre-salt deposits. It is nevertheless necessary, to have a better knowledge of this deep domain, to improve our general understanding of the Messinian Event, this is the purpose of the present study.

Four main results emerge from the study: a) recognition of the marine detrital series derived from the Messinian subaerial erosion; b) recognition of a thick unit of deepmarine deposits pre-dating the deep basin evaporites; c) recognition of a thick (1500 m) Lower Evaporite

* corresponding author : Tel.: +33 2 98224952; fax: +33 298224549.

E-mail address : fbache@gmail.com (F. Bache).

Series underlying the halite and the known Upper Evaporite Series; and d) determination of the Messinian coastline just prior to the rapid Zanclean transgression.

Our study, for the first time, provides a complete picture of the Messinian Event in space: from the eroded shelf down to the deep basin and also in time: from the first deposition of detriticsediments (related to a limited sea-level drop) through the paroxysmal sea-level drop and deposition of halite to the final sea-level rise. The results provide a new basis both for discussion on the development of the Messinian Crisis but also for the reconstruction of the subsidence of the liguro-Provençal Basin.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : La Méditerranée.....	17
Figure I-1 : La Méditerranée Occidentale. C : Camargue ; P : Provence ; GDL : golfe du Lion.	23
Figure I-2 : Cycle Hercynien (en haut) et cycle Alpin (en bas). L'étoile représente notre zone d'étude.....	25
Figure I-3 : Le cycle varisque en France (BRGM, 1996)	26
Figure I-4 : Extrait de la Carte Géologique de la France au 1/1 000 000 (BRGM, 1996).....	27
Figure I-5: Positions relatives de l'Afrique par rapport à l'Eurasie, à l'anomalie 33 (77Ma, Campien), à l'anomalie 13 (36Ma, base Oligocène) et à l'anomalie 6 (20Ma, base Miocène), dans (Olivet, 1988) d'après Olivet (1978) et Archambault (1984). La correspondance des anomalies magnétiques avec une échelle stratigraphique et les événements locaux et globaux est donnée dans le Tableau I-1.....	28
Figure I-6 : Paléogéographie du bassin du Sud-Est (Curnelle and Dubois, 1986).....	32
Figure I-7: Reconstructions de l'Atlantique Nord à l'anomalie M0 d'après Srivastava et al. (2000) et d'après Olivet (1996). Figure tirée de Sibuet et al. (2004b).....	34
Figure I-8: Fermeture maximale de tous les bassins de l'Atlantique Nord (Olivet, 1996). Point de départ de l'ouverture de l'océan Atlantique.	35
Figure I-9 : Reconstruction de l'Atlantique Nord par rapport à l'Europe depuis l'anomalie J (Barrémien-Aptien) jusqu'à l'anomalie 33 (Campanien moyen) (Olivet, 1996). Les encadrés rouges représentent la Figure I-10 et la Figure I-11.....	37
Figure I-10 : Schéma représentant la position du décrochement Ibérie-Europe au Crétacé Moyen. (Olivet, communication personnelle). Le bassin du Sud-Est, par rapport à l'océan Liguro-Piémontais, était dans une position équivalente de l'actuel bassin de Porcupine par rapport à l'océan Atlantique.....	39
Figure I-11 : Schéma représentant un décrochement entre l'Ibérie et la Sardaigne pendant la compression pyrénéenne. Cela expliquerait les différences de taux de compression calculés de part et d'autre de celui-ci (Olivet, communication personnelle).....	42
Figure I-12 : Carte schématique de la nature du substratum anté-tertiaire du golfe du Lion et de ses bordures établie d'après les données de sondage (à terre et en mer) et les indications (substratum lité ou non) des profils sismiques (en mer) (Guennoc et al., 2000,	

d'après Gorini, 1993). 1 :forages, 2 :failles normales du rift, 3 :isobathes de la surface du rift (*1000m), 4 :chevauchements tertiaires, 5 :Crétacé Supérieur, 6 :Crétacé Inférieur, 7 :Jurassique, 8 :substratum mésozoïque supposé en mer (a :peu épais, b :très épais), 9 :granite de Sirocco, 10 :socle paléozoïque.	44
Figure I-13 : Coupes interprétatives depuis le Languedoc jusqu'au Graben Central du golfe du Lion montrant deux hypothèses différentes (Viallard et Gorini (1994) en haut et Mauffret et al. (2001) en bas).	45
Figure I-14 : Schéma structural de la marge du golfe du Lion et définition de deux zones tectoniques caractérisées par la nature du substratum (Séranne, 1995)	46
Figure II-1 : Schéma simplifié de la position du bloc Corso-Sarde et de la subduction de l'océan Liguro-Piémontais avant la formation du bassin Provençal (à gauche) et après sa formation (à droite). Schéma inspiré de Mattauer (2007).	50
Figure II-2 : Schéma d'ouverture du bassin Provençal comme bassin arrière arc et retrait de la subduction vers le SE (arc Calabre-Sicile) (Séranne, 1999).	50
Figure II-3 : Carte géologique autour du golfe du Lion et zones étudiées pendant les sorties de terrain	52
Figure II-4: Stratigraphie générale sur la plate-forme et sur la pente du golfe du Lion du remplissage sédimentaire cénozoïque établie à partir de la corrélation entre les puits de forage disponibles (Gorini, 1993). Position des puits sur la Figure II-5.	53
Figure II-5 : Carte structurale du rift Oligo-Aquitainien du golfe du Lion (Gorini et al., 1997) dans (Guennoc et al., 2000).	57
Figure II-6: Coupe interprétative du Languedoc (Narbonne-Sigean) au Graben Central (Mauffret et al., 2001). Cette coupe montre un domaine où des chevauchements se rattachent à la base du Mésozoïque (Corbières) et un domaine où les chevauchements sont intra paléozoïque (Graben Central).	58
Figure II-7 : Formation Oligocène du Port du Rouet	60
Figure II-8: Coupe géologique à travers le bassin de Camargue (ou de Vistrenque) (Valette, 1991) et corrélation stratigraphique de quelques puits situés dans le bassin (Benedicto, 1996). Position du bassin et des puits sur la Figure II-5.	62
Figure II-9: Synthèse stratigraphique à partir des forages du bassin de Camargue (Gorini, 1993).	63
Figure II-10: Représentation des bassins éocènes liés au rift Ouest Européen et des bassins oligocènes de la vallée du Rhône. Le bloc Corso-Sarde est remis dans sa position initiale	

avant le <i>rifting</i> . R : Roussillon, N : Narbonne-Sigean, H : Hérault, C : Camargue, MF : Manosque-Forcalquier, A : Alès, V : Valence, VP : Vallès Penedes, CP : Campidano.. 66	
Figure II-11: Stratigraphie et tectonique des bassins oligo-miocènes <i>onshore</i> (Séranne, 1999). Position des bassins sur la Figure II-10..... 67	
Figure II-12: Erosion du sommet d'un bloc paléozoïque en bordure de paléotalus oligocène (Gorini, 1993). Cette érosion (flèches noires) est interprétée comme la <i>break-up unconformity</i> par l'auteur. 1 : érosion du bloc GLP2. 2 : synrift. 3 : miocène inférieur à moyen. 68	
Figure II-13: Evolution de la subsidence le long d'un profil perpendiculaire à la marge du golfe du Lion (Bessis and Burrus, 1986)..... 72	
Figure II-14: Estimation des paléobathymétries sur une coupe profondeur à la fin du <i>rifting</i> (Bessis and Burrus, 1986). La courbe en pointillé représente la géométrie du substratum (subsidence totale à cette époque). Elle est calculée en faisant une hypothèse sur la bathymétrie à la fin du <i>rifting</i> . Par essais successifs, l'hypothèse est validée lorsque la géométrie du substratum à la fin du <i>rifting</i> est a peu près parallèle à l'actuelle. 74	
Figure II-15: Bathymétrie du bassin Liguro-Provençal. Mise en évidence de la segmentation décrite par Gueguen (1995) entre des marges abruptes et des marges à pente plus douce. 76	
Figure II-23: Profils homologues entre l'Europe et la Sardaigne. Position des profils sur la Figure II-22 après rotation du bloc Corso-Sarde (Olivet, 1996)..... 87	
Figure II-24: Line drawing Ecors NW-SE et Sard04 (en haut). Modèle d'ouverture du bassin Provençal après fermeture du domaine à fortes anomalies magnétiques (au milieu) et dans la position d'un serrage maximum (en bas) (Labails, 2007). 88	
Figure III-1: En haut : premières observations des dômes de sel de Méditerranée en sismique (Leenhardt, 1968). En bas : Profil sismique de la campagne Polymède montrant des dépôts anté-salifères excluant une origine triasique de celui-ci (Auzende et al., 1971). 92	
Figure III-2: Synthèse des terminologies des dépôts évaporitiques dans le bassin Liguro- Provençal..... 94	
Figure III-3 : Illustration des principaux modèles de genèse des évaporites (Warren, 1989).. 95	
Figure III-4: Comparaison du “deep-basin, shallow-water model” et du “shallow-basin, shallow-water model”. 95	
Figure III-5: Profil longitudinal du paléo-canyon du Rhône (Clauzon, 1982)..... 98	
Figure III-6: Evolution du domaine marin avant (en haut à gauche), pendant (en haut à droite) et après (en bas) la crise de salinité messinienne. Il s'agit d'une compilation des travaux	

