



HAL
open science

**Expression des facteurs régionaux et locaux dans
l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive.
Exemple de la marge du Golfe du Lion, étudiée selon un
continuum terre-mer**

Cédric Duvail

► **To cite this version:**

Cédric Duvail. Expression des facteurs régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive. Exemple de la marge du Golfe du Lion, étudiée selon un continuum terre-mer. Minéralogie. Université de Montpellier 2, 2008. Français. NNT: . tel-00438146

HAL Id: tel-00438146

<https://theses.hal.science/tel-00438146>

Submitted on 2 Dec 2009

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

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

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC
T H E S E**

pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II
Discipline : Sciences de la Terre
Ecole Doctorale : SIBAGHE**

présentée et soutenue publiquement
par

Cédric DUVAIL

Le 17 Décembre 2008

**Expression des facteurs régionaux et locaux dans
l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive.
Exemple de la marge du Golfe du Lion,
étudiée selon un continuum terre-mer**

JURY :

M. Jean-Pierre SUC,
M. François GUILLOCHEAU,
Mme Nabila MAZOUNI,
M. Michel LOPEZ,
M. Paul LE STRAT,
M. Michel SERANNE,

Rapporteur
Rapporteur
Examinatrice
Examinateur
Encadrant scientifique
Directeur de Thèse

Table des matières

TABLE DES MATIERES	3
INTRODUCTION	4
CHAPITRE I - ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES OBJETS ETUDIES.....	11
<i>I.1 - Les marges passives continentales</i>	11
<i>I.2 - La marge passive du Golfe du Lion</i>	15
I.2.1 - Présentation générale de la marge du Golfe du Lion.....	15
I.2.2 - Contexte géodynamique général de la marge du Golfe du Lion.....	19
I.2.3 - Evolution et dynamique sédimentaire de la marge.....	23
CHAPITRE II - DEMARCHE ET METHODOLOGIE	53
<i>II.1 - Démarche de l'étude</i>	53
<i>II.2 - L'utilisation de la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM pour l'analyse géologique</i>	54
<i>II.3 - Interprétation et corrélation des données de forages</i>	57
<i>II.4 - Elaboration du modèle sédimentologique du Roussillon pour l'analyse hydrogéologique</i>	65
CHAPITRE III - RESULTATS	69
<i>III.1 - Introduction</i>	69
<i>III.2 - Réponses de l'enregistrement sédimentaire face aux évènements intervenant sur la marge post-rift miocène du Golfe du Lion</i>	69
III.2.1 - Article 1 : The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin (Gorini <i>et al.</i> , 2005).....	69
III.2.3 - La réponse sédimentaire aux déformations de la marge : le cas du Miocène inférieur	95
<i>III.3 - Analyse des profils de dépôt pliocènes autour du Golfe du Lion</i>	101
III.3.1 - Introduction à l'article 2.....	101
III.3.2 - Article 2 : Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France), (Duvail <i>et al.</i> , 2005)	104
III.3.4 - Les variations dans l'architecture des formations pliocènes du Golfe du Lion	135
<i>III.4 - Les formations quaternaires des plaines côtières étudiées selon un continuum terre-mer</i>	141
III.4.1 - Introduction.....	141
III.4.2 - Article 3 : High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank (Boyer <i>et al.</i> , 2005)	143
III.4.3 - Commentaires de l'article 3	167
III.4.4 - Conditions de sédimentation et de préservation des formations littorales quaternaires sous la plaine côtière du bassin du Roussillon	167
CHAPITRE IV – APPLICATIONS	183
<i>IV.1 - Introduction</i>	183
<i>IV.2 - Article 4 : A pluridisciplinary methodology for integrated management of a coastal aquifer. (Aunay et al., 2006)</i>	184
<i>IV.3 - Apports de l'élaboration d'un modèle sédimentologique haute-résolution pour les études hydrogéologiques d'une plaine côtière</i>	197
CONCLUSIONS	199
TABLE DES FIGURES	210
TABLE DES TABLEAUX	212
TABLE DES ANNEXES	212
BIBLIOGRAPHIE	213
ANNEXES	233
Liste des publications et des communications	293

INTRODUCTION

Contexte

Les marges continentales passives, principal domaine de sédimentation siliciclastique, sont classiquement définies comme les parties immergées de la bordure d'un continent. Elles sont étudiées depuis de nombreuses années (Suess, 1904 *in* Blanc, 1982 ; Drake *et al.*, 1959 ; Heezen, 1968). La précision de leur étude sédimentologique a évolué avec l'innovation technologique utilisée principalement pour la recherche pétrolière (Mitchum & Vail, 1977 ; Guillocheau *et al.*, 2000). L'imagerie s'est progressivement affinée, partant d'une faible résolution couvrant de très grands domaines des marges (Boillot *et al.*, 1984) pour arriver aujourd'hui à de très hautes résolutions permettant une visualisation en trois dimensions d'objets limités dans l'espace (Praeg, 2003 ; Bertoni & Cartwright, 2006).

La mise en place des marges passives comporte deux stades distincts :

- le stade de "rifting" correspond à la formation d'un rift par déchirure de la croûte continentale selon de grandes structures tectoniques (McKenzie, 1978). Celles-ci engendrent l'amincissement de la croûte continentale et la création de bassins sédimentaires. Les dépôts sédimentaires contemporains de cette phase, nommés dépôts "syn-rift", ont une architecture et des géométries largement tributaires des mouvements tectoniques. Ce premier stade ne sera abordé, dans cette thèse, que pour les effets qu'il engendre sur les profils sédimentaires du stade suivant,
- le stade "post-rift" correspond à une période d'ouverture, pendant laquelle la croûte continentale amincie laisse place à la formation d'une croûte océanique (Heezen, 1968 ; Sheridan, 1969). Cette phase est caractérisée par le refroidissement de la lithosphère (subsidence "thermique") (Sleep, 1971), impliquant une flexure à grande échelle dans laquelle intervient également l'effet de la surcharge sédimentaire (Walcott, 1972). L'étude présentée dans ce manuscrit s'intéresse plus particulièrement à cette phase.

Problématique

Lors du stade "post-rift", la sédimentation s'organise en créant les domaines de plate-forme, de talus et de bassin profond. Leur évolution est gouvernée principalement par la subsidence thermique et les variations climatiques. La subsidence thermique est estimée agir à long

terme, de manière continue (Parsons & Sclater, 1977, McKenzie, 1978 in Bessis & Burrus, 1986) et ne sera donc pas génératrice de cycles sédimentaires. Seules des variations de subsidence créent des séquences de dépôts (Guillocheau, 1995). Les variations climatiques génèrent des cycles sédimentaires. Elles agissent sur l'enregistrement sédimentaire à l'échelle régionale (variation de quantité d'apports sédimentaires) et globale (variation du niveau marin). Ainsi, les principaux facteurs gouvernant l'évolution sédimentaire post-rift d'une marge passive apparaissent agir de manière homogène à l'échelle d'une marge de dimension réduite. Dans ce contexte, doit-on considérer que l'enregistrement sédimentaire post-rift évolue de manière homogène à l'échelle d'une marge passive et que, moyennant la prise en compte des phénomènes autocycliques, son analyse est extrapolable à l'intégralité de ce domaine ? Nous proposons d'étudier la variabilité spatiale de l'expression des cycles sédimentaires d'une marge passive, post-rift, de dimension réduite, et d'en analyser l'origine.

A l'heure où fleurissent les modélisations géologiques, ce travail s'attache donc non pas à généraliser les observations faites ponctuellement mais, au contraire, à mettre en avant les caractères régionaux et locaux (donc non généralisables) de l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive.

Implications méthodologiques et démarche choisie

Nous verrons que les perturbations locales ont deux origines majeures. La première est induite par les mouvements du substratum, la seconde est liée aux caractéristiques inhérentes aux bassins versants alimentant la marge. Or, décrire les relations fonctionnelles des marges avec leurs bassins versants implique d'étudier l'ensemble du profil de dépôts. Cette démarche permet de disposer de l'intégralité de l'historique sédimentaire depuis les zones amont d'érosion (et de création de paléosurfaces) jusqu'aux zones aval de sédimentation. La définition classique d'une marge continentale passive, ne comprenant que le domaine marin (domaine *offshore*), n'est donc pas retenue. L'intégration des informations géologiques issues de l'analyse des bassins sédimentaires côtiers et des affleurements (domaine *onshore*) c'est avéré indispensable, la marge passive est donc étudiée selon un continuum terre-mer.

Caractériser des objets complexes tels que les marges passives continentales implique également de considérer les objets à différentes échelles d'espace et de temps. Cela permet d'en saisir les variations tant géographiques que stratigraphiques. Le choix a donc été fait de comparer le fonctionnement de plusieurs profils de dépôts (comprenant le bassin versant en

amont et la partie immergée de la marge) et leur évolution sur une période assez longue pour pouvoir intégrer plusieurs évènements géodynamiques.

Objectifs

Partant de ces constats, ce travail de thèse se donne pour objectifs :

- d'identifier les facteurs à l'origine de variations régionales et locales dans l'architecture et les géométries sédimentaires d'une marge passive post-rift ;
- de décrire l'influence du domaine *onshore* d'une marge sur l'architecture et les géométries des domaines *offshore* ;
- enfin d'élaborer, pour un objectif plus appliqué, un modèle géologique terre-mer, haute résolution, dans la perspective d'améliorer les modèles hydrogéologiques du domaine côtier.

Choix du site d'étude

Pour répondre à ces objectifs, le choix a été fait d'étudier une marge méditerranéenne : le Golfe du Lion, en Méditerranée occidentale.

La Méditerranée est en effet un site propice à la réalisation d'une telle étude pour deux raisons :

- l'intégralité du bassin méditerranéen possède un marqueur stratigraphique privilégié tant sur son domaine *offshore* que sur son domaine *onshore*. Ce marqueur correspond à une surface d'érosion mise en place lors la chute drastique du niveau de base méditerranéen, connue sous le nom de "crise de salinité messinienne" (Hsü *et al.*, 1973). Cette surface, très bien identifiable, constitue un jalon stratigraphique très précieux pour l'analyse sédimentologique de la période néogène,
- cette "crise de salinité", hors du commun, a eu également pour effet de démanteler la marge et son domaine amont, sous l'effet de l'érosion, en créant de profonds canyons (Clauzon, 1973 ; Genesseeux & Lefebvre, 1980 ; Barber, 1981 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi, 2002). L'enneigement qui a suivi le façonnement de cette morphologie particulière, a eu pour effet d'offrir un formidable espace disponible pour la sédimentation, permettant l'épanouissement des cortèges sédimentaires pliocènes et quaternaires. La chute du niveau de base méditerranéen a, en quelque sorte, fourni une deuxième jeunesse aux cortèges de dépôt du bassin méditerranéen.

Le Golfe du Lion répond bien à notre problématique pour plusieurs raisons :

- il s'agit tout d'abord d'une marge essentiellement siliciclastique dans laquelle l'enregistrement sédimentaire n'est pas perturbé par les précipitations de roches carbonatées,
- de plus, c'est une marge jeune et donc fortement subsidente. Cette caractéristique assure la création d'espace disponible pour l'accumulation sédimentaire et permet ainsi une bonne préservation des séquences de dépôts, ce qui en facilite l'interprétation,
- le caractère intramontagneux de la marge, bordée à l'Est par les Alpes, à l'Ouest par les Pyrénées et enfin au Nord par le Massif Central, permet une importante production de sédiments et donc une bonne expression des phénomènes géologiques,
- il s'agit d'un site sur lequel de nombreuses données sont disponibles, notamment grâce à l'acquisition de profils sismiques par l'industrie pétrolière,
- le Golfe du Lion est constitué de plusieurs bassins versants aux caractéristiques suffisamment différenciées pour élucider les contributions des différents facteurs. Il s'agit des fleuves catalans (bassin du Roussillon), des fleuves héraultais (bassin de l'Hérault) ainsi que du Rhône (bassin de Camargue). D'un point de vue géomorphologique, le domaine correspond aux hautes plaines, aux basses plaines (système littoral) et se prolonge en mer avec les domaines de plate-forme et de talus continental (Figure 1),
- la plate-forme de la marge du Golfe du Lion a subi un effondrement avant l'achèvement de la crise de salinité messinienne. Cet événement sera détaillé par la suite mais d'ores et déjà, nous pouvons souligner l'importance de cet épisode puisqu'il permet, localement, de préserver de l'érosion la série miocène et, en conséquence, facilite son étude en domaine *offshore*.

Cette étude couvrira donc l'ensemble du Néogène comprenant le Miocène (de 24 à 5,3 Ma), le Pliocène (5,3 à 1,8 Ma) et le Quaternaire (depuis 1,8 Ma).

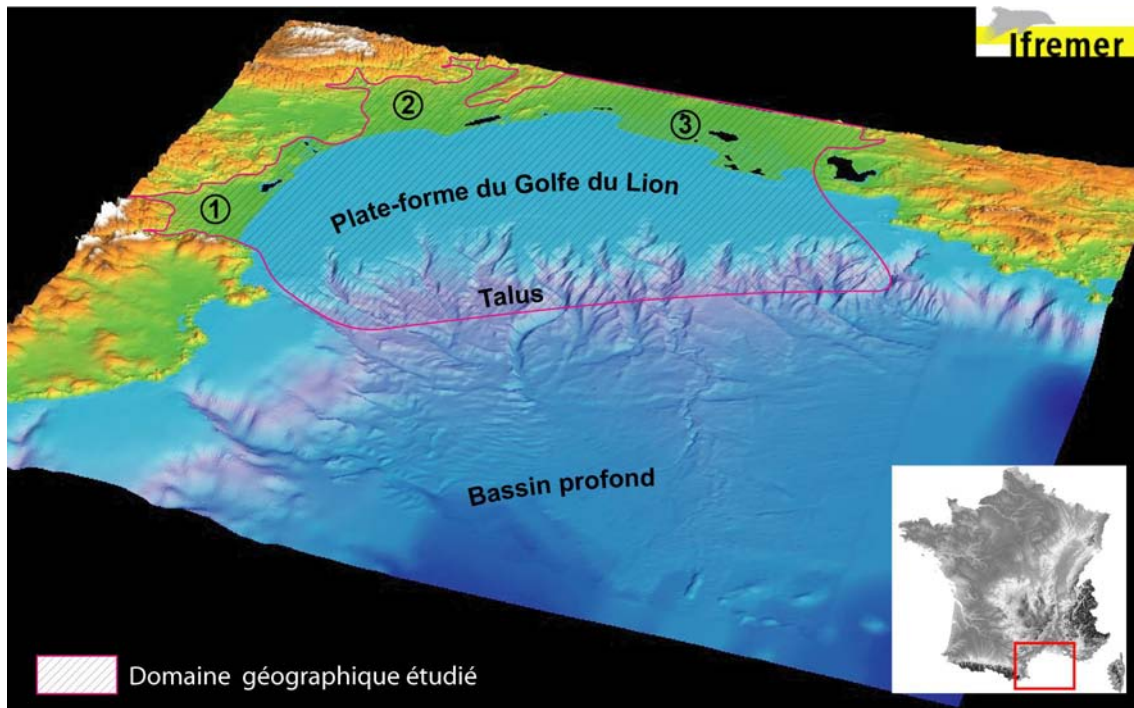


Figure 1 : Morphologie actuelle de la marge du Golfe du Lion. Le domaine géographique étudié intègre la zone de talus, de plate-forme ainsi que la partie amont et émergée du remplissage pliocène et quaternaire. (1) : bassin du Roussillon ; (2) : bassin de l'Hérault ; (3) : bassin de Camargue. Données bathymétriques : Ifremer, Brest.

Cadre de l'étude

Ce travail de recherche bénéficie du soutien financier du Conseil Régional Languedoc-Roussillon ainsi que du BRGM, dans le cadre du programme "Systèmes Côtiers et Lagunaires" (Syscolag) de la région Languedoc-Roussillon, intégré au contrat Etat-Région 2000-2006. Ce programme de recherche appliquée se veut fédérateur et pluridisciplinaire, il est au service d'une mutualisation des connaissances et des savoirs. Il a comme perspective l'élaboration d'un "observatoire régional du littoral" en Languedoc-Roussillon.

Les objectifs principaux du programme Syscolag visent à :

- mobiliser et mutualiser prioritairement les connaissances disponibles,
- favoriser une approche interdisciplinaire et intégrée,
- proposer des indicateurs pertinents de suivi des milieux et des usages,
- construire des outils scientifiques d'aide à la décision.

Le fonctionnement du programme Syscolag est organisé à partir d'un comité de pilotage (co-présidence Ifremer - Région Languedoc-Roussillon), d'un comité de coordination scientifique (coordination Cépralmar), l'animation du programme étant assurée par le Cépralmar.

Le programme de recherche établi dans le cadre de Syscolag repose sur une trilogie interdisciplinaire de sujets associés au thème de la ressource en eau souterraine. Ainsi, les travaux de sédimentologie, présentés, en partie, dans ce manuscrit, ont servi à alimenter les réflexions hydrogéologiques et la modélisation du fonctionnement des nappes souterraines du bassin du Roussillon (Aunay, 2007), elles-mêmes intégrées dans le travail de recherche socio-économique portant sur l'efficacité des outils de gestion des prélèvements d'eau diffus (thèse Syscolag de G. Giordana, UM1 / Cemagref).

La réalisation de ces travaux a bénéficié d'une dynamique nationale de recherche par l'intermédiaire du Groupement de Recherche Marges (CNRS, INSU, Total, Ifp, Ifremer, BRGM, IRD) dans le cadre du chantier "Golfe du Lion".

Le cadre de cette étude est donc triple. D'une part, il répond à une attente des acteurs régionaux, au sein de "Syscolag", en termes d'applications autour de la problématique de la ressource en eau potable sur les zones côtières du Languedoc-Roussillon. D'autre part, il s'inscrit dans le cadre de la démarche de synthèse de bassins sédimentaires du BRGM, pour lequel les études régionales menées en Languedoc-Roussillon sont un support nécessaire au programme de cartographie, à l'utilisation et à la valorisation des données de la Banque du Sous-Sol (BSS) dans le but, notamment, d'affiner les modèles géologiques utilisés pour le suivi de la ressource en eau souterraine. Enfin, le caractère académique de cet exercice (thèse universitaire) impose de ne pas se limiter à une description monographique mais d'avoir un intérêt novateur (par exemple dans la méthodologie du couplage terre-mer) et d'élucider des facteurs dont l'analyse peut faciliter la compréhension de l'architecture et des géométries sédimentaires d'autres marges passives.

Présentation du manuscrit

Ce mémoire de thèse s'articule en quatre parties décrivant successivement :

- l'état des connaissances sur les objets étudiés et les questions posées (problèmes soulevés) (Chapitre 1),
- la démarche choisie et la méthodologie mise en place (Chapitre 2),

- les résultats obtenus, présentés sous forme de trois publications et actualisés par la présentation de travaux récents (Chapitre 3),
- les applications possibles des résultats pour une meilleure gestion des réservoirs côtiers d'eau souterraine (Chapitre 4).

L'ensemble est complété par une bibliographie et des annexes détaillant l'analyse de certaines données utilisées.

CHAPITRE I - Etat des connaissances sur les objets étudiés

I.1 - Les marges passives continentales

Les marges passives sont issues de la fragmentation lithosphérique en contexte de divergence de plaque continentale. Elles sont classiquement définies comme la région immergée de la bordure d'un continent, correspondant au domaine de transition avec les plaines abyssales des fonds océaniques. Dans ce contexte, les marges passives comprennent trois domaines morphologiques distincts, définis par la valeur de leur pente : (i) la plate-forme (Mill, 1888 *in* Howell, 1960) ou plateau continental ; (ii) la pente ou talus continental (Lake, 1915 *in* Howell, 1960) ; (iii) le glacis continental (Heezen *et al.*, 1954), se prolongeant par la plaine abyssale (Figure 2-A). Ces deux derniers domaines sont également regroupés sous le terme de bassin profond.

L'étude sédimentaire d'une marge nécessite d'appréhender des événements géologiques, c'est-à-dire des modifications de facteurs agissant sur la sédimentation. Ces facteurs peuvent être déclinés à l'infini ou presque. Reading (1996) répertorie ainsi 12 principaux facteurs. Plus communément, deux facteurs sont considérés comme déterminants dans l'expression de l'architecture et des géométries des séquences de dépôts :

- le potentiel d'accommodation,
- les apports sédimentaires.

L'étude de ces deux facteurs peut se schématiser par la caractérisation respective du contenant et du contenu.

Le "**potentiel d'accommodation**" ou "accommodation" (Jervy, 1988) correspond à l'espace disponible au piégeage des sédiments. Il est tributaire, d'une part, des mouvements verticaux du substrat (subsidence au sens large et compaction) et, d'autre part, des variations absolues du niveau marin (en domaine marin uniquement). Les variations d'accommodation au cours des temps géologiques sont identifiables à partir de l'étude de la partie immergée d'une marge passive. Pour cela, la stratigraphie séquentielle définit des outils adaptés. Ils dérivent de la stratigraphie sismique (Vail *et al.*, 1977) et sont basés sur la comparaison des enregistrements sismiques et des sondages en domaine *offshore*. En conséquence, l'étude des variations d'accommodation sur une marge est en bonne adéquation avec la définition classique d'une marge, correspondant à un domaine immergé.

Les **apports sédimentaires** ont deux origines. D'une part, ils proviennent de la production carbonatée, dont la quantification est délicate à réaliser et négligée sur les marges siliciclastiques (cas de la marge du Golfe du Lion). D'autre part, ils correspondent à des apports détritiques arrachés par érosion au continent.

L'évolution des taux d'apports sédimentaires est liée aux modifications climatiques et aux modifications des reliefs du domaine continental. Les modifications climatiques sont supposées être homogènes à l'échelle d'une marge. En revanche, l'évolution du taux d'apport sédimentaire détritique est directement liée aux évènements géodynamiques des bassins versants de chaque fleuve alimentant la marge. L'architecture et les géométries des séquences de dépôts ont alors une évolution non homogène à l'échelle d'une marge. Leur interprétation nécessite donc de caractériser, au moins qualitativement, les évènements géodynamiques des différents bassins versants.

La déconvolution du message sédimentaire d'une marge passe donc par des études à l'échelle régionale, celle des grands bassins versants.

La quantification des apports sédimentaires détritiques peut être envisagée à l'aide des outils de stratigraphie séquentielle par quantification des volumes des cortèges sédimentaires. Cependant, plusieurs caractéristiques rendent ces analyses délicates. Tout d'abord, les cartes de volume sont représentatives uniquement si elles prennent en compte l'intégralité du domaine sédimentaire d'une marge, depuis les plaines continentales jusqu'au bassin profond. Il est donc nécessaire de disposer de nombreuses données sur la sédimentation des domaines *offshore*, mais également sur les bassins sédimentaires du domaine *onshore*. Ensuite, plusieurs horizons repères doivent être corrélés et datés sur l'ensemble de la marge, c'est-à-dire sur les séquences de dépôts des plaines continentales, de la plate-forme mais également des systèmes turbiditiques du bassin profond, géométriquement déconnectés. De plus, ces systèmes profonds engendrent des erreurs car, d'une part, leur mise en place crée une ablation de matériel ancien sur le rebord de plate-forme (canyons) et, d'autre part, leur volume sédimentaire intègre ce matériel ancien n'entrant pas en compte dans le bilan des apports continentaux.

L'étude du domaine *onshore* de la marge permet de pallier ces difficultés. En effet, l'évolution des reliefs est directement corrélée avec les variations des taux d'apports sédimentaires. Les marqueurs géomorphologiques (paléosurfaces) constituent des données idéales pour estimer les variations des taux d'apport sédimentaire d'une marge. Ils remédient aux difficultés rencontrées en domaine *offshore*.

Ce constat nous amène à reconsidérer la définition des domaines géomorphologiques d'une marge continentale. Classiquement, ils sont déterminés sur la partie immergée de la bordure continentale (Figure 2-A). Nous proposons d'étendre leur emprise ajoutant trois domaines (Figure 2-B) :

- le domaine sédimentaire émergé de **plaine continentale**, sous lesquelles une partie non négligeable de l'enregistrement sédimentaire est fossilisée,
- le domaine des **massifs** bordiers, dans la limite des bassins versants de la marge, dont les modifications influent directement sur l'enregistrement sédimentaire,
- le domaine de **plaine abyssale**, réceptacle ultime des apports sédimentaires terrigènes, dont l'appartenance au système "marge" est fréquemment utilisé (Séranne & Anka, 2005).

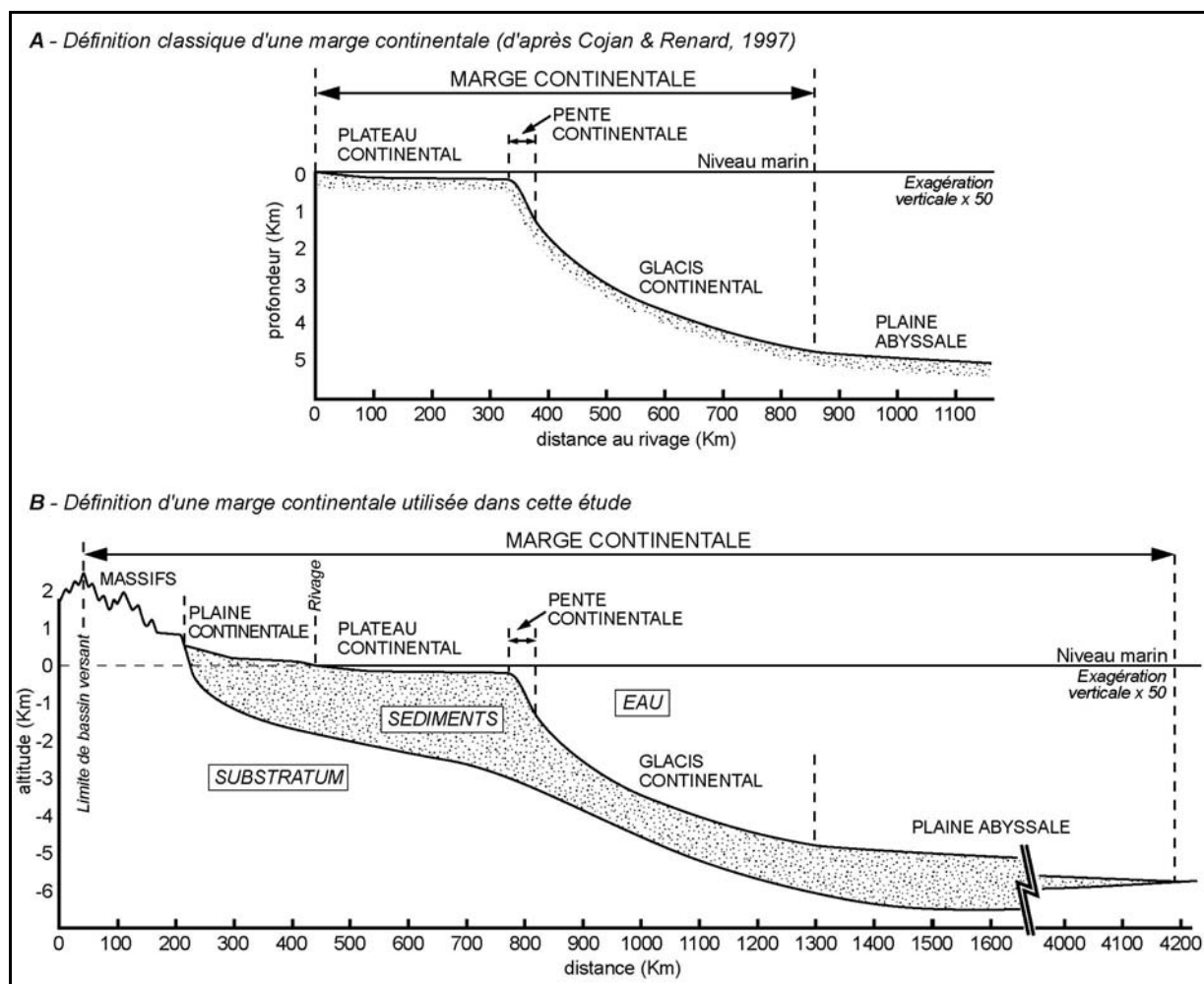


Figure 2 : Les domaines morphologiques des marges continentales passives. A- La définition classique (d'après Cojan & Renard, 1999) n'est pas retenue dans ce travail puisqu'elle ne permet pas d'appréhender le système sédimentaire "marge" dans son ensemble. B- Une définition élargie est proposée dans le cadre de cette étude. Elle intègre les domaines de plaine continentale et de plaine abyssale sous lesquelles une partie importante de l'enregistrement sédimentaire est fossilisée. De plus, le domaine des "massifs", défini par la limite des bassins versants, est également associé au système "marge" en tant que source des apports sédimentaires. Cette nouvelle entité permet d'établir une unité cohérente d'objets ayant enregistré, de manière variée, des événements géologiques communs.

Cette définition est utilisée dans le cadre de cette étude. Elle correspond à un domaine géologique cohérent dans lequel est regroupée l'intégralité des informations géologiques (de natures diverses) nécessaires à la compréhension des phénomènes étudiés.

Les marges passives continentales sont étudiées dans cette thèse, en se focalisant sur les relations entre les domaines émergés et immergés d'une marge. Cette thématique est illustrée par l'analyse de la marge du Golfe du Lion. Avant de développer la méthodologie utilisée et, notamment, celle permettant de faire la corrélation entre les données *onshore* et *offshore*, une brève présentation du Golfe du Lion est proposée. Elle présente, dans un premier temps, la description de la mise en place de cette marge et, dans un second temps, la description des formations sédimentaires associées à sa création.

I.2 - La marge passive du Golfe du Lion

Cette partie fait état des principales connaissances sur les caractéristiques fondamentales de la marge continentale du Golfe du Lion. Elles ont servi de support de réflexion et d'interprétation pour les travaux exposés dans les parties suivantes. Après une description rapide des particularités de la marge, puis des évènements géodynamiques liés à la création de la marge, l'accent est mis sur l'évolution et la dynamique sédimentaire de celle-ci, nourrie par une analyse critique des courbes eustatiques pliocènes servant de support à de nombreuses interprétations géodynamiques.

I.2.1 - Présentation générale de la marge du Golfe du Lion

Les marges méditerranéennes occidentales résultent de la rotation du micro-continent corso-sarde (Ziegler, 1992 ; Olivet, 1996). Elles sont jeunes, ce qui doit permettre de reconstituer leur histoire géologique avec beaucoup moins de difficulté que celle des marges des grands océans.

La marge du Golfe du Lion a la particularité d'être un golfe... En effet, l'ouverture liée à la rotation du micro-continent corso-sarde se heurte à trois verrous : au Sud-Ouest, les massifs pyrénéens, au Nord, le Massif Central et, à l'Est, les massifs alpins. Ils dessinent les contours de cette invagination méditerranéenne. Une marge atypique en résulte : elle présente un rebord de plate-forme de faible dimension (200 km) alors que son bassin hydrographique est très développé (110 000 km²). De même, le linéaire côtier (300 km) ne représente que 3,6 % du littoral français pour un bassin versant regroupant 16,3 % du territoire français. En conséquence, la marge du Golfe du Lion est un domaine quasiment intra-montagneux, avec des bassins sédimentaires de faible envergure bénéficiant d'apports sédimentaires importants.

Le pourcentage des roches carbonatées sur chaque bassin versant a été déterminé, sur un système d'informations géographiques (SIG), à partir des contours géologiques de la carte géologique de France à 1 / 1 000 000 (BRGM).

La marge du Golfe du Lion est drainée par sept bassins versants majeurs (Figure 3), chacun ayant des caractéristiques particulières (Tableau 1). Ainsi, les sources des apports sédimentaires ne sont pas réparties de manière homogène sur la marge. Le Rhône domine très largement en termes de superficie de bassin versant. Il représente, à lui seul, 90 % de

l'aire drainée totale. Cependant, en termes de quantité de matière, les apports des fleuves pyrénéens et languedociens ne sont pas négligeables, notamment les fleuves catalans (Tech et Têt) qui ont un régime torrentiel favorisant l'activité érosive.

Après le Rhône, l'Aude est le deuxième fleuve le plus important du Golfe du Lion, tant par la superficie de son bassin versant, que par la longueur du fleuve, ou encore par sa charge en particules grossières, solides ou moyennes. Cependant, les influences de l'Aude doivent être nuancées. Autour de ce fleuve, l'absence de marqueurs liés à l'événement messinien laisse supposer qu'à cette période la configuration actuelle du bassin versant de l'Aude n'était pas acquise et qu'une partie de celui-ci était associé au domaine atlantique.

L'Hérault, malgré un débit moyen assez important ($52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) au regard de celui des autres fleuves, n'a pas une charge solide conséquente ($1,2 \times 10^5 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$; Tableau 1). En comparaison, l'Aude a un débit moyen plus faible ($45,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) alors que sa charge solide est plus importante ($1,8 \times 10^5 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$). Ce paradoxe est probablement lié à la nature des roches du bassin versant. En effet, le bassin versant de l'Hérault est caractérisé par un important pourcentage de roches carbonatées (43 %) alors que celui de l'Aude est moins riche en carbonates (16 %). En domaine carbonaté, peu de particules grossières sont mobilisées et l'érosion chimique est prépondérante. La même observation peut être faite sur l'Agly dont une grande partie du bassin versant (61 %) est constituée de roches carbonatées.

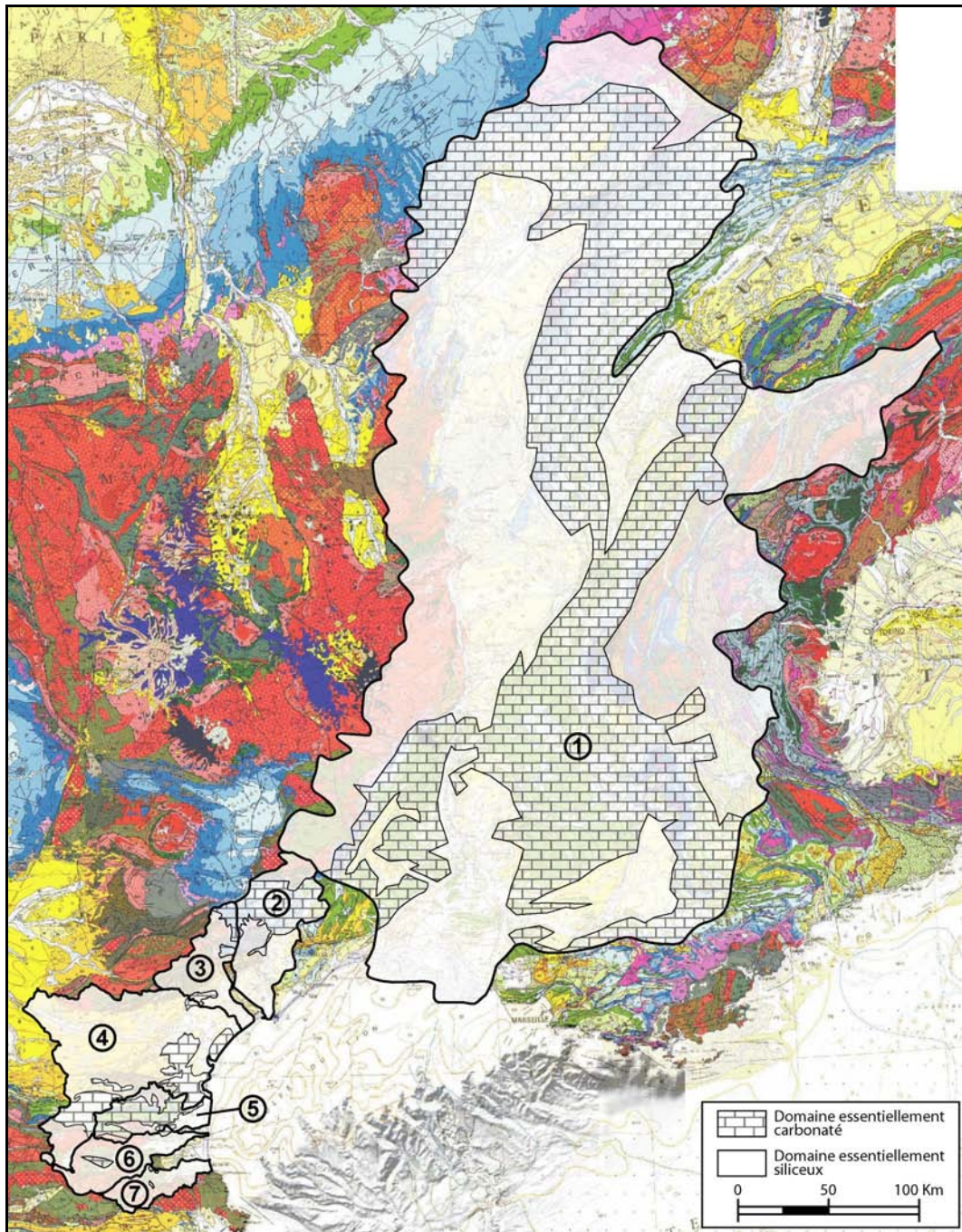


Figure 3 : Limites actuelles des bassins versants des principaux fleuves à l'origine de la construction de la plate-forme du Golfe du Lion. 1 : Rhône ; 2 : Hérault ; 3 : Orb ; 4 : Aude ; 5 : Agly ; 6 : Têt ; 7 : Tech.

Tableau 1 : Caractéristiques des bassins versants des trois grands domaines amont de la marge du Golfe du Lion.

	Fleuves	Superficie des bassins versants ^(a)	Linéaire des fleuves ^(a)	Pente moy.	Débit moyen (m ³ .s ⁻¹) ^(a)	Charge solide moyenne (fraction grossière) x 10 ⁵ t.an ⁻¹	Pourcentage des roches carbonatées sur les bassins versants	Caractéristiques
Domaine rhodano-provençal <i>Marge orientale</i>	Rhône	98 000 km ²	812 km	2,8 ‰	1510	73,9 ^(b) 220 ^(c)	43 %	Très grand bassin versant (90% de celui de la marge) et débit important.
Domaine du Languedoc <i>Marge centrale</i>	Hérault	2 250 km ²	135 km	10,7 ‰	52	1,2 ^(d)	43 %	Petit bassin versant, débit moyen et relativement homogène, pourcentage élevé de roches siliceuses pour l'Orb, pourcentage moyen pour l'Hérault.
	Orb	1 437 km ²	115 km	7,4 ‰	22,8	0,7 ^(d)	16 %	
	Aude	4 830 km ²	224 km	13 ‰	45,6	1,8 ^(d)	16 %	
Domaine du Roussillon <i>Marge Occidentale</i>	Agly	1 040 km ²	80 km	8,8 ‰	7,2	0,4	61 %	Petit bassin versant, régime torrentiel (très contrasté), fortes pentes et nombreuses roches siliceuses (pour la Têt et le Tech).
	Têt	1 300 km ²	114 km	17 ‰	13	0,5 ^(e)	5 %	
	Tech	726 km ²	82 km	30 ‰	9	?	1,5 %	

^(a) Durand, 1999, modifié dans Certain, 2002 ; ^(b) données actuelles, Pont *et al.*, 2002 ; ^(c) Surell, 1847 ; ^(d) Aloisi *et al.*, 1977 ;

^(e) Serrat, 1999.

Le taux de subsidence du Golfe du Lion est important, induit, notamment, par le caractère juvénile (Oligocène) de la marge. Il participe à la création d'espace disponible pour l'accumulation sédimentaire. Cette caractéristique assure une bonne préservation des séquences de dépôts et favorise donc leur interprétation. Le potentiel d'accommodation atteint son paroxysme suite à l'avènement de la "crise de salinité messinienne". L'érosion de la marge, consécutive à la chute extrême et exceptionnelle du plan d'eau méditerranéen, assure un énorme espace disponible, après son ré-ennoisement, au Pliocène. Elle favorise l'expression et la préservation des cortèges de dépôt tout en créant, à la base des séries pliocènes et quaternaires, un marqueur stratigraphique sans équivalent.

Cet inventaire des principaux fleuves côtiers du Golfe du Lion ne prend pas en compte l'Aude car ce dernier est tributaire, au Pliocène, de l'Océan Atlantique.

I.2.2 - Contexte géodynamique général de la marge du Golfe du Lion

De nombreux travaux ont permis de mettre en évidence les grandes structures du rift, la nature du socle, les principales étapes de la subsidence et la structure profonde de la marge externe et du domaine de transition entre la croûte continentale peu amincie et la croûte océanique bien identifiée (Cravatte *et al.*, 1974 ; Arthaud *et al.*, 1980-1981 ; Lefevre, 1980 ; Bessis & Burrus, 1986 ; Gorini *et al.*, 1993, 1994 ; Pascal *et al.*, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994, 2000 ; Mauffret *et al.*, 1995, 2001 ; Séranne *et al.*, 1995 ; Maerten & Séranne, 1995 ; Benedicto, 1996 ; Benedicto *et al.*, 1996 ; Séranne, 1999 ; Sanchis & Séranne, 2000).

Ainsi, le Golfe du Lion apparaît comme superposé à l'orogénèse pyrénéenne (Figure 4-a) et correspond à la marge européenne d'un bassin d'arrière-arc, liée à la subduction vers le Nord-Ouest d'une plaque essentiellement océanique ancienne (Téthys). Le rifting oligo-aquitain de la marge du Golfe du Lion (Figure 4-b) est suivi de l'accrétion océanique du Bassin Provençal, du Burdigalien au Langhien et de la subsidence thermique post-rift de la marge (Figure 4-c). Cette évolution est associée à la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde, qui migre vers le Sud-Est, au-dessus de la subduction (Figure 4-f). À partir du Tortonien, suite à l'effondrement de la plaque en subduction (*roll-back*), le rifting d'arrière-arc migre au Sud-Est du bloc corso-sarde et permet l'ouverture de la Mer Tyrrhénienne (Figure 4-d, -g). La marge du Golfe du Lion et le Bassin Provençal continuent alors leur subsidence post-rift, ponctuée par des événements tectoniques.

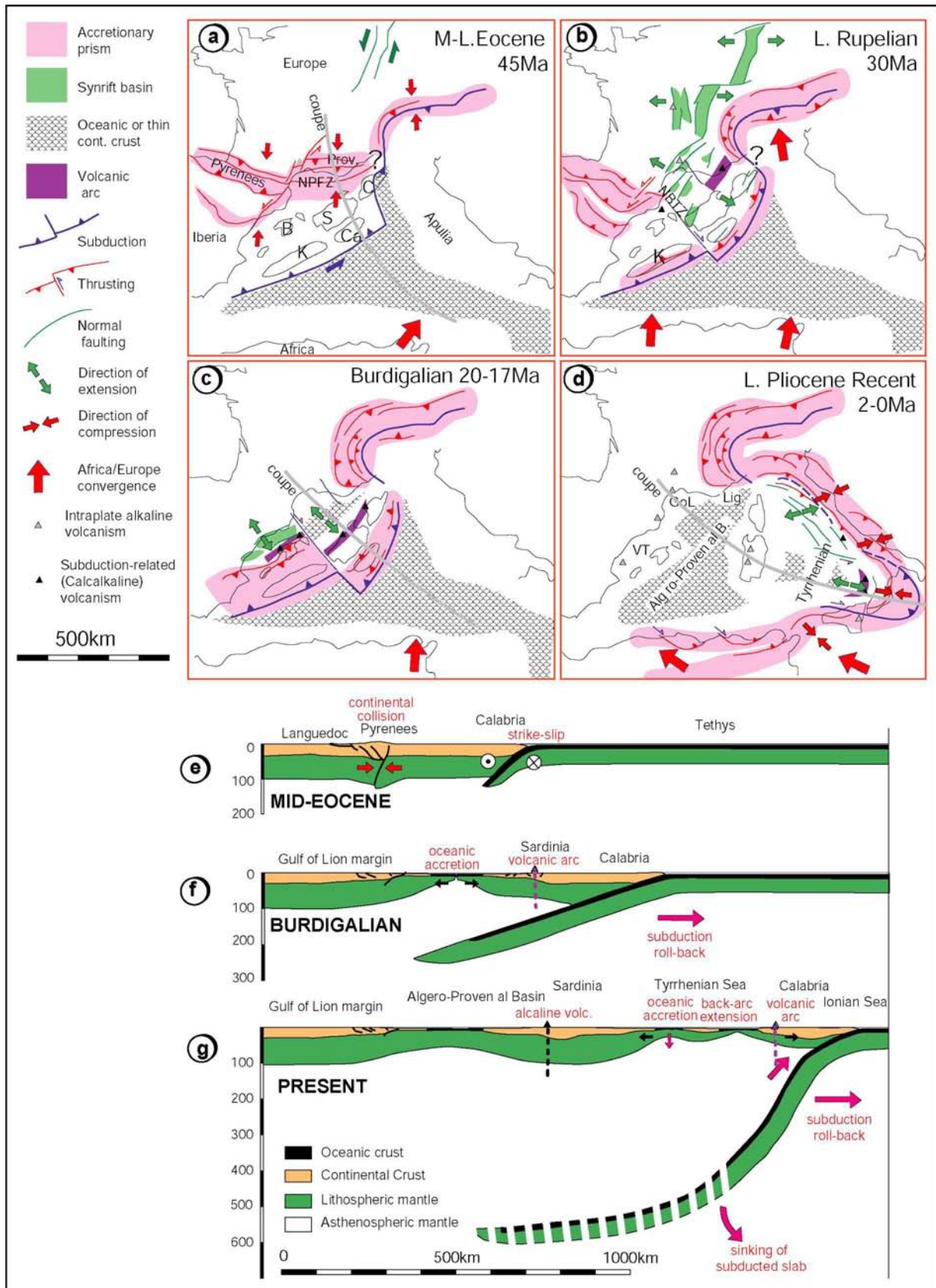


Figure 4 : Evolution géodynamique simplifiée de la Méditerranée nord-occidentale. Le Golfe du Lion correspond à la marge européenne d'un bassin d'arrière-arc, lié à la subduction vers le N.W. de la plaque Afrique, et qui est soumise à un phénomène de *roll-back* (Séranne, 1999, modifié *in* Duvail *et al.*, 2003).

La structure de la marge est caractérisée par une segmentation amont-aval et transversale (Figure 5). Les bassins syn-rift, situés en position amont de la marge, sont formés par extension de la couverture mésozoïque, décollée sur le niveau argileux-évaporitique du Trias, alors que le socle reste non déformé (Figure 5, coupe Languedoc). Vers le Sud-Est, l'extension affecte l'ensemble de la croûte et permet son amincissement. Dans la zone du talus, la croûte continentale est extrêmement amincie par des failles à faible pendage et fait place à une croûte intermédiaire, puis à une véritable croûte océanique. La zonation, entre tectonique extensive de couverture et tectonique extensive de socle, se superpose à la zonation des modes de déformation compressive pyrénéenne (Figure 5). L'industrie pétrolière a permis de faire des avancées considérables en terme de cartographie des structures du rift à l'échelle de l'ensemble de la marge (Gorini *et al.*, 1993 ; Bénédicte *et al.*, 1996 ; Guennoc *et al.*, 2000). Ces structures sont caractérisées par une direction N.E./S.W. (Arthaud *et al.*, 1980-81). En outre, la marge apparaît comme segmentée transversalement par des "zones de transferts" (Gorini, 1993 ; Guennoc *et al.*, 1994, 2000 ; Mauffret *et al.*, 1995, 2001 ; Mauffret & Gorini, 1996, Figure 6), d'orientation N.W./S.E., de part et d'autre desquelles les taux d'extension divergent.

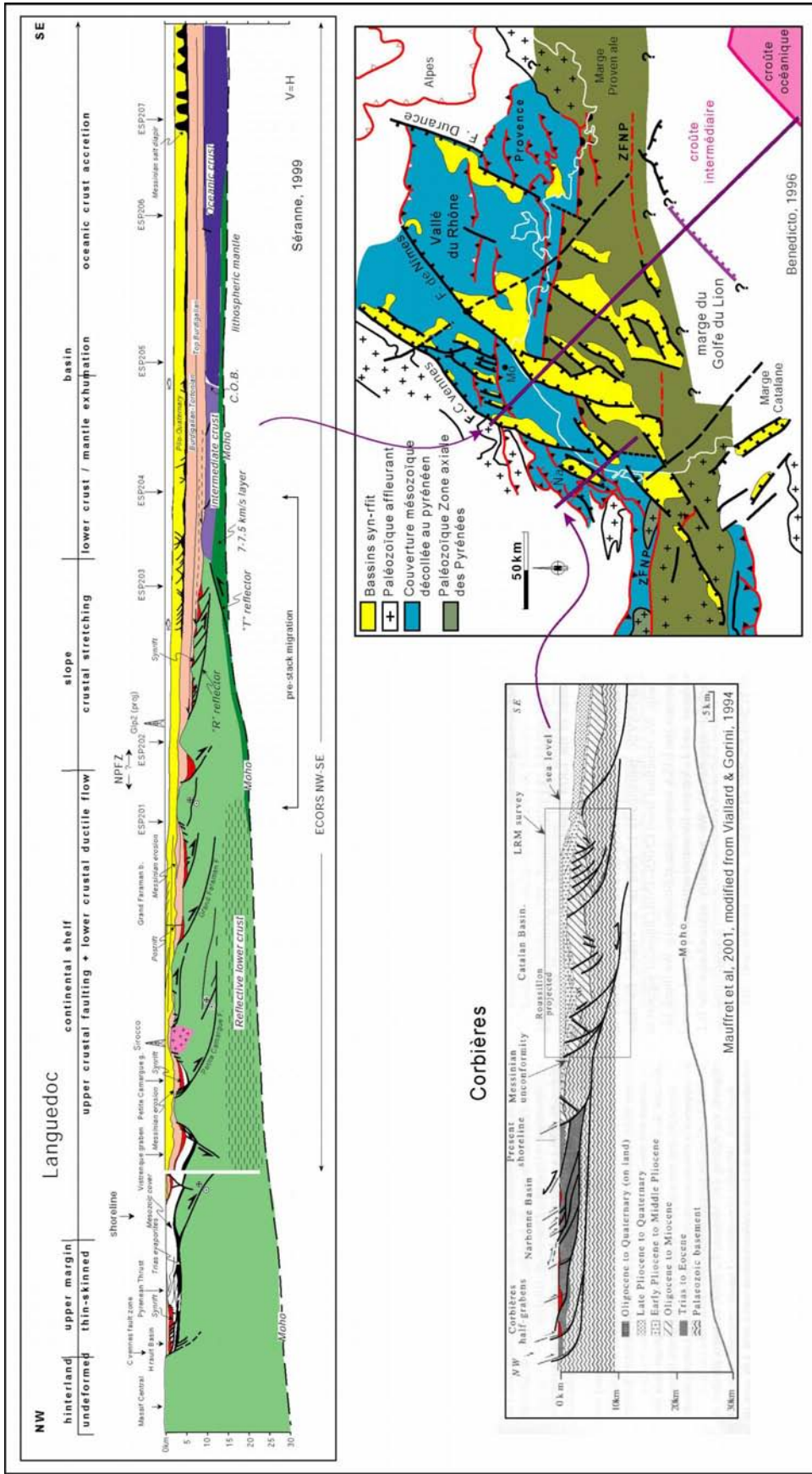


Figure 5 : Coupes crustales de la marge du Golfe du Lion montrant les structures de l'aminçissement oligo-miocène (Séranne, 1999 et Mauffret et al., 2001, modifié d'après Viailard & Gorini, 1994). Le schéma structural de localisation (Bénédicto, 1996), met en évidence les relations avec les structures pyrénéennes : au Nord, l'extension est oblique aux structures pyrénéennes (en rouge), alors que dans les Corbières, le parallélisme des structures favorise la réactivation des chevauchements en failles normales. Dans les domaines externes de la chaîne pyrénéenne (en bleu), la partie externe de la marge (au NW) est caractérisée par des failles normales affectant la couverture, alors que l'extension affecte le socle au S.E. de la ligne de côte. On remarque que cette distribution des modes d'extension se superpose aux modes de la déformation pyrénéenne (thin-skinned compression dans l'avant-pays, en bleu sur la carte) et thick-skinned dans la zone axiale (en kaki sur la carte). On constate que les bassins syn-rifts sont peu représentés sur les coupes (en rouge), en comparaison avec les sédiments post-rift (Séranne in Duvaill et al., 2003)

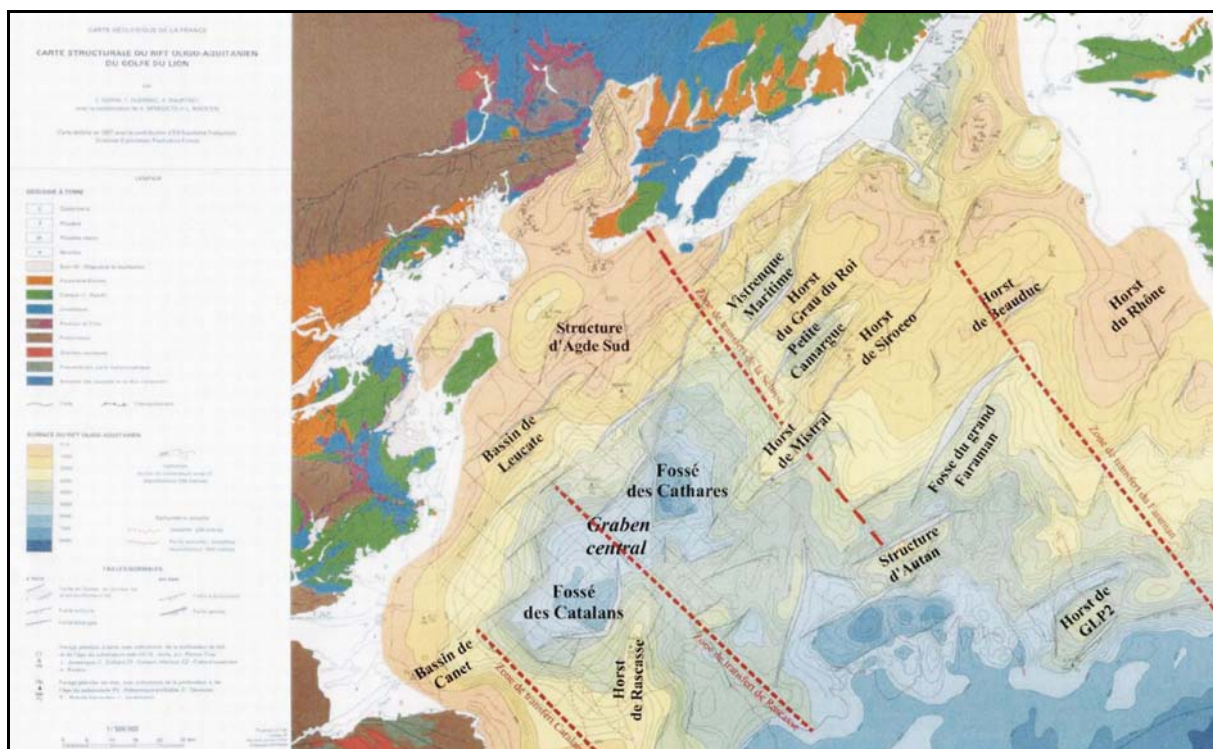


Figure 6 : Carte structurale du rift oligo-aquitain du Golfe du Lion (Lofi, 2002, modifié d'après Gorini et al., 2000 in Guennoc et al., 2000).

