~ Aleph 155 901

U.F.R. des Sciences de la Terre - Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique

THÈSE

Présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE

Pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ

En

GÉOLOGIE MARINE ET GÉOPHYSIQUE SÉDIMENTAIRE

par

Johanna LOFI

LA CRISE DE SALINITÉ MESSINIENNE : CONSÉQUENCES DIRECTES ET DIFFÉRÉES SUR L'ÉVOLUTION SÉDIMENTAIRE DE LA MARGE DU GOLFE DU LION.

Soutenue le 27 juin 2002 devant la commission d'examen :

Rapporteurs : J.P. Réhault W.B.F. Ryan Examinateurs : S. Berné H. Chamley G. Clauzon C. Gorini







Remerciements

La Thèse constitue l'une des dernières étapes menant au monde de la recherche. C'est un travail enrichissant mais de longue haleine, qui nécessite un investissement personnel intense avec "des hauts" mais aussi"des bas"... C'est pourquoi je tiens à remercier ici toutes les personnes qui m'ont soutenue, qui m'ont encouragée, et qui ont contribué de près ou de loin à l'aboutissement de ce travail.

Tout d'abord, l'IFREMER qui a financé cette thèse pendant trois ans... J'ai ainsi pu découvrir la beauté de la Bretagne, ses couleurs, sa luminosité, la ville de Brest ... Le site de Plouzané, DRO/GM et son univers ... Mes trois apparts : la ferme, le "squatt", la ville.... Les "Jeudis du port", les barbecues, la pêche aux ormeaux, "la Tête Raide", la plongée sous-marine... et plein d'autres choses encore ! La pluie ? Parfois... Ne dit-on pas là-bas : "Quand les mouettes volent bec au vent, signe de mauvais temps" ?!

J'ai apprécié ces trois années passées "au bout du monde"... Ce voyage n'aurait peut-être pas eu lieu sans Jean-Claude Faugères qui m'a donné goût à la sédimentologie marine au cours de mon cursus universitaire. C'est grâce à lui que j'ai rencontré deux autres bordelais, Olivier Weber et Pierre Cirac, qui m'ont encadrée durant mon stage de DEA. Stage phénoménal, avec deux personnes extra. J'en garde de très bons souvenirs...

Ce travail à leurs côtés m'a en quelque sorte conduit en Mer de Chine... Au cours de ce périple j'ai rencontré Serge Berné avec lequel je me suis lancée dans l'aventure "Golfe du Lion". Je voudrais le remercier pour son soutient (et sa confiance aussi) pendant toute la durée de ma thèse (et même après !). Pour son respect des gens et des choses. Je n'oublierai pas les missions en mer, les excursions et les congrés auxquels j'ai participé gràce à lui. Merci également pour de m'avoir confié sa maison pendant un été, et de m'avoir régulièrement fait gouter aux pommes ou aux kiwis de son jardin, quatre-heure impeccable pour bien continuer la journée !.

Pour nous accompagner dans cette fabuleuse aventure, il y avait Christian Gorini, fameux Lillois dont la réputation n'est plus à faire dans le Golfe du Lion. Connaissant son goût pour les chasses au trésor, je gardais toujours un œil sur son téléphone, ses clefs, son billet de train, son téléphone encore... Je le remercie ici pour ses bonnes idées, ses excellents petits plats, son appart', nos courses poursuites sur la route des aéroports ou des gares. Merci également pour la qualité de sa science et son naturel désarmant...

Pour boucler le trio des grands chefs, je citerais Hervé Chamley, mon directeur de thèse. J'ai apprécié son efficacité et sa disponibilité alors que je n'étais souvent que de passage à Lille. Je le remercie pour son soutient et ses encouragements pendant toute la durée de mon travail, surtout quand la dernière ligne droite s'est avérée moins droite et plus éprouvante que prévu ! Je garderai un excellent souvenir de ses corrections sans pareille sur la première version de ce manuscrit... Je tiens également remercier toutes les personnes qui étaient présentes à ma soutenance de thèse, en cette date mémorable du jeudi 27 juin 2002, 14h, bâtiment des thèses de l'Université de Lille I. Merci à ma famille d'avoir fait ce long trajet pour m'encourager et me soutenir...

Et par ordre de prise de parole, merci à chacun des membres du jury :

- Jean-Pierre Réhault, l'homme d'outre-grillage et l'heureux détenteur d'un échantillon de sel messinien... Je le remercie pour ses corrections avisées et je lui dédie à l'occasion l'annexe au format A3 de ce manuscrit !

- Bill Ryan who has done a long trip from New York to come to my defence. Thanks for his presence, his great science, his personality and the original and interesting questions he rose during my defence. Thank you !

- Pol Guennoc, auteur de la sublime carte de la surface d'érosion messinienne dans le Golfe du Lion. Je le remercie d'avoir édité ce document, qui m'a beaucoup aidé dans mon travail, ainsi que pour toutes les conversations que nous avons eu au cours de nos multiples rencontres.

- Georges Clauzon, maître à penser des "Gilberts deltas" méditerranéens. Rien ne vaut une après-midi de terrain en compagnie de Georges, de ses crayons et de son tableau blanc ! Enthousiasme garanti ! ... Seule et unique déception lors d'une excursion à ses côtés : LA surface d'érosion messinienne à terre, LE contact discordant.... Bien moins clair à terre que sur mes profils sismiques. Heureusement ce jour là, j'ai également découvert les Gilberts deltas... Allez faire un petit tour du côté de Nefiach, dans le Roussillon.... Vous comprendrez...

- Enfin, Serge, Christian et Hervé Chamley, mes chefs, que je remercie une fois de plus...

Au cours de ces trois années, j'ai eu l'occasion de rencontrer de nombreuses personnes. Par leur sympathie, leurs conseils ou l'intérêt qu'elles portaient à mon travail, elles ont contribué à mon investissement dans cette thèse.

Merci aux Lillois, qui m'ont accueilli fréquemment dans leur laboratoire. Merci aussi à Philippe Hatt et Paul-Louis Blanc qui ont fait le déplacement pour assister à ma soutenance. À Philippe De Clarens, Jean-Pierre Suc, Alain Mauffret, Françoise Sage et les Montpelliérains que j'ai toujours un grand plaisir à rencontrer : Paul Lestrat et ses deux acolytes, Cédric et Bertrand...

Une collaboration avec le Lamont a conduit mes pas vers New York, et m'a permis de rencontrer Bill Ryan, Greg Moutain et Mike Stekler que je souhaite remercier ici. Thanks for their kindness when I was there, for the quality of their work, their invitations in their families, the sushis... Thanks also to Candice for our discussions, the drinks downtown, her flat...

Je remercie également les Brestois que j'ai côtoyé régulièrement pendant ces trois années. J'ai apprécié leur travail, leur disponibilité et leur efficacité ainsi que les moments de détente passés en leur compagnie à l'occasion des "3P" ou des pauses café... Merci donc à Tania Marsset, Eliane Le Drezen, Florence Cayocca, Martine Morvan, Marie-Michelle Pedel, Laurence Droz, Gilles Lericolais, Jean-François Bourillet, Michel Voisset, Bruno Savoye, Claude Augris, Gilbert Floch, René Kerbrat, Philippe Saget, Benoît Loubrieu, Pascal Pelleau... Ma mémoire n'étant pas infaillible, je remercie par avance toutes les personnes que j'ai pu involontairement oublier !

Mon séjour à Brest ne se serait pas passé avec autant de sérénité s'il n'y avait eu la Famille Abiven pour m'accueillir et me chouchouter. Merci d'avoir si bien pris soin de moi pendant tout ce temps.

En trois ans, on en rencontre du monde... Je dois dire que je ne compte plus les fêtes que l'on a pu faire à l'appart, à Brest, à la plage, chez les uns ou chez les autres... enfin, un peu partout quoi !. A cela s'ajoutent les anniversaires, les concerts (dont les inoubliables Carhaix 2000 et 2001...), et toutes les occasions de passer un bon moment....

À la mémorbale bande des "potos"... dont l'indice de citation dans les thèses devrait bientôt traverser le plafond !!! À nos innombrables souvenirs... et à tous les bons moments que nous passerons encore ensemble...



Et pour ceux qui ne seraient pas sur la photo, merci à Denis et Aldo, Mathieu, Bruno, Fred et Flo, David, Franck, Vincent, Tim, Valérie, Laetitia...

Du côté de la Bretagne, merci à Isa et nos séances d'équitation endiablées, Hervé, l'homme de toutes les situations en cas de pépin informatique, Mary, dont le sourire et la bonne humeur permanents sont un plaisir de tous les jours, Juan, mon collègue de bureau au charme espagnol, Luis, pour sa gentillesse et son réconfort, Frauke et Marc André, Renaud, Alban,...

Merci également à Nath' pour tous les bons moments passés ensemble... À Cédric, joueur de djumbe émérite, Aurélien et Aurélie, Hervé, Laetitia et Nathan, Nabil, Bernard, Ronan... Je n'oublie pas Sébastien et sa petite famille ainsi que Stéphan qui est parti trop tôt pour accomplir "son devoir envers la nation". Enfin Pierre, fournisseur officiel des blagues de la semaine, que j'ai découvert et apprécié lors de ses (trop courts) séjours à Brest.

Un clin d'œil à Tadeu, mon ami d'outre-atlantique, pour sa gentillesse et sa sincérité. À Alexis, ami de longue date, actuellement expatrié à Caen. À Sophie, Sophie et Pierre que j'aimais retrouver à chacun de mes passages à Lille. Je les remercie d'avoir géré avec autant de brio les préparatifs de mon pot de thèse alors que d'autres obligations me retenaient ailleurs... !

Je dédie cette thèse aux personnes qui me sont les plus chères,

À ma famille adorée : Papa, Maman, Mamie, Guillaume et Sarah.

À celui qui partage ma vie et qui a toujours été là dans les moments difficiles : à Yann... À l'Italie...

TABLES DES MATIERES.

Liste des tableaux Liste de figures	10 11
Introduction	17
Partie - I La Crise de Salinité Messinienne : État des connaissances	25
Chapitre I-I : Initiation de la Crise de Salinité Messinienne.	25
A - Chronologie générale de la crise.	25
B - Facteurs à l'origine de la crise.	26
B - 1 Bilan hydrique actuel du Bassin Méditerranéen.	26
B - 2 Rôle du climat.	27
B - 3 Rôle de la tectonique.	27
B - 4 Role du glacio-eustatisme.	29
Chapitre I-II : La crise et ses marqueurs.	31
A - Manifestations sur les marges.	31
A - 1 Erosion des marges par les fleuves.	31 32
A - 2 Bassins peripheriques et enregistrements sedimentaires messiments sur i	es marges. 33
A - 5 Age relatif des series peripitenques. B Manifectations dans le bassin	38
B - 1 Les évanorites "profondes"	38
B - 2 Les cônes détritiques.	42
B - 3 La surface d'érosion messinienne dans le bassin	43
C - Les différents modèles proposés.	44
C - 1 Le modèle du bassin profond asséché	. 44
C-2 Les variantes du "deep-desiccated model".	46
Chapitre I-III : Achèvement de la crise.	49
A - Le Lago Mare.	49
B - Remise en eau du bassin.	50
<i>Chapitre I-IV : Intérêt du site d'étude.</i>	52
A - Contexte physiographique actuel du Golfe du Lion.	52
B - Contexte géologique et structural :	54
B - 1 Rifting oligo-miocène.	54
B - 2 Subsidence.	57
B-3 Stratigraphie.	58
C - Le Golfe du Lion et la Crise de Salinité Messinienne.	60 60
C = 1 Erosion de la marge.	65
C - 2 Series sameres.	66
D - Évolution durant le Plio-guaternaire	66
D - 1 Climat et Eustatisme	66
D - 2 Sédimentation au plio-quaternaire.	67
Partie - II Données et méthodologie	73
Charitan II I. Dana da darra far	73
Chapure 11-1 : Dase de donnees.	- 73 - 73
$A = 1 \qquad \text{La campagne LRM96}$	73
A - 2 La campagne CALMAR 97.	75
A - 3 La campagne MARION.	76
B - Les données de forages.	. 77
C - Échelle chronostratigraphique utilisée	78
C - 1 Pliocène : 5,32 – 1,8 Ma.	78
C - 2 Ouaternaire : 1.8 Ma – Actuel.	81

Chanitre II II . Traitement et internrétation des données signiques	83
A _ Traitement et manipulation des données sismiques.	83
A = 1 Manipulation des lignes sismiques L RM96	83
A = 1 Manipulation des lignes CALMAR07	83
B - Procédures d'interprétation des sections sismiques	83
B - 1 Stratigraphie signique	83
B - 2 Stratigraphie séquentielle	86
C - Élaboration des cartes.	87
C - 1 Digitalisation des résultats.	87
C - 2 Utilisation de GMT (Generic Mapping Tools, (Wessel et Smith, 2001)).	88
C - 3 Type de cartes réalisées :	88
D - Conversion en profondeur.	89
D - 1 La série plio-quaternaire.	89
D - 2 Les séries messiniennes.	91
Chapitre II-III : Estimation du volume de sédiments miocènes érodés sur la plate-forme.	<i>93</i>
A - Extension géographique du secteur considéré.	93
B - Réalisation d'une carte isochrone de la plate-forme miocène anté-crise.	93
C - Conversion en épaisseur et calcul de volume.	95
D - Limites de la méthode.	95
Chapitre II-IV : Élaboration des profils longitudinaux des fleuves messiniens.	97
A - Rappels de géomorphologie et dynamique fluviatile.	97
A - 1 Notion de profil d'équilibre.	97
A - 2 Réponse aux variations eustatiques.	98
B - Tracé des réseaux fluviatiles.	98
B - 1 À terre.	98
B - 2 Sur la plate-forme.	99
B - 3 Sur la pente.	99
C - Restitution des profils longitudinaux.	99
Chapitre II-V: Restitution des morphologies successives de la marge par "backstripping"	102
A - Rappels concernant le phénomène de subsidence.	102
B - Principes du "backstripping".	102
B - 1 Généralités.	102
B - 2 Backstripping en 2 dimensions.	103

Partie - III Identification et caractérisation de la Crise de Salinité Messinienne dans le Golfe du Lion.-----113

- Chanitre III-I · Identification sismique de l'événement Messinien	113					
Δ _ La surface d'érosion messinienne	113					
A 1 Contract litio	113					
A = 1 Orieranics.						
A - 2 Facies sismiques.	116					
B - Les éventails détritiques.	117					
C - La séquence évaporitique du bassin.	118					
D - Relations géométriques entre les marqueurs sismiques de la crise.	119					
Chapitre III-II : Morphologie de la surface d'érosion messinienne.	122					
A - Les réseaux fluviatiles messiniens.	122					
B - Étude morphologique détaillée.	125					
B - 1 La plate-forme messinienne.	125					
B - 2 La pente continentale messinienne actuelle.	132					
C - Expression des structures du rift et de la fracturation miocène.	137					
C - 1 Les grandes structures issues du rifting.	137					
C - 2 Les failles de la couverture sédimentaire post-rift.	139					
C - 3 Les failles de la couverture plio-quaternaire.	145					
Chapitre III-III : Produits de l'érosion messinienne.	147					
A - Cartographie et morphologie externe.	147					
B - Relation avec les marqueurs de la crise adjacents.	148					

 B - 1 Domaine amont. B - 2 Domaine aval. C - Volume sédimentaire et dépôt-centres 	149 151 151
Chapitre III-IV : Variations de pentes des fleuves messiniens.	155
A - Description des profils longitudinaux des fleuves.	156
A - 1 Système du Languedoc-Roussillon.	156
A - 2 Système de la Rascasse.	158
A - 3 Système Rhodanien.	158
B - Les quatre domaines géographiques définis par les ruptures de pente des fleuves messiniens	160
Chapitre III-V: Reconstruction géomorphologique de la marge par backstripping.	164
A - Description des coupes.	164
B - Limites de la méthode.	165
C - Remplissage du bassin.	169
D - Morphologie de la surface messinienne à l'achèvement de la crise.	170

Partie - IV Conséquences Directes et Modalités de la Crise de Salinité Messinienne. --- 176

Chapitre IV-I : Morphologie de la plate-forme avant la crise.	176
A - Localisation du rebord de plate-forme pré-messinien.	176
B - Structuration de la plate-forme.	179
B - 1 Âge et origine des failles "miocènes".	179
B - 2 Nature du relief sur la plate-forme du Languedoc-Roussillon.	180
Chapitre IV-II : Érosion de la marge.	183
A - Ampleur de l'érosion messinienne.	183
A - 1 Étude biostratigraphique.	183
A - 2 Volume et structures érodés.	183
B - Érosion par les fleuves.	186
B - 1 Origine des grands réseaux fluviatiles messiniens.	187
B - 2 Mode de fonctionnement.	189
B - 3 Contrôle structural.	191
C - Façonnement du profil des fleuves au Messinien.	193
C - 1 Contrôle lithologique ou tectonique.	193
C - 2 Contrôle eustatique.	194
C - 3 Arguments en faveur d'un contrôle eustatique du profil des fleuves messiniens.	198
C - 4 Profondeur du niveau de base intermédiaire théorique.	202
Chapitre IV-III : Sédimentation détritique messinienne.	205
A - Érosion précoce de la plate-forme par les phénomènes gravitaires.	205
A - 1 Érosion précoce de la plate-forme miocène.	205
A - 2 Rôle des phénomènes gravitaires.	206
A - 3 Nature et origine des évaporites inférieures ?	208
B - Édification des éventails détritiques.	208
B - 1 Diachronisme dans la mise en place des sédiments détritiques.	208
B - 2 Dépôt du sel et rétrogradation des édifices détritiques.	209
B - 3 Conditions de mise en place de la partie la plus proximale de l'éventail du Languedoc-	
Roussillon.	211
B - 4 Accélération de la remontée marine à l'achèvement de la crise.	212

Partie - V Conséquences différées sur l'évolution de la plate-forme du Golfe du Lion. 221

Conclusion et perspectives	245
Bibliographie	255
Annexes	263

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1. Bilan hydrique actuel de la Méditerranée (Cojan et Renard, 1997)
Tableau II-1. Illustration des différents paramètres pris en compte dans l'analyse des faciès sismiques et leur interprétation géologique (Al Azzawi et al., 1978). 85
Tableau II-2. Liste des différents types de cartes, coupes et représentations réalisées à partir de l'étude des profils sismiques sur la marge du Golfe du Lion. 88
Tableau II-3. Validation de la loi de vitesse établie par comparaison avec les données de puits des forages du Golfe du Lion
Tableau II-4 Vitesses de propagation utilisées pour les évaporites messiniennes du bassin
Tableau III-1 : Résumé des principales caractéristiques des marqueurs sismiques de la Crise de Salinité Messinienne dans le Golfe du Lion. 121
Tableau III-2: Tableau illustrant les caractéristiques des quatre domaines géographiques identifiés à partir des ruptures de pentes des vallées messiniennes. 162
Tableau IV-1 : tableau des relations majeures existant entre les formes topographiques de la surface d'érosion messinienne observées sur la plate-forme et les structures du rift sous- jacentes
Tableau IV-2 :Restitution par backstripping 2D des profondeurs des ruptures de pente aval à l'achèvement de la crise. 203

.

LISTE DES FIGURES

PARTIE I :

Figure I-1 : Physiographie de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messinienne ((Benson et al., 1991) modifié de (Santisteban et Taberner, 1983)). Au Tortonien, le Corridor Rifain et le Détroit Bétique assuraient la communication entre l'Océan Atlantique et le bassin Méditerranéen. La physiographie de Gibraltar demeure encore méconnue
Figure I-2 : Courbe des variations isotopiques de l'oxygène au Miocène supérieur et Pliocène inférieur (d'après Shackleton et al., 1995)
Figure I-3 : Carte des isobathes de la surface messinienne au large du Nil (Barber, 1981)
Figure I-4 : Carte en isobathes de la surface messinienne sur la plate-forme du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2000)
Figure 1-5 : "Abad member" de la série de Sorbas (Espagne). La bonne cyclicité de cette sédimentation est utilisée pour les datations astronomiques (photographie : Krijgsman, comm. pers.)
Figure I-6 : Répartition des évaporites messiniennes dans les bassin Méditerranéens (Busson, 1990) modifié de (Rouchy, 1989)
Figure I-7 : Photographie d'un échantillon des "pillars of Atlantis" prélevé dans les évaporites supérieures du bassin méditerranéen, au sud des Baléares, sous une tranche d'eau de 3000 m (photographie d'après Cita, leg 13)
Figure I-8 : Profil sismique illustrant les caractéristiques sismiques de la série évaporitique messinienne observée sous les plaines abyssales (Escutia and Maldonado, 1992)
Figure I-9. Coupe sud-nord du delta du Nil, basée sur les profils sismiques et les forages (Barber, 1981)42
 Figure I-10 : Illustration des principaux modèles de genèse des évaporites profondes messiniennes (Warren, 1989). (A) : le bassin profond et asséché (Hsü et al., 1973); (B) : le bassin profond non asséché et avec stratification des eaux (Rouchy, 1982; Busson, 1990); (C) : le bassin peu profond et asséché (Nesteroff, 1973).
Figure I-11: Comparaison entre le modèle en deux temps proposé par Clauzon et al. (1996) et celui proposé par Krijgsman et al. (1999)
Figure I-12 : Localisation des principaux sites méditerranéens où ont été décrits des dépôts messiniens de type Lago-Mare. En croisillons, l'extension des évaporites messiniennes; ★ : affleurements; ● : sites forés (Orszag-Sperber et al., 2000), légèrement modifiée
Figure I-13 : Carte morphologique de la Méditerranée. Le cadre rouge indique la localisation de la zone d'étude (De Rémur et al.,)
Figure I-14 : Carte bathymétrique de la marge du Golfe du Lion (Berné et al., 2001) présentant les principaux canyons et édifices sédimentaires ainsi que les limites géographiques de la zone étudiée
Figure 1-15 : Coupe transversale des structures extensives du Golfe du Lion sur la marge rhodanienne (Bénédicto, 1996, modifié d'après Gorini, 1993). Se reporter à la figure I-13 pour la localisation de la coupe. 55
Figure I-16 : Carte structurale du rift oligo-aquitanien du Golfe du Lion.(modifiée d'après Gorini et al., 2000, in Guennoc et al., 2000)
Figure I-17 : Evolution de la subsidence le long d'une coupe transversale de la marge du Languedoc-Roussillon. En haut, une coupe interprétée de la plate-forme au bassin. En bas, les courbes de subsidence totale, thermo- tectonique et sédimentaire (zone hachurée) pour un certain nombre de puits fictifs. W: eau; PQ: Plio- quaternaire; MS : Messinien; LM : Miocène inférieur (D'après Bessis et Burrus, 1986 - redessinée par - Torres, 1995)
Figure I-18 :Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque sur la plate-forme et la pente continentale du Golfe du Lion. (Torres, 1995 modifié légèrement d'après Gorini et al., 1993). Se reporter à la figure II-1 pour la localisation des puits

1

/

Figure I-19 : Carte synthétique de la vallée messinienne du Rhône et de son canyon messinien à terre (modifié d'après Clauzon et al, 1982 et Guennoc et al, 2000). 1 : Rhône ; 1a ; cours occidental du Rhône ; 1b : cour oriental du Rhône ; 2 : Vidourle
Figure I-20. Carte synthétique de la vallée messinienne de l'Orb-Hérault (modifiée d'après Suc et Drivalia (1991) et Guennoc et al. (2000)). 1 : Orb ; 2 : Hérault ; 1-2 :Orb-Hérault ; 3 :Aude ; 4 : Berre
Figure I-21. Carte synthétique de la vallée messinienne de la Têt-Tech dont la partie amont constitue le canyor messinien du Roussillon (modifié d'après Clauzon et al. (1987) et Guennoc et al. (2000)). 1 : Tech ; 2 : Têt 1-2 :Têt-Tech ; 3 :Berre ; 4 : Aude
Figure I-22 : Localisation des rias pliocènes du sud de la France (Clauzon et al., 1990)6
Figure I-23. Coupe schématique longitudinale d'un gilbert delta dans la ria pliocène du Roussillon (Clauzon al., 1987)
Figure I-24 : Vue générale des foresets du Roussillon. Carrière de Nefiach.

PARTIE II :

Figure II-1 : Plan de position des campagnes sismiques LRM96 et Calmar97 et des puits de forages utilisés dans cette étude
Figure II-2 :Plan de position des lignes LRM96 disponibles sur l'intégralité de l'enregistrement sismique vertical (non découpées sous la surface d'érosion messinienne)
Figure II-3 : Plan de position de la campagne de sismique multitraces MARION
Figure II-4. Echelle stratigraphique du Pliocène-Pléistocène méditerranéen (modifé d'après Cita et al., 1999). L'échelle paléomagnétique est d'après Hilgen (1991), l'ordre des séquences est d'après Haq (1987). FO : première apparition ; FCO : Première apparition courante ; LO : dernière apparition ; LCO : dernière apparition courante
Figure II-5 : Illustration des relations possible entre les réflexions sismiques et les limites de séquences (Mitchum and Vail, 1977)
Figure II-6 : Facteurs allocycliques contrôlant les enregistrements sédimentaires (modifié d'après Vail et al., 1987)
Figure II-7. Illustration de la méthode de calcul des lois de vitesse (de la forme Vrms = f(T)) établies pour les sédiments plio-quaternaires : (A) sur la plate-forme à partir des profils LRM96 et (B) dans le bassin à partir du profil ECORS WN
Figure II-8. Méthode utilisée pour estimer le volume de sédiments érodés de la plate-forme du Languedoc- Roussillon durant la Crise de Salinité Messinienne. (A) : Secteur géographique pris en compte. (B) : Profils sismiques LRM96 utilisés. En traits gras noirs, les profils disponibles sur l'intégralité de l'enregistrement vertical. En traits fins noirs, les profils disponibles sur une partie de l'enregistrement. En traits gris, les profils non utilisés. (C) : Ligne sismique LRM08 illustrant le pointé du réflecteur miocène étudié. L'épaisseur "Ep"mesurée à partir du point le plus préservé de la plate-forme est reportée le long de l'ensemble de la ligne
Figure II-9 : Modèle morphologique d'un système fluviatile tel qu'il a été défini par Schuum (1977)97
Figure II-10. Réponse d'un fleuve à un abaissement de son niveau de base : (A) Profil longitudinal idéal d'un fleuve ayant atteint son profil d'équilibre. (B) Régularisation du profil par érosion régressive. (C) Nouveau profil d'équilibre
Figure II-11. Principales étapes conduisant à la création des profils longitudinaux des vallées messiniennes. (A) : pointé et mesure des profondeurs des axes d'incision sur la plate-forme et la pente à partir des lignes sismiques. (B) : cartographie du réseau fluviatile messinien. (C) : tracé du profil de fleuve messinien, exemple de la vallée de l'Orb
Figure II-12. (A) Bassin sédimentaire résultant de l'avortement d'un rifting continental. (B) Courbe illustrant l'évolution de la subsidence totale au sein du bassin. La subsidence (synrift) décroît rapidement puis de façon exponentielle (pos-rift). L'effet de charge équivaut à la présence des sédiments et de l'eau (modifié d'après Bessis et Burrus, 1986)

- Figure II-13 : Illustration des principales étapes permettant la reconstruction stratigraphiques et paléobathymétrique par backstripping 2D de la marge du Golfe du Lion (d'après Steckler et al., 1999)...... 105
- Figure II-14 : Localisation des 3 profils utilisés sur la marge du Golfe du lion dans le cadre du backstripping 2D. Les coupes 04 et 14 sont des profils synthétiques réalisés à partir des informations sismiques disponibles.107

PARTIE III :

Figure III-1 :Profils sismiques LRM12 (A) et LRM15 (B) illustrant à la base des sédiments plio-quaternaires progradants la discordance messinienne les réflecteurs anté-pliocènes (en grisé). Isochrone à 5,3 Ma, elle est calée stratigraphiquement par l'ensemble des forages pétroliers du Golfe du Lion. En médaillon, plan de Figure III-2. Profils Calmar74 et Calmar75 non interprétés (A) et interprétés (B) illustrant à la base des sédiments plio-quaternaires glissés la surface d'érosion messinienne (en trait gras). Elle incise les réflecteurs anté-pliocènes et se raccorde latéralement au toit des évaporites inférieures (en violet). Le sel messinien (en gris) et les évaporites supérieures (en bleu) sont transgressifs sur cette surface (se reporter à la figure II-I Figure III-3. Principaux types de réflecteurs sismiques représentatifs de la surface d'érosion messinienne. En Figure III-4. Principaux type de faciès sismiques représentatifs des produits de l'érosion messinienne sur la pente Figure III-5. Principaux types de faciès sismiques représentatifs de la séquence évaporitique dans le bassin...119 Figure III-6. (A) Profil sismique Calmar66 et (B) interprétation illustrant à la base des sédiments plioquaternaires glissés la séquence évaporitique messinienne et ses relations géométriques avec les produits de l'érosion messinienne. Les évaporites inférieures passent latéralement à la base des sédiments détritiques. Le sel messinien et les évaporites supérieures sont transgressifs sur ces derniers. . (se reporter à la figure II-I Figure III-7. Carte des isobathes de la surface d'érosion messinienne de la plate-forme du Golfe du Lion (modifiée d'après Guennoc et al., 2000). Dans la vallée du Languedoc-Roussillon, le réseau détaillé des fleuves messiniens et de leurs affluents a été établi à partir des nouvelles données de la campagne LRM96. Figure III-8. Profil sismique Calmar09 (A) non interprété et (B) interprété montrant sur la pente supérieure une coupe transversale des vallées messiniennes du Languedoc-Rousillon et de Rascasse. Ces dépressions sont remplies par les produits détritiques de l'érosion messinienne au faciès sismique chaotique (se reporter à la Figure III-9. Profil sismique Calmar55 (A) non interprété et (B) interprété montrant sur la pente une coupe transversale des vallées messiniennes du Languedoc-Rousillon et de Rascasse. Ces dépressions sont remplies par les produits détritiques de l'érosion messinienne au faciès sismique chaotique (se reporter à la Figure III-10. (A) Carte de la répartition géographique des trois formes topographiques constitutives du relief messinien sur la plate-forme du Golfe du Lion : sommets, versants et interfluves, vallées. (B) Line drawing de la surface d'érosion messinienne sur le profil sismique LRM15. Coupe transversale le long du système de Figure III-11. Illustration des différentes formes morphologiques de sommets caractéristiques de la topographie Figure III-12. Illustration des différentes formes morphologiques de versants et d'interfluves caractéristiques de Figure III-13. Graphique illustrant l'accroissement amont-aval de la largeur des vallées messiniennes. L'axe des

Figure III-18 : Les trois stades évolutifs de l'érosion fluviatile : jeunesse, maturité et vieillesse (Davis, 1899).137

- Figure III-22:Profils sismiques LRM04 (A), LRM08 (B) et LRM28 (C) illustrant le basculement des séries miocènes (en grisé) et la formation d'un roll-over au niveau de la plate-forme externe du Golfe du Lion. Ce basculement est maximal dans la zone proche pyrénéenne (A) et s'amortie vers le nord (C). (D) Pendage apparent moyen des réflecteurs miocènes basculés sur le flanc NW du roll-over. Les valeurs de pente décroissent au fur et à mesure que l'on progresse vers le NE. (E) Cartographie de l'axe de l'anticlinal. 144

- Figure III-30 : Évolution longitudinale actuelle des vallées messiniennes du système Rhodanien. Les secteurs I à IV sont numérotés d'aval en amont. En orange, les talwegs ; en bleu, le toit des éventails détritiques et en noir, la topographie du fond marin actuel. Pour la localisation des profils, se reporter à la figure III-28... 159

Figure	III-32.	Analogies	entre le	s différents	secteurs	identifiés	s sur les	profils	longitu	dinaux	des	vallées
me	essinienr	nes. Le rebo	rd de plat	e-forme act	uel est loc	alisé appro	oximative	ment au l	kilomèt	tre 0	•••••	161
Figure dé	III-33. limitées	Carte illu par des rup	strant la tures de p	répartition entes	géographi	que des	différente	es portio	ns de	fleuves	mes	siniens 162
Figure	III-34. I	Reconstruct	ion géohi	storique par	backstrip	oing de l'é	volution o	le la mar	ge du C	olfe du	Lion	depuis

PARTIE IV:

Figure	III-39	: Évo	olution	de	l'enfouissement	de l	a surfac	e messinienn	e le	long	des	trois	coupes	synthétiq	ues
de	puis l'a	chève	ment d	e la	crise										72

- Figure IV-3: (A) Profil sismique LRM28 illustrant dans la partie orientale de la zone d'étude des séries miocènes non basculées et peu fracturées. (B) Les calages stratigraphiques réalisés à partir du forage Calmar 1 montrent des séries miocènes (Tortonien-Messinien) décalées par le jeu des failles de faible amplitude. La fracturation de la couverture peut ainsi être datée entre 10,2 et 5,32 Ma. (C) Localisation du forage et de la ligne sismique LRM28 illustrée. 181

- Figure IV-6. A, B, C, D : Scénario de création de profils fluviatiles longitudinaux irréguliers par abaissement biphasé du niveau marin durant la crise. E, F, G, H :Comparaison entre les profils théoriques et réels. 197
- Figure IV-7 : Evolution des niveaux de base du bassin méditerranéen occidental (en trait gras) et oriental (en trait fin) en présence d'un seuil intermédiaire localisé à une profondeur de 400 m (Blanc, 2000). 199

- Figure IV-9 : Profil longitudinal actuel de la vallée messinienne du Nil. Le profil est globalement concave vers le haut (d'après Barber (1981)).
 Figure IV-10 : Ligne sismique Calmar 70 illustrant la possible présence de plusieurs surface d'érosion au sein des séries détritiques les plus distales.

INTRODUCTION.

.

/

.

1

2

1. Problématique.

Il y a un peu moins de 6 Ma, le bassin Méditerranéen a été le siège d'un évènement hors du commun et de dimension exceptionnelle : la "**Crise de Salinité Messinienne**" (Hsü et al., 1973). Cet événement d'origine tectono-eustatique et de courte durée à l'échelle géologique (environ 600 000 ans) constitue l'un des plus grands épisodes évaporitiques de l'histoire de la Terre. Ses effets spectaculaires se sont traduits par d'importantes variations des paramètres physico-chimiques des masses d'eau méditerranéennes (salinité, température, oxygénation) et de la profondeur d'eau dans les bassins (périphériques d'abord, profonds ensuite). Les caractéristiques les plus marquantes de cette crise sont les suivantes :

- Un abaissement du niveau marin méditerranéen supérieur au millier de mètres, exondant les plates-formes et les talus et les soumettant à l'érosion et au creusement de profonds canyons aériens (Clauzon, 1973; Gennesseaux et Lefebvre, 1980; Barber, 1981).
- La mise en place de formations évaporitiques épaisses dans les zones profondes (Montadert et al., 1970) ainsi qu'au sein de bassins périphériques perchés (Decima et Wezel, 1973).
- Un ou plusieurs épisodes de dessalure à l'achèvement de la crise et la remise en eau du bassin méditerranéen au Pliocène basal.

Les effets de la crise de Salinité Messinienne ont été immédiats, mais ils ne se limitent pas à sa durée, avec entre autres :

- La construction au Pliocène inférieur de systèmes sédimentaires remarquables en remplissage des canyons messiniens : les "Gilbert deltas" observés à terre actuellement (Clauzon, 1973).
- Le piégeage au Pliocène inférieur à moyen d'une sédimentation silicoclastique progradante dans les dépressions messiniennes creusées sur la plate-forme et la mise en place associée d'intervalles condensés dans les zones les plus distales (cette étude).
- Le contrôle de la sédimentation plio-quaternaire dans le bassin par l'intermédiaire de la tectonique salifère (Gaullier, 1993; Dos Reis, 2001).

L'étude de la Crise de Salinité Messinienne demeure de première importance en raison des enjeux économiques et environnementaux qu'elle suscite. Parmi les plus connus, nous retiendrons les corps sédimentaires détritiques messiniens accumulés en bas de pente pendant la crise qui peuvent constituer sous certaines conditions de gigantesques réservoirs pour les hydrocarbures. Étonnamment, à l'exception du Nil (Rizzini et al., 1978), très peu d'études

font mention de ces dépôts que l'on devrait pourtant s'attendre à trouver au pied des marges, au moins dans les zones soumises à de forts apports détritiques.

2. Buts de cette étude.

Comme toutes les marges méditerranéennes, la marge du Golfe du Lion porte l'empreinte de l'évènement messinien. Le travail que je présente dans ce mémoire visait donc à étudier de manière détaillée les **incidences immédiates** et **différées** de la Crise de Salinité Messinienne sur l'évolution de la marge du Golfe du Lion. Je l'ai accompli avec un important souci d'intégration terre/mer des divers travaux existants ou en cours car une meilleure connaissance de cet évènement (et de ses conséquences) passe en premier lieu par la compréhension du système dans sa globalité.

Le choix du site d'étude repose sur les considérations suivantes :

- Toutes les conditions semblent réunies dans le Golfe du Lion pour permettre une excellente préservation des marqueurs de l'événement messinien et des séries plioquaternaires sur l'ensemble de la marge (subsidence régionale prononcée, large plateforme miocène, forte accumulation sédimentaire plio-quaternaire, stabilité tectonique depuis 6 Ma).
- Nous avons par conséquent accès à un enregistrement stratigraphique tout à fait remarquable qui relate depuis 6 Ma une gigantesque expérience naturelle de démantèlement puis de reconstruction d'une marge continentale.

Le Golfe du Lion constitue donc un site de choix pour l'étude et la compréhension des processus dynamiques d'érosion, de transport et de dépôt des sédiments sur l'ensemble (plate-forme, pente, bassin) d'une marge stable.

Les questions auxquelles je me suis efforcée de répondre sont entre autres :

Concernant les incidences directes de la crise messinienne sur l'évolution de la marge :

- Quels sont les marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne sur la marge du Golfe du Lion ?
- Quels sont les agents dynamiques à l'origine de leur création ?

. · · · ·

- Comment ces marqueurs s'organisent-ils dans l'espace et dans le temps ?
- Quels renseignements nous apportent-t-ils sur les modalités et le déroulement de la Crise de Salinité Messinienne ?

20

Concernant les incidences à plus long terme de la crise messinienne sur l'évolution de la marge :

- Quel rôle l'évènement messinien a-t-il joué sur l'organisation spatiale et temporelle des séries plio-quaternaires sur la plate-forme ?

Pour mener à bien ce travail, je me suis basée principalement sur l'interprétation de nouvelles données de sismique réflexion acquises par TFE et IFREMER, complétée par la reprise des données de 11 forages pétroliers. Cette approche peut être qualifiée de "classique" pour l'étude des séries sédimentaires, mais elle est "originale" concernant l'étude de la Crise de Salinité Messinienne. En effet, l'évènement messinien est principalement appréhendé par l'intermédiaire des forages profonds et des séries messiniennes préservées dans les bassins périphériques méditerranéens. Ces dernières ne représentent toutefois qu'un enregistrement partiel de la crise. Les forages profonds, quant à eux, n'ont permis de forer que jusqu'au toit des évaporites supérieures (legs 13 (Ryan et al., 1973)) tandis que les forages implantés sur les plates-formes ont recueilli des successions sédimentaires incomplètes. Les nouvelles données de sismique réflexion qui ont été mises à notre disposition par TFE ou acquises au cours de ma thèse (données IFREMER) présentent, par leur qualité, l'avantage considérable de donner accès aux marqueurs principaux de la crise ainsi qu'à leur évolution spatiale tout le long de la marge. Elles permettent notamment d'explorer le domaine profond qui, à la différence des bassins périphériques, a enregistré l'événement messinien dans son intégralité.

Ce manuscrit se propose donc d'apporter des informations nouvelles permettant de mieux comprendre les modalités et les effets de la Crise de Salinité Messinienne à l'échelle régionale de la marge du Golfe du Lion.

3. Organisation du mémoire.

Ce mémoire de thèse est organisé en cinq grandes parties :

La première partie resitue mon travail de thèse dans son contexte scientifique. Elle permet dans un premier temps de faire le point sur l'état des connaissances concernant la Crise de Salinité Messinienne. Je proposerai une synthèse bibliographique concernant l'origine de la crise, son déroulement et son achèvement. Dans un second temps, je ferai une présentation succincte du Golfe du Lion (physiographie, contexte régional) et argumenterai le choix de ce site en tant que zone d'étude privilégiée dans le cadre de mon travail de recherche.

Dans la **seconde partie**, je présenterai les données utilisées ainsi que méthodes mises en jeu pour parvenir à l'aboutissement de ce travail.

La troisième partie présente les principaux résultats obtenus concernant la crise de salinité messinienne. Elle se subdivise en 5 chapitres qui traitent respectivement de : l'identification et l'expression sismiques des marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne sur la marge du Golfe du Lion ; la morphologie générale et détaillée de la surface d'érosion messinienne ; l'organisation des produits de l'érosion issus de l'érosion de la plate-forme ; l'évolution des profils en long des vallées messiniennes actuelles ; les reconstructions des morphologies successives de la marge depuis le messinien par la méthode de "backstripping" deux dimensions.

La **quatrième partie** constitue une base de réflexion sur les résultats obtenus. Je discuterai notamment de la morphologie de la plate-forme du Golfe du Lion au commencement de la crise et des processus d'érosion, de transport et de dépôts des sédiments pendant cet évènement. Je tenterai enfin de resituer ces nouvelles informations dans le contexte plus global de la Crise de Salinité Messinienne à l'échelle du bassin Méditerranéen.

Enfin, la **cinquième partie**, présentée sous la forme d'une publication, fait le point sur la dynamique de dépôt des sédiments plio-quaternaires sur la marge du Golfe du Lion. Je discuterai des conséquences de l'événement messinien sur l'organisation de la sédimentation sur la plate-forme.

22

Partie I

LA CRISE DE SALINITÉ MESSINIENNE.

ÉTAT DES CONNAISSANCES.

Partie - I La Crise de Salinité Messinienne : État des connaissances.

Chapitre I-I : Initiation de la Crise de Salinité Messinienne.

A - 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, de radiochronologie, de téphrochronologie et principalement de cyclostratigraphie, ont permis des avancées considérables en matière de datations (Gautier et al., 1994; Cunningham et al., 1997; Krijgsman et al., 1999a; Roger et al., 2000). À l'heure actuelle, la chronologie établie fait l'objet d'un consensus général : la Crise de Salinité Messinienne a débuté vers 5,96 Ma par le dépôt d'évaporites dans les bassins périphériques méditerranéens et s'est achevée vers 5,33 Ma par la remise en eau de la Méditerranée et le retour aux conditions océaniques de mer semi-ouverte.

Des progrès notables ont été réalisés concernant les limites stratigraphiques de la Crise de Salinité Messinienne, mais la chronologie détaillée de celle-ci reste encore mal établie. La période de "dessiccation" de la Méditerranée (et le dépôt des séries évaporitiques profondes associées), survenue après 5,59 Ma et avant 5,33 Ma, reste sujette à débat (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999a). Ce point fera ultérieurement l'objet d'une discussion détaillée (Chapitre I-II :C -).

La méconnaissance de la chronologie détaillée de la Crise de Salinité Messinienne est liée à différents problèmes :

- L'événement messinien ne peut être appréhendé de manière directe : (1) les marges exondées durant la crise ont été soumises à une érosion subaérienne parfois intense. En conséquence, les affleurements messiniens disponibles à terre présentent tous une lacune sédimentaire importante. (2) Le bassin profond a enregistré l'intégralité de la crise. Il ne livre cependant que peu d'informations car les séries évaporitiques de ce domaine n'ont jamais pu être traversées par les forages.
- Peu de méthodes sont appropriées pour affiner la chronologie de la Crise de Salinité Messinienne :

- L'intégralité de la crise est contenue dans le premier épisode paléomagnétique inverse de l'époque Gilbert (Chron C3r de Cande et Kant, 1995) (Gautier et al., 1994; Cande et Kent, 1995). De ce fait, l'approche magnétostratigraphique s'avère inappropriée pour permettre une calibration chronologique précise de cet intervalle.
- Les études biostratigraphiques se heurtent aux conditions environnementales hypersalines de l'époque, défavorables au maintien des faunes marines durant la crise.
- Les lithologies des séries messiniennes (diatomites, évaporites...) sont inappropriées à la préservation post-mortem des organismes marins ainsi qu'aux études radiométriques.
- Les apports de la téphrochronologie restent limités en raison de la rareté des couches de cendres volcaniques retrouvées dans l'ensemble des séries messiniennes.

B - Facteurs à l'origine de la crise.

B - 1 Bilan hydrique actuel du Bassin Méditerranéen.

La Méditerranée a un régime hydrologique complexe et se caractérise actuellement par un bilan hydrique négatif (Tableau I-1). L'évaporation sur le bassin est supérieure aux apports d'eau douce (pluie et ruissellement). En l'absence d'apports complémentaires, le niveau marin méditerranéen moyen s'abaisserait de l'ordre de 1 m/an. L'excès d'évaporation est principalement compensé par les eaux atlantiques de surface (NASW) qui entrent au niveau du seuil de Gibraltar. En plus d'un volume d'eau important, ce flux entrant fourni du sel au bassin méditerranéen. Il est compensé en profondeur par un flux sortant constitué d'eaux méditerranéennes plus salées qui s'épandent dans l'Océan Atlantique à une profondeur de 1000 m.

Volume entrant (km ³ /an)	Volume sortant (km ³ /an)
Atlantique: 35 000 (North Atlantic	Evaporation: 3500
Surface Water)	Atlantique: 32 900 (Mediterranean
Mer Noire : 200	Sea Overflow Water)
Précipitations: 850	
Ruissellement : 350	
Total : 36 400	Total : 36 400

Tableau I-1. Bilan hydrique actuel de la Méditerranée (Cojan et Renard, 1997)

Le Bassin Méditerranéen a fortement évolué depuis le Messinien. Sa configuration et son régime hydrologique actuels en demeurent néanmoins le meilleur analogue et permettent d'envisager les différents facteurs pouvant être responsables du déclenchement de la Crise de Salinité Messinienne.

B - 2 *Rôle du climat.*

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 commencement de la Crise de Salinité Messinienne (Hsü et al., 1973), tandis que d'autres pensaient que ces conditions climatiques s'étaient mises en place au Messinien et étaient à l'origine de l'évènement messinien (Rouchy, 1982).

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 et 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. À l'heure actuelle, ce point ne semble plus faire l'objet de débat (Bertini et al., 1998).

Pendant la crise, l'évaporation du bassin a néanmoins pu modifier de façon considérable le climat méditerranéen de l'époque. L'assèchement du bassin aurait provoqué, par défaut d'évaporation, l'aridification du périmètre côtier de la Méditerranée, un accroissement des températures atmosphériques ainsi que probablement une modification de la pluviosité (pluies brèves et fortes) (Chamley et Robert, 1980).

B - 3 *Rôle de la tectonique.*

Avant la Crise de Salinité Messinienne, les échanges entre l'océan Atlantique et la mer Méditerranée s'opéraient essentiellement au travers et du corridor rifain localisé au nord du Maroc (Figure I-1). Il existait également une communication dans le sud de l'Espagne par l'intermédiaire du détroit bétique (ou Portail Ibérique) et peut-être déjà par le Détroit de Gibraltar (Krijgsman et al., 1999a).



Figure I-1 : Physiographie de l'arc bético-rifain avant la Crise de Salinité Messinienne ((Benson et al., 1991) modifié de (Santisteban et Taberner, 1983)). Au Tortonien, le Corridor Rifain et le Détroit Bétique assuraient la communication entre l'Océan Atlantique bassin et le Méditerranéen.. La physiographie de Gibraltar demeure encore méconnue.

- A partir du Miocène supérieur, la surrection de l'arc bético-rifain combinée à une baisse globale du niveau marin à la fin du Miocène (Haq et al., 1987) a entraîné la fermeture progressive de ces connexions vers l'océan mondial. Ceci à conduit à la réduction des entrées d'eaux atlantiques, à la diminution des circulations des masses d'eau profondes (Benson et al., 1991) en Méditerranée et à l'enrichissement progressif en sel du bassin (Sierro et al., 1999; Seidenkrantz et al., 2000).
- À la fin du Messinien, la quasi-totale fermeture des échanges avec l'océan voisin a provoqué l'effondrement du niveau de base endoréique du bassin Méditerranéen d'au moins 1500 m (Hsü et al., 1973; Ryan, 1976; Clauzon, 1982) et le dépôt en masse des évaporites qui atteignent par endroits plus de 1400 m d'épaisseur dans le bassin occidental ((Montadert et al., 1970; Rehault, 1981).

Si ce scénario général est bien accepté, des questions demeurent concernant la chronologie et les modalités exactes de fermeture de l'arc bético rifain. 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 bien avant le commencement de la Crise de Salinité Messinienne (Garcés et al., 1998; Krijgsman et al., 1999b; Seidenkrantz et al., 2000). Le corridor rifain, quant à lui, aurait été complètement émergé plus tardivement, mais déjà partiellement dès 6,1 Ma (Krijgsman et al., 1999b). La pérennité de dépôts marins dans le bassin de Melilla jusqu'à 5,77 Ma témoigne de la persistance de circulations entre Atlantique et Méditerranée, à travers le couloir sud-rifain, jusqu'à cette date au moins (Münch et al., 2001).

B - 4 *Rôle du glacio-eustatisme*.

Il est communément accepté que la Crise de Salinité Messinienne résulte d'une interaction complexe entre les processus tectoniques et eustatiques dans la région de Gibraltar (Kastens, 1992; Hodell et al., 1994; Cunningham et al., 1997; Krijgsman et al., 1999a). L'existence de deux épisodes glaciaires majeurs (stades isotopiques TG20 et TG22, Figure I-2) a clairement été mise en évidence durant l'épisode paléomagnétique Gilbert couronnant le Miocène supérieur (Shackleton et al., 1995). La baisse du niveau marin durant le stade TG22 serait de l'ordre de 50 m et pourrait avoir joué un rôle capital dans le déclenchement de la crise. Cependant, des études cyclostratigraphiques (Krijgsman et al., 1999a) montrent que ces glaciations sont survenues postérieurement au dépôt des premières évaporites messiniennes inférieures dans les bassins périphériques méditerranéens (se reporter au Chapitre I-II :A - 2.2 pour la description de ces séries). Par conséquent, le glacio-eustatisme ne semble pas constituer le facteur prédominant responsable du déclenchement de la crise de Salinité Messinienne. Les mécanismes eustatiques se seraient partiellement additionnés au contexte tectonique compressif de l'époque pour accentuer l'isolement du bassin Méditerranéen durant la crise.



Figure I-2 : Courbe des variations isotopiques de l'oxygène au Miocène supérieur et Pliocène inférieur (d'après Shackleton et al., 1995).

Les régressions marines associées aux stades TG20 et TG22 pourraient avoir contribué dans un premier temps au renversement de la circulation océanique profonde dans le corridor rifain (Benson et al., 1991) puis ultérieurement à la mise en place progressive du budget hydrologique négatif de la Méditerranée. Par la suite, des séries de transgressions marines auraient alimenté de manière sporadique la Méditerranée.

Résumé du Chapitre I-I :

- La Crise de Salinité Messinienne a duré de 5,96 à 5,32 Ma.
- Le climat chaud et sec du Miocène supérieur n'est pas le facteur déclenchant de la crise.
- La fermeture progressive du détroit bétique puis du corridor rifain dans un contexte tectonique transpressif est à l'origine de la crise messinienne.
- Les mécanismes eustatiques se seraient partiellement additionnés au contexte tectonique de l'époque pour accentuer l'isolement du bassin Méditerranéen durant la crise.

Chapitre I-II: La crise et ses marqueurs.

Durant la Crise de Salinité Messinienne, l'abaissement du niveau marin confère une nouvelle physiographie au bassin Méditerranéen et y génère une série de modifications morphologiques et sédimentaires. Il existe un contraste frappant entre la réponse des marges et du domaine profond à la crise : tandis que les plates-formes, pour la plupart exondées, sont largement érodées, les plaines abyssales accumulent des sédiments sous la forme de séries évaporitiques épaisses et de séries détritiques.

A - Manifestations sur les marges.

A - 1 Érosion des marges par les fleuves.

Les affleurements, les forages et les lignes sismiques ont mis en évidence l'existence d'une discordance de ravinement extrêmement prononcée sur certaines marges méditerranéennes. Cette discordance de ravinement, désignée sous le nom de "surface d'érosion messinienne" a été observée sur plusieurs marges : à l'ouest de la mer d'Alboran, sur la marge Catalane, dans le Golfe du Lion, à l'ouest de la Sardaigne, au sud de la mer Tyrrhénienne ou encore dans le détroit de Sicile (Ryan et Cita, 1978).

Les nombreuses investigations sismiques ayant eu lieu au cours des 30 dernières années permettent de reconstituer localement les paléo-morphologies détaillées de la surface d'érosion messinienne. C'est le cas de la plate-forme égyptienne (Figure I-3), de la plateforme du Golfe du Lion (Figure I-4) ou encore de la marge de l'Ebre. Ces cartographies ont permis de mettre en évidence l'existence des paléo-réseaux fluviatiles d'âge messinien à l'origine de la création et de la morphologie de cette surface (Gennesseaux and Lefebvre, 1980; Barber, 1981; Stampfli et Höcker, 1989b; Guennoc et al., 2000).

Les fleuves messiniens, organisés en réseaux fortement hiérarchisés, ont profondément incisé les séries sédimentaires créant des vallées parfois profondes. On note ainsi l'existence d'une gorge excédant 1000 m de profondeur sur le cours actuel du Rhône messinien (Figure I-4). Dans leur partie amont, ces fleuves ont creusé des vallées portant le nom de "canyons messiniens" en raison de leur morphologie étroite et profondément encaissée. Ces canyons messiniens sont cartographiés à terre sur des distances pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Les systèmes les plus frappants sont le canyon du Nil, dont le creusement se prolonge sur 1200 km à l'intérieur des terres (Chumakov, 1973; Barber, 1981), et celui du Rhône qui remonte vers le nord sur 300 km (Clauzon, 1973).