de Clauzon pour les rias pliocènes et de Besson (Besson et al., 2005) pour le trait de côte au Tortonien.	99
Figure III-7: Représentation simplifiée des modèles de dépôt des évaporites messiniennes. Les deux grands groupes de pensée sont représentés.	104
Figure III-8: Calibrage astronomique des séquences pré évaporitiques messiniennes (Krijgsman et al., 1999).....	105
Figure III-9: Carte des isobathes de la surface messinienne du golfe du Lion. On peut voir le tracé des fleuves messiniens pyrénéo-languedociens à l'ouest et rhodaniens à l'est (Guennoc et al., 2000).	109
Figure III-10 : Position de différents éventails détritiques messiniens décrits jusqu'à aujourd'hui. Ces éventails se situent au débouché du Var messinien (Savoie and Piper, 1991), en Sardaigne (Sage et al., 2005), dans le golfe du Lion (Lofi et al., 2005) et dans le bassin de Valence (Maillard et al., 2006).	110
Figure III-11 : Profil sismique et son interprétation montrant le passage latéral des produits détritiques dans le golfe du Lion avec les évaporites du bassin (Lofi et al., 2005).....	111
Figure III-12: Comparaison des volumes érodés par les fleuves pyrénéo-languedociens et du volume de l'éventail détritique pyrénéo-languedocien (Lofi et al., 2005).....	111
Figure III-13: Localisation des évaporites messiniennes (halite et évaporites supérieures) en Méditerranée Occidentale. Modifiée de (Montadert et al., 1978) et de (Rouchy and Caruso, 2006). Les corridors bétique et rifain sont tirés de (Martin et al., 2001).	114
Figure IV-1 : Plan de position de la sismique, des forages et des ESP (Expanding Spread Profiles) utilisés dans cette étude.	120
Figure IV-2 : Procédure de transformation du format Papier au format Segy.	122
Figure IV-3 : comparaison d'un profil avant (en haut) et après (en bas) la transformation en Segy.	123
Figure IV-4 Représentation de la correction de curvité appliquée aux profils numérisés avant la transformation en Segy.	124
Figure IV-5 : Utilisation du logiciel Kingdom Suite pour la numérisation des horizons et la confection de cartes interpolées.	125
Figure IV-6 : Profil sismique ECORS NW-SE perpendiculaire à la marge et <i>line drawing</i> correspondant.	127
Figure IV-7: de gauche à droite : profil de sismique conventionnelle, multitraces, résolution 15-20 m, fréquence 10-50 Hz ; sismique multitrace HR, pénétration 0,5 Km, résolution	

10m et fréquence du signal 50-200 Hz ; sparker, pénétration 100m, résolution 1m, fréquence 300-1000 Hz (Rabineau and Nouzé, 2006).	128
Figure IV-8 : Illustration des relations possible entre les réflexions sismiques et les limites de séquences (Mitchum and Vail, 1977).....	129
Figure V-1 : carte structurale du golfe du Lion. Carte de la profondeur (en secondes temps double) du toit du substratum. (Structure : VM :bassin de Vistrenque Maritime ; C :bassin de Camargue ; GR :horst du Grau du Roi ; PC :bassin de Petite Camargue ; S :structure haute de Sirocco ; M :structure haute de Mistral ; B :structure haute de beauduc ; FM :fossé du Grand Faraman ; A :structure haute Autan ; Ra :structure haute Rascasse ; GLP2 :structure haute GLP2 ; GC :Graben Central. Forages : Ci :Cicindelle ; Am :Agde Maritime ; Ca : Calmar ; Tr :Tramontane, les autres forages portent le nom de la structure sur laquelle ils se trouvent).....	133
Figure V-2 : les grands domaines structuraux du golfe du Lion. Commentaires dans le texte.	135
Figure V-3 : Line drawing ECORS et LRM16-Ligo20 (échelle verticale en kilomètres). Position sur la Figure V-1 et la Figure V-2.....	136
Figure V-4: Morphologie du substratum dans le domaine provençal. On peut observer une allure plissée d'une part et l'aplanissement du toit du substratum par une érosion finimiocène ou plus ancienne d'autre part. Position sur la Figure V-2 et sur la Figure V-13.	137
Figure V-5: Profils perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. On voit très bien l'amincissement de la croûte et les deux morphologies du substratum dans le bassin profond : une zone à blocs sans visibilité de la base de la croûte (a à e) et une zone plus régulière avec évidence de la base de la croûte (f à j). Position de profils h et j sur la Figure V-2. Pour des raisons de confidentialité, la position des profils a à g et i n'a pas été indiquée.	139
Figure V-6: Profil sismique LRM20 perpendiculaire à la plate-forme du golfe du Lion. Le substratum 2, en remplissage de graben, est séparé de la structure SW-NE (Tramontane) par une faille de même direction. Les hachures représentent un sous-bassin du substratum 2 au faciès de plus forte amplitude. Position sur la Figure V-9.....	142
Figure V-7: Profil sismique LRM08 perpendiculaire à la plate-forme du golfe du Lion. On peut voir que ce type de substratum, en remplissage de graben, est séparé de la structure SW-NE (Tramontane) par une faille de même direction. Position sur la Figure V-9....	143

Figure V-8: Profil sismique LRM11 parallèle à la marge. Le substratum 2 est traversé par le forage Calmar. Vers l'est, la surface de discontinuité A et le substratum sont tronqués par le prolongement du réflecteur intra-miocène 1. Les hachures représentent un sous-bassin du substratum 2. Position sur la Figure V-9 et sur la Figure V-13.	144
Figure V-9: Cartographie en épaisseur temps double du faciès « substratum 2 ».	145
Figure V-10: Comparaison de deux profils situés dans le fossé de Camargue (86VG1 et 86CR3) et d'un profil situé au débouché de celui-ci dans le domaine <i>offshore</i> (LRM32). Les faciès lités correspondent à des séries tertiaires alors que les faciès discontinus correspondent plutôt à du substratum anté-tertiaire. Position des profils sur la Figure V-9.	147
Figure V-11: Profil sismique LRM28 perpendiculaire à la marge. Dans le fossé du Grand Faraman, un faciès sismique est comparable au substratum 2 identifié dans le Graben Central. Les hachures représentent les sous-bassin du substratum 2. Position sur la Figure V-13.....	148
Figure V-12: comparaison du faciès sismique du substratum au niveau du forage Cicindelle (LRM07) et dans le domaine provençal (RM23). Le forage Cicindelle atteint des séries jurassiques correspondant au faciès surligné en jaune sur le profil LRM07. Un faciès comparable est mis en évidence du côté provençal. Position des profils sur la Figure V-13.....	149
Figure V-13: Carte de la nature présumée du substratum. Un âge paléozoïque sur les reliefs de socle et un âge mésozoïque dans les dépressions du socle est suspecté.....	150
Figure V-14 : Incision du substratum calcaire perpendiculairement à une structure SW-NE (Position sur la Figure V-13). 100 tirs= 1875m.	151
Figure V-15 : Cartographie en épaisseur temps double de l'unité US1, partie inférieure des « premiers dépôts » déposés sur le socle anté-rift.	153
Figure V-16 : Profil sismique LRM32 perpendiculaire au bassin de Vistrenque Maritime. On peut observer l'unité US1 sur le substratum 2. Le toit de l'unité US1 est érosif. Les dépôts miocènes se déposent par-dessus et sont parallèles entre eux. Position du profil sur la Figure V-15. 100 tirs= 1875m.	154
Figure V-17: Profil sismique LRM01 parallèle à la marge. On peut observer l'unité US1 sur le substratum. L'unité US2 se dépose au dessus en discordance. L'ensemble est érodé et discordant avec les dépôts sus-jacents, parallèles entre eux. Position du profil sur la Figure V-15.	155

- Figure V-18 : Cartographie en épaisseur temps double des « premiers dépôts » (US1+US2) déposés sur le socle anté-rift. Au1 :Autan1 ; Tra : Tramontane..... 156
- Figure V-19: Portions de profils sismiques illustrant la discontinuité A au toit des premiers dépôts. Position des profils sur la Figure V-18. 158
- Figure V-20 : Profil sismique LRM10 parallèle à la marge. Les premiers dépôts (US1+US2) sont concordant avec les séries miocènes au nord de la structure Rascasse. Au sud de cette structure, les premiers dépôts sont tronqués à leur toit. Position du profil sur la Figure V-18. 159
- Figure V-21: Profil sismique Ligo58 illustrant le dernier relief de socle avant le domaine de bassin profond et la relation géométrique des premiers dépôts avec ce relief. Les réflecteurs du bassin profond, plus continus (faciès lité), montrent un *onlap* sur le socle. 160
- Figure V-22 : Profil sismique LRM28 perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. La plate-forme miocène est mise en évidence. Position sur la Figure V-24. 164
- Figure V-23 : Profil sismique LRM16-Ligo20 perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. La plate-forme miocène est mise en évidence. Position sur la Figure V-24. 165
- Figure V-24: carte en épaisseur temps double du miocène post-rift et anté-messinien. La zone hachurée représente la zone de progradation de la plate-forme miocène. La diminution d'épaisseur en aval de cette zone hachurée est le résultat de l'érosion sus-jacente (base de l'unité M) liée à l'événement messinien. 167
- Figure V-25: profils sismiques sur la plate-forme du golfe du Lion. Les failles affectant la couverture miocène sont parfois difficile à identifier (LRM 11). Seuls les profils croisés (LRM 14 et 16) peuvent nous aider à les mettre en évidence 169
- Figure VI-1 : Lines drawing situés dans le golfe du Lion. Trois domaines différents sont mis en évidence : le domaine érodé, le domaine intermédiaire et le domaine à évaporites (domaine profond). La surface d'érosion bleu foncé (surface « rugueuse ») correspond à une surface d'érosion aérienne et la surface d'érosion bleu ciel (surface « lisse ») est interprétée comme une surface de ravinement transgressive. Position des profils sur la Figure VI-2..... 175
- Figure VI-2: Carte des géométries de dépôt anté-pliocène. Les trois domaines identifiés sur la Figure VI-1 sont mis en évidence. Le domaine érodé montre les sédiments miocènes (en blanc) et le substratum (en gris) érodés par les fleuves messiniens (en bleu foncé) ou par la surface d'érosion « lisse » (hachures). Cette surface d'érosion se prolonge dans une partie du domaine intermédiaire au sommet de l'unité M (en couleur). Le domaine