I.2.3 - Evolution et dynamique sédimentaire de la marge

a) Les séries syn-rift de l'Oligocène et du Miocène inférieur

En mer, la série syn-rift a été traversée par les sondages pétroliers de Tramontane, Mistral, Autan et GLP2 (Figure 7). Cette série est attribuée à l'intervalle Oligocène-Aquitainien (Cravatte et al., 1974). Cependant, les séries syn-rift sont mal documentées en domaine *offshore*, les sondages étant implantés sur des points hauts de la structure du rift.

La série syn-rift la plus complète est traversée par le sondage Autan1. A sa base, elle correspond à une argile silteuse anhydritique oligocène (Cravatte et al., 1974), remaniant des éléments paléozoïques et mésozoïques. Le milieu de dépôt est laguno-continental, puis continental. Cette série est érodée à son toit par un conglomérat continental, marquant la transition avec la série aquitainienne. Cette dernière est caractérisée par une transgression majeure à l'échelle de la marge. Elle est estimée de l'Aquitainien supérieur (Gorini, 1993) sur la base de l'analyse stratigraphique du sondage Autan1 (Cravatte et al., 1974).

Les épaisses séries syn-rift du graben central (Figure 6) ne sont accessibles que par imagerie sismique. Leurs milieux de dépôt et leurs stratigraphies restent hypothétiques. Cependant, à terre, cette phase débute localement dès le Priabonien (Eocène supérieur) pour les fossés provençaux de Manosque et de Mormoiron (Triat et Truc, 1983), ainsi que pour le fossé d'Alès (Cavelier *et al.*, 1984 ; Roure *et al.*, 1992). Dans le fossé de Narbonne-Sigean, cette période correspond au Stampien (Oligocène inférieur). Les séries syn-rift des fossés de la région nord-montpelliéraine indiquent, pour leur part, un âge oligocène moyen à supérieur (Benedicto, 1996). La reconstitution des différents épisodes d'extension (Séranne, 1999) indique que le rifting ouest-européen, étendu au Sud de la France, débute au Priabonien selon une extension E.-W., tandis que le rifting du Golfe du Lion serait initié plus tardivement au Rupélien supérieur, en relation avec un processus d'extension arrière-arc et d'extension N.W./S.E. réactivant les premiers bassins.

Sur le pourtour du Golfe du Lion, les dépôts syn-rift sont connus dans un certain nombre de bassins (*in* Debrand-Passard *et al.*, 1984 ; Gorini *et al.*, 1991 ; Roure *et al.*, 1992 ; Maerten & Séranne, 1995 ; Séranne *et al.*, 1995 ; Séranne, 1999 ; Benedicto, 1996). La série la plus épaisse connue s'exprime dans le graben de Vistrenque où le sondage de Pierrefeu traverse 4000 m de séries oligocènes sans atteindre le substratum. Cette sédimentation attribuée au Stampien correspond à des dépôts laguno-lacustres, indiquant des traces d'émersion au sommet. Elle est suivie par des dépôts aquitaniens argileux et carbonatés, puis gréseux, traduisant une tendance transgressive, puis régressive (Valette & Benedicto, 1995).

b) Les séries post-rift

La fin de la phase de rifting est estimée à 23 Ma (Aquitaniens moyen) (Séranne, 1999 ; Guennoc *et al.*, 2000). Elle est directement suivie d'une courte phase d'expansion océanique intervenant, suivant les auteurs, jusqu'à 18 Ma (Biju-Duval, 1984) ou plus tardivement jusqu'à 16,5 voire 15 Ma (Chamot-Rooke *et al.*, 1999 ; Gattacea, 2000).

Une révision des sondages *offshore*, fondée sur l'analyse de profils sismiques, permet à C. Gorini (1993) de distinguer deux groupes stratigraphiques principaux au sein de la sédimentation post-rift (Figure 7) :

- (i) le groupe transgressif inférieur (Aquitaniens supérieur à Burdigalien moyen), dont la base est discordante avec les séries syn-rift,
- (ii) le groupe progradant supérieur (Burdigalien supérieur à Tortonien supérieur), dont la base est en surface de down-lap sur le rebord de plate-forme et en discordance dans le bassin profond.

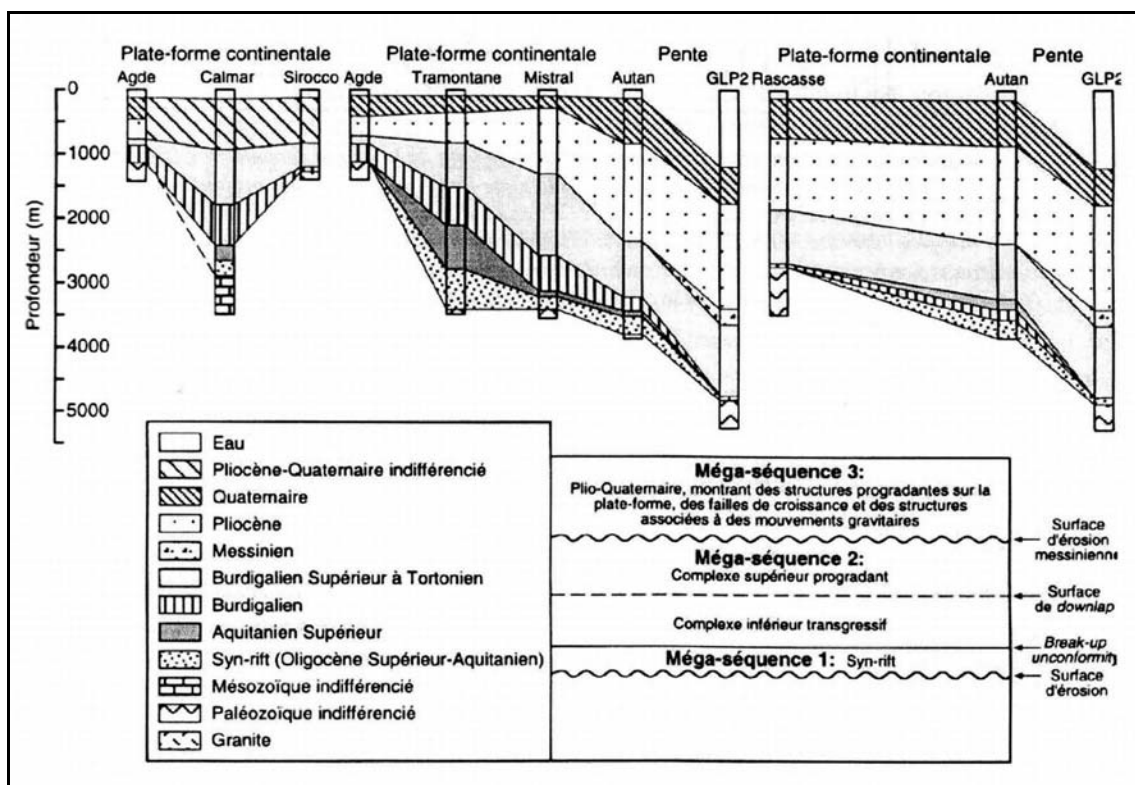


Figure 7 : Corrélations stratigraphiques entre les sondages du Golfe du Lion et mégaséquences des formations tertiaires (Gorini, 1993 in Torres, 1995).

A partir de l'Aquitanién moyen, la sédimentation est décrite comme un remplissage progressif des fossés du rift, au sein desquels l'absence de forage couplée à une imagerie sismique de faible résolution ne permet pas d'étudier la sédimentation miocène (Guennoc *et al.*, 2000). Plus récemment, l'accès à une imagerie de bonne qualité (campagne sismique Total LRM1996) a permis notamment de déterminer l'existence d'une tectonique extensive d'âge fini miocène à pliocène inférieur (Mauffret *et al.*, 2001), et de proposer une réinterprétation des forages pétroliers *offshore* calée sur les objets sismiques (voir III.2.2).

Les schémas d'évolution classique d'une marge passive impliquent, à la fin du rifting, une cessation ou une forte diminution de la tectonique active au profit de la subsidence thermique et de la subsidence induite par la surcharge sédimentaire. L'évolution de la marge du Golfe du Lion est plus complexe. En effet, des événements géodynamiques importants perdurent au-delà de cette période. Ils interviennent régionalement, de part et d'autre de la marge, au niveau des massifs pyrénéens et des massifs alpins. Ils témoignent donc du caractère intra-montagneux de la marge. La multiplication des événements géodynamiques, de nature différente et de localisation variée, est une richesse pour l'analyse et la compréhension de leur impact sur l'enregistrement sédimentaire.

Sur la bordure occidentale (pyrénéenne), les bassins côtiers et leur remplissage témoignent, à la charnière Aquitanien - Burdigalien inférieur, d'un épisode géodynamique majeur de tectonique verticale (Calvet, 1996). Dans le bassin de Sigean, il s'exprime sous forme de discordances et de la lacune du Burdigalien inférieur. A La Palme, il se traduit par le démantèlement complet du bassin oligo-aquitain avant la transgression marine. En Roussillon enfin, les couches supérieures de la série rouge impliquent un évènement tectonique important, en particulier sur le bloc du Canigou où la mise à nu et l'érosion des gneiss supposent l'ablation d'une tranche de roches, peut-être d'ordre kilométrique (Calvet, 1996).

De même, sur la bordure orientale de la marge, les récentes conclusions des travaux de reconnaissance des paléovallées, dans le bassin molassique rhodano-provençal, permettent de préciser les différentes phases de création de relief (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005). Elles sont en relation directe avec l'activation de plis et de chevauchements de l'avant-pays alpin miocène. Ainsi, l'évolution post-rift anté-messinienne de la marge est caractérisée par trois évènements géodynamiques majeurs, d'ampleur variable (Figure 8), dont le cadre chrono-stratigraphique est établi à partir de l'analyse du remplissage des réseaux fluviaux (Besson *et al.*, 2005, Figure 9) : les périodes de paroxysme de déformation sont estimées (i) à la base du Burdigalien, (ii) à la base du Langhien (voire au toit du Burdigalien) et (iii) à la base du Tortonien.

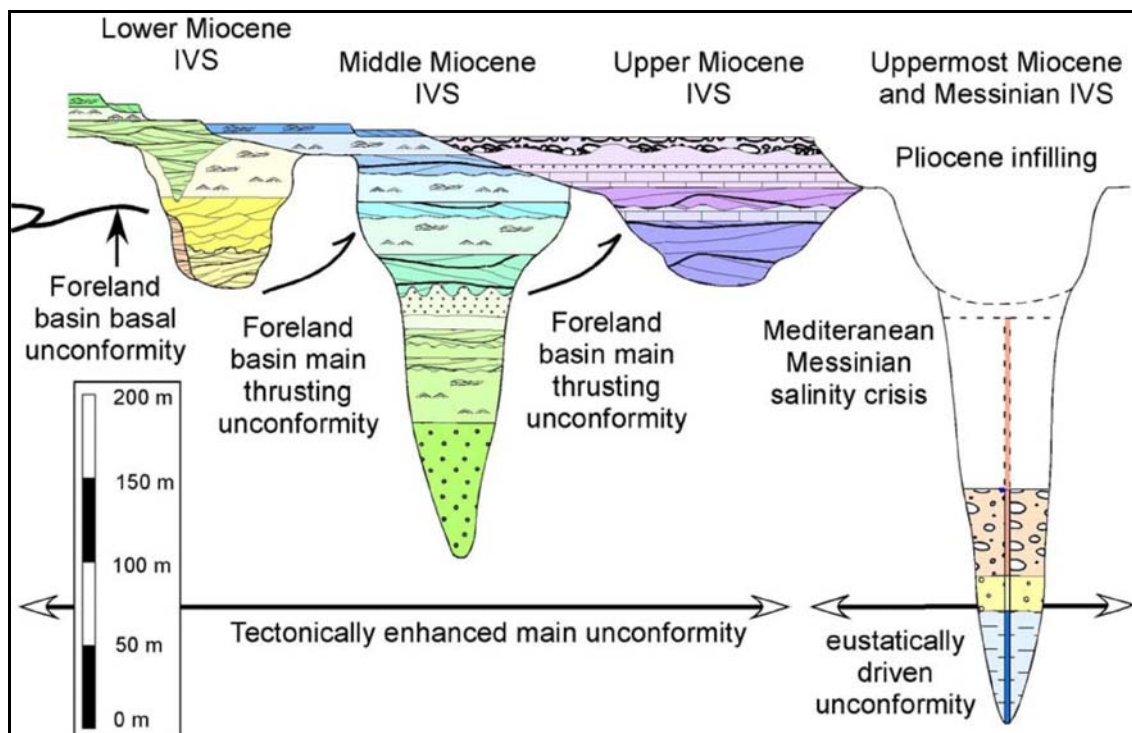


Figure 8 : Les systèmes de vallées incisées du Néogène en relation avec les principales phases d'évolution du bassin d'avant-pays alpin dans le Sud-Est de la France (Besson, 2005).

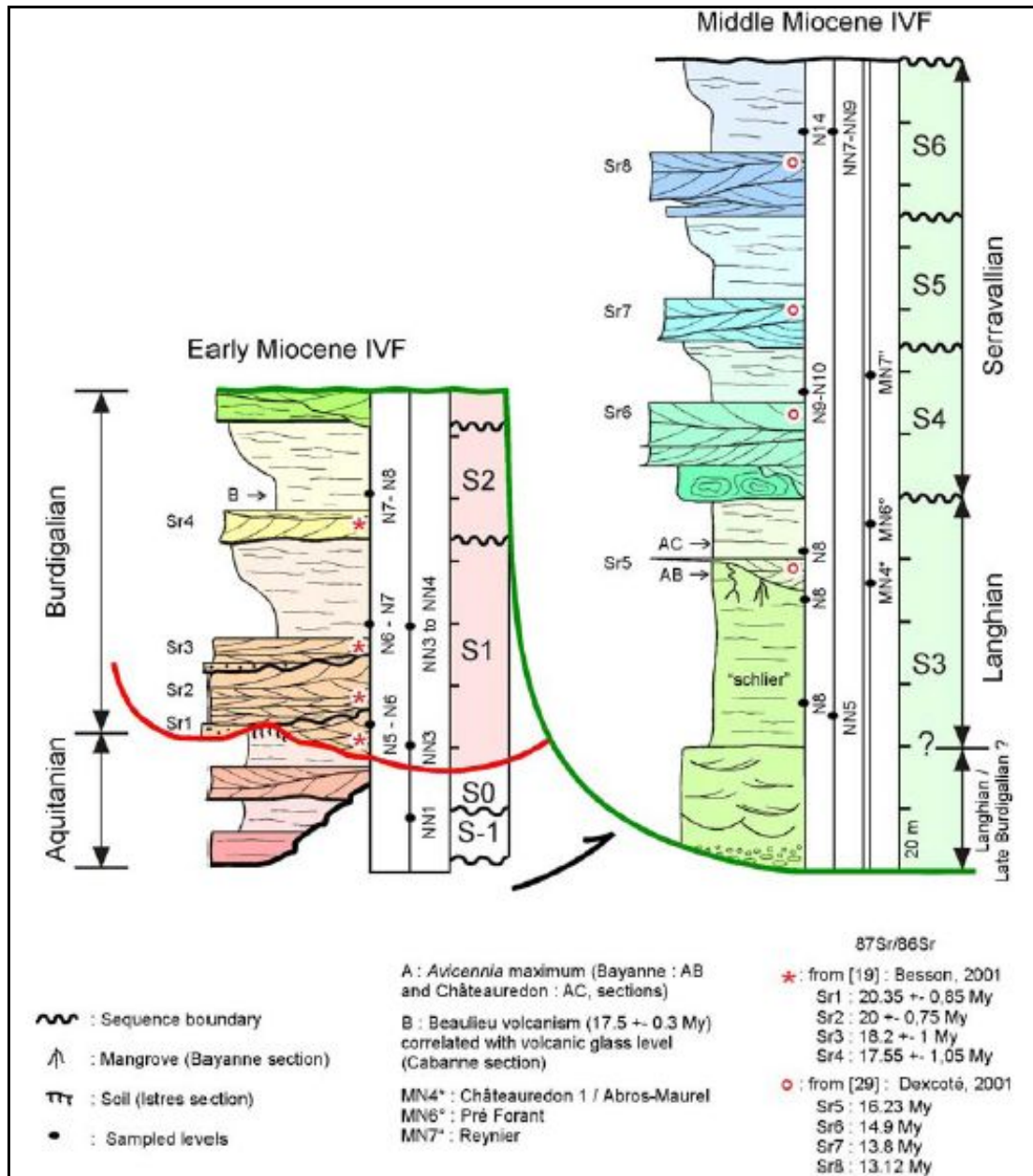


Figure 9 : Cadre litho-, bio-, chrono-stratigraphique de la série sédimentaire du Bassin molassique rhodano-provençal (Besson *et al.*, 2005).

Ainsi, l'évolution post-rift de la marge miocène ne se résume pas à un simple épisode de subsidence thermique. Les bordures sont en mouvement et les facteurs de contrôle de la sédimentation évoluent régionalement, notamment les taux d'apport sédimentaires qui sont étroitement liés à la création de relief.

Une longue période de progradation de la marge s'initie donc à partir du Miocène inférieur. Elle permet la mise en place d'une plate-forme dont l'évolution est rythmée par les variations eustatiques ainsi que par les modifications des taux d'apports sédimentaires induits par les

créations de reliefs, régionalement et sur les bordures de la marge. Cette situation perdure pendant plus d'une dizaine de millions d'années jusqu'au Miocène supérieur, où deux événements géodynamiques importants vont conduire, d'une part, à l'effondrement de la plate-forme et, d'autre part, à son démantèlement.

c) Les bouleversements de la marge au Miocène supérieur

Le Miocène supérieur est une période riche en événements géologiques, à l'échelle de la Méditerranée et plus particulièrement à l'échelle du Golfe du Lion. Deux épisodes majeurs modifient complètement le contexte structural, morphologique et sédimentaire de la marge. Le premier correspond à une phase structurale s'exprimant sous la forme d'une surrection des massifs bordiers et d'un effondrement de la plate-forme. Le second n'est autre que l'épisode de "crise de salinité" (Hsü *et al.*, 1973) impliquant, notamment, le démantèlement par érosion de la marge miocène.

De nombreux indices de structuration au Miocène supérieur sont connus sur l'ensemble de la marge du Golfe du Lion.

Sur le domaine rhodano-provençal :

- l'étude des vallées incisées démontre la création d'un nouveau bassin versant fortement influencé par la tectonique pllicative du bassin d'avant-pays alpin entre le Tortonien inférieur et le Tortonien supérieur (Besson, 2005) (Figure 8),
- de même, les molasses du Miocène moyen sont signalées basculées à Montfrin (Ménillet & Paloc 1973).

En Languedoc :

- les affleurements de l'échangeur autoroutier de Sète, sur la "Languedocienne", montrent une série marneuse marine basculée, attribuée au Langhien inférieur (Depéret, 1895-1896 *in* Magné, 1978). Cette série est ravinée par un conglomérat alluvial siliceux discordant. Ce conglomérat remanie des débris d'huîtres et a fourni, à environ 1 km vers l'Est, près d'Issanka, *Pecten scabriusculus*, indiquant un âge tortonien (Roman, 1897 *in* Magné, 1978). Cette molasse est elle-même recouverte par des séries continentales de limons rougeâtres, rapportées au Pliocène (carte géologique à 1/50 000 de Sète, 1967). Ces affleurements sont interprétés (P. Le Strat, com. pers.) comme les témoins d'une phase tectonique postérieure au Langhien, à l'origine de la mise en place d'un réseau

fluviale fossilisée au cours du Tortonien, avant l'avènement de la crise de salinité et de la surface d'érosion qui lui est associée,

- le conglomérat fluviale de l'oppidum d'Ensérune, culminant en inversion de relief au toit d'une série molassique du Miocène moyen, est assimilé à l'épisode fluviale de l'échangeur de Sète (P. Le Strat, com. pers.),
- la formation fluviale à mégablocs du Pouget et de St-Pargoire (Maerten, 1994) a une origine sujette à discussion. Certains auteurs l'interprètent comme un épisode fluviale antérieur à l'érosion messinienne (P. Le Strat, com. pers.) et donc contemporaine d'une phase de structuration au Miocène supérieur. Cependant, ces mêmes affleurements sont également interprétés comme des équivalents des brèches messiniennes fossilisant directement la surface d'érosion méditerranéenne (G. Clauzon com. pers., M. Séranne, com. pers.),
- plus au Nord, sur la bordure cévenole, l'analyse géomorphologique de l'incision des réseaux fluviaux et karstiques (Camus, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002) indique qu'elle résulte essentiellement d'une surrection postérieure au Langhien et antérieure à la chute messinienne. Elle réactive les failles de socle sur plusieurs centaines de mètres. L'interprétation génétique suggérée (Séranne *et al.*, 2002) est la mise en place de l'anomalie asthénosphérique observée sous la partie sud du Massif central (Granet *et al.*, 1995) suivie, seulement quelques millions d'années plus tard, du volcanisme issu de la fusion partielle de la lithosphère sus-jacente. Plusieurs travaux s'appuyant sur l'âge du volcanisme de la bordure cévenole corroborent la surrection de ce domaine au Miocène supérieur, avant la phase d'érosion messinienne (Ambert & Ambert, 1995 ; Ambert, 1991 ; Gillot, 1974 ; Audra *et al.*, 2001). Ils sont synthétisés par M. Séranne *et al.* (2002).

En Roussillon :

- au Nord du bassin, la coupe de Leucate est interprétée comme le témoin d'une incision affectant le Miocène moyen marin et scellée par la surface d'érosion messinienne (Aunay & Le Strat, 2002),
- la ré-interprétation de profils sismiques anciens (SNPLM 1954 et CEP 1959) sur la partie *onshore* du bassin du Roussillon (Duvail & Le Strat, 2000 ; 2002) permet d'identifier des bombements affectant les réflecteurs du Miocène moyen,
- la brèche de Thuir, à l'Ouest du bassin et au pied des Aspres, correspond à un cône de déjection torrentiel à matériel caillouteux assez bien usé, issu du démantèlement des affleurements de calcaire dévonien de l'arrière-pays. Ces affleurements sont liés par une matrice sableuse, elle-même cimentée par un ciment carbonaté massif. L'ensemble, de teinte rougeâtre, indique le remaniement des altérites du causse sus-jacent. Cette brèche fossilise, sur plusieurs dizaines de mètres, une incision affectant la surface du causse de

Thuir. A son sommet, elle est elle-même incisée par une seconde surface d'érosion, attribuée à la surface d'érosion messinienne du fait de sa fossilisation par les formations du Pliocène continental. Dans cette configuration, et pour des raisons faciologiques, la brèche de Thuir est rapportée au Miocène supérieur (Le Strat *et al.*, notice de la carte géologique de Céret, à paraître). En conséquence, elle devient le témoin d'une chute importante du niveau de base, antérieure à la crise de salinité,

- dans la partie sud du bassin du Roussillon, la faille des Albères atteste un mouvement inverse au cours du Miocène supérieur (Clauzon, 1987b),
- les grès de Moulas correspondent à un lambeau de grès, siliceux et feldspathiques, situé sur le flanc septentrional du Massif des Albères, en face du Boulou sur les pentes du Pic d'Estelle (carrière "Les Molerès"). Les faciès marins de cette ancienne carrière ont fourni plusieurs spécimens d'un grand poisson de la famille des Percidés. Le genre *Lates* Cuvier et Valenciennes a été déterminé par J. Gaudant (1999), ce qui permet à l'auteur de rattacher cette série à un âge maximal miocène, probablement miocène moyen, voire burdigalien supérieur. Cet affleurement est situé à une altitude comprise entre 210 et 240 m. Les plus hauts niveaux marins du Miocène moyen sont estimés à environ 140 m (Hardenbol *et al.*, 1998, Figure 10) ; ce qui implique une surrection minimale des grès de Moulas de l'ordre de 100 m,
- les paléo-altitudes du bassin de Cerdagne ont été déterminées à partir de l'analyse des paléo-températures, obtenues par l'étude des flores polliniques (Suc & Fauquette, 2004). Elles indiquent que la Cerdagne avait une altitude inférieure à 200 m au Tortonien (10,5 Ma.), et d'environ 500 m au Messinien (environ 6,5 Ma). De plus, ces travaux indiquent que le massif du Canigou culminait, dès le Zancéen, à une altitude minimale de 2 000 m (2 784 m actuellement).

De nombreux indices de surrection des massifs bordiers convergent donc vers un (ou des) événements géodynamiques à l'origine de mouvements intervenant après le Miocène moyen et avant la mise en place de la surface d'érosion messinienne sur le pourtour de la marge.

Le développement des outils de sismique réflexion permet au groupe Total d'acquérir, en 1996, une imagerie nouvelle de la plate-forme et du talus de la marge. Cette imagerie modifie le schéma d'évolution structurale prédéfini. Ainsi, une structuration importante de la marge est mise à jour sous la plate-forme actuelle grâce à l'analyse de la campagne Elf Aquitaine "Languedoc Roussillon Maritime". Cette structuration est interprétée comme une phase tectonique extensive, d'âge fini-miocène à pliocène inférieur (Mauffret *et al.*, 2001) et correspond à un véritable effondrement de la plate-forme miocène (Duvail *et al.*, 2002).

Deux types de mouvements contemporains semblent donc affecter la marge : des surrections des reliefs bordiers et une phase extensive en domaine *offshore*. Cependant, les moteurs de ces mouvements ne sont pas clairement établis ; ils restent sujets à discussion. Ainsi, l'hypothèse d'une unique phase tectonique de surrection de l'ensemble des massifs bordiers du Golfe du Lion, antérieure à la chute messinienne, est avancée sur la base de déformations affectant l'ensemble des profils de dépôt (Le Strat, 2004). Une autre hypothèse, privilégiant les phénomènes géodynamiques régionaux (Séranne *et al.*, 2002), met en avant l'anomalie asthénosphérique observée sous la partie sud du massif central. De plus, certaines idées récentes confèrent à la surrection *onshore* et à l'effondrement *offshore* (voir III-2) une origine isostatique, induite par la compensation de l'évaporation d'une importante tranche d'eau de la mer Méditerranée au Messinien terminal (Le Pichon, *com. orale*, Collège de France, Aix, 2005).

La "crise de salinité" (Hsü *et al.*, 1973) correspond à une chute, très brève, du niveau de base méditerranéen avec une amplitude sans équivalent, de l'ordre de 1 500 m (Ryan, 1976 ; Clauzon, 1982), voire de 2000 m (Gennesseaux & Lefebvre, 1980 ; Rehault *et al.*, 1984). Elle se produit au Messinien terminal, entre -5,96 et -5,32 Ma (Gautier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999 ; Roger *et al.*, 2000). Elle est initiée par la fermeture progressive du détroit bétique puis du corridor rifain (Benson *et al.*, 1991). A cet évènement structural s'additionne un évènement eustatique correspondant à une baisse globale du niveau marin décrite par le cycle de 3^{ème} ordre TB 3.4 (Haq *et al.*, 1987 ; Wornardt & Vail, 1991 ; Hardenbol *et al.*, 1998). Ainsi, les conditions sont réunies pour restreindre les échanges d'eau entre l'Atlantique et la Méditerranée. Le niveau marin méditerranéen subit un abaissement, sous l'effet de l'évaporation et en deux temps (Clauzon *et al.*, 1996 ; Lofi, 2002). Le bassin se transforme en un "*deep dessicated basin*" (Hsü *et al.*, 1973), impliquant, d'une part, le dépôt d'épaisses séries évaporitiques (Montadert *et al.*, 1970 ; Ryan *et al.*, 1973 ; dos Reis 2001) et, d'autre part, le développement de la "surface d'érosion messinienne" (Cita & Ryan, 1978 ; Gennesseaux & Lefebvre, 1980 ; Barber, 1981 ; Guennoc *et al.*, 2000 ; Lofi, 2002) sur toute la partie exondée de la marge miocène.

Ce dernier point est particulièrement intéressant, étant donné que la surface d'érosion messinienne bouleverse totalement les conditions de sédimentation sur la marge. En effet, les domaines de massifs, de plaines, de plate-forme et de talus de la marge miocène sont profondément entaillés par des canyons fluviaux. L'analyse de ces géométries a bénéficié des nombreuses études de terrains de G. Clauzon, sur plusieurs marges méditerranéennes. La surface d'érosion messinienne atteint son maximum au droit des fleuves : 1300 m pour le Rhône, au droit du littoral actuel (Beaufort *et al.*, 1954 ; Clauzon, 1973 ; Clauzon, 1982 ;

Groupe Géoprospective, 1993 ; Clauzon & Rubino, 1992 ; Clauzon *et al.*, 1995). Cette incision se développe sur de longues distances à l'intérieur des massifs continentaux européens ou africains. C'est ainsi que, sur le Nil, elle remonte au-delà du barrage d'Assouan, implanté à plus de 1000 kilomètres du rivage (Chumakov, 1973). Le profil longitudinal de tous ces fleuves messiniens est très éloigné du profil d'équilibre : il est systématiquement convexe, ce qui implique le caractère juvénile (Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973) de cette topographie de ravinement.

Sur le Golfe du Lion, la première cartographie de synthèse de la surface d'érosion messinienne (Lefebvre, 1980 ; Guennoc *et al.*, 1997 *in* Guennoc *et al.*, 2000) intègre de nombreuses données de profils pétroliers étudiés, notamment dans le cadre de la thèse de C. Gorini (1993). Plus récemment, cette cartographie est reprise dans le cadre du GDR Marge (Duvail & Le Strat, 2002), en y intégrant les données de bassins *onshore* du Roussillon (Duvail *et al.*, 2001) et du bassin de l'Hérault (Fuchey & Le Strat, 2001), (Figure 11). Cette cartographie est en cours de précision (travaux menés par Total, dans le cadre du GDR Marges), notamment en y intégrant les travaux sur la vallée du Rhône (Baumard, 2001 ; Clauzon *et al.*, 1999).

L'érosion induite par la chute du niveau de base au Messinien est fondamentale dans l'étude de l'architecture et des géométries des formations pliocènes et quaternaires. Elle a une triple implication : (i) elle engendre une accommodation sans précédent lors de la remise en eau du bassin méditerranéen à la base du Zancléen ; (ii) elle se manifeste dans les parties amont de la marge par des morphologies de canyons se transformant en rias lors du ré-ennoisement ; (iii) elle implique des variations d'épaisseurs importantes pour les séries pliocènes et induit, en conséquence, de nombreux phénomènes de compactions différentielles (Clauzon, 1990).

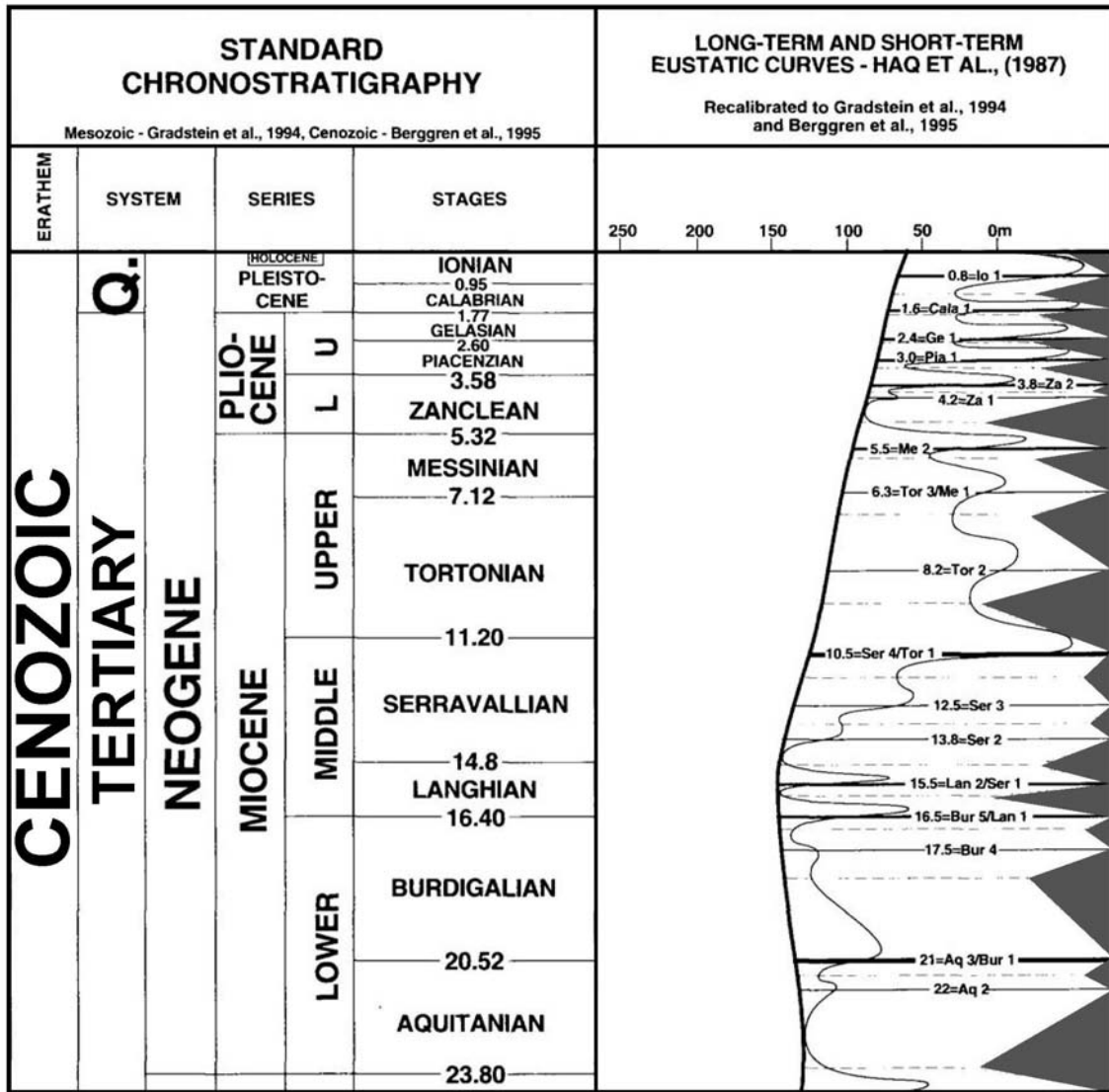


Figure 10 : Charte chronostratigraphique, courbe des variations eustatiques et nomenclature des limites de séquences du Néogène (in Hardenbol et al., 1998).

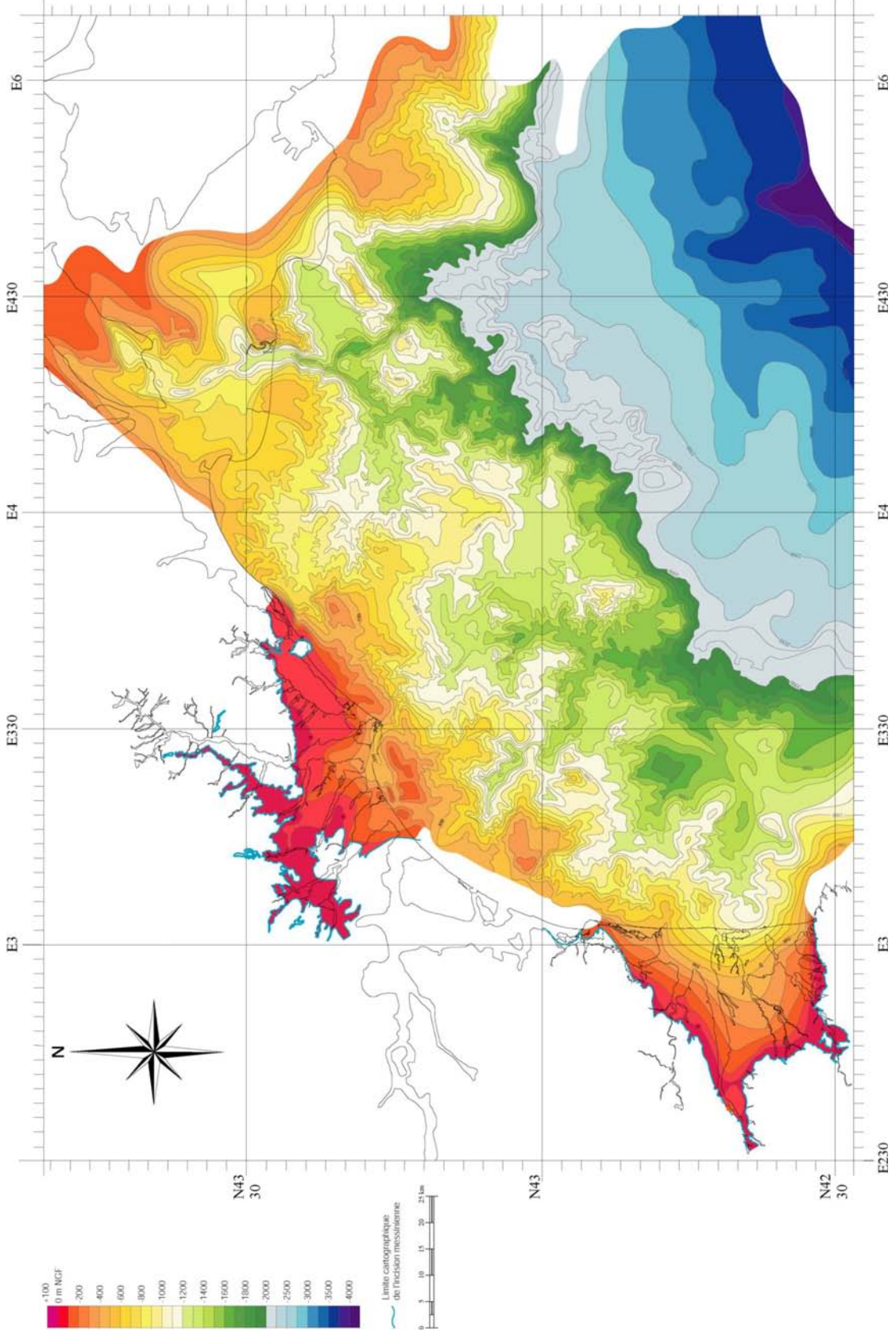


Figure 11 : Carte des isohypses de la surface messinienne du Golfe du Lion suivant un transitionnel terre-mer (d'après Guennoc et al., 2000 ; Duvail et al., 2001 Fuchey & Le Strat, 2001, modifiés dans Duvail & Le Strat, 2002).

Les évènements post-rift sur la marge miocène du Golfe du Lion, que nous venons de présenter, constituent plusieurs phases géodynamiques distinctes :

- au Miocène inférieur, post-rift, la partie occidentale de la marge est soumise à une surrection des massifs pyrénéens, provoquant un démantèlement de certains bassins sédimentaires et l'ablation d'une partie des massifs bordiers. Une augmentation du taux d'apports sédimentaires sur ce domaine est donc à envisager,
- à la même période, sur la partie orientale de la marge, une période de création de relief intervient mais avec une expression différente du fait de la création d'espace disponible à la sédimentation par l'activation de plis et de chevauchements dans le bassin molassique rhodano-provençal de l'avant-pays alpin,
- à la base du Miocène moyen, une nouvelle création de relief intervient sur le domaine oriental de la marge,
- au Miocène supérieur, la création de relief caractérise l'intégralité des massifs bordiers,
- de façon contemporaine ou non, la plate-forme subit une phase de tectonique extensive,
- puis l'évènement de la "crise de salinité" induit une émergence de la plate-forme et une vigoureuse érosion se prolongeant jusque dans les parties amont des bassins versants de la marge.

La géodynamique de la marge miocène est donc riche en évènements régionaux. L'analyse de la réponse sédimentaire est en conséquence propice au développement de la problématique introduite en début de ce manuscrit : la caractérisation de la réponse sédimentaire aux variations d'apports sédimentaires et aux déformations.

d) Le Pliocène

Les évènements géodynamiques, à l'origine du dépôt des formations pliocènes sur le pourtour du Golfe du Lion, ont suscité de vifs débats, exacerbés au sujet de la terminaison orientale des Pyrénées. Deux écoles s'affrontent :

- la première, développée à partir des travaux de P. Birot (Birot, 1937 ; Got, 1973 ; Lagasque, 1984 ; Calvet, 1985, 1996 ; Dufaure *et al.*, 1986), impute à la série pliocène une structuration tectonique prédominante. Ainsi, s'appuyant principalement sur les travaux de G. Busson (1990), de D.J. Stanley (1990) et de Jauzein (1984), M. Calvet s'oppose à l'hypothèse de la chute rapide et importante du niveau marin au Messinien et attribue à cette régression marine une ampleur de l'ordre de 200 m. Il expose les contacts entre les formations pliocènes et miocènes comme des contacts tectoniques

(Calvet, 1981). L'auteur consolide son interprétation avec un apparent basculement de 15° à 25° en direction de l'Est de l'ensemble des dépôts du remblaiement pliocène (Calvet, 1996). La tectonique est décrite comme "*active* et d'une *rapidité extrême*", ayant masqué ou estompé les effets de la régression messinienne,

- la seconde école interprète les discordances du passage Miocène / Pliocène comme l'expression d'une surface d'érosion subaérienne majeure, à l'origine du creusement de profonds canyons transformés en rias au Pliocène. Les cortèges de dépôts pliocènes comblent les rias selon une architecture particulière : les *Gilbert deltas* (Gilbert, 1885, 1890). Cette organisation (Figure 12) est tardivement reconnue (Clauzon, 1975 ; Clauzon *et al.*, 1987b ; Clauzon & Rubino, 1992 ; Clauzon *et al.*, 1990, 1995) et identifiable sur de nombreux affleurements du pourtour méditerranéen (Clauzon & Rubino, 1992).

Aujourd'hui, ce débat n'a plus lieu d'être et la communauté scientifique s'accorde pour valider le modèle du bassin profond asséché (*deep dessicated basin* (Hsü *et al.*, 1973)) et la sédimentation sous forme de *Gilbert deltas* qui lui est associée.

Ainsi, les corps sédimentaires du Pliocène inférieur reconnus à l'affleurement se définissent principalement selon la trilogie classique décrite par G.K. Gilbert (1885 et 1890), nommée "*Gilbert delta*". Sur le modèle génétique proposé (Figure 12), trois formations dont le dépôt est synchrone sont distinguées :

- les couches basales, *bottom set beds*, argilo-silteuses d'environnement marin ;
- les couches frontales, *fore set beds*, sableuses et graveleuses, d'environnement marin ;
- les couches sommitales, *top set beds*, argileuses et graveleuses, d'environnement continental.

Cette trilogie représente une isochrone où les corps s'individualisent non seulement par leur faciès mais également par leur géométrie, les pentes sédimentaires étant subhorizontales pour les *top set beds*, allant jusqu'à 30° pour les *fore set beds*, et diminuant progressivement pour passer aux *bottom set beds*.

G. Clauzon a très largement contribué à la mise en évidence de cette architecture particulière, établie comme un impact différé de la crise de salinité. Ces travaux ne sont malheureusement pas publiés à leur juste valeur. Après un passage en revue d'une partie du pourtour méditerranéen, l'auteur expose le bassin du Roussillon comme une ria de référence pour deux raisons. La première correspond à la bonne préservation de plusieurs affleurements, notamment sur la bordure nord du bassin, dans la partie amont de la vallée de la Têt. Ces affleurements ont été préservés de la subsidence (s.l.) du bassin car ils sont

directement ancrés au substratum (massif des Corbières). Cela soulève la question de leur représentativité : **les conditions de sédimentation en domaine bordier et l'architecture sédimentaire qui en découle (*Gilbert deltas*) sont-elles extrapolables à l'intégralité du bassin sédimentaire ?** La deuxième raison du choix du bassin du Roussillon provient de la richesse des marqueurs chronostratigraphiques de la série. Ils permettent de calibrer les trois surfaces de référence caractérisant un *Gilbert delta* (Figure 12). Elles se définissent ainsi :

- A la base de la série pliocène, la surface d'érosion messinienne.

Cette surface de discordance est un remarquable jalon stratigraphique à l'échelle méditerranéenne. Elle a été fossilisée lors de la remise en eau du bassin méditerranéen. Les discussions autour de la durée de la remise en eau ne sont pas résolues mais il existe un consensus autour d'un ré-ennoisement très rapide, voire quasi-instantané à l'échelle géologique. L'estimation varie entre 1000 à 2000 ans (Pierre *et al.*, 1998) sur la base de l'étude sédimentaire de la transition Miocène – Pliocène de la partie orientale de la Méditerranée. Cette estimation est confortée par l'absence de cortèges transgressifs dans les sondages (Clauzon & Cravatte, 1985 ; Suc & Drivaliari, 1991) ou sur les profils sismiques de la plate-forme du Golfe du Lion (Lofi *et al.*, 2003). Elle est confortée également par les faunes d'environnement profond, échantillonnées dans les sédiments pélagiques surmontant les évaporites supérieures abyssales. Cependant, Krijgsman *et al.* (1999) estiment pour leur part la durée de la remise en eau à 170 000 ans sur la base de mesures cyclostratigraphiques. L'âge de cette fossilisation est attribué au Zancléen basal, autour de 5,3 Ma (Baski, 1993), ou plus précisément établi à 5,32 Ma par chronologie astronomique (Hilgen & Langereis, 1993).

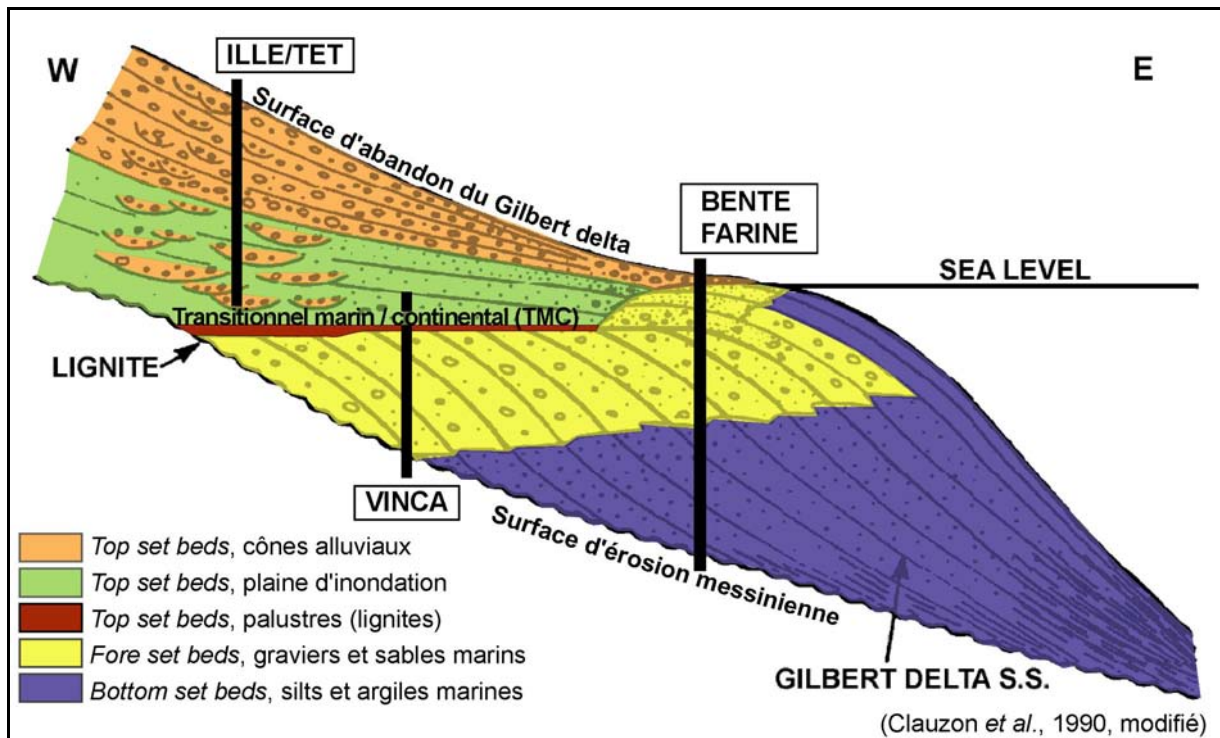


Figure 12 : Modèle génétique de comblement d'une ria pliocène. Répartition des faciès dans un *Gilbert delta* et surfaces caractéristiques. Modèle établi à partir de l'étude d'affleurements du bassin du Roussillon (d'après Clauzon *et al.*, 1990, modifié).

- Au toit de la série pliocène, la surface d'abandon des *Gilbert deltas*.

Cette paléomorphologie (Clauzon, 1990) correspond à une surface d'accrétion de piémont, fossilisée localement en position perchée. Cette configuration traduit l'arrêt de l'aggradation des *top set* continentaux pliocènes et le début de phénomènes érosifs impliquant la création de vallées incisées, dont les terrasses fluviatiles encaissées dans les séries pliocènes offrent quelques jalons. La genèse de la surface d'abandon est à mettre en relation avec les chutes majeures du niveau marin relatif, postérieures au comblement des bassins sédimentaires connus en domaine *onshore*. Dans ce contexte, G. Clauzon (1990) privilégie le contrôle eustatique global en s'appuyant sur les chartes eustatiques classiquement utilisées en stratigraphie séquentielle (Haq *et al.*, 1987 ; Wornardt & Vail, 1991 ; Hardenbol *et al.*, 1998). L'intérêt de cette paléo-surface est de fournir, au même titre que la surface d'érosion messinienne, une surface isochrone, utile comme marqueur stratigraphique.

Ainsi, sur le bassin du Roussillon, la restitution de la surface d'abandon permet d'estimer sa position à une cinquantaine de mètres au-dessus de la faune du Serrat-d'en-Vacquer (Depéret, 1890 ; Mein & Aymard, 1984 ; Michaux & Aguilar, 1985 ; Fejfar & Heinrich, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1987b), créditée d'un âge voisin de 4 Ma (Aguilar & Michaux, 1984, 1987 ; Fejfar & Heinrich, 1986 ; Aguilar *et al.*, 1999). L'âge isochrone du toit du *Gilbert delta*

est alors estimé (Clauzon, 1990) contemporain de la chute eustatique Za2 de 3^{ème} ordre, dont l'âge est établi autour de 3,8 Ma (Hardenbol *et al.*, 1998, Figure 10).

Le domaine languedocien est composé des rias pliocènes de l'Orb, de l'Hérault et de la Cesse (Ambert, 1984a, 1984b ; Fuchey & Le Strat, 2001). Une configuration identique au *Gilbert delta* du Roussillon est observée. La surface d'abandon correspond également à une discontinuité, dont le gisement de Servian (Barrière & Michaux, 1974 ; Chaline & Michaux, 1974 ; Clauzon, 1987a) ainsi que la coupe de Cessenon (Ambert, 1982, 1984b), permettent de placer le début de cette lacune synchrone avec celle du Roussillon, vers 3,8 Ma. Elle semble prendre fin peu avant la mise en place de la plus ancienne des terrasses de l'Hérault, fossilisée par une coulée volcanique qui a fourni un âge radiométrique de 1,5 Ma (Barrière, 1969 ; Ambert, 1982, 1984b, 1986).

Cependant, la surface d'abandon des *Gilbert deltas* n'est pas une isochrone à l'échelle du Golfe du Lion. Elle est plus tardive dans le bassin de Cucuron (ria de la Durance, connecté au Rhône à l'époque), où elle correspond au toit du conglomérat de Valensol 2, dont l'âge est estimé à 2 Ma (Clauzon *et al.*, 1995). Elle coïncide alors avec les débuts du creusement quaternaire (Clauzon, 1988). L'absence d'impact de la limite de séquence Za2 (3,8 Ma) peut être expliquée, sur ce domaine, par la position interne du domaine continental considéré. Il est éloigné du plan d'eau méditerranéen, impliquant probablement une inertie plus importante dans la réponse aux impacts des variations eustatiques. Cette inertie se traduit par le temps nécessaire à l'érosion régressive pour atteindre la basse Durance.

- Dans la partie médiane de la série pliocène, la surface de transition marin / continental (TMC).

Le toit et le mur des *Gilbert deltas* sont, nous venons de le voir, limités par deux surfaces isochrones. La surface de transition entre les faciès marins et continentaux (TMC) est, pour sa part, hétérochrone. L'enneigement zancéen a été initialement établi autour de 5 Ma (Clauzon, 1990, Figure 13) sur la base d'études biostratigraphiques (Clauzon & Cravatte, 1985 ; Clauzon *et al.*, 1985b, 1987b ; Aguilar & Michaux, 1987 ; Marabini & Vai, 1988 ; Rio & Negri, 1988). En s'appuyant sur les chartes eustatiques communément utilisées (Haq *et al.*, 1987 ; Wornardt & Vail, 1991 ; Hardenbol *et al.*, 1998), les auteurs considèrent donc que le comblement des principales rias du pourtour méditerranéen (s'achevant vers 3,8 Ma) est contemporain du *still stand sea level* (Vail & Hardenbol, 1979) du haut niveau marin du cycle TB 3.4, autour de + 80m (Figure 10). La TMC est, en conséquence, définie dans son état initial, en disposition horizontale, à une altitude de + 80 m (Clauzon, 1989, 1990 ; Clauzon & Rubino, 1992 ; Clauzon *et al.*, 1995). Cette disposition, particulière au sein du delta, est

utilisée par les auteurs comme un marqueur des mouvements verticaux, postérieurs à la sédimentation.

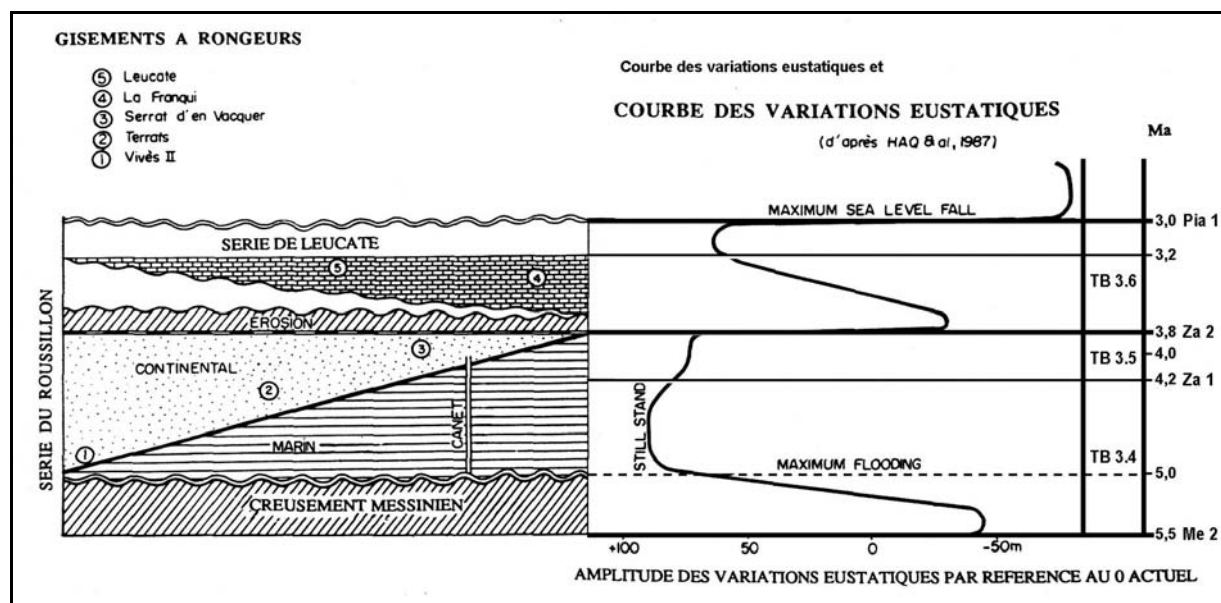


Figure 13 : Corrélation du remblaiement zancéen et des *still stand sea levels* des cycles eustatiques TB 3.4 et TB 3.5 (légèrement modifié de Clauzon, 1990).