Figure I-3 : Carte des isobathes de la surface messinienne au large du Nil (Barber, 1981)

L'origine subaérienne de la surface d'érosion messinienne est à présent démontrée et généralement acceptée (Chumakov, 1973; Clauzon, 1973; Ryan and Cita, 1978; Barber, 1981; Stampfli et Höcker, 1989a; Escutia et Maldonado, 1992). Certains auteurs suggèrent cependant que des gigantesques glissements sous-marins, déclenchés dans un bassin

méditerranéen ennoyé, pourraient être à l'origine de la surface d'érosion messinienne (Roveri et al., 2001). La présence de cette dernière sur l'ensemble du pourtour méditerranéen semble réfuter cette hypothèse. De plus, les creusements ont été localement réalisés au sein de séries fortement indurées telles que les dolomies jurassiques incisées par le Rhône messinien (Lefebvre, 1980). Cette constatation réfute l'hypothèse de creusements sous-marins par déstabilisation des sédiments faiblement consolidés et riches en eau.

La surface d'érosion messinienne compte parmi les marqueurs fondamentaux de la Crise de Salinité Messinienne. Elle a constitué un argument de poids en faveur d'un abaissement du niveau marin supérieur au millier de mètres durant le Messinien (Ryan, 1976; Rizzini et al., 1978). L'existence des canyons et vallées messiniennes aériennes sur les marges est donc généralement acceptée. Le débat actuel porte principalement sur la chronologie, et sur le caractère mono ou polyphasé de leur creusement.

A - 2 Bassins périphériques et enregistrements sédimentaires messiniens sur les marges.

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 peu profonds ont enregistré une partie de l'évènement messinien sous la forme de séries évaporitiques ou carbonatées déposées au centre de bassins périphériques perchés. Ces séries affleurent actuellement en Sicile (Decima and Wezel, 1973; Butler et al., 1995), au sud de l'Espagne (Riding et al., 1998; Conesa et al., 1999; Fortuin et al., 2000; Krijgsman et al., 2001), en Italie du Nord (Vai et Lucchi, 1977; Testa et Lugli, 2000; Roveri et al., 2001), en Algérie, à Chypre, au Maroc...

Ces bassins périphériques sont actuellement localisés en position marginale par rapport au centre des deux grands bassins méditerranéens (bassin oriental et occidental). Ils méritent l'appellation de "bassins perchés" du fait de la différence d'altitude existant entre les séries évaporitiques qui y sont observées et celles déposées dans les plaines abyssales. La plupart de ces bassins ont été partiellement exondés durant de la crise. Les séries messiniennes qu'ils contiennent présentent donc des surfaces de ravinements. Celles-ci sont plus ou moins facilement identifiables et font souvent l'objet d'interprétations chronostratigraphiques divergentes (Riding et al., 1998; Fortuin et al., 2000; Riding et al., 2000).



Figure I-4 : Carte en isobathes de la surface messinienne sur la plate-forme du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2000) ; Se reporter à l'annexe P pour voir la figure en couleur et au format A3.

Certains bassins périphériques, plus profonds, n'ont pas cessé de fonctionner pendant la Crise de Salinité Messinienne. Alors que la Méditerranée était partiellement asséchée, ils se sont trouvés isolés par des seuils du reste du bassin méditerranéen et leur bilan hydrique positif a assuré leur maintien en eau durant la crise. Ils constituaient donc des bassins suspendus et alimentés en eaux douces par les massifs montagneux environnants. C'est le cas de la plaine du Pô et de la partie ouest de la Mer Adriatique (Roveri et al., 2001).

A - 2.1 Séries messiniennes pré-évaporitiques.

Les séquences messiniennes pré-évaporitiques des bassins périphériques méditerranéens sont datées du messinien (de 7,24 à 5,96 Ma). Elles sont antérieures au déclenchement de la crise de salinité et ont enregistré une évolution générale depuis des conditions de mer semi-ouverte vers un confinement progressif du bassin (augmentation progressive de la salinité accompagnée d'une diminution de la circulation des masses d'eau méditerranéennes) (Seidenkrantz et al., 2000; Bellanca et al., 2001).

Ces séries 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 souvent cycliques. Cette cyclicité est liée aux cycles astronomiques de précession (Hilgen et al., 1995; Hilgen et Krijgsman, 1999; Sierro et al., 1999; Vázquez et al., 2000; Krijgsman et al., 2001) et atteste de l'existence de variations à court terme dans l'oxygénation des eaux.

La sédimentation messinienne pré-évaporitique se caractérise par la présence de laminites, mais également par l'abondance de diatomites dont la formation de Tripoli, en Sicile, sert de référentiel (Ogniben, 1957). Ces niveaux riches en algues siliceuses témoignent d'un accroissement considérable de la productivité primaire bio-siliceuse peu avant le déclenchement de la crise. Le moteur de cette productivité est encore largement discuté : upwelling, réchauffement des eaux de surface, augmentation des apports d'eau douce par les fleuves, glacio-eustatisme ou encore une combinaison de ces différents facteurs (Suc et al., 1995b; Rouchy et al., 1998).

A - 2.2 Séries évaporitiques marginales.

Dans les bassins périphériques, des séries évaporitiques surmontent les séries messiniennes pré-évaporitiques décrites précédemment. Ces séries sont contemporaines de la

Crise de Salinité Messinienne. Très variées d'un point de vue lithologique, et toutes incomplètes, elles sont le plus couramment constituées de deux unités sédimentaires distinctes, séparées l'une de l'autre par une surface de ravinement.

Une séquence périphérique parmi les plus complètes est localisée dans le bassin de Sorbas en Espagne. Les séries messiniennes de ce bassin se caractérisent par une sédimentation cyclique très distincte (Figure I-5) observée sur la quasi-totalité de l'enregistrement messinien (Krijgsman et al., 1999a; Sierro et al., 1999). Les séries sédimentaires sont très bien exposées à l'affleurement et jouent un rôle important dans bon nombre de modèles chronologiques de la Crise de Salinité Messinienne (Rouchy, 1981; Gautier et al., 1994; Clauzon et al., 1996b; Riding et al., 1998). Des controverses majeures existent à propos de l'âge de la série gypseuse de ce bassin ("Yesares member") qui pourrait précéder ou suivre la phase d'assèchement partiel du bassin méditerranéen.



Figure I-5 : "Abad member" de la série de Sorbas (Espagne). La bonne cyclicité de cette sédimentation est utilisée pour les datations astronomiques (photographie : Krijgsman, comm. pers.).

Une seconde séquence périphérique parmi les plus complètes est observée dans le bassin sicilien de Caltanisseta (Decima and Wezel, 1973). Cette série, épaisse de plusieurs centaines de mètres, est extrêmement complète et sans aucun doute l'une des plus étudiée. Cependant, la discussion persiste quant au statut profond ou périphérique de ce bassin. Certains auteurs le considèrent comme un bassin périphérique (Butler et al., 1995) qui pourrait être plus profond que les autres, d'autres auteurs en font un fragment du domaine abyssal, exondé par la tectonique postérieurement à l'achèvement de la crise (Catalano et al., 1975).
A - 2.3 Constructions carbonatées

Avant le déclenchement de la crise de salinité s.s., le domaine méditerranéen a connu une période de développement extensif de récifs coralliens qui ont disparu par la suite, durant la phase de dessiccation. Ces constructions carbonatées sont largement développées dans les séries messiniennes périphériques de méditerranée occidentale principalement. Elles passent latéralement vers le centre des bassins aux séries évaporitiques périphériques décrites précédemment (Chapitre I-II :A - 2.2). Ces plates-formes carbonatées sont localisées à proximité des zones qui étaient supposées être en communication avec l'océan au Messinien et se cantonnent soit à des zones hautes très marginales, soit à des hauts topographiques localisés au centre des bassins.

La plate-forme carbonatée du bassin de Sorbas (Espagne) est l'une des plus étudiée mais l'interprétation et la stratigraphie des unités sédimentaires qui la constituent restent sujettes à débat (Riding et al., 1998; Conesa et al., 1999; Fortuin et al., 2000; Riding et al., 2000). La série carbonatée du bassin de Melilla (Maroc), localisée au débouché nord-est du couloir Sudrifain, constitue quant à elle un site clé pour l'étude des échanges atlantico-méditerranéens au Messinien (Cunningham et al., 1997; Roger et al., 2000; Münch et al., 2001).

A - 3 Age relatif des séries périphériques.

Les évaporites périphériques ont été considérées dans un premier temps comme l'équivalent latéral des évaporites profondes. Elles étaient donc synchrones de la mise en place de ces dernières. Cependant, la continuité entre ces deux environnements n'a jamais été observée et l'existence d'un décalage chronologique entre les évaporites périphériques et les évaporites profondes est actuellement largement acceptée (Gautier et al., 1994; Clauzon et al., 1996b; Krijgsman et al., 1999a).

Des désaccords subsistent concernant la chronologie exacte des évaporites périphériques. Dans l'hypothèse la plus couramment proposée, la surface d'érosion observée au sein de ces séquences périphériques équivaudrait à l'intervalle de temps durant lequel les évaporites profondes se sont déposées dans les bassins (Krijgsman et al., 1999a). Dans cette optique, les évaporites inférieures périphériques précèderaient l'assèchement du bassin tandis que les évaporites supérieures seraient postérieures. D'autres auteurs considèrent que l'intégralité des séries périphériques se sont mises en place antérieurement au dépôt des évaporites profondes (Clauzon et al., 1996b; Suc et Clauzon, 1996). Dans les deux cas de figures, les évaporites inférieures précèdent l'effondrement du niveau de base du bassin contemporain de l'apogée de la crise.

Des études cyclo-stratigraphiques réalisées sur séries marno-siliceuses pré-évaporitiques ont démontré que la mise en place des évaporites inférieures périphériques a débuté en même temps sur l'ensemble du pourtour méditerranéen (Krijgsman et al., 1999a). Le commencement de la crise de salinité constituerait donc un événement parfaitement synchrone en Méditerranée.

B - Manifestations dans le bassin.

B - 1 Les évaporites "profondes".

Dans les plaines abyssales méditerranéennes, la Crise de Salinité Messinienne a généré la mise en place d'une série évaporitique extrêmement épaisse (>1500 m). Cette série profonde occupe presque la totalité du domaine méditerranéen actuel. En règle générale, les épaisseurs les plus importantes sont circonscrites aux principales plaines abyssales actuelles : le bassin algéro-provençal, le bassin ionien, les bassins d'Érodote et du Levant, le bassin d'Antalya... (Figure I-6).



Figure I-6 : Répartition des évaporites messiniennes dans les bassin Méditerranéens (Busson, 1990) modifié de (Rouchy, 1989).

Des travaux de sismique réflexion rapportent des épaisseurs supérieures à 2500 m en

Méditerranée Orientale (bassin d'Érodote, (Chaumillon et Mascle, 1997)) et à 1600 m en Méditerranée occidentale (Bassin de Ligure, (Montadert et al., 1970; Rehault et al., 1984)). Le volume de ces évaporites est si élevé (plus de 106 km3) que leur mise en place a affecté la salinité de l'océan mondial en retirant environ 6 % des sels océaniques dissous à l'époque (Ryan et al., 1973).

B - 1.1 Description de la série évaporitique profonde

La série évaporitique messinienne est épaisse de 2000 à 2500 m en Méditerranée orientale et de plus de 1500 m dans la partie occidentale (Montadert et al., 1970). Elle est concordante à la fois en son mur et en son toit avec les séries miocènes sous-jacentes et les séries pliocènes sus-jacentes. L'absence de surface d'érosion au toit des évaporites dans le centre des bassins témoigne de l'immersion constante des plaines abyssales sous une tranche d'eau suffisante au cours de la crise. De ce fait, le domaine profond apparaît comme un enregistreur en continu de l'histoire de la sédimentation miocène-pliocène dans le bassin et notamment de l'intégralité de la Crise de Salinité Messinienne. La Figure I-6 fait la synthèse de la répartition géographique des évaporites messiniennes méditerranéennes (périphériques et profondes).

Figure I-7: Photographie d'un échantillon des "pillars of Atlantis" prélevé dans les évaporites supérieures du bassin méditerranéen, au sud des Baléares, sous une tranche d'eau de 3000 m (photographie d'après Cita, leg 13).



Les profils sismiques tirés dans les zones profondes et les forages du leg XIII (Ryan et al., 1973) ont permis de préciser la structure interne globale des évaporites profondes. Cellesci sont organisées en trois sous-unités distinctes :

Les évaporites supérieures : unité sommitale de la séquence évaporitique, les évaporites supérieures constituent la première série messinienne forée dans le bassin méditerranéen (Leg XIII, 1970). Elles atteignent localement 600 à 800 m d'épaisseur dans le bassin occidental et sont principalement composées de marnes dolomitiques et d'anhydrite

ordonnées en couches (Figure I-7), dont l'aspect macroscopique évoque celui du marbre. Le faciès sismique de cette unité se caractérise par des réflecteurs sub-continus et de forte amplitude (Figure I-8) dont le toit est couramment désigné sous le terme de "réflecteur M" (Ryan et al., 1973).

Le sel : unité intermédiaire de la série profonde, ce terme est principalement halitique, avec des intercalations d'anhydrites. Épais de 1000 m dans le bassin occidental, il génère un diapirisme intense dans les bassins. Son faciès sismique transparent en fait une unité facilement identifiable sur les profils sismiques (Figure I-8). Le toit du sel est généralement désigné sous le terme de "réflecteur K" (Montadert et al., 1970).



Figure I-8 : Profil sismique illustrant les caractéristiques sismiques de la série évaporitique messinienne observée sous les plaines abyssales (Escutia and Maldonado, 1992).

Les évaporites inférieures : comme elles n'ont encore jamais été échantillonnées, leur nature, âge et origine demeurent hypothétiques et nos connaissances à leur sujet sont extrêmement restreintes. Cette unité atteint 500 à 700 m d'épaisseur dans le bassin occidental. Elle a été qualifiée d'évaporites inférieures par analogie avec les alternances de gypse-argile des évaporites inférieures périphériques de Sicile. En effet, le faciès

sismique lité de cette unité, constitué de réflecteurs continus et parallèles entre eux, peut évoquer les dépôts lités des évaporites inférieures siciliennes. Cependant une correspondance avec des sédiments pélagiques n'est pas exclue. Sur les lignes sismiques, le toit de cette unité est généralement désigné sous le terme de "réflecteur L" (Montadert et al., 1970) ou "A" (Ryan et al., 1973).

B - 1.2 Cyclicité des évaporites supérieures.

Lors du Leg 13, les évaporites supérieures furent échantillonnées au niveau du puit 124 localisé au sud des Baléares. L'équipe embarquée à bord du *Glomar Challenger* remonta un échantillon provenant des "pillar of Atlantis" (Figure I-7). Appelé ainsi en raison de son aspect marbré, cet échantillon était constitué d'anhydrite et de stromatolites caractéristiques d'environnements de dépôt arides et peu profonds de type Sabkha. Ces niveaux à anhydrites et stromatolites sont intercalés entre des niveaux marneux riches en faunes profondes et parfois dessalées. Entre 8 et 10 cycles de ce type sont observés dans les évaporites supérieures profondes du bassin méditerranéen. L'alternance de ces environnements peu profonds et parfoinds met en évidence l'existence de cycles de dessiccation et de réapprovisionnement en eau du bassin peu avant l'achèvement de la Crise de Salinité Messinienne.

De brèves incursions marines pourraient avoir eu lieu pendant le dépôt des évaporites supérieures dans le bassin profond. Des marqueurs d'approvisionnements sporadiques en eau atlantique ont été retrouvés sur plusieurs sites de forages (ex : leg 13, sites 124 et 132 ; leg 107 (Kastens et al., 1990), leg 42A) sous la forme d'organismes planctoniques provenant d'Atlantique Nord. Dans le Golfe du Lion, le forage GLP2 a traversé un intervalle évaporitique épais de 300 m formé d'une alternance de niveaux de sel, d'argile salifère calcaréo-dolomitique, d'anhydrite cristalline et d'argiles calcaires. Des épisodes argileux, riches en foraminifères planctoniques messiniens, traduiraient un environnement lacustre avec des incursions marines ponctuelles (Gorini, 1993). Cet intervalle salifère a été interprété par cet auteur comme les évaporites supérieures, transgressives sur la discordance érosive messinienne.

Les évaporites supérieures ont également été échantillonnées dans le bassin méditerranéen oriental sur plusieurs sites de forage (ex : leg 42A, sites 371, 372 (Hsu et al., 1978)). Au large de l'actuel delta du Nil, une formation évaporitique (formation de Rosetta, Rizzini et al. (1978)) surmonte les sédiments détritiques messiniens du Nil (formation de Qawasim, Chapitre I-II :B - 2). Épaisse de quelques dizaines de mètres et composée d'une alternance

d'épaisses couches d'anhydrite et de fines couches d'argile, la formation de Rosetta correspondrait aux évaporites supérieures échantillonnées dans le bassin lors des forages DSDP (Barber, 1981).

B-2 *Les cônes détritiques.*

Parallèlement au démantèlement de la marge, les produits de l'érosion messinienne se sont accumulés dans le bassin sous la forme d'éventails détritiques édifiés en bas de pente et localisés principalement aux débouchés des grands systèmes fluviatiles messiniens.

Le système détritique le mieux documenté à l'heure actuelle est celui du Nil (Rizzini et al., 1978; Barber, 1981) en raison du potentiel que ces dépôts représentent en termes de réservoirs pétroliers. Cet éventail messinien peut atteindre plus de 1000 m d'épaisseur par endroits. Il est constitué de sédiments fluvio-deltaïques accumulés, dans le secteur amont, audessus de la surface d'érosion messinienne. Ces dépôts sont constitués de sables, de grès et de conglomérats intercalés avec des niveaux argileux. Ils portent le nom de "formation de Qawasim". Selon le secteur, ils sont surmontés par les anhydrites de la "formation de Rosetta" (Chapitre I-II :B - 1.2), par des dépôts sableux littoraux ou fluviatiles datées du Pliocène basal ("formation d'Abu Madi") ou par des argiles marines pliocènes déposées en discordance angulaire ("formation de Kafr El Sheikh").



Figure I-9. Coupe sud-nord du delta du Nil, basée sur les profils sismiques et les forages (Barber, 1981)

En Méditerranée occidentale, d'autres éventails détritiques messiniens (ou dépôts détritiques) ont été mis en évidence. La cartographie, la lithologie et les processus de dépôts de ces édifices sédimentaires restent néanmoins bien moins documentés que le système du Nil :

- En mer Ligure, au large du Var, un éventail de taille beaucoup plus réduite que l'éventail du Nil a été cartographié (Savoye et 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.
- 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 (Dos Reis, 2001). L'auteur interprète ces dépôts comme des sédiments détritiques datant de la crise de salinité messinienne.
- Des dépôts détritiques ont également été identifiés et cartographiés à l'Ouest de la Sardaigne et de la Corse (Sage et al., 2002). Ils seraient organisés en prismes progradants 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.

B-3 La surface d'érosion messinienne dans le bassin

Les relations stratigraphiques de la surface d'érosion messinienne avec les séries évaporitiques profondes ou les éventails détritiques sont encore mal connues. Les modalités d'extension de la surface d'érosion vers le centre du bassin se font de plusieurs manières :

- Dans certains secteurs, elle se prolonge vers le pied de pente par le biais de systèmes transitionnels (les éventails détritiques). Ces derniers sont reliés latéralement à la série évaporitique. L'érosion sub-aérienne, l'élaboration des cônes détritiques et le dépôt des évaporites profondes sont synchrones à l'échelle de l'événement messinien. Les relations temporelles et géométriques fines existant entre ces trois événements n'ont cependant jamais été établies avec précision.
- En l'absence d'éventails détritiques déposés en pied de marge, la surface d'érosion messinienne se prolonge sous les évaporites supérieures transgressives. Les modalités de son extension au-delà restent sujettes à débat. Sur les profils sismiques, certains auteurs la prolongent au toit du sel (Biju-Duval et al., 1974; Hsu et al., 1978) tandis que d'autres la

prolongent à la base (Ryan and Cita, 1978; Escutia and Maldonado, 1992). Dans ce second cas de figure, elle correspondrait latéralement au réflecteur "L".

Nous attirons l'attention sur la confusion courante qui existe entre les termes "surface d'érosion messinienne" et "discordance messinienne". Dans le cadre de cette étude, nous appellerons surface d'érosion messinienne, la discordance d'érosion liée au maximum de régression marine survenue durant la crise de salinité messinienne. Sur les profils sismiques, elle incise les réflecteurs sous-jacents, mis en place antérieurement à la crise.

La "discordance messinienne" est un terme parfois utilisé pour nommer une discordance angulaire localement observée à la base de la série plio-quaternaire. Sur la plate-forme, surface d'érosion messinienne et discordance messinienne sont le plus souvent confondues. Dans le bassin, la discordance messinienne détermine le toit des évaporites supérieures (réflecteur "M"). Au large de la Corse occidentale par exemple, les réflecteurs pliocènes sont déposés en "downlap" sur celle-ci (Réhault, comm. pers.). Cette discordance messinienne peut également être érosive. En effet, Escutia et Maldonado (1992) ont mis en évidence dans le Golfe de Valence au moins trois phases d'érosion durant la crise de salinité messinienne. La plus récente de ces phases se prolonge au toit des évaporites supérieures en y creusant localement des chenaux.

C - Les différents modèles proposés.

C - 1 Le modèle du bassin profond asséché

Le scénario global concernant le déroulement de la Crise de Salinité Messinienne est bien établi maintenant mais l'enchaînement précis des événements qui y ont conduit fait encore état de débats. Depuis 1973, deux principaux modèles ont été proposés pour expliquer le scénario et les conditions de mise en place des évaporites sur le plancher méditerranéen. Ces deux modèles ont été à l'origine d'une polémique dès la fin des années 70. S'opposaient à l'époque le modèle du bassin peu profond et asséché de Nesteroff (1973) (Figure I-10, C) et le modèle maintenant classique du bassin profond asséché de Hsü et al. (1973) (Figure I-10, A).

Le modèle du bassin peu profond et asséché ("Shallow Desiccated Basin") était en faveur d'un approfondissement du bassin méditerranéen ultérieurement au Messinien et n'invoquait pas de variation sensible du plan d'eau durant la crise. Cette hypothèse ne fournissait pas d'explication satisfaisante pour l'origine de la gigantesque surface d'érosion observée sur les marges ni à la présence de faunes marines profondes dans les sédiments marins surmontant les évaporites supérieures. Le modèle du "Shallow Desiccated Basin" est maintenant réfuté et la plupart des auteurs proposent des profondeurs avoisinant 2000 m dans le bassin profond au commencement de la crise (Gennesseaux and Lefebvre, 1980; Rehault et al., 1984). Dans le golfe du Lion, les séries miocènes (Langhien-Séravallien) traversées par le forage GLP2 en bordure de la paléo-pente miocène, se sont mises en place sous des paléo-bathymétries importantes (Gorini, 1993). De plus, les travaux réalisés sur l'évolution de la subsidence tectonique de la marge du Golfe du Lion confirment une importante baisse du niveau marin pendant la crise (Bessis et Burrus, 1986).



Figure I-10 : Illustration des principaux modèles de genèse des évaporites profondes messiniennes (Warren, 1989). (A) : le bassin profond et asséché (Hsü et al., 1973); (B) : le bassin profond non asséché et avec stratification des eaux (Rouchy, 1982; Busson, 1990); (C) : le bassin peu profond et asséché (Nesteroff, 1973).

Le modèle du bassin profond asséché ("Deep Desiccated Basin", (Hsü et al., 1973)) a été imaginé à la suite du Leg 13 pour tenter de comprendre les conditions paléogéographiques de genèse du "géant salifère messinien" observé en Méditerranée. Ce modèle propose une physiographie du bassin messinien proche de sa physiographie actuelle, accompagnée de dessiccations et de remises en eau répétées durant la crise, résultant de la fermeture progressive des communications avec l'Atlantique au niveau du détroit de Gibraltar (Figure I-10, A). Dans ce modèle, les évaporites périphériques étaient considérées comme contemporaines des évaporites abyssales. Si le modèle du bassin profond est maintenant accepté dans sa globalité, il ne suffit pas à valider à lui seul l'ensemble des observations faites au sein des bassins perchés italiens ou espagnols. En effet, le maintien de biotopes marins (foraminifères, récifs coralliens) dans les dépôts périphériques évaporitiques est directement en contradiction avec le concept d'assèchements successifs du bassin durant la crise (Montenat et al., 1980).

C - 2 Les variantes du "deep-desiccated model".

Bon nombre de modèles plus ou moins contestés ont vu le jour depuis 1973, parmi lesquels le modèle du bassin profond immergé avec stratification d'eau (Figure I-10, B). Ce modèle invoquait des conditions climatiques devenues arides lors du dépôt du sel (Rouchy, 1982; Busson, 1990). De même que le modèle du bassin peu profond et asséché, ce modèle ne permettait pas d'expliquer la présence des canyons messiniens sur toutes les marges méditerranéennes.

Visant à mettre un terme aux contradictions observées dans les séries messiniennes périphériques, Clauzon et al. (1996) ont proposé un modèle en deux temps faisant intervenir deux phases distinctes dans la Crise de Salinité Messinienne (Figure I-11) :

- Durant une première phase (de 5,90 à 5,60 Ma) l'intégralité des séries évaporites périphériques (évaporites inférieures et supérieures de Sicile) se dépose dans les bassins perchés. La discordance observée entre les termes supérieurs et inférieurs résulterait d'un abaissement (de l'ordre de 50 mètres) du niveau marin global des océans attribué aux cycles glacio-eustatiques TG 22 et TG 20 survenus entre 5,75 Ma et 5,70 Ma (Shackleton et al., 1995).
- La seconde phase impliquerait l'isolement du bassin méditerranéen et l'abaissement consécutif du niveau marin de 1500 m environ provoquant le dépôt des évaporites profondes dans le bassin. Cette seconde phase, initiée vers 5,60 Ma, durerait jusque vers 5,32 Ma et s'achèverait par une remise "fulgurante", à l'échelle géologique, du bassin méditerranéen.

Le modèle en deux temps permet de combiner le maintien de biotopes marins (foraminifères, récifs coralliens) dans les enregistrements périphériques au cours de la crise, la formation d'une surface de ravinement au sein de ces mêmes enregistrements et un abaissement du niveau marin de 1500 m. La sédimentation évaporitique dans les bassins périphériques serait la conséquence d'un forçage externe (glacio-eustatisme) et précèderait l'"assèchement" du bassin méditerranéen (conséquence d'un forçage interne (tectonique)). Notons que ce modèle repose sur l'interprétation des évaporites siciliennes comme étant périphériques plutôt qu'abyssales lors de leur formation.

Krijgsman et al. (1999) n'adhèrent pas au modèle en deux temps de Clauzon et al. (1996). Ils montrent par des calibrations cyclostratigraphiques que la surface d'érosion observée au sein des évaporites périphériques est postérieure de 100-160 000 ans aux cycles glacio-eustatiques TG20 ET TG22 et que par conséquent, le glacio-eustatisme ne pourrait être la cause de cette discordance (Figure I-11). En conséquence, Krijgsman et al. (1999) considèrent cette discordance comme synchrone du dépôt des évaporites abyssales.

Dans ce modèle, l'abaissement du niveau marin contemporain de la mise en place des séries évaporitiques profondes et de l'érosion des évaporites inférieures périphériques, serait de courte durée (environ 90 000 ans, de 5,59 à 5,50 Ma) tandis que la remise en eau du bassin avoisinerait 170 000 ans (Figure I-11). Cette chronostratigraphie repose sur l'interprétation des évaporites siciliennes comme étant une portion des évaporites abyssales rehaussée au Plio-quaternaire par la tectonique.



Figure I-11: Comparaison entre le modèle en deux temps proposé par Clauzon et al. (1996) et celui proposé par Krijgsman et al. (1999).

Résumé du Chapitre I-II :

- Le commencement de la crise de salinité messinienne est synchrone à l'échelle du bassin méditerranéen, dans les bassins périphériques.
- Durant la crise, les plates-formes exondées ont été érodées par les fleuves.
- Des séries messiniennes partiellement érodées ont été préservées dans certains bassins périphériques méditerranéens. L'âge et les modalités de dépôt de ces séries restent controversés.
- Durant la crise des séries évaporitiques épaisses se sont déposées dans les plaines abyssales. Ces évaporites profondes sont constituées de trois termes : les "évaporites" inférieures n'ayant jamais été échantillonnées ; le sel et les évaporites supérieures cycliques.
- Durant la crise, les sédiments érodés des plates-formes se sont accumulés en pied de marge sous la forme d'éventails détritiques localisés au débouché des grands fleuves. Seuls quelques-uns de ces édifices sédimentaires ont été observés actuellement.
- Le modèle du "deep desiccated model" (Hsü et al., 1973) est accepté dans sa globalité mais ne suffit pas à valider l'ensemble des observations faites au sein du bassin Méditerranéen. Plusieurs modèles tentent de relater de manière précise le déroulement de la crise messinienne (Clauzon et al., 1996b; Krijgsman et al., 1999a), mais aucun d'entre eux n'est jusqu'à maintenant entièrement accepté.

Chapitre I-III : Achèvement de la crise.

A - Le Lago Mare.

Un ou plusieurs épisodes de dessalure appelés "Lago-Mare" (Ruggieri, 1967) marquent la fin de la Crise de Salinité Messinienne. Ils se caractérisent par l'intercalation d'une faune d'affinité saumâtre ou laguno-lacustre au sommet des évaporites supérieures périphériques ou profondes. Ces faunes ont été observées dans la plupart des bassins périphériques méditerranéens (Maroc, Sicile, Espagne, Chypre, Iles ioniennes, Crète, (Figure I-12)) ainsi que dans certains forages profonds (Leg ODP160 et 161). Cet épisode n'est pas bien compris, que ce soit en termes de modalité ou de chronologie, et fait l'objet d'interprétations divergentes :

- Un déversement brutal des eaux paratéthysiennes dans une Méditerranée asséchée (Hsü et al., 1973).
- Des échanges d'eaux superficielles entre la Méditerranée et la Paratéthys en périodes de hauts niveaux marins qui seraient à l'origine des faunes dessalées des bassins périphériques (Clauzon et Suc, 2002).
- Une modification progressive du cadre climatique ayant entraîné une recrudescence de l'action fluviatile (Rouchy, 1982).
- Une modification du bilan hydrique contrôlée à la fois par la fermeture des communications avec l'Atlantique et par une modification climatique (Orszag-Sperber et al., 2000).



Figure I-12 : Localisation des principaux sites méditerranéens où ont été décrits des dépôts messiniens de type Lago-Mare. En croisillons, l'extension des évaporites messiniennes; * : affleurements; • : sites forés (Orszag-Sperber et al., 2000), légèrement modifiée.

B - Remise en eau du bassin.

La Crise de Salinité Messinienne s'achève au début du Zancléen (Pliocène) par la remise en eau du bassin Méditerranéen accompagnée d'un retour aux conditions de mer semiouverte de circulation des masses d'eau. Les interprétations divergent concernant les modalités et la durée de remise en eau (Chapitre I-II :C - 2). Il semble néanmoins exister un consensus quant à un remplissage rapide (à l'échelle géologique) du bassin, attesté par les faunes profondes échantillonnées dans les sédiments pélagiques surmontant les évaporites supérieures abyssales.

Dans les sédiments échantillonnés dans le bassin oriental, Pierre et al. (1998) montrent que la transition Miocène-Pliocène se fait sur une épaisseur de quelques centimètres (sites 968A, 969 A et 969B) et en déduisent que le remplissage du bassin à la fin de la crise a duré entre 1000 et 2000 ans (cet ordre de grandeur avait déjà été proposé par Hsü et al. en 1973). D'autres auteurs parviennent à des conclusions semblables en se basant sur l'analyse des sédiments datés du Pliocène inférieur et qui remplissent les canyons messiniens à terre (Clauzon et Cravatte, 1985; Suc et Drivaliari, 1991). Les forages y montrent l'absence de cortèges transgressifs contemporains de la remise en eau du bassin. La surface d'érosion messinienne y est directement surmontée par des argiles contenant des faunes profondes datées du Pliocène et les auteurs en déduisent un ennoiement extrêmement rapide des canyons en rias à la fin de la crise. Des observations similaires ont été faites dans le canyon messinien du Nil (Chumakov, 1973).

L'idée d'une transgression fini-messinienne de l'ordre du millier d'années n'est pas partagée par tous. Krijgsman et al. (1999) estiment la durée de remise en eau du bassin méditerranéen à 170 000 ans en se basant sur des mesures cyclostratigraphiques réalisées dans les séries messiniennes périphériques. Une telle hypothèse avait déjà été suggérée préalablement par d'autres auteurs (Butler et al., 1995).

Résumé du Chapitre I-III :

- La Crise de Salinité Messinienne est achevée à 5,32 Ma.
- Un ou plusieurs épisodes de dessalure, dont l'origine est mal comprise, précèdent ou accompagnent la fin de la crise.
- L'achèvement de la crise messinienne coïncide avec un remplissage extrêmement rapide à l'échelle géologique du bassin méditerranéen (1000 à 200 000 ans) et un retour aux conditions de mer semi-ouverte de circulation des masses d'eau.
- La durée et les modalités exactes de remise en eau du bassin restent sujettes à débats.

Chapitre I-IV : Intérêt du site d'étude.

La marge du Golfe du Lion (Figure I-13), comme toutes les marges méditerranéennes, a subit les effets de la crise de Salinité Messinienne. L'objectif de ce chapitre est de montrer pourquoi cette marge constitue un site d'étude privilégié pour faire progresser nos connaissances concernant la Crise de Salinité Messinienne.

Après une brève description de la physiographie actuelle du Golfe du Lion, nous déterminerons le contexte tectonique et sédimentaire de cette marge, unique en Méditerranée. Nous ferons ensuite le point sur les travaux déjà réalisés concernant l'évènement messinien et ses conséquences directes et différées sur l'évolution de la marge.



Figure I-13 : Carte morphologique de la Méditerranée. Le cadre rouge indique la localisation de la zone d'étude (De Rémur et al.).

A - Contexte physiographique actuel du Golfe du Lion.

Le Golfe du Lion fait partie de la Méditerranée occidentale. Il est localisé sur la bordure septentrionale du bassin Provençal, entre la Mer Ligure et le Golfe de Valence (Figure I-13). Ce domaine constitue un exemple type de marge passive structurée en quatre unités physiographiques distinctes (Carter et al., 1972) (Figure I-14) :

 Un vaste plateau sub-horizontal qui s'étend en arc de cercle sur environ 270 kilomètres, du Cap Creus au sud-ouest, au cap Sicié au nord-est. Il atteint une largeur maximale de 70 kilomètres au droit du delta du Rhône, se rétrécissant vers l'Est et l'Ouest à l'approche des marges provençale et pyrénéo-catalane. Sa limite externe d'orientation générale NE-SW, est située aux environs des isobathes 120 à 150 m.

 Au-delà du plateau, un talus continental de morphologie très complexe et de faible pente (< 2,2%) s'étend jusqu'à une profondeur de 1600 m environ. Les épaisses séries sédimentaires (plusieurs milliers de mètres) qui le constituent sont entaillées par un réseau dense de canyons sous-marins séparés par des zones d'interfluves relativement étroites (Figure I-14). Ces canyons jouent un rôle majeur dans l'alimentation du domaine profond en sédiments terrigènes.



Figure I-14 : Carte bathymétrique de la marge du Golfe du Lion (Berné et al., 2001) présentant les principaux canyons et édifices sédimentaires ainsi que les limites géographiques de la zone étudiée.

- Au pied de la pente continentale, le glacis continental est le siège d'une accumulation sédimentaire issue des apports rhodaniens et pyrénéo-languedociens. Il comprend deux édifices sédimentaires majeurs : la ride Pyrénéo-Languedocienne développée dans la zone ouest (Got et al., 1979; Berné et al., 1999; Dos Reis, 2001) et le large Eventail sous-marin du Rhône construit dans la zone centrale (Droz, 1983; Torres, 1995; Dos Reis, 2001).
- Au-delà, à l'aplomb de la croûte océanique, s'étend une plaine abyssale ponctuée par de faibles reliefs d'origine diapirique (Gaullier, 1993).

Cette physiographie contrastée constitue l'héritage direct de l'évolution structurale et de l'histoire sédimentaire de la marge (Chapitre I-IV :B -).

Une nouvelle carte bathymétrique du Golfe du Lion a été réalisée récemment par l'IFREMER (Berné et al., 1999) et offre une vision détaillée (1/100 000^e) de la zone d'étude. Cette dernière s'étend entre 3° E et 4°30 E et entre 41°30 N et 43°30 N (Figure I-14). Elle comprend la zone Ouest de la marge du Golfe du Lion, englobant les 2/3 de la plate-forme, la moitié ouest de la pente continentale, la ride pyrénéo-languedocienne ainsi qu'une portion de la plaine abyssale.

B - Contexte géologique et structural :

La structure actuelle complexe de la marge du Golfe du Lion est le résultat de la superposition de différentes phases de déformation (compressives et extensives) survenues depuis la fin de l'Orogenèse Hercynienne (Biju-Duval et al., 1978). Cette marge est localisée sur la bordure septentrionale du Bassin Provençal dont l'ouverture s'est amorcée à l'Oligocène supérieur (il y a environ 35 Ma) durant la phase d'extension généralisée qui a affecté l'Europe occidentale à cette période (Le Pichon et al., 1971; Lefebvre, 1980; Rehault, 1981; Gorini, 1993; Benedicto et al., 1996). Sa structuration s'est poursuivie jusqu'à l'Aquitanien.

B - 1 *Rifting oligo-miocène*.

B - 1.1 Généralités.

Le rifting oligo-miocène (Oligocène supérieur à Aquitanien moyen) est intervenu dans un domaine déjà structuré par l'orogenèse pyrénéenne et constitue le dernier stade majeur de la longue histoire tectonique du Golfe du Lion. Cette phase tectonique d'ouverture, initiée il y a 35 à 30 Ma, a conduit à la formation du bassin provençal et à l'accrétion de croûte océanique en son centre. L'ouverture de type océanique s.s. a débuté entre 24 et 21 Ma (Montigny et al., 1981; Burrus, 1984; Rehault et al., 1984; Vigliotti et Langenheim, 1995). Elle est associée à la rotation vers l'est du bloc Corso-Sarde qui s'est achevée vers 19 à 18 Ma. Selon Mauffret et al. (1995), l'amincissement crustal lié au rifting présenterait des variations importantes le long de la bordure septentrionale du bassin. À l'aplomb des marges provençale et catalane, raides et étroites, l'amincissement serait brutal tandis qu'il serait plus progressif le long de la marge du Languedoc-Roussillon (Mauffret et al., 1995).

Durant la phase de rifting, le substratum anté-rift de la marge a été découpé en blocs généralement basculés par l'intermédiaire d'un réseau de failles normales de direction N-S et NE-SW et de failles transverses. Il a conféré au Golfe du Lion une organisation en horsts et en grabens qui se caractérise par une orientation NE-SW des structures principales (Arthaud et al., 1981) (Figure I-15).



Figure I-15 : Coupe transversale des structures extensives du Golfe du Lion sur la marge rhodanienne (Bénédicto, 1996, modifié d'après Gorini, 1993). Se reporter à la figure I-13 pour la localisation de la coupe.

B - 1.2 Structures du rift du Golfe du Lion

Une cartographie détaillée des structures associées au rifting oligo-aquitanien a été établie dans le Golfe du Lion (Gorini, 1993; Benedicto et al., 1996; Guennoc et al., 2000). Un des traits originaux de cette marge affectée par des structures distensives est sa différenciation en deux domaines contrastés. Dans la partie sud-ouest de la marge, l'extension a abouti à la création d'une profonde dépression qui constitue l'une des structures majeures du rift : le Graben Central (Figure I-16). Sa limite sud orientale est constituée par une ride globalement orientée N30, sur laquelle s'alignent les horst de Rascasse et de Mistral. Cette ride sépare le Graben Central du bassin profond et est segmentée par des zones de transferts que l'on retrouve à terre.





Au nord-est du graben central, les structures du rift toujours orientées NE-SW sont caractérisées par une succession de demi-grabens et de horsts relativement étroits et peu profonds (grabens de Vistrenque Maritime et de la Petite Camargue). Plus à l'Est, au sud de la Camargue, la structuration du substratum est moins marquée.

Des zones d'accommodation transverses (ou zones de transfert) d'orientation générale N150 (perpendiculairement à la direction d'extension du rifting) délimitent les compartiments de la marge du Golfe du Lion (Figure I-16). Elles sont à l'origine de la segmentation de la marge et des différences de style tectonique entre les différents secteurs. D'Ouest en Est, on observe les zones de transfert Catalane (Lefebvre, 1980) ; de Rascasse (Mauffret et al., 2001) ; de la Sétoise (Benedicto, 1996) et du Grand Faraman (Gorini, 1993). Au nord-est, la zone de transfert de l'Arlésienne (Gorini, 1993) sépare le domaine du Languedoc-Roussillon de la marge Provençale à croûte faiblement étirée. À l'extrême sud-ouest de la plate-forme, la zone de transfert Catalane, située à l'aplomb du canyon du Cap Creus, sépare la croûte amincie du Roussillon du domaine de la marge Catalane.

B - 2 Subsidence.

Plusieurs études ont été réalisées par la méthode de "*backstripping*" (Watts et Ryan, 1976) afin de quantifier l'évolution de la subsidence dans le Golfe du Lion (Steckler et Watts, 1980; Bessis and Burrus, 1986; Burrus et Audebert, 1990).



Figure I-17 : Evolution de la subsidence le long d'une coupe transversale de la marge du Languedoc-Roussillon. En haut, une coupe interprétée de la plateforme au bassin. En bas, les courbes de subsidence totale, thermo-tectonique eł sédimentaire (zone hachurée) pour un certain nombre de puits fictifs. W: eau; PQ: *Plio-quaternaire;* MS Messinien; LM : Miocène inférieur (D'après Bessis et Burrus, 1986 - redessinée par -Torres, 1995).

Durant la phase initiale de rifting (Oligocène Supérieur à Aquitanien Moyen), les courbes d'évolution de la subsidence tectonique traduisent un rapide affaissement de la marge parallèlement à la structuration du socle (Figure I-17). Pendant cette période, l'approfondissement de la partie la plus distale de la marge (où la croûte est très amincie) excède les 2000 m dans les zones les plus distales. Par la suite, pendant toute l'histoire postrift du bassin (du Burdigalien à l'Actuel), la subsidence thermique se poursuit en s'atténuant progressivement au cours du temps (Figure I-17). Contrairement au reste de la marge, le domaine profond du bassin présente une accélération de la subsidence depuis les 5 derniers millions d'années. Ce phénomène encore mal compris est interprété comme le résultat d'une phase tardive de la compression alpine (Burrus and Audebert, 1990).

B - 3 Stratigraphie.

À partir du Burdigalien, l'évolution structurale de la marge du Golfe du Lion peut-être considérée comme scellée. L'histoire post-rift de cette zone se caractérise alors par une subsidence générale prononcée à l'origine d'un haut niveau marin relatif permettant une très forte accumulation sédimentaire.

La stratigraphie générale du Golfe du Lion est globalement bien établie grâce aux sondages d'exploration pétrolière effectués en mer (Cravatte et al., 1974), aux forages DSDP et aux données de sismique réflexion. Elle peut-être divisée en plusieurs grands ensembles (Figure I-18). De la base au sommet, on observe la succession suivante :

- À la base, un substratum paléozoïque-mésozoïque sur lequel reposent les séries sédimentaires cénozoïques syn-rift et post-rift.
- Une unité syn-rift d'âge Oligocène supérieur à Aquitanien inférieur (30-24 Ma) constituant une première méga-séquence (Méga-séquence 1) (Gorini, 1993). Elle est observée uniquement en remplissage de certains grabens (graben Central et graben de Vistrenque). Le toit de cette formation est représenté par une discordance qui marquerait la fin de l'activité tectonique.
- Une unité post-rift d'âge Aquitanien moyen à Tortonien supérieur (24-6,3 Ma) (Gorini, 1993). Durant la mise en place de cette unité, les structures en grabens et hémi-grabens sont progressivement comblées. Cependant les traits morpho-structuraux majeurs persistent longuement et ce n'est qu'à la fin du Miocène que la région sera pratiquement nivelée (Lefebvre, 1980). Cette méga-séquence se subdivise en deux sous-unités :

- Une sous-unité inférieure constituant un complexe transgressif associé à la transgression majeure survenue de l'Aquitanien Supérieur au Burdigalien moyen.
- Une sous-unité supérieure progradante d'âge Burdigalien moyen à Messinien moyen.
- Une unité d'âge messinien observée dans le bassin uniquement. Elle constitue dans ce secteur une méga-séquence intermédiaire aux méga-séquence 2 et 3 présentées dans la figure I-17. Les séries salifères (Chapitre I-II :B 1) qui la constituent se sont mises en place durant la Crise de Salinité Messinienne. Cette unité passe latéralement sur la plate-forme et la pente continentale à une lacune sédimentaire : la "surface d'érosion messinienne" (Figure I-4 et Chapitre I-II :A 1).
- Une unité sommitale progradante, d'âge Pliocène à Actuel (Méga-séquence 3).



Figure I-18 :Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque sur la plateforme et la pente continentale du Golfe du Lion. (Torres, 1995 modifié légèrement d'après Gorini et al., 1993). Se reporter à la figure II-1 pour la localisation des puits.

C - Le Golfe du Lion et la Crise de Salinité Messinienne.

Comme toutes les marges méditerranéennes, la marge du Golfe du Lion a subi les effets de la Crise de salinité Messinienne.

C - 1 Érosion de la marge.

L'abondance des profils sismiques tirés depuis 30 ans dans le Golfe du Lion a permis la réalisation de cartes isobathes de la discordance messinienne (Gennesseaux and Lefebvre, 1980; Guennoc et al., 2000). D'un point de vue topographique, l'ensemble de la région étudiée présente un approfondissement vers le large du relief messinien. La morphologie de cette surface rappelle celle d'une plate-forme légèrement aplanie. Elle est marquée par une rupture de pente nette qui délimite un paléo-talus localisé un peu en retrait du rebord de plate-forme actuel (Figure I-4).

Gennesseaux et Lefebvre ont été les premiers auteurs à publier l'esquisse de la morphologie en mer de la surface d'érosion messinienne sur la plate-forme du Golfe du Lion (Gennesseaux and Lefebvre, 1980). Ils avaient déjà mis en évidence l'existence de deux grandes provinces messiniennes bien distinctes : la première, localisée dans la partie orientale de la marge correspond au paléo-système fluviatile du Rhône et de ses affluents ; la seconde, couvrant la partie centrale et occidentale de la plate-forme, correspond au paléo-système fluviatile du Languedoc-Roussillon. Ces deux grandes provinces messiniennes sont séparées l'une de l'autre par un haut fond structural parallèle aux deux systèmes : le haut fond de la Sétoise, orienté NW-SE perpendiculairement au rebord de plate-forme.

Guennoc et al. (2000) ont publié une cartographie plus précise de la surface d'érosion sur la plate-forme ainsi que son esquisse sur la pente supérieure (Figure I-4). Si la morphologie de la surface d'érosion messinienne est aujourd'hui bien connue et clairement cartographiée sous le plateau, elle demeure en revanche nettement plus imprécise au-delà du talus actuel.

C - 1.1 La vallée du Rhône messinien.

La découverte du canyon messinien du Rhône remonte à plus d'un siècle (Fontannes, 1882; Depéret, 1895). Dès 1952, l'idée même d'une origine eustatique et de la fermeture des communications océaniques avec l'Océan Atlantique au niveau de Gibraltar avait été envisagée (Denizot, 1952). Ultérieurement, l'existence du canyon messinien du Rhône a

constitué un argument de poids en faveur d'un bassin Méditerranéen asséché au Messinien (Clauzon, 1973; Clauzon, 1982).

Le paléo-système Rhodanien couvre la partie orientale de la plate-forme du Golfe du Lion. Limité à l'Ouest par le haut fond de la Sétoise et à l'Est par celui de Beauduc, il est constitué pour l'essentiel par 3 systèmes hydrographiques distincts drainant respectivement les zones ouest, nord et est de cette région : le Paléo-Vidourle à l'Ouest, le Paléo-Rhône au Nord et la Paléo-Durance à l'Est (Figure I-4 et Figure I-19).



Figure I-19 : Carte synthétique de la vallée messinienne du Rhône et de son canyon messinien à terre (modifiée d'après Clauzon et al, 1982 et Guennoc et al, 2000). 1 : Rhône ; 1a ; cours occidental du Rhône ; 1b : cours oriental du Rhône ; 2 : Vidourle.

Le *Paléo-Rhône* messinien a une direction d'écoulement orientée N-S, drainant la partie occidentale des Alpes et la zone Est du Massif Central (Figure I-19, (1)). Du fait de son large bassin versant, il a généré durant la crise une vaste surface d'érosion qui s'étend loin vers le Nord, au-delà de la Camargue actuelle. Son incision à terre est observée jusqu'à Lyon, c'est-à-dire sur une distance de plus de 300 km.

Le Paléo-Rhône messinien présente à terre les aspects d'une vallée fortement encaissée et aux versants très pentus. Dans la partie amont du canyon, ses affluents sont peu nombreux et de faible importance. Plus en aval, au niveau de la Camargue actuelle, la Paléo-Durance venant de l'Est est le premier affluant majeur à être capté par le fleuve.

Des travaux récents sur des données de sismique réflexion à terre et dans la zone côtière ont montré une sinuosité complexe du paléo-cours du Rhône sous la Camargue (Rubino et al., 2000). Sur la plate-forme actuelle, les sédiments ont été profondément entaillés par le cours inférieur du Paléo-Rhône. Peu après la ligne de côte, à l'est du forage Cicindèle 1, le fleuve coule vers le Sud au sein d'une gorge étroite et profonde (600 m de dénivelé sur 6 km de largeur) (Gennesseaux and Lefebvre, 1980). Plus en aval, au sortir de ce défilé, le lit du fleuve devient plus large. La reconnaissance du tracé devient alors problématique car on observe un dédoublement du paléo-canyon messinien sur la plate-forme. Il existe un passage direct vers le Sud-Est au travers de la ride de Beauduc (Figure I-19 (1b)). Une autre voie vers le Sud-Ouest longe le flanc nord de la ride de Beauduc et oblique ensuite vers le Sud-Est en direction du bassin (Figure I-19 (1a)). Ce dédoublement, encore mal expliqué, pourrait résulter d'un rejeu du substratum pré-rift (largement affleurant dans ce secteur) au moment de l'épisode messinien (Gennesseaux and Lefebvre, 1980).

Au niveau de la pente actuelle, les travaux de Guennoc et al. (2000) montrent le prolongement vers le sud-est des paléo-cours (a) et (b) du Rhône, perpendiculairement à la ride de Mistral. Ces deux bras conflueraient plus en aval après avoir obliqué légèrement vers le Sud (Figure I-4). Nous ne disposons pas de données sismiques dans ce secteur, mais il semble exister des incisions messiniennes assez larges au voisinage des puits GLP1 et GLP2, ainsi que sous la pente actuelle (Guennoc et al., 2000; Dos Reis, 2001).

C - 1.2 La vallée du Vidourle messinien.

À l'Ouest de la vallée principale du Rhône, le réseau messinien du *Vidourle* a une direction d'écoulement quasiment rectiligne, d'orientation NW-SE. Le fleuve draine respectivement les flancs Est et Ouest du haut fond de la Camarguaise et de la Sétoise (Figure I-19 (2)). Au niveau de la plate-forme interne et moyenne, il s'écoule dans une vallée large et faiblement encaissée avant d'être capté plus en aval par le cours occidental du Rhône. Aucun canyon messinien net n'est observé à terre en amont de la vallée.

C - 1.3 La vallée de l'Orb-Hérault messinien.

Dans la partie orientale de la vallée messinienne du Languedoc-Roussillon, le réseau de *l'Orb-Hérault* présente une direction générale d'écoulement orientée NNO-SSE (Figure I-4 et Figure I-20 (1) et (2)). La partie amont de cette paléo-vallée draine l'intégralité de la partie ouest des Cévennes ainsi que la zone sud-est de la Montagne Noire. Son incision

localisée actuellement à terre constitue le canyon messinien du Languedoc (Clauzon et al., 1990; Ambert et al., 1998). Ce canyon a été façonné par l'action combinée de trois rivières : le paléo-Orb constituant le drain central du système et s'écoulant vers le SE, la paléo-Cesse et le paléo-Hérault. Ces deux affluents prennent respectivement leur source dans les extrémités ouest et est de la ria et confluent plus en aval avec le système axial du canyon. Notons que le paléo-réseau messinien de l'Hérault se singularise par une incision beaucoup plus faible que celle des deux autres rivières en raison de la nature karstique de l'arrière-pays immédiat qui permet l'enfouissement des eaux météoriques au profit d'aquifères profonds (Ambert et al., 1998).



Figure 1-20. Carte synthétique de la vallée messinienne de l'Orb-Hérault (modifiée d'après Suc et Drivaliari (1991) et Guennoc et al. (2000)). 1 : Orb ; 2 : Hérault ; 1-2 :Orb-Hérault ; 3 :Aude ; 4 : Berre.

Plus en aval, au niveau du cap d'Agde, l'Orb s'écoule vers le Sud-Est dans une gorge étroite et profonde (300 m) puis continue vers le Sud-Est au centre d'une vallée plus vaste, drainant le flanc ouest du haut fond de la Sétoise et le flanc est du haut fond d'Agde. Au niveau de la plateforme moyenne actuelle, sa direction d'écoulement oblique progressivement vers le sud, puis le sud-ouest peu avant le haut topographique de Mistral. Après avoir franchi le haut fond d'Agde, l'Orb-Hérault capture le système de l'Aude avant de s'unir à celui de la Têt et de s'écouler vers le S-SE au-delà du talus.

C - 1.4 *La vallée de l'Aude messinienne.*

À l'ouest de la vallée de l'Orb, le réseau messinien de *la Paléo-Aude* a une direction d'écoulement quasiment rectiligne, d'orientation NW-SE. Il draine respectivement les flancs Est et Ouest du haut fond de la Clape Maritime et celui d'Agde (Figure I-4 et Figure I-20). Au niveau de la plate-forme interne, il s'écoule dans une vallée profonde (>500m) puis continue vers le SE au sein d'une vallée plus vaste avant de s'unir dans sa partie avale au système de l'Orb. Contrairement à ce dernier, bien que l'incision messinienne sur la plate-forme interne

soit fortement marquée, aucun canyon messinien n'est observé à terre en amont de la paléo-Aude. L'ampleur du creusement "offshore" est donc énigmatique.