profond est caractérisé par le dépôt d'évaporites dont la partie inférieure se dépose en onlaps sur l'unité M. Au dessus, les premières failles listriques marquent le dépôt de la halite qui a joué le rôle de couche mobile. Celle-ci est maintenant caractérisée par des dômes de sel localisés dans le bassin profond.....	177
Figure VI-3: Profils sismiques situés le long du réseau messinien languedocien. L'érosion « rugueuse » sépare les sédiments Miocènes et Pliocènes. Les repères intra-miocènes décrits dans le chapitre précédent sont indiqués. Nous pouvons suivre d'amont en aval deux incisions principales (l'axe est représenté par des flèches bleues). Elles se rejoignent avant le rebord de la plate-forme miocène.....	181
Figure VI-4: Profils sismiques situés le long du réseau messinien rhodanien. L'incision est bien individualisée lorsqu'elle incise le substratum (GL16, RM06). Elle l'est un peu moins lorsqu'elle incise du sédiment (GL14, RM11). Les pointillés représentent le substratum affecté par l'érosion.	181
Figure VI-5: Les deux morphologies de l'érosion du domaine érodé. La surface "rugueuse" est très discontinue et incise profondément les séries miocènes. La surface "lisse" est plane et semble ici conforme, son caractère érosif est cependant confirmé dans le domaine intermédiaire où elle tronque l'unité M.....	182
Figure VI-6: Passage de la surface de discontinuité « rugueuse » à la surface de discontinuité « lisse ». Ce passage est une limite bien nette toujours située à la même profondeur (autour de 1.6 secondes temps double) sauf sur les bords de la plate-forme où la subsidence a pu être moindre ces 5 derniers millions d'années.	183
Figure VI-7: Méthode d'estimation de l'épaisseur minimale de sédiments miocènes érodés sur la plate-forme du golfe du Lion. Un réflecteur de référence continu est repéré au sein de la série miocène. On peut alors extrapoler le réflecteur le plus récent observé, parallèlement à ce réflecteur de référence. L'épaisseur située entre ce réflecteur extrapolé et la surface d'érosion messinienne est l'épaisseur minimale de sédiments miocènes érodés. Position des profils sur la Figure VI-9. →	184
Figure VI-8: Epaisseur minimale de sédiments miocènes érodés (en jaune) sur quelques profils perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. Position des profils sur la Figure VI-9.	186
Figure VI-9 : Carte de l'épaisseur minimale de sédiments miocènes érodés par la surface d'érosion messinienne. Carte établie d'après la méthode expliquée sur la Figure VI-7. Un volume de 4000 Km ³ est estimé pour cette érosion.....	187

- Figure VI-10: Intercalation de l'unité M entre la plate-forme miocène et les sédiments pliocènes. La base de l'unité M tronque la plate-forme miocène et son sommet est tronqué par la surface d'érosion « lisse ». 189
- Figure VI-11: Passage du domaine érodé au domaine intermédiaire à l'embouchure des fleuves messiniens pyrénéo-languedociens. La surface d'érosion « rugueuse » (en bleu foncé) sépare les unités miocènes des unités pliocènes dans le domaine érodé. Elle passe progressivement à une surface fortement inclinée vers le bassin (en rouge) sur laquelle prograde l'unité M. L'ensemble de la séquence M est tronqué au sommet par la surface d'abrasion jusqu'à la limite « rugueux-lisse ». 190
- Figure VI-12: Passage du domaine érodé au domaine intermédiaire à l'embouchure du Rhône messinien. La surface d'érosion « rugueuse » (en bleu foncé) incise directement le substratum. Elle passe progressivement à une surface fortement inclinée vers le bassin (en rouge) sur laquelle prograde l'unité M. L'ensemble de la séquence M est tronqué au sommet par la surface d'abrasion jusqu'à la limite « rugueux-lisse ». 191
- Figure VI-13: Carte de l'extension de la sous-unité M0. Vers le bassin, elle diminue fortement en épaisseur et est confondue avec la sous-unité supérieure M1. Nous ne pouvons affirmer sa présence au débouché des fleuves languedociens. Le faciès de l'unité M est chaotique dans cette zone et il est difficile de distinguer plusieurs sous-unités. Légende sur la Figure VI-2. 192
- Figure VI-14 : Intercalation de l'unité M entre la plate-forme miocène et les dépôts pliocènes sur le profil sismique LIGO 68. On peut voir la surface A à la base de la plate-forme miocène. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18. 193
- Figure VI-15 : L'unité M sur le profil sismique LIGO 60 perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. La flèche jaune représente la première faille listrique s'enracinant à la base du sel. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18. 194
- Figure VI-16 : L'unité M sur le profil sismique LIGO 54 perpendiculaire à la marge du golfe du Lion. Nous discuterons de l'interprétation du forage GLP2 dans le chapitre suivant. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18. 195
- Figure VI-17 : Intercalation de l'unité M entre la plate-forme miocène et les dépôts pliocènes sur le profil sismique LIGO 19 parallèle à la marge du golfe du Lion. Position sur la Figure VI-13 et la Figure VI-18. 196
- Figure VI-18: Carte de l'extension de la sous-unité M1. Deux faciès sont identifiés, le premier, chaotique (en foncé) à l'ouest et le second, lité (plus clair) à l'est. Les

évaporites inférieures se déposent en <i>onlaps</i> sur une partie de cette sous-unité. Légende sur la Figure III 2.....	198
Figure VI-19 : Transition du domaine intermédiaire au domaine profond sur le profil sismique LIGO 46. On peut voir le faciès sismique lité de la sous unité M1 et la discontinuité principale intra M1 sur laquelle l'unité Mb (évaporites inférieures) se dépose en <i>onlaps</i> . Position sur la Figure VI-18.	199
Figure VI-20 : Transition du domaine intermédiaire au domaine profond sur le profil sismique LIGO 48. Les évaporites inférieures se déposent en <i>onlaps</i> sur la discordance intra M1. Position sur la Figure VI-18.	200
Figure VI-21 : Variation latérale du faciès sismique de la sous-unité M1 sur le profil sismique LIGO 29 parallèle à la marge du golfe du Lion. La discordance intra M1 des figures précédentes est difficile à observer lorsque le faciès est chaotique. Les flèches jaunes représentent un glissement de la couverture pliocène engendré par les premières failles listriques enracinées à la base du sel. Position du profil sur la Figure VI-18. Le profil ainsi que la limite des premières failles listriques est représenté sur la Figure VI-23. ...	201
Figure VI-22: Carte de l'extension de la sous-unité M2. Les premiers glissements rattachés à la base du sel sont considérés comme la limite jusqu'où s'est déposée la halite. Légende sur la Figure III 2.....	202
Figure VI-23: Faciès sismique chaotique de forte amplitude de la sous-unité M2 sur le profil HR2. Position sur la Figure VI-23.	203
Figure VI-24: Carte isopaque de l'unité M au débouché direct des fleuves messiniens du Languedoc et du Rhône.....	204
Figure VI-25: Estimation de l'épaisseur des séries du bassin profond par l'interprétation des ESP 204 à 207 calés sur le profil sismique ECORS NW-SE. Position sur la Figure IV-1.	206
Figure VI-26 : Transition du domaine intermédiaire au domaine profond sur plusieurs profils sismiques perpendiculaires à la marge. Position sur la Figure VI-18 et la Figure VI-22.	209
Figure VI-27: Transition entre l'unité M et les séries sous-jacentes à la halite sur le profil sismique Ligo 20. Il s'agit d'un zoom de la Figure VI-1c.	210
Figure VII-1: Comparaison des cartes de l'épaisseur érodée sur la plate-forme et de l'épaisseur de l'unité M. Les épaisseurs sont du même ordre de grandeur dans les deux cas.....	217