Par exemple, au sein du bassin du Roussillon, la cartographie en isohypses de cette surface (Duvail *et al.*, 2001) indique un basculement global de la ria vers l'Est, témoin du cumul de la compaction des faciès distaux et de la subsidence de charge, liée à la progradation du delta (Clauzon, 1990 ; Duvail *et al.*, 2001), mais également aux déformations tectoniques (Duvail *et al.*, 2001). Enfin, la compaction différentielle étant tributaire de l'épaisseur du comblement des rias, les irrégularités de cette surface sont également le reflet de la paléotopographie de la surface d'érosion messinienne (Clauzon, 1990).

Les travaux d'analyse lithologique de la subsurface des bassins pliocènes du Roussillon et de l'Hérault (Duvail *et al.*, 2001 ; Fuchey & Le Strat, 2001) permettent, à partir de l'analyse des données de forages de la Banque du Sous-Sol (BSS) du BRGM, de reconnaître et de cartographier la superposition de trois grandes unités sédimentaires décrites à l'affleurement (Clauzon *et al.*, 1990, Figure 12). Elles sont définies sous les termes de "Pliocène continental", "Pliocène marin sableux" et "Pliocène Marin argileux". Cependant, ces grandes géométries lithologiques s'avèrent plus complexes que celles définies à partir des affleurements. Par exemple, la superposition de plusieurs deltas pliocènes est observée localement. L'analyse des auteurs révèle donc la présence d'une véritable architecture au sein des formations pliocènes des bassins *onshore*, sans que la démarche lithologique ne

leur permette de caractériser les cortèges sédimentaires qui la composent. Ces résultats soulèvent plusieurs questions :

- **Quelle est la méthodologie à employer pour mettre à jour, au mieux, l'architecture de ces cortèges sédimentaires ?**
- **Quels sont les facteurs à l'origine de cette architecture ?**
- **Ces cortèges sédimentaires s'expriment-ils en domaine *offshore* ?**

En domaine *offshore*, les formations pliocènes de la plate-forme sont identifiées à partir de l'interprétation de profils de sismique réflexion, haute-résolution, multi-traces, acquis par le groupe Elf Aquitaine en 1996 (Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003). Les auteurs proposent une mise à jour de l'interprétation stratigraphique des formations pliocènes et quaternaires de la plate-forme (Cravatte *et al.*, 1974), afin d'établir un découpage sismique selon trois unités principales (U1, U2, U3 ; Figure 14). Ainsi, la limite entre U1 et U2 représente la limite Pliocène inférieur / Pliocène moyen. La limite U2 / U3 correspond, quant à elle, à une période d'augmentation des incisions sous forme de canyons sous-marins dont l'âge est indéterminé (Lofi *et al.*, 2003).

L'unité U1, représentant le Zacléen, correspond donc à l'intégralité des dépôts sédimentaires pliocènes connus à terre autour du Golfe du Lion, hormis le cas particulier du bassin de Cucuron, dont l'enregistrement pliocène se poursuit jusqu'à 2 Ma (Clauzon *et al.*, 1995). Cette interprétation soulève des questions importantes. En effet, il n'y a pas de correspondance évidente entre l'organisation sédimentaire connue à terre et celle décrite en mer. Le Zacléen s'exprime en effet, en partie amont, par une architecture sous forme de *Gilbert deltas* dont les pentes sédimentaires mesurées des *fore set beds* varie entre 20° et 30° (Clauzon *et al.*, 1995), alors que, sous la plate-forme actuelle, le Pliocène inférieur s'exprime sous forme de grands cliniformes progradants dont les pentes sédimentaires n'excèdent pas 4°. **Comment se fait alors le passage entre ces 2 types d'objets ? Comment évolue l'architecture entre ces deux domaines ? Quels sont les mécanismes mis en jeu ?** Ces interrogations sont illustrées par la coupe terre-mer de la marge proposée par Lofi *et al.* (2003), sur laquelle la transition entre le domaine *onshore* et *offshore* est indéterminé (Figure 15).

Afin de développer la problématique qui nous guide, à savoir la caractérisation de la réponse sédimentaire aux variations de taux d'apport sédimentaire et aux déformations, le profil de dépôt pliocène sera étudié dans les parties suivantes, notamment en proposant des corrélations entre les cortèges sédimentaires du domaine *onshore* et ceux du domaine

offshore de la marge. Nous verrons que ce travail s'appuiera, entre autres, sur la mise en place d'une méthodologie d'analyse des données de forage de la BSS, permettant de détailler l'architecture des cortèges de dépôts pliocènes dans les bassins *onshore* du pourtour de la marge.

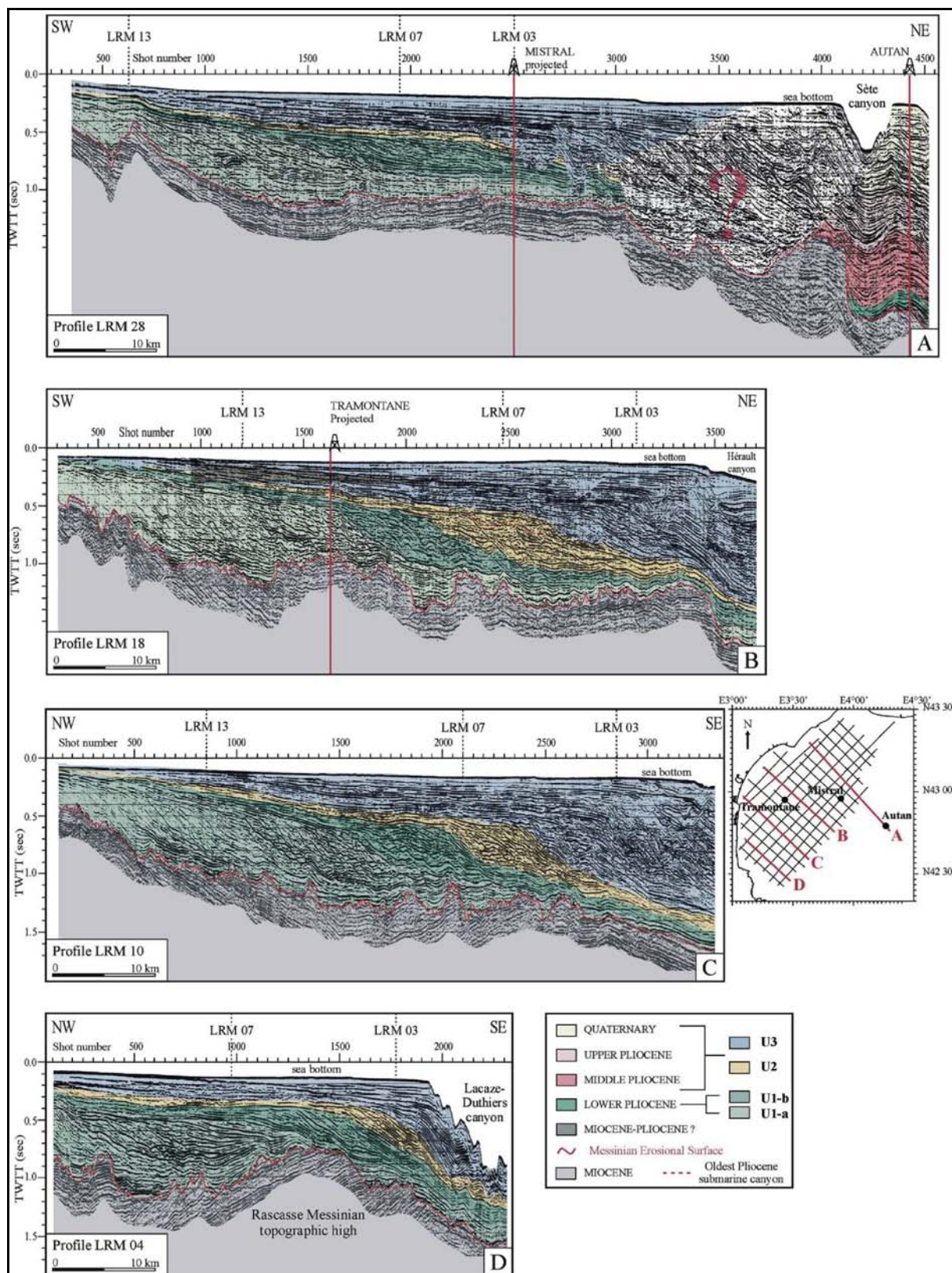


Figure 14 : Profils sismiques interprétés représentant la progradation de la marge pliocène et quaternaire du Golfe du Lion. L'organisation générale des dépôts correspond à de grands clinofformes progradants, fossilisant la surface d'érosion messinienne représentée en rouge (Lofi *et al.*, 2003).

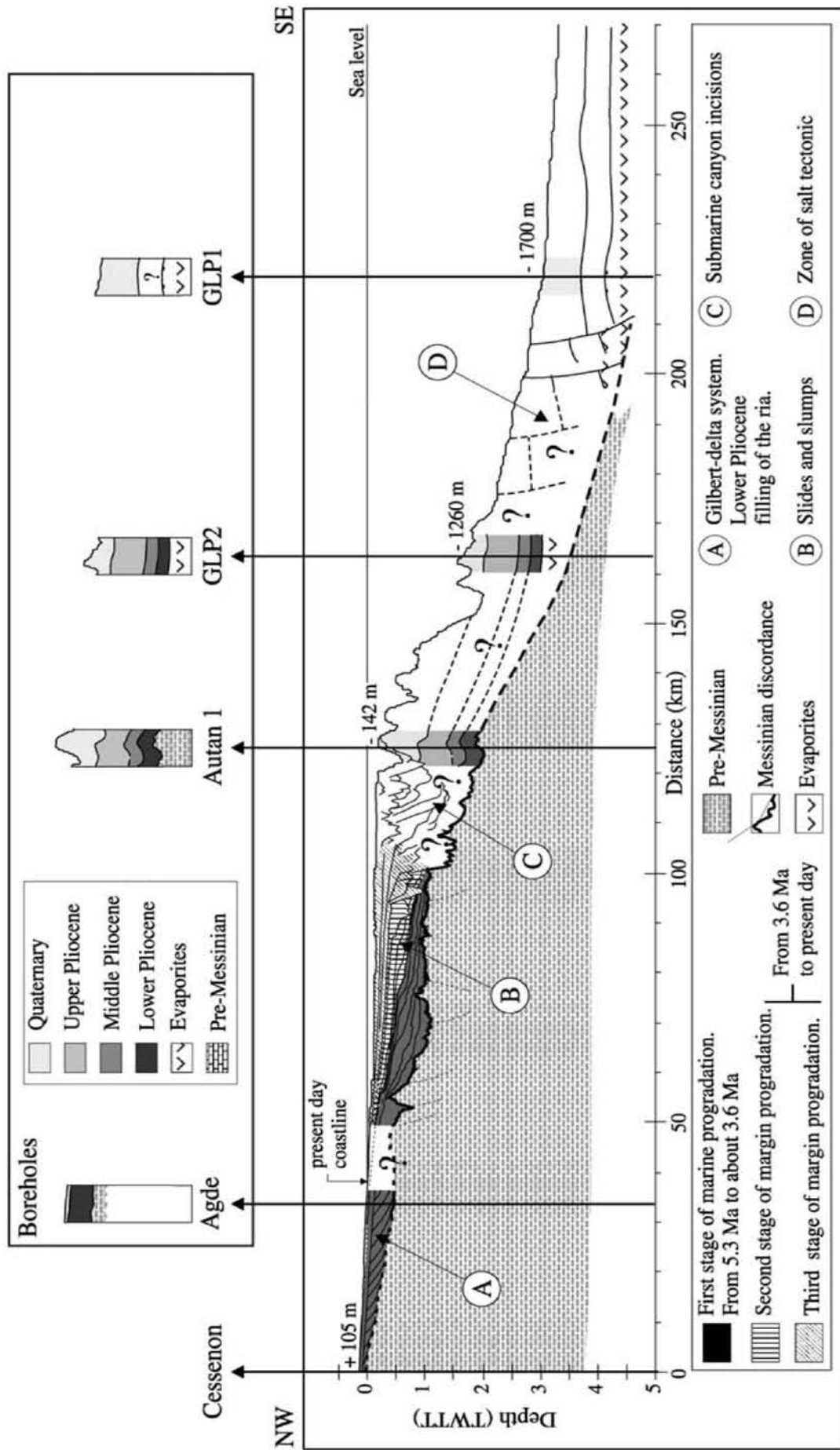


Figure 15 : Profil terre-mer de la marge pliocène et quaternaire au droit du bassin de l'Hérault. Cette synthèse pose, notamment, le problème de la transition entre les Gilbert deltas connus à l'affleurement (A) et les grands cliniformes (B) mis en évidence au cours de cette étude (Lofi et al., 2003).

Cette revue des connaissances sur l'évolution et la dynamique sédimentaire pliocène soulève plusieurs problématiques dont des éléments de réponses seront proposés dans le cadre de cette étude :

- **Comment s'organise la transition entre les *Gilbert Deltas* avérés à l'affleurement et les prismes de rebord de plate-forme visualisés en sismique ?** La réponse à cette interrogation passe par la construction de profils de dépôt détaillés. Pour cela, il s'avère nécessaire de préciser l'architecture des bassins sédimentaires du domaine *onshore*.
- **Les données de forage de la BSS permettent-elles de préciser l'architecture des formations pliocène en domaine *onshore* ? Quelle est la méthodologie à mettre en place ?**
- **Peut-on corréliser l'architecture des bassins *onshore* avec les géométries visualisées en mer ?**
- **Quels sont les facteurs à l'origine de l'architecture complexe des bassins pliocènes ?**
- L'estimation des déformations post-pliocène prend fréquemment comme niveau de référence la surface de transition entre les environnements marins et continentaux du Zancléen. Cette surface s'est déposée de manière plane à une altitude d'environ + 80 m NGF, si l'on se réfère aux courbes eustatiques communément utilisées (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998). **Les variations eustatiques du Pliocène sont-elles bien connues ?**

Pour tenter de répondre à cette dernière interrogation importante, il convient de comparer le cadre séquentiel et eustatique pliocène proposé par plusieurs auteurs.

f) Le cadre séquentiel et eustatique du Pliocène

Il est nécessaire de préciser le cadre séquentiel et eustatique du Pliocène afin de pouvoir s'appuyer sur ces données lors de l'interprétation de l'architecture et des géométries des cortèges sédimentaires. Pour répondre à ce besoin, plusieurs études portant sur les variations eustatiques, les analyses séquentielles, les variations climatiques et isotopiques sont comparées pour l'époque pliocène (Figure 16).

Le Cénozoïque est caractérisé par d'importantes variations climatiques dont l'évolution des volumes glaciaires est un témoin privilégié. La première véritable calotte glaciaire antarctique date de l'Eocène, à la base du Lutétien (Abreu & Anderson, 1998). Le volume de cette calotte glaciaire reste limité et elle est estimée absente de la partie ouest de ce continent.

L'existence de glaciers continentaux en période de *greenhouse* est une interprétation controversée, bien que certaines études mettent en évidence des glaciers cénozoïques de plus en plus anciens (Miller *et al.*, 2005b). Après un intense débat, un consensus est trouvé autour d'une augmentation significative du volume glaciaire de l'hémisphère sud à la base de l'Oligocène (Miller *et al.*, 1991 ; Pekar & Miller, 1996 ; Zachos *et al.*, 2001). La calotte glaciaire abandonne sa dimension réduite pour recouvrir l'intégralité du continent antarctique (Dingle *et al.*, 1997) : cet évènement est le marqueur de la transition entre la période de *greenhouse* et de *icehouse* caractérisant encore le climat actuel. La calotte glaciaire de l'hémisphère nord, quant à elle, apparaît plus tardivement au Miocène moyen (Wright, 1998). Puis le volume glaciaire des deux pôles augmente significativement au Miocène supérieur à la faveur d'un refroidissement généralisé (Savin *et al.*, 1985 ; Millet *et al.*, 1987). Ensuite, au Pliocène inférieur, le climat devient plus modéré, chaud et sec en Méditerranée (Suc *et al.*, 1995 ; Wrenn *et al.*, 1999). C'est au Pliocène supérieur que la dimension des glaciers de l'hémisphère nord s'accroît de manière très importante (Lear *et al.*, 2000), marquant le début de "l'âge glaciaire" ($\approx 2,5$ à 0 Ma) et impliquant des amplitudes de variations eustatiques plus importantes qu'auparavant (de l'ordre de 60 à 120 m).

Le Pliocène, tel qu'il est actuellement défini (Gradstein & Ogg, 2004), correspond donc à une période de modification climatique globale majeure (Suc *et al.*, 1995). Cet évènement est documenté par la forte augmentation des taux de sédimentation à l'échelle mondiale (Hay *et al.*, 1988) entre 2 et 4 Ma (Peizhen *et al.*, 2001), interprétée par les auteurs comme une transition entre une période de stabilité climatique et une période de fréquentes et importantes modifications des températures, des précipitations et du couvert végétal, empêchant les systèmes fluviaux et glaciaires d'atteindre un état d'équilibre. Les discontinuités glaciaires (Anderson, 1999) ont été analysées à partir des profils sismiques et des sondages de la marge antarctique. Elles permettent de visualiser les avancées successives de la calotte et indiquent une profonde érosion de la plate-forme et du talus à 3 Ma (Rebesco *et al.*, 2006). Ainsi, le bouleversement climatique important du Pliocène apparaît comme un refroidissement généralisé, estimé par certains auteurs vers 3,2 Ma (Prell, 1984, 1985 ; Shackleton & Hall, 1985 ; Weissert *et al.*, 1984 ; Keigwin, 1987), les premiers cycles glaciaire / interglaciaire débutant vers 2,6 Ma (Suc *et al.*, 1993) ou vers 2,75 Ma (Lear *et al.*, 2000).

Quel est l'impact des modifications climatiques pliocènes sur le niveau marin ?

Plusieurs analyses du niveau marin pliocène sont comparées (Figure 16). Elles correspondent à quatre types d'analyses :

- le premier consiste à mesurer, sur document sismique, l'amplitude des variations des *onlap* côtiers entre la fin des hauts niveaux marins et le début des bas niveaux (e.g. Haq *et al.*, 1987 ; Figure 16). Cette méthode se heurte à de nombreuses critiques, notamment sur la signification des *onlap* côtiers (Watts *et al.*, 1982). Sur le même principe, un modèle mathématique semi-quantitatif d'estimation de l'amplitude des variations absolues du niveau marin est proposé (Zhong *et al.*, 2004 ; Figure 16) : sur des documents sismiques les *onlap* et les *offlap* sont restaurés par *backstripping* en intégrant des facteurs d'érosion, de sédimentation, de compaction, de mouvement du substratum, de charge sédimentaire et de paléo-bathymétrie. Le point faible de cette étude est l'estimation des paléo-bathymétries, peu documentées. Un calcul d'erreur est proposé (Zhong *et al.*, 2004), en estimant des limites hautes et basses pour certains facteurs. Ce calcul indique que chaque paramètre peut induire une erreur maximale de 100 %. Les altitudes de la courbe eustatique établies (Zhong *et al.*, 2004) dépendent donc très largement du choix des paramètres,
- un second type d'analyse consiste à transformer l'enregistrement des $\delta^{18}\text{O}$ mesurés sur les foraminifères des sédiments marins en courbe de variation du niveau marin (e.g. Shackleton *et al.*, 1995). Une synthèse de plusieurs sites, répartis sur différents océans, permet d'établir un intervalle d'évolution du niveau marin (Krantz, 1991 ; Figure 16). Plus récemment, Miller *et al.* (2005a ; Figure 16) intègrent une correction dans la conversion entre les $\delta^{18}\text{O}$ mesurés et le niveau marin. Cette correction porte sur l'effet d'un refroidissement généralisé des eaux profondes intervenant entre 3,3 et 2,5 Ma. Elle a pour conséquence de diminuer les altitudes du niveau marin, avant 2,5 Ma,
- un troisième type d'analyse porte sur l'étude, à l'affleurement, des discontinuités majeures constituant autant de chutes relatives du niveau marin, mises en regard avec les variations absolues. A ce titre, les travaux de Catalano *et al.* (1998 ; Figure 16), réalisés sur les coupes de Sicile, offrent un jalon intéressant pour le cadre séquentiel méditerranéen,
- le quatrième type d'étude correspond aux analyses paléo-climatiques régionales, élaborées notamment grâce aux données polliniques, permettant de restituer les événements climatiques majeurs à l'échelle de la Méditerranée (Suc *et al.*, 1999 ; Wrenn *et al.*, 1999).

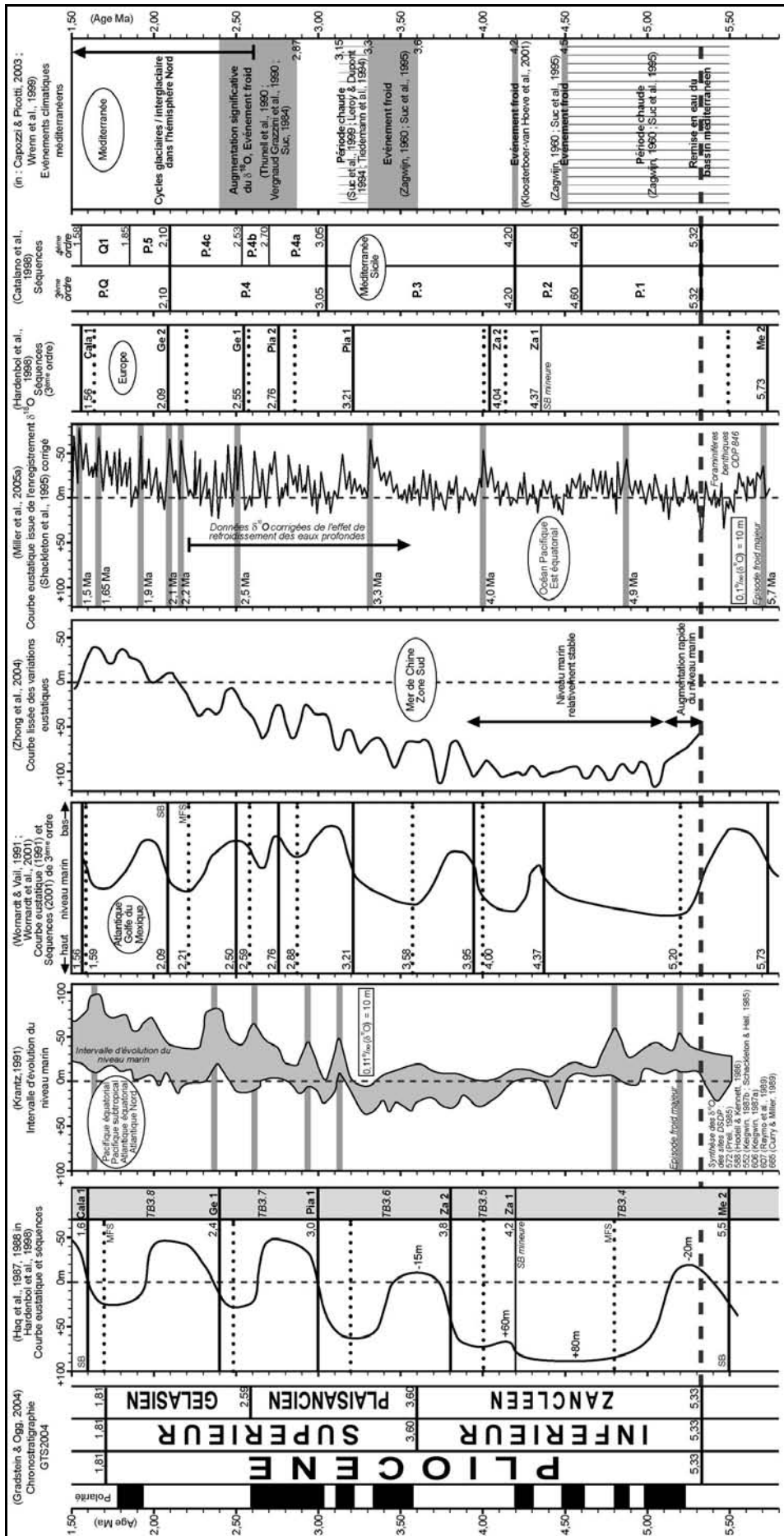


Figure 16 : Evolution eustatique, séquentielle et climatique au Pliocène et mise en regard des différentes interprétations.

La comparaison de ces différentes approches séquentielles et eustatiques (Figure 16) est, dans un premier temps, déconcertante. En effet, les interprétations n'expriment pas véritablement de consensus, à l'échelle mondiale, ni pour les variations du niveau marin et leur amplitudes, ni pour les altitudes de celui-ci durant le Pliocène.

Néanmoins, la comparaison de ces différentes interprétations apporte quelques indications. Deux grandes tendances eustatiques peuvent se dégager autour de 3,2 Ma (entre 3,0 et 3,3 suivant les auteurs) marquant distinctement le passage entre un niveau marin stabilisé et haut à un niveau marin sujet à de nombreuses variations et plus bas (en moyenne). Cette observation apparaît comme l'unique interprétation avec laquelle les auteurs sont en accord.

Deux questions importantes pour l'interprétation de l'architecture et des géométries du Pliocène du pourtour du Golfe du Lion se posent :

- **Y a-t-il eu un niveau marin stabilisé au Pliocène inférieur ?**

Le Pliocène débute à 5,33 Ma (Gradstein & Ogg, 2004). Cette période est présentée comme contemporaine d'une importante transgression (Wornardt & Vail, 1991 ; Zhong *et al.*, 2004) ou encore d'un maximum d'inondation (Krantz, 1991 ; Miller *et al.*, 2005a). Ces données sont en accord avec le début de la période chaude décrite par Wrenn *et al.* (1999). En revanche, la courbe de Haq *et al.* (1987) n'est pas cohérente avec les autres données. Elle situe le début du Pliocène en période de chute du niveau marin, ce qui est également incohérent avec les conditions nécessaires pour la remise en eau du bassin méditerranéen à 5,32 Ma.

Le toit du Pliocène inférieur est défini à 3,60 Ma (Gradstein & Ogg, 2004 ; Langereis & Hilgen, 1991 ; Cita *et al.*, 1996), aucun évènement eustatique majeur n'y semble être enregistré. D'un point de vue climatique cette limite intervient au début d'un long refroidissement (Zagwijn, 1960 ; Suc *et al.*, 1995) dont le maximum est atteint à 3,3 et 3,5 Ma (Leroy *et al.*, 1999) ou entre 3,5 et 3,7 Ma (Vergnaud Grazzini *et al.*, 1999).

Au cours du Pliocène inférieur, une chute eustatique importante, autour de 4 Ma, est documentée par la majorité des travaux, à l'exception de ceux de Krantz (1991). Elle se situe, plus précisément, entre 3,8 et 4,2 Ma. Avant cet épisode, la tendance globale est caractérisée par une relative stabilité ; mais, là encore, l'interprétation des auteurs varie beaucoup. Le niveau marin de cette période (5,33 à environ 4 Ma) est présenté :

- soit comme stable (Zhong *et al.*, 2004) ;
- soit comme ayant subi un épisode de bas niveau vers 4,9 Ma (Miller *et al.*, 2005a) ou vers 4,6 Ma (Catalano *et al.*, 1998) ou encore vers 4,37 Ma (Wornardt *et al.*, 2001) ;

- ou encore comme ayant subi deux épisodes froids majeurs, l'un vers 5,2 Ma, l'autre vers 4,8 Ma.

En conséquence, nous pouvons considérer, d'une part, que le niveau marin de la première partie du Pliocène inférieur (entre 5,3 et environ 4 Ma) a été moins variable qu'au Pliocène supérieur ; et, d'autre part, que l'homogénéité du niveau marin durant cette période n'est pas avérée, un ou plusieurs événements froids étant à envisager à des périodes incertaines.

- **A quelle altitude le niveau marin "stabilisé" du Pliocène inférieur s'est-il déposé ?**

Les estimations des paléo-altitudes sont en net désaccord. Deux méthodes d'analyses s'opposent :

- la restauration des *onlap* et *offlap* côtiers sur documents sismiques indique des estimations importantes, de l'ordre de + 80m (Haq *et al.*, 1987) ou + 100m (Zhong *et al.*, 2004). Cependant, cette méthodologie se heurte, d'une part, aux interrogations liées à la signification des *onlap* côtiers et, d'autre part, aux choix des paramètres utilisés pour la restauration des coupes. En effet, sur ce dernier point, Zhong *et al.* (2004) ont montré que chacun des principaux paramètres utilisés peut induire des erreurs sur les altitudes de l'ordre de 100 %. Ce constat ne permet pas de considérer les paléo-altitudes proposées par ces auteurs comme fiables, sans toutefois remettre en cause les variations relatives mises en évidence par ces travaux,
- les conversions des $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées sur les foraminifères benthiques en paléo-altitudes du niveau marin s'accordent à situer le niveau marin de la première partie du Pliocène inférieur légèrement au-dessous du niveau marin actuel, autour de - 20 m (Krantz, 1991 ; Miller *et al.*, 2005a). Cependant, les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ sont communément converties en paléo-altitude en se fondant sur une adéquation linéaire (e.g. $0,1\text{‰} (\delta^{18}\text{O}) = 10\text{m}$). Or Millet *et al.* (2005a) ont récemment montré que cette linéarité devait être nuancée et corrigée, c'est-à-dire que les variations de températures du milieu de vie des foraminifères n'avaient pas toutes les mêmes impacts sur les variations du niveau marin. Ainsi, Miller *et al.* (2005a) corrigent la conversion pour l'intervalle de temps 3,3 – 2,5 Ma, ce qui tend à réduire les altitudes antérieures à 2,5 Ma. Cette démarche scientifique montre notamment que, derrière la conversion $\delta^{18}\text{O}$ / niveau marin, des hypothèses rendent ces interprétations fragiles.

Les différentes méthodologies ne s'accordent pas (voire pas du tout) sur les altitudes du niveau marin du Pliocène inférieur. En conséquence, il est considéré dans cette étude que, sur ce sujet, toutes les hypothèses restent ouvertes.

De cette comparaison nous retiendrons qu'aucun consensus autour d'une courbe eustatique du pliocène n'est établi à l'échelle mondiale. Dans ce contexte, les interprétations issues d'études régionales sont privilégiées. De plus, les observations de terrains et climatiques sont jugées plus fiables que les interprétations issues de la conversion des $\delta^{18}\text{O}$ dont la méthodologie est en évolution (Miller *et al.*, 2005a).

g) Le Quaternaire

Cette ère est caractérisée par de fréquentes et importantes variations glacio-eustatiques dont l'enregistrement isotopique offre une bonne estimation pour les derniers cycles (Figure 17). Elles débutent vers 2,6 Ma (Leroy & Dupont, 1994 ; Suc *et al.*, 1997) ce qui permet à Suc *et al.* (1997) de proposer cette date comme base de l'ère quaternaire.

L'empreinte des variations glacio-eustatiques s'enregistre de deux manières distinctes sur la marge du Golfe du Lion. A terre les phénomènes d'érosions dominent. Ils s'expriment par l'encaissement des vallées lors des périodes froides, fossilisé par un cortège mal daté de terrasses alluviales (e.g. Ambert, 1994 ; Calvet, 1996 ; cartes géologiques du BRGM). En domaine marin la sédimentation domine. L'organisation générale des dépôts sur l'ensemble de la plate-forme continentale est décrite sous forme d'un prisme sédimentaire ouvert vers le large, composé de plusieurs prismes progradants (Monaco, 1971 ; Aloïsi *et al.*, 1975 ; Tesson *et al.*, 1990, 1993, 2000 ; Gensous *et al.*, 1993 ; Rabineau *et al.*, 1998 ; Lobo *et al.*, 2004 ; Rabineau *et al.*, 2005).

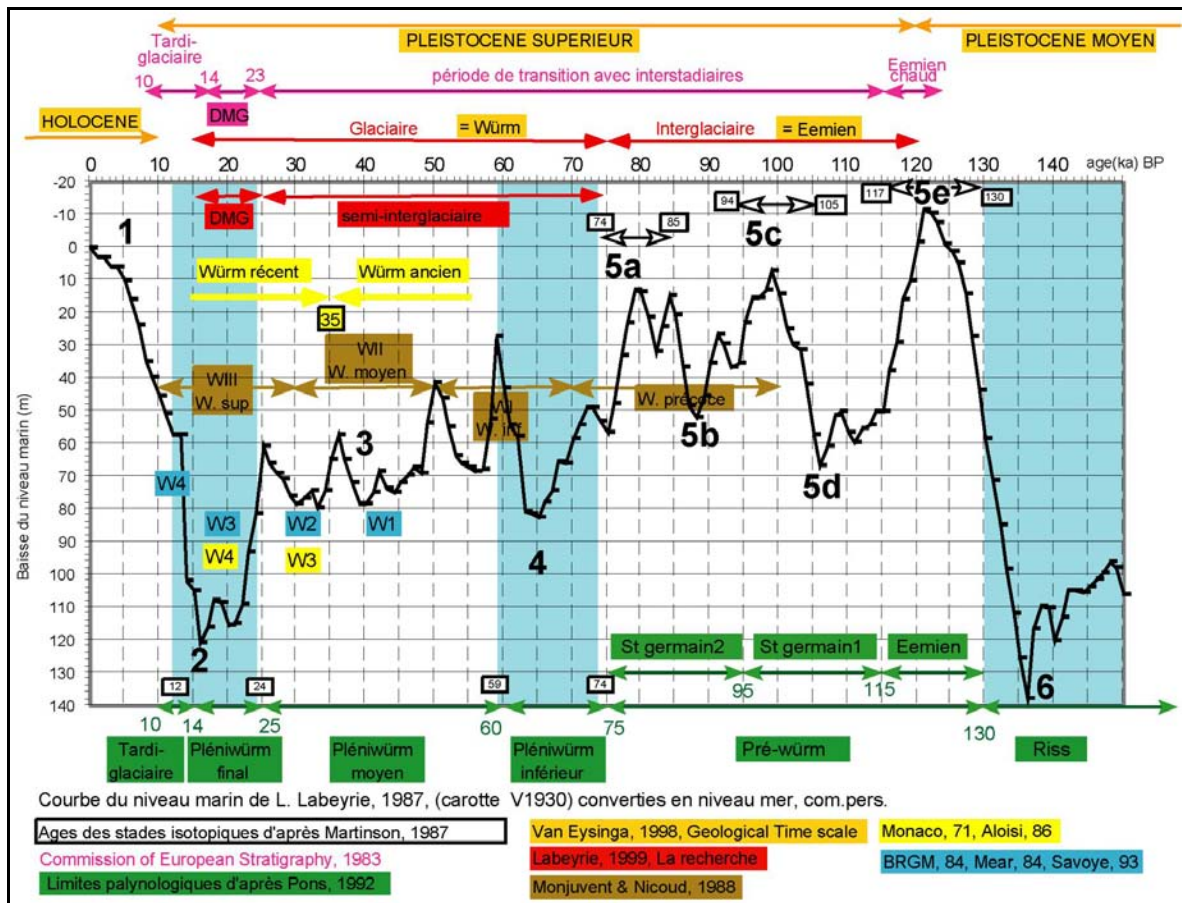


Figure 17 : Compilation des corrélations entre les chronologies stratigraphique, isotopique, palynologique et glaciaire pour les derniers 150 ka (d'après Rabineau, 2001).

CHAPITRE II - Démarche et méthodologie

II.1 - Démarche de l'étude

L'objet de l'étude est d'analyser les variations locales et régionales de l'enregistrement sédimentaire post-rift de la marge passive du Golfe du Lion. Pour cela, les cortèges de dépôts d'une même période stratigraphique sont comparés entre différents domaines de la marge (bassin du Roussillon, bassin de l'Hérault, bassin de Camargue). Une spécificité de cette analyse est d'aborder l'enregistrement sédimentaire selon un profil de dépôt le plus vaste possible, c'est-à-dire depuis les affleurements en amont jusqu'aux prismes de rebord de plate-forme en aval, en passant par la subsurface des plaines continentales. Cette démarche (Figure 18), également nommée "corrélation terre-mer", permet d'intégrer des événements géologiques, enregistrés sur des domaines différents, dans un schéma cohérent d'évolution du profil de dépôt. Outre la comparaison entre plusieurs profils de dépôt, l'étude s'attache également à analyser plusieurs échelles stratigraphiques.

Un domaine principal d'étude, le bassin du Roussillon, a été choisi sur un critère de qualité et de quantité de données. L'approche est de tendre vers une corrélation fine entre les données d'affleurements et de sismique *offshore*. Pour cela, l'analyse de la subsurface des plaines continentales est réalisée, non pas avec une démarche lithostratigraphique (Duvail *et al.*, 2001), mais avec une optique séquentielle afin de pouvoir corréler les données séquentielles des affleurements et les séquences de dépôts observables sur profil sismique. L'objet est donc de corréler trois types de domaines offrant trois types de données différents.

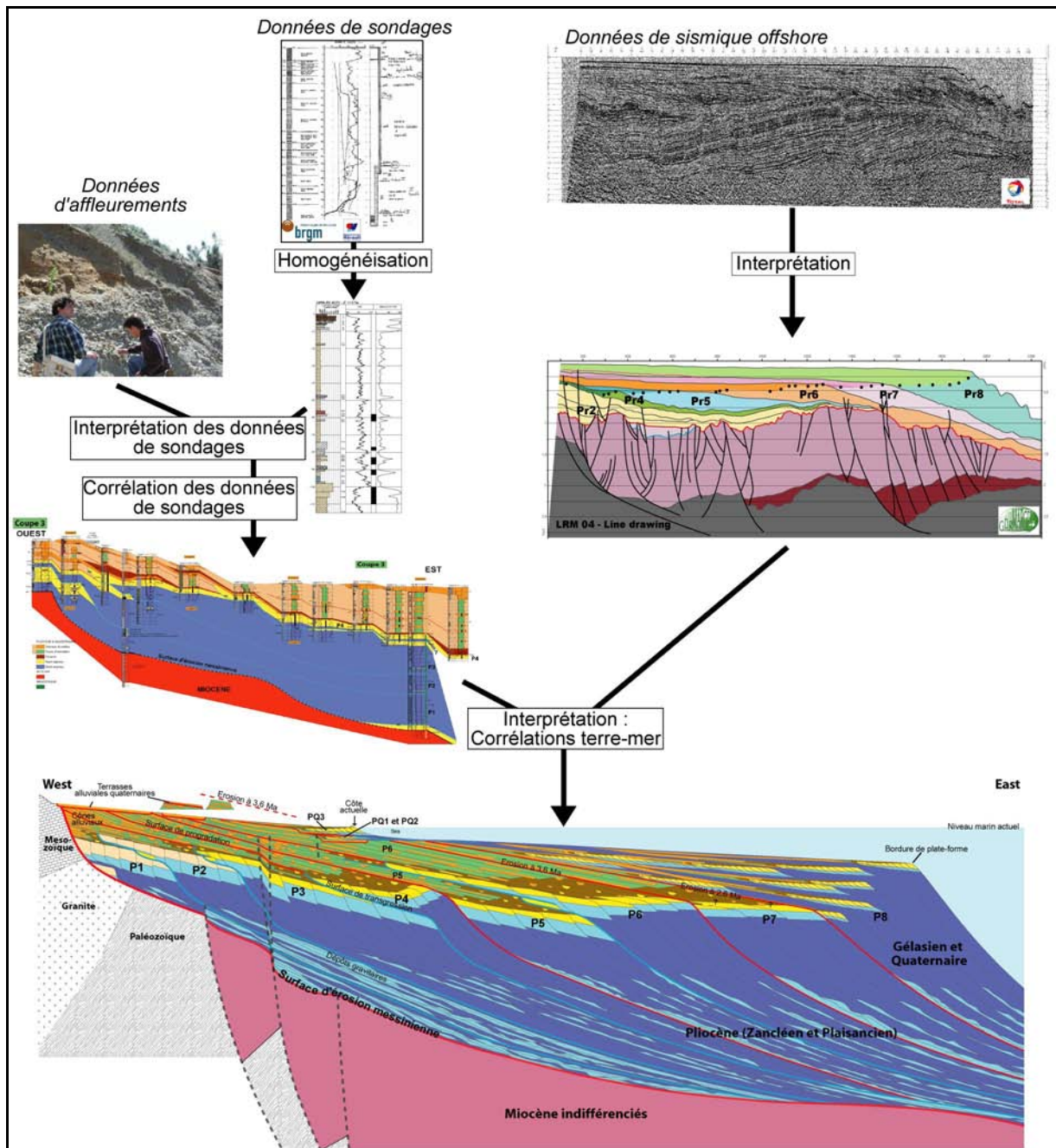


Figure 18 : Démarche de l'étude : l'intégration de données géologiques d'origines et de natures diverses.

II.2 – L'utilisation de la Banque de données du Sous-Sol (BSS) du BRGM pour l'analyse géologique.

La Banque du Sous-Sol du BRGM est avant tout un archivage de dossiers "papier" dont la teneur se rapporte au sous-sol. Depuis quelques années, cet archivage s'est modernisé grâce à la création d'un fichier de métadonnées listant les informations disponibles pour chaque ouvrage. Ainsi, 37 champs d'informations sont disponibles à partir d'une interrogation

interne au BRGM (Figure 19). Seule une partie de ces métadonnées est interrogeable par l'intermédiaire du site Internet du BRGM (<http://www.infoterre.tm.fr/>).

NUM_NATIONAL	INDICE	DESIGNATION	X_OUVRAGE_L2E	Y_OUVRAGE_L2E	X_OUVRAGE	Y_OUVRAGE	ZONE_LAMBERT	SGR	CONFIDENTIALITE	NUM_DEPARTEMENT	NUM_COMMUNE
09907X0260/F	09907X0260	F	722100	1846666	721,92	146,83		3 SGR/LRO	Public	34	172
09907X0261/223	09907X0261	223	720009	1843629	719,83	143,8		3 SGR/LRO	Public	34	270

DEPARTEMENT	COMMUNE	INSEE_COMMUNE	LIEU_DIT	REGION	BASSIN_VERSANT	NATURE	PROF_ATEINTE	DIAMETRE_TUBAGE	FIN_TRAVAUX	ZSOL	PRECISION_Z
HERAULT	MONTPELLIER	34172	GENDARMERIE	BAS-LANUEDOC		FORAGE	101	-999	04/09/1974	66	EPD
HERAULT	SAINT-JEAN-DE-VEDAS	34270	LA BARAQUE	BAS-LANUEDOC		FORAGE	82	-999	01/12/1974	24	M01

MODE_EXECUTION	ETAT_OUVRAGE	MAITRE_D_OEUVRE	PROPRIETAIRE	EXPLOITANT
BOUE,TREPAN-MOLETTI	ACCES,EXPLOITE,TUBE-METAL	GENDARMERIE NATIONALE, AVENUE DE LODEVE, MC	GENDARMERIE NATIONALE, AV DE LODEVE, MONTF	
TREPAN-MOLETTES	ACCES,EXPLOITE,JAILLISSANT,TUBE-ME	DR BAULUIS, LA PAILLAD, MONTPELLIER	DR BAULUIS LA PAILLAD, MONTPELLIER	

ENTREPRENEUR	RECHERCHE	EXPLOITATION	RECONNAISSANCE	UTILISATION	PROF_EAU_SOL	DATE_EAU_SOL	Z_ORIGINE_COUPE	PRECISION_COUPE	AUTEUR_COUPE
GALZY, RUE DU MAS ROUGE, MONTPELLIER		EAU.		EAU-ASPERSION.	-999			66	EPD
LACOMBE ANDRE, 34 LAVERUNE		EAU.		EAU-INDIVIDUELLE.	5	01/12/1974	24	M01	COUBES

DATE_COUPE	GISEMENT	ECHANTILLON	DOCUMENTS	REFERENCE	AUTEUR_DOSSIER	DATE_DOSSIER	IMPORTANCE	RESEAU_PIEZO	COUPE_GEOLOGIQUE
04/09/1974	Non		COUPE-GEOLOGIQUE,COUPE-TECHNIQUE,DECLARATION-C		JUNCY, COUBES	05/02/1975	1		Presente
01/12/1974	Non		COUPE-GEOLOGIQUE,COUPE-TECHNIQUE,PRODUCTIVITE.		JUNCY	06/02/1975	1		Presente

NIVEAU_EAU	PIEZOMETRE	NB_MESURES_PIEZO	NB_ANALYSES_EAU	COUPE_SIMPLIFIEE	OUVRAGE_EAU	GITOLOGIE	NB_IMAGES	LOG_GEOL_VALIDE
Present	Absent	0	0	Absente	Oui	Absente	0	Absent
Present	Absent	0	0	Absente	Oui	Absente	0	Absent

Figure 19 : Les métadonnées associées à chaque ouvrage de la BSS.

Le grand nombre d'ouvrages archivés dans la BSS rend difficile son utilisation. Une sélection d'ouvrages potentiellement intéressants est préalablement nécessaire. Elle est facilitée par les informations suivantes :

- Une sélection sur le type d'ouvrage :

Un grand nombre de types d'ouvrages est listé dans les archives de la BSS. Pour une analyse géologique, ils ne présentent pas tous le même intérêt. Les métadonnées sont donc triées par leur champ "NATURE" et les ouvrages conservés correspondent à :

CAMPAGNE-GEOLOGIQUE, CAMPAGNE-SONDAGE, CAPTAGE-AEP, CHAMP-CAPTAGE, FORAGE, FORAGE-ARTESIEN, FORAGE-INCLINE, PIEZOMETRE, PROFIL-SONDAGE, PUIITS, PUIITS-COMPLEXE, SONDAGE, SONDAGE-INCLINE.

Seuls ces types d'ouvrages sont susceptibles de fournir des indications de subsurface, intéressantes pour l'étude d'un remplissage sédimentaire.

- La présence ou non d'une coupe géologique :

Le champ "COUPE_GEOLOGIQUE" est censé indiquer l'existence ou non d'une description géologique du sous-sol, par la mention "présente" ou "absente". Cependant, sur plusieurs ouvrages, l'information contenue dans ce champ ne s'est pas avérée exacte. Celui-ci n'a donc pas été utilisé pour le traitement des métadonnées de la BSS. En revanche, pour éliminer des forages, sondages ou puits n'apportant aucune information géologique, un tri par profondeur s'est avéré intéressant. La valeur "-999" est attribuée par défaut à tous les

ouvrages sans information de profondeur. Aucun ouvrage sans information de profondeur n'a fourni de coupe géologique.

Ces deux sélections permettent de réduire de manière importante les dossiers potentiellement intéressants. Seul 20 % des dossiers sont ainsi sélectionnés à l'échelle de la région Languedoc-Roussillon (Tableau 2). La sélection réalisée à partir du fichier de métadonnées se prolonge ensuite par la suppression des points en dehors de la zone géographique d'étude (réalisée sous SIG à l'aide des contours géologiques des bassins sédimentaires) puis par une sélection en fonction de la profondeur des ouvrages. Les ouvrages d'une profondeur inférieure à 25 m ne sont pas estimés intéressants hormis sur le domaine côtier, sous les formations holocène où cette profondeur limite est ramenée à 10 m.

Tableau 2 : La Banque du Sous-sol du BRGM en Languedoc-Roussillon : quelques chiffres.

	Région Languedoc- Roussillon	Bassin du Roussillon
Nombre de dossiers référencés	24 955	2 819
Forages/Sondages/Puits	15 888	2 468
Coupes géologiques	4 885	1 060
Coupes géologiques > 10m	4 306	959
Coupes géologiques > 25m	3 056	690
Coupes géologiques > 100m	1 194	203
Coupes géologiques présente > 200m	414	33
Coupes géologiques présente > 1000m	84	2
Diagraphies	377	94

II.3 – Interprétation et corrélation des données de forages

L'analyse des forages est dépendante de la qualité des informations. Deux types d'informations sont accessibles à partir de la BSS :

- **les diagraphies** : elles sont considérées comme des données de première qualité car ces enregistrements des propriétés physico-chimiques du sous-sol offrent une analyse quantitative, contrairement aux coupes géologiques établies par les foreurs qui sont issues d'une interprétation dont la fiabilité est invérifiable. Dans le fichier de métadonnées un champ "DOCUMENTS" référence la présence ou non de diagraphies. Cependant, les renseignements de ce champ ne sont fiables qu'à hauteur d'environ 75%. Par conséquent, pour identifier l'intégralité des diagraphies disponibles il est nécessaire de feuilleter l'ensemble des dossiers présélectionnés. De plus il c'est avéré utile de contacter les conseils généraux détenteurs de documents diagraphiques absents de la BSS.

- **les descriptions lithologiques** : elles sont réalisées par les foreurs à partir des observations de débris de forage. Elles sont de qualité très variable. La notion de qualité repose sur la présence de termes significatifs, caractéristiques d'environnement de dépôts (voir partie suivante). Les termes jugés significatifs sont les suivants :
 - les argiles jaunes, ocre ou rouges : elles caractérisent un milieu oxydé et sont interprétées comme typiques des environnements continentaux associés aux plaines d'inondation ou aux environnements fluviaux,

- la présence de coquilles : elle matérialise l'influence marine du milieu de dépôt, qu'il corresponde à un environnement palustre ou marin franc,
- les argiles de milieux réducteurs : elles sont qualifiées d'argiles bleues, vertes ou grises et sont interprétées comme significatives d'environnements palustres ou marins, les variations lithologiques étant fréquentes dans le premier cas,
- la présence de tourbes : elles sont signalées également sous le vocable "lignite". Les tourbes sont associées à un environnement de dépôt palustre et sont assimilées à un marqueur de proximité du niveau marin.

Les forages hydrogéologiques sont destructifs (non carotté), seuls des débris remontent en surface. Il n'est donc pas envisageable d'en attendre plus des descriptions lithologiques.

En hydrogéologie, les outils diagraphiques utilisés sont le gamma-ray, la résistivité et la polarisation spontanée.

Le **Gamma-Ray** (GR) mesure la radioactivité naturelle des roches. Dans les roches sédimentaires, seuls pratiquement trois éléments contribuent à cette radioactivité. Ce sont le Potassium (K), le Thorium (Th) et l'Uranium (U). Les matériaux radioactifs sont :

- pour le Potassium : les argiles, les sels potassiques (Sylvites, Polyhalites), les feldspaths potassiques (formations gréseuses fluviales) et certains micas,
- pour le Thorium : les argiles ainsi que les minéraux lourds (zircon, tourmaline, rutile) concentrés dans les alluvions sous forme de placers,
- pour l'Uranium : il est majoritairement présent dans la matière organique (végétaux, coquilles) et traduit la présence d'argiles de milieux réducteurs.

Ainsi, la radioactivité naturelle est importante dans les argiles. En milieu sédimentaire détritique sa mesure est directement comparable à celle de la granulométrie des formations sédimentaires (Figure 20), si le soin est pris de ne pas confondre une argile radioactive avec un chenal fluvial riche en feldspath potassique (ce que permet l'étude simultanée de la résistivité).

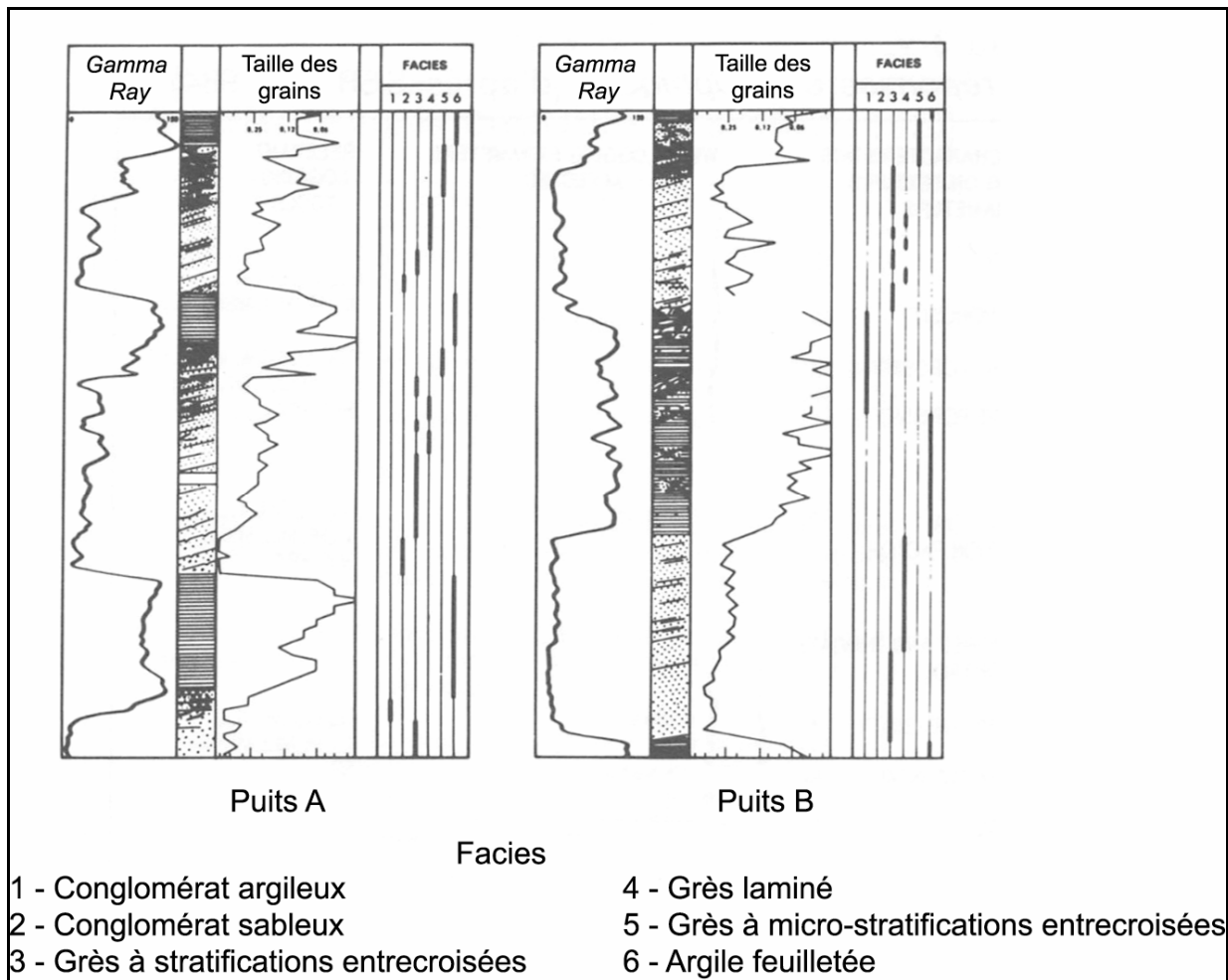


Figure 20 : Corrélations entre la radioactivité naturelle et la taille des grains (d'après Serra & Sulpice, 1975 ; Serra, 1985).