Durant la crise de salinité, la portion amont de l'Aude messinienne était drainée vers l'Atlantique (Clauzon, comm. pers.). Il devait néanmoins exister un système fluviatile réduit drainant le sud de la Montagne Noire et la zone basse de l'actuel bassin versant de l'Aude.

C - 1.5 La vallée de la Berre messinienne.

Le réseau de *La Berre* a été prénommé ainsi par analogie avec le fleuve de La Berre, qui de par sa localisation géographique actuelle, pourrait être à l'origine du creusement messinien "offshore" qui est observé (Figure I-4 et Figure I-21 (3)). Sous la plate-forme, la Paléo-Berre a une direction d'écoulement général presque rectiligne, orientée NW-SE, parallèlement au réseau de la Paléo-Aude. Drainant le flanc ouest du haut fond de la Clape, le fleuve s'écoule dans une vallée large et peu encaissée. Plus en aval, au niveau de la plateforme externe actuelle, il oblique progressivement vers l'Est avant d'être capturé par la Têt-Tech, confluant par la suite avec le système de l'Orb-Aude.

De même que pour le système de l'Aude, bien que l'incision messinienne sur la plate-forme soit fortement marquée, aucun canyon messinien n'est observé à terre, en amont de la vallée.

C - 1.6 La vallée du Têt-Tech.

À proximité de la chaîne pyrénéenne, le réseau messinien de *la Têt-Tech* a une direction générale d'écoulement orientée Ouest-Est, perpendiculairement à la ligne de côte actuelle (Figure I-4 et Figure I-21). La section amont de cette paléo-vallée draine la zone pyrénéenne nord-occidentale ainsi que le Roussillon. Son incision localisée actuellement à terre constitue le canyon messinien du Roussillon (Clauzon, 1987; Clauzon et al., 1987). La Têt, dans la zone nord et le Tech, au sud, constituent les deux grands systèmes hydrographiques à l'origine de la morphologie bi-compartimentée de ce canyon (Figure I-21). Ces deux affluents s'écoulent tous deux vers le nord-est et s'unissent avant la ligne de rivage actuelle. Plus en aval, la Têt-Tech oblique progressivement vers le Sud-Est, contournant un haut-fond, puis incurve de nouveau son cours en direction du nord-est. Au niveau de la plate-forme externe, il capture le système de la Berre venant du nord, puis s'unit au système de l'Aude-Orb.



Figure I-21. Carte synthétique de la vallée messinienne de la Têt-Tech dont la partie amont constitue le canyon messinien du Roussillon (modifié d'après Clauzon et al. (1987) et Guennoc et al. (2000)). 1 : Tech ; 2 : Têt ; 1-2 : Têt-Tech ; 3 :Berre ; 4 : Aude.

C - 2 Séries salifères.

Comme dans la plupart des bassins profonds méditerranéens, une série évaporitiques épaisse s'est mise en place au large du Golfe du Lion durant la crise. Ces dépôts salifères sont actuellement observés sous la plaine abyssale et viennent se biseauter sous le pied de pente, contre la surface d'érosion messinienne (Burollet et Byramjee, 1974).

Dos Reis (2001) a étudié la tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la Marge du Golfe du Lion. L'auteur a ainsi pu mettre en évidence dans le bassin, l'existence de trois provinces tectono-sédimentaires majeures :

- un domaine extensif en amont fortement déformé par un système des failles normales listriques.
- un domaine intermédiaire peu déformé caractérisé par le sel tabulaire et glissant de manière rigide
- un domaine aval montrant des structures en contraction formant des dômes salifères (zone de diapirisme, (Gaullier, 1993)).

C - 3 Séries détritiques

Des séries détritiques messiniennes ont été identifiées dans le bassin du Golfe du Lion à partir des faciès sismiques (Gorini, 1993; Dos Reis, 2001). Elles n'ont cependant pas été cartographiées principalement en raison du manque de données de bonne qualité telles que les profils de sismique rapide "Calmar" utilisés dans cette thèse. Dans le secteur oriental de la marge, malgré l'ampleur de l'érosion messinienne observée au niveau du cours du Rhône, aucun éventail détritique n'a été formellement identifié au débouché de ce canyon.

D - Évolution durant le Plio-quaternaire

D - 1 Climat et Eustatisme

Une importante transgression marine marque le commencement du Pliocène inférieur (transgression Zancléenne). Combinée à un changement dans l'activité tectonique de l'arc bético-rifain, elle serait à l'origine du remplissage du bassin méditerranéen à 5,3 Ma. Le haut niveau marin global qui y est associé avoisinait 70-80 m au-dessus du niveau marin actuel (Haq et al., 1987). Cette hausse du niveau marin marque l'achèvement de la crise, le rétablissement des conditions de mer semi-ouverte en Méditerranée et le commencement de la sédimentation pliocène dans le Golfe du Lion (création des Gilberts deltas, Chapitre I-IV :D - 2.2).

Depuis cette époque, les enregistrements de δ^{18} O révèlent une forte détérioration climatique au cours du Plio-Quaternaire (Shackleton et al., 1995). Cette détérioration, survenue progressivement, fait la transition entre le climat chaud et sec du Miocène terminal et le climat plus froid du Pleistocène. Le signal isotopique est confirmé par les données palynologiques de Méditerranée qui montrent l'existence de deux grands "refroidissements" depuis le commencement du Pliocène (Suc et al., 1995a) :

- Le Pliocène inférieur est la période la plus chaude et la plus sèche des 5 derniers millions d'années. Il se caractérise par des fluctuations de température de faibles amplitude et longueur d'onde durant une longue période de haut niveau marin (1,7 Ma environ).
- Le premier refroidissement climatique est enregistré vers 3,3 Ma et coïncide avec un changement significatif du climat global. Il est lié à la mise en place de calottes glaciaires permanentes sur de vastes superficies sur les continents nord américain et eurasien (Keigwin et Thunnel, 1979). Ce refroidissement est marqué par une chute globale du

niveau marin jusque 20 mètres environ au-dessous du niveau marin actuel (cycle TB 3.4-3.5 de Haq et al. (1987)).

 Le second refroidissement climatique survient vers 2,4 Ma, vers la fin du Pliocène Moyen. Il reflète l'émergence des premiers cycles glaciaires-interglaciaires dans l'hémisphère nord, et l'accroissement des phénomènes de débâcle dans l'Atlantique nord (Backman, 1979). Depuis cette époque, ont enregistre un accroissement des variations climatiques et des variations à hautes fréquences du niveau marin.

D - 2 Sédimentation au plio-quaternaire.

D - 2.1 Généralités.

Consécutivement à la Crise de Salinité Messinienne, la sédimentation sur la marge du Golfe du Lion est marquée une forte accumulation sédimentaire. La série plio-quaternaire peut atteindre une puissance supérieure à 2000 m sur la plate-forme externe (forage d'Autan, Annexes B et N, (Cravatte et al., 1974)) et en pied de pente (forage GLP2, Annexe G).

Peu de renseignements existent concernant l'organisation des dépôts post-messiniens sur la plate-forme du Golfe du Lion. Les études se sont principalement axées sur l'analyse détaillée des affleurements à terre (Clauzon, 1973; Clauzon et al., 1987; Calvet, 1994) ou sur l'interprétation sismique des dépôts plio-quaternaires dans le bassin (Droz, 1983; Torres, 1995; Berné et al., 1999; Dos Reis, 2001). Jusqu'à aujourd'hui, l'architecture des séquences de dépôt sur la plate-forme continentale, un élément clef permettant de comprendre les modalités de construction d'une marge passive, n'est connue qu'à partir de quelques profils et forages pétroliers (Biju-Duval et al., 1974; Cravatte et al., 1974; Gorini, 1993). Seuls les dépôts du Quaternaire supérieur ont été le sujet de nombreuses études, à la fois sismiques et lithologiques (Aloisi, 1986; Tesson et al., 1990; Berné et al., 1999; Rabineau, 2001).

D - 2.2 Cas particulier des rias pliocènes

À la fin de la Crise messinienne, avec la transgression zancléenne, les canyons messiniens ont été ennoyés et sont devenus de vastes rias (Figure I-22). La morphologie de ces vallées submergées a commandé le mode de restauration de la marge durant le Pliocène inférieur sous la forme d'une sédimentation en Gilbert deltas, habituellement rencontrée en milieu lacustre (Gilbert, 1885; Smith et Jol, 1997).



Figure I-22 : Localisation des rias pliocènes du sud de la France (Clauzon et al., 1990)

En coupe longitudinale, l'organisation interne des Gilberts deltas se fait classiquement de la manière suivante (Figure I-23) :

- Au sommet, les "topsets" sont partiellement subaquatiques et subaériens.
- Les "foresets", sous aquatiques et fortement inclinés (10 à 35°), sont principalement constitués de corps conglomératiques épais (Figure I-24). Les topsets et les foresets sont séparés par une surface horizontale de référence qui coïncide avec la transition marin/continental.
- À la base, les "bottomsets", essentiellement argileux, se mettent en place en milieu subaquatique. Ils sont caractérisés par des géométries planaires ou tangentielles. Les topsets sont dominés par les phénomènes gravitaires tandis que les bottomsets résultent de la décantation des particules les plus fines (ou restent sous l'influence des dépôts gravitaires).



Figure I-23. Coupe schématique longitudinale d'un gilbert delta dans la ria pliocène du Roussillon (Clauzon et al., 1987).

Actuellement, l'organisation interne des Gilberts deltas pliocènes est visible à l'affleurement sur le pourtour du Golfe du Lion (Clauzon et al., 1996a) (Figure I-24). Ils ont également été traversés à terre par des forages tels que celui de Canet (Annexes D et E) ou Elne de dans la ria du Roussillon. Pendant tout le début du Pliocène inférieur (biozones MPL1 et MPL2 à Canet), les apports détritiques ont été stockés dans ces appareils sédimentaires particuliers (au détriment de la plate-forme et du bassin).



Figure I-24 : Vue générale des foresets du Roussillon. Carrière de Nefiach.

Résumé du Chapitre I-IV :

Comme toutes les marges méditerranéennes, la marge du Golfe du Lion a subi les effets de la Crise de Salinité Messinienne :

- Une surface d'érosion généralisée s'est créée sur l'ensemble de la plate-forme. Celle-ci se caractérise dans sa section amont par de profonds canyons messiniens qui piègent les sédiments pliocènes sur la plate-forme interne à l'achèvement de la crise.
- La morphologie de la surface d'érosion messinienne vers le domaine profond (au delà-du rebord de plate-forme actuel) reste méconnue.
- Malgré l'ampleur de l'érosion sur la marge, les produits de l'érosion messinienne n'ont jusqu'à présent jamais été cartographiés dans le bassin.
- La série évaporitique messinienne s'est mise en place dans le bassin et a fortement contrôlé l'organisation des dépôts plio-quaternaires profonds.

Le Golfe du Lion semble constituer une zone propice à l'étude de la Crise de Salinité Messinienne en raison de la bonne préservation des marqueurs de cet événement sur l'ensemble de la marge. Les conditions y sont réunies pour parvenir à un enregistrement détaillé des modalités et des incidences de la crise :

- Une subsidence générale prononcée et une forte accumulation sédimentaire. Celles-ci se traduisent par : (1) la construction durant le Miocène d'une vaste plate-forme continentale susceptible d'être érodée et modelée par les fleuves messiniens durant la crise et de fournir au bassin un volume important de matériel sédimentaire détritique ; (2) la reconstruction au Plio-Quaternaire d'une large plate-forme continentale.
- Une période de stabilité tectonique depuis 6 Ma permettant la préservation, jusqu'à aujourd'hui, de la surface d'érosion messinienne et des autres marqueurs de la crise dans des morphologies proches de celles qu'elles présentaient lors de leur création.
- Ces mêmes conditions tectoniques et sédimentaires ont assuré une bonne préservation des sédiments plio-quaternaires sur la plate-forme favorisant l'étude de l'évolution sédimentaire de ce secteur de la marge depuis l'achèvement de la crise.

Partie II

DONNÉES ET MÉTHODOLOGIE

,
Partie - II Données et méthodologie.

Cette seconde partie est consacrée à la description des données utilisées dans le cadre de cette thèse, ainsi qu'à la présentation des méthodes de traitement que j'ai utilisées pour analyser et interpréter ces données.

Chapitre II-I : Base de données.

A - Sismique réflexion.

Il existe un nombre considérable de données sismiques dans le Golfe du Lion. La qualité de ces lignes est cependant très variable, surtout pour les plus anciennes. Le développement des moyens géophysiques au cours des dernières années nous a donné accès à de nouveaux profils d'excellente qualité qui ont constitué la base de cette étude. Ils ont été acquis au cours de plusieurs campagnes (à but industriel ou scientifique) réalisées pour la plupart depuis 1996. Ils couvrent la totalité de la zone ouest de la plate-forme, ainsi qu'une partie de la pente continentale et du bassin du Golfe du Lion (Figure II-1).

A - 1 La campagne LRM96.

Une partie du travail de dépouillement et d'interprétation a été effectuée sur la plateforme actuelle à partir de lignes sismiques multitraces issues de la campagne LRM96 (Languedoc-Roussillon Maritime 1996). Elles sont issues d'une campagne de prospection pétrolière menée par TOTAL FINA ELF en 1996 dans une zone s'étendant du Petit Rhône à la frontière espagnole (Figure II-1). Les lignes ont été acquises à l'aide d'un ensemble de sources de type canon à air et d'une flûte sismique réceptrice de 3600 m de long. Ces données de très bonne qualité pénètrent jusqu'à des profondeurs atteignant 4 secondes temps doubles. Leur moitié supérieure donne accès à la morphologie de la surface d'érosion messinienne dans la partie orientale de la plate-forme actuelle. Ces lignes révèlent également l'organisation des dépôts plio-quaternaires au-dessus de cette surface et l'évolution des incisions sousmarines qu'ils contiennent.



Figure II-1 : Plan de position des campagnes sismiques LRM96 et Calmar97 et des puits de forages utilisés dans cette étude.

Par souci de confidentialité, les données numériques des profils LRM96 ne nous ont pas été fournies. De plus, les profils papiers ne couvrent pas l'intégralité de l'enregistrement, mais uniquement la partie supérieure, relative aux dépôts plio-quaternaires et à la surface d'érosion messinienne. Quelques mois avant l'achèvement de mon travail de thèse, l'accès à certaines de ces lignes dans leur intégralité nous a été donné (Figure II-2). Ceci a permis d'apporter des éléments nouveaux concernant l'influence des structures miocènes sur la morphologie de la surface d'érosion messinienne.



Figure II-2 : Plan de position des lignes LRM96 disponibles sur l'intégralité de l'enregistrement sismique vertical (non découpées sous la surface d'érosion messinienne).

A - 2 La campagne CALMAR 97.

La campagne CALMAR 97 a été effectuée par l'IFREMER en 1997, à bord du navire océanographique "l'Atalante". Des profils de sismique rapide ont été acquis sur le rebord de plate-forme et la pente et le glacis (Figure II-1) à l'aide d'une source constituée de deux canons G.I. et d'une flûte de 6 traces de 50 m. À bord, un traitement simple des données a été effectué à l'aide du logiciel SITHERE.

La pénétration relativement élevée du signal (de 1.5 à 2 secondes temps double) donne accès à l'ensemble de la couverture sédimentaire s'étendant jusqu'à la base du sel. Cette campagne a donc permis d'étendre la zone d'étude à la pente et au bassin en vue d'une étude intégrée du domaine plateau/bassin dans le secteur du Languedoc-Roussillon.

A - 3 La campagne MARION.

La campagne MARION (MARge du Golfe du LION) de sismique 24 traces, haute résolution, a été réalisée en 2000 par IFREMER à bord du navire océanographique "Le Suroît". Le domaine d'acquisition englobe l'ensemble de la plate-forme (de Toulon au Cap Creus) ainsi qu'une partie de la pente continentale et du domaine profond (Figure II-3).



Figure II-3 : Plan de position de la campagne de sismique multitraces MARION.

L'ensemble des lignes sismiques a été acquis à l'aide d'un ensemble composé de 2 GI (Générateur Injecteur) et 3 mini GI, et d'une flûte réceptrice d'une longueur active de 300 m. Le type de sismique utilisée, plus légère et plus haute résolution que celle utilisée par TFE en 96, a permis d'atteindre la discordance messinienne sur la plate-forme à l'exception des secteurs où la couverture sédimentaire plio-quaternaire était supérieure à 1 std et les dépôts désorganisés par les incisions sous-marines successives (rebord de plate-forme). Sur la pente, deux grands profils transverses tirés de la plate-forme externe jusqu'au bassin ont été particulièrement étudiés. L'excellente qualité de ces profils ainsi que leur positionnement transversalement à la marge ont permis d'apporter des informations considérables et de lever

des ambiguïtés concernant l'identification des marqueurs messiniens dans cette zone.

B - Les données de 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 plateforme. Les deux autres, Autan et GLP2, sont implantés respectivement sur la pente et le glacis (Figure II-1).

Les rapports de fin de sondage des différents forages et les différents travaux concernant la stratigraphie de la série plio-quaternaire de certains puits (Cravatte et al., 1974; Suc et Cravatte, 1981) ont permis un calage chronostratigraphique partiel de certaines unités et discordances sismiques (voir annexes et Partie - V). Ils ont permis également une interprétation des sédiments en termes d'environnements de dépôts. Ces informations ont été d'un grand intérêt pour mieux comprendre les modalités de remise en eau du bassin méditerranéen à l'achèvement de la Crise de Salinité Messinienne à partir des sédiments surmontant directement la discordance messinienne.

Ces forages d'exploration pétrolière avaient pour objectif d'atteindre des cibles profondes et de ce fait, les sédiments quaternaires n'ont presque jamais été carottés. De plus, lors de l'implantation de ces forages, les impératifs techniques (forages sans retour de circulation jusqu'à une certaine profondeur, diamètre du trou trop élevé pour réaliser des logs électriques) n'ont pas permis une étude géologique satisfaisante des unités les plus superficielles c'est-à-dire des premières centaines de mètres forés. Des échantillonnages ont ponctuellement été réalisés directement sur les outils de forage lors de leur remontée. Ils ont permis une analyse ponctuelle de la microfaune benthique et planctonique. En conséquence, les étages géologiques du Plio-Quaternaire n'ont pu être que très rarement individualisés et le positionnement des limites stratigraphiques demeure encore incertain.

Les descriptions et les logs synthétiques des différents forages réalisés à partir des rapports de fin de sondage et des travaux de Cravatte et al., (1974) sont présentés en annexes. Une explication détaillée y est donnée pour les puits ayant joué un rôle important dans l'interprétation des données sismiques.

77

C - Échelle chronostratigraphique utilisée

Ce paragraphe fait brièvement le point sur les séries standard du Pliocène et du Quaternaire méditerranéens (5,32 Ma - Actuel) que nous avons utilisées dans cette étude. L'accent est particulièrement mis sur les caractéristiques biostratigraphiques (en terme de zonation par les foraminifères planctoniques) des étages du Pliocène (le Quaternaire n'ayant presque jamais été échantillonné). Une bonne connaissance de cette série et de ses marqueurs a été nécessaire pour permettre la confrontation des données de forages avec les informations apportées par la sismique.

C - 1 *Pliocène* : 5,32 – 1,8 *Ma*.

En 1999, Cita et al. ont proposé une nouvelle charte établissant de manière précise les limites chronostratigraphiques du Pliocène et de ses subdivisions en Méditerranée (Cita et al., 1999). Nous l'avons utilisé dans le cadre de ce travail.

La série pliocène se subdivise en trois étages : le Zancléen (ou Pliocène inférieur), le Piacenzien (ou Pliocène moyen) et le Gélasien (ou Pliocène supérieur), d'une durée cumulée de 3.5 Ma (Figure II-4).

C - 1.1 Zancléen : 5.32 - 3.6 Ma.

La limite inférieure du Zancléen marque le commencement du Pliocène, il y a 5.32 Ma. Elle coïncide avec la remise en eau du bassin méditerranéen et le retour aux conditions normales de circulation océanique de mer ouverte qui accompagnèrent l'achèvement de la Crise de Salinité Messinienne. La base de cette série illustre parfaitement le concept de la transgression pliocène mondiale.

Le Zancléen se subdivise en quatre biohorizons définis selon des associations caractéristiques de foraminifères planctoniques :

- MPl 1 (5.3-5.1 Ma) : Sphaerodinellopsis spp. est le premier foraminifère planctonique à avoir colonisé la Méditerranée lors de la remise en eau de celle-ci. Son acmée écologique en fait le marqueur du Pliocène basal de 5.3 à 5.1 Ma.
- MPI 2 (5.1-4.5 Ma) : ce biohorizon se caractérise par la présence d'un foraminifère nouvellement venu en Méditerranée : *Globorotalia margaritae*. De même que *Sphaerodinellopsis ssp*, elle appartient à une espèce migrante déjà présente en Atlantique bien avant son apparition en Méditerranée, il y a 5.1 Ma.

- MPl 3 (4.5-3.9 Ma) : *Globorotalia puncticulata* fait son apparition dans le milieu méditerranéen à 4.5 Ma. et y demeure en association avec *Globorotalia margaritae* dont le déclin s'amorce dès 3.9 Ma.
- MPI 4a (3.9-3.5 Ma) : ce biohorizon est caractérisé par l'absence ou la quasi-absence de *Globorotalia margaritae* au profit de *Globorotalia puncticulata* qui domine alors toutes les associations planctoniques. Le déclin et la disparition de *Globorotalia puncticulata* à 3.5 Ma viennent couronner le biohorizon MPI 4a.

C - 1.2 *Piacenzien* : 3.6 - 2.6 *Ma*.

Le Piacenzien constitue l'étage intermédiaire de la série Pliocène. Sa limite inférieure a été établie à partir d'un évènement magnétostratigraphique la rendant mondialement corrélable : la transition Gilbert-Gauss survenue il y a 3.6 Ma. Certains indices biostratigraphiques coïncident approximativement avec cette limite, en particulier les dernières manifestations de *Globorotalia puncticulata s.s.* qui surviennent à 3.5 Ma dans le domaine méditerranéen. Cet étage se divise en deux biohorizons définis selon des associations caractéristiques de foraminifères planctoniques :

- MPl 4b (3.5-3.2) : ce biohorizon voit l'éclosion à 3.3 Ma de *Globorotalia bononiensis*, morphotype de *Globorotalia puncticulata s.s.* Son sommet est marqué par la disparition à 3.2 Ma d'un foraminifère présent dans toutes les associations méditerranéennes depuis plus de 2 Ma : *Sphaerodinellopsis spp.*
- MP1 5a (3.2-2.45) : MP1 5a est le plus étendu des biohorizons du Pliocène. Neogloboquadrina atlantica apparaît à 2.8 Ma et demeure dès lors en association avec Globorotalia bononiensis jusqu'à l'extinction de ce dernier vers 2.45 Ma. Cette extension marque l'achèvement de la biozone MP1 5a dans le Gélasien inférieur.

C - 1.3 *Géliasien* : 2.6 - 1.8 *Ma*.

 Le Gélasien constitue l'étage supérieur de la série Pliocène. Sa limite inférieure a été établie à 2.6 Ma. Elle est très voisine d'une modification majeure du climat mondial survenue au Pliocène et qui correspond à l'apparition des premières grandes glaciations de l'hémisphère nord (Keigwin and Thunnel, 1979). La limite inférieure de cet étage peut être assimilée à la transition magnétostratigraphique Gauss-Matuyama qui la précède de 0.05 Ma

	GPTS		SEQUENCE CYCLES		BIO- STRATIGRAPHY (planktonic foram.)		CHRONO- STRATIGRAPHY			
Ma	Polarity	СН	RON	3rd Order	Sequence boundary age	Cita, 1975a (emend.)	Biohorizon (Sprovieri, 1993)	Sta Ruggieri et al.	iges Cita et al.	Series
		HES		3.10		elsa		HO	LOCE	NE
0.5		BRUNI		3.9		Globorotalia uncatulinoides exc			IONIAN	OCENE
1.0-					1.1	ц		AN		EIST
		MATUYAMA	lr	3.8		Globigerina cariacoensis		SELINUNTL	CALABRIAN	Id
2.0-			2n		1.9	API 6	N. pachyderma left FCO	z	CENE	
2.5-			2r	3.7		MPI 5b	G. inflata G. bononiensis	GELASIA	JPPER PLIOC	
- - 3.0-		SS	2An.1n		3.0	MPI 5a	N. atlantica (senestral)	VZIAN	LIOCENE	
		GAU	2An.1n 2An.2n 2An.2r 2An.3n	3.6		MPI 4b	Sphaeroidi- nellopsis spp. G. bononiensis G. puncticulata	PIACE	MIDDLE P	DCENE
4.0-			2Ar	3.5	3.8	MPI 4a	G. margaritae ▼ G. margaritae CO	-		PLIC
-		T	3n.1n		4.2	MPI 3		EAN	OCENE	
- 4.5- -		GILBER	3n.1r 3n.2n				G. puncticulata	ZANCLE	VER PLI	
5.0-			3n.2r 3n.3n 3n.3r	3.4		MPI 2		- 4	LOV	
-			3n.4n 3r		- -	MPI 1	G. margaritae FCO			
-					5.5		Sphaeroidi-	MI	UCEN	۷E

Figure II-4. Echelle stratigraphique du Pliocène-Pléistocène méditerranéen (modifé d'après Cita et al., 1999). L'échelle paléomagnétique est d'après Hilgen (1991), l'ordre des séquences est d'après Haq (1987). FO: première apparition; FCO: Première apparition courante; LO: dernière apparition; LCO: dernière apparition courante.

Le Gélasien se divise en trois biohorizons :

- MPl 5a (3.2-2.45) : ce biohorizon largement amorcé au Piacenzien, se prolonge jusqu'à son sommet par *Neogloboquadrina atlantica* en association avec *Globorotalia bononiensis*.
- MPl 5b (2.45-2.15) : l'extinction de *Globorotalia bononiensis* fait de *Neogloboquadrina atlantica* l'unique taxon représentatif de la biozone MPl 5b jusqu'à 2.15 Ma.
- MPI 6 (2.15-1.8) : Globorotalia inflata apparaît en tant que nouveau marqueur et demeure en association avec Neogloboquadrina atlantica jusqu'à l'apparition à 1.79 Ma d'un troisième foraminifère de référence : Neogloboquadrina pachyderma (senestre). Cet ultime taxon délimite le sommet du biohorizon MPI 6 et simultanément, l'achèvement du Pliocène et le début du Quaternaire.

C - 2 Quaternaire : 1,8 Ma – Actuel.

Depuis le 28e Congrès International de Géologie tenu à Moscou en 1984, la limite inférieure du Quaternaire a été établie à 1.8 Ma. Dès lors, la position stratigraphique de cette limite a été fortement discutée et de nombreux auteurs sont partisans de la déplacer à 2.6 Ma (Suc et al., 1997). Cette nouvelle limite marquerait ainsi l'émergence des glaciations dans l'Atlantique nord associée à la détérioration climatique Néogène. Elle se corrèlerait également avec l'inversion paléomagnétique Gauss/Matuyama ce qui en faciliterait les corrélations à l'échelle mondiale.

Le Quaternaire est subdivisé en deux séries : le Pléistocène à la base (1.8 - 0.01 Ma) et l'Holocène au sommet (0.01 Ma - actuel). Le Pléistocène se subdivise lui-même en deux étages : le Pléistocène inférieur (ou Calabrien : 1.8 - 0.8 Ma) et le Pléistocène moyen à supérieur (Ionien : 0.8 - 0.01 Ma). D'un point de vue biostratigraphique (foraminifères planctoniques), cette série se caractérise par deux principaux taxons :

- Globigerina cariacoensisi qui dure pendant presque la totalité du Pléistocène inférieur. Il apparaît à 1.72 Ma et s'éteint vers 1.05 Ma.
- Globorotalia truncatulinoïdes excelsa, qui prend la suite de Globigerina cariacoensisi, de 1.05 à l'actuel.

Résumé du Chapitre II-I :

Les données utilisées pour cette étude sont essentiellement :

- Des données sismiques provenant d'un ensemble de campagnes océanographiques réalisées par TFE et IFREMER dans le Golfe du Lion au cours des 10 dernières années.
- Des données de sondages pétroliers implantés sur la marge dans les années 80. Les informations fournies par ces forages sont limités concernant les séries plio-quaternaires.

Chapitre II-II : Traitement et interprétation des données sismiques.

A - Traitement et manipulation des données sismiques.

A - 1 Manipulation des lignes sismiques LRM96.

Les profils sismiques LRM96 fournis et préalablement traités par TFE étaient uniquement disponibles sur papier calque et n'ont donc pas pu être retraités. Un premier travail de dépouillement a été réalisé sur les photocopies de ces données. Les profils ont par la suite été numérisés (échelle 1/1ème) et stockés sur Cd-Rom. Les images obtenues ont été manipulées à l'aide des logiciels GRAPHIC CONVERTER et ADOBE PHOTOSHOP. Ce travail visait à mettre les profils sismiques à une échelle mieux adaptée à l'étude de la sédimentation Plio-Quaternaire et de la surface d'érosion messinienne (1/1 verticalement et 1/4 horizontalement) et à les filtrer de manière à obtenir une meilleure visualisation des structures étudiées pour en faciliter l'interprétation ainsi que l'illustration.

A - 2 Traitement des lignes CALMAR97.

Les lignes CALMAR97 ont été traitées sommairement (sans élimination des multiples) par J.P. Leformal (département DRO/GM, IFREMER) à l'aide du logiciel SITHERE avant le commencement de mes travaux. Durant la campagne MARION, un rejeu simplifié des données a été effectué directement à bord à l'aide des logiciels SU et SPW (Seismic Profiling Workshop). L'ensemble de ces profils a fait postérieurement l'objet de traitements plus adaptés à l'aide du logiciel PROMAX (stack, anti-multiples) par H. Nouzé et E. Théréau (DRO/GM).

B - Procédures d'interprétation des sections sismiques.

B - 1 Stratigraphie sismique

Dans le cadre de ce travail, l'analyse des sections sismiques a été réalisée selon les principes généraux de la stratigraphie sismique (Mitchum et Vail, 1977) permettant de différencier les unités de dépôt et d'en identifier les facteurs responsables. Ce travail s'est basé essentiellement sur l'analyse des faciès sismiques des séquences sismiques de dépôt.

B - 1.1 Séquences de dépôt.

1.1.a Définition.

La séquence de dépôt constitue l'élément de base de toute étude en stratigraphie sismique. C'est une unité stratigraphique composée d'une suite relativement conforme de strates génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des discontinuités. Une séquence de dépôt se caractérise par son extension régionale, la géométrie de ses strates et son histoire géologique. Elle a une signification géométrique mais également chronostratigraphique puisqu'elle s'est déposée dans un intervalle de temps géologique donné, limité au toit et à la base par l'âge des surfaces de discontinuités.

1.1.b Identification des séquences.

Une séquence sismique est une séquence de dépôt identifiable sur une section sismique. Elle peut être déterminée sur les profils sismiques grâce à la géométrie des terminaisons des réflexions qui la constituent, interprétées comme les terminaisons latérales de strates. Aux limites d'une séquence, ces terminaisons peuvent être de différentes natures et sont classées en trois catégories (Figure II-5) :

- Les discordances au toit et à la base (toplap, troncatures d'érosions, onlap, downlap...).
- Les hiatus de non-dépôt ou d'érosions.
- Les concordances.

Ces relations sont basées sur le parallélisme ou le manque de parallélisme entre les réflecteurs et les surfaces qui les limitent.



Figure II-5 : Illustration des relations possible entre les réflexions sismiques et les limites de séquences (Mitchum and Vail, 1977) Dans le cadre de mon travail, les hiatus liés à la présence d'une surface d'érosion ont occupé une part importante de l'analyse sismique puisque l'événement messinien sur la plateforme se caractérise par un hiatus généralisé, lié à l'exondation et au démantèlement partiel de la marge durant la crise. Cette surface d'érosion est principalement mise en évidence par les discordances angulaires qui existent entre les réflecteurs sous-jacents tronqués par l'érosion et les réflecteurs plio-quaternaires sus-jacents.

B - 1.2 *Analyse des faciès sismiques.*

L'analyse des faciès sismiques fait appel à une description qualitative des caractéristiques géophysiques internes aux séquences de dépôts. Ces caractéristiques dépendent de la sismique employée (fréquence, puissance d'émission) ainsi que de son traitement. Cette méthode d'analyse consiste à étudier un certain nombre de paramètres sismiques tels que la configuration des réflexions, leur amplitude, leur continuité ou encore leur fréquence. Ces différents paramètres fournissent des indications sur la lithologie des strates ainsi que les environnements et les processus de dépôt : il existe une relation entre l'énergie, le mode de transport du sédiment et les réflexions issues du dépôt (Tableau II-1).

Interprétation géologique des paramètres sismiques					
Paramètres pris en compte	Interprétation				
Configuration des réflexions : parallèle, sub-parralèle,	Mode et environnement de dépôt, érosion,				
divergente, progradante (oblique plane, sigmoïde),	paléotopographie.				
chaotique, sourde					
Forme externe : en feuillets parallèles ou divergents, en	Mode et environnement de dépôt, érosion,				
feuillets drapants, lenticulaire, en monticules, en	paletopographie				
creux					
Paramètres internes :					
- continuité (bonne à faible, discontinue)	- niveau d'énergie; processus de dépôt				
- amplitude (forte à faible)	- contraste de densité, de lithologie; espacement				
	des strates; fluides				
- phase	- niveau d'énergie				
- fréquence	- lithologie				

Tableau II-1. Illustration des différents paramètres pris en compte dans l'analyse des faciès sismiques et leur interprétation géologique (Al Azzawi et al., 1978).

B - 2 Stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est une méthode dérivée des concepts de stratigraphie sismique. C'est une discipline de synthèse qui rapporte les informations obtenues par la sismique, les forages et les affleurements à un modèle de dépôt. Elle vise à expliquer le mode de formation des séquences de dépôts, les géométries qui en résultent et à restituer ces dernières dans un cadre chronostratigraphique global et rigoureux.

B - 2.1 *Espace disponible et facteurs allocycliques :*

L'empilement des séries sédimentaires dans les bassins n'est rendu possible que par la création permanente d'espace entre le fond du bassin (substratum) et le niveau de la mer. Cette création d'espace qui compense (ou non) l'effet de comblement par les apports sédimentaires est appelée accommodation (Vail et al., 1987).

La structure des corps sédimentaires dépend de l'espace potentiellement disponible à la sédimentation. Trois facteurs régissent l'espace disponible et contrôle l'enregistrement sédimentaire dans un bassin (Vail et al., 1987) (Figure II-6) :

- L'eustatisme (variations absolues du niveau marin).
- La subsidence (subsidence et soulèvement du bassin).
- Les apports sédimentaires.

Le facteur qui montre les variations les plus rapides est prépondérant dans l'organisation des sédiments. Puisque les vitesses de subsidence et les taux d'apports sédimentaires sont généralement plus lents que les vitesses de variations du niveau marin, ces dernières sont interprétées comme étant la cause principale du déplacement cyclique des corps sédimentaires, et des discontinuités qui les limitent.



Figure II-6 : Facteurs allocycliques contrôlant les enregistrements sédimentaires (modifié d'après Vail et al., 1987)

B - 2.2 Séquences de dépôt

La séquence de dépôt définit ici l'ensemble des sédiments déposés lors d'un cycle complet de variation relative du niveau relatif de la mer. Elle est limitée par des discordances d'érosion (aériennes ou subaquatiques) associées au point d'inflexion de chute du niveau marin relatif et peut être divisée en cortèges de dépôts ("systems tracts") correspondant aux différentes phases de variations du niveau de la mer.

Deux types de séquences (type 1 et 2) peuvent être distingués (Vail et al., 1987), selon que le niveau marin relatif chute plus bas ou non que la bordure de la plate-forme, créant une discordance d'érosion respectivement du type 1 ou 2. La formation de ces discordances dépend de la relation existant entre la vitesse de variation eustatique et la vitesse de subsidence sur le rebord de plate-forme.

B - 2.3 Ordre des séquences

Les variations du niveau marin relatif sont liées aux modifications climatiques, tectoniques, eustatiques... Les séquences diffèrent donc les unes des autres en durée, en périodicité ainsi qu'en amplitude. Six ordres de cyclicités (de 1 à 6) semblent exister variant d'une durée supérieure à 50 Ma à moins de 30 000 ans. Il n'y a pas à l'heure actuelle de consensus quant à la durée exacte de ces cycles (Mitchum et Van Wagoner, 1991; Vail et Wornardt, 1991). Les séquences de dépôts habituellement décrites dans les modèles correspondent aux cycles de troisième ordre d'une durée allant de 0.5 à 3 Ma.

C - Élaboration des cartes.

C - 1 Digitalisation des résultats.

Après avoir pointé les objets sismiques et vérifié la cohérence des points de "croisement" entre les différentes lignes sismiques, les réflecteurs identifiés ont été numérisés à l'aide d'une table à digitaliser et du programme DIG3GMT (IFREMER). Ce travail a été réalisé manuellement pour chacune des lignes et chacun des réflecteurs avec un pas d'échantillonnage avoisinant l'unité de tir. Les fichiers numériques bruts ainsi obtenus établissent la correspondance entre la profondeur du réflecteur pointé (sec TWTT) et sa localisation sur le profil sismique, exprimée en numéro de tir.

Les diverses cartes élaborées manuellement sur papier ont également été digitalisées. Les fichiers obtenus fournissent la position de chaque point numérisé en latitude et longitude. Si

besoin est, une troisième valeur (profondeur, pendage...) peut être attribuée à chacun de ces points par le numérisateur.

C-2 Utilisation de GMT (Generic Mapping Tools, (Wessel et Smith, 2001)).

Des programmes de représentation graphique ont été réalisés au format GMT-CSHEL. Ils ont permis la manipulation à volonté des fichiers de numérisation (modifications, conversions, calculs), mais également l'élaboration de "line-drawings", de cartes isopaques des différentes unités. Concernant les produits de la numérisation des réflecteurs, exprimés en numéros de tirs, de nouveaux fichiers ont été créés intégrant la latitude et la longitude de chaque point numérisé par couplage avec la navigation de manière à produire une cartographie en plan des unités sismiques étudiées.

C - 3 Type de cartes réalisées :

Différents types de cartes, coupes et représentations ont été réalisées à partir de l'étude des profils sismiques (Tableau II-2).

	Mess	inien		
	Cartes	Coupes/Autres		
<u>sur</u>	a plate-forme :	sur la plate-forme :		
-	isochrones et isobathes de la surface d'érosion	- "line drawing" de la surface messinienne		
-	éléments topographiques	- profils longitudinaux des vallées messiniennes.		
-	isopaque des sédiments érodés			
-	failles miocènes à l'affleurement			
-	réseaux fluviatiles messinien			
sur	a pente :	<u>sur la pente</u> :		
-	extension géographique des cônes détritiques	- 3 profils synthétiques plateau/pente		
-	isopaque des cônes détritiques			
-	réseaux fluviatiles principaux			
	Plio-qua	ternaire		
sur	a plate-forme :	sur la plate-forme :		
-	isochrones, isobathes, isopaques des différentes	- "line drawing" des profils sismiques.		
	unités			
-	évolution temporelle des paléo-talus			
-	incisions des canyons sous-marins			
-	faciès sismiques	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·		

Tableau II-2. Liste des différents types de cartes, coupes et représentations réalisées à partir de l'étude des profils sismiques sur la marge du Golfe du Lion.

D - Conversion en profondeur.

D - 1 La série plio-quaternaire.

D - 1.1 Sur la plate-forme.

L'élaboration des cartes isobathes des différents réflecteurs sismiques et la décompaction des séries plio-quaternaires par backstripping a nécessité l'établissement préalable d'une loi de vitesse. Celle-ci permet la conversion en profondeur (exprimée en mètres) du temps de trajet des ondes mesuré sur les profils sismiques. Ce travail a été réalisé en collaboration avec G. Mountain du département Lamont Doherty Earth Observatory au cours d'un séjour à l'université de Columbia (New York).

La loi de vitesse a été établie à partir des lignes sismiques LRM01, LRM13 et LRM18 qui, à elles trois, sont bien représentatives des variations locales d'épaisseur et de lithologie de la couverture plio-quaternaire sur la plate-forme. Les analyses de vitesses (vitesses de "stacks") fournies tous les 50 tirs assurent une bonne approximation des vitesses moyennes entre le fond marin et le réflecteur sismique à une profondeur considérée. Dans un premier temps, ces vitesses ont été reportées dans un tableau et converties en vitesses d'intervalles par le biais de l'équation de Dix (Dix, 1955). Une valeur de 1500 m/sec a été choisie comme vitesse moyenne du son dans l'eau. L'épaisseur de la tranche d'eau a été soustraite avant de convertir à nouveau les vitesses en vitesses de stacks à partir du fond marin (Vrms). Les nouvelles vitesses de stacks ainsi obtenues ont été reportées sur un graphique. Une courbe de tendance polynomiale d'ordre 2 a été appliquée au nuage de points, et son équation a fourni la loi de vitesse utilisée pour les conversions temps/profondeur sur la plate-forme. Cette loi semble valable jusqu'à une profondeur d'environ 1400 msecs TWTT sous le fond marin (Figure II-7 (A)). Notons qu'en raison de leur caractère aberrant, une cinquantaine de points (sur 2500 environ) avaient préalablement été supprimés pour ne pas fausser la droite de régression calculée sur le nuage de points.

L'équation de la loi de vitesse obtenue pour les sédiments plio-quaternaires sur la plate-forme est de la forme suivante : Vrms = f(Td)

 $Vrms = -0,0004*T^2 + 1,2476*T + 1577,9$

V = vitesse de stack à partir du fond (m/sec)

T = profondeur de l'horizon à partir du fond (msec td) R = coefficient de détermination de la courbe de tendance (R= 0,9164)

D - 1.2 Dans le bassin.

Une approche similaire a été choisie pour les sédiments plio-quaternaires localisés dans le bassin en utilisant les vitesses d'intervalles publiées pour le profil ECORS NW tiré au large du Rhône (De Voogd et al., 1991). Pour les ESP-202 à 206, nous avons interpolé ces valeurs avec un intervalle de 10 msec et utilisé l'équation de Dix pour les convertir en vitesses de stack (Vrms) que nous avons reportées sur un graphique temps/Vrms. Au-delà de 650 msec, la courbe de tendance polynomiale d'ordre 2 établie pour ce nouveau nuage de points se corrèle bien avec celle précédemment dérivée des données LRM96 (Figure II-7 (B)). La loi de vitesse calculée sur la plate-forme a donc été retenue pour traiter la totalité des sédiments plio-quaternaires de la marge (plate-forme et bassin).



Figure II-7. Illustration de la méthode de calcul des lois de vitesse (de la forme Vrms = f(T)) établies pour les sédiments plio-quaternaires : (A) sur la plate-forme à partir des profils LRM96 et (B) dans le bassin à partir du profil ECORS WN.

D - 1.3 Validation de la loi de vitesse.

La loi de vitesse calculée a été validée à partir des données de puits. La profondeur de la discordance messinienne a été mesurée sur les profils sismiques au niveau des puits, convertie en mètres et comparée aux valeurs de profondeur fournies par les forages. Les résultats présentés dans le tableau ci-dessous montrent que la loi de vitesse élaborée livre des valeurs de conversion tout à fait cohérentes avec les données de puits (Tableau II-3). Le

Nom du Forage	Profondeur donnée par le forage (mbsf)	Profondeur mesurée sur les profils (msectd bsf)	Profondeur calculée (m bsf)	Pourcentage d'erreur (%)
Autan	2267	1745±15	2213±17	<u>≤3</u>
Mistral	1150	950±10	1141±14	≤2
Tramontane	856	750±10	858±14	<u>≤2</u>
Calmar	817	730±10	831±14	<u>≤ 4</u>
Agde	663	605±5	661±7	≤ 1
Cicindèle	509	465±5	482±6	≤ 6
Sirocco	766	655±15	728±20	<u>≤</u> 7
GLP2	2124	1646+-15	2097/-16	<u>≤2</u>

pourcentage d'erreur est en général inférieur à 5 % et sans doute essentiellement lié à la résolution du signal sismique (épaisseur du fond et du réflecteur messinien considéré).

Tableau II-3. Validation de la loi de vitesse établie par comparaison avec les données de puits des forages du Golfe du Lion

D - 2 Les séries messiniennes.

Inversement à la série plio-quaternaire, de par leur lithologie, les sédiments messiniens du bassin ont été faiblement sujets à un accroissement notable de la compaction avec la profondeur. Des gradients de vitesse uniformes ont donc été imposés au sein des séries évaporitiques (évaporites inférieures, sel et évaporites supérieures) et des dépôts détritiques. Les valeurs utilisées ont été établies en collaboration avec W.B.F. Ryan à partir des analyses de vitesses du profil ECORS NW (De Voogd et al., 1991) et du leg 13 (Ryan et al., 1973). Elles sont présentées dans le tableau ci-dessous (Tableau II-4).

Unités	Vitesses (m/sec)
Évaporites supérieures	3500
Sel	4500
Évaporite inférieures	2400
Produits détritiques	2500

Tableau II-4 Vitesses de propagation utilisées pour les évaporites messiniennes du bassin.

Nous avons attribué une vitesse faible de 2400 m/sec dans les évaporites inférieures car nous les avons assimilées à des dépôts "détritiques" et non "évaporitiques". Une vitesse de 2500 m/sec a par ailleurs été imposée aux sédiments détritiques messiniens (Ryan et al., 1973). Néanmoins, les vitesses dans les sédiments du cône messinien détritique du Nil sont de l'ordre de 3400-3500 m/sec (Barber, 1981) et peut être serait-il nécessaire d'accroître un peu nos estimations.

Résumé du Chapitre II-II :

Actuellement, l'évènement messinien (et ses conséquences) est principalement appréhendé par l'intermédiaire des forages profonds et des séries messiniennes préservées dans les bassins périphériques méditerranéens. Ce travail se propose d'aborder le problème d'un point de vue différent, au travers de l'étude sismique de toute la marge continentale qui n'avait pas été abordée de manière précise jusqu'à présent, en s'appuyant sur des données récentes et de très bonne qualité.

La méthode d'analyse des profils sismiques utilisée pour ce travail s'est appuyée sur les principes de la stratigraphie sismique. Les résultats de cette analyse, couplés aux données de forages, ont permis entre autres :

- L'élaboration d'une série de cartes des unités sismiques et réflecteurs étudiés.
- L'établissement d'une loi de vitesse permettant de convertir les profondeurs sismiques en mètres et inversement.

Ces éléments d'interprétation fournissent des informations sur les facteurs à l'origine de la géométrie des unités et réflecteurs sismiques étudiés.

Chapitre II-III : Estimation du volume de sédiments miocènes érodés sur la plate-forme.

A - Extension géographique du secteur considéré.

Le volume de sédiments érodés durant la Crise de Salinité Messinienne a été estimé sur la partie occidentale de la plate-forme du Golfe du Lion. Le secteur géographique pris en compte pour ce calcul correspond au système fluviatile du Languedoc-Roussillon. Ses limites nord et ouest suivent la ligne de rivage actuelle tandis que son extension vers le Sud s'arrête au niveau du rebord de plate-forme (Figure II-8, (A)). Sa bordure orientale a été établie au niveau de la ligne sismique LRM30. Cette dernière, localisée au voisinage de la ligne de crête actuelle du haut fond messinien de la Sétoise, constitue une bonne approximation de la ligne de partage des eaux qui devait exister durant le messinien entre les bassins versants des systèmes du Rhône et du Languedoc-Roussillon.

B - Réalisation d'une carte isochrone de la plate-forme miocène anté-crise.

La morphologie de la plate-forme avant la Crise de Salinité Messinienne a été estimée à partir des lignes sismiques LRM96 disponibles. Certaines de ces lignes couvrent l'intégralité (en profondeur) de l'enregistrement sismique (Figure II-8, (B)). D'autres ne livrent qu'une portion très limitée des réflecteurs localisés sous la discordance messinienne (lignes sismiques découpées), augmentant de ce fait l'incertitude du pointé dans la zone orientale du secteur étudié.

La carte isochrone de la plate-forme miocène avant la Crise de Salinité Messinienne a été réalisée en traçant la prolongation virtuelle d'un réflecteur miocène érodé durant la crise (Figure II-8, (C)). Pour cela, nous avons recherché le plus récent des réflecteurs miocènes tronqués par la surface d'érosion messinienne. En raison du nombre insuffisant de calages stratigraphiques, ce réflecteur a été positionné arbitrairement au toit d'une butte témoin localisée sur la ligne sismique LRM08, au niveau de laquelle le maximum de sédiments miocènes préservés de l'érosion a été mis en évidence (tir 1000 à 1300, Figure II-8, (C)). Un réflecteur virtuel a donc été retracé sur l'ensemble de la zone à partir de ce relief, et à une distance "Ep" d'un réflecteur de référence sous-jacent.



Figure II-8. Méthode utilisée pour estimer le volume de sédiments érodés de la plate-forme du Languedoc-Roussillon durant la Crise de Salinité Messinienne. (A) : Secteur géographique pris en compte. (B) : Profils sismiques LRM96 utilisés. En traits gras noirs, les profils disponibles sur l'intégralité de l'enregistrement vertical. En traits fins noirs, les profils disponibles sur une partie de l'enregistrement. En traits gris, les profils non utilisés. (C) : Ligne sismique LRM08 illustrant le pointé du réflecteur miocène étudié. L'épaisseur "Ep"mesurée à partir du point le plus préservé de la plate-forme est reportée le long de l'ensemble de la ligne. Se reporter à l'annexe R pour voir la figure en couleur et au format A3.

Seules les failles dont le rejet était important ont été prises en compte dans le pointé du réflecteur miocène "virtuel". Vers la partie nord et nord-ouest de la zone d'étude, la distance "Ep" du réflecteur fictif au réflecteur de référence a été réduite pour restituer l'amincissement des séries miocènes vers le domaine terrestre.

C - Conversion en épaisseur et calcul de volume.

Après digitalisation du pointé sur chaque ligne sismique, une carte isochrone du toit de la plate-forme miocène a été réalisée par l'intermédiaire d'un programme GMT-CSHEL. La différence existant entre la surface d'érosion messinienne (pointée préalablement) et le toit fictif des séries miocènes anté-crise fournit des informations sur l'épaisseur en isochrones des sédiments érodés. La conversion en épaisseurs métriques a été réalisée en appliquant une vitesse constante (2000 m/sec) à l'ensemble de cette couche. Une carte isopaque (en mètres) des sédiments érodés sur la plate-forme est obtenue.

Le volume de la couche érodée est estimé à partir de la commande GMT "grdvolume". Cette commande permet de calculer le volume correspondant à la carte isopaque. Son utilisation nécessite une manipulation préalable du fichier traité en attribuant une valeur nulle à tous les points localisés en dehors (et aux limites) de la boîte géographique étudiée.

D - Limites de la méthode.

La valeur de volume obtenue par la méthode décrite ci-dessus ne constitue qu'une approximation du volume réel de sédiments miocènes érodés de la plate-forme du Languedoc-Roussillon durant la Crise de Salinité Messinienne. Les principales limites à cette méthode sont les suivantes :

- Les sédiments érodés sur la pente miocène et à terre (canyons de l'Orb-Hérault et de la Têt-Tech) n'ont pas été pris en compte.
- Une vitesse constante a été appliquée à l'ensemble de la série érodée, ne tenant pas compte des effets de compaction et de variations dans la lithologie.
- La morphologie de la marge miocène au commencement de la crise n'est pas connue puisque la plate-forme a été partiellement érodée. En conséquence, le réflecteur pointé en tant que toit de la plate-forme miocène donne accès au volume minimum de sédiments érodés.

La marge d'erreur engendrée par toutes ces incertitudes est difficilement estimable. Nous pensons que les valeurs obtenues pourraient être multipliées par un facteur 2 à 4 pour estimer le volume total de sédiments érodés sur l'ensemble du domaine du Languedoc-Roussillon (terre, plate-forme, pente).

Résumé du Chapitre II-III :

Le volume de sédiment érodé de la plate-forme durant la crise a été estimé. Le calcul ne prend pas en compte le volume érodé à terre et sur la pente. La méthode développée présente un certain nombre de limites, mais permet pour la première fois une quantification de l'érosion messinienne autrement que par backstripping.

Chapitre II-IV: Élaboration des profils longitudinaux des fleuves messiniens.

A - Rappels de géomorphologie et dynamique fluviatile.

Un système fluviatile peut être subdivisé en trois secteur distincts (Figure II-9) (Schuum, 1977) :

- Le secteur amont constitue la zone majeure de réception des eaux et d'érosion. C'est le bassin versant.
- Le secteur intermédiaire correspond au cours principal du fleuve et constitue une zone de transfert sédimentaire essentiellement.
- Le secteur aval correspond à la zone de dépôt de sédiments transportés par le fleuve.



Figure II-9 : Modèle morphologique d'un système fluviatile tel qu'il a été défini par Schuum (1977).

A - 1 Notion de profil d'équilibre.

Les cours d'eau modifient la forme de leur lit soit par érosion, soit par dépôt, leur pente longitudinale variant en fonction de la résistance du lit et du débit ordinaire du cours d'eau (Guglielmini, 1697). Les eaux tendent ainsi à donner au lit d'un fleuve un profil longitudinal concave vers le ciel, caractérisé par une pente forte en amont et faible en aval. Ce profil est appelé profil d'équilibre provisoire (Figure II-10, A).

A - 2 Réponse aux variations eustatiques.

Les variations du niveau marin concourent à modifier le profil d'équilibre des cours d'eau. Une remontée du niveau de base favorise l'accumulation de sédiments dans la partie avale des fleuves. Inversement, un abaissement du niveau de base au-delà du rebord de plateforme favorise l'érosion en provoquant une accélération progressive du courant des fleuves vers l'aval. Il en résulte une érosion se propageant de proche en proche de l'aval vers l'amont, de manière à établir un nouveau profil d'équilibre (Figure II-10, B et C). Cette érosion est appelée "érosion régressive".