Figure VII-2: Carte de la profondeur (en secondes temps double) de la base de l'unité M. Cette base est érosive au débouché des fleuves messiniens (surface M) et devient conforme dans le bassin. En amont de cette surface, la plate-forme miocène est érodée par la surface « rugueuse » ou par la surface « lisse ». Cette carte représente la base de l'événement Messinien.....	219
Figure VII-3: Synthèse paléogéographique des observations réalisées sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion replacées dans une évolution chronologique.	222
Figure VII-4: Synthèse en coupes des observations réalisées sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion replacées dans une évolution chronologique. La position des coupes est reportée sur la Figure VII-3.....	224
Figure VII-5: Carte de la profondeur (en secondes temps double) des surfaces « rugueuse » et « lisse ». La limite entre ces deux surfaces est représentée en bleu turquoise. En aval de celle-ci, la cartographie de la surface « lisse » est perturbée par l'effet des canyons actuels (les contours pour cette zone devraient être lissés). La limite du sel transparent est représentée dans le bassin. Cette carte représente donc la paléogéographie juste avant le ré ennoisement rapide du bassin. La limite entre la surface messinienne fluviatile (rugueuse) et la surface d'abrasion marine (surface lisse) représente la ligne de rivage.	227
Figure VII-6: Schéma d'un cylindre rempli d'une hauteur de grains de sédiments (hg) et d'une hauteur d'eau (hw).	232
Figure VII-7: Courbes de la porosité en fonction de la profondeur pour différentes lithologies (Bond and Kominz, 1984).	233
Figure VII-8: Epaisseur des séries sédimentaires du bassin profond sur l'ESP 206 (Pascal et al, 1993). Les âges et les épaisseurs encadrés sont les paramètres utilisés pour le calcul de subsidence (voir aussi le Tableau VII-1).....	238
Figure VII-9 : Courbe de subsidence au niveau de l'ESP206. Le trait vert représente la profondeur théorique du bassin (He) oté de sa charge et pour une profondeur initiale de 2200 m. Le trait rouge représente la profondeur du socle (Hi). Les épaisseurs de sédiment (Ts), d'eau (Tw) et d'air (Ta) sont représentées respectivement en gris, bleu et blanc.	241
Figure VII-10: Courbe de subsidence au niveau de l'ESP206. Zoom sur l'événement messinien.....	242

Figure VIII-1 : Carte structurale du golfe du Lion. La profondeur du substratum (en secondes temps double) et les domaines oriental/occidental sont indiqués. Ces deux domaines font environ 100 Km de long.....	245
Figure VIII-2: Extension de l'érosion précoce de la marge. Noter que celle-ci affecte le substratum ou les sédiments plus anciens pratiquement jusqu'au domaine océanique. A titre de comparaison, l'extension de l'érosion aérienne messinienne est indiquée. Les tiretés en orange représentent des axes d'érosion plus anciens que l'érosion messinienne (explication dans le texte).....	247
Figure VIII-3: Photo d'une terrasse d'abrasion marine liée à la transgression burdigalienne au sud de la Nerthe (Anse Ste Croix). Le socle urgonien et les dépôts oligo-aquitaniens déformés sont surmontés par les dépôts transgressifs burdigaliens.	248
Figure VIII-4: Photo mettant en évidence une surface d'abrasion marine affectant le substratum calcaire dans le Sud-Est de la France. Les dépôts transgressifs surmontent cette surface.....	248
Figure VIII-5 : Surface d'abrasion marine au sommet de la Nerthe vue de Marseille (photo : Jean Loup Rubino, Total).....	249
Figure VIII-6 : Surface d'abrasion marine au sommet de la Nerthe vue de l'aéroport de Marignane photo : Jean Loup Rubino, Total).	249
Figure VIII-7: Profils sismiques SW-NE montrant la transition entre le Graben Central et la zone camarguaise. Le socle en relief, du côté Camargue est aplani dans le prolongement d'un réflecteur (im1) daté de la transition Aquitanien-Burdigalien. Position sur la Figure VIII-2.....	251
Figure VIII-8: Profil sismique Ligo 52. La surface M, base de l'unité M, est visible au Nord-Ouest du relief de socle GLP2. Celui-ci n'est pas affecté par de l'érosion à cet endroit. Position sur la Figure VIII-2.	255
Figure VIII-9: Profil sismique Ligo 50 parallèle à la figure précédente. La structure GLP2 est incisée. La surface M, base de l'unité M, est observable de part et d'autre de cette incision et semble soit être la cause de celle-ci, soit réemprunter une ancienne incision. Le socle est également aplani en amont et en aval de la structure GLP2, mais pas toujours dans le prolongement de la surface M. Position sur la Figure VIII-2.	256
Figure VIII-10 : Profil sismique Ligo 48 parallèle aux deux figures précédentes. La structure GLP2 est incisée. Le socle semble également aplani en amont et en aval de cette structure. Position sur la Figure VIII-2	257

Figure VIII-11: portion du profil ECORS NW-SE. Des indices de glissements de blocs du socle sont visibles en aval de la structure GLP2.	258
Figure VIII-12: Profils sismiques situés le long du Grand Faraman. Une entaille importante est visible dans la partie amont de cette dépression. Cette entaille est remplie de sédiments pliocènes, l'âge de l'incision est donc difficilement identifiable. En aval, des sédiments miocènes se sont déposés dans la dépression. L'érosion messinienne les incise mais l'entaille observée en amont semble passer sous ceux-ci.	261
Figure VIII-13 : <i>Lines drawing</i> Ecors NW-SE (en haut) et LRM16-Ligo20 (en bas) perpendiculaires à la marge du golfe du Lion. Position sur la Figure VIII-14.	269
Figure VIII-14: Carte structurale du golfe du Lion. La profondeur du substratum (en secondes temps double) et le prolongement supposé de la faille Nord Pyrénéenne sont indiqués.	270
Figure VIII-15: Configuration de la marge du golfe du Lion vers l'Aquitainien Supérieur. ..	272
Figure VIII-16 : Reconstruction cinématique après fermeture du domaine océanique. Une segmentation de l'ordre de 200 Km est évidente entre les marges larges (golfe du Lion-Sardaigne Centre) et des marges étroites (Nura-Provence et Iglesias-Catalogne).....	275
Figure VIII-17: Line drawing de deux profils sismiques homologues sur la marge du golfe du Lion (à gauche, Ecors NW-SE) et sur la marge Sarde (à droite, profil Sard04 de la campagne Sardinia). Les domaines I et II sont positionnés sur la Figure VIII-16. Figure modifiée de Labails, 2007.	276
Figure VIII-18 : Histoire de la marge du golfe du Lion à partir du profil Ecors NW-SE.....	279
Annexe 1 : Plan de position des forages et des coupes sismiques présentées dans l'annexe.	285
Annexe 2 : Forage Calmar calé sur le profil sismique LRM 28. Les épaisseurs et la stratigraphie sont tirées du rapport de forage.	286
Annexe 3 : Forage Tramontane calé sur le profil sismique LRM 11. La stratigraphie et les environnements de dépôt sont tirés de l'étude de Cravatte et al (1974).....	287
Annexe 4: Interprétations (Cravatte et al, 1974) du forage Tramontane. L'échelle verticale est en secondes temps double.	288
Annexe 5 : Forage Mistral calé sur le profil sismique LRM 03. La stratigraphie et les environnements de dépôt sont tirés de l'étude de Cravatte et al (1974).....	289
Annexe 6: Interprétations (Cravatte et al, 1974) du forage Mistral. L'échelle verticale est en secondes temps double.	290
Annexe 7: Forage Autan 2 calé sur le profil sismique LRM 03. La stratigraphie et les environnements de dépôt sont tirés de l'étude de Cravatte et al (1974).....	291

Annexe 8: Interprétations (Cravatte et al, 1974) du forage Autan 2. L'échelle verticale est en secondes temps double.	292
Annexe 9: Forage GLP2 calé sur le profil sismique Ligo54. La stratigraphie est tirée du rapport de forage	293
Annexe 10: Interprétations du forage Autan 2. L'échelle verticale est en secondes temps double.	294
Annexe 11: Synthèse des séries rencontrées dans les forages du golfe du Lion (Guennoc et al, 2000).....	295
Annexe 12: Synthèse des ESP situés sur la ligne sismique ECORS NW-SE. Les interprétations sont tirées des travaux de Pascal et al (1993).....	296
Annexe 13: ESP du bassin calés sur la sismique ECORS NW-SE.....	297

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aguilar, J.P.** 1979. Principaux résultats biostratigraphiques de l'étude des rongeurs miocènes du Languedoc. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **288**: 473-476.
- Aharon, P., Goldstein, S., Wheeler, C.W. and Jacobson, G.** 1993. Sea-level events in the South Pacific linked with the Messinian salinity crisis. *Geology*, **21**: 771-775.
- Alabouvette, B. and Cavelier, C.** 1984. Languedoc oriental, in Chapitre Paléogène. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Stratigraphie et paléogéographie* (Eds S. Debrand-Passard and S. Courbouleix), **125**, pp. 434-438. BRGM, Orléans, France.
- Alinat, J. and Cousteau, J.Y.** 1962. Accidents de terrain en Mer de Ligurie. In: *Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale* (Ed CNRS), pp. 121-123, Villefranche-Sur-Mer.
- Andreieff, P., Bouysse, P., Horn, R. and Monciardini, C.** 1972. Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **79**: 30-48.
- Archambault, M.F.** 1984. *Evolution cinématique post-éocène de l'Atlantique nord et central, implications sur le fonctionnement des Açores et l'évolution du domaine méditerranéen occidental*. Thèse de 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale.
- Arène, J., Berger, G.M., Gras, H., Piodevin, J.L. and Sauvel, C.** 1974. *Carte géologique de la France à 1/50000. Feuille d'Alès*. B.R.G.M, Orléans.
- Arthaud, F. and Laurent, P.** 1995. Contraintes, déformation et déplacement dans l'avant-pays Nord-pyrénéen du Languedoc méditerranéen. *Geodynamica Acta*, **8**: 142-157.
- Arthaud, F. and Mattauer, M.** 1969. Sur les décrochements NE-SW senestres, contemporains des plis pyrénéens du Languedoc. *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France*, **8**: 290-291.
- Arthaud, F. and Matte, P.** 1972. Préparation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structuration profonde du Golfe du Lion. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **274**: 524-527.
- Arthaud, F. and Matte, P.** 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du SW de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**: 139-141.
- Arthaud, F. and Matte, P.** 1977. Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: 833-840.
- Arthaud, F., Ogier, M. and Séguret, M.** 1980/1981. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bulletin du B.R.G.M.(deuxième série)*, **1**: 175-193.
- Arthaud, F. and Séguret, M.** 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **23**: 51-63.
- Athy, L.F.** 1930. Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bull.*, **14**: 1-24.
- Auzende, J.M., Bonnin, J. and Olivet, J.L.** 1973. The origin of the Western Mediterranean basin. *Journal of the Geological Society, London*, **19**: 607-620.
- Auzende, J.M., Bonnin, J., Olivet, J.L., Pautot, G. and Mauffret, A.** 1971. Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean. *Nature Physical Science*, **230**: 82-84.
- Barber, P.M.** 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. *Marine Geology*, **44**: 253-272.

- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P. and Canals, M.** 2005. The axial incision: the key to understand canyon evolution (in the western Gulf of Lions). *Marine and Petroleum Geology*, **22**.
- Bellon, H. and Brousse, R.** 1977. Le magmatisme périméditerranéen occidental. Essai de synthèse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **19**: 469-480.
- Benedicto, A.** 1996. *Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est France*. Doctorat, Université de Montpellier 2, Montpellier.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M. and Séranne, M.** 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: the Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, **15**: 1192-1212.
- Benson, R.H. and Rakic-el Bied, K.** 1991. Biodynamics, Saline Giants And Late Miocene Catastrophism. *Carbonates And Evaporites*, **6**: 127-168.
- Bentounsi, F.** 1990. *ECORS-Golfe du Lion. Interprétation des profils de sismique réflexion longue écoute— cinématique d'ouverture de la Méditerranée occidentale*. Mémoire de D.E.A., Université de Bretagne Occidentale, Brest, 69 pp.
- Bergerat, F.** 1985. *Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plateforme européenne*. Doctorat.
- Bessis, F.** 1986. Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins. Application to the Gulf of Lions margin (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, **3**: 37-63.
- Bessis, F. and Burrus, J.** 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **10**: 123-141.
- Besson, D., Parize, O., Rubino, J.L., Aguilar, J.P., Aubry, M.P., Beaudoin, B., Berggren, W.A., Clauzon, G., Crumeyrolle, P., Dexcote, Y., Fiet, N., Michaux, J., von Salis, K., Suc, J.P., Reynaud, J.Y. and Wernli, R.** 2005. Latest Burdigalian network of fluvial valleys in southeast France (western Alps): characteristics, geographic extent, age, implications. *Comptes Rendus Geoscience*, **337**: 1045-1054.
- Biju-Duval, B., Letouzet, J. and Montadert, L.** 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1* (Eds K. Hsü, L. Montadert and e. al.), pp. 951-984. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Biondi, P., Lerat, O. and Phillips, J.** 1992. Synthèse structurale, sédimentologique, et géochimique du bassin Eocène-Oligocène de Manosque-Forcalquier (Alpes de Haute-Provence). 40-151, Institut Français du Pétrole.
- Blès, J.L., Bonijoly, D., Castaing, C. and Gros, Y.** 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western Europe plate): comparison with geodynamic data. *Tectonophysics*, **169**: 79-111.
- Bois, C.** 1993. Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of southwestern Europe: contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, **226**: 227-252.
- Bond, G.C. and Kominz, M.A.** 1984. Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains; Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning. *Geological Society of America Bulletin*, **95**: 155-173.
- Bourcart, J.** 1962. *La Méditerranée et la révolution du Pliocène*. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot, **1**. Société Géologique de France, Paris, 103-116 pp.
- Bourcart, J., Boillot, G., Cousteau, J.Y., Genesseeux, M., Klimek, E. and Lalou, C.** 1958. Les sédiments profonds au large de la côte niçoise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **247**: 116-118.

- BRGM** 1996. Carte géologique de la France au 1/1 000 000. 6^{ème} édition.
- Burrus, J.** 1989. Review of geodynamic models for extensional basins; the paradox of stretching in the Gulf of Lions (northwest Mediterranean). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 377-393.
- Burrus, J. and Audebert, F.** 1990. Thermal and compaction processes in a young rifted basin containing evaporite: Gulf of Lions, France. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **74**: 1420-1440.
- Burrus, J. and Bessis, F.** 1986. Thermal modelling in the Provençal basin (NW-Mediterranean). In: *Thermal modeling in sedimentary basins* (Ed J. Burrus), **44**, pp. 393-416. Technip, Paris.
- Butler, R.W.H., Lickorish, W.H., Grasso, M., Pedley, H.M. and Ramberti, L.** 1995. Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis. *Geological Society of America Bulletin*, **107**: 425-439.
- Butler, R.W.H., McClelland, E. and Jones, R.E.** 1999. Calibrating the duration and timing of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins of Sicily. *Journal of the Geological Society, London*, **156**: 827-835.
- Caline, B.** 1983. Le bassin occidental de Camargue et le gisement salifère de Vauvert, Rapport E.N.S.P.M.
- Casagrande, L., Andrieux, J. and Morel, J.L.** 1989. Le massif de Suzette (Vaucluse): inversion tectonique d'un graben oligocène. *Géologie de la France*, **3**: 3-12.
- Cavalier, C. and al.** 1984. Paléogène. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Eds S. Debrand-Passard and al.), **125**, pp. 389-468. B.R.G.M.
- Chamot-Rooke, N., Gaulier, J.M. and Jestin, F.** 1999. Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal basin from a 3D gravity inversion: geodynamic implications. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine Orogen* (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), **Special Publication 156**. The Geological Society, London.
- Champion, C., Choukroune, P. and Clauzon, G.** 2000. La déformation post-miocène en Provence Occidentale. *Geodinamica Acta*, **13**: 67-85.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. and Bender, A.A.** 1992. Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. *Tectonophysics*, **213**: 97-138.
- Cheadle, M.J., McGeary, S., Warner, M.R. and Matthews, D.H.** 1987. Extensional structures on the western U.K. continental shelf: a review of evidence from deep seismic profiling. In: *Continental Extensional Tectonics* (Eds M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock), pp. 445-465. Geological Society of London Special Publication n°28.
- Cherchi, A. and Montadert, L.** 1982. Oligo-Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean Basin. *Nature*, **298**: 736-739.
- Choukroune, P. and Mattauer, M.** 1978. Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante Nord-pyrénéenne, comparaison avec les modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**: 689-700.
- Chumakov, I.S.** 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13* (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 1242-1243. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Cita, M.B. and Ryan, W.B.F.** 1973. Time scale and general synthesis. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13* (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 1405-1415. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Cita, M.B. and Ryan, W.B.F.** (Eds) 1978. *Messinian erosional surfaces in the Mediterranean, Marine Geology*, **27**, 366 pp.

- Cita, M.B., Wright, R.C. and Ryan, W.B.F.** 1978. Messinian paleoenvironments. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1* (Eds K.J. Hsü, L. Montadert and al.), pp. 1003-1035. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Clauzon, G.** 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13* (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 1251-1256. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Clauzon, G.** 1974. L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, **456**: 129-140.
- Clauzon, G.** 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France) - Paleogeographic implications. *Marine Geology*, **27**: 231-246.
- Clauzon, G.** 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): Une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **29**: 15-40.
- Clauzon, G.** 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **24**: 597-610.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. and Loutre, M.F.** 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, **24**: 363-366.
- Conesa, G., Saint Martin, J.P., Cornée, J.J. and Muller, J.** 1999. Nouvelles contraintes sur la crise de salinité messinienne par l'étude d'une plate-forme carbonatée marginale (bassin de Sorbas, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **328**: 81-87.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Geli, L., Klingelhofer, F., Nouze, H., Aslanian, D., Olivet, J.L., Rehault, J.P. and Sibuet, J.C.** 2004. Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaire, Angola), between 5 degrees S and 8 degrees S, from reflection/refraction seismics and gravity data. *Geophysical Journal International*, **158**: 529-553.
- Cornée, J.J., Ferrandini, M., Saint Martin, J.P., Münch, P., Moullade, M., Ribaud-Laurenti, A.R., S., Saint Martin, S. and Ferrandini, J.** 2005. The late Messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the Mediterranean New insights from the Melilla-Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **230**: 129-154.
- Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Conesa, G., Münch, P., André, J.P., Saint Martin, S. and Stefan, R.** 2004. Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *International Journal of Earth Science*, **93**: 621-633.
- Cornet, C.** 1968. Le graben Médian (Zone A) de la Méditerranée occidentale pourrait être Pontien. *Comptes Rendus Sommaires des Seances de la Societe Geologique de France*, **5**: 149.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M. and Rouaix, S.** 1974. Les sondages du Golfe du Lion: Stratigraphie, Sédimentologie, Compagnie Française des Pétroles, Paris.
- Curnelle, R. and Dubois, P.** 1986. Evolution des grands bassins sédimentaires français: bassins de Paris, d'Aquitaine et du Sud-Est. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 526-546.
- Daignères, M., Gallard, J., Banda, E. and Hirn, A.** 1982. Implications of the seismic structures for the orogenic evolution of the pyrenean range. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **57**: 88-100.
- De Voogd, B., Nicolich, R., Olivet, J.L., Fanucci, F., Burrus, J., Mauffret, A., Pascal, G., Argnani, A., Auzende, J.M., Bernabini, M., Bois, C., Carmignani, L., Fabbri, A., Finetti, I., Galdeano, A., Gorini, C.Y., Labaume, P., Lajat, D., Patriat, P., Pinet, B., Ravat, J., Ricci Luchi, F. and Vernassa, S.** 1991. First deep seismic reflection transect from the Gulf