Les mesures de **résistivité** correspondent à l'enregistrement d'un signal électrique ou magnétique par des électrodes réceptrices situées à une distance fixe d'une source émettrice. La résistivité d'une roche dépend :

- de la résistivité propre de l'eau envahissant les pores, laquelle est liée au contenu en sels dissous et à la température ;
- de la quantité de cette eau dans la roche, donc de la porosité d'une part, et de la saturation d'autre part ;
- de la lithologie, c'est-à-dire de la nature et du pourcentage d'argile dans la roche et exceptionnellement de la nature et du pourcentage de minéraux mineurs conducteurs ;
- de la texture de la roche, c'est-à-dire du mode de répartition des pores, des argiles et des minéraux conducteurs.

Le **potentiel spontané** (ou la polarisation spontanée, PS) correspond à la différence entre le potentiel, fixe, d'une électrode de surface et le potentiel, variable, d'une électrode se déplaçant dans le trou de sonde. L'électrode enregistre des courants d'origine

électrochimique. Lorsque celle-ci est face à des sédiments argileux, le courant produit est positif car ce type de sédiment est perméable à la majorité des cations et l'on observe un flux de cations vers le milieu le moins saturé, qui correspond en général aux boues de forage. Par contre, dans les unités perméables vis-à-vis des anions et des cations, tels les sables, cations et anions peuvent diffuser librement vers la boue de forage. Le courant résultant est négatif car ce sont les ions Cl^- qui sont les plus mobiles.

Lors de l'harmonisation des données de forages (Figure 18) les courbes diagraphiques sont positionnées, de manière classique, à gauche pour le GR ou le PS et à droite pour la résistivité. Cette disposition définit des géométries correspondant à des séquences positives (ou en "cloche") et négatives (ou en "entonnoir") (Figure 21). Les premières sont caractéristiques en milieu continental des chenaux fluviaux (Figure 22, Figure 23) et en milieu marin (profond) de dépôts gravitaires. Les séquences négatives s'expriment principalement en milieu marin où elles traduisent une progradation des complexes deltaïques (Figure 24).

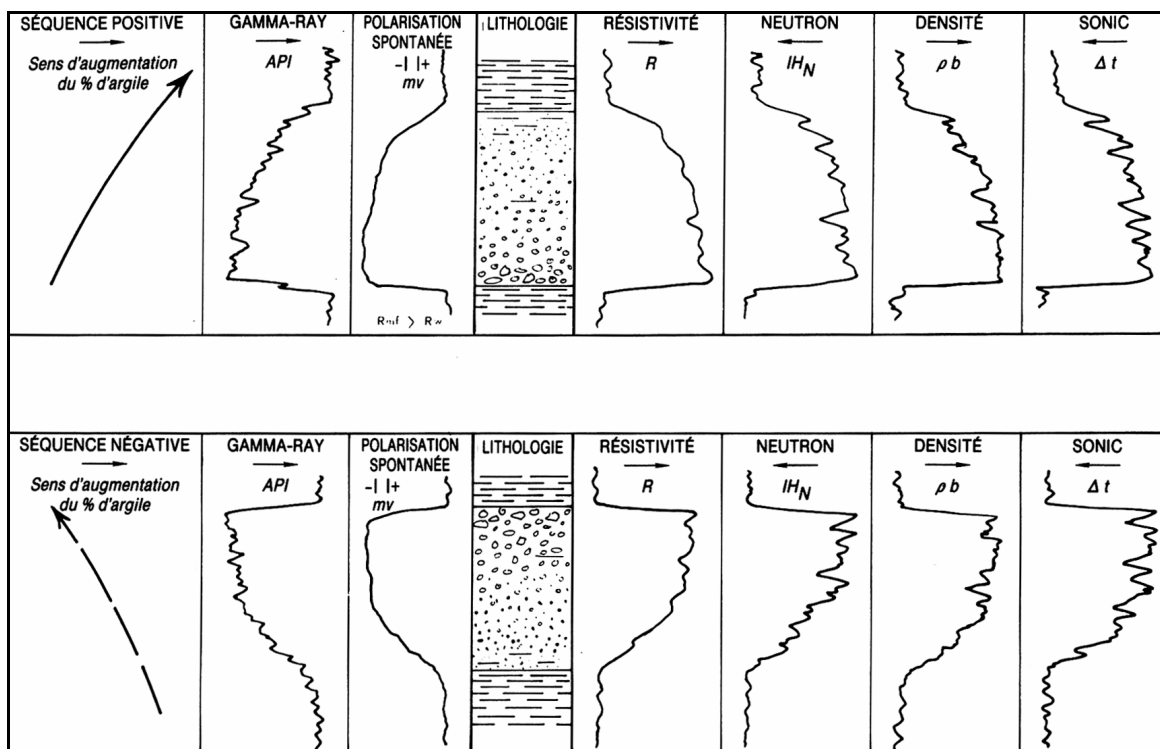


Figure 21 : Images diagraphiques théoriques de séquences positives et négatives. Cas d'un sable plus résistant et moins "poreux" que l'argile. (Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, 1986).

L'interprétation des diagraphies en environnements de dépôts s'appuie sur la description lithologique. Cette interprétation s'effectue sur les coupes afin de respecter un schéma

d'évolution cohérent le long du profil de dépôt. Les environnements de dépôts établis sur les coupes sont systématiquement vérifiés à l'aide des informations disponibles sur les forages autour des coupes géologiques. Par exemple, les faciès palustres du prisme P5 ne sont représentés que par un seul forage sur la coupe n°1 (Annexe 2) cependant ils sont documentés sur les données de diagraphies et de descriptions lithologiques sur 6 forages environnants, non représentés sur les coupes.

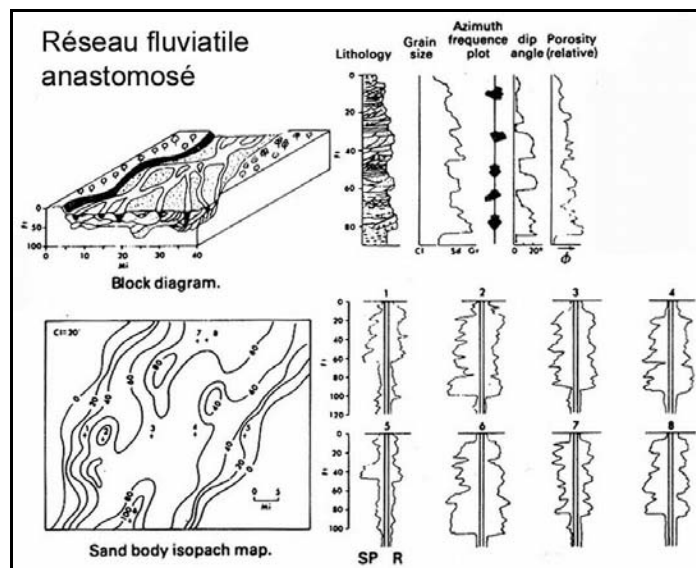


Figure 22 : Caractéristiques des enregistrements diagraphiques des dépôts associés aux réseaux fluviaux anastomosés (d'après Coleman & Prior, 1982).

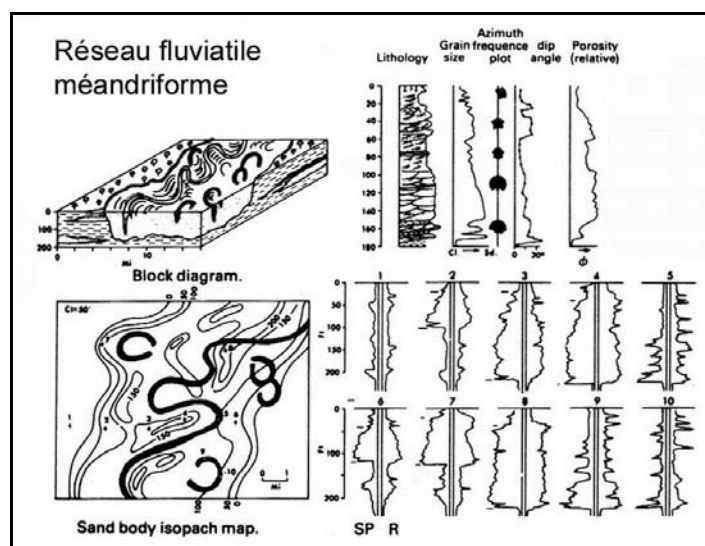


Figure 23 : Caractéristiques des enregistrements diagraphiques des dépôts associés aux réseaux fluviaux méandriques (d'après Coleman & Prior, 1982).

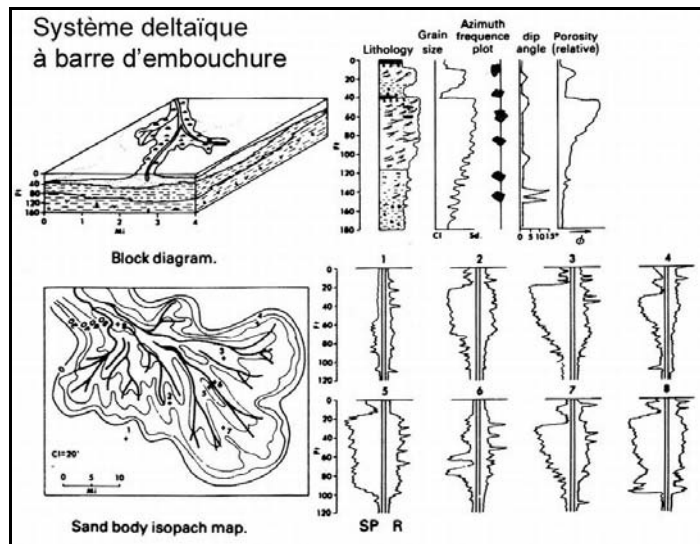


Figure 24 : Caractéristiques des enregistrements diagraphiques des dépôts associés aux complexes deltaïques à barre d'embouchure (d'après Coleman & Prior, 1982).

Tableau 3 : Description et interprétation des faciès pliocènes issus de données de forage.

Nom du faciès	Expression sur Diagraphies	Description des déblais de sondage par les foreurs	Caractéristiques	Equivalents à l'affleurement	Environnement de dépôt
Chenaux fluviatiles		<p>-Granulométrie : Graviers, sables grossiers à moyens, galets (farés).</p>			Chenaux fluviatiles, réseaux en tresse dominant.
Plaine d'inondation		<p>-Granulométrie : argile à sable argileux. -Couleur : jaune, beige, orangé, ocre. -Elements ponctuels : rognons de calcaires (=Calcrètes) ; argiles grise en passées peu épaisses (<1m).</p>		Pratiquement l'intégralité du bassin du Roussillon. Les plus beaux affleurements étant en bordure des cours d'eau actuels (exemple : rive sud de la Têt). Calcrètes : Affleurement de Nyls	Argile de plaine d'inondation, passées sableuses de delta de crevasse et de levées.
Environnements palustres		<p>-Granulométrie : très variable, depuis les graviers jusqu'aux argiles ou marnes. -Couleur : milieu nombreuses variations : versicolore, noir, vert, marron, gris, bleu. -Elements fréquents : coquilles, tourbes, végétaux, lignites.</p>	Très bien reconnu par les foreurs sur la description des déblais. Les lignites, tourbes ont une radioactivité (GR) très forte, caractéristique. Si elles sont absentes le faciès peut être confondu, sur diagraphie, avec une plaine d'inondation. Présence chenaux de "marée".	Vivès pour les lignites Nyls tourbes et chenal de "marée"	Série margino-littorale : Marais, baie, lagune en association avec des passées sableuses en provenance soit de la mer (washover, delta de flot) soit du domaine fluviatile (delta de crevasse)
Marin sableux dominé fluviatile (Gilbert delta)		<p>-Granulométrie : grossière, graviers, sables.</p>	Au pied des reliefs ou en remplissage de vallées étroites (ria). Epaisseur importante de graviers et sables. Présence de nombreux set progradants soulignés parfois par des intercalations argileuses. Les bottomset silto-argileux sous-jacents comportent de nombreux dépôts gravitaires sablo-graveleux.	Néfiac	Foreset de Gilbert delta. Environnement dominé par la dynamique fluviatile.

Tableau 3 (suite) :

Nom du faciès	Expression sur Diagraphies	Description des déblais de sondage par les foreurs	Caractéristiques	Equivalents à l'affleurement	Environnement de dépôt
Marin sableux margino-littoral		<ul style="list-style-type: none"> -Granulométrie : depuis les graviers aux sables argileux. -Éléments : coquilles. 	<p>Corps sableux, moins épais que ceux dominés par la dynamique fluviale.</p> <p>Forme en entonnoir : progradation continue depuis les argiles marines.</p>	<p>Trouillas Millas Pompignane</p> <p>Aucun</p>	<p>Barre d'avant côte et plage (front de delta). Environnement dominé par la dynamique de houle</p> <p>Plate-forme deltaïque</p>
Marin argileux		<ul style="list-style-type: none"> -Granulométrie : depuis les sables argileux aux argiles, ou marnes (rare sur Roussillon, fréquente sur Hérault). -Couleur : bleu (le plus fréquent) ou gris. -Éléments très fréquents : coquilles. 	<p>Forme en entonnoir pour la partie sommitale des argiles : progradation du front de delta. En dessous, amplement vertical, fines passées silteuse en partie distale du bassin et passées sableuse au pied des Gilbert deltas (voir faciès suivant).</p>	<p>Néfiac : transition entre sableux et argileux (entre foreset et bottomset).</p>	<p>Prodelta</p>
Dépôts gravitaires		<ul style="list-style-type: none"> -Granulométrie : argiles à sables -Couleur : bleu, gris. 	<p>Interne aux marin argileux en contexte de sédimentation sous forme de Gilbert delta. Forme en cloche, base érosive. En partie distale du bassin, de nombreux dépôts gravitaires sont également enregistrés mais avec une épaisseur et une granulométrie moins importante.</p>	<p>Aucun</p>	<p>Turbidites</p>

II.4 – Elaboration du modèle sédimentologique du Roussillon pour l'analyse hydrogéologique

L'interprétation séquentielle des huit coupes géologiques (Annexe 2) permet de définir des unités sédimentaires par la subdivision de chacune des séquences (P1, P2, P3, ...) en environnements de dépôt (P1arg, P1sab, P1pal, P1cont, ...). Ainsi, 38 unités sont identifiées (Figure 25, Tableau 4). Leur architecture est schématisée sur un modèle stratigraphique (Figure 34) représentant l'agencement stratigraphique de chacune des unités. L'architecture des unités est variable sur le bassin du Roussillon, notamment en fonction de la localisation des sources d'apports sédimentaires. Pour le Pliocène, la coupe schématique représente une synthèse de l'architecture observée sur les coupes 2 et 3. Pour le Quaternaire, elle représente la configuration particulière de la zone côtière nord (Etang de Leucate – Salanque) sous laquelle plusieurs prismes quaternaires de haut niveau sont identifiés (Partie III.4.3).

En se fondant sur l'interprétation des coupes géologiques interprétées à l'aide des diagraphies (Annexe 2), l'architecture des unités sédimentaires est interpolée à l'ensemble du bassin. Pour cela, les diagraphies (94 au total) ne passant pas par les coupes sont interprétées. Puis la description des sondages ne présentant que des informations lithologiques est analysée. Sur un total d'environ 1 000 descriptions lithologiques, seules 566 sont finalement interprétées en individualisant chaque unité sédimentaire à laquelle s'ajoute une information granulométrique sur l'environnement de dépôt (P1pal-argile, P1pal-silt, P1pal-sable, ...). Le choix des descriptions lithologiques interprétées repose sur :

- la profondeur des sondages. 35 % des sondages ont une profondeur inférieure à 25 m. Il n'est pas jugé utile de les analyser dans les domaines où il est établi qu'ils traversent uniquement du Pliocène continental. En revanche, sur le domaine littoral, la profondeur limite des données potentiellement intéressantes est relevée à une profondeur de 10 m,
- le détail des descriptions lithologiques. L'analyse des diagraphies permet d'observer la taille des corps sédimentaires sur les différents domaines du bassin. Ainsi, certaines descriptions sont écartées du fait d'un découpage lithologique trop peu précis,
- la qualité des descriptions. Certaines descriptions sont inutilisables du fait de leur pauvreté. Par exemple, les alternances sable-argile ne sont pas interprétables en termes d'environnements de dépôts. Pour cela, il est nécessaire d'avoir au moins des précisions sur la couleur des argiles (milieu oxydé ou réduit) ou encore sur la présence ou non de coquilles, de lignites...

- on notera que, pendant l'analyse, aucune sélection n'a été faite sur le principe d'une répartition spatiale homogène de la donnée géologique. En effet, les sondages offrant une proximité immédiate (quelques dizaines de mètres) ont tous été analysés, permettant ainsi de confronter les descriptions lithologiques et donc d'en estimer la fiabilité.

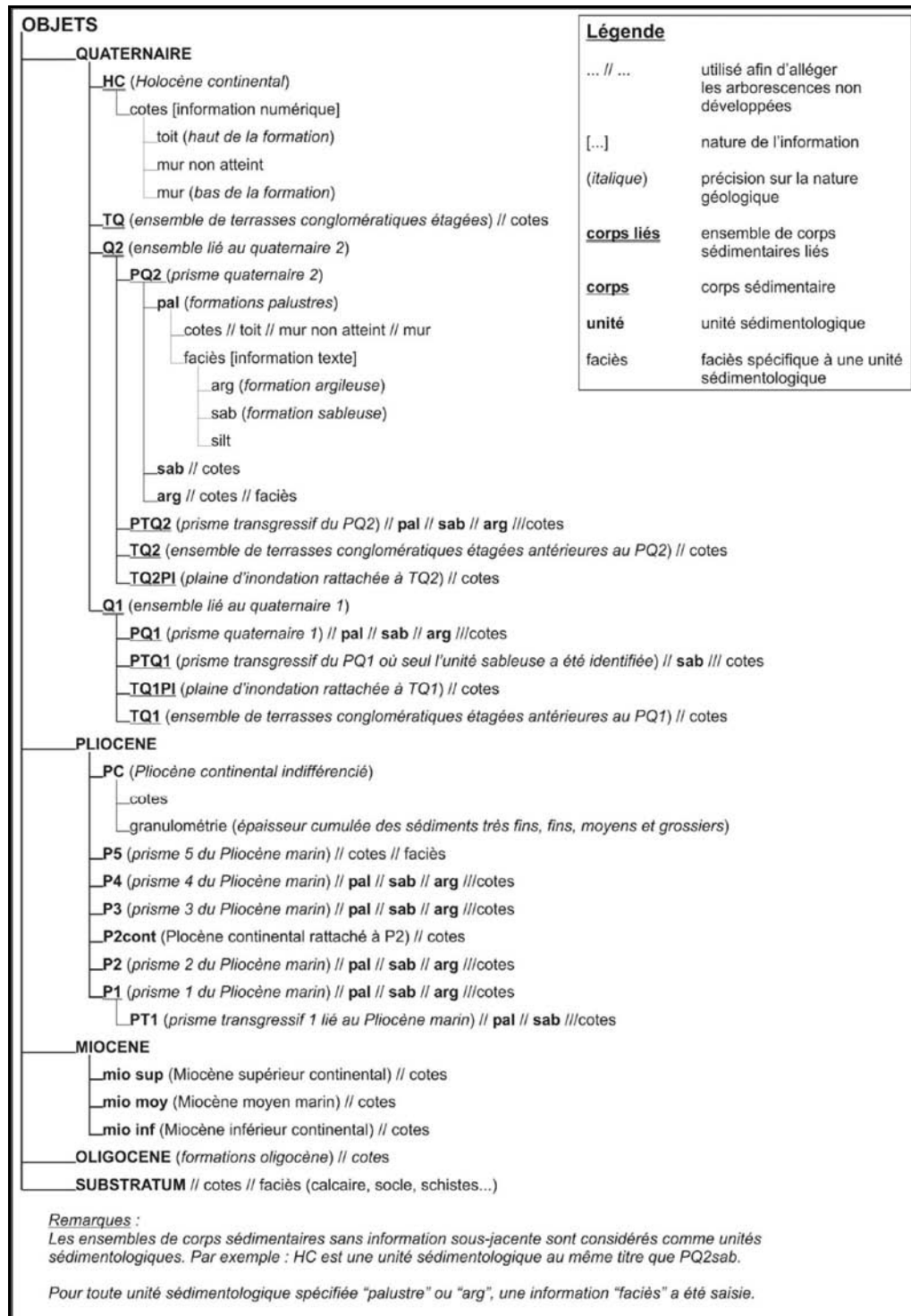


Figure 25 : Liste des unités sédimentaires établie pour le Plio-Quaternaire du bassin du Roussillon. Cette définition se fonde sur l'individualisation des séquences dépôts, subdivisées en environnements de dépôts (dans Aunay, 2007).

Ces informations sont structurées dans une base de données géographiques saisies sous un tableur (Excel), dont la conception et la réalisation ont été menées en collaboration avec B. Aunay. Au total, 5 406 informations géologiques (toit des unités et faciès) sont intégrées à la base de données. Pour de plus amples informations sur la base de données (notamment sur les contrôles des informations saisies), il sera utile de se référer au manuscrit de Thèse présentant l'application hydrogéologique (Aunay, 2007).

Tableau 4 : Inventaire des informations saisies dans la base de données géologiques (dans Aunay, 2007).

	Unités sédimentologiques	Nombre de cote TOIT	Nombre de cote MNA	Nombre de cote MUR	Faciès	Total d'info. "cotes"
1	HC	187	3	164		334
2	PQ2pal	33	0	33	33	66
3	PQ2sab	106	2	104		212
4	PQ2arg	32	0	32	31	64
5	PTQ2pal	19	0	19	19	38
6	PTQ2sab	57	0	57		114
7	PTQ2arg	4	0	4		8
8	TQ	276	9	267		552
9	TQ2-PI	5	0	5		10
10	TQ2	55	3	52		110
11	PQ1pal	32	14	18	31	64
12	PQ1sab	57	2	55		114
13	PQ1arg	64	42	22	62	128
14	PTQ1sab	12	0	12		24
15	TQ1-PI	8	0	8		16
16	TQ1	10	2	8		20
17	PC (3pts pas interp.)	357	153	201	1081	711
18	P5	9	0	9	9	18
19	P4pal	69	16	53	66	138
20	P4sab	40	7	33		80
21	P4arg	23	3	20	20	46
22	P3pal	94	18	76	92	188
23	P3sab (1 pt pas interp.)	114	38	75		227
24	P3arg	66	46	20	61	132
25	P2cont	4	2	2		8
26	P2pal	12	2	10	12	24
27	P2sab	46	6	40		92
28	P2arg	36	23	13	33	72
29	P1pal	3	2	1	3	6
30	P1sab	15	3	12		30
31	P1arg	15	8	7	13	30
32	PT1pal	1	0	1	1	2
33	PT1sab	3	0	3		6
34	Mio sup.	17	10	7		34
35	Mio moy.	14	5	9		28
36	Mio inf.	8	1	7		16
37	Oligo	4	2	2		8
38	Sub	23	23	0	23	46
	TOTAL (= 5406)	1910	445	1461	1590	3816

CHAPITRE III - Résultats

III.1 - Introduction

La marge passive du Golfe du Lion est étudiée à différentes échelles afin de mettre en évidence les facteurs provoquant régionalement et localement des variations dans l'enregistrement sédimentaire. Trois échelles d'observation de la marge sont proposées, correspondant aux trois périodes géologiques : Miocène, Pliocène et Quaternaire. L'analyse de ces différents objets est présentée sous forme de trois articles, chacun se rapportant à l'une de ces périodes. Nous verrons ainsi que régionalement et localement, l'enregistrement sédimentaire est influencé par les phénomènes tectoniques intervenant sur les parties amont de la marge, les variations de charge sédimentaire, les variations de compaction liées à la paléo-morphologie du substratum sous-jacent et les avulsions fluviales.

III.2 – Réponses de l'enregistrement sédimentaire face aux évènements intervenant sur la marge post-rift miocène du Golfe du Lion

III.2.1 - Article 1 : The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin (Gorini *et al.*, 2005)

The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin

Christian Gorini^{a,*}, Johanna Lofi^{a,b}, Cédric Duvail^c, Antonio Tadeu Dos Reis^d,
Pol Guennoc^e, Paul Lestrat^c, Alain Mauffret^f

^aLaboratoire P.B.D.S., Université de Lille 1, UMR 8110, SN5, 59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

^bIFREMER, DRO/GM Technopôle Brest-Iroise, BP 70, 29 280 Plouzané, France

^cBRGM-SGR Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, France

^dDepartamento de Oceanografia/UERJ-Brazil, Rua São Francisco Xavier, 524, 4º Andar, Maracanã, Rio de Janeiro RJ CEP: 22550-900, Brazil

^eBRGM, 3, Avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans cedex 02, France

^fUniversité Pierre et Marie Curie-Paris 6, 75 252 Paris Cedex 05, France

Received 11 January 2003; accepted 7 March 2005

Abstract

The interpretation of Rhône maritime seismic profiles and the accurate mapping of all the structural features affecting the Miocene cover made it possible for us to develop herein a new structural model for the top of the eroded Miocene of the Gulf of Lions platform. Late Miocene extensional faults exerted a considerable structural control on the Messinian erosion. In particular, mapping of transfer zones has shown that these structures controlled retrogressive erosion of the platform. This late Miocene extension could have been caused by gravity-driven destabilization of the platform, associated with base-level lowering at the onset of the Messinian salinity crisis.

© 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Messinian tectonics; Messinian erosion; Gulf of Lions

1. Introduction

The margin of the Gulf of Lions (Fig. 1a), located between the steep margins of Provence and Catalonia, is a passive margin in the NW Mediterranean Basin and formed by Oligocene–Aquitainian rifting followed by drift with the opening of a micro-ocean separating the Corsica–Sardinia block from the southern French margin. This margin is one of the best areas for studying relationships between the platform and deep basin and for evaluating the depth of the latter during the Messinian, as the Messinian surface has been preserved there under the thick Pliocene–Quaternary sediments. Earlier syntheses of the large volume of oil exploration data were instrumental in clarifying the main structures of the Oligocene–Aquitainian rift characterized by

marked faulting or fracturing by transfer zones that separate very different domains. A detailed reconstruction of the topography of the Messinian erosion surface also showed the major fluvial erosion networks that were incised during substantial lowering of the sea level (Guennoc et al., 2000).

Despite the differentiation of paleonetworks by sector and the still incomplete burial of some rift structures in the Messinian, the creation of the erosion surface is considered to have been controlled mainly by paleogeographic, morphological, and lithological factors. The Messinian event actually occurred during an advanced stage of post-rift evolution, which until then had been characterized by uninterrupted subsidence and normal sedimentation.

On the basis of boreholes drilled in 1970 and 1975, Hsü et al. (1973, 1978) proposed a hypothesis of complete desiccation of deep basins (1500–2000 m) in the western and eastern Mediterranean. According to Clauzon et al. (1996) and Vidal et al. (2002) this desiccation occurred during the Messinian time (5.6–5.32 Ma). This hypothesis involved successive desiccation and periodic refilling from

* Corresponding author. Tel.: +33 3 2033 6108; fax: +33 3 2043 4098.

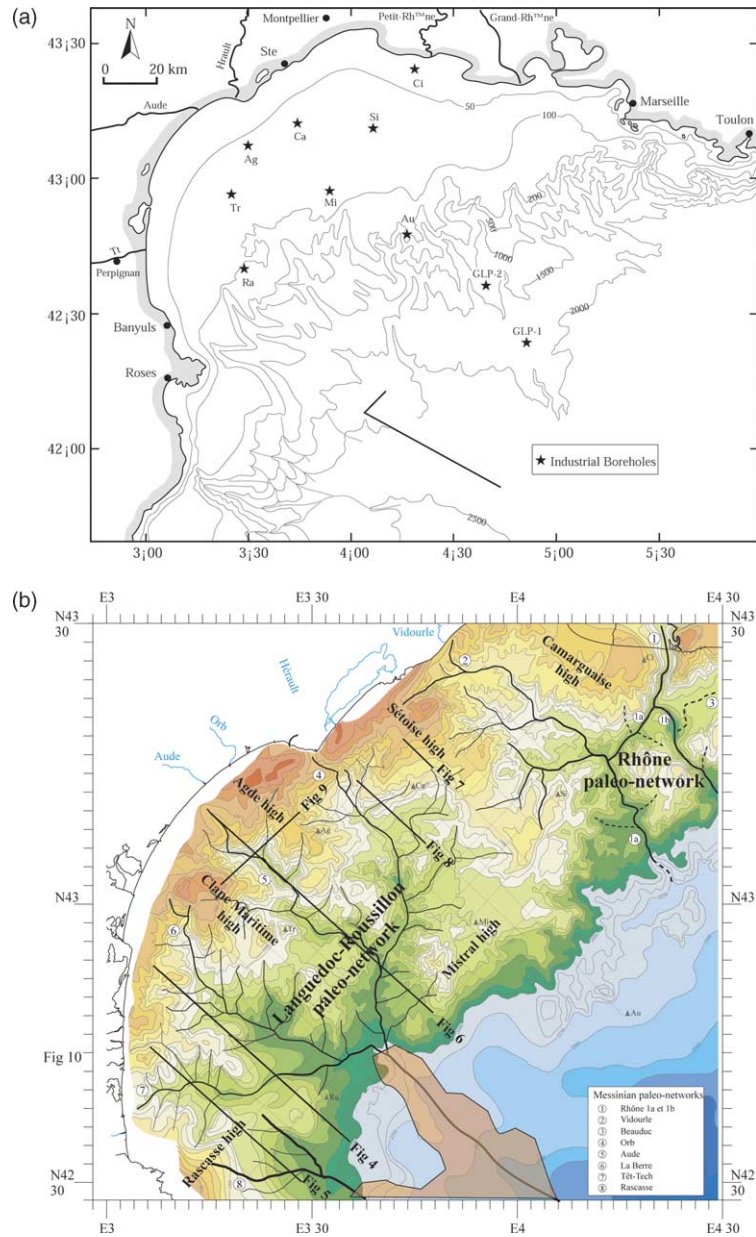


Fig. 1. (a) Location of the study area, with the main boreholes on the continental shelf and slope of the gulf of Lions. Ag, Agde maritime; Ca, Calmar; Si, Sirocco; Tr, Tramontane; Mi, Mistral; Ra, Rascasse; Au, Autan; GLP-1, Golfe du Lion Profond 1; GLP-2, Golfe du Lion Profond 2. (b) Locations and outline of the Messinian fluvial paleonetwork superimposed on the Pliocene base map (Guennoc et al., 2000; modified from Lofi, 2002). Note that the Messinian valleys do not follow a radial pattern. Figure (Total seismic profiles) locations are shown, along with the main boreholes on the platform. The location of Messinian erosion products (after Lofi, 2002) is shown as a light-brown overlay. See comments in the text.

'waterfalls' cascading through the Betic and Rifian straits and led to considerable debate and a large number of published articles (Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999a; Sierro et al., 1999).

Other explanations as to the accumulation of Messinian deposits were suggested to counter what was considered to preposterous an idea (in Rouchy, 1980; Busson, 1990). One suggested that saline deposits precipitated in a deep undesiccated basin. The most popular, however, involved shallow (500 m or less), completely desiccated basins that later underwent considerable subsidence, as a result not only

of evaporite loading, but also of tectonic stresses at the start of the Pliocene. In opposition to what was considered the too improbable idea of deep desiccated basins and 'waterfalls' of Atlantic water, proponents of a shallow Mediterranean during the Messinian suggested the existence of various now-emerged evaporite basins (Rouchy, 1982; Busson, 1990). Another commonly cited argument is the existence of locally important post-Messinian vertical displacements along the margins, which offset Messinian surfaces or evaporite deposits. Such offsets of the Messinian surface are recognized on the margins of Catalonia and

the Balearic Islands (Stanley et al., 1974) and in the Ligurian Sea (Chaumillon et al., 1994).

Considerable progress has been made in dating events through the combined efforts of a number of teams (Benson et al., 1991; Gauthier et al., 1994; Cunningham et al., 1997; Garcés et al., 1998; Krijgsman et al., 1999a,b; Roger et al., 2000): the salinity crisis began at about 5.9 Ma and ended at 5.32 Ma. About 5.6 Ma ago (Clauzon et al., 1996; Krijgsman et al., 1999a), the salinity crisis led to a dramatic sea-level fall in the Mediterranean basin (Ryan, 1976; Clauzon, 1982; Lofi, 2002; Steckler et al., 2003).

Clauzon et al. (1996) proposed a solution to the controversy and to the differences in elevation between the emerged evaporite basins and the deep salt basin. They suggested that two depositional phases occurred, the first involving evaporite sedimentation in marginal depocentres within shallow basins that had emerged as a result of uplift between 6.0 and 5.9, and 5.6 Ma. This sedimentation phase would have followed glacio-eustatic lowering of ocean levels (by some 150 m) associated with oxygen isotope stages TG 22 and TG 20 (Shackleton et al., 1995). The second phase coincides with a fall of the Mediterranean base level at about 5.6 Ma. This fall would have led to the accumulation of evaporites in the abyssal plains and the incision of canyons. This second phase (between 5.60 and 5.32 Ma) represents the ‘true’ salinity crisis because of its singular nature, even though the Mediterranean was climatically predisposed to desiccation long before the crisis (Suc and Bessais, 1990; Bertini, 1994).

The second phase probably occurred concurrently with a global ocean highstand (isotopic stages TG 15–TG 5, Shackleton et al., 1995), as a result of reduced connections between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Sea, following obstruction of the Betic (Garcés et al., 1998) and Rifian (ca. 5.6 Ma, Warny and Wrenn, 1997; Krijgsman et al., 1999b) straits. In summary, the first evaporite crisis (marginal) would have been the result of an external influence (glacio-eustatism) and the second (almost complete desiccation of the Mediterranean basin) of an internal influence (tectonism) (Clauzon et al., 1996). At the extreme end of the crisis, freshwater inflow into the hypersaline lagoons of the deep desiccated Mediterranean basins (a lagoon event) just before the Zanclean flood (Iaccarino and Bossio, 1999; Bassetti et al., 2004; Suc and Clauzon, 2003). After studying coastal basins in southeastern Iberia, Riding et al. (1998) suggested the presence of saline deposits in perched coastal basins at the end of the salinity crisis (at the time of sea-level rise).

In the Gulf of Lions, Lofi (2002) showed that at the start of the crisis, the deep Provençal basin was close to 3000 m deep at the foot of the margin. The marine Late Miocene (Tortonian–Messinian) has not been observed in any borehole drilled on the continental shelf of the Gulf of Lions. But the Late Miocene is found farther east beyond the present-day continental slope (borehole GLP2, Fig. 1), where a Tortonian unit is represented by marly series. Fossil

populations found in these strata are scarce and show little or no characteristic nannofossil zone (zones NN6–NN11). These conditions could correspond to deposition in a deep-water setting where the fossil populations may not be in situ but may have been deposited by turbiditic processes. The Tortonian marly series are overlain by predominantly evaporitic Messinian sediments (Gorini, 1993). The existence, just before the salinity crisis, of a post-Langhian deep basin filled by detrital prograding prisms has been confirmed by seismic stratigraphy (Bache, 2003; Gorini et al., 2003).

Recent seismic profiles have revealed that in the western domain, the Late Miocene continental shelf is offset by a number of normal structures associated with extension dating from the latest Miocene—earliest Pliocene (Mauffret et al., 2001). The cause of this extension has yet to be clearly identified, but it is thought to be associated with uplift in the east of the Pyrenees (Alberes and Canigou massifs) (Duvail and Le Strat, 2000; Clauzon and Rubino, 2001; Duvail et al., 2001).

2. Messinian units: sedimentological interpretation of seismic facies and borehole data

At the end of the Miocene, the Messinian salinity crisis strongly affected the physiography of Mediterranean margins and, more specifically, the margin of the Gulf of Lions. Numerous canyons were incised into the steep margins during this event, while platforms and slopes underwent substantial subaerial erosion (Fig. 1b). A reconstruction of the Messinian surface, corrected for the Pliocene–Quaternary sedimentary load and seawater load (Guennoc et al., 2000) provides an overview of the paleobathymetry of the Messinian surface on the margin adjacent to a desiccated Mediterranean basin. The depth of the Messinian basin at the foot of the Gulf of Lions margin was probably some 1500 m, which agrees with earlier estimates calculated from this paleonetwork (Genesseeux and Lefebvre, 1980). If we assume a layer of residual water a few 100 m deep in the centre of the basin, then the maximum depth of the basin could have been within 2000–2500 m of that suggested at the onset of evaporite deposition (in Hsü et al., 1978; Clauzon, 1982).

Conversely, the depth of the Messinian surface calculated by Guennoc et al. (2000) for the margin is also a maximum depth, since continuous post-opening subsidence of the margin during the Pliocene–Quaternary and latest Miocene ‘tectonism’ were not taken into consideration. Thus, the maximum depth at the foot of the margin may have been slightly lower and close to that (1200 m) calculated by Bessis and Burrus (1986). Regardless of the adjustments that could be made to these depths, mapping of the Messinian surface in the Gulf of Lions confirms the magnitude of erosion that scoured the Mediterranean margins during this ‘brief crisis’, as well as the existence

of a deep desiccated basin, at least in the deep parts of the margins. In addition, when the margin is water free, isostatic rebound could occur, increasing erosion or bypass on the platform and instabilities on the Miocene slope. Where buried under Pliocene–Quaternary sediments, this Messinian erosion surface clearly appears as an irregular, commonly slightly diffracted marker. This horizon constitutes the most widespread and best known marker on these margins.

The Messinian surface, which is mostly erosive across the entire Gulf of Lions platform, constitutes an isochronous surface that was fossilized following a sudden rise in sea level in the Early Pliocene. Borehole data from the Gulf of Lions provide ages of ca. 5.3 Ma for sediments unconformably overlying the Miocene (condensed interval at 5.3 Ma of the *G. margaritae*, *G. puncticulata*, and *Sphaeroidinellopsis* Zone, from the Autan borehole on the Miocene paleoslope, Cravatte and Suc, 1981).

Seaward, this erosion surface is correlated classically with the base of the Messinian deposits (Cita and Ryan, 1978), whose vertical sequence has been described and in which three units have been recognized (Montadert et al., 1978). In the Gulf of Lions, this vertical sequence can be described as follows, on the basis of seismic facies from profiles across the present-day slope:

- Lower evaporites and their lateral upsection equivalents: these have only been observed in the centre of basins and are not always visible; their thickness ranges from 400 to 500 m and their nature is unknown as no deep borehole has intersected them (Fig. 2). On oil-industry seismic profiles and on fast seismic profiles (Berné et al., 1999; dos Reis, 2001; Lofi, 2002), the unit is characterized by continuous, high-amplitude, low-frequency reflectors. This seismic sequence, lying conformably on deep-basin Miocene sediments, is correlated laterally farther upsection with a chaotic-looking seismic unit that represents detrital deposits or distal fans (dos Reis, 2001; Lofi, 2002). These deposits probably accumulated when erosion of the Miocene platform began, at the time of the marked lowering of the base level. Their thickness can exceed 300 ms TWTT, i.e. 600 m (Figs. 2 and 3) at the foot of the Miocene slope, at the outlet of the Rascasse and Aude canyons (Lofi, 2002). The most important depocentres for these ‘distal fans’ were located at the foot of the southwestern margin (Fig. 1).
- Messinian salt and its lateral upsection equivalent: composed of halite, this is represented by a unit approximately 800 m thick with a transparent seismic facies. In the deep basin, this unit is remarkably continuous in places; however, it is most commonly disrupted by a number of halokinetic features (isolated or aligned diapirs of different sizes, salt walls and salt rolls, etc.). Diapirs are most numerous in the basin surrounding the Rhône deep-sea fan and in the Ligurian Sea (Le Cann, 1987; Gorini, 1993; Gaullier, 1993; dos Reis,

2001). In the Gulf of Lions, salt is gradually replaced upsection by a chaotic seismic unit, which overlies either the Messinian erosion surface or the Messinian detrital deposits at the foot of the gulf’s southwestern margin (Fig. 2).

- Upper evaporites: this unit has a bedded appearance and is widely transgressive beyond the edge of Messinian salt on the Miocene paleoslope. Borehole GLP2, on the outer edge of the Miocene paleoslope, intersected this sequence, which is composed of 300 m of alternating salt, salt-bearing clay, and anhydrite and that conformably overlies the eroded Miocene units. These evaporites onlap the Messinian erosion surface and are overlain by fine-grained, azoic sandstones of probable Messinian age, although in the absence of a specific marker, they could be either Pliocene or Messinian. These sandstones may be laterally equivalent to the Charnier and Pierrelate cobbles (Clauzon, 1982) or an Early Pliocene transgressive unit (however, it should be noted that no beach organisms or bivalves have been found). The basal Pliocene, characterized by the presence of *Sphaeroidinella subdehiscens*, is clearly identified only at the top of this sandy series. Within the deep basin, these upper evaporites are 500–600 m thick and can be highly deformed by halokinesis (dos Reis, 2001). At the foot of the Gulf of Lions margin, they are cut by numerous listric and transfer faults that are rooted in the underlying salt. These normal faults controlled Pliocene–Quaternary turbidite sedimentation in the deep basin and also control the direction of present-day incisions (Berné et al., 1999; dos Reis et al., this issue).

3. Deformation of the Miocene platform: Late Miocene fracturing of the margin

There is no doubt about the structural impression left by Late Miocene–Early Pliocene tectonism (Duvail and Le Strat, 2000; Camus, 2001; Clauzon and Rubino, 2001; Duvail et al., 2001; Mauffret et al., 2001; Séranne et al., 2002). A detailed discussion about Miocene–Pliocene tectonism is beyond the scope of this study (Mauffret et al., 2001). We have supplemented the observations of these authors by mapping the structures throughout the entire margin (Fig. 3).

Seismic data clearly show that extension occurred in the Late Miocene and locally in the Early Pliocene on the eastern edge of the platform’s southwestern sector. This edge is marked by a network of northeast–southwest normal faults, which offset the Miocene (Figs. 3 and 4) and locally the Early Pliocene (Fig. 5) series.

Tilting of the Miocene series occurred essentially along curved faults with an overall N030° trend and an east facing (Figs. 4 and 5). Near the eastern termination of the Gulf of Lions, in the Roussillon continuation, the major faults

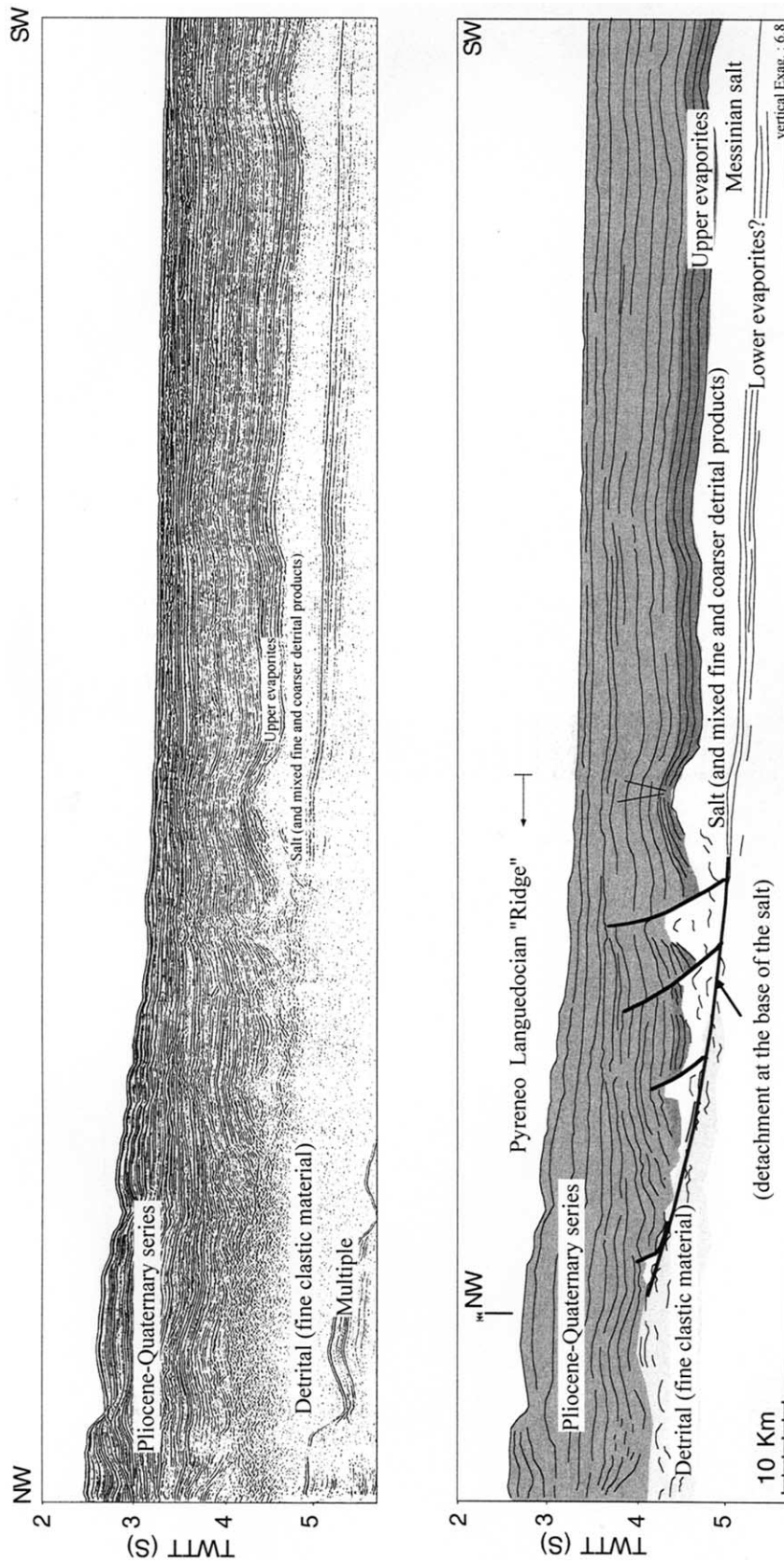


Fig. 2. Relationship between Messinian distal detrital fans and evaporites: This profile is located at the foot of the margin on the south-western domain of the Gulf of Lions (see Fig. 1a). Note the lateral change from chaotic seismic facies to transparent seismic facies. Salt has clearly slid over the detrital fan(s). The most distal part of the fan changes laterally into Messinian series that predate deposition of the massive salt and whose nature is unknown in the deep basin (lower evaporites?).

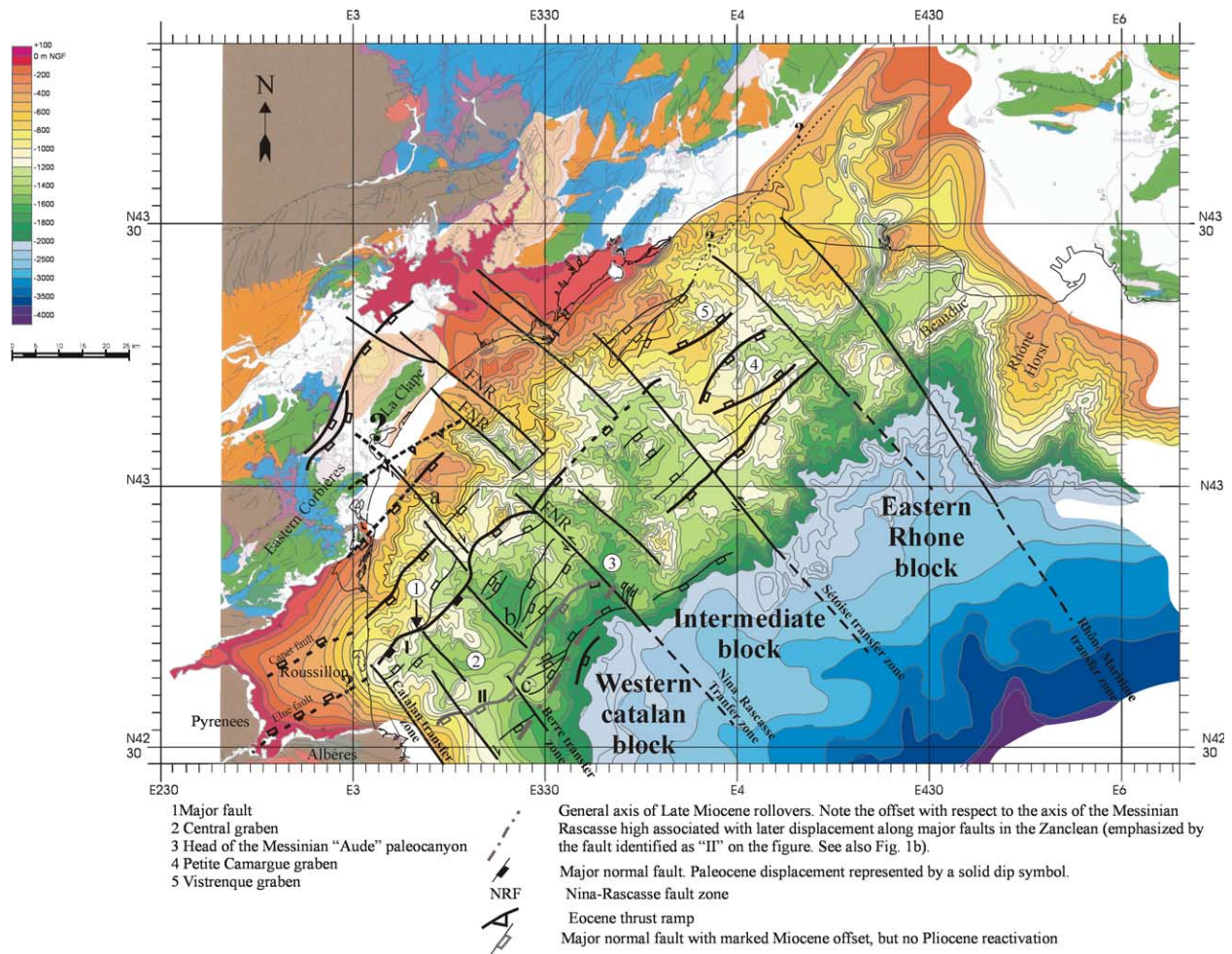
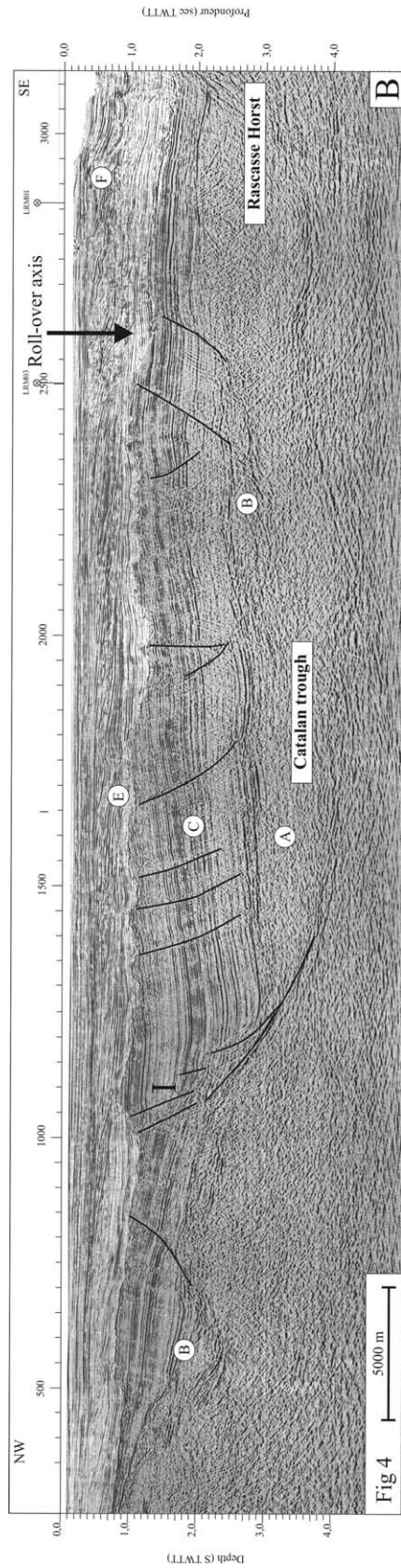


Fig. 3. Map of the structures at the top of the Miocene (Serravallian–Langhian). Base map modified for the Roussillon, Orb, and Hérault paleonetworks, and after Guennoc et al. (2000) for the offshore area and the paleo-Rhône.

(faults I in Fig. 4) are located on the eastern edge of an ancient Oligocene–Aquitainian depression ('central graben') and are clearly seen to end against a weakly dipping structure, inherited from Eocene tectonism (ancient reactivated ramps from Pyrenean thrust faults, Mauffret et al., 2001). The tilted Miocene series form a rollover whose axis was the site of maximum erosion during the Messinian (Fig. 5). This Messinian high is the offshore continuation of Cap Creus. Fig. 5 clearly shows that this part of the margin was affected by slight reactivation of major faults in the Early Pliocene and that block rotation at the top of the system created a rejuvenated rollover axis (Rascasse high) against which Early Pliocene sediments pinch out to form a progressive unconformity (Fig. 5). Reactivation of basement structures was greatest in this part of the central graben (Catalan block, Fig. 3). Synsedimentary tilting of the margin in the Early Pliocene was not generalized, most of the structures affecting the Miocene cover having been sealed by the Messinian unconformity.

Southeast-verging, N030°-trending normal faults are characterized by the clear and abrupt offset of very thick

Miocene sediments marked by horizontal seismic reflectors. This offset can reach several 100 m in the case of major faults (400 m of apparent throw on the northwest edge of the central graben, Fig. 4). The downthrown block may have been lowered as a result of displacement along a single, curved fault that ends against a pre-existing, weakly dipping structure of the basement (Fig. 4). This system produced a large rollover (western Catalan block, axis of the rollover shown in Figs. 1b, 3–5) on its hanging wall, whose axis was deeply eroded (Figs. 4 and 5). Many faults do not abut directly onto a pre-existing décollement level of the substratum, but terminate at the base of the post-rift series. In Fig. 5, between shotpoints 1400 and 2000, a series of tilted blocks can be seen that produce a domino structure, probably associated with a décollement level at the base of the Miocene series. These series appear to have then been retitled along the major fault that produced the Rascasse rollover. Figs. 4–6 show that most of the many synthetic and antithetic faults affecting the tilted sedimentary cover have been sealed by the Messinian unconformity and do not appear to be associated with structures of the pre-Tertiary



- Legend:
- F Aggrading Pliocene-Quaternary
 - E Prograding Pliocene
 - D Messinian unconformity
 - C Aggrading Miocene
 - B Syn-rift
 - A Basement
 - L Basement fault
 - ⎵ Miocene rollover axis

Fig. 4. Section through the western Catalan block, north of the Berre transfer zone (see Figs. 1b and 3). Note the large offsets associated with a major structure (I on the figures). In this domain, structure I has been sealed by the Messinian unconformity.