Figure II-10. Réponse d'un fleuve à un abaissement de son niveau de base : (A) Profil longitudinal idéal d'un fleuve ayant atteint son profil d'équilibre. (B) Régularisation du profil par érosion régressive. (C) Nouveau profil d'équilibre.

B - Tracé des réseaux fluviatiles.

Les profils longitudinaux des vallées messiniennes majeures du Golfe du Lion ont été réalisés. D'ouest en est ont été tracés les réseaux de la Rascasse, de la Têt et du Tech, de l'Orb, de l'Aude, de La Berre ainsi que du Vidourle, et du Rhône (a) et (b) (Figure II-11 (B)).

B-1 À terre.

Les sections amont des cours messiniens, actuellement localisées à terre pour les systèmes de la Têt, du Tech, de l'Orb et du Rhône, ont été élaborées à partir de données bibliographiques, des fiches analytiques des sondages terrestres et avec l'aide de G. Clauzon (CEREGE) en ce qui concerne les canyons du Rhône et du Roussillon.

B - 2 Sur la plate-forme.

B - 2.1 Système du Languedoc-Roussillon et de la Rascasse:

Dans la partie occidentale de la plate-forme, les tracés et profils longitudinaux des vallées messiniennes ont été établis à partir des données sismiques des campagnes MF82 et LRM96 et d'une carte en isobathes de la surface d'érosion messinienne (Guennoc et al., 2000). Les principaux talwegs messiniens ont été identifiés sur les profils sismiques (Figure II-11 (A) et localisés sur une carte, annotés de leur profondeur (sec TWTT bsf). Les réseaux fluviatiles majeurs ont été retracés à partir de ces informations (Figure II-11 (B)). Ils ont par la suite été numérisés, les fichiers résultats fournissant latitude, longitude et profondeur de tous les points de mesure.

Les incisions mineures ont également été identifiées. À l'aide des limites de versants observées sur les profils sismiques et sur la carte du messinien de Guennoc et al. (2000), les réseaux fluviatiles de second et troisième ordres ont pu être ébauchés.

B - 2.2 Système Rhodanien.

Les profils sismiques LRM96 et MF82 ne s'étendent pas au domaine Rhôdanien. Les profils longitudinaux des vallées messiniennes du Vidourle et du Rhône (a) et (b) dans ce secteur ont en conséquence été réalisés à partir de la carte en isobathes de la surface messinienne (Guennoc et al., 2000).

B-3 *Sur la pente.*

Concernant le système du Languedoc-Roussillon, le prolongement sur la pente des incisions fluviatiles messiniennes a été établi à partir des donnés sismiques de la campagne Calmar97. La démarche a été identique à celle discutée précédemment dans le cas des profils LRM96 tirés sur la plate-forme.

C - **Restitution des profils longitudinaux.**

Les profils longitudinaux des fleuves messiniens du Languedoc-Roussillon ont été restitués dans leur quasi intégralité (extrémité amont à aval). Les parties aval des fleuves du système rhodanien, localisées sous la pente actuelle, n'ont pas été tracées car la carte de la surface messinienne utilisée ne s'étendait pas au-delà du talus actuel.



Figure II-11. Principales étapes conduisant à la création des profils longitudinaux des vallées messiniennes. (A) : pointé et mesure des profondeurs des axes d'incision sur la plate-forme et la pente à partir des lignes sismiques. (B) : cartographie du réseau fluviatile messinien. (C) : tracé du profil de fleuve messinien, exemple de la vallée de l'Orb.

Concernant la plate-forme et la pente du Languedoc-Roussillon, l'extraction des profils longitudinaux des fleuves d'ordre 1 a été réalisée à l'aide du logiciel Caraïbe (IFREMER), à partir des réseaux fluviatiles digitalisés. Ce travail a permis d'établir, d'aval en amont et pour chacun des cours messiniens, la profondeur actuelle (en sec TWTT) du lit en différents points du profil ainsi que l'éloignement (en kilomètres) de chacun de ces points par rapport à l'extrémité aval du fleuve, localisée sur le rebord de la plate-forme messinienne. À partir des fichiers obtenus, le profil longitudinal de chaque vallée a été restitué à l'aide du logiciel Excel. Les valeurs de profondeurs-temps ont été converties en mètres à partir de la loi de vitesse établie préalablement. Les graphiques obtenus représentent les variations de profondeur (non corrigées de la subsidence) de la discordance messinienne le long de chaque vallée. Le point le plus aval est localisé sur la pente (Figure II-11 (C)).

Résumé du Chapitre II-IV :

- Les profils longitudinaux des vallées messiniennes ont été réalisés à partir des profils sismiques disponibles.
- Ils couvrent l'intégralité de la marge, depuis le domaine continental jusqu'à la pente moyenne.
- Les valeurs en profondeur ont été obtenues à partir de la loi de vitesse établie sur les sédiments plio-quaternaires.

Chapitre II-V: Restitution des morphologies successives de la marge par "backstripping"

A - Rappels concernant le phénomène de subsidence.

La subsidence est le phénomène par lequel la surface de la lithosphère s'affaisse en permettant le développement d'un bassin sédimentaire. Ce mouvement résulte d'un étirement mécanique de la lithosphère (McKenzie, 1978). Il est suivi d'une réaction isostatique à l'accroissement de la densité lithosphérique ou à l'application d'une surcharge localisée au niveau du bassin (Figure II-12 (A)). Plusieurs types de subsidence peuvent ainsi être différenciés :

- La subsidence initiale, tectonique (ou syn-rift), qui résulte de l'amincissement crustal lors d'une phase de rifting.
- La subsidence thermique (ou post-rift) qui fait suite à la précédente, découle directement d'un épaississement de la lithosphère lors du refroidissement de celle-ci. Elle génère un effondrement général de la marge.
- À la subsidence post-rift et/ou syn-rift vient s'ajouter un mouvement vertical qui ne résulte pas d'une modification interne de la lithosphère. Elle traduit l'enfoncement du substratum des bassins sous l'effet de la surcharge et de la compaction générée par les sédiments ou /et l'eau.

B - Principes du "backstripping".

B - 1 Généralités.

La méthode de backstripping (ou "délestage"), a été introduite pour la première fois en 1976 (Watts and Ryan, 1976). Elle permet de s'affranchir des effets de charge des sédiments au sein d'un bassin afin de reconstituer (et de quantifier) l'évolution de la subsidence tectonique et thermique de la marge au cours du temps.

À partir des données de forage, la subsidence observée au niveau d'un réflecteur H donné, à une profondeur donnée, correspond à la subsidence totale (Z tot) du bassin en ce point. Elle peut se décomposer selon la relation suivante : **Ztot = Zthermo-tecto + Zsurcharge**

Zthermo-tecto et Zsurcharge correspondent respectivement à la subsidence thermotectonique de la marge et à l'effet de charge des sédiments et de l'eau dans le bassin (Figure II-12 (B)).



Figure II-12. (A) Bassin sédimentaire résultant de l'avortement d'un rifting continental. (B) Courbe illustrant l'évolution de la subsidence totale au sein du bassin. La subsidence (synrift) décroît rapidement puis de façon exponentielle (pos-rift). L'effet de charge équivaut à la présence des sédiments et de l'eau (modifié d'après Bessis et Burrus, 1986).

Les informations de puits permettent de connaître l'épaisseur actuelle d'une couche sédimentaire. Cependant, cette épaisseur ne correspond pas à l'épaisseur initiale de celle-ci juste après dépôt car durant l'enfouissement les sédiments, soumis à la pression lithostatique des terrains qui les surmontent, sont compactés par des phénomènes mécaniques et chimiques (ré-agencement des grains, expulsion d'eau interstitielle...). À condition de disposer de données de forages suffisantes (lithologie, âge, condition de mise en place des dépôts), les effets de la surcharge sédimentaire peuvent être calculés en décompactant la colonne sédimentaire et en calculant à chaque instant le poids réel exercé par celle-ci sur le socle au cours de l'enfouissement. Dès lors, en soustrayant l'effet de charge de la colonne sédimentaire (et de la colonne d'eau) à la subsidence totale mesurée une courbe d'enfouissement du socle peut être établie et les mouvements verticaux de ce dernier, corrigé de l'effet de surcharge sédimentaire, peuvent être analysés au cours du temps (Figure II-13).

B - 2 *Backstripping en 2 dimensions.*

Le travail été réalisé au Lamont DEO (Université de Columbia, New York) avec la collaboration de M. Steckler. Une variante de la méthode de backstripping (backstripping 2D) a été utilisée. À la différence de la méthode classique 1D appliquée ponctuellement au travers du bassin au niveau des puits de forage, la technique de backstripping 2D permet l'étude des marges en coupes transversales, le long de profils sismiques ou synthétiques (Steckler et al., 1993). De cette manière, il est possible de reconstituer les paléo-surfaces et de restituer la géométrie des strates sous-jacentes. Cette technique permet donc, contrairement à la méthode

classique, une visualisation des morphologies et pentes des plates-formes continentales qui se sont succédées au cours du temps (depuis le commencement de la Crise de Salinité Messinienne dans le cadre de cette étude).

B - 2.1 Méthodologie

Nous avons utilisé une technique de backstripping modifiée de manière à reconstituer la géométrie de la marge continentale du Golfe du Lion en fonction du temps. Généralement, la méthode de backstripping est utilisée pour estimer la subsidence (syn-rift et post-rift) au sein d'un bassin, en prenant en compte les effets et les causes de subsidence tels que la surcharge liée à la colonne sédimentaire. Cependant, lorsque la subsidence tectonique est déjà connue (ce qui est le cas pour la marge du Golfe du Lion, (Bessis and Burrus, 1986)), cette méthode peut être utilisée pour calculer les paléo-bathymétries des différents horizons et reconstruire l'évolution stratigraphique du bassin (Steckler et al., 1999).

La procédure de restitution des différents horizons sur un profil nécessite la décompaction des séries sédimentaires. Elle comprend plusieurs étapes présentées dans la Figure II-13 et discutées ci-dessous.

Considérons une coupe de départ constituée de plusieurs couches empilées (Figure II-13, A). Dans un premier temps, le but est de restituer la morphologie de la marge avant le dépôt de la couche la plus récente (couche n°1).

- La première étape consiste à supprimer les sédiments constitutifs de la couche affleurante, localisés au-dessus de l'horizon recherché (Figure II-13, B). Le poids de ces sédiments est calculé à partir de leur densité et les couches sous-jacentes (n° 2, 3 et 4) sont corrigées de la flexuration engendrée par la surcharge sédimentaire (Figure II-13, C). La valeur de la rigidité de la lithosphère sur la marge du Golfe du Lion a été estimée à partir des travaux de Burrus et al. (1990). Une valeur d'élasticité équivalente de la lithosphère égale à 15 km a été utilisée pour calculer le rebond isostatique des couches inférieures.
- Une fois le travail précédent achevé, les couches inférieures, localisées en dessous de l'horizon étudié, sont partiellement décompactées en les corrigeant de la compaction qui a eu lieu durant le dépôt de la couche soustraite (Figure II-13, D). Pour ce travail, les porosités ont été calculées grâce à l'équation de Wylie, à partir de vitesses d'intervalle dont nous disposions pour chacune des couches (Chapitre I-II :D).

Une quatrième étape corrige le système de la subsidence thermique qui a eu lieu durant le dépôt de la couche 1 (Figure II-13, E). Celle-ci a déjà été estimée par différents auteurs et les valeurs publiées par Bessis et al. (1986) ont été utilisées. Compte tenu de l'âge de la marge, cette subsidence est faible. Au cours des 6 derniers Ma, elle se traduit par un basculement régulier de la marge. Variable le long du profil, sa valeur s'accroît progressivement depuis la plate-forme interne vers le domaine profond.



Sectionactuelle étudiée



Supression de la couche sédimentaire n°1.



Correction de la flexuration engendrée par le dépôt de la couche n°1



Décompaction des couches inférieures



Correction de la subsidence thermique survenue durant le dépot de la couche n°1



Ajustement du niveau marin de l'époque et correction de la flexuration liée au poids de la colonne d'eau.



Morphologie restituée de l'horizon étudié avant le dépôt de la couche n°1



Backstripping 2D des couches inférieures 2, 3 puis 4



Morphologie restituée de l'horizon étudié avant le dépôt des couches 4, 3, 2 et 1

Figure II-13 : Illustration des principales étapes permettant la reconstruction stratigraphiques et paléo-bathymétrique par backstripping 2D de la marge du Golfe du Lion (d'après Steckler et al., 1999)

La dernière étape consiste à ajuster le niveau marin de l'époque et à corriger le profil de la flexuration engendrée par le poids de la colonne d'eau (Figure II-13, F). Cette étape est d'autant plus importante que dans le cadre de notre étude, le bassin méditerranéen a connu des variations considérables d'altitude du plan d'eau depuis le début de la Crise de Salinité Messinienne (assèchement et remise en eau du bassin). Une courbe de variations du niveau marin à long terme (Kominz, 1984) modifiée pour marquer l'évènement messinien a été utilisée pour restituer l'histoire du niveau marin. Celle-ci ne prend pas en compte les variations hautes fréquences liées au glacio-eustatisme.

Le profil résultant restitue la paléo-bathymétrie et la morphologie de l'horizon étudié ainsi que la géométrie des horizons plus anciens (Figure II-13 G). Ce travail peut être réalisé successivement sur les couches inférieures jusqu'à un horizon de base souhaité (Figure II-13 H, I). Dans le cadre de ce travail préliminaire, l'horizon de base recherché correspondait à la morphologie de la marge du Golfe du Lion juste avant le déclenchement de la Crise de Salinité Messinienne c'est à dire, avant la création de la surface d'érosion messinienne et le dépôt des séries évaporitiques et détritiques.

B - 2.2 Données.

2.2.a Coupes utilisées.

Le travail de backstripping 2D a été réalisé sur trois coupes perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion (Figure II-14). Dans le secteur du Languedoc-Roussillon, nous ne disposions pas de profils sismiques allant de la plate-forme interne jusque dans le bassin. Nous avons donc réalisé deux coupes synthétiques à partir des profils sismiques LRM96 et les profils Calmar99 (ces derniers étant orientés parallèlement au rebord de plate-forme) (Figure II-14). La première coupe synthétique (Coupe 04), localisée à l'extrémité Sud-Ouest de la zone d'étude, est proche de la zone pyrénéenne. La seconde (Coupe 14) traverse le système du Languedoc-Roussillon dans sa partie médiane. La coupe E, localisée plus à l'Est, à proximité du système rhodanien, a été réalisée à partir du profil sismique publié : ECORS NW (De Voogd et al., 1991).

Ces trois coupes s'étendent toutes trois sur une distance supérieure à 200 km depuis la plateforme interne jusque dans le bassin et englobent les séries messiniennes et plio-quaternaires (Figure II-15).



Figure II-14 : Localisation des 3 profils utilisés sur la marge du Golfe du lion dans le cadre du backstripping 2D. Les coupes 04 et 14 sont des profils synthétiques réalisés à partir des informations sismiques disponibles.

2.2.b Les couches sédimentaires considérées.

Sur chacune des trois coupes transversales à la marge, la méthode de backstripping 2D a été appliquée sur cinq couches sédimentaires distinctes de manière à restituer l'évolution de la marge du Golfe du Lion depuis le commencement de la Crise de Salinité Messinienne. La figure II-14 illustre une coupe synthétique utilisée pour ce travail. De la plus récente à la plus ancienne, les cinq unités prises en compte pour le backstripping sont les suivantes : la série plio-quaternaire, les évaporites supérieures, le sel, les produits de l'érosion messinienne et les évaporites inférieures (la coupe E, réalisée à partir des lignes sismiques ECORS NW, ne contient pas l'unité la plus inférieure car les produits de l'érosion messinienne n'ont pas été observés sur ces profils). Au cours de ce travail préliminaire, la déformation des évaporites liée au sel n'a pas été corrigée. La compaction des couches localisées sous la surface d'érosion messinienne (ou sous les évaporites inférieures) n'a pas été calculée.



Figure II-15 : Illustration d'une coupe synthétique utilisée pour le backstripping 2D (coupe synthétique 04, voir Figure II-14 pour la localisation).

Résumé du Chapitre II-V :

- Connaissant la subsidence tectonique sur la marge du Golfe du Lion (Bessis and Burrus, 1986), la méthode du backstripping en deux dimensions a permis de réaliser des corrections de subsidence le long de trois transects perpendiculaires à la marge.
- Les travaux préliminaires de backstripping 2 dimensions ont été réalisés au Lamont DEO en collaboration avec M. Steckler, G. Mountain et W.B.F. Ryan.
- Les premiers résultats permettent de retracer l'évolution morphologique de la marge du golfe du Lion depuis le commencement de la crise de salinité Messinienne.
Conclusion de la Partie - II :

L'étude des effets de la Crise de Salinité Messinienne sur l'évolution de la marge du Golfe du Lion a été menée avec un souci de compréhension du système dans sa globalité. Plusieurs grands axes méthodologiques ont été exploités :

Concernant le déroulement de la crise et ses conséquences directes :

- L'expression sismique de l'événement messinien a été étudiée sur l'intégralité de la marge, depuis le domaine de plate-forme jusque dans le bassin. Deux des trois principaux marqueurs de la crise ont suscité un intérêt majeur :
 - La surface d'érosion messinienne : son étude apporte des informations sur l'ampleur de l'érosion survenue sur la marge durant la crise, les agents d'érosion à l'origine de cette surface (et leur mode d'action) ainsi que les autres facteurs responsables de sa morphologie.
 - Les produits détritiques résultants de l'érosion de la marge : leur examen renseigne sur les conditions dynamiques et environnementales de mise en place de ces dépôts.
- Le domaine de pied de marge constitue un secteur critique faisant le lien entre la plateforme érodée, les corps détritiques déposés sur la pente et le bassin ennoyé par les séries salifères. Une chronologie relative des marqueurs de la crise y a été établie de manière à mieux comprendre les modalités de leur mise en place.
- L'accent a également été mis sur l'importance et la nécessité de réaliser une étude intégrée terre/mer des marqueurs de l'événement messinien car les enregistrements de la crise à terre ont fait l'objet de nombreuses études. Cette approche s'est soldée principalement par une étude amont/aval de la dynamique des fleuves pyrénéo-languedociens messiniens.

Partie III

IDENTIFICATION ET CARACTERISATION DE LA CRISE DE SALINITE MESSINIENNE DANS LE GOLFE DU LION

Partie - III Identification et caractérisation de la Crise de Salinité Messinienne dans le Golfe du Lion.

Chapitre III-I : Identification sismique de l'événement Messinien.

L'étude des lignes sismiques nous a permis de préciser dans la zone d'étude l'existence de trois grands marqueurs spécifiques de l'événement messinien :

- La surface d'érosion messinienne.
- Les produits de l'érosion de la marge.
- La séquence évaporitique messinienne déposée en pied de pente et dans le bassin.

Dans ce premier chapitre, nous présenterons les caractéristiques sismiques de chacun de ces marqueurs.

A - La surface d'érosion messinienne.

A - 1 Généralités.

L'ensemble des lignes de sismique réflexion acquises sur la plate-forme et sur la pente confirme l'existence d'une gigantesque surface d'érosion sur la marge du Golfe du Lion. Cette discordance, datée du Messinien (Cravatte et al., 1974), a déjà été mise en évidence par plusieurs auteurs (Burollet and Byramjee, 1974; Gennesseaux and Lefebvre, 1980).

Sous la plate-forme actuelle, la surface d'érosion messinienne s'illustre sur les profils sismiques par un réflecteur le plus souvent continu et de forte amplitude, parfois chaotique, surmonté par des unités pliocènes progradantes, angulairement discordantes (Figure III-1). Elle présente une morphologie actuelle quasiment indemne de fracturation récente (postmiocène), tandis que la couverture sédimentaire sous-jacente est fortement affectée par des failles, pour la plupart scellées au Messinien. Incisant parfois profondément les sédiments pré-pliocènes sous-jacents, cette discontinuité constitue un hiatus érosif généralisé sur l'ensemble de la plate-forme (Figure III-1). L'ensemble des calages stratigraphiques réalisés au niveau de cette surface, par l'intermédiaire des forages pétroliers, confirme son âge messinien et la lacune sédimentaire parfois importante qu'elle constitue sur la plate-forme (Figure III-1).







Figure III-2. Profils Calmar74 et Calmar75 non interprétés (A) et interprétés (B) illustrant à la base des sédiments plio-quaternaires glissés la surface d'érosion messinienne (en trait gras). Elle incise les réflecteurs anté-pliocènes et se raccorde latéralement au toit des évaporites inférieures (en violet). Le sel messinien (en gris) et les évaporites supérieures (en bleu) sont transgressifs sur cette surface (se reporter à la figure II-I pour la localisation du profil).

Les profils sismiques acquis sur la pente permettent de mettre en évidence la prolongation de la surface d'érosion messinienne sous la pente actuelle jusqu'à des profondeurs excédant 4 sec TWTT. Elle se caractérise dans ce secteur par un réflecteur plus ou moins apparent, tronquant les séries sédimentaires sous-jacentes (Figure III-2). L'ampleur de l'érosion y est moins importante que sur la plate-forme.

A - 2 Faciès sismiques.

L'étude détaillée des lignes sismiques LRM96 a permis d'identifier plusieurs types de réflecteurs sismiques caractéristiques de la surface messinienne sur la plate-forme. Celle-ci s'exprime le plus souvent sous l'aspect d'un réflecteur continu à sub-continu, de forte amplitude et très irrégulier à l'échelle de la marge. À plus petite échelle, trois grandes familles de réflecteurs sismiques ont pu être distinguées (Figure III-3) :

- Des réflecteurs continus et de fortes amplitudes (Figure III-3, A)
- Des réflecteurs sub-continus, de forte à moyenne amplitude (Figure III-3, B)
- Des réflecteurs très discontinus, de faible amplitude, sourds à invisibles (Figure III-3, C).



Figure III-3. Principaux types de réflecteurs sismiques représentatifs de la surface d'érosion messinienne. En gris, les dépôts pré-pliocènes.

Les lignes sismiques Calmar97 ont permis d'identifier cette surface d'érosion messinienne sous la pente actuelle. Dans la partie la plus occidentale, nous l'avons pointée sans ambiguïté jusqu'à des profondeurs avoisinant 4,6 secs (TWTT) (Figure III-2). Elle se matérialise principalement sous deux formes (Figure III-3) :

- Un réflecteur de forte amplitude et très continu, caractéristique de la partie ouest de la zone d'étude (Figure III-3, D).
- Un réflecteur extrêmement discontinu et indistinct, observé à la base de dépôts au faciès sismique chaotique (Figure III-3, E), dans l'axe et sur les bords des canyons messinien (par conséquent difficile à pointer).

Dans plusieurs zones, cette discordance ne se matérialise pas sous la forme d'un réflecteur sismique caractéristique. Elle peut alors être identifiée par l'intermédiaire des troncatures d'érosion et des discordances angulaires qui existent entre les terminaisons des réflecteurs miocènes sous-jacents et celles des unités plio-quaternaires les surmontant (onlap, toplap...) (Figure III-3, E).

B - Les éventails détritiques.

L'ensemble des lignes sismiques acquises de la plate-forme au domaine profond a permis d'identifier des dépôts associés aux produits de l'érosion messinienne. Localisés principalement sous la pente et le glacis supérieur, ils présentent une structure interne fortement désorganisée et une configuration externe lobée. Ils sont le plus couramment représentés sur les profils sismiques par un faciès chaotique plus ou moins diffractant, passant rapidement en profondeur à un faciès transparent.

Trois principaux types de faciès sismiques peuvent être distingués (Figure III-4) :

- Un faciès chaotique relativement homogène et plus ou moins transparents (Figure III-4, A et C).
- Un faciès chaotique contenant localement des réflecteurs internes discontinus et de forte amplitude (Figure III-4, B et D).
- Un faciès constitué de réflecteurs sub-continus et de très forte amplitude. Ce faciès est observé très localement sur les lignes LRM96 au niveau du rebord de plate-forme.

Sous la pente supérieure à moyenne (et très localement sous le rebord de plate-forme), les produits détritiques ont un contact discordant avec les séries inférieures (Figure III-4, A et B). Vers le pied de pente, ils présentent un contact diffus et difficile à établir avec les dépôts sous-jacents (Figure III-4, C et D). L'atténuation du signal sismique au sein de ces dépôts empêche l'identification de la base de l'unité détritique et le pointé de la surface d'érosion messinienne dans ce secteur.



Figure III-4. Principaux type de faciès sismiques représentatifs des produits de l'érosion messinienne sur la pente et le glacis (en gris).

C - La séquence évaporitique du bassin.

La séquence évaporitique messinienne a été observée sur l'ensemble des lignes Calmar97. Dans le domaine profond, elle montre de manière classique les trois faciès sismiques superposés suivants (Figure III-5) :

- Un faciès supérieur en "code barre" constitué de réflecteurs relativement continus, de forte amplitude et de haute fréquence, caractéristiques des évaporites supérieures.
- Un faciès intermédiaire transparent propre au sel, de configuration tabulaire ou en rouleau. Une tectonique salifère intense dans cette zone a donné naissance à de nombreuses failles affectant le sel et les évaporites supérieures ainsi que les série plioquaternaires sus-jacentes ((Dos Reis, 2001), Figure III-2 et Figure III-6).

 Un faciés inférieur lité, contenant des réflecteurs parallèles, continus et basse fréquence, interprété comme des évaporites inférieures. Ces réflecteurs sont souvent plus ou moins transparents en raison de l'absorption des ondes acoustiques par le sel sus-jacent.



Figure III-5. Principaux types de faciès sismiques représentatifs de la séquence évaporitique dans le bassin.

D- Relations géométriques entre les marqueurs sismiques de la crise.

Les relations géométriques entre les différents marqueurs de la crise ont été établies à partir des profils sismiques :

- Sous la plate-forme actuelle, la surface d'érosion messinienne est directement surmontée par les sédiments plio-quaternaires progradants (Figure III-1). Elle se prolonge sous la pente et passe latéralement en pied de pente au toit des évaporites inférieures (Figure III-2). Dans ce même secteur, les évaporites supérieures et le sel la surmontent et se biseautent contre elle un peu plus en amont (Figure III-6).
- Sous la pente supérieure à moyenne, ainsi que très localement sur le rebord de plateforme, les produits de l'érosion messinienne sont observés au-dessus de la surface d'érosion, dans l'axe des paléo-canyons.
- En pied de pente, ils sont surmontés par le sel et les évaporites supérieures. Localement, on peut observer une variation latérale de faciès, qui montre qu'un mélange entre les dépôts détritiques et le sel n'est pas exclu.
- Sous le sel, il semble exister une correspondance latérale entre la base des sédiments détritiques et le sommet des évaporites inférieures (Figure III-6).



Figure III-6. (A) Profil sismique Calmar66 et (B) interprétation illustrant à la base des sédiments plio-quaternaires glissés la séquence évaporitique messinienne et ses relations géométriques avec les produits de l'érosion messinienne. Les évaporites inférieures passent latéralement à la base des sédiments détritiques. Le sel messinien et les évaporites supérieures sont transgressifs sur ces derniers. . (se reporter à la figure II-I pour la localisation du profil)

Résumé du Chapitre III-I :

Les marqueurs sismiques de la Crise de Salinité Messinienne que nous avons observé dans le Golfe du Lion sont présentés dans le tableau ci-dessous :

Marqueurs	Principal faciès sismique	Localisation géographique et relation géométriques avec les marqueurs adjacents			
sismiques		Plate-forme	Pente supérieure à moyenne	Pente inférieure	Bassin
Surface d'érosion messinienne	Discordance de ravinement	Sous les dépôts plio- quaternaires	 Sous les dépôts plio-quaternaires Sous les dépôts détritiques 	 Sur les dépôts détritiques ? Sous le sel 	Passage latéral au toit des évaporites inférieures
Produits de l'érosion messinienne	Chaotique plus ou moins transparent		 Sur la surface d'érosion Sous les dépôts plio-quaternaires 	Sous le sel Ou/et en passage latéral avec celui-ci?	_
Évaporites supérieures	Réflecteurs continus sub- continus, forte amplitude.	_	_	 Sous les dépôts plio- quaternaires Au-dessus du sel 	 Sous les sédiments plio- quaternaires Au-dessus du sel
				• En biseau sur la surface d'érosion	
Sel	Transparent	_	_	 Au-dessus des dépôts détritiques Se biseautent sur la surface d'érosion 	 Sous les évaporites supérieures Sur les évaporites inférieures
Évaporites inférieures	Lité, réflecteurs continus, basse fréquence.	_	_	Passage latéral aux dépôts détritiques ?	Sous le sel

Tableau III-1 : Résumé des principales caractéristiques des marqueurs sismiques de la Crise de Salinité Messinienne dans le Golfe du Lion.

Chapitre III-II : Morphologie de la surface d'érosion messinienne.

Sur la marge du Golfe du Lion, la surface d'érosion messinienne présente la morphologie d'une marge continentale passablement aplanie. Dans ce chapitre (et par la suite) nous emploierons les termes de "plate-forme messinienne" et de "pente messinienne" pour qualifier les deux unités physiographiques distinctes qui caractérisent la morphologie actuelle de la surface d'érosion messinienne. Ces deux termes doivent impérativement être différenciés des termes "plate-forme miocène" et "pente miocène" qui caractérisent la morphologie de la marge avant le déclenchement de la crise de salinité. Actuellement, le rebord de plate-forme messinien est localisé approximativement sous le rebord de plate-forme actuel (légèrement en amont) tandis que le rebord de plate-forme miocène était localisé audelà de celui-ci (Gorini et al., 1993) et a été érodé.

A - Les réseaux fluviatiles messiniens.

La surface d'érosion messinienne a principalement été modelée par l'action des fleuves qui, du fait de l'abaissement du niveau marin, ont acquis un caractère fortement érosif et fonctionné en érosion régressive de leur extrémité aval vers leur source. Ils ont ainsi progressivement érodé la couverture sédimentaire préexistante. Dans leur partie amont, à proximité de la ligne de rivage actuelle, les fleuves ont généré des incisions profondes et étroites au sein des séries miocènes (Figure III-3, B et Figure III-7), tandis qu'en aval, exception faîte du Rhône au niveau duquel l'incision demeure toujours relativement encaissée, ils se sont unis au centre de vastes vallées en des réseaux fluviatiles coalescents.

La Figure III-7 constitue une compilation de la carte en isobathes de la surface messinienne de Guennoc et al. (2000) et des talwegs messiniens identifiés sur les profils sismiques (couvrant majoritairement la vallée du Languedoc-Roussillon). La corrélation entre les réseaux hydrographiques observés et la topographie messinienne est excellente, à l'exception de la zone sud-ouest pour laquelle les auteurs de la carte ne disposaient que de peu d'informations.



Figure III-7. Carte des isobathes de la surface d'érosion messinienne de la plate-forme du Golfe du Lion (modifiée d'après Guennoc et al., 2000). Dans la vallée du Languedoc-Roussillon, le réseau détaillé des fleuves messiniens et de leurs affluents a été établi à partir des nouvelles données de la campagne LRM96.

A - 1.1 Sur la plate-forme messinienne.

La vallée du Languedoc-Roussillon couvre la partie centrale et occidentale de la plateforme du Golfe du lion, limitée à l'Est par le haut fond de la Sétoise (Figure III-7). C'est une vaste surface légèrement gauchie par la surcharge plio-quaternaire, présentant des reliefs accusés dans sa partie la plus côtière ainsi qu'à proximité du haut structural de Mistral (Figure III-1, (B)). Elle est constituée pour l'essentiel par 4 systèmes hydrographiques distincts drainant les zones nord, nord-ouest et ouest de la marge. Nous leur avons attribué le nom de leur homologue actuel à terre. D'ouest en est se différencient les réseaux de la Têt-Tech, de La Berre, de l'Aude et de l'Orb-Hérault (Figure III-7, (7) à (4)). Ces grands systèmes fluviatiles orientés orthogonalement à la ligne de côte actuelle, deviennent coalescents au niveau de la plate-forme externe pour former un vaste et unique chenal d'écoulement s'amorçant sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude (se reporter au chapitre I-IV pour la description détaillée du tracé de ces fleuves ainsi que de ceux du système Rhodanien).

À l'extrémité ouest de la plate-forme du Golfe du Lion, nous avons mis en évidence l'existence d'un autre système fluviatile : le réseau de Rascasse (Figure III-7 (8)). Il fonctionne indépendamment du système du Languedoc-Roussillon dont il est séparé par le haut fond de Rascasse, orienté parallèlement au rebord de plate-forme actuel. Son tracé n'est pas établi avec précision du fait de l'espacement des profils sismiques dans ce secteur. Il est globalement orienté W-E, le fleuve s'écoulant directement vers le bassin profond. Il devait drainer en amont une partie de l'extrémité des Pyrénées occidentales et, plus en aval, par l'intermédiaire de ses affluents, l'intégralité du flanc sud du haut fond de Rascasse. La superficie du bassin versant de ce système était nettement plus réduite que celle du système du Languedoc-Roussillon.

A - 1.2 Sur la pente.

Les profils sismiques Calmar97 nous ont permis de mettre en évidence le prolongement des vallées messiniennes du Languedoc-Roussillon et de Rascasse au-delà du talus. Les principaux systèmes fluviatiles, fortement ramifiés et grossis de multiples affluents sur la plate-forme, se prolongent sous la pente continentale actuelle sous la forme de systèmes linéaires et isolés. La topographie messinienne est incertaine dans certains secteurs du fait de la forte épaisseur de sédiments plio-quaternaires et des dépôts détritiques au faciès sismique chaotique qui atténuent le signal sismique. Nous avons cependant pu identifier sans ambiguïté la présence de talwegs messiniens jusqu'à une profondeur avoisinant 4 sec TWTT, sous la pente moyenne (Figure III-8 et Figure III-9).

Le grand chenal d'écoulement formé au niveau de la plate-forme externe par la convergence des réseaux fluviatiles du Languedoc-Roussillon se prolonge loin sous la pente continentale actuelle. Son tracé est quasi rectiligne vers le Sud-Est. Le fleuve coulait au centre

d'une vallée de plus de 20 km de large par endroits et de plusieurs centaines de mètres de profondeur (400 à 600 m). À l'ouest de celle-ci, le système de Rascasse s'écoule en parallèle depuis le haut fond de Rascasse. Les talwegs de la vallée de Rascasse sont plus difficile à identifier sur les profils sismiques.

Les profils sismiques Calmar09 et Calmar55 présentent des coupes transversales en haut de pente et à mi-pente des deux systèmes (Figure III-8 et Figure III-9). La vallée de Rascasse à l'Ouest est séparée de la vallée du Languedoc-Roussillon par un interfluve dont le sommet est partiellement érodé. La présence de la surface d'érosion messinienne au sommet de cet interfluve indique un âge anté-messinien (probablement miocène) pour les sédiments qui le constituent.

B - Étude morphologique détaillée.

B - 1 La plate-forme messinienne.

À l'échelle du Golfe du Lion, trois formes topographiques majeures forment l'ossature du relief sur la plate-forme messinienne : les points hauts, les versants et interfluves, et les vallées ou dépressions. Nous discuterons dans cette section la répartition géographique de ces principales unités topographiques, les objets géomorphologiques qui les constituent, ainsi que leur caractérisation sur les profils sismiques.

D'un point de vue topographique, l'ensemble de la région étudiée présente une diminution graduelle du relief messinien au fur et à mesure que l'on progresse vers le rebord de plate-forme.



Figure III-8. Profil sismique Calmar09 (A) non interprété et (B) interprété montrant sur la pente supérieure une coupe transversale des vallées messiniennes du Languedoc-Rousillon et de Rascasse. Ces dépressions sont remplies par les produits détritiques de l'érosion messinienne au faciès sismique chaotique (se reporter à la figure II-I pour la localisation du profil)







Figure III-10. (A) Carte de la répartition géographique des trois formes topographiques constitutives du relief messinien sur la plate-forme du Golfe du Lion : sommets, versants et interfluves, vallées. (B) Line drawing de la surface d'érosion messinienne sur le profil sismique LRM15. Coupe transversale le long du système de l'Aude.

B - 1.1 Les hauts fonds et sommets.

Les points culminants du Golfe du Lion sont principalement localisés sur la plateforme interne ainsi qu'au voisinage du sondage Mistral (Figure III-10). Ces sommets sont caractérisés sur les profils sismiques par des réflexions continues et de forte amplitude (Figure III-11). Ils ne présentent pas tous la même morphologie. On observe :

- Des formes tabulaires, horizontales ou légèrement inclinées, parallèles aux strates des séries miocènes sous-jacentes (Figure III-11, D à F).
- Des formes convexes plus ou moins larges souvent limitées géographiquement aux points culminants (Figure III-11, A à C et Figure III-10).

Les hauts fonds sont localement incisés par des vallées étroites à versants raides et profils en "V" (Figure III-11, C, E et F) ou par des vallées plus évasées à profils en berceau (Figure III-11, B).



Figure III-11. Illustration des différentes formes morphologiques de sommets caractéristiques de la topographie messinienne sur la plate-forme.

B - 1.2 *Les versants et interfluves.*

Les versants occupent une superficie importante de plate-forme messinienne du Golfe du Lion (Figure III-10). La transition "sommet-vallée", à l'échelle du plateau continental, se fait par l'intermédiaire de :

- De pentes relativement douces principalement rencontrées sur la plate-forme moyenne à externe. Leur surface s'exprime sous la forme de réflecteurs souvent sub-continus à

discontinus (parfois sourds) et d'amplitudes variables (Figure III-12, C à H). Des vallées entaillent localement ce type de versants (Figure III-12, H).

 De corniches, de cuestas ou de replats structuraux qui constituent des escarpements prononcés dans le relief messinien. Ils sont principalement observés au voisinage des points hauts, sur la plate-forme interne. Ils se caractérisent sur les profils sismiques par des réflecteurs continus et de forte amplitude (Figure III-12, A et B).



Figure III-12. Illustration des différentes formes morphologiques de versants et d'interfluves caractéristiques de la topographie messinienne sur la plate-forme.

B - 1.3 Les vallées.

Les grandes dépressions messiniennes de la plate-forme du Golfe du Lion ont été générées par l'action des grands fleuves et de leurs principaux affluents (Figure III-7). En conséquence, les vallées messiniennes ne présentent pas toutes la même morphologie selon que l'on étudie leur partie amont ou avale. D'une manière générale, leur section transverse

augmente de quelques centaines de mètres en amont à une dizaine de kilomètres en aval (Figure III-13 et Figure III-15).



Figure III-13. Graphique illustrant l'accroissement amont-aval de la largeur des vallées messiniennes. L'axe des abscisses est arbitraire et correspond aux points de mesure sur les profils sismiques.

Sur la plate-forme interne à moyenne, les vallées sont essentiellement étroites et encaissées (Figure III-14, B et G). On observe néanmoins des formes larges et évasées dans la partie amont de certains systèmes fluviatiles (Berre et Aude) (Figure III-14, A et Figure III-15).

Sur la plate-forme externe, au niveau de la zone de confluence des fleuves messiniens, les vallées sont larges et peu profondes (Figure III-14, C et Figure III-15). Le vaste chenal d'écoulement localisé sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude en présente toutes les caractéristiques.

Le fond des vallées messiniennes se caractérise sur les profils sismiques par un réflecteur généralement discontinu (voir sourd) et de faible amplitude (Figure III-14, D à H). La discordance messinienne y est parfois difficile à identifier en raison de l'absence de réflecteur net ou parce qu'elle a un aspect chaotique. Elle peut également paraître localement polyphasée. Ces fonds irréguliers peuvent être l'expression de la confluence des plusieurs affluents, de la migration successive de chenaux, de la présence de dépôts grossiers de type galets dans le lit du fleuve, ou encore d'éboulis dans le cas des vallées aux flancs abrupts.



Figure III-14. Illustration des différentes morphologies de vallées et dépressions de grande échelle caractéristiques de la topographie messinienne sur la plate-forme.

B-2 *La pente continentale messinienne actuelle.*

L'étude morphologique de la pente messinienne n'a pas été réalisée de manière détaillée en raison des séries détritiques chaotiques et salifères glissées qui ont considérablement compliqué l'identification de la surface d'érosion sur les lignes sismiques. D'un point de vue topographique, l'ensemble de la pente occidentale présente un approfondissement graduel au fur et à mesure que l'on progresse vers le pied de pente, avec une inclinaison globale vers le bassin de l'ordre de 3 %. Dans ce secteur, les formes morphologiques messiniennes sont beaucoup moins diversifiées que sur la plate-forme. Il n'existe pas de haut topographique bien individualisé comme c'était le cas pour les hauts fonds de la Sétoise ou de Mistral. Seules deux formes topographiques majeures ont été observées : les interfluves et les vallées (Figure III-8 et Figure III-9).



Figure III-15. "Line drawing" de la surface d'érosion messinienne sur les lignes sismiques LRM96 illustrant la variation amont-aval de la morphologie des vallées messiniennes du système du Languedoc-Roussillon et de la Rascasse.

B - 2.1 Les vallées.

Sous la pente continentale actuelle, les vallées messiniennes de Rascasse et du Languedoc-Roussillon ont été mises en évidence par l'intermédiaire des figures de troncatures d'érosion (Figure III-3, E et Figure III-4, A et B, Figure III-9). La plus grande dépression observée correspond à la paléo-vallée du Languedoc-Roussillon. À mi-pente par exemple, sa section dépasse 15 kilomètres et sa profondeur avoisine 600 mètres (Figure III-9). La vallée de la Rascasse a été identifiée sous la pente supérieure, mais son talweg n'a pu être cartographié jusque sous la pente moyenne (Figure III-8 et Figure III-9).

B - 2.2 Les interfluves.

Sur les lignes sismiques, les interfluves sont caractérisés par des réflecteurs relativement continus et réguliers (Figure III-16). Ils ne présentent pas de ruptures de pentes marquées de type cuesta ou replats structuraux et sont dépourvus de ravinements à cette résolution (Figure III-8 et Figure III-9). Le plus souvent, la surface messinienne s'est développée parallèlement aux réflecteurs des séries miocènes sous-jacentes (Figure III-16, C).



Figure III-16 : Illustration des principales morphologies des interfluves caractéristiques de la topographie messinienne sur la pente.

La surface d'érosion messinienne constitue un hiatus érosif généralisé qui se prolonge loin sous la pente actuelle du golfe du Lion jusqu'à des profondeurs avoisinant 4 secs (TWTT) (Figure III-2). Sur la pente, elle présente une inclinaison régulière vers le bassin profond (Figure III-2 et Figure III-17) à l'exception de la zone correspondant à l'interfluve localisé entre la vallée messinienne du Languedoc-Roussillon et celle de la Rascasse (Figure III-9). En effet, cet interfluve s'achève abruptement sous la pente inférieure. La surface d'érosion messinienne y forme une "marche" à une profondeur avoisinant 3 sectd (Figure III-17, B). Les réflecteurs sous-jacents tronqués attestent du caractère érosif de cette surface jusqu'à cette profondeur.

Cette structure messinienne a déjà été observée dans ce secteur par plusieurs auteurs (Burollet and Byramjee, 1974). D'après Dos Reis (2001), elle serait liée à la présence en profondeur d'un accident structural : la zone de transfert Catalane. Du fait de la tectonique salifère, cette marche messinienne est visible dans la morphologie actuelle du fond marin dans cette zone (Figure III-17, B). Les séries salifères qui venaient initialement butter contre cette structure ont flué vers le large entraînant la fracturation et le glissement des séries plioquaternaires les surmontant.

Dans le modèle d'évolution morphologique de Davis (1899), la surface d'érosion messinienne a atteint un stade évolutif "jeune" sous la plate-forme interne (plateau et incisions fluviatiles profondes et étroites) et "mature" sous la plate-forme moyenne à externe (incisions fluviatiles larges, diversité des éléments topographiques). Les buttes témoins, les sommets émoussés, l'élargissement amont-aval des vallées messiniennes et l'abondance des incisions sur les interfluves, sont autant d'indices qui témoignent du caractère fortement modelé de la surface dans ce secteur.

Sous la pente, la surface d'érosion semble également avoir atteint un stade évolutif "jeune" (vallées fluviatiles et topographie régulière).







Figure III-18 : Les trois stades évolutifs de l'érosion fluviatile : jeunesse, maturité et vieillesse (Davis, 1899).

C - Expression des structures du rift et de la fracturation miocène.

C-1 *Les grandes structures issues du rifting.*

Les grandes structures du rift oligo-aquitanien sont bien connues sur la plate-forme du Golfe du Lion (voir chapitre I-IV : B-1). Nous avons superposé dans la figure III-18 le réseau fluviatile messinien que nous avons cartographié avec la carte des structures du rift de Guennoc et al. (2000) (Figure I-15). La figure obtenue met en évidence les relations existant entre les structures profondes de la marge et la morphologie de la surface d'érosion messinienne (Figure III-19).

C - 1.1 *Les zones de transfert.*

Les zones d'accommodation de la déformation (ou zones de transfert) du rift oligoaquitanien assurent la liaison entre les principaux compartiments de la marge du Golfe du Lion. Elles semblent avoir joué un rôle prépondérant sur l'organisation générale de la plateforme messinienne, traduisant un rejeux des grandes structures transversales d'orientation NW-SE. En effet, la segmentation de la marge est encore visible au messinien :

 Dans la partie centrale de la plate-forme, le haut fond messinien de la Sétoise, orienté NW-SE, constitue un interfluve majeur entre deux les principaux systèmes fluviatiles messiniens du Golfe du Lion. Il s'est développé à l'aplomb de la zone de transfert de la Sétoise (Figure III-19). Le point de rencontre des fleuves du Languedoc-Roussillon est localisé sous le rebord de plate-forme actuel, à l'aplomb de la zone de transfert de Rascasse, qui vient décaler les deux rides Mistral et Rascasse. Le chenal qu'ils forment dans ce secteur emprunte un seuil limité au Nord-Est le horst de Mistral et au Sud-Ouest par celui de Rascasse. Sous la pente, le chenal du Languedoc-Roussillon se prolonge à l'aplomb de la zone de transfert de Rascasse.



Figure III-19 : Carte illustrant l'expression des structures du rift oligo-aquitanien (Gorini dansGuennoc et al., 2000) au travers du réseau fluviatile messinien. Les principaux éléments topographiques messiniens sont orientés NE-SW et NW-SE, parallèlement aux structures profondes (Grabben Central et hémi-grabbens (se reporter à la figure I-15)).

C - 1.2 Les horsts et les grabens.

Les hauts topographiques messiniens sont localisés à l'aplomb des horsts oligoaquitaniens. C'est le cas des hauts fonds de Sirocco, de Mistral et de Rascasse, orientés globalement NE-SW (Figure III-19).

Les dépressions messiniennes sont essentiellement localisées à l'aplomb des grands grabens oligo-aquitaniens : le Graben Central (et ses deux fossés associés) à l'Ouest, le graben de la Petite Camargue et le graben de Vistrenque Maritime à l'Est (Figure I-15 et Figure III-19).

- Les tributaires du système du Languedoc-Roussillon convergent au dessus du Graben Central. Dans sa partie occidentale, le réseau de la Têt rejoint celui de la Berre un peu au delà du fossé des Catalans. Dans sa partie orientale, les systèmes de l'Orb et de l'Aude s'unissent presque à l'aplomb du fossé des Cathares.
- À l'Ouest du haut fond de la Sétoise, deux vallées secondaires du système du Vidourle se sont développées à l'aplomb des grabens de Vistrenque Maritime et de la Petite Camargue. Dans ce secteur, les structures sous jacentes du rift sont à vergence Sud-Ouest alors que les systèmes fluviatiles messiniens les surmontant ont été drainés en direction opposée, vers l'Est.

C-2 *Les failles de la couverture sédimentaire post-rift.*

C - 2.1 Failles miocènes supérieures.

L'accès à une partie des lignes sismiques LRM96 dans leur intégralité (non découpées sous la surface d'érosion messinienne) a apporté des informations concernant l'organisation des dépôts miocènes sur la plate-forme du Golfe du Lion (moitié Sud-Ouest de la zone d'étude uniquement). Comme en témoigne la ligne sismique LRM08 (Figure III-20), la série miocène est très fracturée.

Des failles synthétiques et antithétiques affectent en grand nombre la couverture sédimentaire basculée. Elles sont presque toutes scellées par la surface d'érosion messinienne (à l'exception de la bordure nord occidentale graben central), et en général, n'affectent pas la série plio-quaternaire sus-jacente (d'où le qualificatif de "failles miocènes supérieures").

2.1.a Les différents types de failles.

Deux types de failles extensives ont été observés sur les profils sismiques. Elles sont facilement identifiables sur les lignes tirées perpendiculairement à la marge :

- Des failles normales synthétiques, orientées NE-SW et à vergence SE. Ce sont les plus abondantes sur la plate-forme. Elles se caractérisent généralement sur les profils sismiques par un décalage net et brutal des réflecteurs sismiques (Figure III-20). Ce décalage atteint plusieurs centaines de mètres au niveau des plus grands accidents (jusqu'à 400 m de rejet vertical apparent). Le compartiment inférieur peut être abaissé par le jeu d'une faille unique ou par l'intermédiaire de plusieurs failles parallèles entre elles, générant une structure en gradins ou marches d'escaliers (Figure III-20, B, tirs 1300 à 1600).
- Des failles normales antithétiques, orientées NE-SW et à vergence NW. Elles ont une extension plus limitée et un rejet moindre que les failles synthétiques. Elles peuvent être associées à des failles normales de vergence opposée (Figure III-20, tirs 1600 à 2500) ou s'être développées de manière indépendante (Figure III-20, tir 2600).

Des zones de transfert sont orientées NW-SE parallèlement à la direction d'extension et se caractérisent sur les profils sismiques par des zones au faciès sismique chaotique, au niveau desquelles les sédiments sont fortement perturbés et les réflecteurs difficilement identifiables.

2.1.b Relation entre les failles miocènes et les structures du rift.

La plupart des failles observées se sont développées indépendamment des structures sous-jacentes du rift. Sur les profils sismiques, elles s'amortissent vers la base de la couverture miocène comme en témoigne leur rejet qui diminue en profondeur (Figure III-20).





Certaines failles miocènes de la bordure nord occidentale de la vallée messinienne du Languedoc-Roussillon se surimposent aux failles majeures héritées du rifting oligo-aquitanien (bordure nord occidentale du Graben Central). Ces accidents viennent s'amortir sur de grande failles crustales à faible pendage, héritées du rifting (Figure III-19 et en rouge, Figure III-20). Elles constituent généralement un accident majeur dans la structuration des dépôts miocènes et leur rejet équivaut à plusieurs centaines de mètres. Ces failles majeures sont observées sur la bordure Nord du Graben Central (Figure III-21). Les lignes sismiques LRM08 (tir 1000) et LRM16 (tir 700) illustrent leur existence dans ces deux secteurs (Figure III-20 et Figure III-22 (B et C)).



Figure III-21 : Cartographie des affleurement des failles miocènes sur la surface d'érosion messinienne. En gras, les failles développées dans le prolongement des grands accidents du rift oligo-aquitanien (Gorini et al., in prep).

C - 2.2 Affleurement des failles à la surface d'érosion messinienne.

2.2.a Cartographie.

Dans la zone occidentale de la plate-forme, nous avons cartographié les failles miocènes affleurant sur la surface d'érosion messinienne (Figure III-21). Elles sont abondantes dans la partie SW de la marge, à proximité de la zone Pyrénéenne et diminuent en nombre et en amplitude au fur et à mesure que l'on se déplace vers le secteur oriental de la plate-forme. De plus c'est à proximité des Pyrénées, dans le prolongement de la faille de

Canet que le rejeu de ces accident semble ce poursuivre jusqu'au Pliocène Inférieur (Duvail et al., 2000) :

- Les lignes LRM04 et LRM08, acquises à proximité des Pyrénées, témoignent de l'abondance de la fracturation au Sud-Ouest de la plate-forme.
- Les lignes sismiques LRM16 et LRM28, acquises respectivement dans la partie médiane et orientale de la zone d'étude, montrent une couverture miocène moins affectée par la fracturation.
- Plus à l'Est, à proximité du haut fond messinien de la Sétoise, les séries miocènes sont presque indemnes de fracturation à l'exception du secteur le plus proche de la côte actuelle (Figure III-22, LRM28 tirs 600 à 850 et 1150 à 1300).

Ces différents secteurs de la marge, où la quantité et les modalités de la déformation est variable, sont séparés les uns des autres par des zones transversales ayant valeur de zone d'accommodation de la déformation ou zones de transfert clairement miocène supérieur (Figure III-21).

2.2.b Relations entre les failles miocènes et la morphologie de la surface messinienne.

La surface d'érosion messinienne scelle les failles affectant la couverture miocène. Le plus souvent, cette fracturation a eu un contrôle indirect sur la morphologie du relief messinien. Les fleuves messiniens ont parfois emprunté des systèmes de failles générant des dépressions à l'aplomb de celles-ci (Figure III-20, A2, A3). Des escarpements importants se sont parfois mis en place le long de plans de faille (Figure III-20, A1) mais ce contrôle topographique n'est cependant pas systématiquement observé (Figure III-20, A4, A5 et A6).

C - 2.3 Basculement des séries miocènes et création de points haut d'orientation NE-SW : le roll-over occidental.

Dans la partie occidentale de la marge, la création des failles miocènes s'est accompagnée d'un basculement vers le NW des séries sédimentaires (Figure III-20 et Figure III-22, (A et B)). Ce basculement a généré un grand "roll-over" mis en évidence par Mauffret et al., (2001). Nous l'avons cartographié : son axe est localisé au niveau de la plate-forme externe actuelle (Figure III-22, E).



Figure III-22: Profils sismiques LRM04 (A), LRM08 (B) et LRM28 (C) illustrant le basculement des séries miocènes (en grisé) et la formation d'un roll-over au niveau de la plate-forme externe du Golfe du Lion. Ce basculement est maximal dans la zone proche pyrénéenne (A) et s'amortie vers le nord (C). (D) Pendage apparent moyen des réflecteurs miocènes basculés sur le flanc NW du roll-over. Les valeurs de pente décroissent au fur et à mesure que l'on progresse vers le NE. (E) Cartographie de l'axe de l'anticlinal. Se reporter à l'annexe U pour voir la figure au format A3.
Le roll-over est orienté SW-NE, parallèlement au rebord de plate-forme, et ses limites latérales sont constituées par des zones de transfert. À proximité des Pyrénées, le horst messinien de Rascasse constitue une relique du flanc Nord-Ouest de cette structure. Dans ce secteur, le sommet du roll-over a été intégralement érodé durant la Crise de Salinité Messinienne (Figure III-22, (A)).