- of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in Western Mediterranean). In: *Continental lithosphere: Deep seismic reflections* (Eds R. Meissner, L. Brown, H.-J. Durbaum, K. Fuchs and F. Seifert), **Geodynamics**, **22**, pp. 265-274. American Geophysical Union, Washington.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. and Lienhardt, M.J.** 1984. *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, **125**, 615 pp.
- Debroas, E.J.** 1990. Le Flysch noir albo-cénomanién, témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes Pyrénées, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 273-285.
- Decima, A. and Wezel, F.C.** 1973. Late Miocene evaporites of the central Sicilian basin, Italy. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13* (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 1234-1241. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Demarcq, G. and Perriaux, J.** 1984. Neogène. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (Eds S. Debrand-Passard and al.), pp. 125. B.R.G.M, Orléans.
- Denizot, G.** 1931. Les affleurements crétaciques de la plaine d'Alès. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**.
- Dos Reis, A.T., Gorini, C. and Mauffret, A.** 2005. Implications of salt-sediment interactions on the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems--western Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, **22**: 713.
- Dos Reis, T.** 2001. *La Tectonique Salifère et son influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion-Méditerranée Occidentale*. Doctorat, Université de Paris 6, Paris, 216 p. +157 pp.
- Duindam, P. and Van Hoorn, B.** 1987. Structural evolution of the West Shetland continental margin. In: *Petroleum Geology of North-West Europe, vol 2* (Eds J. Brooks and K.W. Glennie), pp. 765-773. Graham and Trotman, London.
- Dupré, S., Bertotti, G. and Cloetingh, S.** 2007. Tectonic history along the South Gabon Basin: Anomalous early post-rift subsidence. *Marine and Petroleum Geology*, **24**: 151-172.
- Edel, J.-B., Dubois, D., Marchant, Hernandez, J. and Cosca, M.** 2001. La rotation miocène inférieure du bloc corso-sarde. Nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **172**: 275-283.
- Edel, J.B.** 1980. *Etude paléomagnétique en Sardaigne. Conséquences pour la géodynamique de la Méditerranée occidentale*, Thèse de l'Institut de Physique du Globe. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 310 pp.
- Ferrandini, J., Gattacceca, J., Ferrandini, M., Deino, A. and Janin, M.-C.** 2003. Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse: implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bulletin de la Société géologique de France*, **174**: 357-371.
- Fidalgo-gonzalez, L.** 2001. *La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque*, Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Fortuin, A.R., Krijgsman, W., Hilgen, F.J. and Sierro, F.J.** 2000. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in the southeast Spain: Comment. *Sedimentary Geology*, **133**: 167-174.
- Garcia-Mondéjar, J.** 1989. Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian Basin of northern Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay. In: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins* (Eds A.J. Tankard and H.R. Balkwill), **AAPG Memoir 46**, pp. 395-409.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B. and Vadeboin, F.** 2007. Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **258**: 359-377.

- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. and Violanti, D.** 1994. Age and duration of the messinian salinity crisis. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **318**: 1103-1109.
- Genesseeux, M. and Lefebvre, D.** 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, **7**: 71-80.
- Gentil, L.** 1918. Sur le synchronisme des dépôts et des mouvements orogéniques dans le détroit nord-bétique et sud-rifain. *Comptes rendus à l'Académie des Sciences de Paris*, **167**: 727.
- Gignoux, M.** 1960. *Géologie stratigraphique*. Masson et Cie, Paris, 759 pp.
- Glangeaud, L., Alinat, J., Polveche, J., Guillaume, A. and Leenhardt, O.** 1966. Grandes structures de la mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7**.
- Gorini, C.** 1989. *Inversion structurale négative: la tectonique oligo-miocène dans le fossé de Narbonne-Sigean (Aude, France)*. Diplôme d'Etude Approfondies, Université Paul Sabatier, Toulouse, 75 pp.
- Gorini, C.** 1993. *Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale)*. Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 pp.
- Gorini, C., Guennoc, P., Mauffret, A., Benedicto, A. and Maerten, L.** 1997. Carte structurale du rift Oligo-Aquitainien du Golfe du Lion (Ed BRGM).
- Gorini, C., Le Marrec, A. and Mauffret, A.** 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**: 353-363.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, T., Guennoc, P., Le Strat, P. and Mauffret, A.** 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology*, **22**: 695-712.
- Gorini, C., Mauffret, A., Guennoc, P. and Le Marrec, A.** 1994. Structure of the Gulf of Lions (Northwest Mediterranean Sea): A review. In: *Hydrocarbon and petroleum geology of France* (Ed A. Mascle), **Special Publication of the European Association of Petroleum Geology N°4**, pp. 223-243. Springer-Verlag, Berlin.
- Gorini, C., Viillard, P. and Déramond, J.** 1991. Modèle d'inversion structurale négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **312**: 1013-1019.
- Gueguen, E.** 1995. *Le bassin Liguro-Provençal: un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématique. Implications sur les processus d'amincissement crustal*. Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 309 pp.
- Guennoc, P., Debeglia, N., Gorini, C., Le Marrec, A. and 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. and Mauffret, A.** 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, **3**: 67-97.
- Guieu, G. and Roussel, J.** 1990. Arguments for the pre-rift uplift and rift propagation in the Ligurian-Provençal basin (Northwestern Mediterranean) in the light of Pyrenean Provençal orogeny. *Tectonics*, **9**: 1113-1142.
- Hardie, L.A. and Lowenstein, T.K.** 2004. Did the Mediterranean sea dry out during the Miocene? A reassessment of the evaporite evidence from DSDP legs 13 and 42A cores. *Journal of Sedimentary Research*, **74**: 453-461.

- Hersey, J.B.** 1965. Sedimentary basins of the Mediterranean sea. In: *Submarine geology and geophysics* (Ed C. papers).
- Hilgen, F.J. and Krijgsman, W.** 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, **11**: 16-22.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. and Zachariasse, W.J.** 1995. Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, **136**: 495-510.
- Hilgen, F.J. and Langereis, C.G.** 1993. A critical re-evaluation of the Miocene-Pliocene boundary as defined in Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, **118**: 167-179.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. and Ryan, W.B.F.** 1973a. The origine of the Mediterranean evaporites. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13* (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 1203-1231. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Hsü, K.J., Montadert, L. and al.** 1978a. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XLII, Part 1*. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A.J., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Mélières, F., Müller, C. and Wright, R.** 1978b. History of the Mediterranean salinity crisis. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1* (Eds K.J. Hsü, L. Montadert and al.), pp. 1053-1078. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. and Cita, M.B.** 1973b. Late Miocene Desiccation of the Mediterranean. *Nature (London)*, **242**: 240-244.
- Jemsek, J., Von Herzen, R., Réhault, J.-P., Williams, D.L. and Sclater, J.** 1985. Heat flow and lithospheric thinning in the Ligurian basin (NW Mediterranean). *Geophysical Research Letters*, **12**: 693-696.
- Karner, G.D., Egan, S.S. and Weissel, J.K.** 1992. Modelling the tectonic development of the Tucano and Sergipe-Alagoas rift basins, Brazil. *Tectonophysics*, **215**: 133-160.
- Keen, C.E. and Beaumont, C.** 1990. Geodynamics of rifted continental margins, Chapter 9. In: *Geology of the continental margin of eastern Canada* (Eds M.J. Keen and G.L. Williams), **2**, pp. 391-472. Geological Survey of Canada.
- Kozary, M.T., Dunlap, J.C. and Humphrey, W.E.** 1968. Incidence of saline deposits in geological time. *Geological Society of America Special Paper*, **88**: 45.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S.** 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, **400**: 652-655.
- Labails, C.** 2007. *La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan Atlantique Central*, Thèse de doctorat. Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Le Cann, C.** 1987. *Le diapirisme dans le bassin Liguro-Provençal (Méditerranée occidentale). Relation avec la tectonique et la sédimentation. Conséquences géodynamiques*. Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. and Sibuet, J.-C.** 1971a. Une hypothèse d'évolution tectonique du golfe de Gascogne. In: *Histoire structurale du golfe de Gascogne* (Eds J. Debyser, X. Le Pichon and L. Montadert), **6**, pp. 1-44. Technip, Paris.
- Le Pichon, X., Bonnin, J. and Sibuet, J.-C.** 1970. La faille nord-pyrénéenne: faille transformante liée à l'ouverture du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **271**: 1941-1944.
- Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.-M. and Olivet, J.-L.** 1971b. La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène; schéma d'évolution. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **13**: 145-152.
- Le Pichon, X. and Sibuet, J.C.** 1971. Western extension of boundary between European and Iberian plates during the Pyrenean orogeny. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **12**: 83-88.
- Le Pichon, X. and Sibuet, J.C.** 1981. Passive Margins: a Model of Formation. *Journal of Geophysical Research*, **86**: 3708-3720.