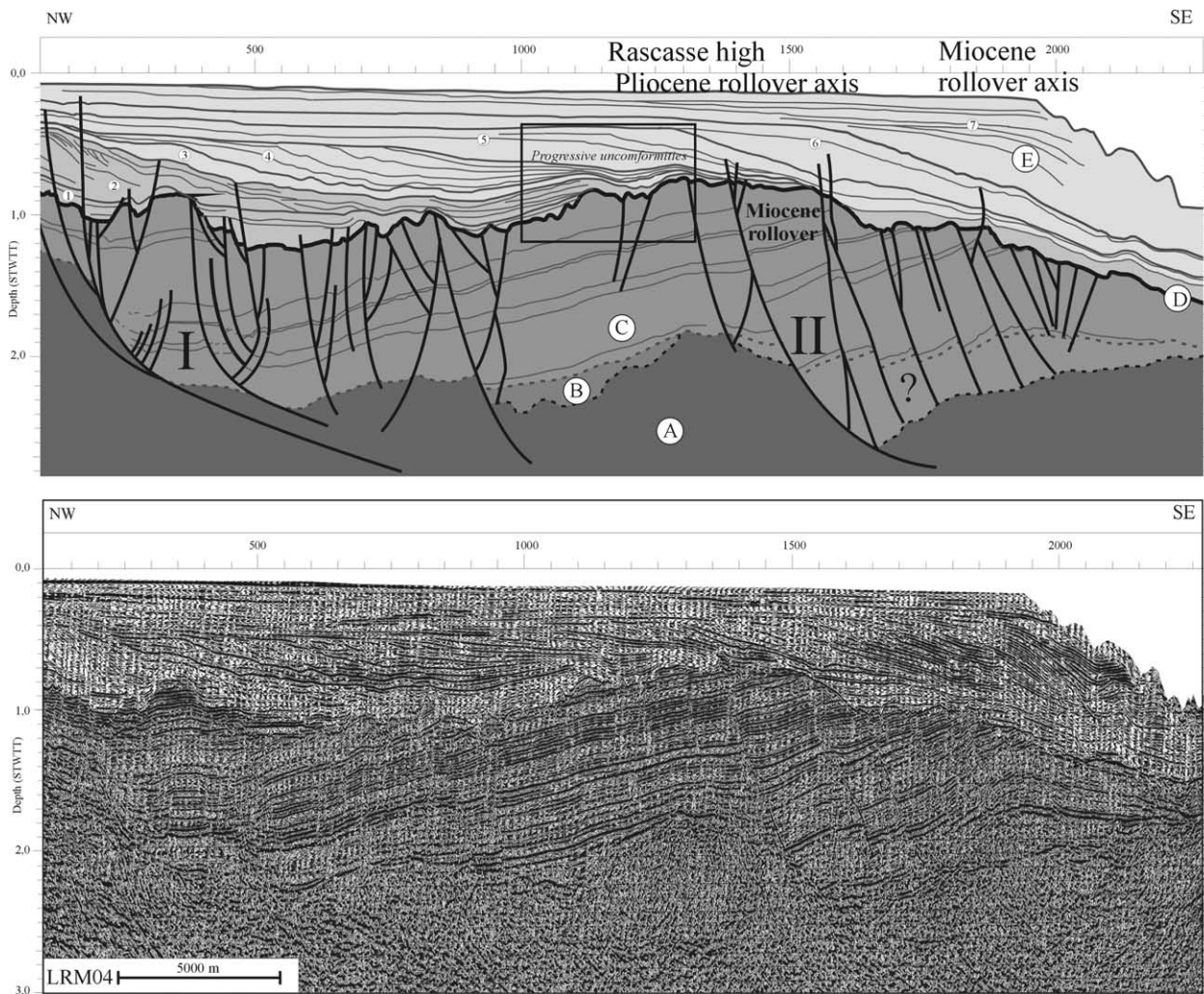
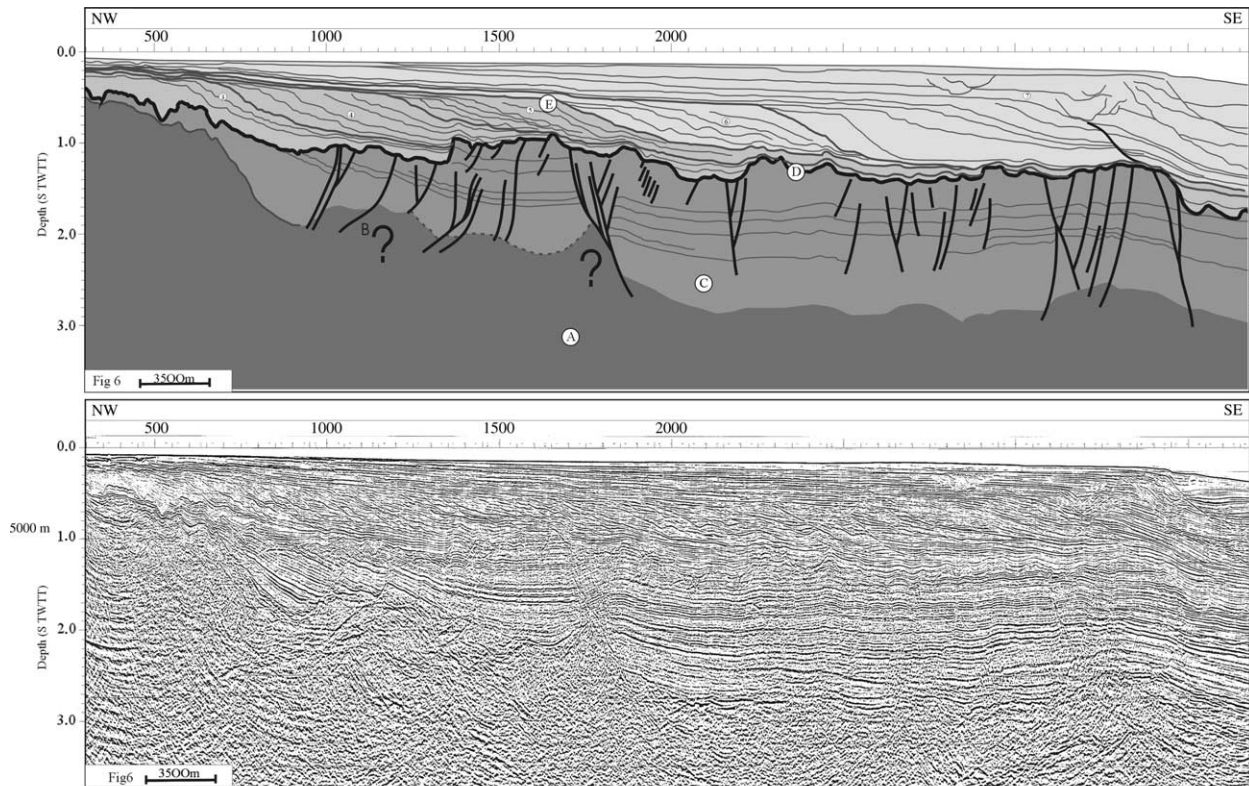


Fig. 5. Section through the 'central graben', on the western Catalan block. The major structure is identified as 'I' on the figure and was active until the Pliocene. Note how since prism 3 the sedimentation is aggrading into the Pliocene–Quaternary. Note also the progressive unconformities in the clayey Zanclean bottomsets, at the top of the Pliocene rollover. The rollover axis (axis of the Messinian Rascasse high, see also Fig. 1b) acts as a geomorphic dam for Zanclean sediments up to prism 6 (A, basement; B, syn,rift; C, aggrading Miocene; D, Messinian unconformity; E, prograding Pliocene). Note the axis of the deeply eroded Late Miocene rollover above the seaward continuation of Cap Creus. See comments in the text.

substratum, which have a more limited extent and a smaller offset. Decoupling of the deformation between the basement and the Miocene cover is clearly visible along the rollover axis in the Cap Creus continuation (Fig. 5) and in Figs. 6–8 in the northeastern part of the gulf. This deformation could be associated with early gravity-driven destabilization of the Miocene cover above basal series with transparent or chaotic facies (Figs. 5 and 7). The Mistral borehole reached these basal series, which comprise Oligocene clay and evaporites (gypsum) that form a preferential décollement level. In Fig. 6, the very weakly dipping structures in the west clearly terminate in the series at the base of the Tertiary and are probably associated with the presence of evaporites. On land, the Oligocene–Aquitainian evaporites in the syn-rift basins were the site of very late gravity flows (Narbonne–Sigeon trough, Gorini et al., 1991). Detailed mapping of all the structures affecting the Messinian cover

shows that these structures terminate or change vergence on either side of northwest–southeast transverse zones. Mapping of these zones clearly reveals that the margin has been fractured by en-échelon transfer zones (Fig. 3) that make up different sectors or blocks with fundamentally different styles of margin fracturing.

In the east, near the Pyrenees, the western Catalan block, which is the continuation of the Alberes massif, is the sector where the Miocene cover is thickest and reactivation of basement faults has been greatest. Along the continuation of the Canet fault (Fig. 3), major structures are clearly associated with substratum structures and underwent considerable reactivation right up to the Pliocene (Fig. 5). This western Catalan block has been broken up into small secondary blocks by a series of en-échelon transfer fault zones (Berre transfer zone, Fig. 3). The Nina–Rascasse transfer zone (Fig. 3), which constitutes the eastern



Legend:

- Ⓕ Aggrading Pliocene-Quaternary
- Ⓖ Prograding Pliocene
- Ⓓ Messinian unconformity
- Ⓒ Miocene
- Ⓑ Syn-rift
- Ⓐ Basement

Fig. 6. Southern part of the intermediate block (see location of the section in Fig. 1b). On the western edge of the graben, a number of northwest-facing normal faults may be associated with halokinesis above the syn-rift evaporites (see also Fig. 8, in Valette and Benedicto, 1995). Offsets along a major fault adjacent to the 'central graben' are still large. Note substantial erosion west of structure I and at one of the tributaries of the 'Aude paleocanyon' on the edge of the axis of the Late Messinian 'Mistral' high, next to a structure (II). Also note progradation with bypassing of Pliocene prisms 3–6, as well as aggradation that starts at prism 6. Compare with Fig. 5.

termination of the western Catalan block, represents a major transfer zone formed by en-échelon faults. It separates the western block from an intermediate block in which fault reactivation was weak and most structures were sealed by the Messinian unconformity and do not appear to be associated with pre-Tertiary basement structures. The eastern termination of this intermediate block is the Sétoise transfer zone, a major transfer zone inherited from Oligocene rifting. This transfer zone is adjacent to the drainage divide between the two main paleovalley systems: the Rhodanian in the northeast and the Languedoc–Roussillon to the southwest. In the northeast, the eastern Rhône block is characterized by collapse of the Miocene series on top of the Oligocene Petite Camargue and Vistrenque maritime grabens (4 and 5 in Fig. 3); these series were tilted along structures associated with the rift structures (Fig. 9). Thus, different sectors of the margin, in which the amount and style of deformation vary (Mauffret

et al., 2001), are separated from one another by transverse zones that acted as deformation accommodation zones or transfer zones (Fig. 10). Fig. 9 is a cross-section of the Nina–Rascasse transfer zone. To the southwest, the pre-rift substratum is at 1.7 s TWTT and the Miocene sediments are very thick. This transfer zone was active during the Miocene (dragging of Miocene strata along the fault zone) and the Pliocene (marked aggradation of prism topsets; E in Fig. 9). These accommodation zones had a clear structural control on incision of the Messinian valleys. Figs. 3 and 9 show how the Nina–Rascasse transfer zone controlled the paleocourse of the lower Aude River. This control is obvious near the present-day coast and on the rim of the paleoplatform (Figs. 1b and 3). The principal Miocene transverse zones are, generally, superimposed over ancient Oligocene–Aquitainian transfer zones. In the southeast, the Catalan transfer fault zone separates the Roussillon graben from the central graben. The Rhône maritime transfer zone to

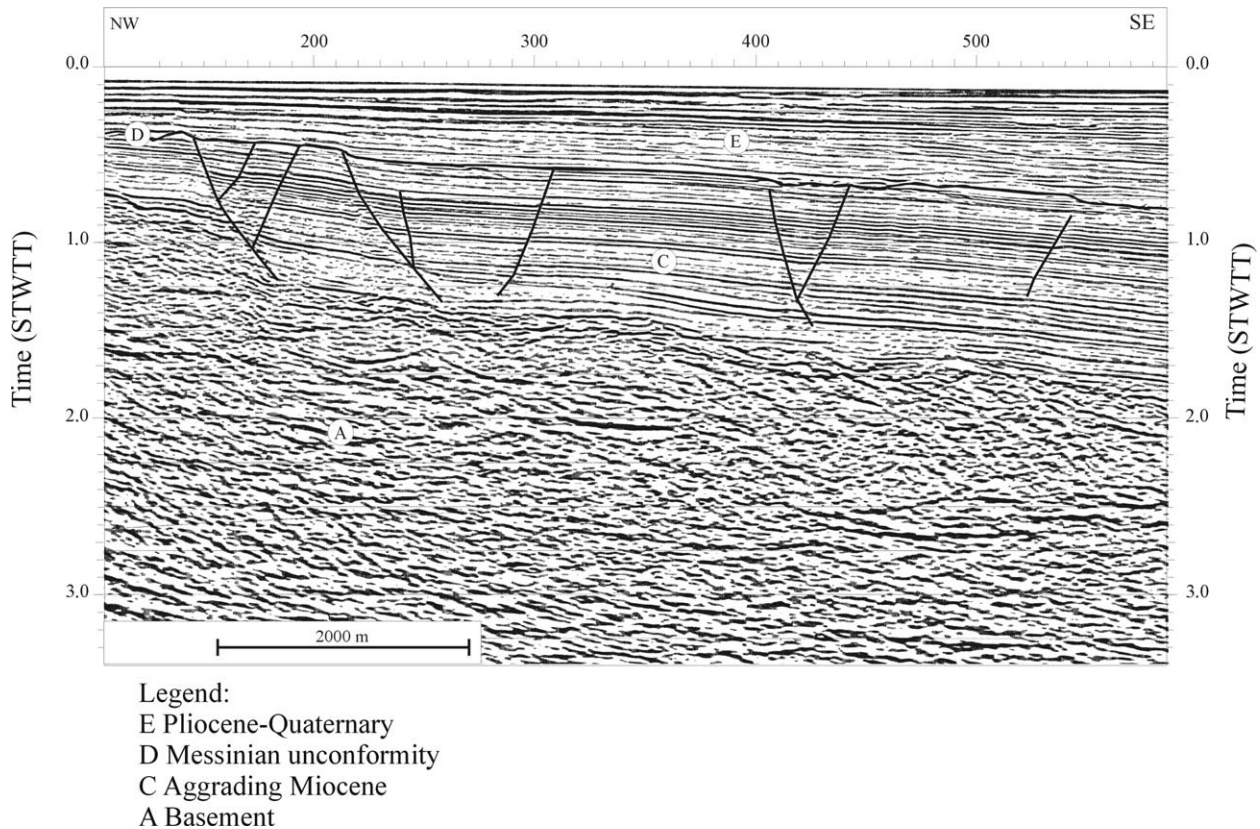


Fig. 7. Structures along the edge of the Sétouise high.

the northeast separates a Camargue domain from the western Rhône block.

The Nina–Rascasse fault zone is clearly associated on land with the transfer zones that characterize the northeastern termination of the Clape rollover (Gorini et al., 1991). It is characterized by a set of en-échelon faults against which terminate most of the N035°-trending normal faults that have been mapped on the western Catalan block. In Fig. 3, the absence of a Messinian thalweg in the terrestrial domain upstream from the Messinian valley of the lower Aube should be noted. This valley is probably connected to deep karstic systems in a sector in which the carbonate substratum is highly deformed. The series of Oligocene–Aquitainian syn-rift basins is located southwest of this boundary on land, at outcrop (Viillard and Gorini, 1994). This is in keeping with greater displacement of normal faults in the Gulf of Lions and proportional isostatic rebound along the peripheries (Mauffret et al., 2001). Tilting of the Miocene series on the platform occurred concurrently with uplift (isostatic bending) of the peripheral areas around the Gulf of Lions (Fig. 8). These peripheral areas underwent substantial erosion leading to the incision of deep, narrow valleys (Fig. 8, between shotpoints 100 and 400).

The northwest–southeast-directed Berre en-échelon fault zone is a transfer zone that is connected on land to the southwestern termination of the Clape, in line with

the Messinian Berre paleovalley (Figs. 1b and 3). In its more distal part, it fractures the major rollover structure of the western Catalan block (Rascasse rollover). Finally, the Catalan transfer zone separates the collapsed Rascasse block (on the Catalan block) from the Alberes region and the Neogene Roussillon basin.

The boundary between the Alberes massif and the Roussillon basin is an important normal fault that has been reactivated a number of times (Clauzon et al., 1987). According to Mauffret et al. (2001), the Alberes massif acts as the hanging wall of a rollover system whose major fault is located along the Roussillon. The Alberes fault is an antithetic fault, of the same type as the one we described in the gulf. Similarly, the on-land continuation of a major structure located on the southeastern edge of the central graben, with an overall N030° orientation and a southeast vergence (Fig. 3, I), is a minor fault (Canet fault) with opposing vergence (Duvail and Le Strat, 2000). Like the Alberes fault, the Canet fault is an antithetic fault of a major structure (Prades fault) located on the northwestern edge of the Roussillon trough.

The major transfer faults (Nina–Rascasse, Berre, Catalan, and Sétouise) separate more or less collapsed blocks and are, therefore, like normal faults with slight isostatic rebound of edges having the same orientation (Messinian interfluvies, Fig. 3). The Nina–Rascasse fault clearly separates a collapsed eastern block and a high-standing

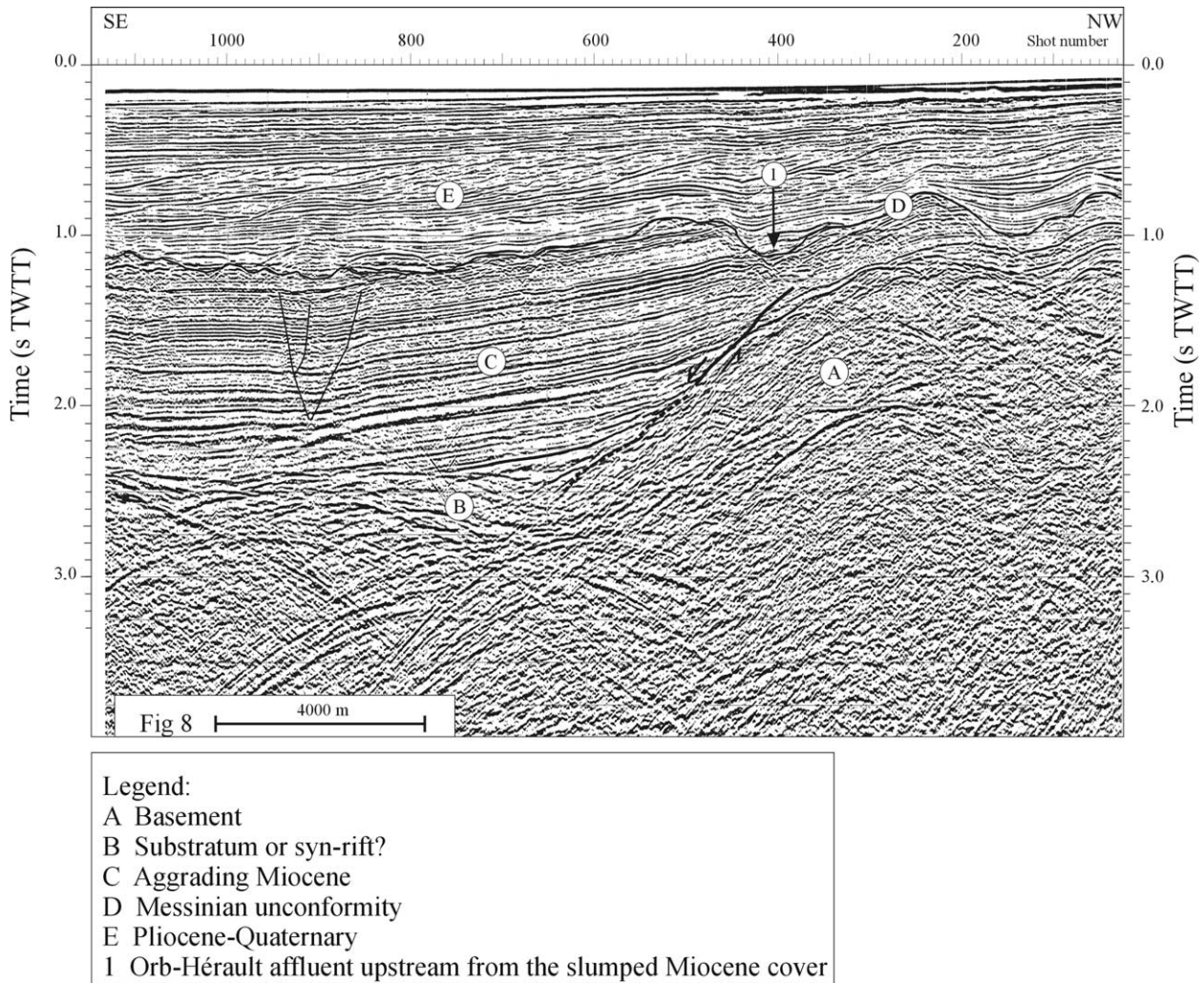


Fig. 8. Western edge of the southern part of the Rhône block: the Miocene cover has been upward dragged and slightly offset with detachment at the contact of the Gardiole maritime. The relationship between deep structures and the décollement plane is not obvious. Maximum erosion occurred on the Gardiole maritime, which must have acted as a footwall. Most structures in this part of the margin seem to have acted as growth faults. Bending of Miocene strata is related to vertical displacements between the coastal domain and the platform domain, which were concentrated along the contact described above.

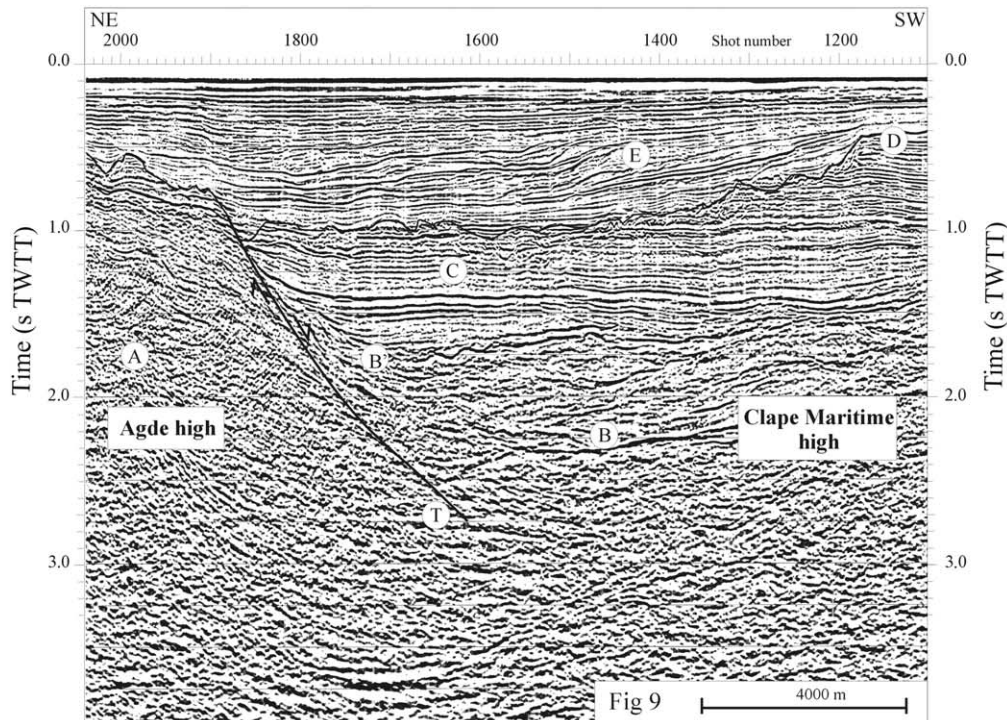
western block where considerable erosion has occurred (Figs. 3 and 9). At the Catalan transfer zone, an identical feature is observed with very marked tilting of pre-Messinian sedimentary strata along the Alberes massif, which underwent isostatic rebound with respect to the western Catalan block. Seven 100 m of Miocene sediments were eroded from the Alberes massif during the Messinian event (Mauffret et al., 2001). These authors suggest that the Alberes massif was uplifted 1.7 km on land, along a ramp located in the Catalan transfer zone.

Significantly more extension occurred in the southwestern part of the Gulf of Lions than in the Roussillon basin on land or in the Rhodanian zone to the northeast. The western Catalan block, therefore, appears to have been 'detached' above a major N030° fault (in red in Fig. 3) that was controlled on either side by reactivation of basement ramps (Catalan and Nina-Rascasse transfer zones). The Cap Creus-Rascasse rollover constitutes the hanging wall of

the system. The greatest amount of tilting of the margin occurred in the sector located exactly between the Catalan transfer zone to the southeast and the Nina-Rascasse transfer zone to the northeast. Following this extension, the Alberes massif was uplifted, as were the coastal zones and the northwest-southeast transverse zone that would become the major drainage divide in the Gulf of Lions separating the Languedoc-Roussillon and Rhône systems (Fig. 1b). This apparatus was, therefore, clearly emplaced in the latest Miocene (Mauffret et al., 2001; Calvet, 1996) and probably in the Messinian.

4. The Messinian erosion surface and fluvial paleonetworks of the Gulf of Lions

One of the main arguments for the existence of a desiccated deep basin is the presence, on the Gulf of Lions



Legend:

A Acoustic basement

B Substratum with bedded acoustic facies (Clape Jurassic-Cretaceous carbonate series), unconformably overlain by the Oligocene-Aquitainian syn-rift series (chaotic acoustic facies, B')

C Miocene: note how strata have been upward dragged at the contact of the transfer zone, in which normal faulting also occurred.

D Messinian unconformity

E Pliocene-Quaternary

T Nina-Rascasse transfer zone

Note how this transverse fault structurally controlled the direction of the Messinian paleovalley (see also Fig. 1b and 3)

Fig. 9. Cross-section of the lower Aude valley and the transfer zone of the Nina–Rascasse en-échelon fault network. Note how the transverse fault zones structurally controlled the direction of the Messinian valleys. The Agde maritime high is the hanging wall of this extensional system. Polyphase faulting occurred in the Oligocene, in the Late Miocene, and finally in the Pliocene. The Nina–Rascasse fault is the northeastern termination of the Clape rollover on land (see Fig. 3).

platform, of the subaerial erosion surface truncated by buried Messinian paleovalleys, particularly that of the Rhône, which extends far to the north on land and far to the south and deeply offshore (Genesseeux and Lefebvre, 1980; Clauzon, 1982; Gorini, 1993; Guennoc et al., 2000; dos Reis, 2001; Lofi, 2002), or those of the Durance (Clauzon, 1975) the Var (Clauzon, 1978; Savoye and Piper, 1991), the Tech, the Têt (Duvail et al., 2001), the Orb, and the Hérault (Fuchey et al., 2001).

Lefebvre (1980) isochrones map of the Messinian surface in the Gulf of Lions showed the continuation of the Messinian paleo-Rhône from La Camargue on the Gulf of Lions platform and particularly the splitting of the deeply incised canyon along the present-day coast into two bayonet-like courses, oriented, respectively, northeast–southwest and northwest–southeast (Genesseeux and Lefebvre, 1980; Fig. 3).

The map in Fig. 1b presents the detailed topography of the Messinian surface across the platform, as well as the axes of the Messinian paleonetworks (Guennoc et al., 2000; Lofi, 2002). The maps of fluvial networks and faults at the top of the Miocene (Fig. 3) were produced later, following interpretation of results from the last seismic reflection survey (TOTAL, Rhône Maritime 96 survey). Linkages to land were done in co-operation with the BRGM as part of the ‘Marges’ Research Group. For the present-day slope, no detailed map of the surface in this sector was produced. The map of the Messinian surface is, therefore, oversimplified for depths exceeding 2000–2250 m. A more general map is presented in dos Reis (2001).

The Messinian erosion surface was shaped mainly by the action of rivers, which became highly erosive and retrogressively eroded back from the edge of the emerged platform during the Messinian (Lofi, 2002). Messinian

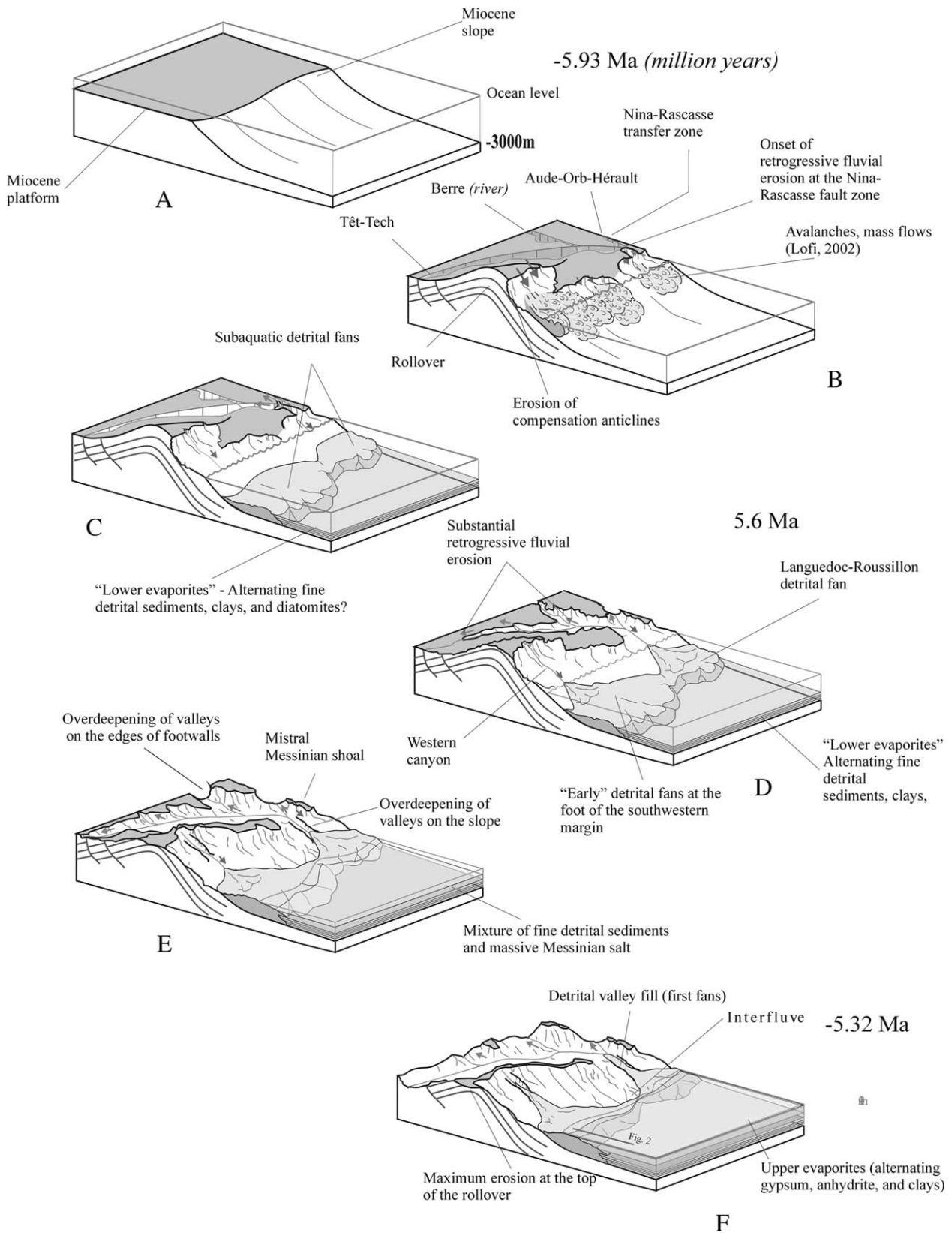


Fig. 10. Illustration of how the western part of the margin collapsed prior to the actual Messinian crisis (modified from Lofi, 2002). Products from this stripping are found at the foot of the margin where they change laterally into the 'upper evaporites' (see also Fig. 2). Messinian erosion and widening of valleys followed, influenced by existing structures, which is why they do not follow a radial pattern (see Fig. 3). Note the position of erosion products derived from stripping of the edge of the margin before and during salt deposition. Early in the reflooding of the basin, fans developed at the same time as or after deposition of the upper evaporites (Lofi, 2002).

fluvial courses followed deformation structures (Figs. 1b and 3) and were obviously influenced by tectonism (Figs. 3 and 9).

In the northeastern part of the Gulf of Lions (Fig. 3), deep incision of the Rhône paleocanyon occurred in the coastal region; it reached a maximum of 1000 m east of the Cicindèle well. However, deeper values are documented upstream below the Rhône delta in petroleum exploration wells (1070 m at Charnier, Clauzon, 1982). It is, therefore, very difficult to explain how the depth of incision could be less downstream in the valley. A time/depth conversion uncertainty could explain this difference, due to the fact that, in this part of the thalweg, the canyon is very narrow and incised into the basement. Thus, the velocity is an average value between the basement and Pliocene sedimentary rocks because of lateral arrivals. Similar observations were made when this happened upstream, especially where the canyon incised limestones as in Pierrelate area (Baumard, 2001) or in the Albaron horst. This canyon splits in two farther south (Fig. 1b). The origin of these two paleovalleys must be linked to differential erosion within the pre-rift substratum that was widely exposed in this sector during the Messinian (Gorini, 1993), and/or to Late Miocene reactivation of rift structures (Fig. 3). This splitting in two of the paleo-Rhône is an example of semi-adaptation of the Messinian network to the structures. At the beginning of incision, the most direct line, oriented north-northwest–south-southeast, in the continuation of the Camargue canyon, was broken by northeast, southwest structures of the substratum. A cluse probably developed through a horst because of transverse faults of the Rhône maritime transfer zone, which separates the Rhône horst to the east from the eastern Rhône block to the west (Fig. 3). This is what is referred to as ‘semi-adaptation’ (Coque, 1992). However, the seismic grid is not very dense in this area and a simpler model might have the two branches of the Rhone not connected. One branch could simply be the product of retrogressive erosion from the base of the slope. Indeed, in a simple model, when incision occurs, a single distributary channel evolves in an incised valley directly connected to the trunk river.

To the west, transverse faults would have furthered the headward erosion of some rivers until they intersected longitudinal drainage and became trunk Rivers. The Miocene series deposited between the Cicindèle and Beauduc horsts were easily incised (Fig. 3). East of the Sirocco granite (Fig. 3), a more direct course, perpendicular to the slope, was captured. It was only during the Messinian erosional maximum that a cluse was cut southward (Gennesseaux and Lefebvre, 1980) through Mesozoic carbonate series (Gorini, 1993). The depth of incision (about 200 m) observed upstream from this cluse is considered beyond the errors of measurement. This feature could be a rock basin and/or a karst feature cut by the river into Mesozoic limestones during the period of maximum erosion.

West of the Rhône paleocanyon, two northwest–south-east-oriented valleys with short branches that are not deeply

incised, were cut into the poorly consolidated Miocene series in the Vistrenque and Petite Camargue grabens (5 and 4, respectively, Fig. 3). These valleys joined a trunk valley (Fig. 3) and carried water from the various rivers that incised a fairly reduced water divide (Lez and Virdoule divides, drainage of the eastern part of the Cévennes), to the western Rhône paleocanyon. The Virdoule paleonetwork (Fig. 3) was controlled by the transfer zone that closed the Vistrenque and Petite Camargue grabens to the northwest (Fig. 3). A fairly narrow interfluvium separated these paleonetworks from the entire Languedoc–Roussillon fluvial paleonetwork. The narrow, deeply incised valleys upstream (near the present-day coast) were separated by northwest–southeast-oriented interfluviums; they converged toward the edge of the Miocene platform, near the rim of the present-day platform offshore from Perpignan (Fig. 1b). Downstream, these incisions joined in the centre of large valleys to form coalescing fluvial systems that converged toward the central graben, then toward a Messinian canyon, the paleo-Aude canyon, adjacent to the Messinian paleo-platform (Fig. 1b). They were no longer deeply incised canyons, but rather valleys of varying depth, especially in their middle sections. The Miocene rollovers of the western Catalan block may have acted as geomorphic dams along the Messinian fluvial network, which was set into depressions in front of them. Four trunk valleys are recognized, separated by interfluviums with an overall northwest–southeast orientation:

- the paleovalley at the confluence of the Orb and Hérault rivers that drains the divide west of the Cévennes and south of Montagne Noire;
- the Berre paleovalley that drains the eastern part of the Corbières and the Mouthoumet massif. In the Corbières-Clape area, most of the Messinian paleovalley on the platform is not connected onshore. This paleovalley would have formed through headward erosion that started from the base of the slope and was not related to any pre-existing land-based river. A possible alternative interpretation is the occurrence of a deep karst spring draining part of the Corbière Massif (southern Languedoc) or the carbonate massifs around the gulf. Evidence for a significant rejuvenation of the karst onshore is described all around the edge of the gulf (Mocochain and Clauzon, 2003; Aunay and Le Strat, 2003);
- the series of paleovalleys offshore from Roussillon s.s., which can be linked to the Messinian paleocourses of the Tech and Têt rivers (Clauzon, 1987; Duvail et al., 2001);
- the Cap Creus paleocanyon, oriented northeast–southwest, that forms the western boundary of the Miocene margin of the Gulf of Lions.

In the vicinity of the present-day coast, the pre-rift substratum (Hercynian basement and Mesozoic series) was shallow to sub-outcropping during the Messinian

(Gorini, 1994). The coastal paleovalleys, buried under Pliocene–Quaternary sediments, do not really correspond to present-day river courses. The shift of the river from the Messinian to the present is well explained by the classical mechanism proposed by Clauzon (oral communication), the so-called ‘epigenesis of aggradation’: strongly aggrading fluvial deposits allow the river to shift laterally.

The Messinian network of Hérault paleovalleys is well known upstream (Ambert, 1989; Fuchey et al., 2001), but its geometry at the confluence in the coastal region is less well known. The map of the Messinian surface in the gulf shows that the entire upstream network may have converged at a narrow canyon at Agde (Fuchey et al., 2001). Quaternary volcanism has, therefore, cut (or filled) a Messinian paleovalley. The topography of the Messinian surface is not well known at the present-day continental slope. The Messinian paleo-Rhône River appears to have followed a bayonet-like course and to have been oriented northeast before becoming perpendicular to the Messinian (and present-day) slope. Fairly large incisions may exist in the lower slope at borehole GLP2. The canyons in the southwestern part may also have converged toward this sector. At the Nina–Rascasse transfer zone, early structural control by the zone regulated retrogressive erosion (passive structural control). The entire Languedoc–Roussillon paleonetwork converged on this sector. Finally, maximum erosion of Miocene sediments occurred at the top of rollovers and at the boundaries of blocks (Figs. 4 and 9), as well as upstream from major faults in the western block.

5. Pliocene: platform ‘regrowth’ and reactivation of western blocks

Latest Miocene to earliest Pliocene vertical displacements, marginal uplift (Duvail et al., 2000; Camus, 2001; Clauzon and Rubino, 2001; Duvail et al., 2001; Séranne et al., 2002), and subsidence of the Ligurian-Provence basin (Mauffret et al., 2001), associated with climatic changes in the Late Pliocene and Quaternary, led to the accumulation of a very thick sedimentary series on the margin of the Gulf of Lions. From this series, Duvail et al. (this issue) were able to ‘reconstruct’ the platform, which had been stripped in the Late Miocene through the combined effects of collapse and Messinian incision. A particularly large amount of space was available for development of Pliocene–Quaternary prisms southwest of the Sétoise transfer zone and especially of the Nina–Rascasse transfer zone. Within the Pliocene–Quaternary megasequence, the tendency was to fill Messinian depressions throughout the Early and Middle Pliocene (Lofi et al., 2003). Pliocene deposits rapidly filled in the Messinian topography, and then covered relict landforms of the Oligocene rift in the eastern part of the gulf. Today, the substratum is deeply buried and crops out

only on the platform west of Marseilles and in the canyons on the adjacent slope.

The Pliocene–Quaternary architecture of the platform has been reconstructed in detail (Rabineau, 2001; Lofi et al., 2003; Duvail et al., this issue) and is characterized by multi-hectometric, mainly prograding prisms (Figs. 5 and 6). These authors have correlated these prisms between emerged and submerged domains by comparing the stacking patterns of genetic sequences (on land) and the stacking patterns of offlap breaks in seismic prisms (offshore). By comparing the stacking patterns of offlap breaks on a number of profiles, they were able to demonstrate that subsidence due to overloading reactivated the tectonic blocks that the transfer zones had fractured in the Late Miocene. The major faults along the edge of the central graben were again reactivated during platform regrowth, as progradation of the Pliocene prisms occurred (Duvail et al., this issue). Fig. 5 highlights the synsedimentary tilting illustrated by the progressive unconformities that are clearly associated with reactivation of the Miocene rollover in the Cap Creus continuation. On profile LRM18 (Fig. 6) through the intermediate block, where Miocene deformation of the margin was less marked, the Zanclean prisms are prograding. According to Duvail et al. (this issue), development actually occurred gradually toward the northeast, and Pliocene subsidence of these blocks is associated with progradation of the prisms (sedimentary load).

6. Discussion and conclusions

The interpretation of Rhône maritime seismic profiles and the accurate mapping of all the structural features affecting the Miocene cover have made it possible for us to develop a structural model for the top of the eroded Miocene of the Gulf of Lions platform, and to show that these features exerted considerable structural control on Messinian erosion. In particular, the location of the transfer zones with respect to the topography of the Messinian surface shows that these structures controlled retrogressive erosion of the platform. The sedimentary record reveals that subsidence related to reactivation of the structures occurred during refilling of the basin and deposition of the Pliocene prisms (Duvail et al., this issue). Once again, the transfer zones were obviously controlled by the earlier fracturing of the margin. Subsiding domains are clearly associated with the boundaries of collapsed blocks. This latest Miocene extension could have been caused by gravity-driven destabilization of the platform associated with Messinian desiccation. The stratigraphic position and the location of erosion products from blocks in the western part of the margin (dos Reis, 2001; Lofi, 2002) seem to agree with this.

The signature left by deformation of the entire Gulf of Lions margin is obvious when the structural history at the base of the Pliocene is superimposed on the Messinian unconformity. However, this control is passive, most of the structures having been sealed by the unconformity in the Late Messinian. The tributaries of the Languedoc–Roussillon system all converge in the most tilted zone of the gulf, in line with the central graben, at the western Catalan block (Fig. 1b). The Têt–Tech network joins that of the Berre on the northern edge of the Cap Creus–Rascasse anticlinal rollover. The Aude and Orb systems also converge and join the others on the eastern boundary of the western Catalan block, at the Nina–Rascasse transfer zone. On the shoal offshore from Cap Creus, an isolated canyon has been identified in line with one of the steps of the Berre transfer zone (Fig. 3). This canyon is located on the south limb of a Miocene compensation fold which has been fragmented by the en-échelon transfer zones (Fig. 3); it appears to have been controlled by the transfer zone of the Berre network.

The drainage divide separating the Languedoc–Roussillon paleonetwork from the Rhône paleonetwork runs alongside the Sétoise transfer zone. dos Reis (2001) described the oceanward continuation of these vast transfer zones at a upper structural level, involving the Messinian salt. On the paleoslope, the Messinian erosion surface forms ledges associated with the presence of these transfer zones. The Catalan transfer zone is adjacent to a Messinian gulf and most transverse structures exerted geomorphic and structural control on the boundary of the salt (dos Reis, 2001). Maximum erosion occurred at the top of the rollovers (northeast–southwest axis). The arrangement and volume of erosion products from the Late Miocene stripping of the platform (Figs. 1b and 2) and the position of the principal incisions in the most distal part of the margin have led to the development of a scenario for margin evolution at the end of the Miocene (Fig. 10).

In the Late Miocene, the southwestern part of the platform, already deformed and composed of a thick layer of Miocene sediments, tilted eastward along weakly dipping structures; it was then fragmented into separate blocks by en-échelon transfer zones. As most of the Miocene structures affecting the series had been sealed by the Messinian unconformity, this episode probably occurred just before or during the eustatic lowering at 5.96 Ma. Preferential erosion occurred at the top of rollovers and along transfer zones. The presence of erosion products beneath the Messinian salt (dos Reis, 2001; Lofi, 2002) could be attributed to the dismantling of the Messinian rollovers just before desiccation occurred (submarine landsliding, Fig. 10). The preferential erosion of clayey-sandy Miocene sediments at the top of the rollovers was probably associated with large-scale instabilities on the upper slope. Indeed, the frontal part of these detrital fans spreads over almost 100 km as gravity outwash at the foot of the rollovers (Lofi, 2002).

The volume of detrital sediments deposited at the foot of the rollovers on the western Catalan block and at the outlet of the Nina–Rascasse transfer zone is estimated by this author to be between 900 and 1400 km³. At the onset of the Messinian salinity crisis, the morphology of the Miocene platform was similar to what it is today (Gorini, 1993). The platform rim was about 30 km offshore from the present-day rim in the western sector of the margin and the basin was nearly 3000 m deep (Lofi, 2002). Variations in relief due to tilting of the Miocene series were probably produced at that time. The earlier erosion products from these rollovers are clearly post-Tortonian (Fig. 2, Lofi, 2002) and predate salt deposition. Indeed, Messinian salt overlies the frontal part of the early (or distal) detrital fans produced by erosion of the margin. This detrital unit with its chaotic seismic facies changes laterally into a seismic unit with a bedded facies described as the Messinian Lower evaporite, whose nature remains controversial, but which could be a marine, pre-evaporite, Messinian equivalent. This massive erosion that immediately preceded desiccation and the development of distal detrital fans, therefore, probably occurred at a time when salt concentrations were sufficient to cause a marked increase in seawater density. The dewatering of the platform and the increase in seawater density in the deep basin may have caused isostatic rebound sufficient to destabilize the entire margin (Ryan, W.B.F., oral communication). Gravity-driven extension was essentially confined to the southwestern part (mega-instability controlled by the Nina–Rascasse and Catalan transfer faults). Here, the Miocene cover was very thick and the substratum was deformed by weakly dipping basement structures and ramps inherited from Oligocene–Aquitainian rifting or Eocene compression (Mauffret et al., 2001). On the edge of the central graben, the Miocene series that had been tilted along peripheral faults were preserved and a huge amount of footwall erosion took place (Fig. 3). A double structural control was exerted on erosion: the capture of fluvial networks by structures at transfer zones and preferential erosion at the top of rollovers and on the sides of footwalls. Fracturing of the platform was contemporaneous with uplift of all the massifs along the periphery of the gulf (Duvail et al., 2000; Camus, 2001; Clauzon and Rubino, 2001; Duvail et al., 2001; Séranne et al., 2002). In the Pliocene, reflooding of the basin occurred very quickly, followed by platform regrowth. Tectonic reactivation of the platform in the latest Miocene, which delimited the blocks fractured by the transfer zones, was concentrated essentially in the southwest, in front of the western Catalan block. This reactivation of uplift was marked by the diachronous appearance of subsiding zones that affected the Pliocene–Quaternary prisms (Duvail et al., this issue) and that are represented by progressive unconformities in the clayey bottomsets at the top of the reactivated rollovers.

Acknowledgements

We wish to thank TOTAL 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 ‘Unité de Recherche Marine 17’, ‘Groupe De Recherche des Marges’ and ‘ECLIPSE’ program. We also wish to thank Hervé Nouzé (IFREMER-URM17) and Barbara Golya (Lille1 University) for having helped us in collecting seismic data. This manuscript greatly benefited from reviews by Jean-Loup Rubino and an unknown reviewer that considerably improved the presentation of this paper. We also would like to thank Jean Louis Olivet, William B.F. Ryan, Michael S. Steckler, Hervé Chamley, Francisco Javier Sierro, George Clauzon and Jean-Pierre Suc, for very constructive discussion. We thank Judy Kingsley and Rowena Stead for having helped us with the English. GDR Marge contribution number 2059.

References

- Aunay, B., Le Strat, P., 2003. Introduction to the geology of the Corbières karst (France). In: Bakalowicz, M., Causse, C., Genty, D. (Eds.), *Climate Changes: the Karst Record III Third International Conference*, Montpellier, France, 11th to 14th May, 2003.
- Ambert, P., 1989. Les formations à blocs messiniennes du piémont du Languedoc Central, Implications tectoniques et corrélations régionales. *Comptes-Rendus de l’Académie des sciences de Paris* 309 (II), 2077–2084.
- Bache, F., 2003. Etude du Miocène du Golfe du Lion: description des unités sismiques, évolution de la marge, Diplôme d’Etudes Approfondies, vol. 1. Université de Lille. 52 pp.
- Bassetti, M.A., Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Longinelli, A., Lucchi, F.R., Barbieri, F., 2004. Paleoenvironmental significance of Messinian post-evaporitic lacustrine carbonates in the northern Apennines, Italy. *Sedimentary Geology* 172, 1–18.
- Baumard, B., 2001. Valorisation de données pour l’étude de la crise messinienne dans le Gard rhodanien et la moitié Est de la France. PhD thesis, Ecole des Mines de Paris, 269 p.
- Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., Bonaduce, G., 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian–Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1), 164–192.
- Berné, S., Loubriou, B., Calmar embarquée, équipe, 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 des Sciences de Paris* 328, 471–477.
- Bertini, A., 1994. Messinian–Zanclean vegetation and climate in North-Central Italy. *History of Biology* 9, 3–10.
- Bessis, F., 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.
- Busson, G., 1990. Le Messinien de la Méditerranée... vingt ans après. *Géologie de la France* 3/4, 3–58.
- Calvet, M., 1996. Morphogenèse d’une montagne méditerranéenne: les Pyrénées Orientales, Document du BRGM n° 255. Editions du BRGM, Orléans. 1177 pp.
- Camus, H., 2001. Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux: conséquences sur l’évaluation de la surrection tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172, 549–562.
- Chaumillon, E., Deverchère, J., Réhault, J.-P., Gueguen, E., 1994. Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligurienne (Méditerranée Occidentale). *C.R. Acad. Sci., Paris* 319 (série II), 675–682.
- Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology* 27 (3/4), 193–366.
- Clauzon, G., 1975. Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales; l’exemple du Midi méditerranéen français. *Bulletin de l’Association de Géographes Français* 429–430, 317–333.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var Canyon (Provence, southern France): Paleogeographic implication. In: Cita, M.-B., Ryan, B.-F. (Eds.), *Messinian Erosional Surfaces in the Mediterranean Main Geology*, vol. 27 (3/4), pp. 203–222.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du desiccated deep-basin model (Hsü, Cita and Ryan, 1973). *Bulletin Société géol France* 24 (3), 597–610.
- Clauzon, G., 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 des Sciences de Paris* 309 (2), 585–590.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., 2001. La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l’évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent, Livret-guide d’excursion, 8–9 Septembre 2001, GDR Marges, Atelier Messinien, Perpignan 7–10 Septembre, 2001. 25 p.
- Clauzon, G., Aguilar, J.P., 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 des Sciences de Paris* 304 (11), 585–590.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24 (4), 363–366.
- Coque, R., 1992. Géomorphologie et néotectonique en Asie centrale: l’apport d’observations préliminaires dans le bassin du Tarim (Xinjiang). *Annales de Géographie* 566, 413–432.
- Cravatte, J., Suc, J.-P., 1981. Climatic evolution of northwestern Mediterranean area during Pliocene and early Pleistocene by pollen-analysis and forams of drill Autan 1: Chronostratigraphic correlations. *Pollen and Spores* 23 (2), 247–258.
- Cunningham, K.J., Benson, R.H., Rakic-El Bied, K., McKenna, L.W., 1997. Eustatic implications of late Miocene depositional sequences in the Melilla Basin, northeastern Morocco. *Sedimentary Geology* 107 (3/4), 147–165.
- 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. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Paris, France, 373 pp.
- dos Reis, A.T., Gorini, C., Mauffret, A. (this issue). Implications of salt-sediment interactions for the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems—Western Mediterranean Sea.
- Duvail, C., Le Strat, P., 2000. Evolution géodynamique du bassin du Roussillon: analyse des profils sismiques calibrés par les sondages profonds de Elne 1 et de Canet 1, Rapport GEO-TERRE: GTR/BRGM/1200-137 2000. 23 pp.
- Duvail, C., Gorini, C., Lofi, J., Le Strat, P., dos Reis, A.T. (2005). Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France), this issue, doi:10.1016/j.marpetgeo.2002.03.009.
- Duvail, C., Le Strat, P., Bourguin, B., 2001. Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales), Rapport BRGM/RP-51197-FR 2001. 44 pp.
- Fuchey, Y., Le Strat, P., Ambert, P., Bourguin, B., Vaironl, J., 2001. Synthèse cartographique et modélisation 3D du remplissage cénozoïque du bassin de l’Hérault et de l’Orb, in: Eighth French Congress on Sedimentology, vol. 36, p. 155.
- Garcés, M., Krijgsman, W., Agustí, J., 1998. Chronology of the late Turolian deposits of the Fortuna basin (SE Spain): implications for the Messinian evolution of the eastern Betics. *Earth 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. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, 327 pp.
- Gauthier, F., Clauson, G., Suc, J.P., Cravatte, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 318 (2), 1103–1109.
- Gennesseaux, M., Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne* 7 (1), 71–80.
- Gorini, C., 1993. Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). PhD Thesis, Université Paul-Sabatier Toulouse III, Toulouse, France, 256 pp.
- Gorini, C., Viallard, P., Deramond, J., 1991. Modèle d'inversion négative: la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 321, 1013–1019.
- Gorini, C., Bache, F., Duval, C., dos Reis, A.T., Olivet, J.L., Rabineau, M., Le Strat, P., Lofi, J., Mauffret, A., Berné, S., 2003. Genetic model of deposition for the Miocene of the Gulf of Lions (western Mediterranean) from seismic stratigraphy and well log correlation, in: Eighth International Congress of The Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro: Brazilian Geophysical Society Abstracts CD (1), pp. 1–5.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne. *Géologie de la France* 3, 67–97.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. US Government Printing Office, Washington, DC.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernouilli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kid, R.B., Melières, F., Muller, C., Wight, R., 1978. History of the Mediterranean salinity crisis. In: Hsü, K.J., Montadert, L. (Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42 (1), pp. 1053–1078.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999a. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652–655.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Zachariasse, W.J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G., Villa, G., 1999b. Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Riftian Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Marine Geology* 153, 147–160.
- Iaccarino, S., Bossio, A., 1999. Paleoenvironment of uppermost Messinian sequences in the Western Mediterranean (sites 974, 975 and 978). In: Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. (Eds.), Proceedings of Ocean Drilling Program, Sci. Results, vol. 161, pp. 529–541.
- Le Cann, 1987. Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique, Conséquences géodynamiques. Thesis, Université Bretagne Occidentale, Brest, France, 296 pp.
- Lefebvre, D., 1980. Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thesis, Université de Paris VI, Paris, France, 163 pp.
- Lofi, J., 2002. La Crise de Salinité Messinienne: Conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. PhD Thesis, Université de Lille 1, Lille, France, 277 pp.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., S., Clauzon, G., De Clarens, P., dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western gulf of Lions continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 193 (3/4), 289–317.
- Mauffret, A., Durand de Groussouvre, B., dos Reis, A.T., Gorini, C., Nercissian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and Western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology* 23, 1701–1726.
- Mocochain, L., Clauzon, G., 2003. Subterranean testimonies of the Messinian Salinity Crisis: the Rhône's middle valley endokarstic records. In: Fourth International Congress of Environment and Identity in the Mediterranean, Abstract volume 3, p. 61.
- Montadert, L., Letouzey, J., Mauffret, A., 1978. Messinian event: seismic evidence. In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42 (1). US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1037–1050.
- 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. Thesis, Université de Rennes I, Rennes, France, 455 pp.
- Riding, R., Braga Juan, C., Martin Jose, M., Sanchez Almazo Isabel, M., 1998. Mediterranean Messinian salinity crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Marine Geology* 146, 1–20.
- Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.-P., Feraud, G., Pestrea, S., Conesa, G., Benmoussa, A., 2000. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 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. *Earth and Planetary Science Letters* 179 (1), 101–113.
- Rouchy, J.M., 1980. La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée: un bilan. *Bulletin Centres Rech. Exploration-Product Elf-Aquitaine* 1, 511–545.
- Rouchy, J.M., 1982. La genèse des évaporites de Méditerranée. *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle*, C, 50. Paris.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology* 23 (6), 791–813.
- Savoie, B., Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology* 97, 279–304.
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole, Un exemple de morphogénèse lente. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173 (2), 97–112.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A., Pate, D., 1995. Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 138, 337–355.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Zamarreño, I., Vázquez, A., Utrilla, R., Frances, G., Hilgen, F.G., Krijgsman, W., 1999. Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in Western Mediterranean climate. *Marine Geology* 153 (1–4), 137–146.
- Stanley, D.J., Got, H., Leenhardt, O., Weiler, Y., 1974. Subsidence of the Western Mediterranean Basin in Pliocene-Quaternary time: further evidence. *Geology*, 345–350.
- Steckler, M.S., Lofi, J., Mountain, G., Ryan, W.B.F., Gorini, C., Berné, S., 2003. Reconstruction of the gulf of Lion margin during the Messinian salinity crisis, EGS-AGU-EUG Joint Meeting in Nice. *Geophysical Research Abstract* 5, 07319.
- Suc, J.P., Bessais, E., 1990. Pérennité d'un climat thermo-xérique en Sicile, avant, pendant, après la crise de salinité messinienne. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 310 (II), 1701–1707.
- Suc, J.P., Clauzon, G., 2003. Why three Lago Mare events? In: Fourth international congress of Environment and identity in the Mediterranean, Abstract volume 3, p. 81.
- Valette, M., Benedicto, A., 1995. Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camarque (marge du Golfe du Lion, SE de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 116 (2), 137–147.
- Viallard, P., Gorini, C., 1994. Modalités de la fracturation d'une marge passive préstructurée: le Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 319 (5), 567–572.
- Vidal, L., Bickert, T., Wefer, G., Röhl, U., 2002. Late Miocene stable isotope stratigraphy of the SE Atlantic ODP Site 1085: relation to Messinian events. *Marine Geology* 180, 71–85.
- Warny, S.A., Wrenn, J.H., 1997. New species of dinoflagellate cysts from the Bou Regreg core: a Miocene-Pliocene boundary section on the Atlantic Coast of Morocco. *Review of Palaeobotany and Palynology* 96 (3/4), 281–304.