Le basculement des séries miocènes est donc maximal dans la zone proche des Pyrénées et s'atténue au fur et à mesure que l'on se déplace vers le domaine oriental. Les lignes sismiques LRM04 et LRM16 illustrent ce phénomène (Figure III-22, (A) et (C)). Au Sud-Ouest de la marge, le pendage apparent des séries miocènes est de l'ordre de 4° (vers le NW). Il devient inférieur à 1° dans la partie médiane de la zone d'étude (Figure III-22, (D)).

C-3 *Les failles de la couverture plio-quaternaire.*

La majeure partie des failles est scellée par la surface d'érosion messinienne. Cependant, nous avons observé localement la prolongation de la fracturation au sein des sédiments pliocènes (Figure III-23). Dans certaines zones de la plate-forme, les failles peuvent par conséquent être datées du plio-quaternaire ou être plus anciennes et avoir été réactivées par la suite. Elles sont localisées sur la plate-forme interne, dans le secteur Sud-Ouest de la marge. Certaines d'entre elles sont localisées dans le prolongement des structures sous-jacentes héritées du rifting.



Figure III-23. Section de lignes sismiques illustrant sur la plate-forme la prolongation de failles miocènes au sein de la couverture plio-quaternaire.

Résumé du Chapitre III-II :

Concernant la morphologie de la surface messinienne, nous retiendrons les points suivants :

- La surface d'érosion messinienne est très irrégulière sous la plate-forme et moins accidentée sous la pente actuelle.
- Elle porte l'empreinte des fleuves messiniens :
 - Les systèmes fluviatiles majeurs à l'origine de sa morphologie sont : le système Rhodanien, à l'Est, le système du Languedoc-Roussillon, au centre, et le système de Rascasse que nous avons mis en évidence à l'extrémité occidentale de la marge.
 - Le réseau fluviatile du Languedoc-Roussillon est constitué de quatre grands tributaires séparés par des interfluves sur la plate-forme interne à moyenne.
 - Ces tributaires deviennent coalescents sous la plate-forme externe (sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude) et se prolongent sous la pente par un chenal unique.
- La surface d'érosion messinienne porte également l'empreinte des structures du rift Oligo-Aquitanien et des failles affectant la couverture sédimentaire miocène.
- La majorité de ces failles est scellée par la surface d'érosion messinienne. Quelques unes affectent les séries pliocènes inférieures dans la partie occidentale de la marge.

Chapitre III-III : Produits de l'érosion messinienne.

Dans les années 80, des unités sismiques au faciès chaotique ont été observées localement au large du Golfe du Lion et interprétées comme étant le produit de l'érosion messinienne (Bessis and Burrus, 1986). En 1991, Savoye et Piper ont cartographié des dépôts similaires au large de Nice. Plus récemment, de nouveaux travaux ont montré l'existence de ces unités détritiques au pied de l'ensemble de la marge du golfe du Lion. Elles seraient localisées massivement au large du Languedoc-Roussillon et en moindre quantité au large du Rhône (Dos Reis, 2001). Cependant, aucun grand cône de déjection ou éventail détritique messinien n'avait encore été cartographié jusqu'à aujourd'hui au large du Golfe du Lion.

A - Cartographie et morphologie externe.

L'étude des lignes sismiques Calmar97 et Marion a permis de mettre en évidence l'existence de deux éventails détritiques messiniens (450 km² de superficie environ au total) dans la zone occidentale du Golfe du Lion, au large du Languedoc-Roussillon. Pour la première fois, ces dépôts ont été cartographiés de manière précise. Aucun forage ou prélèvement ne fournissant d'information sur la nature de ces unités, le travail de cartographie s'est appuyé sur le faciès sismique chaotique des dépôts observés, leur extension latérale ainsi que leur relation avec les séries sédimentaires attenantes.

Les produits de l'érosion messinienne sont accumulés sous la pente actuelle. Ils sont organisés en deux éventails sédimentaires édifiés au débouché des réseaux messiniens cartographiés sur la plate-forme (Figure III-24). Nous les avons nommés : "Éventail de la Rascasse" (à l'Ouest) et "Éventail du Languedoc-Roussillon" (à l'Est). Les parties amont de ces édifices sont clairement individualisées et séparées par un interfluve constitué de sédiments d'âge probablement miocène (Figure III-9). Plus en aval, sous la pente inférieure, les deux systèmes deviennent coalescents. Leur extension vers le centre du bassin est très réduite et ne va pas au-delà du glacis actuel. Sur les lignes sismiques, on observe un passage latéral brutal des produits de l'érosion messinienne à la série salifère (Figure III-6).

Les éventails détritiques messiniens se caractérisent tous les deux par un apex peu épais (0,1 sec TWTT) localisé très en amont sous le haut de pente et un "corps" s'épaississant graduellement vers le glacis actuel (Figure III-8 et Figure III-9). L'extrémité aval de ces édifices est plus amincie. Par leur morphologie externe lobée et leur organisation spatiale, ils évoquent des systèmes de cônes deltaïques progradants. Leur longueur n'excède pas 100 km.



Figure III-24. Cartographie des éventails détritiques messiniens de Rascasse et du Languedoc-Roussillon mis en place sur la pente et sur le glacis. Plan de position de la campagne Calmar97 montrant la localisation des lignes simiques illustrant la nature et la géométrie de ces dépôts.

B - Relation avec les marqueurs de la crise adjacents.

Il existe un contraste frappant entre la réponse de la marge et du domaine profond à la crise : tandis que la plate-forme a été largement érodée, la plaine abyssale a accumulé les

séries évaporitiques. Les cônes détritiques messiniens constituent des édifices transitionnels faisant le lien entre le domaine amont et le domaine aval.

B - 1 Domaine amont.

Nous n'avons pas observé de produits de l'érosion messinienne sous la plate-forme interne à moyenne. Les sédiments plio-quaternaires y surmontent directement sur la surface d'érosion messinienne.

Sous la plate-forme externe actuelle, une unité sismique particulière a été cartographiée à partir des profils LRM96. Ses caractéristiques sont les suivantes :

- Son faciès sismique interne contient des réflecteurs sub-continus et de forte amplitude (Figure III-25, A et B).
- Elle est recouverte par des sédiments pliocènes argileux (forage Mistral, Annexes H et O) dont le faciès sismique est caractéristique des environnements distaux : réflecteurs sismiques drapants, de basse fréquence et très continus, probablement argileux (Partie -V).
- Elle surmonte la surface d'érosion messinienne, au niveau du rebord de plate-forme messinien.
- Son extension latérale est limitée à l'exutoire du système du Languedoc-Roussillon localisé sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude.

La corrélation avec les lignes Calmar 97 n'a pu être réalisée en raison des problèmes de multiples et du manque de pénétration du signal sous la plate-forme externe. Nous avons néanmoins interprété cette unité comme des dépôts fluvio-deltaïques constituant l'apex de l'éventail détritique du Languedoc-Roussillon. Nous l'avons intégré en tant que tel dans la cartographie des produits de l'érosion messinienne (Figure III-25, C). L'épaisseur de ces sédiments sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude pourrait atteindre une centaine de mètres.

Sur la moitié supérieure de la pente messinienne, les sédiments détritiques ont une extension latérale réduite, limitée au remplissage des vallées messiniennes (Figure III-8 et Figure III-9). Ils sont surmontés par les séries plio-quaternaires. La limite amont du sel et des évaporites supérieures est située plus en aval sous la pente inférieure actuelle.



B - 2 Domaine aval.

L'interprétation sismique se complique lorsque l'on se déplace vers le pied de la marge en raison des déformations sédimentaires liées à la tectonique salifère post-messinienne dans ce secteur (Dos Reis, 2001). L'organisation interne des cônes détritiques n'y a donc pas été établie de manière détaillée.

Inversement au haut de pente, les sédiments détritiques ne sont pas chenalisés sous la pente inférieure. Ils sont organisés en vastes lobes ou épandages sédimentaires dont l'épaisseur est difficilement quantifiable du fait de leur contact diffus avec les séries sous-jacentes (Figure III-4 (C)). L'épaisseur de ces corps sédimentaires dépasse néanmoins 500 msec TWTT dans les sections les plus épaisses qui sont localisées sous le glacis actuel, dans l'éventail de Rascasse.

En pied de pente, les relations spatiales entre les produits de l'érosion messinienne et les autres marqueurs sismiques de la crise sont les suivantes (Figure III-6) :

- Dans la partie la plus distale des éventails messiniens (zone frontale) les sédiments détritiques semblent être l'équivalent latéral du sommet des évaporites inférieures.
- L'unité détritique apparaît surmontée par le sel mais une variation latérale de faciès sismique entre ces deux unités (et une interpénétration des dépôts) est évidente sur certains profils.
- Plus en amont les évaporites supérieures et le sel se biseautent contre la surface d'érosion messinienne ou contre le toit des éventails détritiques.

C - Volume sédimentaire et dépôt-centres

Le volume de sédiments contenu dans les éventails détritiques du Languedoc-Roussillon et de la Rascasse a été calculé. Ne pouvant pas situer avec exactitude la limite inférieure de ces corps sédimentaires, deux cartes isopaques ont été réalisées :

- La première est une estimation du volume minimal de sédiment contenu dans les éventails messiniens (Figure III-26). Elle a été réalisée en prenant pour limite inférieure la base du faciès sismique chaotique caractéristique de ces dépôts (Figure III-4).
- La seconde est une estimation du volume maximal contenu dans les éventails détritiques (Figure III-27). Elle a été réalisée en en prenant pour limite inférieure la base d'une unité intermédiaire observée localement sous les éventails détritiques. Son faciès sismique chaotique transparent ne permet pas de rattacher cette unité aux produits de l'érosion

messinienne ou à des sédiments miocènes plus anciens. Pour estimer le volume de sédiment maximal accumulé dans les éventails détritiques, nous l'avons temporairement attribuée aux sédiments détritiques.



Figure III-26 : (A) : Carte en isopaques du volume minimal de sédiments accumulés sur la pente au sein des éventails détritiques messiniens déposés au large du Languedoc-Roussillon. L'accumulation maximale est observée dans la zone orientale au niveau de l'éventail de Rascasse, déposé au large du roll-over miocène de Rascasse. (B) : Tableau présentant les valeurs de surface et de volume mis en jeu.

Nous avons estimé entre 900 et 1400 km3 le volume total de sédiments contenus dans les systèmes détritiques de Rascasse et du Languedoc-Roussillon (Chapitre II-III). Quel que soit le cas de figure considéré (isopaque des maxima ou minima) le dépôt centre principal est

localisé sous le glacis actuel au niveau de l'éventail détritique de Rascasse. Compte tenu de la loi de vitesse utilisée pour ces calculs (2500 m/sec, voir Chapitre II-II D), la puissance de dépôt atteindrait 650 à 900 m dans ce secteur.

Concernant l'éventail détritique du Languedoc-Roussillon, le maximum d'accumulation sédimentaire est localisé sous la pente moyenne actuelle et atteint 600 à 800 m d'épaisseur (Figure III-9). Il semble donc exister un fort contraste entre la répartition géographique des dépocentres au sein des deux systèmes (Figure III-26 et Figure III-27).



Figure III-27 : (A) : Carte en isopaques du volume maximal de sédiments accumulés sur la pente au sein des éventails détritiques messiniens déposés au large du Languedoc-Roussillon. L'accumulation maximale est observée dans la zone orientale au niveau de l'éventail de Rascasse, déposé au large du roll-over miocène de Rascasse. (B) : Tableau présentant les valeurs de surface et de volume mis en jeu.

Résumé du Chapitre III-III :

Concernant les sédiments issus de l'érosion de la marge du Golfe du Lion durant la crise, nous retiendrons :

- Les produits de l'érosion messinienne ont été cartographiés sous la pente au large de la plate-forme du Languedoc-Roussillon.
- Ils sont organisés en deux grands éventails détritiques : l'éventail du Languedoc-Roussillon à l'Est et de la Rascasse à l'Ouest.
- Ces édifices sédimentaires sont séparés par un interfluve sur la pente supérieure à moyenne et deviennent coalescents vers le pied de pente.
- Nous avons évalué le volume total de sédiments de ces appareils détritiques : il serait compris entre 900 et 1400 km³.
- L'éventail du Languedoc-Roussillon est relié sur la plate-forme à un système fluviatile au bassin versant très étendu. Son apex est localisé sous la plate-forme externe.
- Curieusement, le dépôt-centre principal est localisé dans l'éventail de la Rascasse qui correspond à terre à un système fluviatile extrêmement réduit.
- Sous la pente supérieure à moyenne, les produits de l'érosion surmontent la surface d'érosion messinienne et sont déposés en remplissage des vallées messiniennes.
- En pied de pente, dans la partie la plus distale, les sédiments détritiques semblent passer latéralement aux évaporites inférieures. Ils sont surmontés par le sel, une variation latérale de faciès avec celui-ci n'étant pas exclue. Les évaporites messiniennes sont transgressives sur ces dépôts.

Chapitre III-IV: Variations de pentes des fleuves messiniens.

Nous avons tracé les profils longitudinaux **actuels** des systèmes fluviatiles messiniens qui se sont développés sur la marge du Golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne (voir Chapitre II-IV). Dans ce chapitre, nous discuterons des caractéristiques morphologiques (et géographiques) des vallées messiniennes de l'Orb, de l'Aude, de la Berre, de la Têt et du Tech, ainsi que de la Rascasse, du Vidourle et des deux cours du Rhône (Figure III-28). Les profils en long de ces fleuves seront décrits et analysés d'aval en amont car les creusements se sont faits de manière régressive durant la Crise de Salinité Messinienne.



Figure III-28. Localisation des points de mesures ayant servi à l'élaboration des profils longitudinaux des vallées messiniennes. Se reporter à la figure II-11 pour illustration.

A - Description des profils longitudinaux des fleuves.

Les profils longitudinaux des fleuves messiniens du Golfe du Lion présentent des ruptures de pentes analogues qui délimitent des portions plus ou moins déclives.

A - 1 Système du Languedoc-Roussillon.

A - 1.1 L'Orb, la Têt et le Tech.

Les vallées messiniennes de l'Orb, de la Têt et du Tech ont des profils longitudinaux très similaires. Le point de mesure le plus aval est localisé sous la pente actuelle. Il est commun aux trois systèmes du fait de la convergence des fleuves du Languedoc-Roussillon sous la plate-forme externe (Figure III-28). Les points de mesure les plus en amont sont situés à terre aux extrémités des talwegs messiniens de chaque fleuve.

Quatre secteurs de fleuve ont été identifiés dans le profil en long de chaque vallée messinienne (Figure III-29, A, B, C). Ils sont délimités par 3 ruptures de pentes parfaitement marquées.

D'aval en amont, nous observons les secteurs et les variations de pentes suivants :

- Les secteurs I sont localisés sous la pente et la plate-forme externe actuelles. Les pentes moyenne des profils de fleuves y avoisinent 3 % sur une distance de 70 kilomètres environ.
- Les secteurs II se caractérisent par des pentes plus faible (0,25 à 0,86 %) et sont observés sous la plate-forme externe à moyenne.
- Les secteurs III sont observés sous la plate-forme interne. La pente moyenne des profils de fleuves messiniens y est maximale : entre 2,95 et 3,72 %.
- Les secteurs IV sont localisés à terre et constituent les extrémités amont des systèmes messiniens. Leur pente moyenne est comprise entre 0,9 et 2,88 %.

Les systèmes du Tech et de la Têt convergent peu avant le forage de Canet. Par conséquent, les secteurs I, II et III de ces deux vallées messiniennes sont identiques. Seuls les secteurs IV différent (Figure III-28 et Figure III-29). La limite aval des secteurs IV a été positionnée au niveau du sondage Canet. Elle pourrait néanmoins être localisée plus en amont entre Canet et Mas Llinas (pour le Tech) ou Canet et Vinça (pour la Têt). Il n'existe pas de forage intermédiaire permettant de localiser plus précisément cette limite.



Figure III-29 : Évolution longitudinale actuelle des vallées messiniennes du Languedoc-Roussillon et de la Rascasse. Les secteurs I à IV sont numérotés d'aval en amont. En pointillés, le niveau marin actuel ; en trait continu, la topographie du fond marin actuel ; avec des losanges, les talwegs ; avec des cercles, le toit des éventails détritiques. Pour la localisation des profils, se reporter à la figure III-28.

A - 1.2 La Basse Aude et la Berre.

Les vallées messiniennes de la Basse Aude et de la Berre ont des profils longitudinaux très semblables. En l'absence de talweg messinien dans le domaine terrestre leurs extrémités amont sont localisées sur la plate-forme interne, à proximité de la ligne de rivage actuelle (Figure III-28 et Figure III-29, B). Le point le plus aval est le même que celui des systèmes décrits précédemment.

Les profils en long des vallées présentent deux ruptures de pentes nettes. D'aval en amont, trois secteurs de fleuve ont été identifiés :

- Les secteurs I sont identiques et localisés sous la pente actuelle et la plate-forme externe.
 Leur pente moyenne avoisine 3 %.
- Les secteurs II sont localisés sous la plate-forme externe à moyenne. Les pentes moyennes des thalwegs varient entre 0,46 et 0,74 %.
- Les secteurs III sont localisés sous la plate-forme interne. Leur pente est comprise entre 2,48 et 3,18 %.

A - 2 Système de la Rascasse.

La vallée de la Rascasse est creusée sur le flanc sud du haut fond de Rascasse, sous la pente actuelle. Son profil longitudinal est régulier et sa pente moyenne a une valeur proche de 3 %. En l'absence de ruptures de pente, un seul secteur (secteur I) a été identifié pour ce creusement (Figure III-28 et Figure III-29).

A - 3 Système Rhodanien.

Nos données sismiques ne couvrent pas la partie occidentale de la plate-forme du Golfe du Lion. Les profils en long des vallées messiniennes du Vidourle et du Rhône ont donc été réalisés à partir de la carte de la surface messinienne du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2000). Les courbes en isobathes de ce document étant équidistantes de 100 m, les profils de fleuves obtenus sont moins précis que s'ils avaient été réalisés à partir de données sismiques.

A - 3.1 Le Vidourle.

Le profil longitudinal de la vallée messinienne du Vidourle se caractérise par des systèmes de paliers successifs et aucun secteur remarquable n'est clairement identifiable (Figure III-28 et Figure III-30, A). L'extrémité aval semble néanmoins être caractérisée par une forte augmentation de la pente du fleuve qui avoisine dans ce secteur 4,2 %.

Quelques points sur la partie amont du cours messinien du Vidourle ont été recalculés à partir des profils sismiques qui recouvraient cette zone. En combinant les deux jeux de profils (carte et sismique) une seconde rupture de pente apparaît. Elle est localisée sous la plate-forme moyenne et délimite deux secteurs supplémentaires sur le cours messinien du Vidourle :

- Un secteur médian (secteur II) où la pente est égale à 1,4 %

- Un secteur amont (secteur III) de pente égale à 2,44 %.

Ces subdivisions demeurent néanmoins discutables compte tenu de l'hétérogénéité des données utilisées.



Figure III-30 : Évolution longitudinale actuelle des vallées messiniennes du système Rhodanien. Les secteurs I à IV sont numérotés d'aval en amont. En orange, les talwegs ; en bleu, le toit des éventails détritiques et en noir, la topographie du fond marin actuel. Pour la localisation des profils, se reporter à la figure III-28.

A - 3.2 Le Rhône.

La coupe longitudinale du cours aval du Rhône réalisée et publiée par Gennesseaux et Lefebvre (Gennesseaux and Lefebvre, 1980), montre un profil beaucoup plus lissé et régulier que celui que nous obtenons. Ceci prouve l'intérêt à réaliser les coupes longitudinales des fleuves à partir des données sismiques et non pas à partir de cartes isobathes au 1/500 000^e. Le Rhône messinien se caractérise par un dédoublement de son tracé dans sa partie aval (Figure III-28). Quel que soit le trajet considéré (tracé (a) ou (b)), le profil longitudinal du fleuve est comparable à celui de l'Orb. D'aval en amont, quatre secteurs limités par des ruptures de pente ont été identifiés (Figure III-30 B et C) :

- Les secteurs I, situés sous la plate-forme externe actuelle, ont des pentes moyennes comprisent entre 2,76 et 3,17 %.
- Les secteurs II, longs d'une soixantaine de kilomètres, s'étendent sous la plate-forme et sous la Camargue actuelles. Les profils longitudinaux des vallées messiniennes y sont caractérisés par des pentes variant entre 1,06 % et 1,13 %. En amont de ce secteur, le Rhône messinien a un cours unique.
- Le secteur III se caractérise par des profils longitudinaux qui ont des pentes moyennes de l'ordre de 5,06 %, sur une distance de 14 kilomètres environ. Cette valeur semble surestimée par rapport à la réalité (Clauzon, comm. pers.). Pour plus d'exactitude, ce travail devrait être refait à partir de la nouvelle carte du canyon messinien du Rhône réalisée récemment par Rubino et al (2000).
- Le secteur IV couvre à terre une distance de plus de 230 kilomètres, jusqu'à Lyon. Le profil longitudinal de la vallée dans ce secteur est légèrement concave, avec une pente moyenne proche de 0,13 %.

Le talweg messinien du Rhône (b) est globalement en pente vers l'aval. Une portion de ce fleuve présente néanmoins une forte contre-pente déjà observée par Gennesseaux et Lefebvre en 1980. Celle-ci est liée à la présence d'une cuvette ou dépression développée à l'abord du flanc nord-ouest de la ride. Cette constatation soulève à nouveau le problème de l'origine et de la réalité du dédoublement du cours du Rhône en Rhône (a) et Rhône (b).

B - Les quatre domaines géographiques définis par les ruptures de pente des fleuves messiniens.

Les profils longitudinaux des fleuves messiniens du Golfe du Lion présentent donc des analogies dans leur morphologie. D'aval en amont alternent des sections à pentes fortes, comprises entre 3 et 4 %, et des sections à pentes plus réduites, le plus souvent inférieures à 1,2 %). Ces analogies morphologiques sont illustrées dans la figure III-31. À partir des ruptures de pente observées, trois à quatre secteurs de fleuves distincts ont été mis en évidence sur chacun des profils longitudinaux. Les secteurs I et III ont des pentes deux à quatre fois plus élevées que les secteurs II et IV.

D'autres similitudes existent entre les différentes vallées messiniennes. La figure III-32 les met en évidence pour le Languedoc-Roussillon. Les profondeurs, longueurs et pentes

moyennes pour les secteurs I à IV sont très voisines. Les ruptures de pentes qui délimitent ces secteurs sont également situées à des profondeurs similaires.



Figure III-31. Variations de pente entre les différents secteurs de fleuves mis en évidence sur les profils longitudinaux des vallées messiniennes du Golfe du Lion.



Figure III-32. Analogies entre les différents secteurs identifiés sur les profils longitudinaux des vallées messiniennes. Le rebord de plate-forme actuel est localisé approximativement au kilomètre 0.

Nous avons reporté les points de rupture de pente sur la carte en isobathes de la surface d'érosion messinienne. Ceci permet de mettre en évidence l'existence sur la marge de 4 domaines géographiques distincts numérotés de I à IV. Ces domaines regroupent respectivement les secteurs I à IV observés sur chacun des profils longitudinaux de fleuve (Figure III-33). Chaque domaine géographique ainsi défini se caractérise selon les critères suivants (Tableau III-2, ci-dessous) :

Domaines géographiques	Secteurs de fleuve associés	Pente moyenne (%)	Profondeur moyenne (m)
Ι	Ι	2,99 - 4,17	-2154 à -2089
II	II	0,25 - 1,40	-1836 à -1632
III	III	2,44 - 5,06	-1406 à -1162
IV	IV	0,13 - 2,88	-305 à +269

Tableau III-2: Tableau illustrant les caractéristiques des quatre domaines géographiques identifiés à partir des ruptures de pentes des vallées messiniennes.



Figure III-33. Carte illustrant la répartition géographique des différentes portions de fleuves messiniens délimitées par des ruptures de pentes.

<u>Domaine géographique I</u> : Il est localisé au-delà du talus messinien, sous la pente actuelle côté Languedoc-Roussillon et sous la plate-forme externe côté Rhône.

<u>Domaine géographique II</u> : Ce domaine a une faible extension et se limite principalement à la plate-forme externe à moyenne. Il est néanmoins plus vaste pour le système du Rhône au niveau duquel il se prolonge sous la Camargue actuelle.

Domaine géographique III : Il est essentiellement localisé sous la plate-forme moyenne interne à l'exception du Rhône.

<u>Domaine géographique IV</u>: Ce domaine est défini à terre uniquement. Il n'est pas observé en amont du Vidourle, de l'Aude et de la Berre qui ne présentent pas de canyon messinien à terre.

Résumé du Chapitre III-IV :

Les profils longitudinaux actuels des vallées messiniennes ont été réalisés depuis le domaine continental jusque sous la pente moyenne actuelle :

- Ils présentent tous la même morphologie caractérisée par des ruptures de pentes marquées qui permettent de délimiter 3 à 4 secteurs de fleuves distincts, plus ou moins pentés.
- À l'échelle de la marge du Golfe du Lion, ces secteurs de fleuves s'organisent en quatre domaines géographiques distincts.

Chapitre III-V: Reconstruction géomorphologique de la marge par backstripping.

L'évolution morphologique globale de la marge du Golfe du Lion depuis 6 Ma a été restituée par backstripping pour trois transects perpendiculaires à la marge, qui vont de la plate-forme interne jusque dans le bassin. Ces coupes transversales au rebord de plate-forme traversent trois zones distinctes réparties depuis l'extrémité sud-ouest de la marge (zone proche pyrénéenne) jusqu'à la zone rhodanienne (se reporter à la figure II-14 pour la localisation des coupes). Les résultats présentés dans ce paragraphe sont préliminaires.

A - Description des coupes.

Sur chacun des trois transects étudiés, les couches sédimentaires décompactée lors du backstripping s'organisent de la manière suivante (Figure III-34, Figure III-35, Figure III-36, A) :

- Sur la plate-forme, seule la série plio-quaternaire est prise en compte pour les calculs. Elle surmonte directement la surface d'érosion messinienne qui se prolonge sous la pente actuelle jusqu'à la base des sédiments détritiques. Cette surface d'érosion ne se poursuit pas au-delà, dans le bassin.
- En haut de pente et en milieu de pente, deux couches sédimentaires sont prises en compte lors du backstripping : les sédiments détritiques qui surmontent la discordance messinienne et les dépôts plio-quaternaires sus-jacents. Dans la partie orientale de la marge, les dépôts détritiques messiniens ne sont pas pris en compte lors des calculs car ils n'ont pas été identifiés sur le profil sismique utilisé pour réaliser la coupe E (profil ECORS NW).
- En pied de pente, nous distinguons les quatre couches sédimentaires suivantes : la série détritique qui recouvre la discordance messinienne, le sel et les évaporites supérieures transgressifs, puis la série plio-quaternaire.
- Dans le bassin, la succession sédimentaire verticale est constituée par les évaporites inférieures (qui surmontent en concordance les dépôts anté-crise sous-jacents), le sel, les évaporites supérieures et la série plio-quaternaire supérieure.

Lors du backstripping, et pour chacune des coupes étudiées, les couches sédimentaires sont enlevées dans l'ordre suivant : la série plio-quaternaire, les évaporites supérieures, le sel, les sédiments détritiques puis les évaporites inférieures.

B - Limites de la méthode.

La méthode de backstripping fournit une bonne idée de l'évolution en deux dimensions de la marge du Golfe du Lion depuis le commencement de la Crise de Salinité Messinienne. Cependant, elle présente un certain nombre de limites qu'il est nécessaire de garder à l'esprit :

- La morphologie de la marge avant la crise n'est pas connue et n'est donc pas prise en compte par le programme. Il en est de même pour la masse de sédiment érodé sur la plateforme durant la crise.
- Les unités sédimentaires décompactées ne sont pas encore bien calées stratigraphiquement. A l'exception de la série plio-quaternaire supérieure qui est parfaitement calée, le temps nécessaire au dépôt de chacune des couches de la série évaporitique est encore largement discuté (Clauzon et al., 1996b; Krijgsman et al., 1999a).
- Le programme considère que les couches étudiées se sont déposées successivement dans le temps (le dépôt des sédiments détritiques suit la mise en place des évaporites inférieures et précède la mise en place du sel) alors que certaines d'entre elles sont partiellement contemporaines. Nos interprétations sismiques suggèrent en effet que la construction des éventails détritiques a duré pendant toute la durée de la crise. La mise en place de la série détritique serait contemporaine du dépôt des évaporites inférieures, du sel et également des évaporites supérieures (Chapitre IV-III : B). Cette variabilité spatiotemporelle doit être mieux maîtrisée.
- Les variations du niveau marin pendant la crise ne sont pas connues de manière détaillée et ne sont pas calibrées temporellement. Le bassin est considéré : A, "en eau" (Figure III-34, F) ou B, : " asséché" (Figure III-34, E), alors que des variations plus subtiles ont probablement eu lieu (Chapitre IV-II : C). De plus, considérer le bassin méditerranéen comme "asséché" est abusif puisque, comme en témoigne les forages profonds, une tranche d'eau substantielle a persisté dans le bassin pendant toute la durée de la crise.
- Les profondeurs calculées pour les différents horizons varient avec plusieurs facteurs : l'élasticité de la lithosphère (valeur équivalente égale à 15 km), la lithologie des couches (inconnue pour les évaporites inférieures par exemple...) et l'épaisseur des couches considérées (variable selon les vitesses de couches utilisées). Ces paramètres encore mal calibrés constituent des sources d'incertitudes supplémentaires sur les valeurs calculées. Nous avons également supposé que la subsidence thermique était relativement continue depuis le commencement de la crise (Steckler and Watts, 1980).











C - Remplissage du bassin.

Les figures III-34, III-35 et III-36 montrent que, quelle que soit la coupe étudiée, l'évolution de la marge du Golfe du Lion est sensiblement la même en terme de paléo-topographies et paléo-profondeurs. Les reconstructions montrent une tendance au remplissage du bassin au cours des 6 derniers Ma (Figure III-37) :

- Avant le commencement de la Crise de Salinité Messinienne, la profondeur du fond marin (par rapport au niveau zéro actuel) au pied de la pente avoisinait 3000 m (Figure III-34-H, III-35-H et III-36-G, référentiel 2).
- À la fin de la Crise de Salinité, elle avoisinait 2800 m (Figure III-34-B, III-35-B et III-36-B, référentiel 3) et n'était que faiblement supérieure à sa profondeur actuelle (environ 2400 m).

Il semblerait donc que la subsidence totale du bassin depuis 6 Ma ait été suffisamment élevée pour compenser presque totalement la sédimentation (plus de 3000 m de sédiments incluant les séries évaporitique et plio-quaternaire). Cette forte subsidence est probablement liée à la subsidence thermique (considérée comme continue sur cette échelle de temps) et à la surcharge sédimentaire dans le bassin.

Durant la crise, d'importantes variations de profondeur du fond marin (mesurées au km 110 sur les transects) sont survenues (Figure III-37). Après la mise en place des séries détritiques (et avant dessiccation), la profondeur du fond marin avoisinait 3700 m. Après la mise en place du sel (après dessiccation), elle avoisine 2000 m. Cette diminution importante de la profondeur du bassin peut être liée à la combinaison de deux phénomènes :

L'assèchement du bassin, suite au dépôt des séries détritiques, a entraîné un rebond isostatique au niveau de la lithosphère et une remontée de l'ensemble du bassin. Il est difficile de donner un ordre de grandeur de ce rebond et de sa durée. D'après la figure III-37 (entre la phase 2 ("bassin en eau") et la phase 3 (bassin "asséché")) il serait de l'ordre du millier de mètres, mais cette valeur est probablement peu représentative de la réalité. En effet, durant la crise l'évaporation du plan d'eau et le dépôt du sel n'ont pas constitués deux évènements distincts : l'abaissement du niveau marin s'est accompagnée de la précipitation du sel (une fois la concentration nécessaire atteinte). Cette précipitation massive a entraîné une surcharge sédimentaire opposée (au niveau de la lithosphère) à l'allègement résultant de l'évaporation de l'eau. Ce travail préliminaire met donc en

évidence l'importance de ne pas découpler temporellement les différentes couches sédimentaires prises en compte lors du backstripping.

Au phénomène de rebond isostatique s'ajoute l'important taux de sédimentation lié au dépôt du sel (plus de 1500 m (figure III-34, D, km 210) déposé en 300 000 ans selon l'hypothèse de Clauzon et al., 1996). Ce dernier devait être largement supérieur à la subsidence totale du bassin, entraînant un remplissage extrêmement rapide du bassin associé à une diminution de sa profondeur (de 2600 à 2000 m environ). Ceci est confirmé par la présence du sel transgressif sur la discordance messinienne en pied de pente (Figure III-2).



Figure III-37 : Évolution de la profondeur du fond marin dans le bassin du Golfe du Lion depuis 6 Ma d'années. Le point de mesure des profondeurs respectives est localisé au niveau du km 210 sur les coupes synthétiques correspondantes (Figures II-36, II-37 et II-38). L'axe horizontal représente les différents événements pris en compte : 1dépôts des "évaporites" inférieures ; 2dépôt des détritiques ; 3dessiccation ; 4- dépôt du sel ; 5dépôt des évaporites supérieures ; 6remise en eau ; 7- dépôt de la série plio-quaternaire.

D- Morphologie de la surface messinienne à l'achèvement de la crise.

Actuellement, cette surface d'érosion messinienne se caractérise par une rupture de pente généralisée observable sur l'ensemble de la marge (Figure I-4, Chapitre III-II :). Cette morphologie particulière rappelle celle d'une plate-forme relativement aplanie dont le rebord (au large du Languedoc-Roussillon) serait localisé sous la plate-forme externe actuelle.

La figure III-38 fait la comparaison entre la morphologie actuelle de la discordance messinienne (en traits pleins) et celle qu'elle présentait à la fin de la crise (en pointillés) avant la remise en eau du bassin méditerranéen et le dépôt des séries plio-quaternaires. Le point d'intersection des deux droites montre qu'une rupture de pente semblait déjà exister sur la marge du golfe du Lion, à la fin de la crise messinienne.



Figure III-38. Comparaison de la morphologie de la surface messinienne à l'achèvement de la Crise de Salinité Messinienne, avant remise en eau du bassin (en pointillés) et à l'heure actuelle (trait plein). La subsidence depuis 5.3 Ma s'assimile globalement à un basculement homogène de la marge vers le large. Le point de croisement des deux droites correspond au à une rupture de pente généralisés observée sur la surface d'érosion messinienne à la fin de la crise.

La Figure III-39 présente l'enfouissement de la discordance messinienne depuis l'achèvement de la crise. Il est sub-linéaire à logarithmique le long des trois transects. Aucune accélération de la subsidence n'est observée au-delà du paléo-talus messinien (km 40 à 70). Durant cette période, la subsidence de la marge pourrait donc être globalement assimilée à un basculement. La rupture de pente observée actuellement sur la surface messinienne ne semble donc pas liée à une flexuration de la surface messinienne durant le plio-quaternaire, mais être héritée. Elle pourrait être l'empreinte de la plate-forme miocène. Le rebord de plate-forme se trouvait cependant une vingtaine de kilomètres plus au large lors du déclenchement de la crise (Gorini et al., 1993). Cette morphologie pourrait également être le résultat d'une dynamique d'érosion particulière durant la crise (Chapitre IV-II).



Figure III-39 : Évolution de l'enfouissement de la surface messinienne le long des trois coupes synthétiques depuis l'achèvement de la crise.

Résumé du Chapitre III-IV :

Les travaux préliminaires de backstripping fournissent une première approximation de la marge durant la crise et depuis l'achèvement de celle-ci :

- Avant le commencement de la Crise de Salinité Messinienne, la profondeur du fond marin au pied de la pente avoisinait 3000 m sur l'ensemble de la marge.
- La diminution de profondeur du bassin (par rapport au niveau zéro actuel) entre le commencement et la fin de la crise est très faible, mais d'importantes variations ont eut lieu durant celle-ci (durant la période de dessiccation, le dépôt du sel et la remise en eau).
- La surface d'érosion messinienne présente actuellement une morphologie de plate-forme "aplanie". Cette morphologie est conservée après le backstripping et n'est donc pas un artefact lié au dépôt des séries plio-quaternaires. L'origine de cette morphologie n'est pas connue et sera discutée dans le Chapitre IV.

Conclusion de la Partie - III :

Les résultats présentés dans cette partie permettent de caractériser les marqueurs de la Crise de Salinité Messinienne ainsi que leur évolution spatiale. Les faciès sismiques de ces marqueurs, leur extension, l'évolution de la subsidence ou les profils longitudinaux des fleuves messiniens sont autant d'informations, qui, combinées les unes aux autres conduisent à une meilleure compréhension de l'événement messinien et de ses conséquences directes sur la marge.

Dans la partie IV, ci-après, nous essaierons d'interpréter l'ensemble de ces données de manière à aboutir à un modèle d'évolution de la marge du golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne.

Partie IV

CONSEQUENCES DIRECTES ET MODALITÉS DE LA CRISE DE SALINITÉ MESSINIENNE

Partie - IV Conséquences Directes et Modalités de la Crise de Salinité Messinienne.

Chapitre IV-I : Morphologie de la plate-forme avant la crise.

Il est important de bien connaître l'évolution de la plate-forme du Golfe du Lion au cours du Miocène. La morphologie, la lithologie et la structure de la marge au commencement de la crise vont être des éléments déterminants pour : (1) l'organisation de la topographie messinienne, (2) la localisation, le volume et la nature des sédiments érodés de la plate-forme et (3) le mode de transfert des sédiments vers le bassin.

La stratigraphie des grandes unités sédimentaires miocènes est maintenant globalement bien connue grâce aux sondages d'exploration pétrolière, aux données de sismique réflexion et aux travaux de Gorini (1993). Cependant, la présence de la surface d'érosion messinienne au toit de la série miocène limite notre connaissance de la morphologie de la marge au commencement de la crise. Dans ce chapitre, nous verrons que nos données apportent de nouvelles informations concernant la morphologie probable de la marge du Golfe du Lion peu avant le commencement de la crise.

A - Localisation du rebord de plate-forme pré-messinien.

Plusieurs indices permettent de restituer la position approximative du rebord de plateforme miocène au large du Languedoc-Roussillon avant la Crise de Salinité Messinienne :

- Nous avons observé sous la plate-forme externe actuelle l'existence d'unités progradantes au sein des sédiments miocènes. Elles témoignent de la progradation de la marge avant le commencement de la crise (Figure IV-1, A et B).
- Dans la zone proche pyrénéenne, sous la pente actuelle, des réflecteurs miocènes progradants en coupe longitudinale pourraient correspondre à des prismes de bordure de plate-forme, mis en place à la fin du Miocène dans un contexte de baisse relative du niveau marin (Figure IV-1, C).
- Dans le secteur intermédiaire, nous avons mis en évidence l'existence d'un faciès sismique particulier constitué de réflecteurs miocènes sigmoïdaux et discordants à la base. Un faciès tout à fait similaire est observé sur la pente actuelle au sein des sédiments plioquaternaires (Figure IV-2). Nous les interprétons comme de grandes figures de glissement

proposée par Gorini (1993).

ou de remplissage de canyons affectant la pente continentale (Figure IV-1 (D)). En conséquence, le rebord de plate-forme devait se situer au Miocène en amont de ce secteur. Le rebord de plate-forme miocène au large du Languedoc-Roussillon devait donc se situer au niveau de la pente supérieure à moyenne actuelle (Figure IV-1). Nous proposons ici une localisation légèrement plus avancée vers la mer (une vingtaine de kilomètres) que celle



Figure IV-1 : Localisation probable du rebord de plate-forme miocène avant le commencement de la Crise de Salinité Messinienne. Cette cartographie se fonde sur la présence de clinoformes au sein des sédiments miocènes (A,B,D) et de figures sédimentaires interprétées comme des glissements ou des remplissages de canyons sur la pente miocène (C).



Figure IV-2 : Portion de la ligne sismique Marion10 illustrant les analogies de formes entre les figures sédimentaires observées dans les sédiments miocènes (A) et le même type de figure observée sur la pente plio-quaternaire actuelle (B). Les structures observées en (A) sont interprétées comme des dépôts de pente continentale.

B - Structuration de la plate-forme.

La couverture sédimentaire miocène est fortement fracturée dans la partie occidentale de la plate-forme du Golfe du Lion (Figure III-22). L'origine des failles est encore mal connue. Selon certains auteurs, elle résulterait d'une tectonique extensive d'âge fini miocène à pliocène inférieur, associant les failles normales de la couverture néogène à des mouvements verticaux de certains blocs du socle (Mauffret et al., 2001).

B-1 Âge et origine des failles "miocènes".

L'âge exact des failles "miocènes" n'est pas connu. Elles sont en quasi-totalité scellées par la surface d'érosion messinienne ce qui implique une formation antérieure à l'achèvement de la Crise de Salinité. Elles peuvent être contemporaines du commencement de la crise (environ 5,92 Ma) ou être plus anciennes que celll-ci.

Bien que dans le secteur de oriental de la plate-forme du Languedoc-Roussillon les failles "miocènes" soient beaucoup moins nombreuses et moins importantes que dans la zone proche pyrénéenne, l'étude du profil sismique LRM28 a permis de préciser, par l'intermédiaire de calages stratigraphiques, l'âge des failles observées (Figure IV-3). Les réflecteurs sismiques correspondant à des séries sédimentaires datées du Miocène supérieur (Tortonien) sur le sondage Calmar 1 sont interrompus (décalage et rupture de la continuité des réflecteurs) par le jeu des failles (Figure IV-3 –B, tir 1100). Ces failles sont donc "tortonomessiniennes" et nous leur attribuons un âge compris entre 10,2 (base du Tortonien) et 5,32 Ma (achèvement de la crise).

Notons que cet âge a été établi sur la base des coupures stratigraphiques fournies par le rapport de fin de sondage de Calmar 1. Les arguments micropaléontologiques avancés pour individualiser le Miocène supérieur dans cette partie du sondage n'ont pas été diffusés. La vérification des assemblages faunistiques employés n'a pas été possible et les âges stratigraphiques obtenus doivent donc être utilisés avec précaution.

Nos résultats sont en accord avec l'évolution géodynamique miocène du bassin du Roussillon. Des travaux réalisés à terre ont montré l'existence d'une phase orogénique et compressive datée du Miocène supérieur (Clauzon, 1987). Cette importante phase tectonique, la dernière de la région, pourrait être responsable de la création des failles tortonomessiniennes observées en mer. Cette relation de cause à effet semble confirmée par nos travaux de cartographie. Les failles tortono-messiniennes sont abondantes à proximité de la zone Pyrénéenne et diminuent en nombre et en amplitude au fur et à mesure que l'on se déplace vers le secteur oriental de la plate-forme du Golfe du Lion (Figure III-21).

B-2 *Nature du relief sur la plate-forme du Languedoc-Roussillon.*

B - 2.1 Fracturation tortono-messinienne.

Les failles tortono-messiniennes que nous avons cartographiées sont essentiellement des failles normales (Figure III-20). Leur organisation spatiale indique un mouvement globalement extensif vers le Sud-Est caractérisé par une orientation SW-NE des failles et NW-SE des zones de transfert (Figure III-21). Cette extension s'est accompagnée d'un basculement vers le Nord-Ouest des séries miocènes de la plate-forme :

- Mauffret et al. (2001) ont mis en évidence l'existence d'un important roll-over (roll-over de Rascasse) dans la zone proche pyrénéenne. Nous avons cartographié ce roll-over dont l'axe est orienté SW-NE, perpendiculairement à la direction d'extension (Figure III-22).
- Le basculement des séries miocènes s'est accompagné de la formation d'une dépression localisée à l'aplomb du Fossé des Catalans comme l'atteste la ligne sismique LRM08 (Figure III-22, B). Cette dépression devait probablement s'étendre à la totalité du Graben Central et disparaître vers l'Est (Figure I-16 et Figure III-22).

Le basculement des séries miocènes et la création des failles tortono-messiniennes dont le rejet vertical apparent est supérieur à 400 m au niveau des plus grands accidents (Figure III-20) a nécessairement entraîné la création de variations topographiques sur la plate-forme entre 10,2 et 5,3 Ma.

B - 2.2 *Au commencement de la Crise de Salinité Messinienne.*

Il est capital de connaître la morphologie de la plate-forme au commencement de la Crise de Salinité Messinienne. S'il existait des variations de relief lors de l'abaissement du niveau marin, la topographie peut avoir joué un rôle prépondérant sur la structuration du relief messinien. Deux hypothèses peuvent être envisagées :

Il n'existait pas de relief particulier sur la plate-forme miocène au commencement de la Crise de Salinité Messinienne. Le relief tortono-messinien a été entièrement nivelé ou comblé avant le déclenchement de la crise. Les fleuves messiniens pourraient alors avoir


Figure IV-3: (A) Profil sismique LRM28 illustrant dans la partie orientale de la zone d'étude des séries miocènes non basculées et peu fracturées. (B) Les calages stratigraphiques réalisés à partir du forage Calmar 1 montrent des séries miocènes (Tortonien-Messinien) décalées par le jeu des failles de faible amplitude. La fracturation de la couverture peut ainsi être datée entre 10,2 et 5,32 Ma. (C) Localisation du forage et de la ligne sismique LRM28 illustrée. Se reporter à l'annexe V pour vvoir la figure au format A3.

creusé leurs lits indépendamment des structures sous-jacentes, ou au centre des anciennes dépressions miocènes comblées par des sédiments meubles et plus récents.

 Il existait un relief miocène sur la plate-forme lors du déclenchement de la Crise de Salinité. Il aurait directement contrôlé le tracé des cours d'eau messiniens capturés par les dépressions coïncidant avec les compartiments abaissés. Il faut alors envisager un contrôle direct de la position des fleuves par les structures miocènes.

Cette seconde hypothèse est ici privilégiée puisqu'il existe une relation très forte entre les structures du rift, les failles tortono-messiniennes et le relief messinien actuellement observé sur la plate-forme (Figure III-19).

Résumé du Chapitre IV-I :

D'une façon générale, la morphologie de la marge du Golfe du Lion au commencement de la crise était celle d'une plate-forme progradante relativement proche de sa morphologie actuelle :

- Les résultats préliminaires des reconstructions par backstripping suggèrent que la profondeur du bassin à cette époque avoisinait 3000 m en pied de marge (Figure III-37).
- Le talus miocène au large du Languedoc-Roussillon devait se situer un peu au-delà du talus actuel (Figure IV-1).
- Dans le domaine occidental, la plate-forme était probablement structurée par le basculement de la marge et la fracturation de la couverture sédimentaire au Tortonomessinien (10,2-5,3 Ma).

Chapitre IV-II : Érosion de la marge.

A - Ampleur de l'érosion messinienne.

A - 1 Étude biostratigraphique.

Les interprétations biostratigraphiques des forages pétroliers implantés dans le Golfe du Lion sont en faveur d'une érosion importante de la plate-forme durant le Messinien. Les séries sédimentaires d'âge messinien n'ont presque jamais été préservées sur la plate-forme (Voir annexes A à O).

- Sous la plate-forme interne, les sédiments pliocènes surmontent en discordance des séries datées du Miocène moyen (Langhien) au niveau des forages d'Agde Maritime et de Sirocco et du Jurassique supérieur (Kimmeridgien) au niveau du sondage de Cicindèle.
- Les forages Mistral 1 et Autan 1 ont permis d'échantillonner des séries datées du Miocène supérieur à moyen (Cravatte et al., 1974) mais les informations biostratigraphiques ne sont pas suffisamment précises pour affiner la stratigraphie. Il n'est pas possible à l'heure actuelle de préciser si des sédiments tortono-messiniens ont pu être préservés de l'érosion dans ce secteur de la plate-forme externe.
- Le forage Calmar 1, implanté sur le haut fond messinien de la Sétoise, est le seul à avoir traversé des séries datées du Tortono-messinien. La présence d'un haut topographique dans ce secteur semble être à l'origine de la préservation des séries miocènes supérieures traversées par le sondage (Figure III-7).

En l'absence de forages complémentaires, il est impossible de savoir si l'intégralité de la série miocène pré-évaporitique a été préservée de l'érosion en un secteur de la plate-forme.

A - 2 Volume et structures érodés.

A - 2.1 Volume érodé sur la plate-forme occidentale.

Nous avons estimé à environ 3000 km³ le volume de sédiments miocènes érodés de la plate-forme par les systèmes fluviatiles du Languedoc-Roussillon durant la crise (Figure IV-4, B). Un tel volume équivaut à un arasement de la plate-forme occidentale sur une épaisseur de 500 m et sur une superficie de 6000 km². Cette érosion considérable est comparable à un transfert vers le bassin de 0,75 à 1,7.10⁶ fois le volume de sédiments apporté annuellement par le Rhône (débit solide : 17.10^e6 m3/an (Surrell, 1847) à 40.10^e6 m3/an (Colenam et Wright, 1975)).

Ce volume est sous-estimé car il ne tient pas compte du volume érodé à terre et sur la pente, mais il est surestimé dans le sens où il ne tient pas compte d'un éventuel nivellement des structures tortono-messiniennes avant le commencement de la crise. Il faut en effet garder à l'esprit que la destruction de ces structures (telle que la disparition presque totale du rollover de Rascasse dans la zone sud-occidentale), peut ne pas être attribué en totalité à la crise messinienne. En effet, une partie de cette érosion a pu avoir lieu entre le moment de la création du haut structural (entre 10,2 et 5,3 Ma) et l'exondation de la plate-forme (5,6 Ma). De ce fait, la valeur estimée ne constitue donc qu'une large approximation du volume réel de sédiments érodés par le système du Languedoc-Roussillon. Néanmoins, il fournit un ordre de grandeur de l'érosion messinienne dans ce secteur qui permet par la suite une comparaison avec les volumes des sédiments détritiques associés et cartographiés sur la pente.

A - 2.2 Roll-over de Rascasse.

En gardant à l'esprit les considérations évoquées ci-dessus, la carte en isopaques du volume érodé sur la plate-forme occidentale montre que le maximum d'érosion est localisé au niveau du roll-over tortono-messinien de Rascasse (Figure IV-4, A). À proximité des Pyrénées, cette structure a été presque totalement nivelée (Figure III-22, A) et plus de 1400 m de sédiments ont été érodés. Des calculs similaires réalisés par d'autres auteurs dans le même secteur estime cette épaisseur à 1800 m (Mauffret et al., 2001).

L'ampleur de l'érosion est indéniable au niveau du roll-over de Rascasse. Néanmoins compte tenu de l'âge de la structure, une partie de l'érosion a pu avoir lieu avant le déclenchement de la crise.

Nous avons mis en évidence l'abondance des sédiments détritiques accumulés dans l'éventail détritique de Rascasse édifié en aval du roll-over (600 m au niveau du dépocentre (Figure III-26 et Figure III-27)). Ce corps sédimentaire est extrêmement volumineux proportionnellement à la taille du système fluviatile auquel il était relié lors de sa création (Figure III-24). Nous suggérons donc qu'une partie au moins du roll-over de Rascasse a été préservée sous la forme d'un haut topographique jusqu'au commencement de la crise. Son érosion a fourni un volume important de sédiments au bassin.



Figure IV-4 : (A) : Carte en isopaques des sédiments érodés par le système fluviatile du Languedoc-Roussillon sur la plate-forme occidentale du Golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne. Le maximum de l'érosion est localisé au niveau du roll-over de Rascasse. (B) : Tableau des valeurs de surface et de volume mis en jeu.

A - 2.3 Vallées fluviatiles messiniennes.

La carte des isopaques des sédiments érodés sur la plate-forme montre l'importance du rôle joué par les fleuves messiniens dans l'érosion de la marge. À l'exception du roll-over de Rascasse, les maxima de l'érosion messinienne sont localisés à l'aplomb des vallées fluviatiles (Figure IV-4) :

- Au niveau de l'exutoire du système du Languedoc-Roussillon localisé sur le flanc oriental du roll-over, sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude.
- Au niveau des vallées messiniennes creusées sur la plate-forme interne (voir aussi Figure III-1, B).

Les minima d'érosion s'observent au niveau des hauts-fonds de Mistral et de la Sétoise. Ces derniers ont été relativement préservés de l'érosion car les systèmes fluviatiles étaient peu développés dans ces secteurs durant la crise (Figure III-7). L'érosion est également faible au niveau de la plate-forme interne. Il existait probablement dans ce secteur une dépression liée au basculement des séries miocènes (Figure III-21, tirs 1000 à 1500). Si cette dépression été comblée lors du commencement de la crise, peut-être l'érosion est-t-elle supérieure à nos valeurs sur cette partie de la plate-forme. La méthode utilisée pour réaliser la carte en isopaques du volume érodé ne nous permet pas de répondre à cette question (Chapitre II-III).

B - Érosion par les fleuves.

L'existence d'un bassin partiellement asséché durant la Crise de Salinité Messinienne est maintenant largement admise et l'origine sub-aérienne des vallées messiniennes semble difficilement contestable. Pourtant, certains auteurs doutent encore du caractère subaérien de la surface d'érosion messinienne sur les marges méditerranéennes. Ils considèrent que de gigantesques glissements sous-marins, semblables à ceux survenus en Mer Adriatique, pourraient être à l'origine la surface d'érosion messinienne (Roveri et al., 2001). Le fait que cette dernière soit observée sur l'ensemble du pourtour méditerranéen devrait suffire à réfuter leur hypothèse (Ryan, 1978; Barber, 1981; Stampfli and Höcker, 1989a). D'autres arguments, plus spécifiques du Golfe du Lion, confirment l'origine essentiellement fluviatile de ces creusements. Citons en quelques-uns :

- La morphologie générale et détaillée de la surface est typique des systèmes fluviatiles actuels. Nous avons cartographié un réseau de vallées fortement ramifié (d'ordre 4 au minimum) et observé un élargissement amont-aval des dépressions.
- Certaines dépressions messiniennes se prolongent loin en amont dans le domaine continental et il est difficile de concevoir, pour le Rhône par exemple, une érosion sousmarine se faisant sur plus de 400 km de distance vers l'amont.
- L'analyse des forages montre que les incisions se sont faites localement au sein de séries fortement indurées telles que les dolomies jurassiques forées par le sondage Cicindèle 1 (voir Annexes A à O). Cette observation permet d'écarter définitivement l'hypothèse de creusements sous-marins par déstabilisation des sédiments faiblement consolidés.