- Leenhardt, O.** 1968. Le problème des dômes de la Méditerranée occidentale; étude géophysique de la structure A. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **6**: Pages 173.
- Lefebvre, D.** 1980. *Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données*, Université de Paris 6, Paris, 163 pp.
- Lemoine, M.** 1984. La marge occidentale de la Thétys ligure. In: *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, pp. 155-248. Masson, Paris.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A. and Symonds, P.A.** 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, **14**: 246-250.
- Lofi, J.** 2002. *La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion*, Thèse de doctorat. Université des Sciences et Techniques de Lille, Lille, 285 pp.
- Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. and Steckler, M.S.** 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, **217**: 1-30.
- Lu, F.H.** 2006. Lithofacies and water-body record of Messinian evaporites in Nijar Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, **188-189**: 115-130.
- Maerten, L. and Séranne, M.** 1995. Extensional tectonics in the Oligo-Miocene Hérault Basin (S. France), Gulf of Lion margin. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **166**: 739-749.
- Maillard, A., Gorini, C., Mauffret, A., Sage, F., Lofi, J. and Gaullier, V.** 2006. Offshore evidence of polyphase erosion in the Valencia Basin (Northwestern Mediterranean): Scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Sedimentary Geology*, **188-189**: 69-91.
- Maillard, A. and Mauffret, A.** 2006. Relationship between erosion and Late Miocene Salinity Crisis deposits in the Valencia (northwestern Mediterranean): evidence for an early sea-level fall. *Terra Nova*, **18**: 321-329.
- Manspeizer, W.** 1988. Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic: an overview. In: *Triassic-Jurassic rifting, Continental breakup and the origin of the Atlantic ocean and Passive Margins* (Ed W. Manspeizer), pp. 41-79. Developments in Geotectonics, vol. 22. Elsevier, Amsterdam.
- Martin, J.M., Braga, J.C. and Betzler, C.** 2001. The Messinian Guadalhorce corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. *Terra Nova*, **13**: 418-424.
- Mattauer, M.** 1968. Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, **10**: 3-11.
- Mattauer, M.** 1985. Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (série II)*, **300**: 71-74.
- Mattauer, M.** 2007. Comment est née la Méditerranée? Hypothèses sur les rôles respectifs du Rift Oligocène ouest-européen et des grands courants asthénosphériques mio-pliocènes. *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, **143**: 5-8.
- Mauffret, A.** 1968. *Etude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne "Geomed 1" au large des Baléares et dans la mer Ligure*. 3^{ème} cycle, Faculté des Sciences de Paris.
- Mauffret, A.** 1970. Les dômes et les structures "anticlinales" de la Méditerranée occidentale au Nord-Est des baléares. *Revue de l'institut Français du Pétrole et Annales des combustibles Liquides.*, **24**: 953.
- Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., Dos Reis, A.T., Gorini, C. and Necessian, A.** 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, **23**: 1701-1726.
- Mauffret, A. and Gennesseaux, M.** 1989. Compression, décrochements et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidental. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **308**: 9601-967.

- Mauffret, A. and Gorini, C.** 1996. Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, **15**: 356-375.
- Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A. and Gorini, C.** 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, **12**: 645-666.
- Maurin, J.C.** 1995. Drapage et décollement des séries jurassiques sur la faille de détachement majeure du rift rhénan Sud: implications sur la géométrie des dépôts syn-rifts oligocènes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (série II)*, **321**: 1025-1032.
- McKenzie, D.P.** 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**: 25-32.
- Menard, H.W., Smith, S.M. and Pratt, R.M.** 1965. The Rhone deep-sea Fan. In: *Submarine Geology and Geophysics (Proceedings of the 17th Symposium of the Colstan Research Society)* (Eds W.F. Whittard and R. Bradshaw), pp. 271-285. Butterworth, London.
- Mitchum, R. and Vail, P.** 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure. In: *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration* (Ed C.E. Payton), **26**. A.A.P.G. Memoir, Tulsa.
- Montadert, L., Letouzey, J. and Mauffret, A.** 1978. Messinian event: seismic evidence. In: *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1* (Eds K.J. Hsü, L. Montadert and al), pp. 1037-1050. (U.S. Government Printing Office), Washington.
- Montadert, L., Sancho, J., Fail, J.P., Debyser, J. and Winnock, E.** 1970. De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (série D)*, **271**: 812-815.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Plaziat, J.C. and Chapel, J.** 1980. La signification des faunes marines contemporaines des évaporites messiniennes dans le sud-est de l'Espagne. Conséquences pour l'interprétation des conditions d'isolement de la Méditerranée occidentale. *Géologie Méditerranéenne*, **7**: 81-90.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M. and Thuizat, R.** 1986. K-Ar study of cretaceous magmatism from the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian peninsula. *Tectonophysics*, **129**: 257-273.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R. and Boutin, R.** 1992. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data on time relationships between hot spot activity, lherzolite ascent, and metamorphism in the Cretaceous rift of Pyrenees. In: *EUG VII meeting*, pp. 429.
- Montigny, R., Edel, J.B. and Thuizat, R.** 1981. Oligo-Miocene rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planetary Science Letters*, **54**: 261-271.
- Moulin, M.** 2003. *Etude géologique et géophysique des marges continentales passive: exemple de l'Angola et du Zaïre*. Doctorat, Université de Bretagne Occidentale/ IFREMER, Brest.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Réhault, J.P. and Unternehr, P.** 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (Zaiango project). *Geophysical Journal International*, **162**: 793-810.
- Münch, P., Roger, S., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G. and Ben Moussa, A.** 2001. Restriction des communications entre l'Atlantique et la Méditerranée au Messinien: apport de la téphrochronologie dans la plate-forme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif nord-oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **332**: 569-576.
- Munch, P., Cornee, J.J., Féraud, G., Saint Martin, J.P., Ferrandini, M., Garcia, F., Conesa, G., Roger, S. and Moullade, M.** 2006. Precise Ar-40/Ar-39 dating of volcanic tuffs within the upper Messinian sequences in the Melilla carbonate complex (NE Morocco):

implications for the Messinian Salinity Crisis. *International Journal of Earth Science*, **95**: 491-503.

Munch, P., Roger, S., Cornee, J.J., Saint Martin, J.P., Feraud, G. and Ben Moussa, A. 2001. Restriction of the seawater exchanges between the Atlantic and the Mediterranean during the Messinian: contribution of the tephrochronology of the Melilla-Nador area (northeastern Rif, Morocco). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, **332**: 569-576.

Nesteroff, W.D. 1973. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediterranean evaporites. In: *Initial reports of the deep sea drilling project, Volume 13* (Eds W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.), pp. 673-694. (U.S. Government Printing Office), Washington.

Nury, D. 1987. *L'Oligocène de Provence méridionale: stratigraphie, dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques*, Thèse de l'Université de Aix-Marseille I, 378 pp.

Ogniben, L. 1957. *Petrographia della serie solfifera-siciliana e considerazion geotoche relative.*, **33**. Mem. Descrit. Carta. Geol. Ital., 275 pp.

Olivet, J.L. 1978. *Un nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique Nord Central*, Thèse d'état, Université de Paris VII.

Olivet, J.L. 1988. L'origine du bassin Nord-Occidental de la Méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques. In: *Rapport d'implantation ECORS* (Ed Ifremer), Brest.

Olivet, J.L. 1996. La Cinématique de la plaque Ibérique. In: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, **20**, pp. 131-195, Pau, France.

Olivet, J.L., Aslanian, D. and Geli, L. 2004. Proposition de campagne à la mer Sardinia - IFREMER-IF.R.T.P.

Orszag Sperber, F., Rouchy, J.M. and Blanc Valleron, M.M. 2000. La transition Messinien-Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre): la période du Lago-Mare et sa signification. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **331**: 483-490.

Panza, G.F. and Suhadolc, P. 1990. Properties of the lithosphere in collisional belts in the Mediterranean-a review. *Tectonophysics*, **182**: 39-46.

Paquet, J. and Mansy, J.L. 1992. Evolution alpine du massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyrenées-Orientales). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **315**: 487-494.

Parsons, B. and Sclater, J.G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, **82**: 803-827.

Pascal, G.P., Mauffret, A. and Patriat, P. 1993. The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, **113**: 701-726.

Perrier, R. and Quiblier, J. 1974. Thickness Changes in Sedimentary Layers During Compaction History; methods for Quantitative Evaluation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **58**: 507-520.

Rabineau, M. 2001. *Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion: enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans*. Doctorat, Université de Rennes 1/ IFREMER, Rennes, 445 pp.

Rabineau, M. and Nouzé, H. 2006. Nested Seismic Stratigraphy using profiles of increasing resolution. In: *European Association of Geoscientists and Engineers conference*, Grenoble, France.

Réhault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A. 1984. The western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, **55**: 447-477.