III.2.2 - Commentaires de l'article 1

L'évolution des technologies d'acquisition et de traitement de l'imagerie en sismique réflexion permet d'observer des géométries de mieux en mieux définies. Sur la marge du Golfe du Lion, les connaissances font un bond en avant grâce à la mise à disposition de la campagne sismique, réalisée par le groupe Total en 1996 (campagne LRM). Cette nouvelle imagerie permet, notamment, de mettre en évidence une phase de structuration de la plate-forme (Mauffret *et al.*, 2001), de préciser la géométrie de l'érosion messinienne et de visualiser les géométries des progradations pliocènes (Lofi, 2002).

Cet article fait suite à ces travaux, il permet, grâce un pointé détaillé et étendu à l'ensemble de la plate-forme, de proposer une carte structurale de l'épisode tectonique du Miocène supérieur. Ainsi, plusieurs blocs tectoniques sont individualisés, l'origine de leur localisation est interprétée et leur impact sur les réseaux fluviaux messiniens est illustré.

Le domaine de plate-forme de la marge du Golfe du Lion est caractérisé, au Miocène supérieur, par un épisode de structuration extensive. Il s'exprime, de manière discontinue, par la mise en place de failles normales, individualisant localement des blocs basculés. Sur la plate-forme, trois domaines structuraux sont individualisés et cartographiés :

- le bloc catalan : localisé dans la partie occidentale de la plate-forme, il est sujet à une importante subsidence, principalement au sein du fossé des Catalans et du bassin de Leucate (Figure 26). Ces deux zones subsidentes ont été initiées pendant la période de rifting et leurs failles bordières sont réactivées,
- le bloc intermédiaire (faible subsidence) : ce domaine est caractérisé par une zone amont subsidente et une zone aval relativement stable. La subsidence de la zone amont affecte le fossé des Cathares où les failles normales, bordières, initiées pendant la période de rifting sont réactivées,
- le bloc rhodanien (forte subsidence) : les déformations intervenant sur ce bloc, au Miocène supérieur, correspondent à la réactivation des failles bordant trois zones de subsidence : le fossé Vistrenque-Maritime, le fossé de Petite Camargue, les parties aval des horsts de Mistral et de Sirocco (Figure 26).

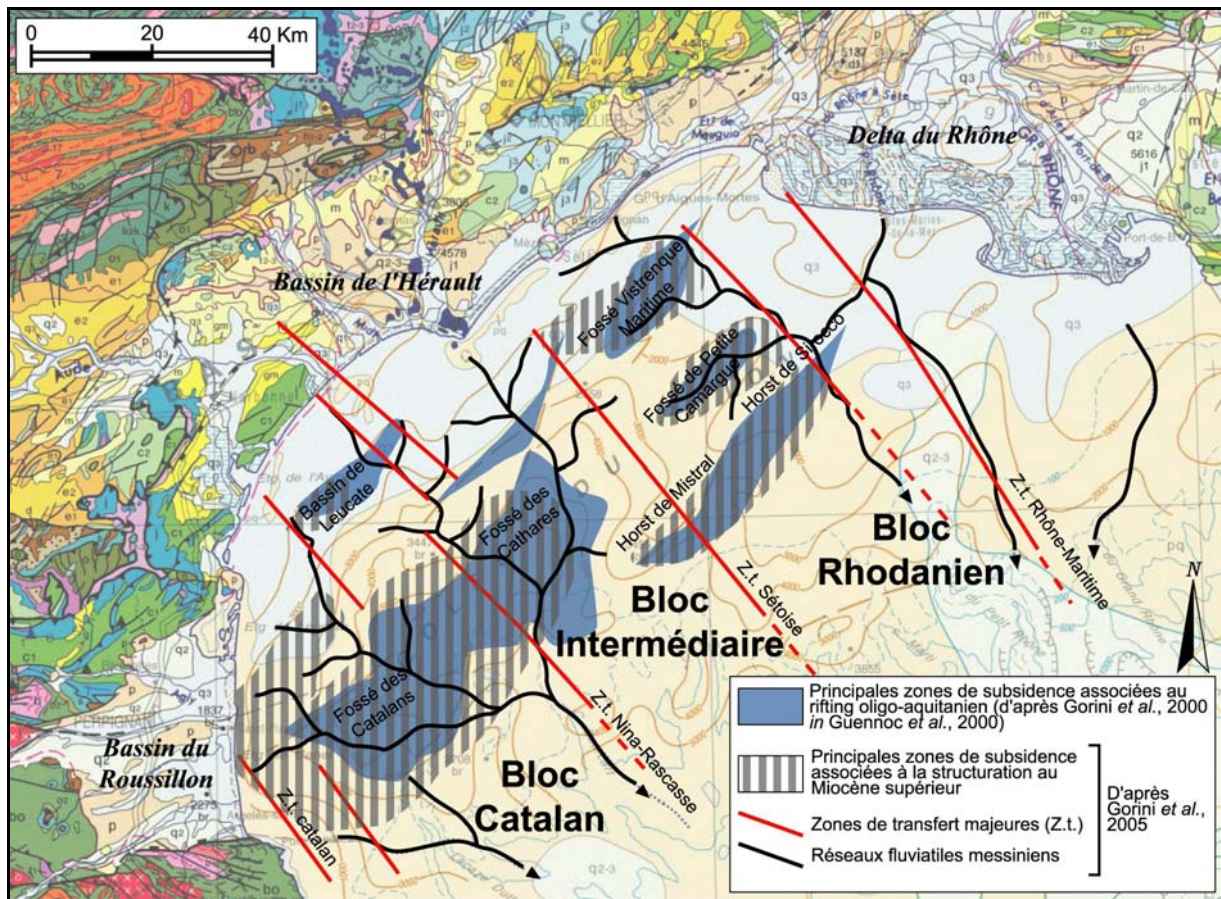


Figure 26 : La structuration de la plate-forme au Miocène supérieur : héritage de la phase de rifting et impacts sur la localisation des réseaux fluviaux messiniens.

En guise de synthèse de l'article une cartographie de la plate-forme du Golfe du Lion est proposée (Figure 26). Elle superpose i) les domaines subsidents lors de la période de rifting, ii) les domaines subsidents lors de l'effondrement de la plate-forme au Miocène supérieur et iii) les réseaux fluviaux messiniens. Elle permet, notamment, de visualiser la superposition des zones subsidentes. Cette configuration traduit la réactivation des structures du rift lors de l'effondrement de la plate-forme au Miocène supérieur. Les limites entre les blocs correspondent aux zones de transferts dont l'origine remonte également à la mise en place du rift de la marge du Golfe du Lion.

Ainsi, la structuration de la plate-forme au Miocène supérieur est guidée par les structures tectoniques du rift oligo-aquitainien. Elle implique une réorganisation des dépôts-centres sédimentaires.

La conséquence directe de cet évènement structurant la plate-forme est la mise en place de véritables reliefs transformant le plateau continental (initialement plat) en une zone accidentée.

Comment réagit la sédimentation face à la mise en place de domaines structuraux au sein d'une marge ?

Le travail présenté dans cet article montre les relations entre les domaines structuraux du Miocène supérieur et la localisation de l'érosion régressive à l'origine du profond réseau fluvial au Messinien terminal :

- le bloc catalan, particulièrement structuré et effondré, canalise les réseaux hydrographiques des fleuves messiniens issus des bassins versants catalans et languedociens (Têt, Tech, Agly, Orb et Hérault). Ces fleuves confluent, lors de la chute du niveau de base, au cœur du bloc catalan où se forme un exutoire unique vers le bassin profond,
- le bloc intermédiaire, peu structuré au Miocène supérieur, n'a pas d'exutoire direct vers le bassin profond. Il se transforme, pendant la crise messinienne, en un vaste bassin versant nourrissant principalement les réseaux fluviaux du bloc catalan,
- le bloc rhodanien, structuré et localement effondré, provoque la confluence entre le Vidourle et le Rhône.

Ainsi, les réseaux fluviaux messiniens s'organisent sur le domaine de plate-forme suivant deux principaux bassins versants, l'un correspondant au bloc Catalan, l'autre au bloc Rhodanien. Les canyons associés à cet épisode, ont donc une localisation géographique guidée par les structures tectoniques du Miocène supérieur, elles-mêmes guidées par les structures tectoniques du rift oligo-aquitain.

Trois grandes questions restent en suspens :

1. Quel est le moteur de la structuration de la plate-forme au Miocène supérieur ?

Cette problématique n'est pas l'objet central de l'étude. Cependant, il est utile de s'interroger. La problématique étant plus large, plusieurs questions doivent être posées : les surrections, observées à terre sur les massifs bordiers (voir 1.2.3), sont-elles issues d'un unique phénomène ? Quel est-il, ou quels sont-ils ? Existe-t-il une relation génétique entre l'effondrement de la plate-forme et une ou plusieurs surrections ? Quels sont les mécanismes entrant en jeu ? Comment s'explique la conjonction de toutes ces déformations dans le cadre de la compression alpine, de l'exhumation récente des Pyrénées, de l'anomalie asthénosphérique de la bordure cévenole du Massif Central ou encore d'une éventuelle compensation isostatique à l'évaporation de la Méditerranée ? Ces questions ouvrent un vaste sujet pour des études futures.

A l'heure actuelle, deux hypothèses majeures sont avancées :

- (i) la première, proposée dans cet article, assimile les déformations observées sur la plate-forme aux déformations observées à terre. Les surrections des reliefs bordiers de la marge au Miocène supérieur (voir 1.2.3) sont proposées en tant qu'origine de la déformation de la plate-forme (P. Le Strat, com. orale ; Gorini *et al.*, 2005 ; Duvail *et al.*, 2005). Dans une première phase, la surrection des massifs bordiers *onshore* de la marge entraîne la plate-forme. Puis celle-ci se désolidarise de ce mouvement, provoquant un effondrement du domaine qui s'exprime par la mise en place de blocs basculés, limités par les failles normales. L'évènement messinien n'intervient que postérieurement. La création de relief sur la plate-forme guide les réseaux fluviaux messiniens. Le démantèlement de la plate-forme du Golfe du Lion interviendrait alors en deux phases, l'une structurale puis l'autre eustatique (induite par la crise messinienne),

- (ii) une deuxième hypothèse interprète les déformations observées comme une conséquence directe de la crise de salinité messinienne. Le bombement des massifs bordiers ainsi que l'effondrement de la plate-forme semble en adéquation avec le type de structuration issu de la compensation isostatique du bassin méditerranéen. La compensation intervient à deux moments distincts et de manière opposée. L'évaporation de l'importante tranche d'eau a provoqué un allègement de la lithosphère, impliquant, par compensation, une élévation du bassin méditerranéen et de son domaine bordier (déformation grande longueur d'onde). Dans un deuxième temps, une surcharge du domaine méditerranéen est à envisager du fait du cumul de la tranche d'eau, restaurée au Pliocène, et du dépôt des importantes séries évaporitiques. La compensation isostatique induirait alors une subsidence du domaine, s'exprimant notamment par l'effondrement de la plate-forme du Golfe du Lion. Cette hypothèse est intéressante car, si elle était confirmée, elle permettrait d'analyser les vitesses de réactions lithosphériques, lors de phénomènes compensatoires, le *timing* de l'évènement messinien étant très court et bien connu.

La différence majeure entre ces deux hypothèses est que la première fait intervenir les déformations avant l'évènement messinien, alors que, dans la seconde, les déformations interviennent, d'une part, après (ou pendant) l'assèchement (surrection bordière) et, d'autre part, après (ou pendant) la remise en eau pliocène. Ces deux hypothèses soulèvent donc

une question d'ordre chronologique. Les épisodes de déformation de la plate-forme et des massifs bordiers interviennent-ils avant ou pendant la crise de salinité ?

L'imagerie sismique des failles à l'origine de l'effondrement de la plate-forme (Mauffret *et al.*, 2001 ; Duvail *et al.*, 2002 ; Gorini *et al.*, 2005 ; Duvail *et al.*, 2005) indique que les mouvements tectoniques sont, dans leur grande majorité, scellés par l'érosion messinienne. Seule la bordure pyrénéenne présente localement des déformations perdurant pendant le Pliocène inférieur. Cette observation est un argument en faveur de la première hypothèse. De plus, les observations de terrain, sur le bassin du Roussillon ainsi que sur le bassin rhodanien, mettent en évidence la présence de deux périodes d'érosion distinctes pendant le Miocène supérieur : la première associée à la surrection, la seconde correspondant à l'érosion messinienne. En conséquence, deux évènements distincts semblent s'exprimer, ce qui plaide également en faveur de la première hypothèse.

Cependant, la démonstration n'est pas faite, l'argumentation péremptoire sera à chercher dans la caractérisation géométrique et stratigraphique des cônes détritiques sous-marins, en rebord de plate-forme miocène. Sont-ils liés à l'évènement messinien ou enregistrent-ils deux phases distinctes de chute du niveau de base ? Sur ce sujet deux hypothèses opposées sont présentées : l'une (Bache *et al.*, 2005) propose d'associer l'intégralité des éventails détritiques à l'évènement messinien, en se fondant sur une quantification des volumes érodés lors de cette période. L'autre (Lofi *et al.*, 2005) suppose, à partir de géométries sismiques, une subdivision de plusieurs périodes de mise en place des éventails détritiques en se fondant sur la présence de plusieurs surfaces d'érosion majeure sur le rebord de plate-forme miocène. Les discussions sont en cours ; l'analyse des géométries sismiques, réalisée dans le cadre du travail de Thèse en cours de F. Bache, devrait permettre de développer cette problématique.

2. Quel est l'impact des déformations du Miocène supérieur et de l'évènement messinien sur l'évolution sédimentaire de la marge pliocène et quaternaire ?

Cette question, au cœur du sujet, est traitée, d'une part, en analysant les principales séquences de dépôts pliocènes enregistrées en domaine *onshore*, corrélées avec les géométries sismiques du domaine *offshore* (voir III.3; Duvail *et al.*, 2005). D'autre part, l'architecture des séquences de dépôts est analysée à partir d'un maillage rapproché de coupes "haute-résolution", réalisées sur le bassin *onshore* du Roussillon, et comparé avec l'enregistrement sédimentaire pliocène du bassin héraultais (voir III.3.3).

3. Quelle est la réponse sédimentaire à la structuration de la plate-forme au Miocène supérieur ?

Nous venons de voir que les réseaux hydrographiques messiniens subissent une influence directe de la déformation. Mais qu'en est-il de l'architecture et des géométries sédimentaires ? Comment la sédimentation enregistre-t-elle des déformations sur une marge passive ?

L'impact de la structuration du domaine de plate-forme au Miocène supérieur n'est pas simple à analyser. Plusieurs difficultés interviennent :

- (iv) sur la plate-forme, les domaines effondrés n'ont pas (*à priori*) préservé de sédiments issus de la déformation. En effet, la chute du niveau de base, initiée par la "crise de salinité", intervient rapidement après la déformation affectant la plate-forme (ou de manière contemporaine). Nous venons de voir que les réseaux fluviaux messiniens et l'importante érosion qui leur est associée, se localisent au cœur des domaines subsidés. Ces zones, qui normalement sont le réceptacle naturel des dépôts contemporains de la déformation, fonctionnent donc comme des zones de concentration des phénomènes d'érosion. Cela a un double impact : le premier est d'accentuer les reliefs initiés par la déformation, de véritables canyons se formant au cœur des vallées ; le second impact est l'ablation de la sédimentation syn-déformation. Cette dernière conséquence est observable sur les profils sismiques (Figure 27) où la sédimentation pliocène est directement sus-jacente au Miocène basculé, aucune formation intermédiaire n'est identifiée (Lofi, 2002),
- (i) de même, les prismes miocènes de rebord de plate-forme, supposés enregistrer cet événement (d'une manière ou d'une autre), ont eux aussi subi une intense érosion (Bache, 2003 ; Bache *et al.*, 2003 ; Lofi *et al.*, 2005) lors de la chute du niveau de base au Messinien. Ils sont aujourd'hui préservés localement, sous forme de lambeaux dont la déconnection géographique rend délicate leur interprétation stratigraphique et génétique (Lofi *et al.*, 2005). Le travail de Thèse en cours de F. Bache devrait permettre, grâce à une synthèse des données sismiques sur la zone, de mieux caractériser l'origine des multiples surfaces d'érosion affectant le rebord de plate-forme miocène,
- (ii) de plus, au pied du talus, plusieurs cônes détritiques sont identifiés (dos Reis, 2001 ; Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Bache *et al.*, 2005). Différentes hypothèses sont proposées pour leur mise en place. Certains auteurs (Lofi *et al.*, 2005) attribuent une partie des cônes à l'épisode de déformation de la plate-forme, avant l'épisode messinien. D'autres auteurs (Bache *et al.*, 2005)

proposent de rapporter l'intégralité des cônes détritiques aux produits de l'érosion messinienne. Leurs analyses ne sont pas simples car ce domaine est perturbé par le manque de données stratigraphiques (aucun forage ne traverse les cônes détritiques au pied du talus miocène). De plus, une multitude de surfaces d'érosion sur ce domaine complique les pointés sismiques. Enfin, l'imagerie de ces éventails n'est pas de bonne qualité vers le bassin profond car les séries évaporitiques messiniennes sus-jacentes dégradent l'imagerie sismique, le masquant même totalement sur certains profils.

En conséquence, l'épisode de structuration au Miocène supérieur n'est pas un bon exemple pour étudier les impacts d'une déformation de marge passive sur l'enregistrement sédimentaire. Les connaissances actuelles sur l'épisode de déformation de la plate-forme, en termes de géométries sismiques, de stratigraphie et de mécanismes, sont insuffisantes pour analyser la réponse de l'enregistrement sédimentaire. Ces connaissances vont probablement évoluer rapidement grâce, notamment, aux travaux actuels de Thèse de F. Bache.

Néanmoins, il a pu être démontré que les réseaux fluviaux messiniens ont une localisation géographique guidée par les structures mises en place au Miocène supérieur, elles-mêmes guidées par les structures tectoniques sous-jacentes, datant de l'épisode de rifting de la marge (Gorini *et al.*, 2005).

III.2.3 - La réponse sédimentaire aux déformations de la marge : le cas du Miocène inférieur

La fin de la phase de rifting de la marge du Golfe du Lion est estimée à 23 Ma (Aquitaniens moyen) (Séranne, 1999 ; Guennoc *et al.*, 2000). Les schémas d'évolution classique d'une marge passive impliquent, à la fin du rifting, une cessation ou une forte diminution de la tectonique active au profit de la subsidence thermique et de la subsidence induite par la surcharge sédimentaire. En conséquence, ces modèles laissent à penser que l'évolution des géométries sédimentaires post-rifts est relativement homogène ou du moins cohérente à l'échelle de la marge. Dans un tel contexte, les variations régionales ou locales de l'enregistrement sédimentaire le long d'une marge peuvent être attendues comme mineures, liées, principalement, à la localisation des zones d'apports sédimentaires et à celle des

fossés du *rift* qu'ils comblent. C'est l'idée admise pour l'évolution *post-rift* miocène du Golfe du Lion (Guennoc *et al.*, 2000) où deux groupes principaux, limités par une surface de *downlap* sont identifiés (Gorini *et al.*, 1993 ; Figure 7). Cependant, l'analyse séquentielle à partir des données de forages *offshore*, couplées à une imagerie sismique de bonne qualité (Annexe 1, campagne Total, LRM1996), permet de nuancer ces considérations. En effet, la sédimentation miocène *post-rift* apparaît avec un caractère extrêmement variable si l'on compare son évolution le long de deux transects, l'un occidental (d'influence pyrénéenne), l'autre oriental (d'influence alpine) (Figure 27). Huit séquences, d'ordre équivalent, limitées par des maxima de régression, sont individualisées sur l'ensemble de la série dont quatre (S4 à S8) correspondent à la période *post-rift* de la marge miocène.

Une des différenciations majeures entre l'évolution occidentale et orientale de la marge *post-rift* intervient au Burdigalien. A cette période, l'ensemble de la marge est dans une dynamique transgressive initiée à l'Aquitaniens supérieur par la mise en place de la *break-up unconformity* (Gorini, 1993). La séquence S4, dont la base est attribuée à la base du Burdigalien (Autan 1, Cravatte *et al.*, 1974) et le toit à la partie sommitale de cette étage (Agde Maritime, Autan 1, Tramontane), a une expression hétérogène. Au pied des Pyrénées elle comble le graben central (fossés des Catalans et des Cathares) par une épaisse série constituant, dès la base du Burdigalien, les domaines morphologiques d'une marge passive (plate-forme et talus) par la mise en place de prismes de rebord de plate-forme, aggradant, comme en atteste l'empilement vertical des *offlap-break* (Figure 27). Plusieurs surfaces de régression sont enregistrées (SbB1 et SbB2) ; elles s'estompent vers la partie orientale de la marge, au N.E. (voir corrélation Rascasse, Tramontane, Calmar, Annexe 1). En conséquence un important taux d'apport sédimentaire s'enregistre au pied des massifs pyrénéens. Celui-ci est à mettre en relation avec l'épisode géodynamique majeur de tectonique verticale, à la charnière Aquitaniens - Burdigalien inférieur, affectant la bordure pyrénéenne (Calvet, 1996).

Sur le domaine oriental (Profils LRM28 et MDT05), l'épaisseur de S4 est plus faible. Il ne semble pas envisageable d'expliquer sa variation d'épaisseur par la présence d'une surface de *by-pass* entre le domaine oriental nourrissant le graben central, étant donné que le milieu de dépôt (Cravatte *et al.*, 1974) est plus profond sur le premier (Mistral) qu'au droit du graben central (Tramontane). Ainsi la faible épaisseur de la séquence S4, au pied du domaine alpin, apparaît liée à un faible taux d'apport sédimentaire qui traduit également l'absence de prismes de rebord de plate-forme, associés à cette période. La plate-forme est, semble-t-il, dans un état affamé à cette période. Pourtant, à la base du Burdigalien, le domaine alpin subit, au même titre que le domaine pyrénéen, une période de paroxysme de déformation (Besson *et al.*, 2005).

Cette variation dans l'expression sédimentaire est à mettre en relation avec le style de déformation très différent entre le domaine pyrénéen et le domaine alpin. Sur le premier, la tectonique est décrite comme correspondant à une surrection des massifs et des bassins côtiers (Calvet, 1996) en contact direct avec l'actuelle plate-forme du Golfe du Lion. En amont de la partie orientale de la marge, la compression alpine engendre la mise en place du bassin d'avant-pays molassique (Demarcq, 1970), s'architecturant sous forme de vallées composites, dont la première, à la transition aquitano – burdigalienne, s'emboîte dans les bassins oligocènes (Besson, 2005). Ainsi, le faible taux d'apport sédimentaire sur le domaine oriental de la plate-forme au Burdigalien semble en relation avec la mise en place d'un dépôt centre en partie amont de la marge, au cœur du bassin d'avant-pays.

En conséquence, le caractère régional de l'évolution de la marge est enregistré dans l'évolution de la plate-forme, en relation avec la nature des déformations affectant les différents bassins versants. Il est également important de souligner l'importante progradation de la plate-forme du domaine oriental succédant à cet épisode et dont les limites de séquences (S5 : toit du Burdigalien, S6 : toit du Serravallien) apparaissent contemporaines des paroxysmes de déformations, enregistrés par les périodes de modification des réseaux de vallées incisés miocènes (Besson, 2005 ; Besson *et al.*, 2005, Figure 9, voir partie I.2.3.).

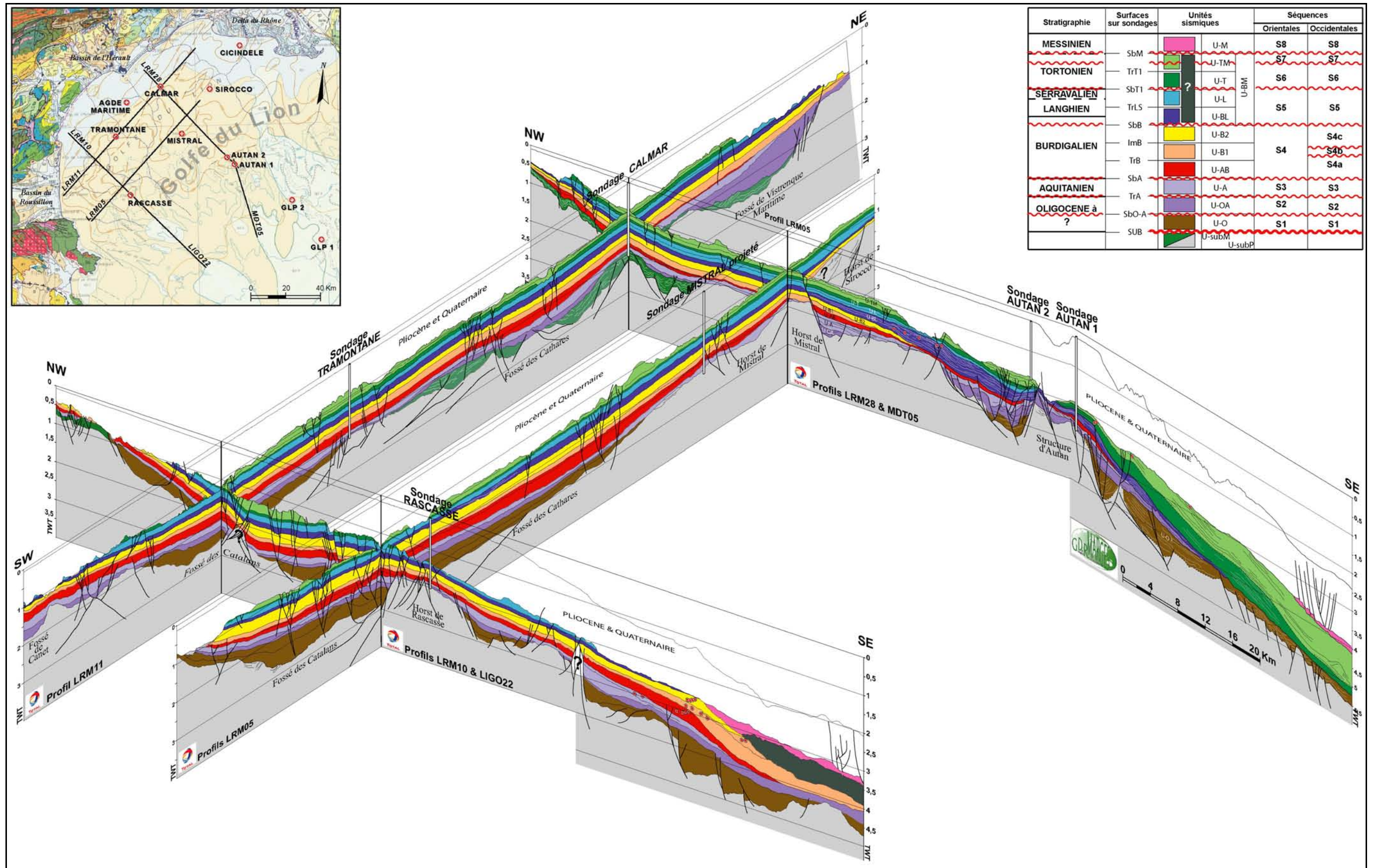


Figure 27 : Synthèse de l'analyse de l'évolution séquentielle de la plate-forme miocène du Golfe du Lion. Cette analyse est basée sur la ré-interprétation séquentielle de sondages pétroliers du domaine offshore, calés sur les géométries sismique (campagne Total, LIGO1968, MDT1968 et LRM1996). Cette interprétation est détaillée en Annexe 1 (en collaboration avec P. Le Strat et C. Gorini, dans le cadre du GDR Marges, chantier "Golfe du Lion").

III.3 - Analyse des profils de dépôt pliocènes autour du Golfe du Lion

Les géométries sédimentaires d'une marge passive peuvent donc évoluer, régionalement, de manière très différente en réponse à des variations de taux d'apport sédimentaire induits par des déformations dans les zones de massifs. Reste à étudier les impacts des caractéristiques morphologiques des milieux de dépôts sur l'architecture et les géométries sédimentaires.

III.3.1 - Introduction à l'article 2

Le travail présenté dans cet article (Duvail *et al.*, 2005) intervient après la mise à disposition par le groupe Total de profils sismiques récemment acquis (campagne LRM, 1996). Leur analyse, pour les séries plio-quadernaires (Lofi, 2002), met en évidence les premières géométries sismiques représentant distinctement les prismes sédimentaires de la plate-forme. Ils apparaissent alors sous forme de grands clinofformes progradants, fossilisant la surface d'érosion messinienne (Figure 14). Cette nouvelle imagerie sismique fournit des enseignements importants, tant d'un point de vue géométrique que dynamique (Lofi *et al.*, 2003). Ainsi, trois grandes unités sont définies (Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2005 ; Figure 14 ; Figure 15) :

- U1, identifié comme le Pliocène inférieur, est défini comme une période de progradation des clinofformes sur la plate-forme comblant l'accommodation créée lors de la crise messinienne,
- U2 représente la première partie du Pliocène supérieur et est individualisé comme une période de transition pendant laquelle la hauteur des clinofformes augmente et les premiers canyons sous-marins de rebord de plate-forme apparaissent discrètement,
- U3, dont l'âge de la base est proposé, à titre d'hypothèse, à 2,7 Ma (limite Plaisancien-Gélasien), est caractérisé par l'importante augmentation de la hauteur des clinofformes et le large développement des canyons sous-marins, alors généralisés à l'intégralité du rebord de plate-forme.

Cependant, la caractérisation séquentielle et environnementale y est très limitée, notamment du fait de la pauvreté des informations de sondages pétroliers *offshore*. L'objectif industriel

était plus profond, ce qui a conduit fréquemment à délaisser l'enregistrement géologique des premières centaines de mètres (Rapports de fin de sondage, archives du BRGM).

Pourtant, en domaine terrestre, à quelques dizaines de kilomètres de la plate-forme, de nombreuses données stratigraphiques, sédimentologiques, environnementales, géomorphologiques, séquentielles et cartographiques, issues d'analyses d'affleurements (e.g. Suc, 1980 ; Clauzon *et al.*, 1982, 1987b, 1990 ; Ambert, 1984a, 1984b, 1994 ; Calvet, 1996 ; Aguilar *et al.*, 1999 ; Clauzon & Rubino, 2001 ; Le Strat *et al.*, 2001...), n'attendent qu'un cadre géométrique pour s'épanouir.

Malgré cette richesse de connaissances, les premiers essais de corrélations, avec les nouvelles géométries sismiques, se heurtent à des difficultés (Figure 15) : comment doit-on corréler les données d'affleurements avec les géométries cliniformes du domaine de plate-forme ? La solution ne semble pas évidente étant donné que (i) d'un point de vue géométrique, une distance non négligeable sépare la fin des enregistrements sismiques *offshore* et le début des affleurements *onshore* (pour les bassins du Roussillon, de l'Hérault, et du Rhône), et que (ii) les objets observés de part et d'autre n'apparaissent pas similaires sur les deux domaines.

En effet, en domaine *onshore*, la sédimentation pliocène est caractérisée par une architecture sous forme de *Gilbert deltas* (Figure 12 ; Clauzon *et al.*, 1990), alors que l'imagerie sismique présente de grands cliniformes dont l'architecture n'a rien à voir avec des *Gilbert deltas* mais ressemble plutôt à des prismes de rebord de plate-forme (Lofi, 2002 ; Lofi *et al.*, 2003). Cette difficulté limitante est parfaitement synthétisée par la coupe terre-mer établie à l'époque (Figure 15).

La solution est à chercher dans le domaine intermédiaire : la subsurface des bassins sédimentaires côtiers. Les bassins sédimentaires du Roussillon, de l'Hérault et du Rhône (Figure 1) forment aujourd'hui des domaines émergés. Il n'en n'a pas toujours été ainsi. La présence de formations marines pliocènes atteste qu'à la base du Zancléen, ces domaines étaient immergés et transformés localement en rias (Clauzon *et al.*, 1990). Ainsi, une partie de l'enregistrement sédimentaire, consécutif à la remise en eau du domaine méditerranéen, est préservée au cœur des bassins côtiers. Cette ingression n'est pas négligeable, étant donné que l'épaisseur de sédiments pliocènes peut y atteindre environ 800 m (forage Canet, bassin du Roussillon, Gottis, 1958 ; Clauzon & Cravatte, 1985 ; Figure 11). Or, les affleurements de référence, sur le pourtour du Golfe du Lion, sont principalement localisés dans les parties amont des bassins côtiers. En conséquence, afin de réaliser une synthèse

entre les données *offshore* et les données d'affleurements, il est nécessaire d'étudier le domaine de transition, c'est-à-dire la subsurface des bassins sédimentaire pliocènes côtiers.

L'analyse de la subsurface des bassins du Roussillon et de l'Hérault a été initiée, avec une démarche lithostratigraphique (Duvail *et al.*, 2001 ; Fuchey & Le Strat, 2001). Cette méthodologie a permis de reconnaître et de cartographier les principales géométries pliocènes, confirmant la superposition de la trilogie de faciès observée à l'affleurement (pliocène continental, pliocène marin sableux et pliocène marin argileux à la base). Cependant ces travaux n'offrent pas d'argument satisfaisant pour la corrélation stratigraphique et séquentielle des données d'affleurements, d'une part, et des géométries sismiques *offshore*, d'autre part. La démarche lithostratigraphique définit des unités lithologiques dont les limites correspondent à des surfaces diachrones, non corrélables avec les enregistrements sismiques qui, à l'inverse, imagent préférentiellement des surfaces isochrones reflétant l'empreinte d'évènements géologiques. Afin de réaliser des corrélations entre les données *onshore* (affleurement et subsurface) et les géométries *offshore*, il est nécessaire de dégager, sur les deux domaines, des informations dont la nature est homogène, donc corrélables.

Les travaux présentés dans cet article (Duvail *et al.*, 2005) interviennent dans ce contexte. Ils proposent tout d'abord une méthodologie d'analyse qui se base sur une comparaison des évènements géologiques de chaque domaine, dans un contexte stratigraphique le mieux défini possible. Les évènements géologiques sont déterminés à l'aide de l'analyse des variations des modalités d'empilement. Il s'agit, à terre, des modalités d'empilement déterminées à partir de l'évolution des environnements de dépôts, établis suivant les principes de l'analyse séquentielle (Homewood *et al.*, 1992 ; Cross *et al.*, 1993). Elles sont interprétées sur les données de forages, à l'échelle du bassin et calibrées par les données de terrain (affleurements et cartographie). La partie la plus délicate à réaliser est l'exploitation des très nombreuses descriptions de forages hydrogéologiques de la Banque du Sous-Sol (BSS, BRGM) dont la qualité est très variable. Pour cette approche, une méthodologie a été établie, afin d'interpréter ces données le plus efficacement possible (voir II.2 et II.3). En mer, les modalités d'empilement sont étudiées sur les géométries sismiques (Posamentier *et al.* 1988), elles-mêmes calibrées sur la ré-interprétation des forages pétroliers *offshore*. Les critères géométriques proviennent de l'étude des surfaces majeures, des terminaisons des réflecteurs ainsi que de la répartition spatiale des "*offlap-break*".

Ce travail a donc une double particularité. La première s'illustre par l'emprise spatiale du domaine étudié. Elle n'est pas classique puisqu'elle intègre, d'une part, les bassins

sédimentaires du domaine continental et, d'autre part, leurs prolongements sur la plate-forme, en domaine marin. La deuxième correspond à la nature très variée des données utilisées. Ce travail est en effet le fruit d'une synthèse de données d'affleurements, de cartographie, de forages (hydrogéologiques et pétroliers) et de sismique (basse et haute résolution).

III.3.2 - Article 2 : Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France), (Duvail et al., 2005)

Correlation between onshore and offshore Pliocene–Quaternary systems tracts below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France)

Cédric Duvail^{a,*}, Christian Gorini^b, Johanna Lofi^c, Paul Le Strat^a,
George Clauzon^d, Antonio Tadeu dos Reis^e

^aBRGM—SGR Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville 34000 Montpellier, France

^bUniversité de Lille 1, Lab. Sédimentologie et Géodynamique, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France

^cUniversité de Perpignan, CEFREM—UMR 5110 CNRS, 66860 Perpignan, France

^dCEREGE, Europôle de l'Arbois, 13545 Aix-en-Provence, Cedex 04, France

^eDepartamento de Oceanografia-UERJ/Brazil, Rua São Francisco Xavier, 524, CEP 22550-900, Rio de Janeiro, Brazil

Received 3 February 2003; accepted 7 March 2005

Abstract

The western part of the Gulf of Lions was chosen for conducting the first correlative studies between the terrestrial Pliocene–Quaternary sedimentary formations (Roussillon Basin) and their extension on the adjacent continental shelf. The work was based on a study of 32 wells drilled onshore and Elf Aquitaine seismic lines offshore. The correlations are based on equivalence between the two domains in terms of stacking patterns, biostratigraphy and geometry. The post-Messinian sedimentation within the study area is characterised by eight equivalent-order stacking patterns represented by eight dominantly prograding systems tracts. Furthermore, comparison of the spatial positions of offlap breaks on several seismic profiles provides a better understanding of the roles of tectonism, eustasy and sedimentary supply in the stacking of the identified sequences.

© 2005 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Gulf of Lions; Pliocene; Sequence stratigraphy; Genetic stratigraphy

1. Introduction

The Pliocene sedimentation of the Gulf of Lions was influenced by three major geodynamic events. The first was tectonic, corresponding to a Tortonian–Messinian uplift of the border massifs (Clauzon, 1987a; Duvail and Le Strat, 2000; Camus, 2001; Clauzon and Rubino, 2001; Duvail et al., 2001; Séranne et al., 2002) accompanied by an extensional phase recorded in the Miocene shelf deposits (Mauffret et al., 2001; Gorini et al., 2005).

The second event was the ‘Messinian Salinity Crisis’ (Hsü et al., 1973), reflecting a Mediterranean sea-level drop

of approximately 1900 m (Ryan, 1976; Clauzon, 1982) that began at 5.96 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999). This fall in the Mediterranean base level was the consequence of global eustatic lowering coupled with tectonic uplift in the Gibraltar Strait region that cut off the two-way connection between the Atlantic Ocean and the Mediterranean Basin. It resulted, in particular, in the incision of deep fluvial canyons both onshore and on the emerged Miocene shelf (Clauzon, 1973; Gennesseaux and Lefebvre, 1980; Barber, 1981; Guennoc et al., 2000; Lofi, 2002; Lofi et al., 2003), along with the deposition of a thick evaporite series on the abyssal plain (Montadert et al., 1970; dos Reis, 2001; Lofi, 2002).

The third event was eustatic, with the Early Pliocene being marked by the highest sea levels for 10 Ma (Hardenbol et al., 1998).

In this context, the main factors controlling the geometries of the Post-Messinian sedimentary systems tracts were an increased sediment supply from the rejuvenated relief of the bordering Pyrenees and

* Corresponding author. Present address: Laboratoire “Dynamique de la Lithosphère”, UMR 5573 CNRS-Université de Montpellier 2, cc 060-34095 Montpellier Cedex 05, France. Tel.: +33 4 67 15 79 80; fax: +33 4 67 64 58 51.

E-mail address: c.duvail@brgm.fr (C. Duvail).

the enormous pre-existing accommodation due to the juxtaposition of three major events:

- collapse of the Miocene shelf,
- Messinian fluviatile incision, and
- a highstand still during the Early Pliocene.

In the onshore domain, the architecture of the Pliocene sedimentation was mainly one of Gilbert-type fan deltas (Gilbert, 1885, 1890; Smith and Jol, 1997). These have been identified and highlighted by a number of studies (Clauzon, 1987b, 1990; Clauzon and Cravatte, 1985; Clauzon et al., 1987; Duvail et al., 2001).

In the offshore domain, the Pliocene–Quaternary sedimentation has been determined from seismic profiles tied in to oil company wells intersecting the succession (Biju-Duval et al., 1974; Cravatte et al., 1974; Gorini et al., 1993; dos Reis, 2001; Lofi, 2002). It is characterised on the shelf by large sedimentary prograding systems tracts that have been recently identified (Lofi et al., 2003). The upper, Quaternary, part is best characterised from a lithological, geometric and sequence standpoint (Aloisi, 1986; Tesson, 1996; Berné and Loubrieu, 1999; Tesson et al., 2000; Rabineau, 2001).

In the deep basin (Droz, 1991; Torres, 1995; Berné and Loubrieu, 1999), the Pliocene–Quaternary sedimentation was partly controlled by a strong salt tectonism (Gauillier, 1993; dos Reis, 2001).

The aim of the present study is to establish correlations in terms of sediment stacking, geometries and biostratigraphic results between the onshore Roussillon Basin domain and the adjacent offshore shelf (western Gulf of Lions; Fig. 1) for the Pliocene–Quaternary formations.

2. The data

2.1. Onshore

Many studies of the Roussillon Basin Pliocene (e.g. Depéret, 1885; Bourcart, 1947; Gottis, 1958; Suc, 1980; Clauzon, 1990; Calvet, 1996; Le Strat et al., 2001) have provided a wealth of information in terms of lithostratigraphy, biostratigraphy, palynology, geomorphology, genetic stratigraphy and cartography. Hydrogeological boreholes are the source of a large amount of information in the form of lithostratigraphic descriptions (Duvail et al., 2001) and well-log records. The present study used data from 32 well logs archived by the *Bureau de Recherches Géologiques et Minières* (BRGM) and the *Conseil Général des Pyrénées-Orientales*. The quality of the records varied, with some being more than 40 years old. Consequently, a qualitative weighting was used in their interpretation. All the wells have a resistivity log, and most have a gamma-ray log or Spontaneous Potential (SP) log over an average depth in excess of 200 m.

The logs from the two oil-company wells ELNE and CANET (Gottis, 1958) were also used (Fig. 2A), these being the only logged wells that penetrate the full Pliocene fill down to the Messinian erosion surface. The biostratigraphy was determined in detail from an analysis of the well cuttings (Cravatte et al., 1984; Clauzon and Cravatte, 1985).

2.2. Offshore

The Pliocene–Quaternary series were analysed from 1968 to 1996 Elf Aquitaine seismic data (Fig. 1)—i.e.

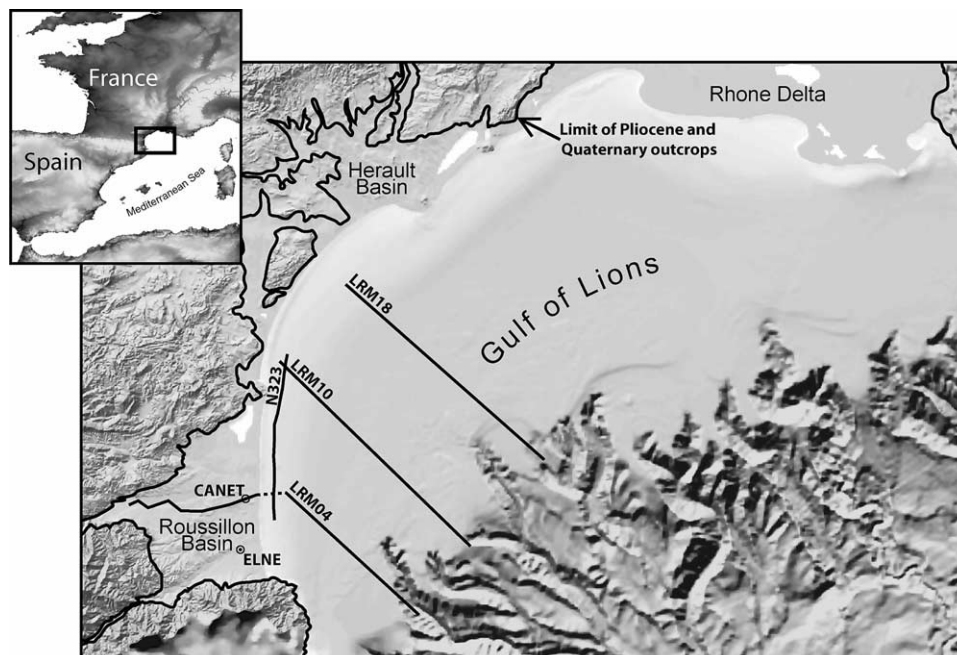


Fig. 1. Digital Elevation Model of the Gulf of Lions margin and location of the data used (offshore data from IFREMER—Brest).

profiles N323 (1968), and LRM18 and LRM04 (1996)—made available by Total within the framework of the *Groupe de Recherche Marges* (Margin Research Group). The study of these data followed on from the work of Mauffret et al. (2001) for the pre-Messinian series, Lofi (2002) for the Messinian and Pliocene–Quaternary series and Rabineau (2001) for the Quaternary series.

3. Methodology

3.1. Analysis of the onshore well logs

The sedimentary facies intersected by the hydrogeological wells (Fig. 2B) were determined from the well-log patterns, which characterise the bases, stacking patterns, and tops of the sedimentary units, combined with the lithological information obtained from analysis of the well-cuttings. Log interpretation was also helped by the depositional environments determined at outcrop.

Using three reference boreholes (oil wells ELNE and CANET, and hydrogeological well F3) and the sequence stratigraphy methodology described by Cross et al. (1993) and Homewood et al. (1992), we were able to determine the main sedimentary sequences and their stacking patterns (Fig. 2A). Prograding surfaces defined in the marine facies were found to correspond to diachronous boundaries between foreset silty-sandy facies and bottomset argillaceous facies. In sequence stratigraphy, these are considered as sequence boundaries (SB) on well logs. Here, we consider them as being different from the sedimentary systems-tract boundaries on the seismic profiles, which correspond to maximum impedance contrast reflectors.

3.2. Analysis of the offshore seismic profiles

The method used for analysing seismic profiles LRM18 (Fig. 3B) and LRM04 (Fig. 3C) incorporated the principles of sequence stratigraphy (Posamentier and Vail, 1988). For the Pliocene–Quaternary, the method relied on determining the stacking pattern of the offlap breaks. According to Homewood et al. (2000), the offlap breaks define:

- in geometric terms: the boundary between flat (topset) and tilted (foreset) reflectors on a seismic profile;
- in geomorphological terms: the shelf-slope break;
- in sedimentological terms: the intersection of the wavebase and the depositional profile.

In the Roussillon area, according to an onshore–offshore profile, the offlap breaks correspond to all three definitions:

- Upstream they crop out within the deltaic channels structured by fluvial processes (Gilbert delta s.s.; Clauzon, 1990), where they represent topset-/foreset-bed boundaries, and reflect the sea level.

- Where the prisms were structured by wave dynamics (Duval et al., 2001), i.e. between the Gilbert deltas and at ria (Messinian fluvial canyons drowned by the Pliocene transgression) outlets, the offlap breaks correspond to the seaward limit of wave action.
- Downstream, the most distal offlap break is located on the edge of the current shelf. It corresponds to the position of the lowstand systems tract of the latest glacial maximum (shore at -120 m at 18,000 Bp; Rabineau, 2001). This is confirmed by the presence of beachrock dated from that period (Bernier et al., 2000).

The offlap breaks over the entire onshore–offshore profile in the Roussillon area thus represent the position of the shore (plus or minus 30 m, due to the limit of wave action and limitation of the seismic resolution) at a given moment in the history of Pliocene–Quaternary shelf reconstruction. Analysis of the spatial evolution of the offlap breaks during sedimentation was performed, as onshore, by an analysis of the stacking pattern in terms of progradation, aggradation, retrogradation. The stratigraphic framework (Cita et al., 1999) was established from the well data (Cravatte et al., 1974; Suc and Cravatte, 1981; Lofi et al., 2003).

3.3. Correlations between onshore and offshore domains

The correlation methodology consisted in examining the stacking patterns between the onshore and offshore domains. This concerned the stacking patterns of the genetic sequences identified on the well logs onshore and the stacking patterns of the offlap breaks identified on the seismic profiles offshore. The methodology uses a sequence hierarchy to equate the accelerated transgressions (in the marine sequences) and downward shifts (in the fluvial sequences) noted onshore with the accelerated variations in relative sea level (marked by the surfaces of maximum acoustic impedance contrast) noted offshore.

4. Results

4.1. Onshore domain

Analysis of the reference boreholes (oil wells ELNE and CANET, and hydrogeological well F3) enabled the identification of five genetic sequences of the same order (Fig. 2A).

Sequence 1. Sequence 1 is characterised by an aggrading stacking pattern, identified in the clay-rich marine facies of the ELNE and CANET wells, that overlies the Messinian erosion surface via a transgressive basal bed of sand. The lowermost part of this sequence represents the extreme base of the Zanclean, which has been identified (a) in outcrop through the Vives II fauna (biozone F1 of Aguilar and Michaux, 1984; Clauzon et al., 1985a; Aguilar and Michaux, 1987), assigned an age of around 5.3–5.2 Ma

(Aguilar et al., 1999), and (b) in the CANET well through the planktonic foraminifera (biozone MPL1 of Cita, 1975; Clauzon and Cravatte, 1985; Clauzon et al., 1985b), indicating an approximate radiometric age of 4.9 Ma (Marabini and Vai, 1988). Sequence 1 is bounded at its top by a flooding surface reflecting a deepening of the depositional environment.

Sequence 2. The first unit of Sequence 2 shows a landward-stepping stacking pattern up to the maximum flooding surface. Above this, the lithological facies is the same as the bottomset of Sequence 1, with an aggrading and slightly prograding stacking pattern. The top of the sequence is characterised by a flooding surface.

Sequence 3. Sequence 3 begins with aggrading and then prograding deposits that reflect a continuous transition from clay-rich marine facies to sand-rich marine facies. At its top, a major inversion point marks a transition to retrogradation as recorded in the marine facies. This point, correlated throughout the study area (Fig. 2B), demonstrates the disconnection between the underlying Gilbert delta facies s.s., dominated by progradation (bottomset beds and foreset beds), and the first overlying topset bed facies that here consist of marine sand interspersed with more clay-rich layers. The continental topset beds contemporaneous with the progradation of sequences 1–3 have not been identified.

Sequence 4. The stacking of Sequence 4 is symmetrical (Fig. 2A). Above the retrogradation recorded in the marine facies, deposits are aggrading with a paludal facies (generalised throughout the study area), then prograding with a fluvial facies. The upper deposits are retrogradational fluvial passing upward into aggradational flood-plain facies (Well F17, Fig. 2A). The uniqueness of this sequence is that it has preserved the prograding continental formations, thus reflecting the creation of accommodation during the progradation. Sequence 4 has been correlated throughout the study area despite local perturbations in the stacking pattern due to the presence of fan-shaped structures resulting from roll-over type gravity movements.

The prograding unit of this sequence reflects an acceleration corresponding to the transition from marine to continental facies. In its initial state this surface is assumed to have been horizontal (Clauzon et al., 1982, 1987; Clauzon, 1990) at an altitude of +80 m NGF (French datum; Hardenbol et al., 1998). The filling of the Pliocene ria was contemporaneous with the sea-level still stand (Vail and Hardenbol, 1979) at the eustatic high of the T.B. 3.4 cycle (Hardenbol et al., 1998). Isohyse mapping of this surface (Marchal, 1976; Duvail et al., 2001) indicates a longitudinal tilting of the ria, resulting from a combination of (a) distal-facies compaction (reflection of the ria physiography (Clauzon, 1990)), (b) subsidence due to the delta progradation load, (c) tectonic deformation, and (d) thermal and isostatic subsidence.

Sequence 5. On the onshore area studied in this article, sequence 6 is not preserved. However, its existence is

attested by the analysis of the offshore seismic profiles (systems tract 5).

Sequence 6. Sequence 6 is expressed onshore by the stacking of four lower-order asymmetric fluvial sequences (Fig. 2A). These are characterised at their base by a unconformity (correlated throughout the study area) with no major erosion (by-pass surfaces). These sequences have only preserved regressive sediments, from proximal facies of fluvial channels, interpreted as related to a very planar sheet-flood type sedimentation, to flood-plain facies marked by calcified paleosols.