L'érosion fluviatile sur la plate-forme ne fait aucun doute. Les fleuves messiniens ont incisé profondément les séries sédimentaires créant localement des vallées étroites et très encaissées.

On note ainsi l'existence d'une gorge de plus de 700 m de profondeur sur le cours du Rhône messinien (Lefebvre, 1980) et de plus de 400 m sur celui de l'Aude. Nous verrons ultérieurement que d'autres agents érosifs ont pu contribuer au modelé de la surface d'érosion messinienne sur la marge du golfe du Lion.

B - 1 Origine des grands réseaux fluviatiles messiniens.

Nous avons mis en évidence l'existence d'un réseau fortement ramifié de vallées fluviatiles sur la surface d'érosion messinienne (Figure III-7). Plusieurs grands systèmes hydrographiques ont été cartographiés sur la plate-forme et sur la pente messiniennes. Nous discuterons ici de leur mode de fonctionnement.

B - 1.1 Les anciens fleuves messiniens.

Dès l'abaissement du niveau marin contemporain de la crise messinienne, les embouchures des fleuves ont été déplacées au-delà du rebord de la plate-forme miocène. Les canyons messiniens observés aujourd'hui à terre sont le témoignage de leur fonctionnement en domaine continental avant le déclenchement de la crise. Ainsi le Rhône, l'Orb-Hérault et la Têt-Tech avaient chacun un tracé à terre proche du tracé de leur homologue actuel.

Le pouvoir érosif d'un fleuve est tributaire de son débit, de l'étendue de son bassin versant, de la nature du substratum érodé, de la position de son niveau de base (plan d'eau) et des variations de relief le long de son tracé. L'augmentation de pente générée par l'abaissement du niveau de base méditerranéen a considérablement accru le pouvoir érosif des fleuves ce qui explique en grande partie l'ampleur des creusements observés sur l'ensemble de la plate-forme. Ainsi, le Rhône et l'Orb-Hérault, aux larges bassins versants, se caractérisent par une érosion "offshore" importante. Il en est de même pour le système Têt-Tech qui compensait probablement son bassin versant plus réduit par une dynamique de relief élevée, générée par la proximité de la chaîne pyrénéenne. Le caractère faiblement consolidé des sédiments sur la plate-forme a sans doute considérablement contribué à une érosion importante dans ce secteur.

B - 1.2 Les fleuves néo-formés.

1.2.a Sur la plate-forme.

Les vallées de La Berre, de la Basse Aude et du Vidourle ne se prolongent pas à terre sous la forme de canyons messiniens. Deux hypothèses sont envisageables :

- Ces fleuves existaient déjà avant la crise mais ils n'étaient pas suffisamment puissants pour générer un creusement important dans leur partie amont lors de l'abaissement du niveau marin.
- Ces fleuves n'existaient pas au préalable et se sont formés durant la crise sur la plateforme et le talus uniquement.

Nous privilégions ici la seconde hypothèse car malgré des bassins versants de superficie probablement réduite, ces fleuves ont généré d'importants creusements sur la plate-forme interne à moyenne (Figure III-7). Il existe par exemple une gorge de 400 m de profondeur sur le cours messinien de l'Aude (Figure III-15).

L'origine de ces creusements est encore inconnue. Des résurgences ou exsurgences karstiques, combinées à l'action d'un fleuve préexistant mais peu puissant, pourraient en être à l'origine. La présence de karsts est en effet bien connue dans l'arrière-pays calcaire du système messinien de la Berre (Peybèrnes et Combes, 1999) et l'abaissement du plan d'eau pendant la crise pourrait avoir donné lieu au fonctionnement de sources karstiques suspendues. Ce type d'érosion non linéaire par dissolution pourrait expliquer la morphologie vaste et peu encaissée des vallées de l'Aude, de la Berre et du Vidourle sous la plate-forme interne (Figure III-10).

1.2.b Sur la pente.

Sur le haut topographique de Mistral, nous avons mis en évidence l'existence d'une incision profonde et étroite (350 m x 1,5 km) localisée sous le rebord de plate-forme actuelle (Figure III-15, LRM01 et figure IV-5). Il n'a pas été possible de connecter cette incision aux systèmes fluviatiles localisés plus au Nord sous la plate-forme. Il devait donc exister dans ce secteur un fleuve messinien s'écoulant vers le Sud, directement en direction du bassin. L'étude d'une ligne sismique tirée plus au sud, parallèlement au rebord de plate-forme actuel, permettrait de vérifier cette hypothèse.

D'autres incisions de ce type ont été observées le long des hauts fonds bordant la plate-forme (Figure III-15, LRM01). Le système de Rascasse (et ses affluents) en est un exemple.





Figure IV-5 : Portion de la ligne sismique LRM01 illustrant l'existence d'une incision fluviatile messinienne sous le rebord de plateforme actuelle. Le fleuve à l'origine de se creusement s'écoulait en direction du Sud, vers le bassin profond.

Durant la crise messinienne, de nouveaux systèmes fluviatiles se sont mis en place sur les flancs sud des hauts fonds messiniens bordant la plate-forme du Golfe du Lion. Ils prenaient leur source sur la plate-forme externe et du fait de l'effondrement du niveau de base, ils ont acquis un caractère fortement érosif. Ces systèmes ont probablement été initialisés pendant la phase d'abaissement du niveau marin. Peut-être ont-ils été entretenus par des aquifères profonds drainant une partie de l'eau interstitielle de la plate-forme nouvellement exondée. Les phénomènes de ruissellement des eaux météoriques ont pu contribuer à leur alimentation.

B-2 *Mode de fonctionnement.*

B - 2.1 Érosion régressive par les fleuves messiniens.

L'abaissement du niveau marin contemporain de la Crise de Salinité Messinienne a déplacé l'embouchure des fleuves messiniens au-delà du rebord de plate-forme. Dans ces nouvelles conditions, les fleuves n'étaient plus en équilibre dynamique. Selon le principe de l'érosion régressive, les fleuves ont alors fonctionné en érosion remontante de manière à établir un nouveau profil d'équilibre avec le nouveau niveau de base. Une vague d'érosion s'est propagée sur les cours d'eau principaux mais aussi probablement sur leurs affluents au fur et à mesure que les confluents étaient atteints par la remontée érosive.

B - 2.2 *Rôle et origine des affluents.*

Les fleuves messiniens sont responsables de l'érosion généralisée de la plate-forme miocène du golfe du Lion. Cependant, l'ensemble des morphologies messiniennes ne s'explique pas exclusivement par l'action fluviatile en érosion régressive. On observe ainsi les formes suivantes :

- Des dépressions de petites dimensions (100 à 1000 m de largeur) évoquant des incisions des versants par d'affluents de charge réduite (Figure III-11, C, E et F ;Figure III-12, E, G et H).
- Des crénelures de faible longueur d'onde (quelques centaines de mètres) suggérant l'existence de petits cours d'eau peu hiérarchisés et parallèles entre eux (Figure III-11, F; Figure III-12, D et E). Ils pourraient correspondre à des ravinements de type "bad-land" ou "roubines" décrivant, dans des argiles ou des marnes, des réseaux très serrés de ravins séparés par des crêtes.
- Des surfaces parfaitement lisses, non parallèles aux strates miocènes sous-jacentes, pouvant résulter d'une érosion uniforme des sédiments peu résistants par l'intermédiaire de phénomènes de ruissellement diffus plutôt que concentrés au niveau d'un cours d'eau (Figure III-11, A, B et D; Figure III-12, A et B). Les précipitations de forte intensité engendrent notamment un ruissellement pelliculaire dont les minces filets divaguent sur les versants, gommant peu à peu leurs irrégularités. Il en résulte des versants lisses qui pourraient correspondre à ceux observés en sismique.

Ces observations montrent que tout un chevelu de petits affluents de charge plus ou moins réduite s'est mis en place durant la crise. Descendant des sommets et capturés par le fleuve principal s'écoulant au centre de la vallée, ces affluents ont contribué à l'érosion des flancs des interfluves sur l'ensemble de la plate-forme. Leur origine peut être discutée : ils peuvent résulter de l'action des eaux météoritiques bien que la pluviosité affectant les côtes nord-occidentales méditerranéennes ait été relativement réduite à la fin du miocène (climat de type thermo-xérique (Suc and Bessais, 1990)). Notons que la circulation atmosphérique a pu être momentanément mais profondément perturbée lors de l'assèchement du bassin du fait de la forte évaporation qui devait régner sur le plan d'eau pendant la crise. En effet, il a déjà été montré combien la disparition d'une mer épicontinentale pouvait avoir influencé la circulation atmosphérique globale (Fluteau et al., 1999). Des pluies brèves mais de forte intensité ont donc pu affecter le pourtour du bassin à cette période (Chamley and Robert, 1980) et

contribuer fortement à l'érosion de la marge (d'autant plus si le couvert végétal était peu développé).

B - 2.3 *Rôle de la lithologie.*

La morphologie de la surface d'érosion messinienne dépend également de la nature lithologique des strates érodées. Nos profils sismiques l'illustrent :

- Des surfaces messiniennes développées parallèlement aux strates miocènes sous-jacentes traduisent probablement une lithologie résistante des couches affleurantes. Les formes tabulaires, horizontales ou légèrement inclinées (plateaux ou replats structuraux sur un versant, par exemple) sont généralement développées sur des couches dures, couronnant en bandeau une pente plus douce taillée dans une roche plus tendre (Figure III-11, D, E ; Figure III-12, C et B).
- De la même façon, les fonds plats des vallées évoquent l'affleurement d'une couche dure (Figure III-14, I).

B-3 *Contrôle structural.*

B - 3.1 *Rôle des structures du rift.*

Dans la partie orientale de la marge du Golfe du Lion, Gennesseaux et Lefebvre (1980) ont mis en évidence le contrôle exercé par les axes structuraux sur la morphologie du réseau fluviatile messinien : durant la crise, le cours du Rhône s'est creusé à la faveur des fractures du substratum, qui à cette époque, devait être peu enfoui ou affleurant dans ce secteur.

À la même période, le socle était beaucoup plus profondément enfoui dans la partie occidentale de la marge. Aujourd'hui (après érosion messinienne), l'épaisseur des sédiments miocènes y dépasse 3000 m à l'aplomb du Graben Central (Figure III-22, B). Malgré un substratum plus profond dans ce secteur de la marge, les axes structuraux du rift oligo-aquitanien s'expriment fortement au niveau de la surface messinienne. Ils se manifestent essentiellement au travers de l'orientation NE-SW et NW-SE des éléments topographiques majeurs et du réseau fluviatile (Figure III-19). Cette corrélation est observée sur l'intégralité du système du Languedoc-Roussillon mais aussi dans la partie occidentale du réseau du Vidourle. Le tableau IV-I résume les grandes structures du rift et les éléments topographiques messiniens qui peuvent leur être associés.

Éléments structuraux du rift.		Orientation générale.	Éléments topographiques messiniens associés.	Orientation générale.
<i>Zones de transfert :</i> - Zone de la Sétoise. - Zone de Rascasse.		NW-SE. NW-SE.	 ⇒ Haut fond de la Sétoise. ⇒ Exutoire du système du Languedoc-Roussillon. 	NW-SE. NW-SE.
 Horsts : Horst de Mistral. Horst de Rascasse. Horst de Beauduc. Structure d'Agde. 		NE-SW. N-S. NE-SW. NW-SE.	 ⇒ Haut fond de Mistral. ⇒ Haut fond de Rascasse. ⇒ Haut fond de Beauduc. ⇒ Haut fond d'Agde. 	NE-SW. NE-SW. NE-SW. NW-SE.
<u>Grabens :</u> - Fossé des Catalans. - Fossé des Cathares.			 ⇒ Convergence des vallées de la Têt et de la Berre. ⇒ Convergence des vallées de l'Orb-Hérault et de l'Aude. 	
- 0 N - 0	Graben de Vistrenque Maritime. Graben de la Petite Camargue.	NE-SW. NE-SW.	 ⇒ Vallée secondaire du Vidourle. ⇒ Vallée secondaire du Vidourle. 	NE-SW. NE-SW.

Tableau IV-1 : tableau des relations majeures existant entre les formes topographiques de la surface d'érosion messinienne observées sur la plate-forme et les structures du rift sous-jacentes.

L'influence des structures du rift peut être liée à des différences d'accommodation (subsidence plus ou moins prononcée) entre les différentes segments de la marge du Golfe du Lion. Les zones de transfert de la Sétoise et de Rascasse semblent avoir joué avec le graben central, structure principale du rift, un rôle prépondérant dans l'organisation générale de la plate-forme messinienne :

- Les deux grands systèmes hydrographiques messiniens observés sur la marge se sont développés de part et d'autre de la zone de transfert de la Sétoise : le Rhône à l'Est et le Languedoc-Roussillon à l'Ouest.
- Les vallées messiniennes du Languedoc-Roussillon convergent à l'aplomb du Graben Central (et de ses deux fossés associés) qui, du fait de sa configuration en cuvette, constitue depuis sa création une zone d'accommodation privilégiée (en terme d'espace disponible à la sédimentation) sur la plate-forme.
- L'exutoire du Languedoc-Roussillon s'est creusé sous la plate-forme externe au niveau de la zone de transfert de Rascasse qui devait constituer un seuil séparant les horsts adjacents de Mistral (à l'Est) et de Rascasse (à l'Ouest).

B - 3.2 *Rôle de la fracturation tortono-messinienne.*

Nous avons vu sur les lignes sismiques que les failles majeures tortono-messiniennes sont en grande partie contrôlées par les structures sous-jacentes du rift (Figure III-20 et Figure III-22, (B)). Ceci explique pourquoi la structuration du socle est si fortement exprimée dans la partie occidentale de la marge malgré une couverture sédimentaire épaisse dans ce secteur au commencement de la crise.

À petite échelle, le relief messinien a été localement contrôlé par la fracturation tortono-messinienne :

- Des escarpements importants (parfois plusieurs centaines de mètres de dénivellation) se sont mis en place à l'aplomb de certaines failles tortono-messiniennes (Figure III-20, A1).
- Des cours d'eau ont emprunté des facilités tectoniques pour y creuser leurs lits (Figure III-20, A2 et A3).
- Dans le secteur du haut fond de la Sétoise, au niveau duquel les failles tortonomessiniennes sont peu abondantes et de faible amplitude, le relief messinien est relativement régulier et peu incisé par les vallées fluviatiles (Figure IV-3).

La corrélation entre les failles et le relief messinien n'est pas systématique. Certaines failles n'ont pas généré de structures particulières au niveau de la surface d'érosion messinienne (Figure III-20, A4 et A6) tandis que certaines morphologies se sont développées indépendamment ou en l'absence de plans de failles sous-jacents (Figure III-20, A5).

C - Façonnement du profil des fleuves au Messinien.

Les profils longitudinaux des grands fleuves messiniens sont ponctués par des ruptures de pentes bien définies et présentent des analogies à l'échelle de la marge. L'origine de ces ruptures de pentes est discutée ci-dessous.

C - 1 *Contrôle lithologique ou tectonique.*

La morphologie des profils en long des fleuves messiniens peut avoir plusieurs origines :

- Tectonique : les ruptures de pentes résulteraient de la présence de failles.
- Lithologique : les ruptures de pentes correspondraient à des changements de la lithologie.

Nous avons écarté ces deux hypothèses en raison du caractère "global" de ces ruptures de pentes à l'échelle de la plate-forme du golfe du Lion. Les fleuves messiniens (du Rhône jusqu'au Tech) présentent tous le même type d'évolution longitudinale bien qu'ils se soient mis en place dans des domaines tectoniques et lithologiques totalement différents :

 Sur la plate-forme du Languedoc-Roussillon, il n'existe pas de corrélation entre les ruptures de pente observées sur les vallées messiniennes et les failles tortonomessiniennes que nous avons cartographiées à l'affleurement de la surface d'érosion.

De plus, quelles que soient la densité et l'intensité des failles observées, les profils en long des fleuves restent similaires. Les cours du Tech et du Têt ont été creusés dans le secteur sud de la marge, dans une couverture miocène abondamment fracturée, tandis que les cours de l'Aude et de l'Orb-Hérault ont traversé à proximité du haut fond de la Sétoise des séries moins faillées. Notons cependant que le fait de travailler sur des profils sismiques découpés sous la surface d'érosion messinienne ne nous permet pas d'écarter définitivement l'hypothèse d'un contrôle structural profond.

- Il existe un contraste lithologique frappant entre les secteurs Est et Ouest de la marge du Golfe du Lion. Les fleuves du Languedoc-Roussillon ont traversé des séries sédimentaires très homogènes (sédimentation miocène, principalement argilo-sableuses) tandis que les fleuves du système rhodanien ont incisé des séries d'âge et de lithologie extrêmement variés (séries oligo-miocènes, dolomies jurassiques (forage de Cicindèle), affleurements de socle paléozoïque (horst de Mistral)).

C-2 *Contrôle eustatique.*

Nous avons envisagé une autre explication pour l'origine des ruptures de pentes observées sur l'ensemble des profils de fleuves messiniens : l'eustatisme.

C-2.1 Principe de création de ruptures de pentes par variation du niveau de base méditerranéen.

Nous savons que les variations eustatiques peuvent entraîner des modifications sur le profil longitudinal d'un fleuve (Chapitre II-IV : A). Dans ce paragraphe, nous montrerons comment des variations du niveau marin méditerranéen pendant la crise messinienne peuvent, en théorie, générer des profils en long tels que ceux que nous observons dans le Golfe du Lion. Le scénario envisagé est détaillé ci-dessous (Figure IV-6).

<u>Phase 0</u> : Considérons un fleuve miocène quelconque se jetant dans le Golfe du Lion (plateforme large). Avant le déclenchement de la Crise de Salinité Messinienne, il devait présenter un profil longitudinal (en vert) proche de son profil d'équilibre (Figure IV-6, A).

<u>Phase 1</u> : Un abaissement du niveau marin de l'ordre de plusieurs centaines de mètres entraîne le déplacement de l'embouchure du fleuve au-delà du rebord de plate-forme et la mise en place d'une phase d'érosion régressive (Figure IV-6, B). Dès lors, le profil en long du fleuve n'est plus concave. Il présente deux ruptures de pente qui migrent progressivement vers l'amont en même temps que la vague d'érosion régressive poursuit sa propagation.

En d'autres termes, le profil du fleuve présente une morphologie bicyclique : sa section amont (en vert) est le témoin du cycle précédent (phase 0 : avant abaissement du niveau marin) et sa section aval (en jaune) est modelée par le cycle en cours (phase 1). À long terme, si le niveau marin ne varie pas, l'érosion régressive va se propager jusqu'à l'extrémité amont du fleuve. Le cycle d'érosion sera alors achevé et le fleuve aura atteint un nouveau profil d'équilibre en liaison avec le niveau marin abaissé.

<u>Phase 2</u> : Imaginons que le cycle d'érosion en cours soit lui-même interrompu par une seconde chute du niveau marin méditerranéen (avant que le fleuve n'ait rétabli son profil d'équilibre). La partie inférieure de la pente continentale (jusqu'alors encore immergée) est à son tour émergée et érodée (Figure IV-6, C). L'embouchure du fleuve est déplacée vers le pied de pente. Le profil en long du fleuve présente alors une morphologie tricyclique : sa section amont (en vert) est le témoin du cycle initial (phase 0) ; sa section intermédiaire (en jaune) est le témoin du cycle précédant (phase 1) et sa partie aval (en bleu) est modelée par le cycle en cours (phase 2), caractérisé par un niveau marin extrêmement bas.

Au cours de la phase 2, les différentes portions de fleuves évoluent séparément. La phase d'érosion régressive générée lors de la première phase d'abaissement du niveau marin (Figure IV-6, B) poursuit sa propagation vers l'amont indépendamment de la nouvelle phase d'érosion qui se met en place plus en aval.

Durant les phases 1 et 2, le fleuve va également creuser verticalement sur l'intégralité de son lit. Ce mode de creusement vertical est connu mais il est de faible ampleur comparativement à l'érosion régressive. Néanmoins, l'extrémité amont du fleuve, jusqu'alors préservée de l'érosion régressive, peut subir des modifications liées au phénomène de surcreusement (en vert sur la Figure IV-6, B et C). <u>*Phase 3*</u> : Si la crise messinienne s'achève avant que les cycles d'érosion 1 et 2 ne soient achevés, le fleuve n'aura pas atteint son profil d'équilibre et conservera un modelé tricyclique "fossilisé" par la remise en eau (rapide) du bassin (Figure IV-6, D).

C - 2.2 *Corrélation avec les profils de fleuves.*

Nous venons de voir ci-dessus qu'un abaissement du niveau marin méditerranéen en deux temps durant la crise messinienne est susceptible de générer trois ruptures de pentes majeures dans le profil en long d'un fleuve. Dans ce paragraphe, nous faisons la corrélation entre les profils théoriques obtenus et les profils en long des fleuves messiniens de l'Orb et de l'Aude (Figure IV-6).

Les profils longitudinaux théoriques et les profils réels (Figure III-29 et Figure III-30) sont tout à fait similaires. Les différents secteurs de fleuve, limités par les ruptures de pente, se corrèlent parfaitement entre eux :

Les secteurs II et III identifiés sur les vallées messiniennes du Golfe du Lion pourraient résulter d'une première phase d'abaissement du niveau marin méditerranéen ayant exondé le plateau et le haut de la pente miocène (Figure IV-6, E à H). Dans cette hypothèse, le rebord de plate-forme devait constituer un "marche" naturelle propice au déclenchement d'une phase d'érosion régressive de grande ampleur.

Les secteurs I pourraient avoir été creusés sur la paléo-pente miocène lors d'une seconde phase d'abaissement du niveau marin (Figure IV-6, E à H). Dans cette hypothèse, les fleuves ont également pu fonctionner en érosion régressive, mais à la différence des secteurs II et III, nous n'en observons pas la trace sur les profils longitudinaux. Il existe plusieurs explications à ce phénomène :

- D'une part, à la différence du rebord de plate-forme, la pente continentale miocène ne présentait de rupture de pente notable permettant le déclenchement d'une vague d'érosion régressive importante.
- D'autre part, il est possible que le niveau marin ne soit pas resté suffisamment longtemps abaissé pour permettre une érosion importante sur la pente.



Figure IV-6. A, B, C, D : Scénario de création de profils fluviatiles longitudinaux irréguliers par abaissement bi-phasé du niveau marin durant la crise. E, F, G, H :Comparaison entre les profils théoriques et réels.

Les secteurs IV, observés à terre sur la Têt, le Tech, l'Orb-Hérault et le Rhône pourraient résulter d'un surcreusement vertical des fleuves messiniens dans leur partie amont (Figure IV-6, E et F). Leur pente est généralement faible (<1 %) à l'exception de la Têt et du Tech (2,9 et 2 % respectivement) (Figure III-31). Ces valeurs élevées pourraient s'expliquer par un basculement d'une partie du bassin du Roussillon postérieurement à la Crise de Salinité Messinienne (Clauzon, 1987).

Le raisonnement est quelque peu différent dans le cas du Vidourle, de l'Aude et de la Berre, qui ne présentent pas de secteur IV sur leur profil en long (Figure IV-6, G). Ces fleuves n'étaient probablement pas suffisamment puissants pour générer un creusement important dans leur partie amont durant de la crise. Cette observation irait dans le sens d'un fonctionnement principalement karstique de ces systèmes fluviatiles pendant la crise.

C-3 Arguments en faveur d'un contrôle eustatique du profil des fleuves messiniens.

C - 3.1 Les théories déjà proposées :

L'hypothèse d'une variation bi-phasée du niveau marin pendant la crise messinienne a déjà été avancée par plusieurs auteurs :

- Clauzon et al. (1996) pensent qu'une régression marine de faible ampleur au commencement de la crise serait à l'origine du dépôt des évaporites dans les bassins périphériques méditerranéens.
- Ryan et al. (2000, in prep.) et Blanc (2000) considèrent quant à eux qu'un seuil intermédiaire aux deux bassins méditerranéens (Seuil de Sicile ou de Messine par exemple) aurait pu contrôler le niveau marin durant la crise et générer une période de stationnement du niveau marin durant la phase de dessiccation. Leur théorie repose sur le concept simple des vases communicants et supporte totalement notre hypothèse concernant l'origine eustatique des ruptures de pentes observées sur les fleuves messiniens du Golfe du Lion.

La théorie du contrôle du niveau marin par un seuil méditerranéen est la suivante :

Au Miocène terminal, du fait du climat chaud et sec, le bassin méditerranéen devait être en déficit hydrique et seuls les apports d'eaux atlantiques permettaient d'assurer l'équilibre du système (actuellement la Méditerranée est également en déficit hydrique). La restriction des entrées d'eau atlantique au commencement de la crise messinienne a entraîné un abaissement

du niveau marin, le flux d'eau atlantique entrant ne suffisant plus à compenser l'évaporation des deux bassins méditerranéens.

Blanc (2000) a modélisé l'évolution des plans d'eau méditerranéens suite à une décroissance du flux d'eau océanique entrant au niveau de "Gibraltar". La figure IV-7 montre quelle serait l'évolution des profondeurs d'eau dans les deux bassins en présence d'un seuil intermédiaire localisé à une profondeur de 400 m (à peu près la profondeur actuelle du seuil de Sicile). Dans ce modèle, le niveau de base du bassin oriental décroît régulièrement pendant toute la durée de la crise. Le niveau de base du bassin occidental évolue différemment. Il diminue rapidement jusqu'à la profondeur du seuil intermédiaire, demeure pendant un laps de temps stabilisé à cette profondeur puis décroît à nouveau. L'évolution des niveaux marins dans chacun des deux bassins dépend entièrement du rapport suivant : "apports en eaux atlantiques / évaporation" dans le bassin considéré (Blanc, 2000).



Figure IV-7 : Evolution des niveaux de base du bassin méditerranéen occidental (en trait gras) et oriental (en trait fin) en présence d'un seuil intermédiaire localisé à une profondeur de 400 m (Blanc, 2000).

À l'échelle du bassin méditerranéen, plusieurs arguments sont en faveurs d'un abaissement du niveau marin biphasé dans le bassin occidental et monophasé dans le bassin oriental :

Actuellement, une fermeture brutale des communications avec l'océan Atlantique conduirait à l'assèchement par évaporation des bassins méditerranéens et ne donnerait que quelques dizaines de mètres de sel, ce qui est loin des 1500 à 3000 m d'évaporites messiniennes observés en sismique sur les plaines abyssales. Des calculs ont montré qu'il fallait par conséquent évaporer plusieurs dizaines de fois la Méditerranée pour former les volumes observés à nos jours (Blanc, 2000). Durant la crise, le bassin occidental était

donc alimenté de manière intermittente par les eaux marines atlantiques de manière à fournir le budget en sel nécessaire au dépôt d'un tel volume d'évaporites.

La série évaporitique messinienne est plus épaisse dans le bassin oriental (3000 m) que dans le bassin occidental (1500 m) alors que les communications avec l'océan (et par conséquent, les apports en sels) se faisaient à proximité de Gibraltar. Le concept du seuil méditerranéen permet d'expliquer cette contradiction : durant la phase de stagnation du niveau marin dans le bassin occidental, des entrées d'eau intermittentes vers le bassin oriental (par-dessus le seuil intermédiaire) permettraient l'accumulation de sel dans celuici au détriment du bassin occidental. Les modélisations réalisées sur les budgets en sel montrent une évolution de la salinité dans les deux bassins conforme aux résultats observés (Blanc, 2000) (Figure IV-8).



Figure IV-8 : Teneur en sel des bassins méditerranéens occidental (en trait gras) et oriental (en trait fin) pour un flux entrant atlantique décroissant régulièrement et un seuil intermédiaire entre les bassins situé à une profondeur de 750 m (Blanc, 2000).

C - 3.2 Autres arguments.

3.2.a Dans le Golfe du Lion.

Compte tenu de la durée très brève de la crise (300 000 ans pour la dessiccation), les fleuves messiniens n'ont pas pu parvenir au stade de régularisation de leur profil d'équilibre. Nous pensons que les ruptures de pentes observées sur leur profil en long sont d'origine eustatique car dans le Golfe du Lion, plusieurs indices supportent l'idée d'une phase de stationnement du niveau marin pendant la crise :

 Les ruptures de pente aval des vallées messiniennes sont localisées à des profondeurs à peu près similaires (1550-1800 m) sur l'ensemble de la marge (Figure III-31) ce qui va dans le sens d'une origine eustatique. Ces profondeurs sont un peu moins élevées pour le Rhône (a) et (b) que pour les fleuves pyrénéo-languedociens, mais cette différence (250 m) peut s'expliquer par des taux de subsidence variables d'une extrémité à l'autre de la plate-forme depuis l'achèvement de la crise messinienne (en effet, la couverture sédimentaire post-rift est moins épaisse sur la plate-forme orientale suggérant une subsidence moins prononcée dans ce secteur).

- La carte des domaines fluviatiles messiniens que nous avons établie montre que le domaine II est beaucoup plus étendu pour le Rhône que pour les fleuves du Languedoc-Roussillon (Figure III-33). Ceci supporte notre hypothèse car la vague d'érosion régressive (générée durant la phase 1) s'est probablement propagée beaucoup plus en amont sur le Rhône, car le fleuve était extrêmement puissant (comme l'atteste le canyon messinien actuel qui remonte jusqu'à Lyon).
- La surface d'érosion messinienne est beaucoup plus irrégulière sous la plate-forme que sous la pente ce qui suggère que le domaine de plate-forme a été exondé plus longuement que le reste de la marge (Figure III-1 et Figure III-2).

3.2.b Comparaison avec les autres profils longitudinaux de fleuves messiniens.

La meilleure manière de valider (ou non) notre hypothèse repose sur la comparaison des profils longitudinaux des fleuves messiniens du Golfe du Lion avec ceux des autres fleuves méditerranéens :

- Les fleuves messiniens du bassin occidental devraient tous présenter des profils longitudinaux similaires à ceux que nous avons mis en évidence dans le Golfe du Lion.

Escutia et Maldonado (1992) ont mesuré le profil en long de la vallée messinienne de l'Ebre. Celui-ci se caractérise par plusieurs ruptures de pentes (2550 et 2800 m), mais l'instabilité tectonique de cette région depuis l'achèvement de la crise ne permet malheureusement pas une comparaison fiable avec nos profils.

Un travail du même type est en cours sur les marges de Sardaigne et de Nice (dans le cadre du projet ECLIPSE, en collaboration avec F. Sage (Univ. Villefranche) et V. Gaulier (Univ. Perpignan)).

- Les fleuves du bassin oriental ne devraient pas montrer de ruptures de pente associées à la phase de stationnement du niveau marin du bassin occidental.

Nous avons réalisé le profil en long de la vallée messinienne du Nil à partir de la carte en isobathes de la surface messinienne publiée par Barber (1981) (Figure IV-9). Le profil du fleuve ne présente pas les mêmes caractéristiques que les profils observés pour les fleuves

du Golfe du Lion. Nous ne disposons pas de la morphologie de la section amont du fleuve (entre le Caire et Wadi Halfa au sud) et il ne semble malheureusement pas exister de données accessibles concernant la partie terrestre du canyon du Nil. Cependant le profil en long en mer apparaît globalement concave ce qui serait en faveur d'un abaissement monophasé du niveau marin dans le bassin oriental. Une étude détaillée du thalweg messinien apporterait des informations cruciales pour notre travail.

De plus, la morphologie de la surface d'érosion messinienne au large du Nil n'est pas celle d'une plate-forme aplanie comme c'est le cas pour le Golfe du Lion (Figure I-3 et Figure I-4). Elle se caractérise par une érosion sub-linéaire s'approfondissant régulièrement vers le Nord ce qui suggèrerait plutôt une baisse régulière du niveau de base du bassin oriental pendant la crise (Barber, 1981).



Figure IV-9 : Profil longitudinal actuel de la vallée messinienne du Nil. Le profil est globalement concave vers le haut (d'après Barber (1981)).

C-4 *Profondeur du niveau de base intermédiaire théorique.*

Nous avons essayé de restituer les profondeurs des ruptures de pentes aval des fleuves messiniens du Golfe du Lion à l'achèvement de la crise messinienne de manière à obtenir des informations sur la profondeur du niveau marin intermédiaire.

Actuellement, les ruptures de pentes étudiées sont localisées à une profondeur comprise entre 1550 et 1800 m selon le fleuve considéré. Après correction de la subsidence par backstripping 2D, nous obtenons des valeurs comprises 500 et 750 m avant la remise en eau du bassin (et le dépôt de la série plio-quaternaire) (Tableau IV-2).

	Aude-Orb	Rhône
Profondeur actuelle	1700 +- 60	1550+- 60
Avant dépôt de la série plio- quaternaire.	1000 +-180	800+- 180
Avant remise en eau du bassin.	750 +-100	500+- 100

Tableau IV-2 : Restitution par backstripping 2D des profondeurs des ruptures de pente aval à l'achèvement de la crise.

Dans le tableau ci-dessus, les incertitudes concernant la profondeur actuelle des ruptures de pente reposent sur la résolution (30 m) des profils sismiques utilisés et sur l'incertitude des lois de vitesse appliquées (Chapitre II-II :D - 1.3).

Concernant les profondeurs avant le dépôt de la série plio-quaternaire et avant la remise en eau, les valeurs d'incertitudes sont celles proposées pour la marge du New Jersey (Steckler et al., 1999). Une incertitude de 25 % sur les paramètres de compaction produit une erreur de 65 m sur une couche de 1300 m d'épaisseur. Les incertitudes liées à la rigidité de la lithosphère sont de 100 m au large de la marge ouest américaine. Elles n'ont pas été calculées pour la marge du Golfe du Lion mais ce travail devrait être réalisé ultérieurement dans le cadre d'une collaboration avec le Lamont DEO de manière à affiner nos résultats.

Pendant la crise messinienne, le niveau marin pourrait donc avoir stationné dans le bassin occidental à une profondeur comprise entre 400 et 850 m. Ces valeurs semblent cohérentes avec les amplitudes de creusement des vallées messiniennes sur la plate-forme interne. En effet, la vallée de l'Aude mesure 450 m de profondeur (Figure III-1, B) et celle du Rhône 600 m ce qui semble signifier que le niveau marin s'est abaissé d'au moins 450 m avant de se stabiliser. Cette profondeur pourrait correspondre à la profondeur du seuil de Sicile ou de Messine à cette époque mais nous n'avons pas trouvé d'information bibliographique susceptible de nous renseigner à ce sujet.

Il faut noter que ces profondeurs sont peut-être surestimées car, pendant la seconde phase d'abaissement du niveau marin, les fleuves messiniens ont également creusé verticalement (Figure IV-6, C). L'ampleur de ce creusement est difficile à estimer, mais il ne doit pas être négligé.

Les travaux de Rabineau (2001) réalisés sur les séries quaternaires du Languedoc-Roussillon ont permis de proposer un taux de subsidence de l'ordre de 250 m/Ma depuis 500 000 ans au niveau de la plate-forme externe. Si nous extrapolons ce taux de subsidence en le supposant constant en ce point de la marge depuis l'achèvement de la crise, nous obtenons une profondeur du niveau de base intermédiaire avoisinant 300 m. Résumé du Chapitre IV-II :

Durant la crise, la marge du Golfe du Lion a été considérablement érodée :

- Selon les premières approximations, le volume de sédiment retiré de la plate-forme du Languedoc-Roussillon durant la crise avoisinerait 3000 km³ (Figure IV-4).
- Le maximum de l'érosion est localisé au niveau du roll-over miocène de Rascasse localisé au sud-ouest de la marge (Figure III-22).
- La surface d'érosion messinienne a été modelée par l'action des fleuves qui ont fonctionné en érosion régressive.
- Certains fleuves ont fonctionné le temps de la crise seulement : La Berre et l'Aude pourraient avoir une origine principalement karstique à cette époque.
- Les profils longitudinaux actuels des fleuves messiniens du Golfe du Lion ont une morphologie particulière qui semble résulter d'une phase de stationnement du niveau marin lors de l'"assèchement" du bassin méditerranéen occidental (Figure IV-6).
- Les résultats péliminaires des reconstructions par backstripping et les profils sismiques suggèrent que le niveau de base intermédiaire associé à cette phase de stationnement du niveau marin avoisinerait 450 à 900 m de profondeur. Cette valeur pourrait correspondre à la profondeur d'un seuil intermédiaire aux deux bassins méditerranéens.

Chapitre IV-III : Sédimentation détritique messinienne.

Le volume de sédiment érodé de la marge occidentale durant la crise est important : au minimum 3000 km³ pour le domaine de plate-forme uniquement (Chapitre IV-II :A -). La morphologie actuelle de la surface d'érosion messinienne montre clairement l'importance du rôle tenu par les fleuves messiniens dans l'érosion et le modelé de la marge. L'éventail du Languedoc-Roussillon, édifié directement au débouché du très vaste système fluviatile messinien du Languedoc-Roussillon (Figure III-24), a probablement été en grande partie alimenté par les fleuves messiniens. Cependant l'étude des profils sismiques tirés sur la pente inférieure et dans le bassin soulève une question : l'érosion fluviatile est-elle l'unique agent de transfert des sédiments depuis la plate-forme vers le bassin durant la crise ?

Ce chapitre vise à mieux comprendre les modalités de transfert des sédiments depuis la plate-forme vers le domaine profond durant la crise. Nous discuterons également des modalités de dépôt des sédiments détritiques sur la pente et dans le bassin.

A - Érosion précoce de la plate-forme par les phénomènes gravitaires.

A - 1 Érosion précoce de la plate-forme miocène.

Le sel messinien surmonte la partie frontale des éventails détritiques issus de l'érosion de la marge. Cette organisation indique que les sédiments messiniens en pied de pente se sont mis en place antérieurement à la précipitation du sel (Figure III-6). Ceci pourrait résulter d'une érosion immédiate et massive de la plate-forme miocène dès le commencement de l'abaissement du niveau marin contemporain de la crise, alors que le bassin était encore sous une tranche d'eau supérieure à 2000 mètres. Toutes les conditions sont regroupées pour favoriser une érosion "précoce" de la plate-forme :

- L'assèchement partiel du bassin Méditerranéen a été extrêmement rapide à l'échelle géologique (entre 90 000 et 270 000 ans (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999a)). Si l'on en croit les modélisations de Blanc (2000), le niveau marin méditerranéen se serait abaissé de 500 m environ en moins de 50 000 ans, entraînant rapidement l'exondation des plates-formes méditerranéennes (Figure IV-7).
- Au commencement de la crise, les sédiments terrigènes miocènes accumulés sur la plateforme du Golfe du Lion étaient essentiellement argilo-sableux comme en témoignent les sédiments tortono-messiniens échantillonnés par les différents sondages (Annexes A à O).

Ils étaient probablement riches en eau et faiblement consolidés et par conséquent facilement érodables par les fleuves.

- L'érosion précoce de la plate-forme du Golfe du Lion est d'autant plus probable qu'après l'exondation du rebord de plate-forme, le niveau marin pourrait être resté temporairement stable dans le bassin occidental (Chapitre IV-II :C -).
- En l'absence d'éventail détritique, la surface d'érosion messinienne passe sous le sel en pied de marge et se raccorde latéralement au toit des évaporites inférieures (Figure III-2). En présence des séries détritiques, l'extension de la surface d'érosion messinienne vers le bassin est beaucoup plus difficile à établir. Cependant, sur certaines lignes sismiques, elle pourrait reprendre partiellement les édifices sédimentaires (Figure IV-10). Ceci semble confirmer le caractère précoce et sub-aquatique de la mise en place de la partie la plus distale des éventails détritiques.

A - 2 Rôle des phénomènes gravitaires.

Les sédiments tortono-messiniens accumulés sur la plate-forme externe ont été subitement émergés au début de la crise. Compte tenu de leur lithologie, ils ont dû perdre, au profit d'aquifères, l'eau interstitielle acquise lors de leur immersion. Le mécanisme de perte d'eau a pu générer des déstabilisations gravitaires de grande ampleur au niveau du talus supérieur (avalanches et glissements en masse) et entraîner un transfert massif de sédiments vers le bassin. Plusieurs indices sont en faveur de cette hypothèse :

- De grands glissements gravitaires survenus au niveau du roll-over tortono-messinien de Rascasse permettraient d'expliquer pourquoi on n'y observe pas de profondes incisions fluviatiles malgré l'ampleur de l'érosion. En effet, il paraît peu probable que le petit système fluviatile associé à l'éventail détritique de Rascasse ait pu éroder et transporter à lui seul un volume de matériel aussi important que celui observé sous la pente inférieure (Figure III-26, Figure III-27). De plus, le sommet du roll-over est totalement aplani suggérant une érosion en masse de celui-ci plutôt que concentrée au niveau des systèmes hydrographiques développés sur ses flancs (Figure III-22, A).
- La partie frontale des éventails détritiques s'étant sur près de 100 kilomètres de distance.
 Sur les profils sismiques, on y observe l'absence de chenalisation ou d'organisation précise des séries détritiques dont le contact avec les unités sous-jacentes se fait de manière "diffuse". Ces observations évoquent une sédimentation sous la forme de larges

épandages gravitaires plutôt qu'une sédimentation contrôlée par les fleuves, sous la forme d'édifices construits.



Figure IV-10 : Ligne sismique Calmar 70 illustrant la possible présence de plusieurs surface d'érosion au sein des séries détritiques les plus distales.

A - 3 Nature et origine des évaporites inférieures ?

Envisager une érosion précoce du rebord de plate-forme dès le commencement de l'abaissement du niveau marin remet en question la nature et l'origine des "évaporites inférieures" interprétées jusqu'ici, par le jeu d'une équivalence infondée avec les évaporites inférieures du bassin périphérique de Sicile, comme des alternances de gypse et d'argile (Chapitre I-II : A - 2.2).

Les volumes de sédiments détritiques contenus dans les éventails détritiques du Languedoc-Roussillon et de Rascasse sont compris entre 900 et 1400 km³ ce qui équivaut seulement à 30 à 45 % du volume érodé sur la plate-forme (Figure III-26, Figure III-27 et Figure IV-4). Les 55 à 70 % de sédiments manquant doivent donc être dispersés dans le bassin sous la forme sédimentaire ou en tant qu'éléments dissous (pour les carbonates rhodaniens essentiellement).

Les profils sismiques acquis en bas de pente montrent que les produits de l'érosion messinienne passent latéralement aux évaporites inférieures. Ceci suggère une équivalence entre la partie distale des éventails détritiques et le terme évaporitique inférieur du bassin (Figure III-6). Les "évaporites inférieures" pourraient par conséquent contenir une part non négligeable (difficile à estimer) de sédiments miocènes issus du démantèlement précoce des plates-formes. L'hypothèse d'une accumulation sédimentaire dans le bassin sous la forme de vastes épandages turbiditiques ne peut être écartée. Des alternances de sable et d'argile pourraient être à l'origine du faciès sismique lité des "évaporites inférieures".

Les fleuves messiniens ont fonctionné pendant toute la durée de la crise. Ils ont donc contribué au transfert de sédiments vers le domaine profond avant, pendant et après le dépôt du sel. Les évaporites supérieures se caractérisent notamment par des alternances marnes/évaporites contenant parfois plus de 50 % de sédiments terrigènes (Ryan et al., 1973). Le sel doit donc également contenir des sédiments issus de l'érosion des marges.

B - Édification des éventails détritiques.

B - 1 Diachronisme dans la mise en place des sédiments détritiques.

Les éventails détritiques ont été alimentés pendant toute la durée de la crise, au moins par l'intermédiaire des fleuves. Les sédiments au sein de ces édifices ne se sont pas mis en place partout en même temps. Nous pouvons observer des variations spatio-temporelles au sein des dépôts :

- Sous le pied de pente, les produits de l'érosion messinienne sont surmontés par le sel et semblent localement repris au sommet par la surface d'érosion messinienne (Figure IV-10). Comme nous l'avons précédemment noté, l'édification des éventails détritiques a débuté précocement (probablement par des phénomènes essentiellement gravitaires) alors que le niveau marin ne s'était abaissé que de quelques centaines de mètres.
- Sous la pente supérieure à moyenne, les produits de l'érosion surmontent la surface d'érosion et remplissent les vallées messiniennes (Figure III-9). La partie amont des éventails détritiques a donc été édifiée postérieurement à la création de la surface d'érosion locale et donc postérieurement à la deuxième phase d'abaissement du niveau marin. Leur extension latérale est limitée à l'axe des vallées messiniennes sur cette partie de la pente ce qui suggère que la sédimentation y a principalement été dominée par les fleuves (Figure III-6).

B - 2 Dépôt du sel et rétrogradation des édifices détritiques.

Les profils sismiques montrent que le sel et les évaporites supérieures sont transgressifs sur la discordance messinienne et sur les sédiments détritiques distaux localisés sur le bas de la pente (Figure III-2, Figure III-6). Des constatations similaires ont été faites sur d'autres marges telles que celle de l'Ebre au niveau de laquelle la surface d'érosion messinienne se prolonge, dans le bassin de Valence, sous la série évaporitique (Escutia and Maldonado, 1992). Ces observations suggèrent un remplissage progressif du bassin par le sel. Ce remplissage est argumenté par le résultat des calculs de backstripping qui suggèrent une diminution de la profondeur du bassin de l'ordre de 700 m suite au dépôt du sel (Figure III-37).

La hausse rapide du niveau de base contemporaine du dépôt de la série évaporitique a eu plusieurs conséquences :

- La progradation des éventails détritiques vers le centre du bassin semble avoir été stoppée brutalement comme le suggère le front abrupt qui limite l'extension des ces systèmes vers le large (Figure III-6 et Figure III-24).
- La hausse du niveau de base résultant du remplissage du bassin a probablement entraîné le recul vers l'amont (par rétrogradation) de l'ensemble des systèmes détritiques en même

temps que le sel puis les évaporites supérieures se déposaient de manière transgressive sur la pente (Figure IV-11, B et C). La partie amont des éventails aurait progressivement migré vers le haut de pente expliquant la présence de sédiments détritiques en remplissage des vallées messiniennes creusées préalablement sur la pente moyenne à supérieure.

Des observations réalisées sous le delta actuel du Nil vont dans le sens de notre interprétation : les sédiments détritiques constituant l'éventail messinien du Nil "onlappent" localement la discordance messinienne (Barber, 1981). De plus, ces dépôts, mieux connus sous le nom de "formation de Qawasim", ont été forés par des sondages pétroliers : ils sont constitués dans leur partie amont de sédiments fluvio-deltaïques (sables et conglomérats en alternance avec des argiles) riches en faunes saumâtres (Rizzini et al., 1978). Cette observation supporte l'hypothèse d'une dominance des apports fluviatiles lors du comblement des vallées messiniennes.



Figure IV-11 : Schéma illustrant le diachronisme amont-aval au sein des éventails détritiques. (A) La partie distale se met en place précocement lors de glissements en masses générés sur le rebord de plate-forme.(B, C) La partie amont se met en place plus tardivement sous l'action fluviatile. (D) : l'apex des détritiques éventails pourrait se déposer dans un contexte transgressif.

Les travaux réalisés par Savoye et Piper (1991) sur les éventails détritiques édifiés au large de Nice confortent partiellement nos observations. L'organisation des sédiments détritiques y est très similaire à celle que nous avons mise en évidence au large du

Languedoc-Roussillon : la partie distale de l'éventail détritique "niçois" se caractérise par un front abrupt et sub-linéaire vers le large. Sa partie amont est localisée sous la pente, en remplissage les vallées messiniennes.

Ces auteurs interprètent les dépôts détritiques comme des unités deltaïques progradantes, passant latéralement aux évaporites supérieures. Leur interprétation semble donc en contradiction avec notre vision polyphasée et partiellement rétrogradante du système détritique du Languedoc-Roussillon. Néanmoins, il faut garder à l'esprit le fait qu'au commencement de la crise, les marges miocènes niçoise et du Languedoc-Roussillon ne présentaient pas les mêmes caractéristiques morphologiques et lithologiques (plate-forme étroite et sédiments cohésifs (calcaires) au large de Nice). Cette différence pourrait être à l'origine des disparités observées au sein des éventails sédimentaires édifiés sur ces marges. En effet, une marge étroite constituée de sédiments cohésifs ne sera probablement pas soumise à une érosion aussi intense (et aussi précoce) qu'une marge large et constituée de sédiments meubles.

B-3 Conditions de mise en place de la partie la plus proximale de l'éventail du Languedoc-Roussillon.

Comme nous l'avons vu précédemment, une élévation du niveau de base du bassin occidental pourrait expliquer la rétrogradation des éventails détritiques et le comblement des vallées messiniennes sur la pente. Cependant, l'apex de l'appareil détritique du Roussillon est localisé très en amont, vers 1950 m de profondeur sur la plate-forme externe, sous l'actuelle tête de canyon de l'Aude (Figure III-25). Compte tenu de l'éloignement de ces dépôts par rapport au toit de la série salifère (3500 m actuellement), nous ne pouvons écarter l'hypothèse que la partie amont de l'éventail détritique se soit mise en place dans un contexte transgressif de remise en eau du bassin à l'achèvement de la crise (Figure IV-11, D).

Plusieurs arguments nous permettent d'avancer cette hypothèse :
Au niveau de l'éventail détritique niçois une unité transgressive conglomératique a été mise en évidence au-dessus des dépôts détritiques messiniens (Savoye and Piper, 1991). L'extension amont de cette unité ne s'étend pas en dessus d'une profondeur d'eau de 1000 m et les auteurs ont interprété ce phénomène comme résultant d'une accélération de la vitesse de hausse du niveau marin à l'extrême fin de la crise. Il n'est pas exclu que nous retrouvions l'équivalent latéral de cette unité transgressive conglomératique dans

l'éventail messinien du Languedoc-Roussillon.

La partie amont de l'éventail du Languedoc-Roussillon a été cartographiée à partir des lignes sismiques LRM96. Les sédiments détritiques observés sur ces lignes sont déposés en onlap sur la discordance messinienne (Figure III-25, A et B) suggérant une mise en place dans un contexte transgressif. Dans ce secteur, les sédiments constitutifs de cette unité ne se caractérisent pas par le même faciès sismique que les dépôts cartographiés sur la pente à partir des lignes Calmar96 (Figure III-4). Cette disparité peut être liée à la sismique employée mais peut également refléter des dynamiques de dépôt différentes. Compte tenu de sa localisation géographique et de son extension latérale nous avons raccordé cette unité au reste de l'éventail sédimentaire observé sous la pente continentale. Cependant, il est possible qu'elle corresponde à l'unité conglomératique transgressive cartographiée au large de Nice.

Nous avons vu précédemment (Chapitre IV-II :C -) que les ruptures de pente aval des fleuves messiniens du Golfe du Lion semblent résulter d'une phase de stationnement du niveau marin qui pourrait être contrôlée par la présence d'un seuil intermédiaire aux deux bassins méditerranéens. Ce contrôle eustatique pourrait avoir également eu lieu durant la phase de remise en eau de la Méditerranée et pourrait expliquer pourquoi l'extrémité amont de l'éventail détritique du Languedoc-Roussillon semble transgressive et pourquoi elle coïncide avec la rupture de pente avale observée sur les profils longitudinaux des fleuves (Figure III-29). Une phase de stationnement du niveau marin durant la phase de remise en eau vers -500 à -750 m de profondeur (Chapitre IV-II :C - 4) serait en accord avec la présence de faunes bathyales dans les sédiments surmontant les évaporites supérieures profondes et les observations faites par Savoye et Piper (1991) au large de Nice.

B-4 *Accélération de la remontée marine à l'achèvement de la crise.*

Nous n'observons pas de dépôts en "onlap" sur la plate-forme interne à moyenne ce qui suggère un remplissage très rapide du bassin méditerranéen à l'extrême fin de la crise. La Figure IV-12 présente une coupe sismique transversale de la plate-forme au large du Languedoc-Roussillon. Les sédiments plio-quaternaires se sont déposés sur la surface d'érosion messinienne. Ces dépôts, organisés en prismes sédimentaires progradants, ont permis la reconstruction progressivement de la marge depuis l'achèvement de la crise (Partie-V). Sur la plate-forme interne à moyenne, les "bottom-sets" des prismes progradants arrivent en "downlap" sur la surface messinienne impliquant de ce fait l'absence de dépôts transgressifs synchrones à la remise en eau du bassin. S'il existe un cortège transgressif sur cette partie de la plate-forme, celui-ci est inférieur en épaisseur à la résolution des lignes sismiques étudiées (i.e. une trentaine de mètres).



Figure IV-12 : Profil sismique LRM12 (A) non interprété et (B) interprété montrant sur la plate-forme les séries plio-quaternaire progradantes déposées sur la surface d'érosion messinienne. Les "bottomsets" des clinoformes, en "downlap" sur la discordance, suggèrent dans ce secteur l'absence de cortège sédimentaire transgressif associé au remplissage du bassin méditerranéen.Se reporter à la figure II-2 pour la localisation du profil.

Les études faunistiques réalisées sur les forages pétroliers implantés sur la plate-forme interne sont en accord avec nos interprétations sismiques :

Dans le sondage de Tramontane (Figure II-2, Annexes A à O), la surface d'érosion messinienne est surmontée par une série marneuse contenant *Globorotalia margaritae* (Cravatte et al., 1974). Ce foraminifère planctonique est apparu en Méditerranée à 5,1 Ma, soit bien après l'achèvement de la Crise de Salinité Messinienne (Cita et al., 1999). Il

existe donc une lacune sédimentaire sur ce sondage entre 5,32 et 5,1 Ma. La lithologie et les associations planctoniques de cette série traduisent donc un environnement de dépôt relativement profond (plate-forme externe à moyenne) et confirment l'absence de cortège transgressif messinien dans ce secteur de la plate-forme.

Dans les forages terrestres implantés dans les thalwegs messiniens (Agde et Canet) la surface d'érosion messinienne est surmontée par des séries argileuses (bleues ou rouges) contenant des foraminifères planctoniques zancléens (*Sphaerodinellopsis subdehiscens*) (Clauzon and Cravatte, 1985; Suc and Drivaliari, 1991). La présence de ces faunes profondes semble donc traduire un ennoiement rapide des thalwegs messiniens en rias à la fin de la crise.