Réhault, J.P. and Stanley, D.J. 1981. Submarine fans and margin progradation in the Corsican Trough- Rapports et Procès Verbaux des Reunions - Commission Internationale

- pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée. In: *Vingt-septième congrès CIESM*, **27**, pp. 155-156.
- Riding, R., Braga, J.C. and Martin, J.M.** 1999. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in the southeast Spain. *Sedimentary Geology*, **123**: 1-7.
- Riding, R., Braga, J.C. and Martin, J.M.** 2000. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in the southeast Spain: Reply. *Sedimentary Geology*, **133**: 175-184.
- Riding, R., Braga, J.C., Martin, J.M. and Sanchez-Almazo, I.M.** 1998. Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology*, **146**: 1-20.
- Rios, J.M.** 1968. Saline deposits of Spain. *Geological Society of America Special Paper*, **88**: 59.
- Rizzini, A., Vezzani, F., Cococetta, V. and Milad, G.** 1978. Stratigraphy and sedimentation of a Neogen-Quaternary section in the Nile delta area (A.R.E.). *Marine Geology*, **27**: 327-348.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G. and Ben Moussa, A.** 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ of the pre-evaporitic Messinian marine sequence of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, **179**: 101-113.
- Rosendahl, B.R.** 1987. Architecture of continental rifts with special reference to east Africa. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **15**: 445-503.
- Rouchy, J.M.** 1980. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée: un bilan. *Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, **4**: 511-545.
- Rouchy, J.M.** 1982a. Commentaires sur une interprétation paléogéographique du domaine méditerranéen au cours du dépôt des évaporites messiniennes proposée à partir de l'étude des surfaces d'érosion périméditerranéennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **24**: 653-657.
- Rouchy, J.M.** 1982b. La crise évaporitique messinienne de Méditerranée; nouvelles propositions pour une interprétation génétique. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, **4**: 107-136.
- Rouchy, J.M.** 1982c. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. Série C, Tome L, Paris.
- Rouchy, J.M. and Caruso, A.** 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, **188**: 35-67.
- Rouchy, J.M., Pierre, C., Et-Touhami, M., Kerzazi, K., Caruso, A. and Blanc-Valleron, M.M.** 2003. Late Messinian to Early Pliocene paleoenvironmental changes in the Melilla Basin (NE Morocco) and their relation to Mediterranean evolution. *Sedimentary Geology*, **163**: 1-27.
- Rouchy, J.M. and Saint Martin, J.P.** 1992. Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, **20**: 629-632.
- Roure, F., Brun, J.P., Colleta, B. and Van den Driessche, J.** 1992. Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine foreland basin of southeastern France. *Journal of Structural Geology*, **14**: 503-519.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. and Deramond, J.** 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, **8**: 41-50.

- Rousset, C.** 1975. Etat de la question de la pénéplanation miocène et des effets de la phase de compression ponto-pliocène, en provence occidentale (France). *Géologie Méditerranéenne*, **2**: 191-195.
- Ruggieri, G.** 1967. The Miocene and latter evolution of the Mediterranean Sea. In: *Aspects of Tethyan biogeography* (Eds C.J. Adams and D.V. Ager), **7**, pp. 283. Systematic Association Publication.
- Ryan, W.B.F.** 1969. *The floor of the Mediterranean sea. Part 1: The structure and evolution of the sedimentary basins.*, University of Columbia.
- Ryan, W.B.F. and Cita, M.B.** 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surface-indication of a several kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, **27**: 193-230.
- Ryan, W.B.F., Ewing, M. and Ewing, J.I.** 1966. Diapirism in the sedimentary basins of the Mediterranean Sea. *Trans. Am. Geophys. Union*, **47**.
- Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. and al.** 1973. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume XIII.* (U.S. Government Printing Office), Washington, 1-1447 pp.
- Ryan, W.F.B.** 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Messinian salinity crisis. *Sedimentology*, **23**: 791-813.
- Sage, F., Von Gronefeld, G., Deverchère, J., Gaullier, V., Maillard, A. and Gorini, C.** 2005. Seismic evidence for Messinian detrital deposits at the western Sardinia margin, northwestern Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology*, **22**: 757-773.
- Saint Martin, J.P. and Rouchy, J.M.** 1990. Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**: 83-94.
- Sanchis, E. and Séranne, M.** 2000. Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès Basin, southern France. *Tectonophysics*, **322**: 219-242.
- Savoie, B. and Piper, D.J.W.** 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, **97**: 279-304.
- Schmalz, P.F.** 1969. Deep water evaporitic deposition: a genetic model. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **53**: 798.
- Sclater, J.C., Anderson, R.N. and Bell, M.L.** 1971. Elevation of ridges and evolution of the central eastern Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **76**: 7888-7915.
- Seidenkrantz, M.S., Kouwenhoven, T.J., Jorissen, F.J., Shackleton, N.J. and Van der Zwaan, G.J.** 2000. Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean-Atlantic water exchange in the late Miocene. *Marine geology*, **163**: 387-407.
- 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* (Eds B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne), **Special Publication 156**, pp. 15-36. The Geological Society, London.
- Séranne, M., Benedicto, A., Labaume, P., Truffet, C. and Pascal, G.** 1995. Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, **12**: 809-820.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Pate, D.** 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **138**: 337-355.
- Sibuet, J.-C., Monti, S., Loubrieu, B., Mazé, J.-P. and Srivastava, S.** 2004a. Carte bathymétrique de l'Atlantique nord-est et du golfe de Gascogne: Implications cinématiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **175**: 429-442.
- Sibuet, J.-C., Srivastava, S. and Spakman, W.** 2004b. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research*, **109**.

- Sibuet, J.C. and Collette, B.J.** 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic; new constraints on the kinematic evolution. *Geology*, **19**: 522-525.
- Sierro, F.J., Hilgen, F.J., Krijgsman, W. and Flores, J.A.** 2001. The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **168**: 141-169.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. and Matei, M.** 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provencal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, **347**: 231-251.
- Srivastava, S., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Okay, G., Levesque, S., Verhoef, J. and Macnab, R.** 1990. Motion of Iberia since the late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland basin. *Tectonophysics*, **184**: 229-260.
- Srivastava, S., Sibuet, J.-C., Cande, S., Roest, W.R. and Reid, I.R.** 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, **182**: 61-76.
- Srivastava, S.P., Falconer, R.K.H. and MacLean, B.** 1981. Labrador Sea, Davis Strait, Baffin Bay; geology and geophysics-a review. In: *Geology of the North Atlantic Borderlands* (Eds J.W. Kerr and A.J. Ferguson), pp. 333-398. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7.
- Stanley, D.J., Got, H., Leenhardt, O. and Weiler, Y.** 1974. Subsidence of the Western Mediterranean Basin in Pliocene-Quaternary Time: Further Evidence. *Geology*, **2**: 345-350.
- Steckler, M., Watts, A.B. and Thorne, J.A.** 1988. Subsidence and basin modeling at the U.S. Atlantic passive margin. In: *The Atlantic Continental Margin: U.S.* (Eds R.E. Sheridan and J.A. Grow), **The Geology of North America, V1-2**, pp. 399-416. Geological Society of America.
- Steckler, M.S.** 1985. Uplift and extension at the Gulf of Suez: indications of induced mantle convection. *Nature*, **317**: 135-139.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B.** 1978. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New-York. *Earth and Planetary Science Letters*, **41**: 1-13.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B.** 1980. The Gulf of Lion: subsidence of a young continental margin. *Nature*, **287**: 425-429.
- Stein, C.A. and Stein, S.** 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, **359**: 123-129.
- Suc, J.P. and Bessais, E.** 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, **310**: 1701-1707.
- Teixell, A.** 1998. Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, **17**: 395-406.
- Tempier, C.** 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**: 409-628.
- Thinon, I., Réhault, J.P. and Fidalgo-gonzalez, L.** 2002. La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne): à partir de nouvelles données de sismique réflexion. *Bull. Soc. géol. France*, **173**: 515-522.
- Thomas, B.** 1986. *Marges continentales sardes: géologie, géodynamique*, Thèse de l'université Pierre et Marie Curie, 210 pp.
- Tortochaux, F.** 1968. Occurrence and structure of evaporites in North Africa. *Geological Society of America Special Paper*, **88**: 107.
- Touraine, F.** 1975. La surface d'érosion dite miocène en Provence serait en réalité oligocène. *Géologie Méditerranéenne*, **2**: 185-190.

- Vai, G.B. and Lucchi, F.R.** 1977. Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case from the Messinian of Northern Apennines. *Sedimentology*, **24**: 211-244.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C.** 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustacy and Sedimentology-an Overview. In: *Cycles and Events in Stratigraphy* (Eds Einsele and al.), pp. 617-659. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Valette, M.** 1991. *Etude structurale du gisement salifère oligocène de Vauvert (Gard)*. Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier 2, 229 pp.
- Valette, M. and 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**: 137-147.
- Vening-Meinesz, F.A.** 1964. *The Earth's crust and mantle*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 124 pp.
- Viallard, P. and Gorini, C.** 1994. Modalités de la fracturation d'une marge passive préstructurée: le Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (série II)*, **319**: 567-572.
- Warny, S.A., Bart, P.J. and Suc, J.P.** 2003. Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**: 59-66.
- Warren, J.K.** 1989. *Evaporite sedimentology. Importance in hydrocarbon accumulation*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 285 pp.
- Watts, A.B. and Ryan, W.B.F.** 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, **36**: 25-44.
- Wernicke, B.** 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province--Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, **291**: 645-648.
- Wernicke, B.** 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**: 108-125.
- Wernicke, B. and Tilke, P.G.** 1989. Extensional tectonic framework of the US central Atlantic passive margin. In: *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins* (Eds A.J. Tankard and H.R. Balkwill), pp. 7-21. AAPG Memoir 46.
- Wrobel, F. and Michalzik, D.** 1999. Facies successions in the pre-evaporitic Late Miocene of Lorca Basin, SE Spain. *Sedimentary Geology*, **127**: 171-191.
- Ziegler, P.A.** 1988. *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, USA, 198 pp.
- Ziegler, P.A.** 1992. European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, **209**: 91-111.
- Ziegler, P.A. and Cloetingh, S.** 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth Science Reviews*, **64**: 1-50.