The topmost by-pass surface corresponds to the top of the Pliocene fill, locally forming a fossil topography in outcrop. Based on a reconstruction, Clauzon et al. (1987) estimate the position of the surface at approximately 50 m above the Serrat-d'en-Vacquer fauna, which has been assigned an age of approximately 4 Ma (Aguilar and Michaux, 1984, 1987; Fejfar and Heinrich, 1986; Aguilar et al., 1999). The isochronous age of this surface is thus estimated at 3.8 Ma (Clauzon, 1990), a period during which a major eustatic fall marked the transition from the TB 3.5 cycle to the TB 3.6 cycle (Hardenbol et al., 1998).

Overlying the top of the Pliocene fill (Clauzon, 1990) is the Leucate lacustrine and paludal limestone with an estimated age of between 4.0 and 3.5 Ma (Aguilar and Michaux, 1995 in Clauzon, Rubino and Savoye, 1995; Calvet, 1996). This shows deep incisions fossilised by a brecciated sedimentation, whose facies rules out a Quaternary deposition.

Below the top of the Pliocene fill, a system of staged fluvial terraces (Calvet, 1981, 1986, 1996; Carozza, 1998; Clauzon, 1999; Debals, 1998) indicates a series of six incision periods (Le Strat et al., 2001). In the absence of any chronostratigraphic data, they have been, at least in part, assigned to Pleistocene glacio-eustatic variations.

4.2. Offshore domain

Analysis of the offlap-break stacking patterns in the ELF-Aquitaine 1968 seismic profile N323 (Fig. 3A) and 1996 seismic profiles LRM18 (Fig. 3B), LRM04 (Fig. 3C) and LRM10, reveals eight equivalent-order systems tracts separated by sequence boundaries defined by downward shifts of base level (Vail et al., 1991).

The architecture of these major systems tracts is similar to that of the Gilbert deltas (topset, foreset and bottomset beds). However, in contrast to the Gilbert deltas, the progradation processes were dominated not by fluvial dynamics (foreset beds with as much as 35 sedimentary slope), but by wave-action dynamics (10 foreset beds) as identified in outcrop (Duvail et al., 2001).

Systems tract 1. On profile LRM04 (Fig. 3C), Systems tract 1 is identified by its seismic facies with strong, parallel and subhorizontal reflections. Its top is marked by a flooding surface indicated by downlap geometries.

Systems tract 1 is also individualised by subhorizontal and parallel reflectors on profile N323 (Fig. 3A). Many listric faults, reflecting gravity movement, begin over the paleoreliefs of the Messinian erosion surface.

The top of the systems tract is marked by a strong acoustic impedance contrast that can be seen along the entire N323 profile. Its projection to the CANET well (5 km away), correlates with the deepening of the clay-rich marine facies located at the top of the onshore domain Sequence 1; the projection was performed using a sound velocity of 2400 m/s (average for the offshore Pliocene–Quaternary series). Additionally, the deformation of the reflectors in this systems tract indicates differential compaction due to the paleotopography of the Messinian erosion surface (Fig. 3A).

Systems tract 2. Systems tract 2 is defined at its base by a flooding surface indicated by downlap geometries (Fig. 3C). The appearance of large oblique clinofolds (bottomsets) makes it possible to assume a prograding dynamics (Fig. 3A) even though the profile is not oriented parallel to the prograding direction.

Systems tract 3. Systems tract 3 is regressive and characterised by the appearance of short oblique clinofolds (foresets; Fig. 3C). Its top is limited by a downward shift identified on profiles LRM18 (Fig. 3B) and LRM04 (Fig. 3C), and attested to by the geometrical evolution of the offlap breaks as a forced regression (Posamentier and James, 1992) between systems tracts 3 and 4.

Systems tract 4. Systems tract 4 is characterised by a tendency to aggradation–progradation, which is visible on profiles LRM18 (Fig. 3B) and LRM04 (Fig. 3C). It is limited at its top by an unconformity due to a fall in relative sea level.

Systems tract 5. The geometry of the offlap breaks indicates a slight forced regression. The associated topset beds wedge out upstream (Fig. 3C). Systems tract 5 thus seems to correspond to a by-pass surface in the onshore domain (Roussillon Basin).

Systems tract 6. Systems tract 6 is prograding on profile LRM18 (Fig. 3B), a tendency that is disturbed on profile LRM04 (Fig. 3C) by two periods of aggradation that enabled the preservation of a great thickness of topset beds. The top of Systems tract 6 corresponds to an unconformity. The foreset beds were intersected by the TRAMONTANE well between –500 and –875 m. They consist of grey, silty homogeneous marl with abundant *Globorotalia margarita* throughout, which indicates a Zanclean age (Cravatte et al., 1974).

Systems tract 7. Systems tract 7 is prograding and then slightly aggrading (Fig. 3B and C). Its top is marked by an unconformity. The TRAMONTANE well intersects the distal part of topset beds between –420 and –500 m. This series of sandy marl with shell debris is marked by the rare presence of planktonic foraminifera. The association of *Globorotalia* gr. *Crassaformis* and *Puncticulata panada* indicates an approximate age of between 2.41 and 3.6 Ma for this interval (Sierro, pers. comm.), confirming its Middle

Pliocene (Piacenzian) attribution by Cravatte et al. (1974) based on an extension of the *Globorotalia puncticulata panada* zone located at the top of the zone at *Globorotalia margaritae*.

Systems tract 8. Systems tract 8 is aggrading–prograding with a strong development of seismic topset-bed facies (Fig. 3B and C). The TRAMONTANE well only provides information concerning the extreme base of the topset beds. The well intersects a coquina of pelecypods and echinoderm debris between –363 and –420 m; no planktonic foraminifera have been observed. The presence of abundant elphidiids marks the mainly littoral character of sediment. The stacking of 57 m of homogeneous facies attests to its aggradational tendency. It matches the message deduced in a more distal domain from the stacking of the contemporaneous offlap breaks. The well provides no paleontological argument that could allot an age to the series. Through seismic crossplotting one can envisage a hypothetical correspondence between the base of Systems tract 8 and the Piacenzian–Gelasian boundary at 2.6 Ma (Berggren et al., 1995) identified in the AUTAN well (Cravatte et al., 1974; Suc, 1980). The age of this systems tract has been the subject of a recent study (Rabineau, 2001).

Analysis of the seismic profiles has identified eight systems tracts characterised by their stacking patterns and the intermediate unconformity. Three surfaces appear to be fundamental. At the base is the Messinian erosion surface (Guennoc et al., 2000; Lofi, 2002; Lofi et al., 2003), considered as isochronous (Clauzon et al., 1996) on the geological time scale and fossilised at 5.3 Ma (Gautier et al., 1994). Then, we have the unconformity between systems tracts 6 and 7, which is estimated at 3.6 Ma (Cravatte et al., 1974; Sierro, pers. comm.). This surface is due to a major eustatic drop marking the transition from the TB 3.5 cycle to the TB 3.6 cycle (Hardenbol et al., 1998). Finally, the unconformity systems tracts 7 and 8, which is estimated as correlative to the Piacenzian–Gelasian boundary (2.6 Ma) identified in the AUTAN well (Cravatte et al., 1974; Suc, 1980; dos Reis, 2001).

5. Interpretation

5.1. The Pliocene–Quaternary sedimentation based on an onshore–offshore profile

Early Zanclean. Sequence 1 onshore can be correlated with Systems tract 1 offshore (Fig. 3C). They have an identical stratigraphic position directly overlying the Messinian erosion surface, which is comparable in this sector to an isochrone (Clauzon, 1990; Lofi, 2002) with an estimated age of 5.3 Ma (Gautier et al., 1994; Krijgsman et al., 1999). They also have a similar dominantly aggrading stacking pattern.

The basal sands of the Messinian transgression have not been recognised in the offshore domain, possibly because

their thickness (31 m in the CANET well, 20 m in the ELNE well) is below the resolution of the available seismic profiles (Lofi et al., 2003).

Projection of the CANET well onto profile N323 (Fig. 3A) confirms the correlation between the base of Sequence 2 (a flooding surface) and the base of Systems tract 2 (a strong acoustic impedance contrast surface). Moreover, Sequence 2 onshore can be correlated with Systems tract 2 offshore; they have identical stacking patterns, characterised by transgression at the base evolving to weak progradation.

Similarly, Sequence 3 onshore can be correlated with Systems tract 3 offshore. The stacking patterns are again identical, characterised by the appearance of a clear progradation. Onshore, the top part of the marine facies represents a transgressive unit that has not been identified in the offshore domain, probably because it is too thin to be detected and also because of its retrogressive character.

The Early Zanclean is thus characterised onshore by three sequences, of which the lower one was dominated by aggradation, the middle one by aggradation and weak progradation, and the upper one by clear progradation. They are equivalent to entire the marine facies of the Roussillon Basin, which are characterised by their isochronous Gilbert-type fan delta facies dominated by fluvial dynamics (Clauzon, 1987b, 1990; Clauzon and Cravatte, 1985; Clauzon et al., 1987) and their systems tracts dominated by wave dynamics (Duvail et al., 2001). A retrogradational marine unit at the top of the third sequence is identified throughout the Roussillon Basin.

Late Zanclean. Sequence 4 onshore can be correlated with Systems tract 4 offshore (Fig. 3C). The creation of accommodation synchronous with the progradation of Sequence 4's continental facies is correlated with the prograding and strongly aggrading tendency of Systems tract 4, which is plainly visible profile LRM18 (Fig. 3B).

The topset beds of Systems tract 5 wedge out landward within the Roussillon Basin area (Fig. 3C). Consequently, Systems tract 5 can only be correlated onshore with the downward shift surface separating sequences 4 and 6; a surface that would correspond to the sum of the two downward relative-sea-level shift surfaces bounding Systems tract 5 and the bypass surface contemporaneous with the Systems tract's deposition, which was purely progradational (LRM04, Fig. 3C) if not with a slight downward stepping (LRM18, Fig. 3B).

Sequence 6 onshore can be correlated with Systems tract 6 offshore. According to biostratigraphic data from the TRAMONTANE well, the top of Systems tract 6 corresponds to the Zanclean–Piacenzian boundary (3.6 Ma; Cravatte et al., 1974; Sierro, pers. comm.). The downward relative-sea-level shift surface is correlated with the top of the Pliocene fill estimated at 3.8 Ma (Clauzon, 1990), and with the incision of the Leucate limestone (Aunay and Le Strat, 2002) described by Calvet (1996). It is also associated with an major eustatic drop marking

the transition from the TB 3.5 cycle to the TB 3.6 cycle (Hardenbol et al., 1998).

The prograding tendency of Systems tract 6 in the Roussillon Basin area (LRM18, Fig. 3B) is disturbed by several aggrading phases (LRM04, Fig. 3C) that reflect a phenomenon of discontinuous subsidence with time. It is interpreted as the cause of the major aggradation of Sequence 6's continental facies onshore. The four internal sequence bases, being of a higher order (Fig. 2A), would thus appear to correspond to subsidence halts giving rise to the accelerated progradation identified onshore by the fluvialite sheet-flood facies and also noted on the well logs.

Piacenzian (?). Systems tract 7 is bounded at its base by a eustatic fall estimated at 3.8–3.6 Ma. Onshore, it is likely that the first fluvial incisions were the result of this eustatic fall at the Zanclean–Piacenzian boundary, and the first fluvial terrace level observed onshore (Le Strat et al., 2001) may correspond to the onset of the prograding Systems tract 7.

The top of Systems tract 7 is marked by a major relative-sea-level fall estimated at the Piacenzian–Gelasian boundary (2.6 Ma).

Gelasian (?)-Pleistocene. This period is marked offshore by aggradation (Fig. 3B and C). It correlates in the onshore domain with the base-level fall marked by fluvial incisions and the deposition of glacio-eustatic terraces (Clauzon, 1999; Le Strat et al., 2001). The contrasts between the two domains indicate a rotation point around which the onshore domain was rising while the offshore domain was subsiding; i.e. margin tilting, which was identified by Rabineau (2001) through modelling the Quaternary systems tracts. According to Rabineau (2001), the rotation point was located about 13 km landward of the modern coastline, and the subsidence rate was 250 m/Ma at the edge of the shelf. The terraces thus reflect glacio-eustatic oscillations during a period of regional tilting marked onshore by the downstream convergence of the oldest fluvial terrace levels (Duvail et al., 2001).

5.2. Processes involved in the Pliocene–Quaternary sedimentation

Comparing the spatial distribution of the offlap breaks between profiles LRM04, LRM10 and LRM18 (Fig. 4), and analysing the evolution of the stacking patterns has made it possible to distinguish several signals. Each offlap-break evolutionary profile can be divided into three trends: a downward shift, followed by an aggradation and then an accelerated aggradation.

- The inflection points between the downward-shift and aggradational phases are diachronous (Fig. 4). They are found in relation to the formation of Systems tract 4 on profile LRM04, Systems tract 6 on profile LRM10 and Systems tract 8 on profile LRM18. The tendency towards inversion is thus attributed to the effects of differential

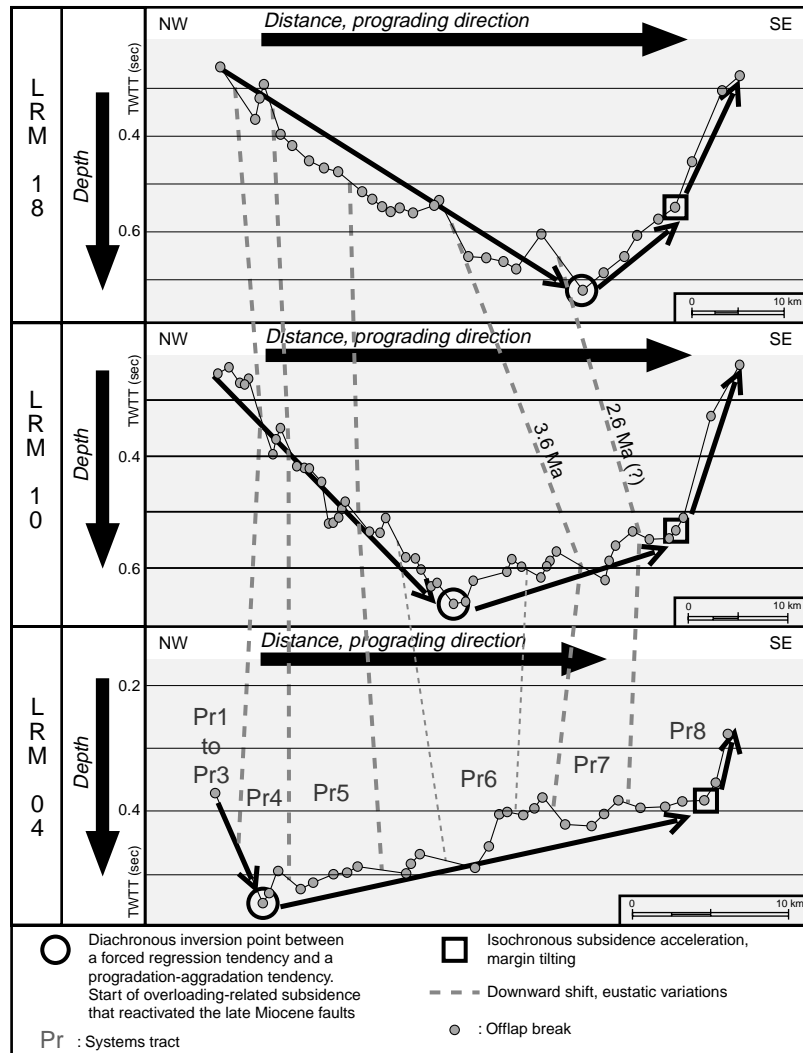


Fig. 4. Main geological factors influencing the Pliocene–Quaternary sedimentation in the western part of the Gulf of Lions. Comparison of the offlap break's spatial repartition on three seismic profiles.

subsidence. The subsiding domains are clearly associated with the boundaries of blocks that collapsed (Fig. 3C) during the Tortonian–Messinian tectonic phase (Mauffret et al., 2001; Gorini et al., this issue). The subsidence was thus associated with fault motion arising from the gravitational collapse of the Miocene shelf. The faults were reactivated during the Pliocene reconstruction of the shelf, which resulted from sedimentary surcharge of the prograding prisms.

- The inflection points corresponding to the accelerated aggradations are isochronous (Fig. 4; Lofi et al., 2003). They appear to be associated with a speeding up of the margin tilting, which reflects a radical shift between the construction of a prograding shelf (5.3–2.6 Ma) and the transition to an aggrading passive margin type operation.
- Relative sea-level falls that limited the accumulation of sedimentary prisms are identified and correlated on the three profiles used for the study (Fig. 4). We consider

them to correspond to eustatic variations, which can be either confirmed or refuted by a study of the stacking patterns of the Pliocene–Quaternary prisms throughout the entire Mediterranean domain.

6. Conclusions

A study of Pliocene–Quaternary stacking patterns in both the onshore and offshore domains of the Gulf of Lions has enabled us to propose an initial correlation between them and to clarify certain steps concerning the evolution of this Mediterranean margin. During the Middle Miocene, the area largely corresponded to a passive margin characterised by an aggrading shelf. During the Late Miocene (Tortonian–Messinian), the shelf was subjected to extensive tectonic activity, marked by block tilting (Mauffret et al., 2001) and transfer zones that subsequently controlled the Messinian

erosion (Gorini et al., this volume); the Miocene faults are, for the most part, sealed by the Messinian erosional surface.

The breaking up of the shelf was contemporaneous with uplift of the Pyrenean foothills bordering the gulf (Clauzon, 1987a; Duvail and Le Strat, 2000; Camus, 2001; Clauzon and Rubino, 2001; Duvail et al., 2001; Séranne et al., 2002). Sedimentary depocentres were generated in response to the successive periods of Late Miocene tectonic subsidence prior to subaerial erosion (Clauzon, 1973; Genesseeux and Lefebvre, 1980; Barber, 1981; Guennoc et al., 2000; Lofi, 2002; Lofi et al., 2003) during the Messinian salinity crisis (Hsü et al., 1973) and a high eustatic level during the Early Pliocene (Hardenbol et al., 1998). Pliocene deposition was therefore influenced by an increase in sediment supply and the presence of major accommodation.

Two major Pliocene–Quaternary depositional phases are identified. The first corresponds to shelf reconstruction after the Messinian erosion, and is characterised by seven essentially prograding Pliocene prisms whose stacking was controlled by:

- overloading-related subsidence that reactivated the tilting of the Tortonian–Messinian blocks bordered by transfer zones—the reactivation was diachronous, with the associated depocentres migrating from a proximal pole toward a distal pole with the progradation of the prisms;
- eustatic variations, which should be a topic for future study.

The second depositional phase is reflected by an eighth prism, prograding and strongly aggrading, associated with renewed and probably widespread subsidence throughout the entire Late Pliocene and Quaternary. This subsidence marked the end of shelf reconstruction (differential subsidence) and the onset of renewed post-rift subsidence isochronous along the aggrading passive margin (tilting) and associated mainly with sedimentary overload along the Miocene shelf margin.

Acknowledgements

We should like to thank *GDR Marges* for support and help through the entire study and express our gratitude to Total and the *Conseil Général des Pyrénées-Orientales* for sharing their data with us. We should also like to thank Hervé Nouzé (Ifremer-URM17) and Barbara Golya (University of Lille 1) for their feedback on the seismic data interpretation, Francisco Javier Sierra for studying paleontological data from the offshore wells, and Maud Le Strat for translating. Comments by an anonymous reviewer helped to improve the original manuscript. Thanks are also due to Thierry Nalpas for his thorough and constructive review.

References

- Aguilar, J.P., Michaux, J., 1984. Le gisement à micromammifères du Mont Hélène (Pyrénées orientales, France): apport à la connaissance de l'histoire des faunes, des environnements continentaux et à une nouvelle interprétation du pliocène dans le Sud de la France. *Paleobiologie Continentale* 14 (2), 3–7.
- Aguilar, J.P., Michaux, J., 1987. Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique des lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. *Bulletin de la Société Géologique de France* 3 (6), 1113–1124.
- Aguilar, J.P., Michaux, J., 1995. The Pliocene rodent biozones. Les biozones de rongeurs du Pliocène. In: Clauzon, G., Rubino, J.L., Savoye, B. (Eds.), *Marine Pliocene Gilbert-type Fan Deltas along the French Mediterranean Coast. A Typical Infill Feature of Preexisting Subaerial Messinian Canyons*. 16th IAS Regional Meeting of Sedimentology, Field Trip Guide Book, vol. 23. ASF Publication, Paris, p. 158.
- Aguilar, J.P., Legendre, S., Michaux, J., Montuire, S., 1999. Pliocene mammals and climatic reconstruction in the Western Mediterranean area. In: Wren, J.H. et al. (Ed.), *The Pliocene: Time of Change*; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, pp. 109–120.
- Aloisi, J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque: contribution à la connaissance des marges passives, PhD Thesis. University of Perpignan, 162 pp.
- Aunay, B., Le Strat, P., with collaboration of Aguilar, J.P., Camus, H., Clauzon, G., Dörfliger, N., 2002. Introduction à la géologie du karst des Corbières. BRGM Report, BRGM/RP-51595-FR, 80 pp.
- Barber, P.M., 1981. Messinian subaerial erosion of the Proto-Nil delta. *Marine Geology* 44 (3/4), 253–272.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher III., C.C., Aubry III., M.P., 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy, SEPM Special Publication, vol. 54 1995 pp. 129–212.
- Berné, S., Loubrieu, B., 1999. Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2A* 328 (7), 471–477.
- Bernier, P., Berné, S., Rabineau, M., Baztan, J., 2000. Les Pierres de Sète: un indicateur paléobathymétrique et paléoenvironnemental. In: Marges, G.D.R. (Ed.), *Proceedings of GDR Marges Atelier Golfe du Lion Workshop*, Paris p. 8.
- Biju-Duval, B., Letouzet, J., Montadert, L., Courrier, P., Mugniot, J.F., Sancho, J., 1974. Geology of the Mediterranean sea basins. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of the Continental Margins*. Springer, New York, pp. 695–721.
- Bourcart, J., 1947. Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France* 218, 1–82.
- Calvet, M., 1981. Nappes alluviales et niveaux quaternaires du bas Vallespir; Implications néotectoniques et paléoclimatiques. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 52 (2), 125–160.
- Calvet, M., 1986. Les terrasses alluviales de la Têt: étude granulométrique et pétrographique des galets. *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest* 57 (2), 231–246.
- Calvet, M., 1996. Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne; les Pyrénées Orientales, vol. 255. BRGM Publication, Orléans. 1177 pp.
- Camus, H., 2001. Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes–Grands Causses méridionaux: conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France* 172 (5), 549–562.
- Carozza, J.M., 1998. Evolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique: l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon, PhD Thesis. University of Toulouse II, 385 pp.
- Cita, M.B., 1975. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record; a revision. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 81 (4), 527–544.

- Cita, M.B., Rio, D., Spovieri, R., 1999. The Pliocene series: chronology of the type Mediterranean record and standard chronostratigraphy. *AASP Foundation*, 49–63.
- Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. (Eds.), *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, pp. 1251–1256.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône; une preuve décisive du “desiccated deep-basin model” (Hsü, Cita and Ryan, 1973). *Bulletin de la Société Géologique de France* 24 (3), 597–610.
- Clauzon, G., 1987a. Neogene geodynamical evolution of a Pyreneo-Mediterranean graben: the Roussillon example (Southern France). In: Margit, D. (Ed.), *Proceedings of the VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy; Symposium on European late Cenozoic mineral resources*, vol. 70. *Annals of the Hungarian Geological Institute*, Budapest, pp. 220–226.
- Clauzon, G., 1987b. Le détritisme néogène du bassin du Roussillon (Pyrénées orientales, France). *Géologie Alpine, Mémoire hors série* 13, 427–441.
- Clauzon, G., 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier 17, 125–155.
- Clauzon, G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. In: *Proceeding of « La montagne méditerranéenne » meeting, Aix-en-Provence 1998*, Et. Géogr. Phys., 28, pp. 33–40.
- Clauzon, G., Cravatte, J., 1985. Révision chronostratigraphique de la série marine traversée par le sondage Canet1 (Pyrénées-Orientales, France): contribution à l'histoire néogène du bassin du Roussillon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2* 301 (19), 1351–1354.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., 2001. La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. In: Marges, G.D.R. (Ed.), *Field Trip Guide Book of GDR Marges Atelier Golfe du Lion workshop*. Perpignan, 25 pp.
- Clauzon, G., Aguilar, J.P., Michaux, J., 1982. Découverte de rongeurs d'âge Miocène supérieur dans le bassin tertiaire de Céret (Pyrénées-Orientales): implications stratigraphiques, structurales et paléogéographiques. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière* 2 (1), 285–293.
- Clauzon, G., Aguilar, J.P., Michaux, J., Suc, J.P., 1985a. Implications stratigraphiques, géodynamiques et paléogéographiques du nouveau gisement de Vivès 2 (Pyrénées orientales, France). In: *Proceeding of Ch. Depéret symposium, Perpignan 1985*, p. 16.
- Clauzon, G., Cravatte, J., Robert, Ch., 1985b. Révision micropaléontologique et analyse des associations de minéraux argileux de la série miopliocène rencontrée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales, France): contribution à l'histoire néogène du bassin du Roussillon. In: *Proceeding of Ch. Depéret symposium, Perpignan 1985*, p. 17.
- Clauzon, G., Aguilar, J.P., Michaux, J., 1987. Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France): exemple d'évolution géodynamique d'une ría méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2* 304 (11), 585–590.
- Clauzon, G., Rubino, J.L., Savoye, B., 1995. Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. In: *Field Trip Guide Book of 16th IAS Regional Meeting of Sedimentology, 1995*, ASF Publication, Paris, vol. 23, pp. 145–222.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis; controversy resolved? *Geology* 24 (4), 363–366.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M., Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion: stratigraphie et sédimentologie. *Notes et Mémoires-Compagnie Française des Pétroles* 11, 209–274.
- Cravatte, J., Mattias, I., Suc, J.P., 1984. Nouvelles recherches biostratigraphiques sur le Pliocène du Roussillon. *Géologie de la France* 1–2, 149–163.
- Cross, T.A., M. R., Chapin, M.A., Clark, M.S., Garner, M.H., Hason, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valasek, D.W., Williams, M.R., Witter, D.N., 1993. Application of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis: subsurface reservoir characterization from outcrop observations. In: Eschard, R., Doligez, B. (Eds.), *Collection Colloques et Séminaires—Institut Français du Pétrole*, 51, pp. 11–33.
- Debals, B., 1998. Etude sédimentologique des formations quaternaires des bassins des fleuves côtiers du Roussillon: vallées de la Têt et du Tech. PhD Thesis. University of Perpignan, 288 pp.
- Depéret, C., 1885. Description du bassin tertiaire du Roussillon. *Masson, Paris*. 254 pp.
- dos Reis, A.T., 2001. La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du golfe du Lion. Thèse d'Université, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 254 pp.
- 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, vol. 6. University of Paris. 254 pp.
- Duvail, C., Le Strat, P., 2000. Évolution géodynamique du bassin du Roussillon: Analyse des profils sismiques calibrés par des sondages profonds de Elne1 et de Canet1. *GEO-TERRA Report, GTR/BRGM/12000-137*, 23 pp.
- Duvail, C., Le Strat, P., Bourguin, B., 2001. Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). *BRGM Report, BRGM/RP-51197-FR*, 44 pp.
- Fejfar, O., Heinrich, W.D., 1986. Biostratigraphic subdivision of the European Late Cenozoic based upon Muroid Rodents (Mammalia). *Memorie della Societa Geologica Italiana* 31, 185–190.
- Gaullier, V., 1993. Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin Liguro-Provençal: Données sismiques et modèles analogiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2* 318 (2), 1103–1109.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J.P., Cravatte, J., Violanti, D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Série 2* 318 (8), 1103–1109.
- Gennessieux, M., Lefebvre, D., 1980. Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne* 7 (1), 71–80.
- Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. *United States Geological Survey Annual Report* 5, 75–123.
- Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. *Monograph. United States Geological Survey, Report: M 0001*, 438 pp.
- Gorini, C., Le Marrec, A., Mauffret, A., 1993. Structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean), from the ECORS profiles, seismic industrial lines and well data. *Bulletin de la Société Géologique de France* 164, 353–363.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., dos Reis, A.T., Guennoc, P., Le Strat, P., Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology* this issue, doi:10.1016/j.marpetgeo.2005.03.012.
- Gottis, M., 1958. L'apport des travaux de la compagnie d'exploitation pétrolière (CEP) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bulletin de la Société Géologique de France* 43 (2), 739–747.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Geological history of the gulf of Lions: Oligo-Aquitainian rift and Messinian surface maps. Géologie de la France* 2000 (3), 67–97.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. *Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins*. In: de Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, vol. 60. *SEPM Special Publication*. 786 pp.

- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 16 (2), 357–381.
- Homewood, P., Mauraud, P., Lafont, F., 2000. Best practice in Sequence Stratigraphy for Explorationists and Reservoir Engineers—Elf EP Editions, *Mémoire* 25, 81 pp.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial Reports DSDP, Washington* 13 (2), 1203–1231.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis. *Nature* 400 (6745), 652–655.
- Le Strat, P., Duvail, C., Clauzon, G., 2001. Présentation des travaux de cartographie du BRGM en Roussillon depuis 1996. In: Marges, G.D.R. (Ed.), *Proceeding of “GDR Marges Atelier Golfe du Lion” workshop*, Perpignan 2001.
- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion, PhD Thesis. University of Lille1, 277 pp.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., De Clarens, P., dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology* 198 (3/4), 289–317.
- Marabini, S., Vai, G.B., 1988. Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its Late Messinian mammal fauna. In: *Field trip Guide book Intern of “Continental faunas at the Miocene/Pliocene boundary” Workshop*, pp. 39–52.
- Marchal, J.P., 1976. Carte hydrogéologique des plaines du Roussillon, BRGM, (Ed), Orléans.
- Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., dos Reis, A.T., Gorini, C., Nercissian, A., 2001. Structural Geometry in the Eastern Pyrenees and Western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology* 23 (11), 1701–1726.
- Montadert, L., Sancho, J., Fail, J.P., Debyser, J., 1970. De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D* 271 (10), 812–815.
- Posamentier, H.W., James, D.P., 1992. An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentology, Special Publication, vol. 18, pp. 3–18.
- Posamentier, H.W., Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic depositions. II-Sequence and systems tract models. In: *Sea Level Changes, An Integrated Approach*. SEPM Special Publication, 42, pp. 125–154.
- 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, PhD Thesis. University of Rennes 1, 455 pp.
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during, and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology* 23, 791–813.
- Séranne, M., Camus, H., Lucazeau, F., Barbarand, J., Quinif, Y., 2002. Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole, Un exemple de morphogénèse lente. *Bulletin de la Société Géologique de France* 173 (2), 97–112.
- Smith, D.G., Jol, H.M., 1997. Radar structure of a Gilbert-type delta, Peyko Lake, Banff National Park, Canada. *Sedimentary Geology* 113, 195–209.
- Suc, J.P., 1980. Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon et de la Catalogne, Thesis. University of Montpellier, 198 pp.
- Suc, J.P., Cravatte, J., 1981. Climatic evolution of northwestern Mediterranean area during Pliocene and Early Pleistocene by pollen-analysis and forams of drill Autan: chronostratigraphic correlations. *Pollens et Spores* 23 (2), 247–258.
- Tesson, M., 1996. Contribution à la connaissance de l'organisation stratigraphique des dépôts d'une marge siliciclastique, Étude de la plate-forme continentale du Golfe du Lion, Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches. University of Perpignan, France. 369 pp.
- Tesson, M., Posamentier, H.W., Gensous, B., 2000. Stratigraphic organization of Late Quaternary deposits of the western part of the Golfe du Lion shelf (Languedoc shelf), western Mediterranean Sea, using high resolution seismic and core data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 84 (1), 119–150.
- 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), PhD Thesis. University of Bretagne occidentale, Brest, 353 pp.
- Vail, P.R., Hardenbol, J., 1979. Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus* 22 (3), 71–79.
- Vail, P.R., Audemart, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., Perez-Cruz, C., 1991. The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer, Berlin, pp. 617–659.

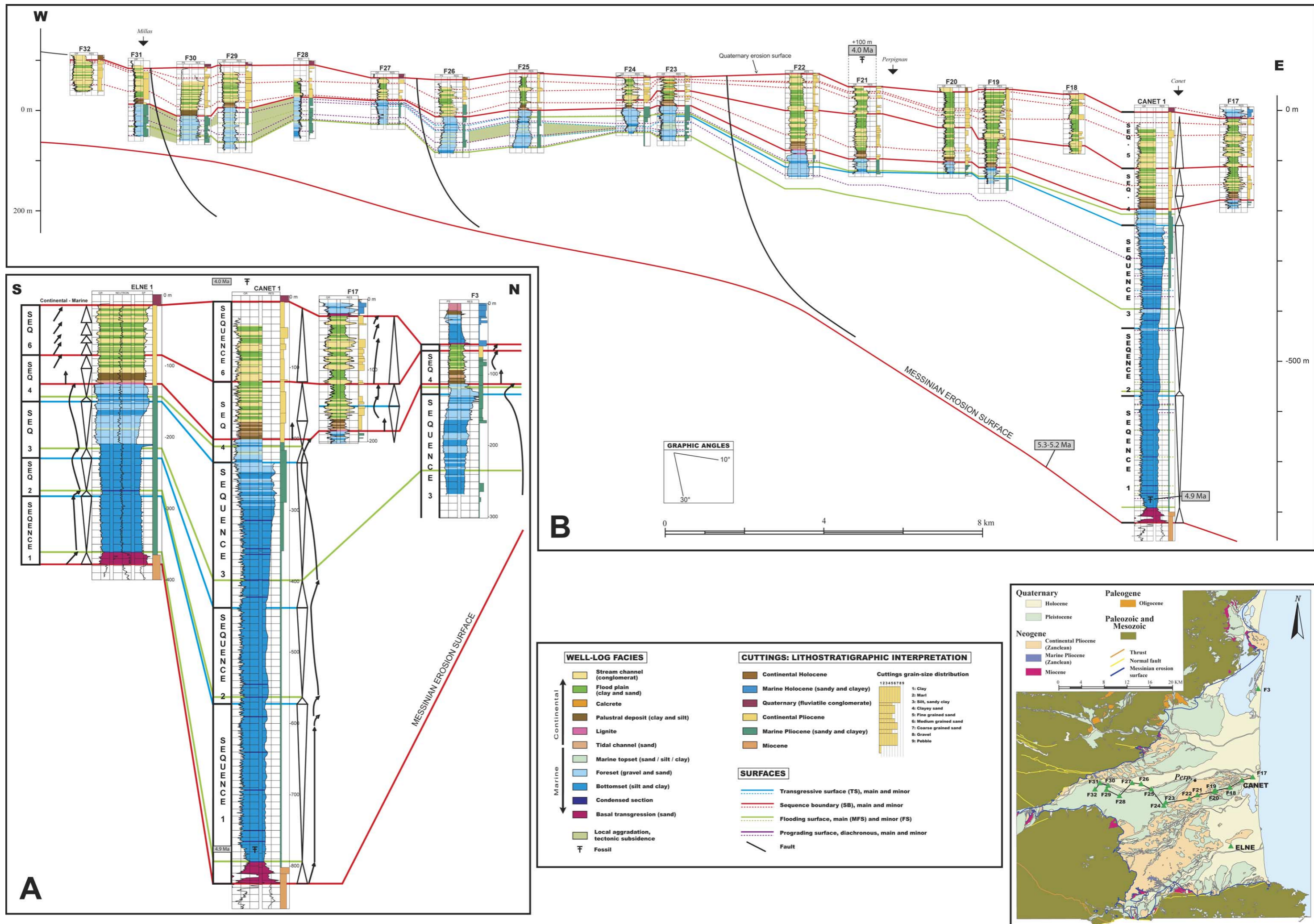


Fig. 2. (A) Genetic sequences of the Pliocene Roussillon Basin. (B) Onshore well-log correlations through the Pliocene–Quaternary sequences of the Roussillon Basin based on an E–W section.

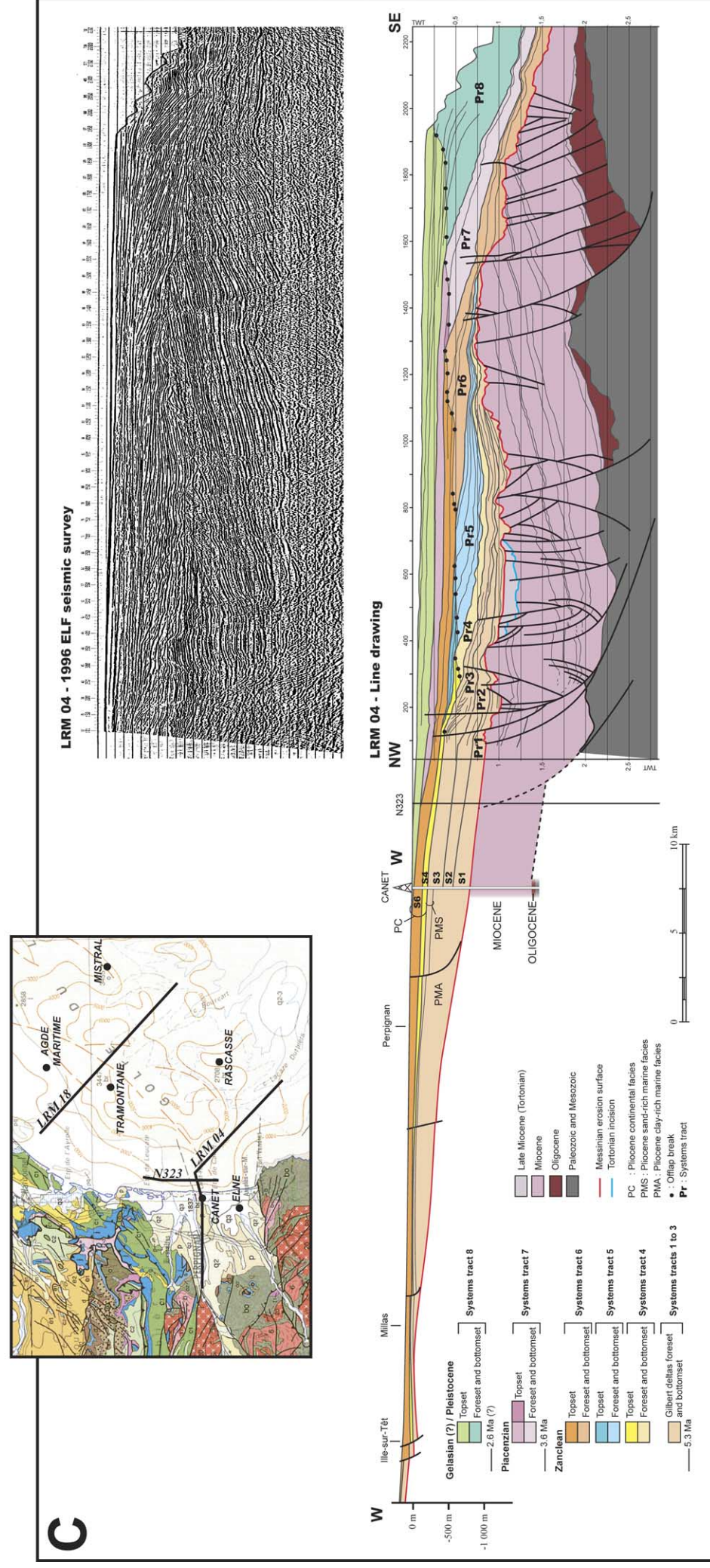
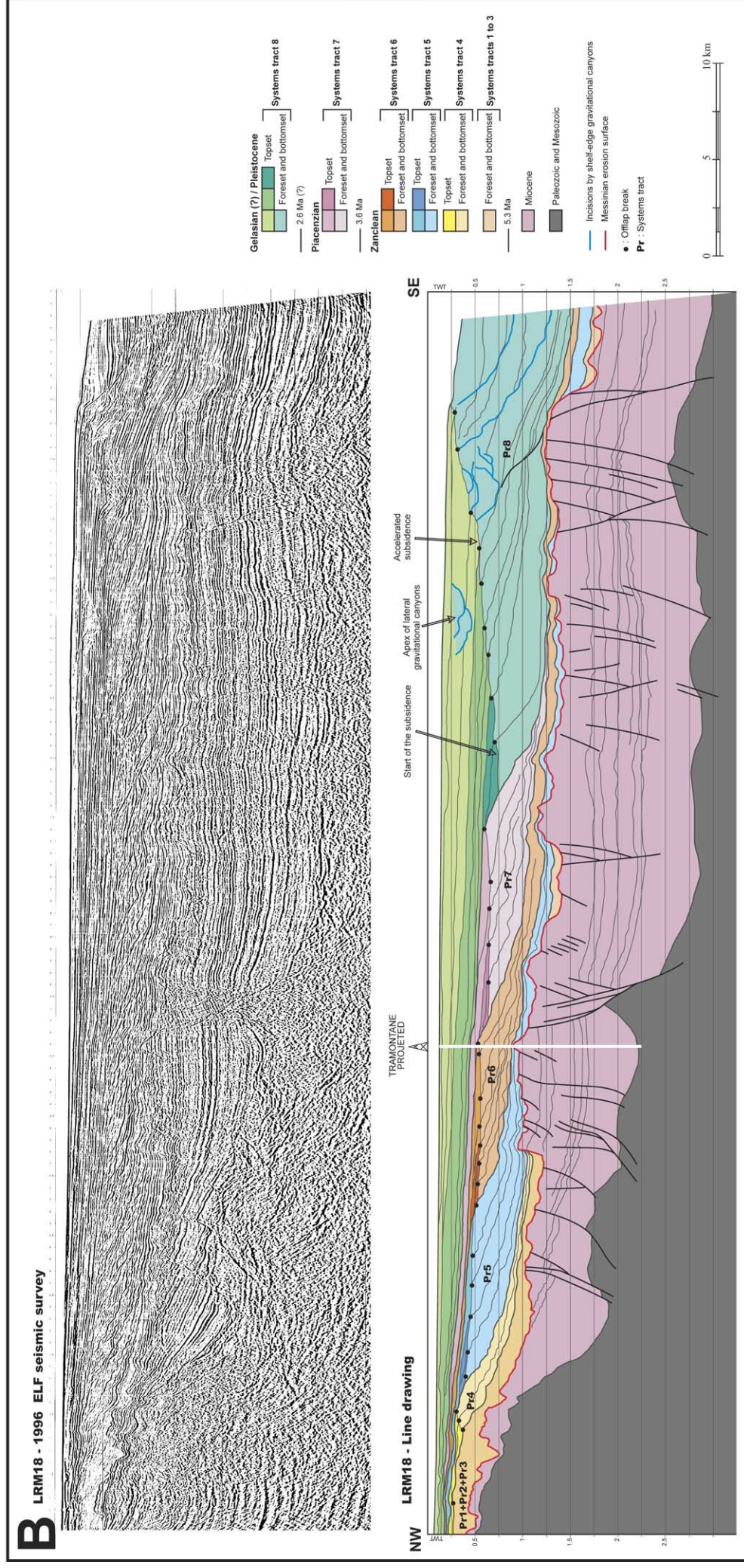
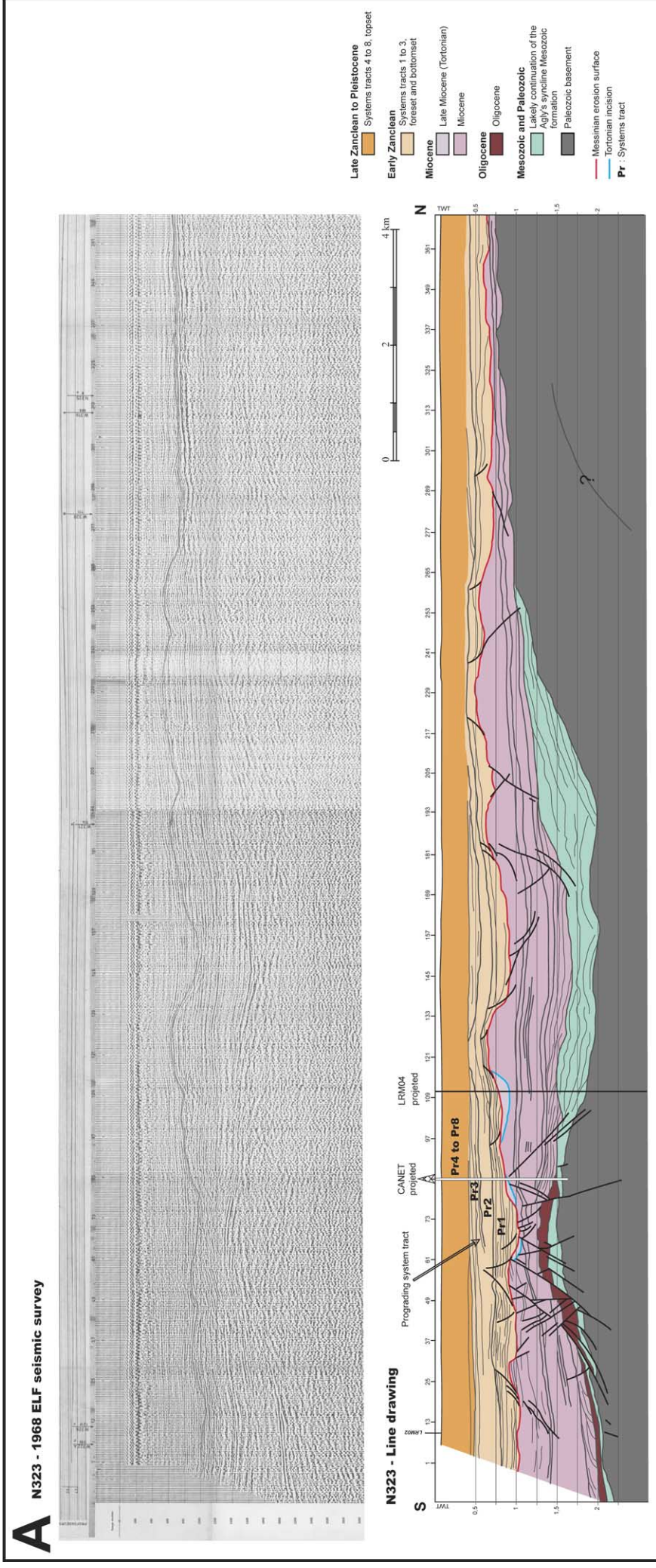


Fig. 3. (A) N323 seismic profile, 1968 ELF survey (after Mauffret and Gorini, unpublished, modified). (B) LRM18 seismic profile, 1996 ELF survey (Lofi, 2002, modified). (C) Pliocene-Quaternary correlations between onshore and offshore (seismic profile LRM04) formations in the Roussillon Basin area.

III.3.3 - Commentaires de l'article 2

La sédimentation pliocène méditerranéenne intervient dans un contexte tout à fait particulier et unique à l'échelle du globe. Elle est soumise à l'influence de la crise de salinité et donc dispose d'un espace disponible très important. Cette accommodation est la conjonction, d'une part, du creusement de profonds canyons sur les marges bordières et, d'autre part, d'un niveau marin relativement élevé, en comparaison avec les 10 millions d'années antérieures et les 5,3 millions d'années qui nous séparent du début de cette période.

Le contexte du Golfe du Lion est encore plus particulier. L'accommodation y est amplifiée par la subsidence initiée par la déformation extensive intervenant au Miocène supérieur (Mauffret *et al.*, 2001 ; Gorini *et al.*, 2005). De plus, la surrection des trois massifs bordiers de la marge (Clauzon, 1987a ; Calvet, 1996 ; Duvail & Le Strat, 2000 ; Camus, 2001 ; Clauzon & Rubino, 2001 ; Duvail *et al.*, 2001 ; Séranne *et al.*, 2002 ; Besson, 2005), favorise l'érosion des massifs et assure donc un taux d'apport sédimentaire important.

Dans ce contexte, l'article de Duvail *et al.* (2005) met tout d'abord en évidence le cadre séquentiel de la sédimentation plio-quadernaire sur la marge du Golfe du Lion. Huit séquences majeures, d'ordre équivalent, sont individualisées. Ainsi, l'unité sismique U1 (Lofi *et al.*, 2003) apparaît comme la juxtaposition de six prismes zancléens (Pr1 à Pr6) dont les limites sont identifiées aussi bien en mer qu'à terre. Le prisme Pr7 est associé à l'unité U2 (Plaisancien), Pr8 correspondant à U3 (Gélasien et Quadernaire). L'attribution stratigraphique, de la limite Plaisancien-Gélasien (2,6 Ma) à la surface de chute entre Pr7 et Pr8 avait été proposée (Lofi *et al.*, 2003 ; limite U2-U3). Elle est ici confirmée par le pointé sismique rejoignant le sondage Autan 2.

De plus, cet article propose une comparaison originale des empilements des prismes de la plate-forme (Figure 4 dans Duvail *et al.*, 2005). Elle permet d'établir deux grandes dynamiques distinctes pour l'évolution plio-quadernaire de la marge :

- la première correspond à la reconstruction de la plate-forme. Elle s'effectue, par la mise en place de sept prismes pliocènes, essentiellement progradants, dont le mode d'empilement est contrôlé :
 - (i) par des phénomènes de subsidence associés aux zones de déformations du Miocène supérieur et aux zones de forte incision messinienne (par compaction différentielle) ;
 - (ii) par de probables variations eustatiques,

- la deuxième phase correspond à une accélération de la subsidence. Elle affecte le prisme pliocène supérieur et quaternaire de manière, *a priori*, isochrone sur l'intégralité de la marge. Cette phase traduit la fin de la reconstitution de la plate-forme (subsidence différentielle) et la reprise d'un fonctionnement en marge passive aggradante (basculement de la marge).

L'article (Duvail *et al.*, 2005) a une triple originalité. Il présente tout d'abord la corrélation de données variées (affleurements, description de forages, profil sismique) selon une méthodologie nouvelle pour le Golfe du Lion. Ensuite, il propose un cadre séquentiel novateur pour l'évolution plio-quaternaire de la marge. Enfin, il met en évidence, par une analyse originale, les grandes tendances de la dynamique sédimentaire plio-quaternaire de la marge.

Cependant, une analyse récente de la subsidence de la marge à partir de géométries sismiques (Rabineau, 2001) est en contradiction avec ces résultats. L'auteur de cette analyse étudie, dans un premier temps, des profils sismiques Sparker THR, localisés sur la plate-forme, au droit de Narbonne, et individualise, sur les 100-200 premiers mètres de sédiments, les séquences du Quaternaire supérieur. Des simulations stratigraphiques (modélisation Dionisos-IFP) permettent d'estimer la nature de la subsidence pour cette période (depuis 450 000 ans). Celle-ci prend la forme d'un basculement de la marge dont le point de rotation se situe environ à 10 km en aval du littoral actuel, avec un taux de subsidence voisin de 250 m/Ma à 70 km de la côte, en rebord de plate-forme. Dans un deuxième temps, Rabineau (2001) intègre ces résultats sur l'ensemble du Plio-quaternaire (Figure 28). Un taux de subsidence est calculé pour cette série à partir de l'analyse d'un profil sismique HR (LRM18, campagne Elf-Aquitaine, 1996), notamment par l'ajustement de droites aux *top set* des prismes, puis à leur prolongement en amont et en aval. Ainsi, *"la subsidence de la marge du Golfe du Lion prend la forme d'un basculement vers le large. L'ampleur du basculement atteint 250 m/Ma en bordure de plate-forme à 70 km de la côte. Le basculement semble donc constant au cours du Plio-quaternaire"*. Le point de rotation de la marge est défini à 13 km en amont de la côte actuelle (Rabineau, 2001).

Etudions cette contradiction. **La subsidence de la marge a-t-elle plusieurs dynamiques distinctes au cours du Plio-quaternaire (Duvail *et al.*, 2005) ou une seule dynamique homogène et constante (Rabineau, 2001 ; Rabineau *et al.*, 2005) ?**

La question est étudiée à partir de données identiques : le profil sismique LRM18. De prime abord, si l'on observe l'interprétation du profil sismique (Figure 3-B dans Duvail *et al.*, 2005) on s'aperçoit que les *top set* du Plio-quatenaire s'expriment distinctement selon deux géométries différentes :

- les ***top set* des prismes Pr3 à Pr7 forment des réflecteurs pratiquement isopaques.** Aucune création d'accommodation différentielle entre le domaine amont et aval de la plate-forme ne semble s'y exprimer. La marge paraît subsider soit de manière quasi-uniforme entre le domaine amont et aval, soit pas du tout.
- les ***top set* du prisme Pr8** ont une géométrie totalement différente. Ils **forment un biseau** s'ouvrant vers le large. Cette géométrie en éventail est caractéristique d'un basculement syn-sédimentaire. L'accommodation créée en aval est plus importante que celle créée en amont, correspondant à un phénomène de basculement pour cette période.

En conséquence, l'observation des géométries sismiques, dans leur état actuel, permet de supposer que la plate-forme a subi deux dynamiques de subsidence au Plio-quatenaire, la première, dominée par des phénomènes locaux (compaction, réactivation de failles), la seconde, post-plaisancienne, caractérisée par l'apparition d'un basculement vers l'aval. Cette observation conforte l'interprétation proposée par l'analyse de la répartition spatiale des *offlap-break* de la plate-forme plio-quatenaire (Duvail *et al.*, 2005).