L'ensemble de ces observations suggère l'existence (depuis la plate-forme moyenne jusqu'à terre) d'une courte lacune sédimentaire couvrant la période de temps écoulée entre le début de la remise en eau du bassin et la mise en place des dépôts pliocènes inférieur progradants. Cette lacune sédimentaire pourrait durer jusqu'à 200 000 ans au niveau de Tramontane (absence de la biozone MPL1 dans les sédiments pliocènes surmontant la surface d'érosion (Annexe N)). Elle serait liée à une transgression marine extrêmement rapide à l'achèvement de la crise qui aurait déplacé très rapidement les dépocentres depuis le bassin profond jusque sur la ligne de rivage nouvellement établie. En raison de la rapidité du phénomène, cette phase de transgression serait marquée par l'absence de sédimentation sur la plate-forme. Résumé du Chapitre IV-III :

Concernant la sédimentation détritique messinienne au large du Golfe du Lion, nous retiendrons les résultats principaux suivants :

- Les éventails détritiques ont été alimentés pendant toute la durée de la crise messinienne et sont polyphasés (Figure IV-11). Leur édification peut se diviser en plusieurs étapes : antérieure, synchrone et postérieure au dépôt du sel et des évaporites supérieures.
 - La partie distale de ces édifices sédimentaires s'est probablement mise en place dans un domaine subaquatique, avant le dépôt du sel. Elle semble avoir été alimentée par des phénomènes gravitaires qui seraient à l'origine de l'érosion précoce du rebord de la plate-forme dès le commencement de l'abaissement du niveau marin. Les "évaporites inférieures" semblent partiellement contemporaines de la mise en place de ces dépôts et pourraient contenir des sédiments issus de l'érosion de la plate-forme.
 - La partie amont des éventails détritiques s'est déposée en remplissage des vallées messiniennes creusées sur la pente. Ce phénomène résulterait de la rétrogradation des édifices sédimentaires au fur et à mesure que le sel et les évaporites supérieures se déposaient dans le bassin occidental.
 - L'extrémité amont des éventails pourrait s'être mise en place dans un contexte transgressif, durant la remise en eau à l'achèvement de la crise.

Nous envisageons donc deux grands modes de transfert des sédiments miocènes vers le domaine profond durant la Crise de Salinité Messinienne :

- Un mode de transfert "précoce" résultant de glissement en masse par déstabilisation du rebord de plate-forme dès le commencement de la crise. Ce mode d'érosion pourrait expliquer la disparition presque totale du haut structural tortono-messinien de Rascasse, dans la zone proche pyrénéenne.
- Un mode de transfert "plus tardif" lié à l'érosion fluviatile, le pouvoir érosif des fleuves étant d'autant plus important que le niveau marin méditerranéen devait être bas.

Conclusion de la Partie IV :

En conclusion de la partie IV de ce manuscrit de thèse, je proposerai un scénario d'évolution de la marge du golfe du Lion au cours de la Crise de Salinité Messinienne. Ce scénario est présenté dans la figure IV-13. Il vise à faire une synthèse des principales conclusions et hypothèses auxquelles je suis parvenue au cours de mon travail.

Phase 1 : Début de la crise (5,9 Ma).

Lors du déclenchement de la Crise de Salinité Messinienne, la morphologie de la plate-forme miocène du Golfe du Lion était proche de sa morphologie actuelle (Figure IV-13, A). Le rebord de la plate-forme miocène était localisé une trentaine de kilomètres au large du rebord actuel, dans le secteur occidental de la marge et le bassin déjà profond avoisinait 3000 m de profondeur. L'existence du haut fond structural de Rascasse dans la zone proche pyrénéenne ne semble faire aucun doute (Figure IV-13, A). Le reste de la plate-forme présentait probablement des variations de relief résultant du basculement des séries miocènes au Tortono-messinien. Cette structuration se traduira par la suite par une expression marquée des structures du rift au travers du relief messinien. À cette période, le niveau marin correspondait à celui de l'Océan Atlantique, c'est-à-dire, au niveau marin global des océans. Les fleuves présentent un profil d'équilibre concave (Figure IV-13, A).

Phase 2 : Première phase d'abaissement du niveau marin (5,6 - ?) :

Dès le commencement de l'abaissement du niveau marin, le rebord de la marge du Golfe du Lion est soumis à des phénomènes de déstabilisation qui entraînent l'érosion massive du rebord de plate-forme et notamment du roll-over de Rascasse (Figure IV-13, B). C'est durant cette période que la partie distale des éventails détritiques se met en place tandis que dans le même temps une partie des sédiments se dépose probablement dans le bassin (sous la forme d'épandages turbiditiques ?) pour former une partie des "évaporites inférieures" (Figure IV-13, C).

Le niveau marin continue de diminuer jusqu'à ce qu'il se stabilise aux environs de – 400 à –900 m (profondeur d'un seuil intermédiaire aux deux bassins méditerranéens ?) (Figure IV-13, D). Pendant la période de stabilisation du niveau marin, une gigantesque phase d'érosion régressive se met en place sur la plate-forme au niveau des systèmes fluviatiles du Languedoc-Roussillon et du Rhône. Deux ruptures de pentes se créent dans le profil longitudinal des fleuves (Figure IV-13, D).
Phase 3 : Seconde phase d'abaissement du niveau marin (? - ?).

Lorsque l'abaissement du niveau marin reprend, au fur et à mesure de la diminution de la profondeur d'eau, la surface d'érosion messinienne se propage sur la pente (peut être aussi localement, jusqu'au toit des séries détritiques déposées préalablement).

Pendant cette période, les vallées messiniennes de Rascasse et du Languedoc-Roussillon se creusent sur la pente (Figure IV-13, E). De nouveaux systèmes fluviatiles se mettent également en place dans ce secteur (Figure IV-13, E). Une troisième rupture de pente se crée dans le profil longitudinal des fleuves messiniens. Dans le même temps, la première vague d'érosion régressive poursuit sa propagation vers l'amont. Le transfert des sédiments miocènes de la plate-forme vers la pente est dominé par l'action fluviatile. Les éventails détritiques poursuivent leur édification au débouché des fleuves (Figure IV-13, E).

Phase 4 : Dépôt du sel (? - ?).

Le niveau du plan d'eau cesse de diminuer dès que la concentration en sel est suffisamment élevée pour permettre la précipitation sans doute massive de celui-ci. Le sel se dépose dans le bassin (Figure IV-13, E), entraînant une élévation graduelle du niveau de base de ce dernier. Le remplissage du bassin génère le dépôt du sel en transgression sur les bordures de marge préalablement exondées ainsi que sur la partie distale des éventails détritiques (Figure IV-13, F). Ce phénomène s'accompagne de la migration par rétrogadation des systèmes détritiques vers l'amont. Les sédiments détritiques se déposent en remplissage des vallées messiniennes creusées sur la pente moyenne (Figure IV-13, F).

Sur la plate-forme, les fleuves poursuivent leur action érosive.

Phases 5 et 6 : Achèvement de la crise (?-5,32 Ma).

Les connexions avec l'Atlantique se rétablissent progressivement au niveau de Gibraltar et le bassin occidental se remplit. Une phase de stationnement du niveau marin durant la remise en eau n'est pas exclue. L'extrémité amont des éventails détritiques pourrait s'être déposée durant cette période sur le rebord de plate-forme entraînant le dépôt de sédiments conglomératiques dans l'axe des vallées messiniennes (Figure IV-13, G).

À la fin de la remise en eau, le niveau marin augmente très rapidement. Pendant cette rapide phase de transgression marine, aucun cortège sédimentaire transgressif n'est déposé sur la plate-forme moyenne à interne. Les dépôts centres sont déplacés instantanément à la côte. À la fin de la transgression marine, la Crise de Salinité Messinienne est achevée.



Figure IV-13 : Scénario synthétique illustrant l'évolution de la plate-forme du Golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne. Se reporter à l'annexe W pour voir la figure en couleur et au format A3

Partie V

CONSÉQUENCES DIFFÉRÉES SUR L'ÉVOLUTION DE LA PLATE-FORME DU GOLFE DU LION.

•

Partie - V Conséquences différées sur l'évolution de la plate-forme du Golfe du Lion.

Concernant la sédimentation plio-quaternaire sur la plate-forme du Golfe du Lion, les objectifs de mon travail étaient les suivants : (1) Etudier en terme d'analyse sismique l'organisation spatiale et temporelle des séries plio-quaternaires sur la plate-forme du Golfe du Lion. (2) Identifier les différents facteurs de contrôle de la sédimentation et établir leur rôle respectif dans la mise en place des sédiments sur la marge.

Cette partie fait l'objet d'une publication acceptée à Marine Geology.

Marine Geology (accepted)

Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the Western Gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis.

Johanna LOFI^{1,2,*}, Marina RABINEAU, Christian GORINI², Serge BERNE¹, Georges CLAUZON³, Philippe DE CLARENS⁴, Tadeu DOS REIS⁵, Gregory S. MOUNTAIN⁶, William B.F. RYAN⁶, Michael S. STECKLER⁶ and Christine FOUCHET¹

¹ IFREMER, DRO/GM Technopôle Brest-Iroise, B.P. 70, 29 280 Plouzané, France
² Université de Lille, SN5 F, 59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France
³ CEREGE, Europôle de l'Arbois, 13 545 Aix-en-Provence Cédex 04, France
⁴ TOTAL FINA ELF, 2, Place de la Coupole - La Défense 6, 92 078 Paris la Défense Cédex France
⁵ Université Pierre et Marie Curis - Paris 6 -, 75 252 Paris Cedex 05, France
⁶ Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY 10964, USA
* corresponding author. e-mail: jlofi@epoc.u-bordeaux.fr

Abstract

In contrast to the much-studied onshore and deep offshore post Messinian sedimentary history in the Gulf of Lions, the continental shelf had been poorly explored until recently. New seismic data acquired by ELF Oil Company on the Languedoc-Roussillon shelf (Western Mediterranean Sea), from the Cap Creus in the SW to the Cap d'Agde in the NE, together with data from previously drilled exploratory wells, allow us to propose a scenario for margin reconstruction following the Messinian salinity crisis. The seismic data display a complex pattern of prograding clinoforms and buried submarine canyons. Following the crisis that eroded the previous margin, clinoforms developed as the new Pliocene margin prograded. Three major periods characterize the evolution of the post-Messinian margin. During the first period, after filling Early Pliocene rias which are now above sea-level, the prograding sedimentary prisms rapidly migrated seaward and filled the underlying Messinian topographic lows. The second period consists of a transitional interval, which began with a pronounced fall in sea level that probably corresponded with the end of the Lower Pliocene. Deposits were disturbed by large slumped structures. The third period is characterized by the appearance and development of submarine canyons near the subsequent shelf-edges, maybe as a result of to the increased glaciations and related sea level changes. From that time onward, most of the late Pliocene and Quaternary sediments were directly transferred down to the deep basin.

Keywords: clinoform; Mediterranean Sea; Messinian Salinity Crisis; Plio-Quaternary; progradation; sub-marine canyon.

1. Introduction

Since the discovery of diapirs and salt layers in the Mediterranean Sea (Menard et al., 1965; Auzende et al., 1971; Ryan, 1973), a huge amount of work has been devoted to the study of the Messinian salinity crisis (Hsü et al., 1973) and the Plio-Quaternary sedimentation on the Mediterranean margins. However, in the Gulf of Lions (Fig. 1), as elsewhere, most of these studies focused either on detailed analysis of outcrops on the onshore portion of the continental margin (Clauzon, 1982; Calvet, 1986) or on seismic interpretation of deepwater Plio-Quaternary deposits (Droz, 1991; Torres, 1995; Berné et al., 1999).

Corresponding author. Fax: (33) 2 98 22 45 70 *E-mail address*: jlofi@ifremer.fr

Until recently, the architecture of continental shelf Plio-Ouaternary sedimentary sequences, a key element for understanding the reconstruction of the continental margin, was known only from a few profiles and borehole reconstructions (Biju-Duval et al., 1974; Mauffret and Gorini, 1996). Only the late Quaternary deposits had been subject to detailed investigations (Aloisi, 1986; Tesson et al., 1990; Berné et al. 1998; Rabineau, 2001). Thanks to a new set of multi-channel data acquired by ELF Oil seismic Company in 1996, it is now possible to present a preliminary interpretation of Plio-Quaternary evolution of the Languedoc-Roussillon platform tied to the bio-stratigraphic interpretation of some exploratory wells (Cravatte et al., 1974). We have carried out seismic mapping and with the objective interpretation of documenting the three-dimensional geometry of Plio-Quaternary shelf deposits

on the margin. The new seismic data show prograding Pliocene clinoforms incised by numerous large submarine canyons on the outer shelf.

2. General setting

The present study was carried out on the western part of the Gulf of Lions continental shelf, which forms the western termination of the Provencal Basin. The platform is about 250 km long and 75 wide, bounded to the northeast by the Alpine orogenic belt and to the southwest by the Pyrenees. This shelf is relatively flat and slopes gently seaward to the shelf break that is located at a depth between 120 and 150 m and incised by numerous submarine canyons (Fig. 1).

2.1. Geological setting

The Gulf of Lions margin is a result of Oligo-Aquitanian rifting and



Fig. 1 - Simplified bathymetric map of the Gulf of Lions shelf showing location of the study area, the grid of seismic lines and the exploratory wells. The heavy lines refer to the composite line illustrated in figure 9. Water depths are in meters. CC: Creus Canyon; LDC: Lacaze-Duthiers Canyon; PC: Pruvost Canyon; AC : Aude (or Bourcart) Canyon; HC : Herault Canyon.

Burdigalian crustal separation between continental Europe and the Corsica-Sardinia microplate (Alvarez, 1972; Biju-Duval et al., 1974). The rifting occurred between 30 and 21 Ma, and a distinct synrift sequence is visible on seismic sections. It is composed of sandy shales. The post-rift sedimentation is characterized by clastic sedimentation including Early Miocene turbiditic shales. Then, in the late Miocene, an evaporitic sequence was deposited in the deep basin during the Messinian followed by a thick Pliocene-Quaternary mega-sequence. The thickness of the post-rift sequence increases toward the center of the basin, where it reaches more than 7 km.

The evolution of this margin is comparable to that of the Atlantic margins, although its age is only 30 Ma (Steckler and Watts, 1980). The initial subsidence pattern of the Gulf of Lions was generally rapid, followed by a slower rate of post-rift subsidence (Bessis and Burrus, 1986), without any significant tectonic activity. It has been suggested that the subsidence rate accelerated in the deeper part of the margin during the last 5 million years (Burrus et Audebert, 1990). The basic mechanism for post-rift subsidence is thermal relaxation, but the loading effect of the sediment contributes 40 to 50 % to the total subsidence of the margin (Bessis and Burrus, 1986).

2.2. The Messinian Salinity Crisis (Hsü et al., 1973)

The post rifting sedimentation in the Gulf of Lions area was strongly influenced by the Messinian Salinity Crisis (Hsü et al., 1973), which started 5.96 Ma ago (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999). As a combined consequence of a global fall in sea level, coupled with uplift of the Gibraltar Strait region during the

Lower to Upper Messinian, the two-way connection between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Basin was gradually shut down, provoking a dramatic fall in sea-level of about 1900 m in the Mediterranean basin (Ryan, 1976; Clauzon, 1982). This fall in sea level was favored by the pre-existing xero-thermic climatic conditions around the Mediterranean area (Suc and Bessais, 1990). As a direct consequence of this sea level drawdown, two main characteristic seismic markers are identified in the Mediterranean basin. (1) The increase in water salinity during the crisis resulted in the deposition of up to 1400 m-thick evaporites in the deep basin. Also there was a controversy regarding the conditions which these evaporites formed in (Nesteroff, 1973), the "desiccated deepbasin model" proposed by Hsü et al. (1973) is now widely accepted. (2) The simultaneous exposure of the margins generated a widespread erosional surface called the "Messinian erosional surface" (Cita and Ryan, 1978). This discontinuity is characterized by the occurrence of deep incisions in the hinterlands, caused by paleorivers in response to the huge baselevel fall (Clauzon, 1982; Barber, 1981). Guennoc et al. (2000) published the detailed morphology of this erosion on the Gulf of Lions platform. Their map shows the existence of two main Messinian valleys (sub-aerial canyons): the Rhône valley system to the northeast, and the Languedoc-Roussillon valley system to the southwest. They are separated from each other by a topographic high: the Sétoise high. Two Messinian detrital deposits resulting from margin erosion are found seaward of the Languedoc-Roussillon system (Lofi, 2002). Our paper focuses on the Post-Messinian continental margin reconstruction in the area of the Languedoc-Roussillon valley system.

Fig. 2 - Integrated Mediterranean Pliocene-Pleistocene time framework (modified from Cita, 1999 and Lourens et al., 1996). Geomagnetic Polarity Time scale is after Hilgen (1991). Abbreviations are FCO, first common occurrence; FO, first occurrence; LCO, last common occurrence; and LO, last occurrence.

	GPTS			SEQUENCE CYCLES		BIO- STRATIGRAPHY (Planktonic foram.)		CHRONO- STRATIGRAPHY	
Ma	Polarity	С	HRON	3rd Order	Sequence boundary age	Cita, 1975a (emend.)	Biohorizon (Sprovieri, 1993)	Stages Cita et al., 1999	Series
0.5		BRUNHES		3.10	0.8	Globorotalia runcatulinoides excelsa		HOLO	OCENE OCENE
1.0 1.5 		MATUYAMA	lr	3.9	1.6	Globigerina cariacoensis tu	Globigerinoides obliquus extremus N. pachyderma	CALABRIAN	PLEIST
2.0			2n 2r	3.8	2.4	MPI 5b MPI 6	G. Truncatu- linoides G. inflata G. Puncticulata N. Atlantica G. bononiensis	GELASIAN	
		GAUSS	2An. 1n 2An. 1n 2An. 2n 2An. 2r 2An. 3n	3.7	- 3.0	MPI 4b MPI 5a	N. atlantica (sinistral) Sphaeroidinel- lopsis spp. G. bononiensis G. puncticulata	PIACENZIAN	CENE
		RT	2Ar 3n 1n	3.5	4.2	MPI 3 MPI 4a	G. puncticulata G. crassaformis G. Margaritae LO G. margaritae LCO	EAN	PLIO
4.5		GILBEI	3n.1r 3n.2n 3n.2r 3n.3n 3n.3r 3n.4n	3.4		PI 1 MPI 2	G. puncticulata G. margaritae FCO Sphaeroidinel-	ZANCL	
-			3r		5.5	Σ	Sphaeroidinellopsis	MIO	CENE

2.3. Post Messinian climate and sea-level changes history.

The rise in global sea-level at the beginning of the Lower Pliocene (Haq et al., 1987), probably combined with a change in the tectonic activity in the Alboran Sea, caused the flooding of the desiccated basin at 5.32 Ma (Zanclean transgression). This rise in sea level marked the end of the salinity crisis with the re-establishment of open marine conditions in the Mediterranean, and the beginning of Pliocene sedimentation on the Gulf of Lions platform. From that time onward, the Lower Pliocene is marked by a long period (about 1.5 Ma) of high sea level characterized by the sedimentary filling of the Early Pliocene rias (Clauzon et al., 1987).

The δ^{18} O records of the last 5 Ma available deep sea successions from in the Mediterranean document a clear climatic deterioration which occurred in discrete steps, making the transition between the warm climates of the Messinian to the cooler climate of the Pleistocene (Shackleton et al., 1995). The Lower Pliocene displays short term, low amplitude fluctuations in temperature, and was warmer and dryer than any earlier period (Suc et al., 1995). The isotopic signal and its global climatic significance are supported by palynological data attesting to the existence of major cooling events since the beginning of the Pliocene (Suc et al., 1995). A first major cooling event is recorded around 3.5 Ma and corresponds with a significant change in the global climate due to the extension of continental ice sheets to the Northern Hemisphere (Keigwin and Thunnel, 1979; Zachos et al., 2001). This cooling event is marked by a fall in global sea level corresponding to the TB 3.4-3.5 cycle fall of Haq et al. (1987). A second cooling event around 2.6 Ma is recorded near the end of the Middle Pliocene. It follows the emergence the earliest glacialof interglacial cycles in the northern hemisphere since 3-3.2 Ma (Shackleton et

al., 1995, Zachos et al., 2001), with an increase in ice rafting in the open North Atlantic (Backman, 1979). From that time onward, an increase in rapid climatic variations is observed, as polar ice caps changed in volume, and high frequency fluctuations in relative sea level are recorded.

3. Methods

3.1. Seismic data

The geophysical data (LRM96 seismic lines) were acquired by ELF Oil Company in 1996, in the western part of the Gulf of Lions area, from the Cap Creus in the SW to the Cap d'Agde in the NE (Fig. 1). The seismic grid, covering a total area of more than 4 000 km², consists of 16 dip-sections and 9 strike-sections, with a spacing ranging from 5,5 to 18 km. The high quality of the LRM96 seismic lines, compared to previous oil-industry seismic data (Gorini, 1993), is attributed to the use of a tuned air-gun. The profiles display a resolution of about 25 to 30 meters. We did not have access to the numerical data not re-process the lines. and did Nevertheless, the profiles were scanned and the resulting images were processed using a median filter in order to increase the readability of the seismic lines presented in this paper. Analysis of the seismic data following a classical seismic stratigraphic procedure (in terms of reflection endings (erosional truncation, and configurations) downlap) onlap. allowed the identification of seismic units and their boundaries (Mitchum and Vail, 1977).

3.2. Exploratory wells and stratigraphic correlation

Data from nine exploratory boreholes are available over the study area. They are located on the inner and middle shelf, except Autan 1, drilled on the shelf edge, and GLP1 and GLP2, drilled at the continental slope (see Fig. 1 for location). The seismic units have been connected to the boreholes using velocity law described in section 3.3. The drilling reports for each well allowed an interpretation of the units essentially terms of depositional in environments. The first 3-4 hundred meters of sediments (essentially Middle Pliocene Ouaternary deposits) were to rarely recovered. Therefore. the chronostratigraphic resolution is rather limited, and the position of the Plio-Ouaternary stratigraphic boundaries remains uncertain.

Detailed analyses of planktonic foraminifera have been carried out on four of the wells by Cravatte et al. (1974). Their work was reviewed on the basis of the new biostratigraphic scheme proposed by Cita et al. (1999) that includes 6 biozones for the Pliocene (from MPL 1 to MPL 6) and 2 biozones for the Pleistocene strata (Fig. 2). In this study, we adopted the threefold chronostratigraphic subdivision of the Pliocene series proposed by Cita et al. (1999) and based on well-established stratotype boundaries. The Miocene-Pliocene boundary corresponds to the reestablishment of open marine conditions in the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis and supports the widely accepted concept of the Pliocene transgression. The basal series of the Pliocene (Zanclean) spans the interval between the Pliocene base and the last common occurrence level of Globorotalia puncticulata s.s. in the Mediterranean (around 3,6 Ma). The second series is the Piacenzian. Its top corresponds to the Gauss-Matuyama boundary (around 2,6 Ma) and is approximated by the last appearance of Globorotalia bononiensis. The top of the Piacenzian is close to a major climatic event reflecting the earliest glacial-interglacial cycles in the northern hemisphere (around 2,6 Ma). The third series of the Pliocene is the Gelasian and extends to the base of the Pleistocene.

3.3. Time-depth conversions

We compiled stacking velocities from the seismic data to compute depth sections from the travel time, for the PlioQuaternary cover. This was done by using stacking velocities posted at various cdp's along LRM96 lines (Lofi, 2002). We imposed a uniform 1500 m/sec for the velocity of sound in water. The velocity law obtained for the conversions is as follows:

$$Dm = -0.0002xT^3 + 0.6238xT^2 + 788.95xT$$

Dm is the calculated depth (m) and T the travel time below sea floor measured on the seismic profiles (millisecond two-way traveltime (msec TWTT)). This velocity law has been validated using borehole data. We restored the present day depth of the Messinian discordance from seismic data, using velocity law. The difference between depth provided by boreholes and depth calculated from the seismic lines does not exceed 5%.

4. Results

4.1. Seismic stratigraphy

The architecture of Plio-Quaternary deposits in the western Gulf of Lions continental margin is illustrated in figure 3. This interval consists of thick (2000 m beneath the present outer shelf) prograding clinoform wedges indicating an overall seaward progradation of the margin since the end of the Messinian salinity crisis.

4.1.1. Seismic facies

Six key seismic facies, listed below, were identified on our seismic data set (Fig. 4):

Parallel to divergent facies (Fig. 4-A) is represented by variably continuous highamplitude reflections and predominates over the inner to middle shelf within the upper sequences. This facies is interpreted shallow marine sedimentary а as environment (situated landward of the offlap break). Reflections are locally disrupted on the inner shelf by erosional structures filled either by parallel. transparent or chaotic reflections (Fig. 4-A). On the outer shelf, canyon head







incisions that are connected to the continental slope deeply cut seismic reflections and commonly interrupt their lateral continuity.

<u>Oblique to sigmoïd clinoform facies</u> are usually represented by moderate- to highamplitude complex seismic reflections, showing a distinct topset/foreset/bottomset relationship (Fig. 5). This facies, characteristic of prograding units,corresponds to slope deposits and is often disturbed by mass failures or erosional structures.



Fig. 4 - Seismic facies identified in the study area: (A) Parallel to divergent facies. Reflections are locally disrupted by (fluvial ?) erosion structures. (B) Draping parallel facies; (C) Transparent sigmoïde clinoform facies; (D) Hummocky facies and (E) Chaotic facies. The clinoform facies is shown in figure 3.

Draping parallel facies (Fig. 4-B) is represented by continuous low- to highamplitude gently dipping drape reflections. It is developed at the base of the clinoforms and drape across the Messinian erosional surface. This seismic facies is interpreted as low energy, deep-water deposits.

<u>Transparent facies</u> is represented by discontinuous low-amplitude reflections (Fig. 4-C). It is observed beneath the inner shelf (Fig. 5). The few visible reflections are sub-parallel to divergent or locally oblique to sigmoid (Fig. 3-B, shot points 100 to 850) and are interpreted as shallow marine-to-slope depositional environments. Seaward, equivalent environments are represented by nontransparent, high-amplitude reflections. This lateral (and temporal) variation may result from a change in the type of sediment supplied by rivers as the shelf prograded over the Messinian surface. <u>Hummocky facies</u> (Fig 4-D) represented by "hummocky" or wavy reflections, is mainly present in the central zone of the study area. This facies is limited to the Languedoc-Roussillon Messinian valley axis, filling Messinian bathymetric lows (Fig. 5). We interpret this facies as the

product of instabilities along the paleo-



Fig. 5 - Simplified map of major Messinian valleys of the Gulf of Lions platform showing the relationship between the Messinian topography and the extension of the hummocky, transparent and chaotic seismic facies.

Chaotic facies is represented bv discontinuous, disorganized reflections. It is locally reflection-free (Fig. 4-E). Its lateral extension is limited to the eastward area of the Messinian Sétoise topographic high, and is probably linked to the Rhone river system (Fig. 5). This seismic facies may result from incised-valley fills. biogenic gas, as well as coarse-grained sediments supplied by the rivers. Chaotic facies are also observed at random points within slides and slumped areas or infills of paleocanyons and paleovalleys.

4.1.2. Seismic units and boundaries

The architecture of the Plio-Quaternary interval displayed by seismic profiles is rather complex, with evidence of numerous discontinuities. Not all of them have the same level of importance, and we attempted to establish a hierarchy of bounding surfaces. At the base of the deposits, a major discontinuity is easily correlated throughout the study area and corresponds to the Messinian erosional surface (MES). Borehole correlation attests to its late Messinian age (Cravatte et al., 1974) (Fig. 6 and 7). The MES truncates the underlying faulted Miocene seismic



Fig. 6 – Stratigraphic correlations between seismic lines and the Tramontane (A) and Mistral (B) exploratory wells drilled in the area (see position in Fig. 1). Borehole description is after the work of Cravatte et al. (1974). The Messinian unconformity is clearly identified and easily correlated with the seismic data; the Middle Pliocene to Quaternary lower limits remain uncertain. Abbreviations are A: appearance; E: extinction. Circled numbers on seismic profiles correspond to the boundaries of intervals identified on borehole data, using our velocity law.

reflectors (in gray color in figures 3 and 6 to 8) and an angular difference in reflector geometry between pre- and post-Messinian sequences is commonly observed (ex. Fig. 3-D, shot points 1000 to 2000). The MES displays high relief beneath the present inner and middle shelf, which attests to the spectacular erosion of the margin during the crisis (Fig. 8-A).

Above the MES, interpretation of the Plio-Quaternary deposits allows for their subdivision into a number of distinct seismic units. They are comprised of topsets, clinoforms and bottomsets, and are typical of prograding basin-margin systems (Steckler et al., 1999). Most of their

bounding surfaces are erosional truncation (upper boundary of the units) and downlap or onlap surfaces (lower boundary of the units). In deep-water environments, the discontinuities become correlative conformities. Because of the seismic complexity of the **Plio-Ouaternary** sequences, and the large spacing of the seismic grid, only the major seismic units were correlated throughout the margin. We successively mapped 3 main units labeled U1, U2 and U3 from the oldest to the recent most. They are respectively colored in green, vellow and blue in Figures 3, 6 and 7. We labeled U1(s) and U2(s) the boundaries above seismic units U1 and U2. respectively.

	AUTAN							
0	LITHOLOGY		BIOSTRATIGRAPHY	STRATIGRAPHY				
		water						
Depth (m)		No sampling		QUATERNARY				
889	A5	clay with shell debris beds	Globorotalia oscitans (A: around 780 m) + Glob. inflata + Hyalinea balthica + Globorotalia pachyderma dextre					
1000	A4	marls or plastic clays with abundant silts at the base	Globorotalia pachyderma senestre (A: 1260 m, E: 889 m) + Globorotalia inflata (A: 1303 m) - Globorotalia crassaformis (E: 1050 m) + Neogloborotalia atlantica (E: around 1050 m)	Upper				
1500	A3	carbonated clays. marls with interbedded sandstone or limestone beds	Globorotalia crassaformis (A: 2027m) + Neogloborotalia allantica (A: 1567m) + Sphaeroidinellopsis subdehiscens (E: 1960m)	Middle Briod				
2027	A2	2027-2083: silty marls interbedded with grey limestones 2083-2323: calcareous clay and marls with sandstone beds	Globorotalia puncticulata (E: 2027m) – Globorotalia margaritae (A: 2260, E: 2087m) + Sphaeroidinellopsis subdehiscens	Lower				
2411	AI 0	marls and clay		Messinian-Lower Pl.				
		carbonated clay		MIOCENE				



Fig. 7 – Stratigraphic correlations between seismic line LRM28 and the Autan exploratory wells (see Fig. 1 for location). Borehole description is after the work of Cravatte et al. (1974) and Cravatte and Suc (1981). A: appearance, E: extinction. Circled numbers on seismic profiles correspond to the boundaries of intervals identified on borehole data, using our velocity law.

4.2. Borehole description

Because of the extremely low stratigraphic resolution of the data of some of the wells of the Gulf of Lions, the lithologic and biostratigraphic analysis of the data from only two boreholes is discussed hereafter (see also Fig. 6-A and 6-B). Descriptions are after the work of Cravatte et al. (1974). In addition, we used a third borehole, located at the shelf edge, for chronostratigraphic correlation (Fig. 7).

4.2.1. Tramontane

Facies successions at "Tramontane" suggest a decrease in water depth from an upper slope to middle shelf depositional environment. Lithologic and biostratigraphic analysis permitted us to distinguish three distinct intervals (T1, T2 and T3) within the Plio-Quaternary (Fig. 6-A):

Interval T1 is the oldest Plio-Quaternary interval, deposited above the MES. It consists of silty marls with rare Echinoderm and Lamellibranch debris. Biostratigraphy confines these deposits to the end of the Lower Pliocene with the occurrence of *Globorotalia margaritae* (first common occurrence (FCO) at 5.10 Ma and last common occurrence (LCO) at 3.94 Ma). Because of the absence of Globorotalia puncticulata (FO at 4.52 Ma) and the rarity of Sphaeroidinellopsis subdehiscens, this interval may correspond to biozone MPL 2 (Fig. 2).

Interval T2 consists of sandy marls with shell debris at the top. It has been reported by Cravatte et al. (1974) to belong to the Middle Pliocene with the occurrence of Globorotalia puncticulata padana. Nevertheless, the authors observed some anomalies such as the presence of Globorotalia margaritae (a badly preserved specimen which might have been redeposited), or the occurrence of Globorotalia puncticulata padana in association with Globorotalia puncticulata. Consequently, this interval may also have been deposited during the Lower Pliocene (biozone MPL 3, Fig. 2). This hypothesis is confirmed by the seismic correlation of T2 with the Mistral borehole: T2 is partly contemporaneous to M3 interval of "Mistral", which is Early Pliocene (see Mistral description and Fig. 6).

Interval T3 consists of carbonated clay interbedded with lumachelles containing Echinoderm debris. No sample allows for precise biostratigraphy of this interval. Cravatte et al. (1974) attributed T3 to the Upper Pliocene by analogy with the late Pliocene lumachelles drilled at the Mistral borehole (see interval M6 from Mistral). However, our seismic correlation shows that interval T3 from Tramontane and interval M6 from Mistral are not contemporaneous. Interval T3, older than M6, is Pliocene in age and cannot be dated more precisely. Sediments above T3 were not sampled during the drilling operations.

4.2.2. Mistral

Lithology and biostratigraphy from the Mistral borehole permit us to distinguish seven distinct intervals within the deposits overlying the MES, recovered at a depth of 1339 m (Fig. 6-B):

Interval M1 is the oldest interval and consists of sandy clay with abundant millimetric to multi-centimetric rocky debris. It contains few benthic specimens characterizing littoral sedimentary а environment. Cravatte et al. (1974)reported the presence of few specimens of Globorotalia margaritae, G. puncticulata and Sphaeroidinellopsis in this interval. According to the authors, their presence is due to technical problems encountered during the sounding, at this depth precisely. No other biostratigraphic specimen permits us to date precisely this interval, which has been attributed, either to the Basal Pliocene or to the Tortonian. On our seismic data, this heterogeneous level is situated immediately above the MES (Fig. 6-B). We consequently believe that these littoral deposits may have been deposited when the shoreline was close to the Mistral borehole during the Messinian salinity crisis sea level fall or during the sea level rise marking its end at the beginning of the Pliocene.

J.Lofi et al. / Marine Geology (accepted)



<u>Interval M2</u> consists of an homogeneous interval of carbonated clay. Because of the frequent appearance *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* (acme) and the absence of *Globorotalia margaritae* (though, in fact, a very few specimen of *G. margaritae* can be found in these sediments), we attributed this interval to the biozone MPL 1 characterizing the base of the Zanclean (Fig. 2).

Interval M3 consists of carbonated clay with clastic debris at the top. Biostratigraphy confines these deposits to the end of the Lower Pliocene with the occurrence of Globorotalia margaritae in with Globorotalia association puncticulata. We attributed this interval to the biozone MPL 3 (LCO of G. margaritae at 3.98). Nevertheless, it could also partly correspond to the biozone MPL 4a (LO of margaritae at 3.81, LO of G. G. puncticulata at 3,57). The base of the M3 interval (1075-1183 m) is characterized by the frequent appearance of Globorotalia margaritae and could correspond to the biozone MPL2.

Interval <u>M4</u> is characterized by the occurrence of Globorotalia puncticulata without Globorotalia margaritae. As G. puncticulata disappeared in the Mediterranean at 3.57 Ma but reappeared at 3.31 Ma and disappeared definitely at 2.41 Ma (Lourens et al., 1996), this interval consequently could be either Early Pliocene (top of biozone MPL4a) or Middle Pliocene (biozones MPL4b. MPL5a) in age. Faunal indications show a gradual decrease in the depositional depth from the beginning of M2 to the end of M4, from an outer shelf-upper slope to a middle shelf environment. This reflects the decrease in water depth as the margin progrades.

<u>Interval M5</u> consists of carbonated sandy clays. We lack biostratigraphic information. Benthic fauna indicates a middle shelf depositional environment and at the beginning of the period, a sandy level is interpreted by Cravatte et al. (1974) as a littoral deposit. Our seismic correlations show that M5 corresponds to a canyon infill. The sandy deposits sampled at the base of the interval correlate with the base of the canyon on the seismic profile and might therefore correspond to canyon infill detrital sediments rather than to littoral deposits. The presence of *Globorotalia crassaformis* indicates that this infill is younger than 3.60 Ma.

Interval M6 consists of lumachelles containing gastropods and lamellibranchs, interspersed with sandstone or carbonated clays. Benthic microfauna confirms the littoral character of the sedimentary environment (with brackish influences). of both Globigerinoides Specimens obliquus extremus and Globigerinoides gr. obliquus (last occurrence at 1.77 Ma) were recovered from clays within this interval. Cravatte et al. (1974) consequently assigned an upper Pliocene age to interval M6. The sedimentary environment of that interval is very shallow so the Pliocene Foraminifera may be reworked. Interval M6 could thus be partly or totally Quaternary in age. However no Quaternary specimens have been sampled in this interval.

Interval M7: The upper hundred meters of sediment were not recovered so the Quaternary lower limit is still unknown on the Gulf of Lions platform. A sample directly taken from the drilling tools allowed for a punctual analysis of the benthic and planktonic microfauna. The occurrence of Globorotalia inflata (FO at 2.13 Ma (Comas et al, 1996) or at 1.99 (Berggren et al., 1995)) at a depth of 293 Globorotalia meters and of truncatulinoides (FO at 2.00 Ma) at a depth of 303 m permitted us to assign interval M7 to the Quaternary (younger than 2.00 Ma).

Facies succession at the Mistral borehole suggests a diminution of the depositional environment from an upper slope (M2) to a environment middle shelf (M7). Correlations between our seismic data and the Autan borehole (Fig. 7) have not been possible because of the submarine incisions on the outer shelf and slope (Fig. 8-A, shot points 2700 to 4500).

4.3. Correlation of seismic data with borehole information

Seismic units have been tied to biostratigraphy and facies data from the wells. Correlations show that Lower Pliocene deposits are mainly located beneath the modern inner- to middle-shelf (Fig. 3 and Fig. 8), whereas Middle Pliocene to Quaternary sediments are more abundant beneath the middle-to outer shelf (Fig. 3 and Fig. 8). Seismic stratigraphy above unit U1 is highly complex, and multiple truncations by ancient and modern canyons limit the potential for effective interpretation and mapping from existing data (Fig. 3-A, shot points 2700 to 4500 and Fig. 8-C). A fuller understanding of this interval would require additional seismic data of higher resolution and fullrecovery boreholes.

4.3.1. Unit U1

Unit U1 consists of regular prograding clinoforms deposited beneath the modern inner- to middle-shelf and is colored in green on the seismic lines illustrated in figures 3 and 8. U1 has been tied to the Tramontane and Mistral boreholes (Fig. 6). It is Early Pliocene in age. Lithology and biostratigraphy from the Tramontane borehole permit us to refine the seismic interpretation and to distinguish two sub-units: U1-a and U1-b that correspond to similar intervals on the boreholes.

The lower sub-unit (U1-a) deposited over the MES is illustrated in light green in the seismic lines. It correlates with the interval T1 from the Tramontane borehole and with the base of the interval M2 from the Mistral borehole. Both intervals are Early Pliocene in age, and U1-a is undoubtedly dated from the Lower Pliocene.

- The upper sub-unit (U1-b) correlates with interval T2 from the Tramontane borehole and the middle and top of interval M2 from Mistral. It is illustrated in dark green on the seismic lines and dated from the Lower Pliocene on the Mistral borehole (Fig. 6-B).

The shallowing-upward facies observed in the boreholes reflect the progradation of the margin and the infilling of the Messinian topographic lows during the deposition of U1 (during the Lower Pliocene). We assign a major importance to U1(s) (U1 upper boundary) that we interpret as an erosional unconformity formed during a relative fall in sea level. Because of the age of U1 (Lower Pliocene, MPL1 to MPL3-4a ?), we suggest that this in sea-level could relative fall be 3.4/3.5 cycle associated to the TB regression with a sequence boundary that occurred around 3.8 Ma, close to the end of the Lower Pliocene, suggesting a probable cooling in the climate around the boundary between the Lower and Middle Pliocene.

4.3.2. Unit U2

Unit U2 consists of prograding clinoforms deposited beneath the modern middle shelf and was affected by large slumps or slides. It is colored in yellow on the seismic lines. It has been tied to T3 and partially M4 from the Tramontane and Mistral boreholes respectively and no biostratigraphic evidence permits precise dating. At Tramontane, U2 consists of at least 60 meters of lumachelles interpreted innermiddle-shelf deposits as to overlying upper slope to outer shelf marly deposits of U1. Considering the age assigned to U1(s), we believe that unit U2 is Middle Pliocene in age. This is partly supported by the occurrence of G. Puncticulata without G. Margaritae in the M4 interval from the Mistral borehole, which might be attributed to the Middle Pliocene.

The upper limit of U2 cannot be dated precisely as its surface has been incised by a submarine canyon at the Mistral borehole and sediments above U2(s) have not been sampled at Tramontane. We assign a major significance to this surface, because from that time onward, submarine canyon incisions increased considerably in size and number (Fig. 6-A and 8).

4.3.3. Unit U3

Unit U3 consists of regular prograding clinoforms deposited beneath the modern outer shelf and is characterized by large submarine canyon incisions. It is colored in blue on the seismic lines illustrated in figures 3 and 8. Unit U3 has been tied to M5, M6 and M7 intervals at the Mistral borehole and has not been sampled at the Tramontane one. This unit cannot be dated precisely and is Middle Pliocene to Quaternary in age.

4.4. Submarine canyons

Large Plio-Quaternary erosive structures are observed on the modern outer shelf, in the vicinity of the modern and paleo-shelf breaks. They consist of major (6 km wide, 1 km deep) or smaller (600 m wide, 60 m deep) incisions. Their internal structures are characterized by continuous divergent reflectors, with localized chaotic facies suggesting slides or slumps.

Several major phases of canyon incision are observed on most of the seismic

profiles. The mapping of the paleocanyons indicates that large seaward shifts (18 km on line LRM18, Fig. 3-B) in the position of the canyons and the shelf break took place during the Plio-Quaternary. Strike lines illustrate the along-slope migration of the canyon heads (Fig. 8-C), whereas dip lines show their seaward progradation (Fig. 3). Chronostratigraphic correlations with the boreholes permit us to propose a time frame for the beginning of canyon incision development. The oldest buried canyon observed within the study area (top of U2 (Fig. 8-B)) is middle to late Pliocene in age (between 3.8 and 1.8 Ma). Large-scale canyons, similar in size to modern canyons, really developed during the deposition of U3 (Fig. 8-A). Their maximum wall height is 0.75 sec TWTT in the study area, roughly similar to that of the modern Lacaze-Duthiers canyon (Fig. 1). No paleo-canyons cut the inner-tomiddle modern shelf but a few paleoerosional structures are observed on the present middle shelf and are interpreted as fluvial features (Fig. 4-A).



Fig. 9 - (A) Dip evolution of clinoform height (measured between the offlap break and the bottomset) on line LRM10. (B): Evolution of the progradation of the margin since the infilling of the Pliocene rias, assuming U1(s) formed around 3.8 Ma.

4.5. Clinoform progradation

Dip seismic lines provide evidence for an overall seaward progradation of the margin exceeding 60 to 100 km during the Plio-Quaternary. This interval consists of thick prograding clinoform wedges, with changes in their characteristics through time and space. During deposition of unit U1, the shelf prograded rapidly over the MES, the shelf break position advancing by at least 35 km during this 1.5 Ma long period. Conversely, without considering sedimentary compaction, clinoform height (measured between the offlap break and the bottomset) varies from 300 to 600 m (Fig. 9-A). As seen in Figure 10, U1-a(s) and U1-b(s) (=U1(s)) exhibit concave seaward clinoform fronts in plan view.

Following the major seaward shift associated with U1, the margin continued to prograde over the Messinian shelf but the rate of progradation decreased (Fig.9-B). The shelf break position advanced by 26 km during U2 and U3, that is in about 3.8 Ma, assuming that U1(s) was generated during the global sea-level fall at the end of the Lower Pliocene. During the deposition of units U2 and U3, clinoform height increased considerably, from 600 m

to 2000 m. A change in the curve trend is clearly indicated within U3 (Fig. 9-A). During the same period, submarine canyon incisions appeared and increased in size as the shape of the clinoform front transforming progressively to a more linear shape.



Fig. 10 - Isochron maps of (A) the top of sub-unit U1-a and (B) its thikness; (C) the top of sub-unit U1 and (D) its thikness. Note the concave shape of the clinoform front (A) and the thickening of deposits in the Messinian valleys lows (B, D).

5. Discussion

Our data document the reconstruction of the western Gulf of Lions margin, from an eroded margin generated during the salinity crisis, to the present day continental platform with a well-defined shelf break at about 120-150 m water depth (Fig. 11). It is worth noting that it took about 5.3 Ma to rebuild the margin, the present shelf-break, about 60 km from the shoreline, is located approximately at the same position as the pre-Messinian shelf-break (Gorini, 1993).

Three stages of development are proposed from the interpreted seismic data and correlation with boreholes:

- Stage 1 includes unit U1 and is interpreted to correspond to the Lower Pliocene.
- Stage 2 includes unit U2 and starts around the beginning of the Middle Pliocene. The end of this period of sedimentation is not well defined. We estimate that it occurred between Mid to Late Pliocene.
- Stage 3 includes unit U3. It began between the Mid to Late Pliocene and continued throughout the entire Quaternary.

The sedimentary history during these stages is discussed below.

5.1. A rapid Post-Messinian sea-level rise

With the re-filling of the Mediterranean Basin by Atlantic water, a global rise in sea level succeeded the desiccation of the basin and marked, at 5.3 Ma, the end of the Messinian salinity crisis. Scant information exists about how rapid this rise was and actually time scale ranges between 1000 and 170,000 years depending of the authors (Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999).

Analysis of material taken from the Tramontane borehole shows the presence of G. Margaritae just above MES, which suggests middle-to-outer shelf depositional environments. This supports the idea of rapid marine Zanclean (Early Pliocene) transgression. However, the Tramontane borehole was drilled on a Messinian topographic high (Fig. 6-A) and transgressive sediments may have been deposited in the Messinian lows (thalwegs). The major argument in favor of a rapid transgression, at least over the modern inner-to-middle shelf, is the absence on the seismic resolution scale of any transgressive systems tracts above the MES. Beneath the modern inner shelf, the Pliocene clinoforms of sub-unit U1-a directly downlap on the MES discordance, showing that the new margin prograded directly over the eroded Miocene surface. If a transgressive systems tract exists, it must be thinner than the resolution of our seismic profiles (less than 30-50 m). However, the interval M1 in the Mistral borehole indicates that it can be considered like a transgressive interval deposited



Fig. 11 - Onshore-offshore composite profile from the Orb-Hérault Pliocene ria down to the abyssal plain. See figure 1 for location.

at the end of the salinity crisis, but we have no evidence of the age of this interval. In any case, if there was a transgressive interval, it was small at the scale of the platform.

5.2. Stage 1

As a consequence of the Miocene margin erosion during the Salinity Crisis and of the subsequent rapid rise in sea level, the Pliocene sedimentation starts in a particular morpho-sedimentary context on the Gulf of Lions shelf. The initiation of a new continental shelf on top of the older shelf occurred as follows:

- First, following the Zanclean transgression, depocenters rapidly shifted landward and filled flooded Messinian canyon heads with Gilbert deltas (Gilbert, 1885), along the Early Pliocene coastline (Clauzon et al., 1987).
- Then shelf reconstruction proceeded over the eroded Miocene inner shelf by deposition of unit U1. The transitional zone located between the Gilbert deltas observed on land and the oldest Pliocene clinoform observed on the seismic data is badly documented because of the difficulties in acquiring seismic data in very shallow water.

During this first stage of reconstruction, Early Pliocene clinoforms of unit U1 prograded across the present day innershelf, filling the available accommodation space created during the Salinity Crisis. Messinian valley lows constitute local depocenters trapping progradational deltaic lobe sediments. The isopach map of units U1-a and U1 shows the infilling of the major depressions by the Early Pliocene sediments (Fig 10-B and -D). Because of structures, the sliding sedimentary architecture can be locally complex, as is demonstrated by the presence of the hummocky seismic facies that is restricted to the topographic lows (Fig. 5). As it is shown in Figure 10, the concave shapes of the clinoform fronts are probably related to the pre-existing Miocene shelf morphology as progradation on the topographic highs (Sétoise high and Rascasse high) is more rapid than in the Messinian lows where accommodation is higher.

This first period of shelf progradation roughly corresponds to the global high stand of the Lower Pliocene with a marked sea-level fall that probably corresponds to surface U1(s). During the same period, sediments coming from the Languedoc-Roussillon rivers are trapped on the innerto-middle shelf (Fig. 11), as attested by the thick section of Lower Pliocene sediments recovered in the Messinian lows (800 m on line LRM13, Fig. 8-A). The deep basin is poorly fed with sediments from the Gulf of Lions, as attested by the thin section (385 m) of Lower Pliocene sediments recovered on the rise, in GLP2 borehole (Dos Reis, 2001, see also borehole position in figure 1).

5.3. Stage 2

The second step in margin reconstruction began around 3.8 Ma. During that period, the shelf reconstruction proceeded over the eroded Miocene inner shelf by deposition of unit U2.

During deposition of U2, the shelf break position shifted seaward by 10 km. As previously described, clinoform progradation across the Messinian seaward dipping surface resulted in an increase in clinoform height from 650 to 850 m (Fig. 9-A). By the end of U2, Lower and Middle Pliocene sediments have filled in the Messinian lows and the shelf-break front displays a linear shape.

The upper limit of U2 cannot be dated precisely from borehole data. It correlates with the beginning of the submarine canyons incisions perhaps as a result of sea level changes. Interpretation of very highresolution seismic data coupled with stratigraphic modelling allowed Rabineau, 2001 to propose an age to Late Quaternary sedimentary sequences and erosional surfaces. This result was extrapolated by this author on ELF seismic data on the platform and allowed to propose an age of 2.7 Ma for top of U2. Compared to the amount of sediment deposited on the shelf during the Lower Pliocene(in green color in figures 3 and 8), this extrapolation

implies that only a small amount of Middle Pliocene sediments deposited over the shelf, between 3.8 and 2.7 Ma (see yellow color in figures 3 and 8). This observation is in contradiction with the thickness (700 Middle sediments m) of Pliocene preserved at the Autan borehole (Fig. 3-A and Fig. 7). In addition, seismic line (Fig. 3-A) illustrates LRM28 the geometrical complexity in correlating the top of unit U2 (in yellow) and the top of the Middle Pliocene sequence identified at the Autan borehole. However, we also have to take into account the fact that Autan borehole is located in the middle of the Golfe of Lions and therefore might also receive sediments directly from the North (the Rhone system) and not only from pyreneo-languedocian rivers). A fuller understanding of this interval would require additional seismic data in the Rhone Autan area and full-recovery borehole on the shelf.

Stage 2 constitutes a transitional stage from stage 1 (progradation) and stage 3 (aggradation and numerous canyon incisions). U2 was disturbed by instabilities (Fig. 3, B, shot points 2300 to 2700).

5.4. Stage 3

third The step margin in reconstruction corresponds to U3. During this period, Messinian valleys no longer constituted local depocenters for sedimentation as they had been filled in by sediment during the previous stages. The prograding shape and size of the clinoforms slope changed and sedimentation was modified as submarine canyon incisions developed.

Late ? Pliocene to Quaternary clinoforms of unit U3 that developed across what is now the middle to outer shelf are higher and steeper than their predecessors (Fig. 9-A). While the oldest clinoforms were only about 300 m high, younger clinoform heights range from 800 m to 2000 m, the foresets becoming steeper with time from 5 to 8 $^{\circ}$ (excepted present day slope which is about 2 $^{\circ}$). Numerical simulations of clinoform progradation predict that the dip

angle should increase with clinoform height (Pirmez et al., 1998), because a steeper angle is required to transport the greater amount of sediment required to prograde a higher clinoform. If the change in clinoform height and slope during both stage 1 and 2 is a natural result of their progradation over the initial Messinian seaward-dipping surface, then the abrupt increase in clinoform height during deposition of U2 could have resulted from an increase in the gradient of the underlying Messinian surface. The present day longitudinal gradient of the Messinian valleys displays a marked change around the outer shelf (Lofi, 2002). In this area, the Messinian slope increases from about 0.5-1 % to 3.2 %. This change is clearly observed around shot point 2850 on line LRM10 (Fig. 3-C) and around shot point 1800 on line LRM04 (Fig. 3-D). During phases 2 and 3, on seismic lines **LRM10** and LRM18. the rate of progradation slowed down, from more than 20km/Ma during Lower Pliocene (stage 1) to less than 10 km/Ma since U1(s) (Fig. 9-B). However, this observation doesn't mean that the sediment fluxes decreased

during the same period. Like wise, this is not in contradiction with an increase in sediment supply since about 3 Ma due to increased sediment fluxes in relation with the growth of glaciers in the Alps and the Pyreneans. As the clinoform height increases, a larger amount of sediment is needed for the depositional shelf-break to prograde over the same distance.

As there is an overall trend for sea level fall since about 3.8 Ma (Hag et al., 1987, Shackleton et al., 1995), a high total (including sediment subsidence rate loading) caused the creation of accommodation space. In addition, the development of submarine canyons may have played an important role in reducing shelf progradation by increasing slope erosion and more importantly by favoring direct transfer of sediments from estuaries to the deep sea during low stands of sea level. The appearance and development of submarine canyons incising the successive shelf breaks is probably related to several interconnected factors: (a) the increase in slope gradient and clinoform height with a critical gradient value for slope stability; (b) the increase in sediment supply and (c) the occurrence of higher frequency fluctuations in sea level, particularly since about 3 Ma. All these factors contribute to increased slope instabilities and triggered submarine canyon creation.

During the third stage of shelf reconstruction, a great deal of evidence demonstrates that a large amount of sediment was transferred towards the slope and the deep basin through newly created submarine canyons: the rather limited amount of the Quaternary deposits on the present day inner and outer shelf (less than 300 meters at the Mistral borehole, Fig. 6-B)); the filling of canyon heads (up to 1 km, Fig. 8-C) and the development of large Upper Pliocene to Quaternary sedimentary bodies in the basin (900 m of Quaternary at the GLP1 borehole, Dos Reis, 2001).

During deposition of U3, the depocenter is located on the outer shelf, slope and basin. As the subsidence of the margin took the form of a seaward tilt estimated to reach 250 m/Ma at 70 km from the coast (around Rabineau. Aude-Herault canyon, the 2001), the subsidence rate is higher on the outer shelf. Bessis and Burrus (1986) calculated that the loading effect of sediments contributed by 40 to 50 % to the total post-rift subsidence of the Gulf of Lions margin. Consequently, we believe part of the high rate that а of accommodation creation is due to the loading effect of sediments-

Conclusions

A new data set of higher-resolution multi-channel seismic profiles reveals the major phases of margin reconstruction following the Messinian salinity crisis in the Western Gulf of Lions. Following a Zanclean marine transgression, rapid the extremely limited attested by transgressive systems tract above the Messinian erosion surface, Pliocene and Quaternary sediments prograded over the margin, building a new continental shelf and clinoforms over the eroded Miocene

shelf. Seismic interpretation allows us to identify three distinct seismic units, partly tied to boreholes, and to propose a scenario for the evolution of the margin since the end of the Messinian Salinity Crisis.

- During a first stage, running from 5.3 to about 3.8 Ma, the margin prograded rapidly in a context of high sea level and reestablished a shelf-slope morphology (unit U1). The position of depocenter was controlled by the pre-existing topography of the Miocene shelf inherited from the Messinian crisis. Sediments supplied by streams were trapped on the present day shelf. In the absence of any submarine canyon, the deep basin was poorly fed with Lower Pliocene material.

- During a second stage, beginning around 3.8 Ma, shelf reconstruction continued (unit U2). This period constitutes a transitional stage from the relative stillstand of sea level characterizing the Lower Pliocene, in which there are no submarine canyons, to an ensuing period of in which large and numerous submarine canyons develop.

- During a third stage, lasting to the present day, high-latitude glaciations and increased sea-level fluctuations, together with increased sediment supply from the Alps and the Pyrenees, increased delivery of sediment to the slope and the deep basin. The rate of margin progradation decreased and is attributed to the increase in clinoform height, the appearance and development of large submarine canyons and the higher subsidence rate on the outer shelf.

This study has shown that the gulf of Lions is an ideal study area for the understanding of passive continental margin growth. First of all, the Messinian event exposed the margin to deep subaerial erosion creating huge accommodation space for subsequent Secondly, sedimentation. the large sediment supply during the Pliocene-Quaternary caused the progradation of well-developed clinoforms, and, finally, continuous rapid subsidence enabled excellent preservation of the deposits on the margin.

Acknowledgements

We thank Francisco Sierro for his invaluable assistance in reinterpreting the paleontological data. We especially acknowledge journal reviewers, J.C. Faugères and M. Tesson, who improved the manuscript through very constructive comments. We also wish to thank TOTAL-FINA-ELF EP for giving us access to the seismic data used in this study and allowing us to publish some of the LRM96 profiles. Support for this project has come from "URM17", "GDR Marge" and "ECLIPSE" program. Support for the US participants was provided by NSF grant OCE 99-11866.

References

- Aloïsi, J.-C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque : contribution à la connaissance des marges passives. Thèse de 3ème cycle, Université de Perpignan, 162 pp.
- Alvarez, W., 1972. Rotation of the Corsica-Sardinia microplate. Nature, Physical Science, 235(58): 103-105.
- Auzende, J.-M., Bonnin, J., Olivet, J.-L., Pautot, G. and Mauffret, A., 1971. Upper Miocene salt layer in the western Mediterranean basin. Nature, Physical Science, 230(12): 82-84.
- Backman, J., 1979. Pliocene biostratigraphy of DSDP sites 111 and 116 from the North Atlantic Ocean and the age of Northern Hemisphere glaciation. Stockholm, Contributions in Geology, 32: 115-137.
- Barber, P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. Marine Geology, 44(3-4): 253-272.
- Berggren, W.A., Hilgen, F.J., Langereis, C.G.; Kent, D.V., Obradovich, J.D., Raffi, I., Raymo M.E. and Shackleton, N.J., 1995. Late Neogene chronology; new perspectives in high-resolution stratigraphy. Geological Society of America Bulletin. 107(11): 1272-1287.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.-F. and De Batist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide- and wave-dominated environments of France. Journal of Sedimentary Research, 68(4): 540-555.
- Berné, S., Loubrieu, B., and the CALMAR shipboard party, 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du Golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne *Calmar*. Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Paris, 328: 471-477.
- Bessis, F. and Burrus, J., 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine, 10(1): 123-141.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J.F. and Sancho, J., 1974. Geology of the Mediterranean Sea basins. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, New York, pp.695-721.
- Burrus, J. and Audebert, F., 1990. Thermal and compaction processes in a young rifted basin containing evaporates: Gulf of Lion, France. American association of pertroleum geologists, 74(9):1420-1440.
- Calvet, M., 1986. Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'est des Pyrénées; l'exemple du horst des

Albères. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 26: 119-130.

- Cita, M.B., 1975a. Studi sul Pliocene e gli strati di passagio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. Rivisita Italiana di Paleontologia, Milano, 81(4): 527-544.
- Cita, M.B. and Ryan, W.B.F. (Eds.), 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. Marine Geology, 27(3/4): 193-365.
- Cita, M.B., Rio, D. and Sprovieri, R., 1999. The Pliocene series: chronology of the type Mediterranean record and standard chronostratigraphy. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation: 49-63.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). Bulletin de la Société Géologique de France, (7), 24(3): 231-246.
- Clauzon, G., Aguilar, J.P. and Michaux, J., 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Paris, 304(11): 585-590.
- 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(4): 363-366.
- Comas, M.C., Zahn, R., Klauss, A. et al. (eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports. U.S. College Station, TX, 161: 1023pp.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M. and Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion, stratigraphie, sédimentologie. Notes & Mémoires. Compagnie Française des Pétroles, 11: 209-274.
- Dos Reis, T., 2001. La Tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du Golfe du Lion - Méditerranée Occidentale. Thèse 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie de Paris VI. 373pp.
- Droz, L., 1991. Morphologie, structure et comparaison des deep-sea fans du Rhône, de l'Indus et du Var. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches, Université de Paris VI, 254 pp.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.-P., Cravatte, J. and Violenti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 318(2): 1103-1109.
- Gilbert, G.K. 1885. The topographic features of the shorelines, U.S. Geol. Surv. Rep., Washington, DC 5, 75-123.
- Gorini, C., 1993. Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occicentale). Thèse 3ème cycle, Université Paul Sabatier de Toulouse III. 264pp.
- Guennoc, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. Géologie de la France, 3: 67-97. Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since Triassic (250 million years ago to present). Science, 235(4793): 1156-1167.
- Hilgen, F.J., 1991. Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/

Résumé de la Partie - V :

Concernant la sédimentation plio-quaternaire sur la marge du Golfe du Lion, nous retiendrons les résultats principaux suivants :

- Au commencement du Pliocène, la marge du Golfe du Lion, érodée et aplanie durant la crise, offre un large espace disponible à la sédimentation.
- Durant le plio-quaternaire, les sédiments s'y organisent en prismes sédimentaires progradants sur l'ensemble de la plate-forme.
- L'étude des lignes sismiques permet de mieux comprendre la dynamique de dépôt durant le Plio-Quaternaire. Trois séquences sismiques majeures ont été identifiées sur la plateforme, au large du Languedoc-Roussillon.
- <u>Séquence I</u> : Datée du Pliocène inférieur.
 - Cette séquence est organisée en prismes sédimentaires fortement progradants, mis en place en période de haut niveau marin relatif. Elle se caractérise par un faciès régressif dans les forages Tramontane et Mistral.
 - La morphologie de la surface d'érosion messinienne a fortement contrôlé la sédimentation pendant cette période. On assiste à une dynamique de remplissage des dépressions messiniennes ennoyées : les canyons messiniens actuellement localisés à terre, puis les vallées messiniennes creusées plus au large.
 - Les sédiments sont donc principalement piégés sur la plate-forme pendant toute la durée du Pliocène inférieure.
- <u>Séquence II</u> : Datée du Pliocène moyen à supérieur ?
 - Cette séquence constitue une période de transition entre les séquences I et III.
 - Elle est composée de prismes sédimentaires progradants affectés par de grands glissements, et comprend vers son sommet le premier canyon sous-marin pliocène observé dans la zone d'étude.
- <u>Séquence III</u> : datée du Pliocène supérieur ? à Quaternaire.
 - Les grandes dépressions messiniennes ont été comblées précédemment.
 - Les sédiments sont transférés (en masse) directement vers le bassin, principalement sous l'action des canyons sous-marins dont la taille et le nombre augmentent rapidement durant cette période.
 - L'origine de ces incisions pourrait être liée aux variations eustatiques haute fréquence caractérisant le Pliocène supérieur et le Quaternaire.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES.

.

.

1. Rappel des objectifs.

La Crise de Salinité Messinienne a considérablement marqué l'histoire du bassin Méditerranéen. Si le fonctionnement général de cet événement est bien établi, le déroulement exact, la chronologie détaillée et les conséquences de cet événement sont encore mal compris à l'heure actuelle.

L'un des objectifs de mon travail de thèse visait à mieux comprendre les modalités de la Crise de Salinité Messinienne grâce à l'étude détaillée des modifications paléoenvironnementales majeures survenues sur la marge du Golfe du Lion au cours de cet événement. À travers l'étude des marqueurs de la crise et de la sédimentation plioquaternaire, il s'agissait d'identifier les conséquences directes et différées de l'événement messinien sur l'évolution de la marge. Ce site d'étude privilégié (du fait de son évolution tectono-sédimentaire) constitue une excellente zone expérimentale permettant de comprendre les mécanismes de destruction et de reconstruction d'une marge continentale.

Mon travail repose sur une approche essentiellement géophysique. L'utilisation de profils sismiques (de qualité toujours croissante compte tenu des rapides progrès techniques réalisés dans ce domaine) permet une étude détaillée des marqueurs de la crise en milieu "offshore". Cette technique d'exploration constitue donc à l'heure actuelle une source d'informations facilement accessible pouvant conduire à une meilleure compréhension de la Crise. De ce fait, mon travail s'insère dans la thématique de programmes nationaux tels que le GDR "Marges" et le programme ECLIPSE.

2. Synthèse des principaux résultats.

Le travail présenté dans ce mémoire a répondu à de nombreuses interrogations et a permis de clarifier certains points concernant la crise de salinité messinienne et ses effets sur l'évolution d'une marge continentale large et silico-clastique.

Concernant les incidences directes de la crise sur l'évolution de la marge :

Mon travail a abouti à l'élaboration d'un scénario synthétique d'évolution de la marge du Golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne. Les travaux

préliminaires de backstripping montrent que la profondeur du bassin lors du déclenchement de la crise avoisinait 3000 m au pied de la marge. D'après l'étude des profils sismiques, le rebord de plate-forme miocène devait se situer un peu au delà-du talus actuel. Dans le domaine occidental, la plate-forme était probablement pré-structurée du fait d'un événement tectonique daté du Torto-Messinien (à l'origine de la fracturation de l'ensemble de la couverture sédimentaire post-rift dans ce secteur).

La Crise de Salinité Messinienne s'exprime à court terme sur cette marge par la création d'une gigantesque surface d'érosion subaérienne, le dépôt en pied de pente des séries détritiques associées à l'érosion et la mise en place, dans le bassin, de séries salifères épaisses.

À l'heure actuelle, comment les marqueurs de la crise s'organisent-ils dans l'espace ?

La **surface d'érosion messinienne** est observée sur l'ensemble de la marge du Golfe du Lion. Elle incise profondément les séries miocènes sous la plate-forme et se prolonge sous la pente actuelle. En pied de pente et en l'absence de séries détritiques transitionnelles, la surface d'érosion passe latéralement au toit des évaporites inférieures et est surmontée par le sel et les évaporites supérieures transgressifs.

Dans la partie occidentale de la marge, au large du Languedoc-Roussillon, **les produits de l'érosion messinienne** issus de la plate-forme ont été cartographiés pour la première fois. 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, les produits détritiques semblent passer latéralement au toit des évaporites inférieures. Ils sont surmontés par le sel et les évaporites supérieures transgressifs.

Quelle est l'ampleur de l'érosion sur la marge durant la crise ?

Selon les premières approximations, **le volume de sédiments érodé** de la plate-forme du Languedoc-Roussillon durant la crise **avoisinerait 3000 km³**. Le maximum de l'érosion est localisé dans la partie sud-occidentale de la marge, au niveau d'une structure en roll-over datant du torto-messinien (roll-over de Rascasse). Cette structure a été complètement aplanie depuis sa création.

Quels sont les agents dynamiques à l'origine de la création de la surface d'érosion et des éventails détritiques ?

L'étude morphologique de la **surface d'érosion messinienne** montre que celle-ci **a été modelée sous l'action des fleuves qui ont fonctionné en érosion régressive**. En plus des vallées déjà connues (le Rhône, à l'Est et le Languedoc-Roussillon, à l'Ouest), l'étude des lignes sismiques sur la plate-forme et la pente a révélé l'existence d'un système fluviatile de taille réduite, localisé à l'extrémité sud de la plate-forme : le système de Rascasse.

Concernant la **mise en place des éventails détritiques**, mon travail a permis de mettre en évidence le caractère **polyphasé** de ces édifices sédimentaires. Ces systèmes ont fonctionné durant l'intégralité de la crise et leur édification peut être divisée en trois étapes : **avant**, **pendant et après le dépôt du sel et des évaporites supérieures**. La partie distale s'est mise en place en domaine subaquatique, avant le dépôt sel. La partie amont des éventails résulte de la rétrogradation des édifices sédimentaires au fur et à mesure que le sel et les évaporites supérieures se déposaient dans le bassin. Il n'est pas exclu que l'extrémité amont de l'éventail du Languedoc-Roussillon se soit mise en place plus tardivement, durant la remise en eau du bassin à l'achèvement de la crise.

L'étude combinée des éventails détritiques et de la morphologie de la surface messinienne m'a conduit à envisager **un second agent d'érosion** à l'origine du transfert des sédiments vers le bassin : **les phénomènes gravitaires "précoces"**. Ceux-ci résulteraient de la déstabilisation du rebord de plate-forme nouvellement exondé, dès le commencement de l'abaissement du niveau marin. Ces phénomènes seraient principalement à l'origine de l'érosion du roll-over torto-messinien de Rascasse et de la mise en place de la partie distale des éventails détritiques (sous le sel). Sous la plaine abyssale, des épandages turbiditiques issus de l'érosion précoce de la marge pourraient être à l'origine des "évaporites inférieures". Le bassin profond pourrait par conséquent constituer un domaine de prospection pétrolière plus intéressant que la marge elle-même, à condition que toutes les conditions nécessaires à la formation d'hydrocarbures y soient regroupées (roche mère...).

Concernant les modalités de la Crise de Salinité Messinienne à l'échelle du bassin :

Le travail que j'ai réalisé dans le Golfe du Lion a permis d'apporter des informations nouvelles concernant le déroulement de la crise à l'échelle du bassin méditerranéen. Des variations eustatiques complexes semblent avoir eu lieu durant cet évènement.

J'ai reconstitué le tracé des principaux systèmes fluviatiles qui ont vu le jour sur la marge lors de son exondation. L'étude des profils longitudinaux de ces fleuves (établis sur l'intégralité de leur cours) montre qu'ils n'avaient pas atteint leur profil d'équilibre à l'achèvement de la crise. La présence de 2 à 3 ruptures de pentes nettes sur chacun des profils met en évidence le creusement biphasé de ces vallées. Nous pensons que seul un facteur eustatique pourrait être à l'origine de ces morphologies, observées à l'échelle de la marge. Ces observations impliquent une phase de stationnement du niveau marin lors de l'"assèchement" du bassin Méditerranéen occidental. Les reconstructions par backstripping montrent que ce niveau de base intermédiaire devait avoisiner une profondeur de 450 à 900 m. Cette valeur pourrait correspondre à la profondeur d'un seuil séparant les deux bassins méditerranéens durant la crise.

Concernant les incidences différées de la crise messinienne sur l'organisation des dépôts plio-quaternaires :

La marge du Golfe du Lion a été érodée durant la crise, offrant dès l'achèvement de celle-ci, un large espace disponible à la sédimentation qui a donné lieu à la mise en place d'une épaisse série sédimentaire durant le Plio-Quaternaire. L'interprétation des lignes sismiques couplée à l'étude des données de forages a permit une meilleure connaissance de l'organisation spatiale et temporelle de cette série sur la marge. Les dépôts s'y agencent en prismes sédimentaires progradants, affectés sous la plate-forme externe et sous la pente par de larges incisions sous-marines.

Mon travail a permis de proposer un scénario de reconstruction de la marge du Languedoc-Roussillon depuis l'achèvement de la crise. **Deux facteurs principaux ont contrôlé la sédimentation au Plio-Quaternaire**. Dans un premier temps, **la topographie messinienne** a joué un rôle déterminant sur l'organisation de la sédimentation en piégeant les dépôts pliocènes inférieurs (à moyens ?) dans les vallées messiniennes creusées sur la plate-forme. Ce n'est qu'ultérieurement, à partir du Pliocène supérieur, que le bassin profond a été (Méditerranée occidentale). <u>Bulletin de</u> <u>l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine</u>, 31 : p. 99-109.

- O'Connell, S., Normark, W. R., Ryan, W. B. F. and Kenyon, N. H. (1991) - An entrenched thalweg channel on the Rhone fan : interpretation from a SEABEAM and SEAMARC I survey. SEPM <u>Special</u> Publication p. 259-270.
- Posamentier, H.W., James, D.P. (1992). An overview of sequence stratigraphie concepts: uses and abuses. In: Posamentier, 1-1W., Summerhayes, C.P., Haq, BU., Allen, G.P. (Eds.), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. International Association of Sedimentology, <u>Special Publication</u>, vol. 18, pp. -18.
- Pratson, L.F., Coakley, B.J. (1996). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows, <u>Geol. Soc. Amer. Bull.</u>, 108,225-234.
- **Rabineau, M.** (2001). Un Modèle Géométrique et Stratigraphique des Séquences de Dépôt Quaternaires sur la Marge du Golfe du Lion : Enregistrement des Cycles Climatiques de 100 000 ans. <u>Thèse de Troisième Cycle</u>. Université de Rennes I, 455 p.
- Rothwell ,R. G., Thomson, J. and Kähler G. (1998) - Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene "megaturbidite" in the western Mediterranean Sea. <u>Nature</u>, 392 : p. 377-380
- **Ryan, W.B.F ; and Cita, M.B** (1978). The nature and distribution of Messinian erosional surface ; indicators of a several-Kilometerdeep Mediterranean in the Miocene. <u>Marine</u> <u>Geology</u>, 27(3-4): 193-230.
- Ryan, W.B.F.(1976). Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during, and after the Late Miocene salinity crisis. <u>Sedimentology</u> 23, 791-813.
- Smith, W. H. F. and Sandwell, D. T. (1997) -Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings - <u>Science</u>, 277 (5334): p. 1956-1962.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P., Mattei, M. (2002). Age of the Corsica– Sardinia rotation and Liguro–Provenc_al Basin spreading: new paleomagnetic and

Ar/Ar evidence. <u>Tectonophysics</u> 347 (2002) 231-251.

- Suc, J.P. et Bessais, E. (1990). Pérennité d'un climat thermo-xérique en sicile avant, pendant, après la crise de Salinté messinienne. Compte Rendu de l'Académie des Science de Paris. 310 (2): 1701-1707.
- **Torres, J.** (1995). Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône Méditerranée nord-occidentale). <u>Thèse</u> <u>de Troisième Cycle</u>, Bretagne occidentale, 353 p.
- Viallard, P., Gorini, C. (1994). Modalités de la Fracturation d'une Marge Passive Préstructurée : le Golfe du Lion (Méditerranée Nord-Occidentale). <u>Compte Rendu de</u> <u>l'Académie des Science de Paris</u>. 319 (II): p. 557-572.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K. (2001). Trends, Rhythms, and aberrations in Global Climate 65 Ma to present, <u>Science 292, 686-693.</u>

Références Internet :

• 2007. "Delta du Rhône, Découvrir".

http://www.parccamargue.fr/Français/index.php ?callback=loadcpage&page_id=13, . visité le 16/05/2007

•2007."Morphologie"<u>http://www.ifremer.fr/d</u> <u>rogm/Realisation/carto/lion/Edition/morpholo</u> <u>gie.htm</u> visité le 07/04/2007.
fortement alimenté en sédiments par l'intermédiaire des canyons sous-marins dont l'initiation pourrait être principalement liée à **l'amplification du glacio-eustatisme**.

3. Perspectives.

À la vue de l'ensemble de ces résultats, certains points mériteraient d'être approfondis dans l'avenir :

Concernant l'évolution de la marge du Golfe du Lion pendant la crise de salinité messinienne :

- Mon travail a porté principalement sur l'évolution de la marge au large du Languedoc-Roussillon. Qu'en est-il du **domaine rhodanien**? Une question majeure subsiste concernant l'existence ou non d'un éventail détritique au large du Rhône messinien.
- À partir des observations des lignes sismiques, j'ai proposé une estimation des volumes érodés de la plate-forme du Languedoc-Roussillon et accumulés au sein des éventails détritiques. Ces travaux de quantifications sont encore incomplets est devront être améliorées à l'avenir en prenant en compte les volumes sédimentaires mis en jeu sur l'intégralité de la marge, y compris dans les évaporites profondes.

Concernant le mode de restauration de la marge après la crise :

- À l'achèvement de la crise, la marge du Golfe du Lion débute sa reconstruction par l'édification des **Gilbert-deltas** dont **les modalités d'extension en mer** sont encore mal connues. Un effort devrait être réalisé dans ce domaine dans le but de parvenir à une étude intégrée terre/plate-forme/bassin de la sédimentation plio-quaternaire sur l'ensemble de la marge du Languedoc-Roussillon. L'acquisition au débouché des rias pliocènes de profils haute résolution avec un maillage serré permettrait par exemple une étude détaillée des relations géométriques entre les unités connues à terre et les premiers prismes sédimentaires observés en mer.
- Il serait également intéressant de mieux définir les facteurs de contrôle et les périodes privilégiées de transfert sédimentaire vers le bassin, par l'intermédiaire des canyons sous-marins. Cette étude est d'autant plus d'actualité que l'on assiste, au plan international, à un regain d'intérêt pour les systèmes de canyons sous-marins en raison de

(1) leur rôle dans les échanges continents-océans, et (2) des modèles de sédimentation récents qu'ils constituent pour la compréhension de la formation des roches-réservoirs sur les marges.

Concernant la Crise de Salinité Messinienne à l'échelle du bassin méditerranéen :

- Les incertitudes et/ou les divergences d'opinion reposent essentiellement à l'heure actuelle sur une méconnaissance de la chronologie détaillée de cet évènement. Des efforts doivent donc être particulièrement mis en œuvre dans ce domaine.
- Nous disposons maintenant d'une bonne connaissance de l'évolution globale de la marge du Golfe du Lion durant la crise. Qu'en est-il des autres marges méditerranéennes ?
 Est-il possible de définir des facteurs globaux et/ou régionaux à l'origine d'évolutions similaires ou différentes des marges pendant la crise ?

Les travaux futurs devront à la fois s'appuyer sur de nouvelles campagnes d'acquisition de données mais aussi sur des études intégrées de l'événement messinien à l'échelle du bassin méditerranéen.

Concernant l'acquisition de nouvelles données :

L'acquisition de profils permettant une reconstruction pseudo-3D sur l'ensemble de la marge du golfe du Lion (plate-forme et pente) permettrait d'obtenir une image précise de la morphologie actuelle de la surface messinienne, des dépôts détritiques et salifères associés à la crise et des unités plio-quaternaires successives. Une parfaite connaissance de l'extension spatiale de chacun de ces objets est nécessaire pour une compréhension approfondie de l'évolution de la marge depuis 6 Ma. Elle permettrait également la reconstruction **par backstripping en 3 dimensions** des morphologies successives de la marge du Golfe du Lion le commencement de la crise, un point essentiel à développer. Ce travail a été amorcé au cours de ma thèse par le backstripping 2D et pourrait être poursuivi dans le cadre d'une collaboration avec M. Steckler, G. Mountain et W.B.F. Ryan du Lamont DEO. L'implantation stratégique de forages au large et sur la marge du Golfe du Lion permettrait de progresser dans nos connaissances de la chronologie détaillée de la Crise de Salinité Messinienne. Il est maintenant indispensable de traverser et d'échantillonner l'intégralité de la série évaporitique abyssale (incluant les évaporites inférieures) de manière à établir précisément la stratigraphie et la durée des différentes phases de la crise (dépôt du sel et des évaporites supérieures, remise en eau..). Un forage dans la partie amont de l'éventail détritique de Rascasse permettrait également de valider ou non le modèle de construction des cônes détritiques que j'ai proposé et de calibrer l'âge des unités plio-quaternaires les surmontant.

Dans cette optique, un projet de forage a été déposé dans le cadre du programme "Odysseus", proposé en collaboration avec des chercheurs japonais de l'université de Tokyo. L'acceptation de cette demande permettrait l'obtention d'une campagne à bord du N.O. le "Chikyu" afin de traverser pour la première fois les évaporites messiniennes méditerranéennes profondes.

Concernant l'étude intégrée à l'échelle du bassin méditerranéen, je suggère :

Une étude comparée de la marge du Golfe du Lion avec les autres marges méditerranéennes permettrait de mieux comprendre les relations qui existent entre : (1) le type de marge érodée (lithologie, largeur de plate-forme, inclinaison de la pente continentale...) ; (2) les modalités d'érosion et de transfert des sédiments vers le bassin (action des fleuves, érosion gravitaire...) et (3) les modalités de construction des éventails détritiques qui leurs sont associés.

L'étude des profils longitudinaux d'autres fleuves messiniens de méditerranée orientale et occidentale permettrait également de valider ou non le modèle d'abaissement bi-phasé du niveau marin que j'ai proposé.

•

BIBLIOGRAPHIE

- Al Azzawi, M., Djelassi, M., De Feraudy, V., El Sebai, H. and Senga-Makadi, K., 1978. Interprétation stratigraphique des sections sismiques, Elf Aquitaine. Direction générale des productions.
- Aloisi, J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque contribution à la connaissance des marges passives. <u>Thèse de Troisième cycle</u>, Perpignan, 162 pp.
- Ambert, P., Aguilar, J.P. and Michaux, J., 1998. Evolution géodynamique messino-pliocène en Languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l'Orb et de l'Hérault (Sud de la France). <u>Geodinamica Acta</u>, 11(2-3): 139-146.
- Arthaud, F., Ogier, M. and Seguret, M., 1981. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. Translated Title: Geology and geophysics of the Gulf of Lion and its northern border. <u>Bulletin du Bureau de Recherches</u> <u>Géologiques et Minières.</u>, 1(3): 175-193.
- Backman, J., 1979. Pliocene biostratigraphy of DSDP sites 111 and 116 from North Atlantic Ocean and the age of Northern Hemisphere glaciation. <u>Contribution in Geology</u>, 32: 115-137.
- Barber, P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nile delta. <u>Marine Geology</u>, 44(3-4): 253-272.
- Bellanca, A., Caruso, A., Ferruzza, G., Neri, R., Rouchy, J.M., Sprovieri, M. and Blanc-Valleron, M.M., 2001. Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central Sicilian Basin. <u>Sedimentary</u> <u>Geology</u>, 140(1-2): 87-105.
- Benedicto, A., Labaume, P., Séguret, M. and Séranne, M., 1996. Low-angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitanian Vistrenque graben, SE France. <u>Tectonics</u>, 15(6): 1192-1212.
- Benedicto, E., 1996. Modèles tectonosédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord), sud-est France. <u>Thèse de</u> <u>Troisième cycle</u>, Université de Montpellier II, 235 pp.
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. and Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. <u>Paleoceanography</u>, 6(1): 164-192.
- Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.P. and Normand, A., 2001. Cartes morpho-

bathymétriques du Golfe du Lion ; Région Languedoc-Roussillon. IFREMER.

- Berné, S., Loubrieu, B. and embarquée, é., 1999. Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du Golfe du Lion. Premiers résultats de la campagne Calmar. <u>Comptes Rendus de l'Académie de Sciences</u>, 328: 471-477.
- Bertini, A., Londeix, L., Di Stefano, A., Suc, J.P., Clauzon, G., Gautier, F. and Grasso, M., 1998. Paleobiological evidence of depositional conditions in the Salt Member, Gessoso-Solfifera formation (Messinian, Upper Miocene) of Sicily. <u>Micropaleontology</u>, 44(4): 413-133.
- Bessis, F. and Burrus, J., 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). <u>Bulletin des Centres de Recherche, Exploration et Production de Elf Aquitaine</u>, 10(1): 123-141.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J. and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean Basins. In: K. Hsü et al. (Editors), <u>Initial Reports of the Deep Sea</u> <u>Drilling Project, Leg 42</u>. U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 951-984.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J.F. and Sancho, J., 1974. Geology of the Mediterranean Sea basins. In: C.A. Burk and C.L. Drake (Editors), <u>The</u> <u>Geology of Continental Margins</u>. Springer-Verlag, New York, pp. 695-721.
- Blanc, P.L., 2000. Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis. <u>Deep-Sea Research</u>, I(47): 1429-1460.
- Burollet, P.F. and Byramjee, R., 1974. Evolution géodynamique néogène de la Méditerranée occidentale. Translated Title: Neogene geodynamic evolution of the western Mediterranean. Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D: Sciences Naturelles., 278(10): 1321-1324.
- Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provencal Basin (north-western Mediterranean). <u>Marine Geology</u>, 55(3-4): 247-269.
- Burrus, J. and Audebert, F., 1990. Thermal and Compaction processes in a young rifted Basin containing Evaporites: Gulf of Lions, France. <u>American Association of Petroleum Geologists</u>, 74(9): 1420-1440.
- **Busson, G.**, 1990. Le Messinien de la Méditerranee... vingt ans après. Translated Title: The Mediterranean Messinian... twenty years later. <u>Geologie de la France</u>(3-4): 3-58.

- Butler, R.W.H., Lickorish, W.H., Grasso, M., Martin Pedley, H.M. and Ramberti, L., 1995. Tectonics and sequence stratigraphy in the Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterraean salinity crisis. <u>Geological Society of American</u> <u>Bulletin</u>, 107(4): 425-439.
- **Calvet, M.**, 1994. Morphogénèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénnées orientales. <u>Doctorat</u>, Paris I, 1178 pp.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 100: 6093-6095.
- Carter, T.G., Flanagan, J.P., Reed Jones, C., Marchant, F.L., R.P., M., Rebman, J.H., Sylvester, J.C. and Whitney, J.C., 1972. A new bathymetric chart and physiography of the Mediterranean Sea. In: Dowden, Hutchinson and Ross (Editors), <u>The Mediterranean Sea; A</u> <u>Natural Sedimentation Laboratory</u>, Stroudsburg, Pennsylvania, pp. 1-23.
- Catalano, S.C., Ruggieri, G. and Sprovieri, R. (Editors), 1975. <u>Messinian evaporites in the</u> <u>Mediterranean</u>, 16. Memorie della Societa Geologica Italiana, 385 pp.
- Chamley, H. and Robert, C., 1980. Sédimentation argileuse au Tertiaire supérieur dans le domaine méditerranéen. <u>Géologie Méditerranéenne</u>, 7(1): 25-34.
- Chaumillon, E. and Mascle, J., 1997. From foreland to forearc domains; new multichannel seismic reflection survey of the Mediterranean Ridge accretionary complex (eastern Mediterranean). <u>Marine Geology</u>, 138(3-4): 237-259.
- Chumakov, I.S., 1973. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In: W.B.F. Ryan et al. (Editors), <u>Initial</u> <u>Reports of the Deep Sea Drilling Project.</u>, pp. 1242-1243.
- Cita, M.B., Rio, D. and Sprovieri, R., 1999. The Pliocene series: chronology of the type mediterranean record and standard chronostratigraphy. <u>AASP Foundation</u>: 49-63.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: R.W.B.F.H. K.J. (Editor), <u>Initial Report of the</u> <u>Deep Sea Drilling Project</u>, pp. 1251-1256.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" [Hsü, Cita et Ryan, 1973]. <u>Bulletin de la</u> <u>Société Géologique de France</u>, 24(3): 597-610.
- Clauzon, G., 1987. Neogene geodynamical evolution of a Pyreneo-Mediterranean Graben: the Roussillon example (southern France). <u>Annals of the Hungarian Geological Institute</u>, 70: 221-226.

- Clauzon, G., Aguilar, J.P. and Michaux, J., 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. <u>Compte Rendu de l'Académie des Sciences</u>, 304(11): 585-590.
- Clauzon, G. and Cravatte, J., 1985. Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. <u>Compte Rendu de l'Académie des Sciences de</u> <u>Paris</u>, 301 - série 2(19): 1351-1354.
- **Clauzon, G., Rubino, J.L. and Suc, J.P.**, 1996a. Les rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique., Excursion commune du Groupe Français d'Etude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie., pp. 44.
- Clauzon, G. and Suc, J.P., 2002. Did high sealevel exchanges occured between the mediterranean and the central Paratethys in the Late Miocene and the Earliest Pliocene? A new idea of the Lago Mare event(s)., La crise de salinité messinienne : modalités, consequences régionales et globales, quantification. Réunion de fin de première année du programme ECLIPSE, Paris, pp. 7-8.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Aguilard, J.P. et al., 1990. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. <u>Paleontologia</u> <u>i Evolucio Memoria Especial</u>, 2: 131-186.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. and Loutre, M.F., 1996b. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? <u>Geology</u>, 24(4): 363-366.
- Cojan, I. and Renard, M., 1997. <u>Sédimentologie</u>, Paris, 418 pp.
- Colenam, J.M. and Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: M.L. Broussard (Editor), <u>Deltas:</u> <u>models for exploration</u>. Houston Geological Society, Houston, pp. 99-149.
- Conesa, G., Saint Martin, J.P., Cornée, J.J. and Jacques Muller, J., 1999. New constraints on the Messinian salinity crisis through the study of a Messinian carbonate platform (Sorbas Basin, Spain). <u>Comptes Rendus de l'Académie</u> <u>des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary</u> <u>Science</u>, 328(2): 81-87.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M. and Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie, <u>Notes &</u> <u>Mémoires</u>. Compagnies Françaises des Pétroles, pp. 209-274.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K. and McKenna, L.W., 1997. Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern

Morocco. <u>Sedimentary Geology</u>, 107(3-4): 147-165.

- Davis, W.M., 1899. The geographical cycle. <u>Geographical Journal</u>, 14(481-504).
- **De Rémur, T., Le Pichon, X. and Biju-Duval, B.** Les fonds de la Méditerranée, Paris.
- De Voogd, B., Nicolich, R., Olivet, J.L. et al., 1991. First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinian (ECORS-CROP profiles in western Mediterranean). <u>Continental</u> <u>lithosphere: Deep Seismic Reflections,</u> <u>Geodynamics</u>, 22: 265-274.
- Decima, A. and Wezel, F.C., 1973. Late Miocene evaporites of the central Sicilian Basin, Italy. <u>Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.</u>, 13(2): 1234-1241.
- **Denizot, G.**, 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. <u>Revue Géographique de Lyon</u>, 27(4): 327-357.
- **Depéret, C.**, 1895. Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône., Annales de Géographie, Paris.
- Dix, C.H., 1955. Seismic velocities from surface measurements. <u>Geophysics</u>, 20: 68-86.
- Dos Reis, A.T., 2001. La Tectonique Salifère et son Influence sur l'Architecture Sédimentaire Quaternaire de la Marge du Golfe du Lion -Méditerranée Occidentale. <u>Thèse de Troisième</u> <u>cycle</u>, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 373 pp.
- **Droz, L.**, 1983. Eventail sous-marin profond du Rhône : grands traits morphologiques et structures semi-profondes. <u>Thèse de troisième</u> <u>cycle</u>, Pierre et Marie Curie, 254 pp.
- **Duvail, C., Le Strat, P., Alabouvette, B., Perrin,** J. and Seranne, M., 2000. Evolution géodynamique du bassin du Roussillon : Analyse des profils sismiques calibrés par les sondages profonds de Elne 1 et de Canet 1. GTR/BRGM/1200-137.
- Escutia, C. and Maldonado, A., 1992. Palaeogeographic implications of the Messinian surface in the Valencia through, northwestern Mediterranean Sea. <u>Tectonophysics</u>, 203: 263-284.
- Fluteau, F., Ramstein, G. and Besse, J., 1999. Simulating the evolution of the Asian and African Monsoons during the past 30 Myr using an atmospheric general circulation model. Journal of Geophysical Research, 104(D 10): 11,995 - 12,018.
- Fontannes, F., 1882. Note sur l'extension de la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. <u>Bulletin de la Société Géologique de France</u>, 3(2): 103-141.
- 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

Southeast Spain; discussion and reply. <u>Sedimentary Geology.</u>, 133(3-4): 167-184.

- Garcés, M., Krijgsman, W. and Agusti, J., 1998. Chronology of the latse Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. <u>Earth</u> and Planetary Science Letters, 163: 69-81.
- **Gaullier, V.,** 1993. Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin Liguro-Provençal : Données sismiques et modèles analogiques. <u>Thèse de troisième cycle</u>, Université Pierre et Marie Curie, 327 pp.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J. and Violenti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. <u>Compte Rendu de</u> <u>l'Académie des Sciences de Paris</u>, 318(2): 1103-1109.
- Gennesseaux, M. and Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. <u>Géologie Méditerranéenne</u>, 7(1): 71-80.
- Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. <u>United States Geological Survey</u> <u>Annual Report.</u>, 5: 75-123.
- Gorini, C., 1993. Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Mediterranée occidentale). <u>Thèse de Troisième cycle</u>, Paul-Sabatier, Toulouse III, Toulouse, 256 pp.
- 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. <u>Bulletin de la Société Géologique de</u> <u>France</u>, 164(3): 353-363.
- Got, H., Aloïsi, J.C., Leenhardt, O., Monaco, A., Serra Raventos, J. and Theilen, F., 1979. Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne. <u>Revue de</u> <u>Géologie Dynamique et de Géographie</u> <u>Physique</u>, 21(4): 281-293.
- Guennoc, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitanien et de la surface messinienne. <u>Géologie de la France</u>, 3: 67-97.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since Triassic (250 million years ago to present). <u>Science</u>, 235(4793): 1156-1167.
- 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. <u>Earth and Planetary Science Letters</u>, 136: 495-510.
- Hilgen, J. and Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). <u>Terra Nova</u>, 11: 16-22.
- Hodell, D.A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A. and Rakic-El Bied, K., 1994.

Magnetostratigraphic, biostratigraphic. and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. Paleoceanography, 9(6): 835-855.

- Hsü, K.J., Cita, M.B. and Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites., <u>Initial reports of the deep sea drilling project</u>. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 1203-1231.
- Hsu, K.J., Montadert, L., Garrison, R.E. et al. (Editors), 1978. <u>Initial Reports of the Deep Sea</u> <u>Drilling Project. 42</u>, 1. Texas A & M University, Ocean Drilling Program. College Station, TX, United States, 1249 pp.
- Kastens, K.A., 1992. Did glacio-eustatic sea level drop trigger the Messinian Salinity Crisis? New evidence from ocean drilling program site 654 in the Tyrrhenian Sea. <u>Paleoceanography</u>, 7(3): 333-356.
- Kastens, K.A., Mascle, J., Auroux, C., Bonatti, E. and Broglia, C. (Editors), 1990. <u>Proceedings</u> of the Ocean Drilling Program, Scientific <u>Results, Tyrrhenian Sea</u>, 107.
- Keigwin, L.D. and Thunnel, R.C., 1979. Middle Pliocene climatic change in the Western Mediterranean from faunal and oxygen isotopic trends. <u>Nature</u>, 282: 294-296.
- Kominz, M.A., 1984. Oceanic ridge volume and sea-level change - an error analysis. In: J.S. Schlee (Editor), <u>Interregional UNconformities</u> and Hydrocarbon Accumulation. Memory of <u>American Association of Petroleum Geologists</u>, pp. 37-58.
- Krijgsman, W., Fortuin, A.R., Hilgen, F.J. and Sierro, F.J., 2001. Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. <u>Sedimentary Geology</u>, 140: 43-60.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J. and Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. <u>Nature</u>, 400: 652-655.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. and Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Riftian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. <u>Marine Geology</u>, 153: 147-160.
- Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.M. and Olivet, J.L., 1971. La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. <u>Earth</u> <u>Planetary Science Letters</u>, 13: 145-152.
- Lefebvre, D., 1980. Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. <u>Thèse</u>, Université de Paris VI, 163 pp.

- Mauffret, A., Durand de Groussouvre, B., Dos Reis, A.T., Gorini, C. and Nercessian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and Western Gulf of Lion (Western Mediterranean). Journal of Structural Geology, 23: 1701-1726.
- Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A. and Gorini, C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. <u>Marine and Petroleum Geology</u>, 12(6): 645-666.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters, 40: 25-32.
- Mitchum, R. and Vail, P. (Editors), 1977. <u>Seismic</u> stratigraphy and global change of sea-level, part <u>7:</u> seismic Stratiographic Interpretation Procedure. Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists, 26, 135-143 pp.
- Mitchum, R.M., Jr and Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. <u>Sedimentary Geology</u>, 70: 131-160.
- 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). <u>Compte Rendu de l'Académie</u> <u>des Sciences, Série D</u>, 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. <u>Géologie Méditerranéenne</u>, 7(1): 81-90.
- Montigny, R., Edel, J.B. and Thuizat, R., 1981. Oligo-Miocene rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. Earth and Planetary Science Letters, 54(2): 261-271.
- 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 plateforme carbonatée et le bassin de Melilla-Nador (Rif nord-oriental, Maroc). <u>Comptes Rendus de</u> <u>l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and</u> <u>Planetary Science</u>, 332(9): 569-576.
- Nesteroff, W.D., 1973. Mineralogy, petrography, distribution, and origin of the Messinian Mediteranean evaporites, <u>Initial reports of the</u> <u>deep sea drilling project</u>. D.C., U.S. Government Printing Office, Washington, pp. 673-694.
- **Ogniben, L.**, 1957. Petrografia della Serie Solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative.

Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia., 275 pp.

- 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. <u>Comptes Rendus de l'Académie des sciences</u>, 331: 483-490.
- Peybèrnes, B. and Combes, J.P., 1999. Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé/Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France). <u>Comptes Rendus</u> <u>de l'Académie des Sciences</u>, 329: 815-822.
- Rabineau, M., 2001. Un modele geometrique et stratigraphique des sequences de depot quaternaires sur la marge du Golfe du Lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans. <u>Thèse de Troisième cylce</u>, Université de Rennes 1, 455 pp.
- **Rehault, J.P.**, 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée Occidentale), Université de Pierre et marie Curie, 132 pp.
- Rehault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. <u>Marine Geology</u>, 55(3-4): 445-475.
- 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. <u>Sedimentology Geology</u>, 133: 175-184.
- Riding, R., Braga Juan, C., Martin Jose, M. and Sanchez Almazo Isabel, M., 1998. Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. <u>Marine Geology</u>, 146: 1-20.
- Rizzini, A., Vezzani, F., Cococcetta, V. and Milad, G., 1978. Stratigraphy and sedimentation of a Neogene-Quaternary section in the Nile delta area (A.R.E.). <u>Marine Geology</u>, 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. 40Ar/39Ar dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco) : a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. <u>Earth and Planetary</u> <u>Science Letters</u>, 179: 101-113.
- Rouchy, J.M., 1981. La génèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. <u>Thèse de</u> <u>troisième cycle</u>, Université de Paris VI, Paris, 293 pp.
- Rouchy, J.M., 1982. La crise evaporitique messinienne de Mediterranee; nouvelles propositions pour une interprétation genetique. <u>Bulletin du Museum National d'Histoire</u> <u>Naturelle</u>, 4(3-4): 107-136.

- **Rouchy, J.M.**, 1989. Sur la signification paleogeographique des evaporites messiniennes du domaine mediterraneen; une mise au point. Translated Title: Paleogeographic significance of Messinian evaporites in the Mediterranean; a revision. <u>Comptes Rendus de la Société de Biogéographie</u>, 65(3): 107-122.
- Rouchy, J.M., Taberner, C., Blanc-Valleron, M.-M. et al., 1998. Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. <u>Sedimentary Geology</u>, 121: 23-55.
- Roveri, M., Bassetti, M.A. and Ricci Lucchi, F., 2001. The Mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective. <u>Sedimentary Geology</u>, 140(3-4).
- Rubino, J.L., Garous-Torre, C., Clauzon, G., Guennoc, P. and Gorini, C., 2000. Le canyon messinien du Rhône, son raccord Offshore-Onshore. Une nouvelle cartographie., Atelier GDR marges. Golfe du Lion., Paris, pp. 31.
- Ruggieri, G., 1967. The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea. In: Adams and Ager (Editors), <u>Aspect of Tethyan</u> <u>biography</u>. Systematic Association, London, pp. 283-290.
- Ryan, W.B., 1978. Messinian badlands on the southeastern margin of the Mediterranean sea. <u>Marine Geology</u>, 27: 349-363.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. <u>Sedimentology</u>, 23(6): 791-813.
- Ryan, W.B.F. and Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces; indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. <u>Marine Geology</u>, 27(3-4): 193-230.
- Ryan, W.F., Hsü, K.J. and al., e., 1973. <u>Initial</u> <u>Reports of the Deep Sea Drilling Project</u>, 13, 1447 pp.
- Sage, F., Deverchère, J., Von Gronefeld, G., Bigot-Cormier, F., Gaullier, V. and Maillard, A., 2002. Les effets de la crise messinienne sur les parties distales des marges Nord Ligure, Sarde et Ouest Corse, 19ème Réunion de Sciences de la Terre, Nantes, pp. 208.
- Santisteban, C. and Taberner, C., 1983. Shallow marine and continental conglomerates derived from coral reef complexes after desiccation of a deep marine basin; the Tortonian-Messinian deposits of the Fortuna Basin, SE Spain. Journal of the Geological Society of London, 140(401-411).
- Savoye, B. and Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. <u>Marine Geology</u>, 97: 279-304.
- Schuum, S.A., 1977. <u>The fluvial system</u>. John Wiley and sons, New York, 338 pp.

- 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. <u>Marine</u> geology, 163: 387-407.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. <u>Proceedings of the Ocean Drilling Program</u>, <u>Scientific Results</u>, 138: 337-355.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F.J. and Krijgsman, W., 1999. Messinian preevaporite sapropels and precession-induced oscillations in Western Mediterranean climate. <u>Marine Geology</u>, 153: 137-146.
- Smith, D.G. and Jol, H.M., 1997. Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyko Lake, Banff National Park, Canada. <u>Sedimentary Geology</u>, 113: 195-209.
- Stampfli, G.M. and Höcker, C.F.W., 1989a. Messinian palaeorelief from 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Sapnish Mediterranean Sea). <u>Geologie in Mijnbouw</u>, 68(2): 201-210.
- Stampfli, G.M. and Höcker, C.F.W., 1989b. Messinian palaeorelief from a 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). <u>Geology en Mijnbouw</u>, 68: 201-210.
- Steckler, M.S., Moutain, G.S., Miller, K.G. and Chrities-Blick, N., 1999. Reconstruction of Tertiary progradation and clinoform development on the New Jersey passive amrgin by 2-D backstripping. <u>Marine Geology</u>, 154: 399-420.
- Steckler, M.S., Reynolds, D.J., Coakley, B.J., Swift, B.A. and Jarrad, R.D., 1993. Modeling passive margin sequence stratigraphy. In: H.W. Posamentier et al. (Editors), <u>Sequence</u> <u>stratigraphy and facies associations. Special</u> <u>publication of the International Association of</u> <u>Sedimentologists</u>, pp. 19-41.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B., 1980. The Gulf of Lion: subsidence of a young continental margin. <u>Nature</u>, 287: 425-429.
- Suc, J.P., Bertini, A., Combourieu-Nebout, N., Diniz, F., Leroy, S., Russo-Ermolli, E., Zheng, Z., Bessais, E. and Ferrier, J., 1995a. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 ma. <u>Acta zool. cracov.</u>, 38(1): 3-16.
- Suc, J.P., Bertini, A., Leroy, S.A.G. and Suballyova, D., 1997. Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. <u>Quaternary International</u>, 40: 37-42.
- Suc, J.P. and Bessais, E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. <u>Compte</u>

Rendu de l'Académie des Sciences, 310(2): 1701-1707.

- Suc, J.P. and Clauzon, G., 1996. La crise de salinité messinienne, une histoire fabuleuse. Bulletin de la Societe Fribourgeoise des Sciences Naturelles, 85(1/2): 9-23.
- Suc, J.P. and Cravatte, J., 1981. Climatic evolution of northwestern Mediterranean area during Pliocene and Early Pleistocene by pollen-analysis and forams of drill Autan: chronostratigraphic correlations. <u>Pollen et</u> <u>Spores</u>, 23(2): 247-258.
- Suc, J.P. and Drivaliari, A., 1991. Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: An exemple from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). <u>Review of Palaeobotany and Palynology</u>, 70: 247-253.
- Suc, J.P., Violanti, D., Londeix, L. et al., 1995b. Evolution of the Messinian environments: the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). <u>Review of Palaeobotany et Palynology</u>, 87: 51-79.
- Surrell, M., 1847. <u>Mémoires sur l'amélioration des</u> <u>embouchures du Rhône</u>. Imprimerie Générale, Nîmes, 126 pp.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1990. Late Quaternary lowstand wedges on the Rhône Continental Shelf, France. <u>Marine Geology</u>, 91: 325-332.
- Testa, G. and Lugli, S., 2000. Gypsum-anhydrite transformations in Messinian evaporites of central Tuscany (Italy). <u>Sedimentary Geology</u>, 130(3-4): 249-268.
- **Torres, J.**, 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiments du continent vers le bassin : Le Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). <u>Thèse de Troisième cycle</u>, Université de Bretagne Occidentale, 353 pp.
- Vai, G.B. and Lucchi, F.R., 1977. Algal crusts, autochtonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case from the Messinian of Northern Apennines. <u>Sedimentology</u>, 24: 211-244.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. and Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. <u>Bull. Soc. Géol. France</u>, 8(7): 1301-1321.
- Vail, P.R. and Wornardt, W.J., 1991. An integrated approach to exploration and development in the '90s; well log/ seismic sequence stratigraphy analysis. <u>Open File</u> <u>Report U. S. Geological Survey</u>, 41: 306-327.
- Vázquez, A., Utrilla, R., Zamarreño, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Francés, G. and Bárcena, M.A., 2000. Precession-related sapropelites of the Messinian Sorbas Basin (South Spain):

paleoenvironmentalsignificance.Palaeogeography.Palaeoclimatology.Palaeoecology, 158(3-4): 353-370.

- Vigliotti, L. and Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinia stop rotating? New palaeomagnetic results. <u>Terra Nova.</u>, 7(4): 424-435.
- Warren, J.K., 1989. <u>Evaporite sedimentology</u>. <u>Importance in hydrocarbon accumulation</u>. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, NJ, United States., 285 pp.
- Watts, A.B. and Ryan, W.B.F., 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. <u>Tectonophysics</u>, 36(1-3): 25-44.
- Wessel, P. and Smith, W.H.F., 2001. The Generic Mapping Tools GMT Version 3.4.

.

ANNEXES.

Les profondeurs de forage fournies dans les annexes A à O sont établies par rapport au zéro marin (profondeurs hors table).













Ι

J

Ν

Р

5

Subject the

Horst Horst

de Sitoco ISJOH

A

Canatence Hards

Structure d'Agde Sud

A Daring and a construction of the second and a construction of th

PUE IS GIRLEY J

TE ISILI P

Bassin de

Fossé des Cathares

La IS Hotel GE

Structure B Autan

de Rascasse

Bassin de

Fossé des Catalans

Graben central

0

Figure III-8. Méthode utilisée pour estimer le volume de sédiments érodés de la plate-forme du Languedoc-Roussillon durant la Crise de Salinité Messinieme. (A) : Secteur géographique pris en compte. (B) : Profils sismiques LRM96 utilisés. En traits gras noirs, les profils disponibles sur l'intégralité de l'enregistrement vertical. En traits fins noirs, les profils disponibles sur une partie de l'enregistrement. En traits gris, les profils non utilisés. (C) : Ligne sismique LRM08 illustrant le pointé du réflecteur miocène étudié. L'épaisseur "Ep"mesurée à partir du point le plus préservé de la plateforme est reportée le long de l'ensemble de la ligne

К

 ∞

Г

Ω

ANNEXF

N42 30

E4 30 \odot

Ę,

E3 30

E

, 2,0

N42 30 -

Ó

Figure IV-13 : Scénario synthétique illustrant l'évolution de la plate-forme du Golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne












F























Figure I-4: Carte en isobathes de la surface messinienne sur la plate-forme du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2000)









(B) : Profils sismiques LRM96 utilisés. En traits gras noirs, les profils disponibles sur l'intégralité de l'enregistrement vertical. En traits fins noirs, les profils disponibles sur une partie de l'enregistrement. En traits gris, les profils non utilisés. (C) : Ligne sismique LRM08 illustrant le pointé du réflecteur miocène étudié. L'épaisseur "Ep"mesurée à partir du point le plus préservé de la plate-forme est reportée le long de l'ensemble de la ligne Figure III-8 . Méthode utilisée pour estimer le volume de sédiments érodés de la plate-forme du Languedoc-Roussillon durant la Crise de Salinité Messinienne. (A) : Secteur géographique pris en compte.

















N43

N42 30

N43 30

Figure IV-3 : (A) Profil sismique LRM28 illustrant dans la partie orientale de la zone d'étude des séries miocènes non basculées et pen fracturées. (B) Les calages stratigraphiques réalisés à partir du forage Calmar 1 montrent des séries miocènes (Tortonien-Messinien) décalées par le jeu des faible amplitude. La fracturation de la converture peut ainsi être datée entre 10,2 et 5,32 Ma. (C) Localisation du forage et de la ligne sismique LRM28 illustrée.



Figure IV-13 : Scénario synthétique illustrant l'évolution de la plate-forme du Golfe du Lion durant la Crise de Salinité Messinienne