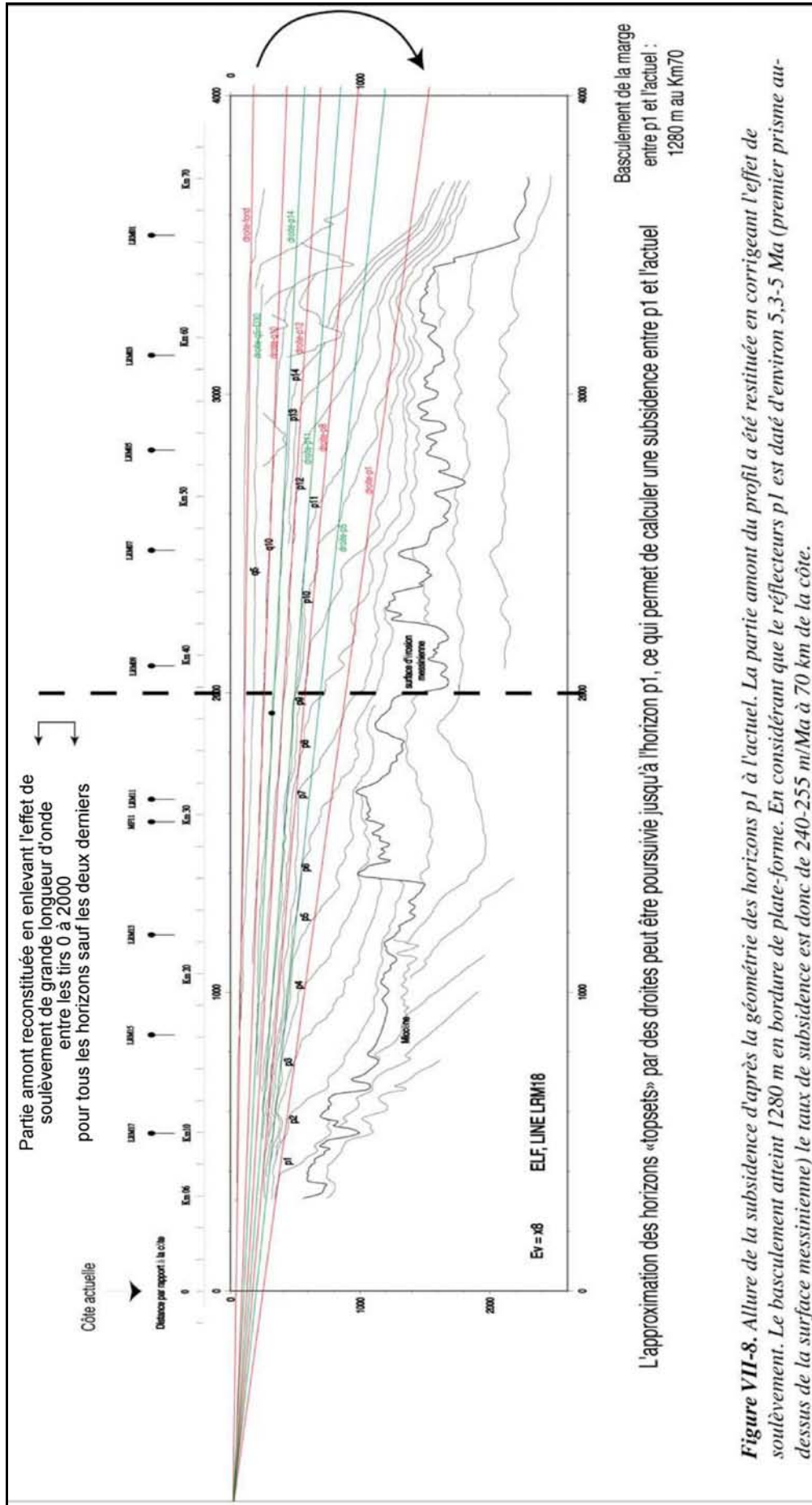


Figure VII-8. Allure de la subsidence d'après la géométrie des horizons p1 à l'actuel. La partie amont du profil a été restituée en corrigeant l'effet de soulèvement. Le basculement atteint 1280 m en bordure de plate-forme. En considérant que le réflecteurs p1 est daté d'environ 5,3-5 Ma (premier prisme au-dessus de la surface messinienne) le taux de subsidence est donc de 240-255 m/Ma à 70 km de la côte.

Figure 28 : Méthodologie et résultat de l'analyse de la subsidence plio-quaternaire de la marge du Golfe du Lion selon Rabineau (2001).

Pour vérifier ces premières observations, étudions l'effet de différentes modalités de basculement de la marge sur la géométrie de la surface d'érosion messinienne.

La surface d'érosion messinienne est un très bon marqueur. D'une part, d'un point de vue stratigraphique, elle est un jalon (5,3 Ma) qui s'exprime nettement sur les enregistrements sismiques. D'autre part, d'un point de vue génétique, sa mise en place par une dynamique fluviale implique que, lors de son élaboration, les talwegs situés en amont étaient plus hauts que ceux situés en aval.

Le profil sismique LRM18 (Figure 3-B dans Duvail *et al.*, 2005) recoupe nettement des talwegs messiniens en cinq endroits distincts (Figure 29). Ces talwegs correspondent à un unique réseau fluviale (Lofi, 2002) : celui créé par les équivalents de l'Aude et l'Orb, rejoint entre les points 4 et 5 par l'équivalent de l'Hérault.

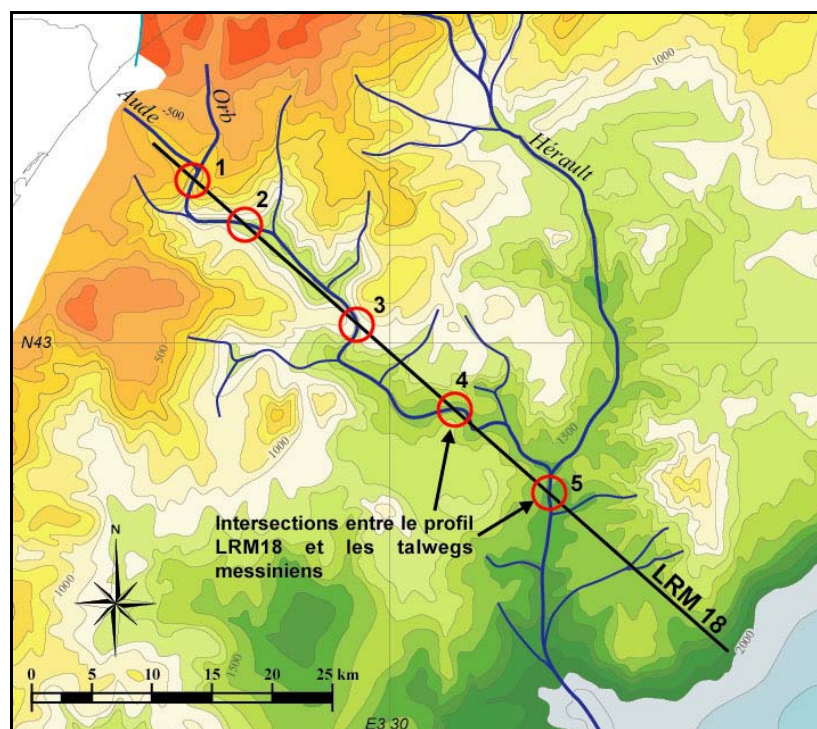
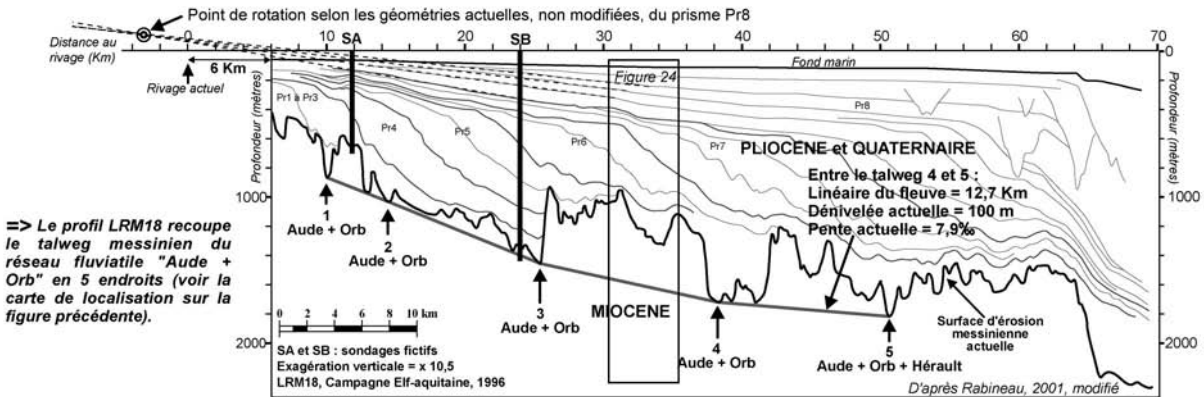


Figure 29 : Localisation du profil sismique LRM18 (Total) sur la paléomorphologie de la surface d'érosion messinienne (d'après Guennoc *et al.*, 2000). On remarque que le profil recoupe en cinq endroits le talweg du réseau fluviale "Aude-Orb-Hérault" (d'après Lofi, 2002 et Gorini *et al.*, 2005).

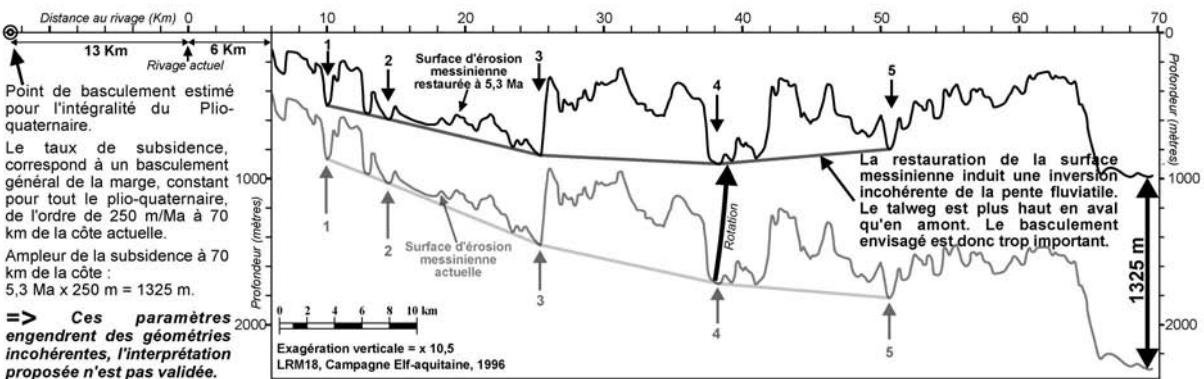
Le profil sismique, établi en profondeur (d'après Rabineau, 2001), permet de localiser les cinq talwegs de la vallée messinienne (Figure 30-A). Le réseau fluviale messinien a-t-il subi une déformation depuis sa fossilisation ? Rabineau (2001), en observant des déformations sur les *top set* au niveau des kilomètres 33-35 (Figure 31), suggère une surrection de la

partie amont de la plate-forme. Or, le réseau de faille sous-jacent fonctionne, depuis sa création, en failles normales. Il limite la bordure N.W. du Graben central, correspondant ici au fossé des Cathares (Gorini *et al.*, 2005 ; Figure 26). De plus, aucune surrection plio-quadernaire n'est documentée, à terre, sur la zone côtière narbonnaise. L'interprétation retenue n'est donc pas une surrection du domaine amont mais une subsidence du domaine aval. Cette subsidence peut avoir deux origines. La réactivation plio-quadernaire des blocs basculés est fréquente pendant le Plio-quadernaire (Gorini *et al.*, 2005 ; Duvail *et al.*, 2005). Ce phénomène est développé dans la partie occidentale de la marge ; il apparaît ici très modéré (Figure 31). Son ampleur, négligeable, ne semble pas être à l'origine des déformations observées sur les *top set*. En revanche, on observe que la surface d'érosion messinienne à une dénivelée particulièrement importante sous la zone de déformation. L'impact d'une telle configuration sur les phénomènes de compaction différentielle sera développé ci-dessous, mais on suggère d'ores et déjà que la déformation des *top set* est induite par ce phénomène. En conséquence, la géométrie du réseau fluvial messinien est considérée, au droit du profil LRM18, comme quasiment dans sa configuration originelle. Aucune modification géométrique n'est apportée avant la restauration de cette surface.

(A) Géométries en profondeur de la surface messinienne le long du profil sismique LRM18 et localisation des talwegs messiniens



(B) Interprétation selon Rabineau (2001) : Restitution à 5,3 Ma des géométries de la surface messinienne



(C) Basculement maximal envisageable pour la plate-forme afin de restituer un réseau fluvial messinien cohérent

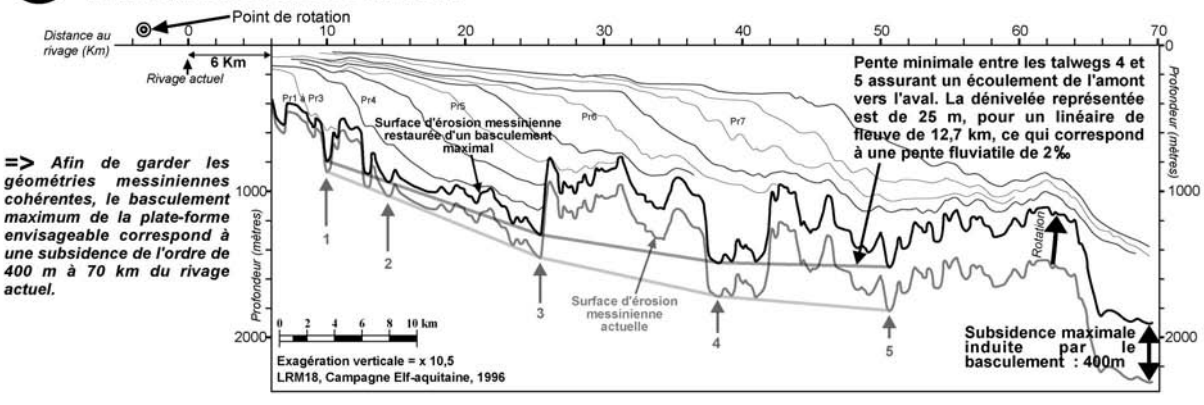


Figure 30 : Géométries actuelles (A) et restituées (B) (C) de la surface d'érosion messinienne sur le profil sismique LRM18. On remarque (B) que le basculement de la plate-forme du Golfe du Lion, tel qu'il est interprété et présenté par Rabineau (2001), engendre des géométries incohérentes : le fleuve messinien restitué coule de l'aval vers l'amont entre les talwegs 4 et 5. Le basculement envisagé pour l'intégralité de la série plio-quaternaire est donc trop important. Un basculement maximal est proposé (C). Pour cela, on restitue une pente faible (0,8 ‰) entre les talwegs 4 et 5. Le basculement maximal de la plate-forme s'exprime alors par une subsidence de l'ordre de 400 m à 70 km de la côte actuelle.

Les modalités de basculement de la marge proposées par Rabineau (2001, Figure 28) sont les suivantes. Pendant l'intégralité du Plio-quaternaire, le basculement est constant, avec un taux de subsidence atteignant environ 250 m/Ma à 70 km de la côte actuelle, selon un point de rotation situé à 13 km en amont du rivage. Ainsi, à 70 km, la subsidence proposée est de l'ordre de 1 325 m depuis le début du Pliocène (5,3 Ma). La restauration¹ de la géométrie de la surface d'érosion messinienne (Figure 30-B) selon ces modalités conduit à un résultat surprenant. En effet, on observe une **inversion de pente du réseau fluviatile messinien**. Le talweg 5, en aval, devient plus haut que le talweg 4, situé plus en amont. Cette configuration est incohérente. La restitution de la surface messinienne a provoqué une rotation du profil LRM18 trop importante. En conséquence, il apparaît que, d'une part, les conditions de basculement de la marge proposées (Rabineau, 2001) ne sont pas cohérentes, et que, d'autre part, l'ampleur du basculement a été surestimée. Le taux de subsidence proposé pour le Quaternaire supérieur (250 m/Ma pour les derniers 350 000 ans) est clairement établi (Rabineau *et al.*, 2005), il ne semble pas intervenir dans l'erreur d'interprétation. En revanche, l'assimilation de ce taux de subsidence, d'une part à l'intégralité de la période Plio-quaternaire et, d'autre part, à un basculement de la marge, ne semble pas correcte.

La marge n'a donc pas basculé de manière continue pendant l'intégralité du Plio-quaternaire selon un taux de 250 m/Ma à sa bordure. **Quel basculement maximal a pu subir la surface d'érosion messinienne ?**

Cette question peut se résoudre en restituant la surface messinienne jusqu'à une pente fluviatile minimale entre les talwegs 4 et 5, assurant un écoulement de l'amont vers l'aval. Le linéaire fluviatile entre ces deux points du réseau fluviatile messinien est de 12,7 km, établi sur SIG, à partir de la cartographie de la surface d'érosion messinienne (Guennoc *et al.*, 2000). La valeur minimale pour la pente entre les talwegs 4 et 5 est prise à 2 ‰ (25 m de dénivelée pour 12,7 km de linéaire fluviatile). Cette valeur est considérée minimale car les pentes moyennes actuelles des fleuves de la marge sont comprises entre 0,2 et 3 ‰ (Tableau 1), et les fleuves messiniens ont la particularité d'avoir un profil juvénile et particulièrement pentu (Chumakov, 1973 ; Clauzon, 1973).

¹ La restauration du basculement est effectuée à partir de géométries à l'échelle 1/1.

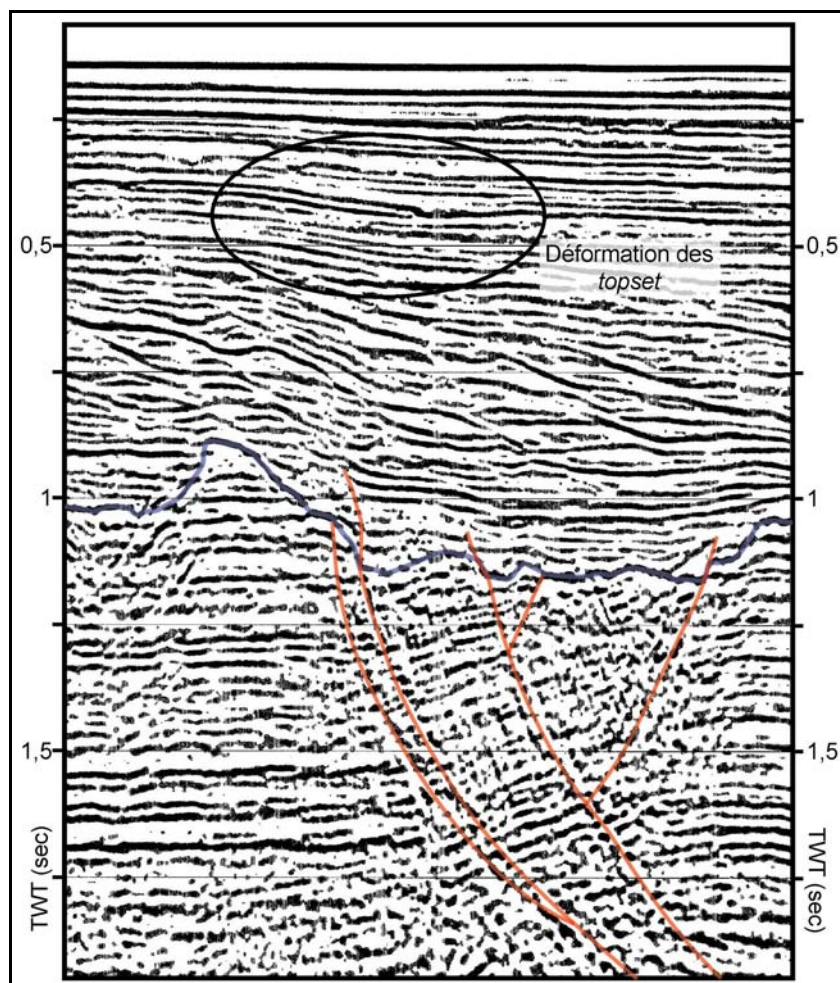


Figure 31 : Extrait du profil sismique LRM18 (Total, 1996), voir Figure 30-A pour localisation. Les *top set* plio-quaternaires sont déformés localement. Le réseau de faille majeur ne semble pas à l'origine de cette subsidence. On observe que sous cette déformation la surface messinienne est affectée d'une dénivelée particulièrement importante. On suggère donc que les déformations des *top set* sont induites par un phénomène de compaction différentielle sur la surface d'érosion messinienne.

Le point de rotation utilisé pour cette restauration maximale n'est pas celui proposé par Rabineau (2001), pour plusieurs raisons. Ce point de rotation est déterminé à partir de géométries modifiées (Figure 28). En effet, la déformation des *top set* présentée ci-dessus (Figure 31), interprétée par Rabineau (2001) comme issue d'une surrection du domaine amont, est corrigée par l'auteur en approfondissant artificiellement les réflecteurs de la partie amont du profil sismique, hormis les deux dernier *top set* (Figure 28). La valeur maximale d'approfondissement atteint 150 m pour la partie la plus proche du rivage. Or, ce n'est pas le domaine amont du profil qui subit une surrection, mais le domaine aval qui subside. En effet, d'une part, les failles sous-jacentes sont des failles normales et, d'autre part, en amont du profil sismique, la carte géologique (feuille de Béziers, BRGM) indique qu'à moins de 5 km en amont du rivage, les terrasses alluviales du Quaternaire ancien sont étagées à plus de

30 m d'altitude ² (commune de Vendres) au-dessus du réseau fluvial actuel. En conséquence, ce domaine ne peut pas appartenir à la zone aval du point de rotation, zone où l'empilement sédimentaire domine. L'approfondissement artificiel des géométries plio-quadernaires réalisé par Rabineau (2001) ne permet donc pas de valider les interprétations géométriques qui en découlent. Or le point de basculement est défini à partir de l'analyse géométrique des *top set* approfondis artificiellement. Pour ces raisons, l'axe de rotation de la marge ne peut pas être situé à 13 km en amont du rivage actuel.

Où se localise l'axe de rotation du basculement de la plate-forme ? Tout d'abord, cet axe n'est pas unique, il évolue dans le temps et dans l'espace, en fonction des diverses déformations régionales et locales (objet de ce manuscrit). En ce qui concerne le profil sismique étudié (LRM18), l'observation de la géométrie actuelle (non modifiée) de la partie amont des *top set* affectée par le biseau sédimentaire décrit précédemment (Pr8), indique que l'axe de basculement se localise environ à 3 km en amont du rivage actuel, à une altitude voisine de 100 m (Figure 30-A). Ce point de rotation sera donc utilisé dans les restaurations suivantes.

Ainsi, la rotation de la plate-forme jusqu'à une pente minimale pour le fleuve messinien correspond au basculement maximal qu'a pu subir la marge depuis la fossilisation de la surface messinienne (5,3 Ma). Ce basculement (Figure 30-C) s'exprime à 70 km du rivage actuel par une **subsidence maximale de l'ordre de 400 m**.

Cette analyse démontre donc que la marge n'a pas subi de basculement constant depuis le début du Pliocène selon les modalités définies à partir de l'étude des derniers cycles quadernaires. Le basculement intervient après le Plaisancien (à la base de Pr8). Nous pouvons donc établir l'hypothèse que le **taux moyen maximal du basculement est de l'ordre de 150 m/Ma depuis 2,6 Ma**.

Cependant, bien que le basculement de la marge présenté (Figure 30-C) soit maximal, une inclinaison des *top set* pliocènes vers le large persiste. Quelle en est l'origine ? **Etudions l'effet des phénomènes de compaction différentielle sur les géométries plio-quadernaires.**

Le profil sismique LRM18 est de nouveau pris comme exemple. Son interprétation en profondeur (Rabineau, 2001 ; Figure 30-A) sert de support à l'analyse. L'inclinaison

² Cet étage représente la réponse morphologique aux phénomènes glacio-eustatiques caractérisant la période quadernaire.

maximale des *top set* pliocènes est enregistrée au-dessus du prisme Pr5. L'estimation du rôle de la compaction est établie grâce à deux sondages fictifs nommés SA et SB, localisés sur la Figure 30-A. Entre ces deux sondages nous proposons de restituer la géométrie des *top set* du toit du prisme Pr6 à leur état initial (toit du Zancéen, à 3,6 Ma), c'est-à-dire avant l'enfouissement lié au recouvrement des dépôts sus-jacents (*top set* des prismes Pr7 et Pr8). Dans le cadre de cette estimation, la compaction des *top set* n'est pas prise en compte, seuls les *bottom set* sont décompactés. La surface de référence correspond à la surface messinienne ; elle est supposée, à cet endroit, ne pas être affectée par la compaction³ issue du recouvrement plio-quadernaire. Elle est de plus, par nature, très irrégulière et affectée d'une importante dénivelée vers le large.

La compaction (ou tassement) dépend de la nature du sédiment et de sa profondeur d'enfouissement. La lithologie des *bottom set* est donnée sur le sondage Tramontane (Cravatte *et al.*, 1974 ; Lofi *et al.*, 2003), situé à proximité du profil sismique LRM18 (7 km de distance). Elle correspond à des marnes silteuses, grises, homogènes. Les environnements de dépôt évoluent depuis un milieu de talus supérieur vers un milieu de plate-forme externe. Les *top set*⁴ correspondent, dans ce sondage, à des lumachelles ou encore à des marnes grises, gréseuses, coquillères, où les environnements de dépôts évoluent depuis des milieux saumâtres jusqu'à des milieux de plate-forme littorale. Les *bottom set* étudiés ont actuellement des épaisseurs de 310 m pour SA et 850 m pour SB. L'enfouissement des *bottom set* varie entre - 300 m et - 610 m pour SA et entre - 420 m et - 1270 m pour SB (Figure 32-A).

La courbe moyenne de l'évolution de la porosité de sédiments marins riches en minéraux argileux en fonction de la profondeur d'enfouissement (Beudoin *et al.*, 1984) permet d'établir une approximation de la porosité des *bottom set* dans la configuration actuelle et celle restituée au toit du Zancéen (Figure 33). Ainsi les porosités moyennes actuelles sont de 40 % pour SA et 32 % pour SB (Figure 33-A) alors qu'à 3,6 Ma, au moment du dépôt des

³ Cette hypothèse s'appuie sur le fait que les formations miocènes sous-jacentes ont, avant le Plio-quadernaire, subi un enfouissement, sous la partie sommitale de la série miocène érodée depuis, lors de la crise de salinité. On suppose donc qu'elles sont déjà dans un état de compaction avancé.

⁴ La notion de *top set* utilisée en stratigraphie sismique n'est pas équivalente à celle utilisée à l'affleurement. En effet, les *top set* sont définis par des géométries subhorizontales lors du dépôt. Or, d'une part, la résolution de la sismique est plus faible que celle de l'affleurement et, d'autre part, les réflecteurs sismiques intègrent des limites de faciès, diachrones, contrairement à l'affleurement. Dans le cas présent, le Pliocène, à l'affleurement, se compose de *top set* (environnement continental et palustre), de *fore set* (environnement littoral et sableux) et de *bottom set* (environnement marin et argileux) (Figure 12). Or, les *fore set* ont une épaisseur fréquemment inférieure à la résolution des profils sismiques utilisés (de l'ordre de 30 m) et leur base est définie par une limite de faciès diachrone avec les *bottom set* argileux. En conséquence, en sismique, les *fore set* peuvent être considérés comme inclus dans les réflecteurs subhorizontaux nommés "*top set*". On considère donc que les prismes sismiques se composent alors uniquement de *top set* et de *bottom set*.

top set du toit de Pr6, elles sont de 45 % pour SA et 44 % pour SB (Figure 33-B). Les calculs de décompaction (Tableau 5) permettent, d'une part, d'établir les taux de compaction (Baldwin, 1971) et, d'autre part, d'estimer la variation d'épaisseur des *bottom set*. Ainsi, au toit du Zancéen, les *bottom set* ont une épaisseur d'environ 340 m pour SA et 1030 m pour SB.

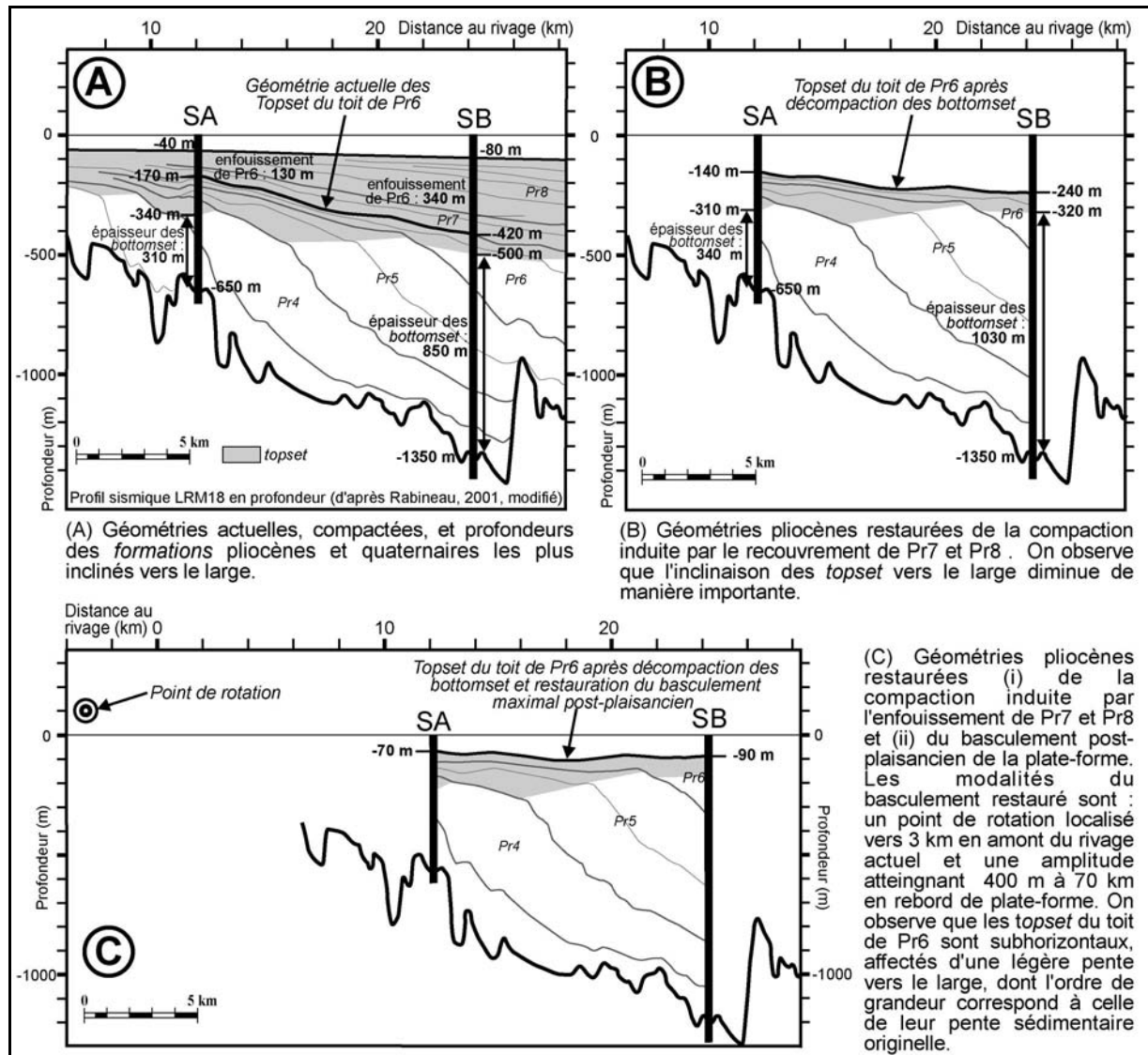


Figure 32 : Restauration dans leur géométrie initiale des *top set* du toit du prisme Pr6. (A) les géométries actuelles permettent d'établir les profondeurs d'enfouissement et les épaisseurs des *bottom set* sur deux sondages fictifs SA et SB. (B) la décompaction des *bottom set* implique une diminution importante de l'inclinaison des *top set*. (C) Les géométries décompactées sont restaurées du basculement post-plaisancien. Les *top set* du toit de Pr6 retrouvent alors leur géométrie originelle, sub-horizontale. On démontre ainsi que l'inclinaison des *top set* pliocènes n'est pas induite par un basculement constant et homogène sur l'intégralité du Plio-quaternaire mais par des phénomènes de compaction différentielle auxquels se surimpose un basculement tardif (post-plaisancien) de la plate-forme.

Ces données permettent d'établir la géométrie des *top set* de Pr6, restituée de la compaction induite par le recouvrement des prismes Pr7 et Pr8 (Figure 32-B). On remarque que l'inclinaison des *top set* diminue de manière non négligeable car la décompaction est plus importante sur SB que sur SA. Cette variation de compaction (compaction différentielle) est liée, d'une part, à l'enfouissement plus important sur SB que sur SA. Mais elle est principalement induite, d'autre part, par la variation d'épaisseur des *bottom set* entre SA et SB créée par la forte pente de la surface d'érosion messinienne sous-jacente. On note donc ici l'effet non négligeable de la dénivelée de la surface d'érosion messinienne sur les déformations issues par la compaction différentielle.

Afin de restaurer la géométrie des *top set* du toit de Pr6 dans leur état initial, le basculement post-plaisancien de la plate-forme est restitué (Figure 32-C) selon les modalités maximales définies précédemment. On observe alors que les *top set* du Zancléen terminal deviennent subhorizontaux. Ils sont affectés d'une dénivelée de l'ordre de 1,5 ‰, c'est-à-dire du même ordre de grandeur qu'une pente sédimentaire, qu'elle soit fluviatile ou issue d'une plate-forme continentale. En conséquence, quelle que soit l'origine génétique des *top set*, ils sont restaurés dans une géométrie proche de leur géométrie originelle.

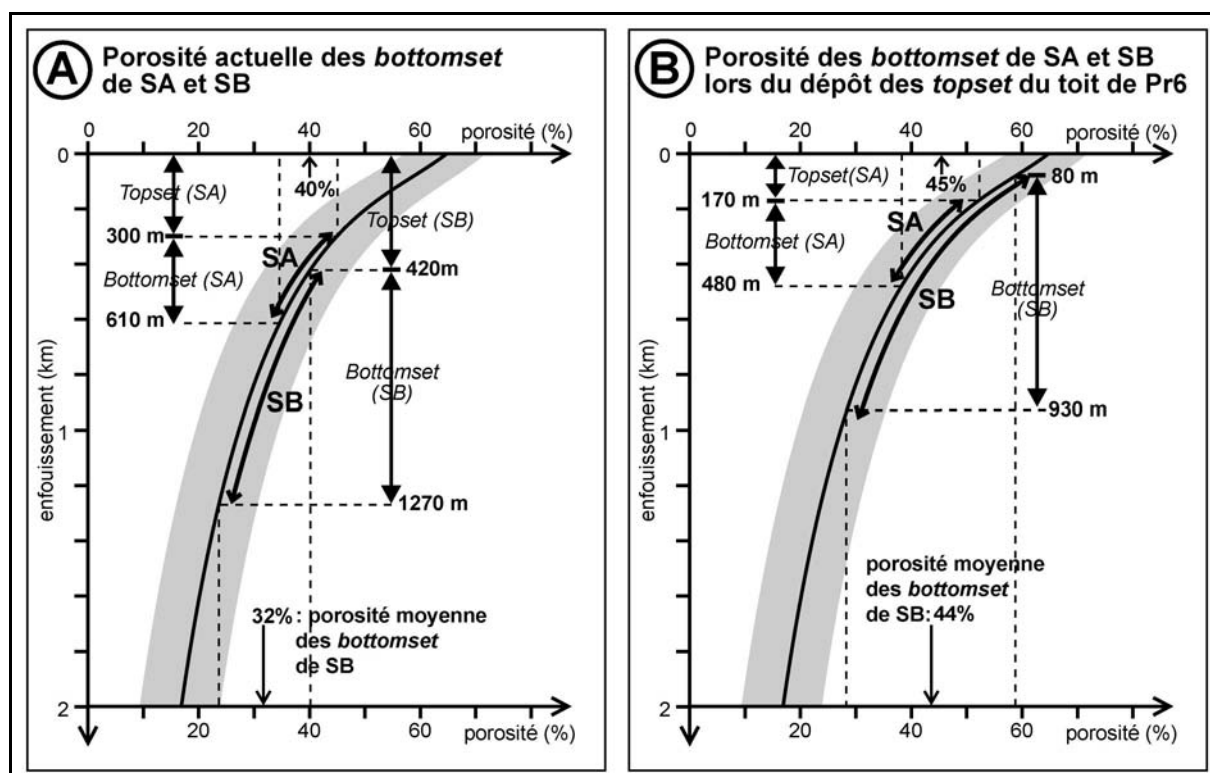


Figure 33 : Courbe moyenne de l'évolution de la porosité de sédiments marins riches en minéraux argileux en fonction de la profondeur d'enfouissement. La zone grisée correspond à la marge d'erreur. La porosité initiale des *bottom set* est estimée autour de 65 % (d'après Beaudoin et al., 1984). Dans la configuration actuelle (A), les *bottom set* des sondages fictifs ont une porosité moyenne de 40 % pour SA

et de 32 % pour SB. Après suppression de l'enfouissement induit par le recouvrement des prismes Pr7 et Pr8 (B), la porosité moyenne est de 45 % pour SA et 44 % pour SB.

On démontre donc qu'une partie importante de l'inclinaison des *top set* pliocènes est créée par les phénomènes de compaction différentielle sur la surface d'érosion messinienne. En conséquence, cette inclinaison n'est pas interprétable comme un basculement constant de la marge pendant l'intégralité du Plio-quatenaire (Rabineau, 2001).

Ainsi, l'observation des géométries actuelles des *top set* indique que la plate-forme subit un basculement vers le large à partir du Gélasien, confortant l'interprétation de la répartition spatiale des *offlap-break* (Duvail *et al.*, 2005). Le point de rotation de la plate-forme est situé à environ 3 km en amont du rivage actuel (Figure 30-A). L'ampleur de ce basculement est faible. Il est au maximum de l'ordre de 400 m en rebord de plate-forme, contraint, à la base de la série, par la géométrie du réseau fluvial messinien (Figure 30-C). Après restitution de ce basculement, une inclinaison des *top set* vers le large persiste. On démontre qu'elle est intégralement imputable aux phénomènes de compaction différentielle sur la surface d'érosion messinienne (Figure 32 ; Figure 33 et Tableau 5).

Tableau 5. Formules utilisées et calculs de la décompaction des *bottom set* au toit du Zancléen, à 3,6 Ma, dans les deux sondages fictifs SA et SB.

<u>Les symboles</u> : Φ : porosité			
t : taux de compaction			
h : hauteur des sédiments			
<u>Les formules</u> : $t = h_0 / h$; $t = (1 - \Phi) / (1 - \Phi_0)$			
<u>Les indices</u> : $_0$: au moment du dépôt			
$_1$: fin du Zancléen, toit de Pr6 à 3,6 Ma			
$_2$: actuellement			
<u>Calcul de décompaction</u> :			
	Détermination	SA	SB
Hauteur actuelle des <i>bottom set</i> (h_2)	mesurée sur Figure 32-A	310 m	850 m
Porosité initiale (Φ_0)	moyenne de Beaudoin <i>et al.</i> (1984) ; Figure 33	65 %	65 %
Porosité actuelle (Φ_2)	déterminée sur Figure 33-A	40 %	32 %
Porosité à 3,6 Ma (Φ_1)	déterminée sur Figure 33-B	45 %	44 %
Taux de compaction actuel (t_2)	$t_2 = (1 - \Phi_2) / (1 - \Phi_0)$	1,71	1,94
Taux de compaction à 3,6 Ma (t_1)	$t_1 = (1 - \Phi_1) / (1 - \Phi_0)$	1,57	1,60
Hauteur des <i>bottom set</i> à 3,6 Ma (h_1)	$h_1 = t_2 \times h_2 / t_1$	338 m	1032 m

Cette analyse permet de comprendre comment, à partir d'un même profil sismique (LRM18), plusieurs auteurs (Duvail *et al.*, 2005 ; Rabineau, 2001) peuvent avoir des interprétations différentes. En effet, Rabineau (2001), en restaurant une surrection qui n'a pas eu lieu, analyse la géodynamique plio-quadernaire à partir de géométries erronées (Figure 28). De plus, la méthodologie utilisée pour déterminer les taux de subsidence est inadaptée. En effet, elle consiste à ajuster des droites aux *top set* puis à les prolonger en aval afin d'extrapoler un taux de subsidence (Figure 28). Or nous venons de démontrer que l'inclinaison des *top set* est en grande partie liée aux phénomènes de compaction différentielle sur la surface d'érosion messinienne. Il n'est donc pas correct d'extrapoler l'inclinaison des géométries compactées vers le rebord de plate-forme et d'en déduire des taux de subsidence. Leur valeur est alors inexacte, par surestimation. De manière plus générale, cette méthode d'analyse ne convient pas aux formations plio-quadernaires, non décompactées, des marges de l'ensemble du pourtour méditerranéen du fait de la présence sous-jacente de la surface

messinienne. Elle est particulièrement irrégulière et pentue vers le large. De ce fait, elle engendre, par compaction différentielle, des déformations locales (Figure 31) et des déformations à l'échelle de la plate-forme (inclinaison des géométries).

Quelle est l'origine du basculement de la plate-forme ? Lors de son initiation (vers 2,6 Ma), une conjonction de facteurs, climatiques, sédimentaires et morphologiques intervient :

- d'un point de vue climatique, cette période correspond à l'augmentation significative des glaciers de l'hémisphère nord (Lear *et al.*, 2000), marquant le début de "l'âge glaciaire" ($\approx 2,5$ à 0 Ma) et impliquant des amplitudes de variations eustatiques plus importantes qu'auparavant (de l'ordre de 60 à 120 m),
- d'un point de vue sédimentaire, cette période correspond à une augmentation des taux de sédimentation à l'échelle mondiale (Hay *et al.*, 1988 ; Peizhen *et al.*, 2001), contrôlée par la transition entre une période de stabilité climatique et une période de fréquentes et importantes modifications des températures, des précipitations et du couvert végétal, empêchant les systèmes fluviaux et glaciaires d'atteindre un état d'équilibre,
- d'un point de vue morphologique, sur le Golfe du Lion, cette période correspond à l'apparition puis à la généralisation des canyons sous-marins de rebord de plate-forme (Lofi *et al.*, 2003 ; Baztan, 2004). La sédimentation, qui auparavant était essentiellement piégée sur la plate-forme comblant l'énorme accommodation créée avant le Pliocène, migre alors vers le glacis et la plaine abyssale par l'intermédiaire des canyons sous-marins.

La conjonction de ces trois événements implique une forte augmentation du taux de sédimentation dans le bassin profond, vérifiée par l'examen des sondages de ce domaine (dos Reis, 2001). En conséquence, nous pouvons faire **l'hypothèse que le basculement de la marge, à partir du Gélasien, est induit par la surcharge sédimentaire sur le glacis et la plaine abyssale.**

Les *top set* du prisme Pr6, restaurés des phénomènes de compaction et du basculement maximal de la marge, retrouvent leur géométrie d'origine, subhorizontale (Figure 32-C). Cependant leur altitude semble faible (- 70 m sur SA et - 90 m sur SB) au regard des courbes eustatiques interprétant le niveau marin pour cette période (toit du Zancéen) autour de 0 m ou encore vers + 60 m (Figure 16). Cette différence peut avoir deux origines :

- la première est l'approximation réalisée lors de la décompaction. En effet, d'une part la courbe d'évolution de la porosité en fonction de l'enfouissement utilisée (Beaudoin *et al.*,

1984) est une courbe moyenne ; d'autre part, la porosité des *bottom set* est moyennée entre leur base et leur sommet (Figure 33). De plus, la compaction des *top set* n'a pas été prise en compte. Il est donc probable que la décompaction réalisée soit sous-estimée. Cependant, si l'on utilise dans les calculs une courbe de décompaction maximalisée, dans la limite de la marge d'erreur admise (Beaudoin *et al.*, 1984 ; Figure 33), l'augmentation d'épaisseur est faible, de l'ordre de 10 m pour SA et de 40 m pour SB. De plus, si l'on considère la compaction des *top set* avec un taux deux fois moindre que celui utilisé pour les *bottom set*, l'augmentation d'altitude du toit du Zancéen est alors de l'ordre de 15 m sur SA et de 20 m sur SB. En conséquence, ni le fait d'avoir utilisé une courbe moyenne, ni celui de n'avoir pas pris en compte la compaction des *top set* n'expliquent la faible altitude du toit de Pr6 restauré,

- la deuxième origine possible correspond à un mouvement du substratum s'exprimant non pas sous forme d'un basculement de la plate-forme mais sous forme d'une subsidence, à plus grande longueur d'onde, dont la composante principale serait verticale à l'échelle du domaine de la plate-forme du Golfe du Lion. Son ampleur est estimée de l'ordre de 100 m (+/- 50) au droit de SA depuis la fin du Zancéen (3,6 Ma). **A titre d'hypothèse nous proposons d'attribuer cette dynamique à la subsidence thermique de la marge.**

Ainsi, les deux dynamiques distinctes de la subsidence de la plate-forme du Golfe du Lion, établies par l'analyse des géométries des *offlap-break* (Duvail *et al.*, 2005), sont confirmées par la restauration des géométries messiniennes et plio-quaternaires :

- le Zancéen et le Plaisancien (Pr1 à Pr7) correspondent à un épisode de reconstruction de la plate-forme après son démantèlement au Miocène supérieur. La sédimentation est alors influencée par des phénomènes de subsidence associés aux zones de déformations du Miocène supérieur, par des déformations issues des variations d'ampleur de la compaction sur la morphologie très irrégulière de la surface messinienne, par une probable subsidence thermique, verticale à l'échelle de la plate-forme et par les variations eustatiques.
- à partir du Gélasien et jusqu'à l'actuel (Pr8), la sédimentation a comblé l'accommodation créée par la tectonique du Miocène supérieur et par les canyons messiniens de la plate-forme. Elle se dirige alors de nouveau vers le domaine profond de la marge (par l'intermédiaire des canyons sous-marins) qu'elle avait délaissé depuis le début de la transgression zancéenne. Cette migration des dépôt-centres, associée à des

phénomènes d'ordre climatique, engendre une surcharge sédimentaire sur le glacis et dans le bassin profond, produisant un déséquilibre isostatique. La compensation est rapide, elle s'exprime par un basculement de la marge, caractérisé par un point de rotation localisé vers 3 km en amont du rivage actuel et un taux maximal d'environ 150 m/Ma en rebord de plate-forme, à 70 Km du rivage narbonnais. Ainsi, la marge reprend un fonctionnement typique d'une marge passive aggradante avec une subsidence dominée par un basculement auquel se surimposent les phénomènes de subsidence précédemment décrits.

Ces deux étapes distinctes dans l'évolution de la subsidence du Golfe du Lion correspondent donc à un impact différé de la crise de salinité.

Plusieurs phénomènes régionaux et locaux sont ainsi mis en évidence. Ils induisent des déformations dans les géométries sédimentaires de la marge :

- l'héritage structural du substratum s'avère important. Les zones de subsidence créées lors de période d'activité tectonique ont tendance à perdurer du fait de la charge sédimentaire appliquée sur les zones préalablement effondrées ;
- les phénomènes de compaction déforment les géométries sédimentaires localement, en fonction de l'irrégularité des surfaces sous-jacentes et à l'échelle de la marge, en créant une inclinaison vers le large dont l'ampleur est fonction de la variation d'épaisseur amont-aval des *bottom set*. Cet aspect est particulièrement important pour les formations plio-quadernaires méditerranéennes du fait de la présence sous-jacente de la surface d'érosion messinienne ;
- la charge sédimentaire peut déterminer à elle seule la nature de la subsidence. La modification géographique des zones de dépôt engendre des mouvements lithosphériques, par compensation isostatique. Ce phénomène apparaît rapide et important. Les dynamiques aggradantes des marges passives, liées au basculement de celles-ci, apparaissent particulièrement sensibles aux variations de taux d'apport sédimentaire et à la localisation des dépôt-centres.

Un changement d'échelle s'avère nécessaire afin d'observer comment s'expriment les facteurs régionaux et locaux dans l'architecture sédimentaire. Pour cela, la partie suivante présente l'analyse de l'architecture des formations sédimentaires pliocènes sur le bassin du Roussillon, en comparaison avec les autres bassins *onshore* du pourtour de la marge du Golfe du Lion.

III.3.4 - Les variations dans l'architecture des formations pliocènes du Golfe du Lion

Sous le domaine de plate-forme, la sédimentation pliocène s'exprime selon huit grands prismes progradants dont les géométries cliniformes traduisent des prismes de rebord de plate-forme (Lofi *et al.*, 2003 ; Duvail *et al.*, 2005). A terre, les affleurements indiquent des conditions de sédimentation favorables à la mise en place de deltas côtiers s'architecturant sous forme de *Gilbert delta* (Clauzon *et al.*, 1990 ; Figure 12 ; voir I.2.3.d). Au pied des affleurements, la subsurface des bassins sédimentaires côtiers de la marge indique (Duvail *et al.*, 2001 ; Fuchey & Le Strat, 2001) que les grandes unités lithologiques (Figure 12), définies par le modèle génétique des *Gilbert deltas* sont présentes mais que de fréquentes variations de faciès témoignent d'une architecture sédimentaire plus complexe que celle proposée par le modèle sédimentologique établi (Clauzon *et al.*, 1990). Sur le bassin sédimentaire du Roussillon, l'analyse de diagraphies de forages hydrogéologiques et pétroliers permet d'établir que le remplissage zancéen du bassin représente cinq séquences majeures, d'ordre équivalent, corrélées avec les prismes du domaine *offshore* grâce à l'examen des modalités d'empilement (Duvail *et al.*, 2005). Le découpage séquentiel ainsi établi repose principalement sur des sondages de la bordure est du bassin, notamment sur l'enregistrement des sondages pétroliers. En effet, les corrélations vers le domaine amont (Figure 2-B dans Duvail *et al.*, 2005) s'avèrent délicates et parfois incertaines, notamment en l'absence de jalons stratigraphiques dans cette série zancéenne.

Ainsi, deux questions restent en suspens. **La première est celle de la corrélation entre les données de subsurface des bassins côtiers et les données d'affleurements. Que représentent les *Gilbert deltas* dans l'enregistrement séquentiel des bassins côtiers et des prismes de rebord de plate-forme ? La deuxième est d'ordre architectural : comment s'agencent les variations de faciès des bassins côtiers ? Quelle est l'origine de ces variations ?** L'hypothèse de l'intervention de variations eustatiques au Zancéen est proposée (Duvail *et al.*, 2005) : sont-elles seules à piloter les variations dans l'architecture des dépôts zancéens des bassins sédimentaires côtiers ? L'accent est donc mis à présent sur les variations locales dans l'architecture sédimentaire et leurs facteurs.

Afin de développer ces questions, l'analyse de la subsurface du bassin du Roussillon (Duvail *et al.*, 2001 ; Duvail *et al.*, 2005) est complétée. Ce nouveau travail consiste à étendre l'interprétation séquentielle à l'intégralité du bassin sédimentaire, selon un maillage de coupes géologiques le plus fin possible. Ainsi, huit nouvelles coupes sont réalisées (Annexe 2). Elles représentent l'interprétation et la corrélation de données diagraphiques et lithologiques de forages à but hydrogéologique (Banque du Sous-Sol du BRGM, Conseil

Général des Pyrénées-Orientales) selon une méthodologie précise (voir II.3). Les interprétations issues de l'analyse de ces coupes sont synthétisées sur une représentation en deux dimensions (2D), correspondant à une coupe fictive permettant de visualiser l'architecture et la géométrie des formations pliocènes et quaternaires du bassin du Roussillon selon un continuum terre-mer.

a)- Principales caractéristiques des séquences pliocènes individualisées sur le bassin du Roussillon

Suite à ces travaux, une définition plus fine de l'architecture des bassins côtiers pliocènes a été réalisée au moyen de corrélations de coupes dans le bassin du Roussillon et de l'Hérault, dont l'interprétation a été étendue à l'ensemble des forages de la BSS. Cette interprétation a été réalisée en collaboration avec B. Aunay, dans l'objectif de réaliser des cartes pour des modélisations hydrogéologiques. Cette définition plus fine a permis de montrer que six prismes s'exprimaient à terre, dont les deux premiers (P1 et P2) correspondent à des Gilbert deltas (Figure 34).

Cette définition plus fine a permis :

- de corrélérer les affleurements qui sont des *Gilbert deltas* avec la sub-surface des bassins côtiers,
- d'illustrer la fin d'un fonctionnement deltaïque sous forme de gilbert,
- de mettre en évidence la présence de prismes sédimentaires progressifs de faible dimension lors du ré-ennoisement du bassin méditerranéen, postérieur à la crise de salinité.

Ainsi, l'architecture sédimentaire sous la plaine continentale du Roussillon apparaît cohérente et intelligible sous la forme d'une juxtaposition de six séquences. Cinq ont été identifiées précédemment (Duvail *et al.*, 2005) ; une sixième apparaît (P5) du fait de l'observation de faciès palustres, transgressifs, au cœur de la série continentale, sous le secteur de l'étang de Canet (Annexe 2 ; coupe 1, 1091-6x-0013). Quatre des six séquences expriment leurs environnements marins sous le bassin sédimentaire côtier (P1 à P4). Leur partie amont se prolonge sous forme de milieux transitionnels (environnements palustres) et continentaux (environnements fluviaux, plaines d'inondation, cônes alluviaux) dont le dépôt et la préservation sont favorisés lors des dynamiques transgressives (coupe 3 : 1096-4x-0119, 1096-3x-0014). Cependant, la grande majorité des faciès continentaux correspond à l'expression amont des séquences P5 et P6 dont les faciès marins se développent en aval, sous le domaine de plate-forme actuel.

Que représentent ces coupes ? Quelle est l'origine de cette variabilité ?

La variabilité spatiale des faciès pliocènes peut se décrire selon trois aspects :

- les variations relatives du niveau marin. Elles engendrent la superposition de plusieurs deltas impliquant localement plusieurs alternances entre des milieux continentaux et marins,
- les variations amont-aval dans l'architecture de la sédimentation. En amont se développent des *Gilbert deltas*. Identifiables en forages, ils évoluent graduellement vers des deltas dont la dynamique côtière est prédominante. Cela implique plusieurs modifications des systèmes sédimentaires entre l'amont et l'aval des profils de dépôts. Dans les zones de *Gilbert*, les fronts sableux deltaïques (*fore set*) ont une épaisseur très grande. En aval, les environnements sableux sont peu épais. La présence de *Gilbert*, en amont, implique également de nombreux dépôts gravitaires au sein des *bottom set*. Ils correspondent alors à une alternance de sables et d'argiles dont la mise en place gravitaire s'identifie facilement sur diagraphies (Tableau 3),
- les variations latérales dans l'architecture de la sédimentation. Les formations palustres ne s'intercalent pas de manière systématique entre les faciès marins et continentaux. Ils ne se développent pas dans les axes de transit fluviale.

La transition amont-aval entre les *Gilbert deltas* et les deltas côtiers est induite par la paléomorphologie du système sédimentaire. Les zones de rias engendrent des *Gilbert*, les domaines soumis à l'hydrodynamique côtière permettent le remaniement des apports sédimentaires, le grano-classement et la redistribution des sédiments. Les deltas deviennent alors côtiers.

La mise en place des séquences pliocènes est liée à des variations d'accommodation. L'accommodation a tendance à augmenter au cours du Zancléen. Cela peut avoir deux origines : eustatique ou par compaction. Cependant certaines variations semblent brutales (limite P3/P4) ; cela va donc dans le sens plutôt d'un contrôle eustatique étant donné que la compaction est progressive. Pourtant leur intervention dans la création d'espace disponible ne peut être négligée du fait de l'importante épaisseur des argiles marines à la base de la série.

b)- Synthèse de l'analyse des formations plio-quaternaires du Roussillon étudiées selon un continuum terre-mer

La réalisation de la figure de synthèse (Figure 34) s'appuie sur les coupes réalisées en *onshore* (Annexe 2) et l'analyse des grands prismes progradants identifiés en domaine marin

(Duvail *et al.*, 2005). On observe sur cette figure de synthèse que le dernier prisme (P8) ne permet pas de différencier les périodes gélasienne et quaternaire. Les environnements de dépôt représentés sur ce prisme ne sont pas identifiables sur la partie marine à l'échelle des profils sismiques analysés ; ils sont donc représentés de manière figurative. En revanche, les prismes quaternaires Q1 et Q2 ont pu être identifiés à partir de l'analyse des données de forage à terre. Ils seront détaillés dans la partie suivante.

Cette synthèse permet de visualiser l'architecture des faciès plio-quaternaires à l'échelle du domaine *onshore* et du domaine de plate-forme. Cependant, la répartition des faciès au sein des *top set* reste incertaine en domaine marin, contrairement à celle du domaine continental qui a pu être définie de manière précise grâce aux coupes réalisées.

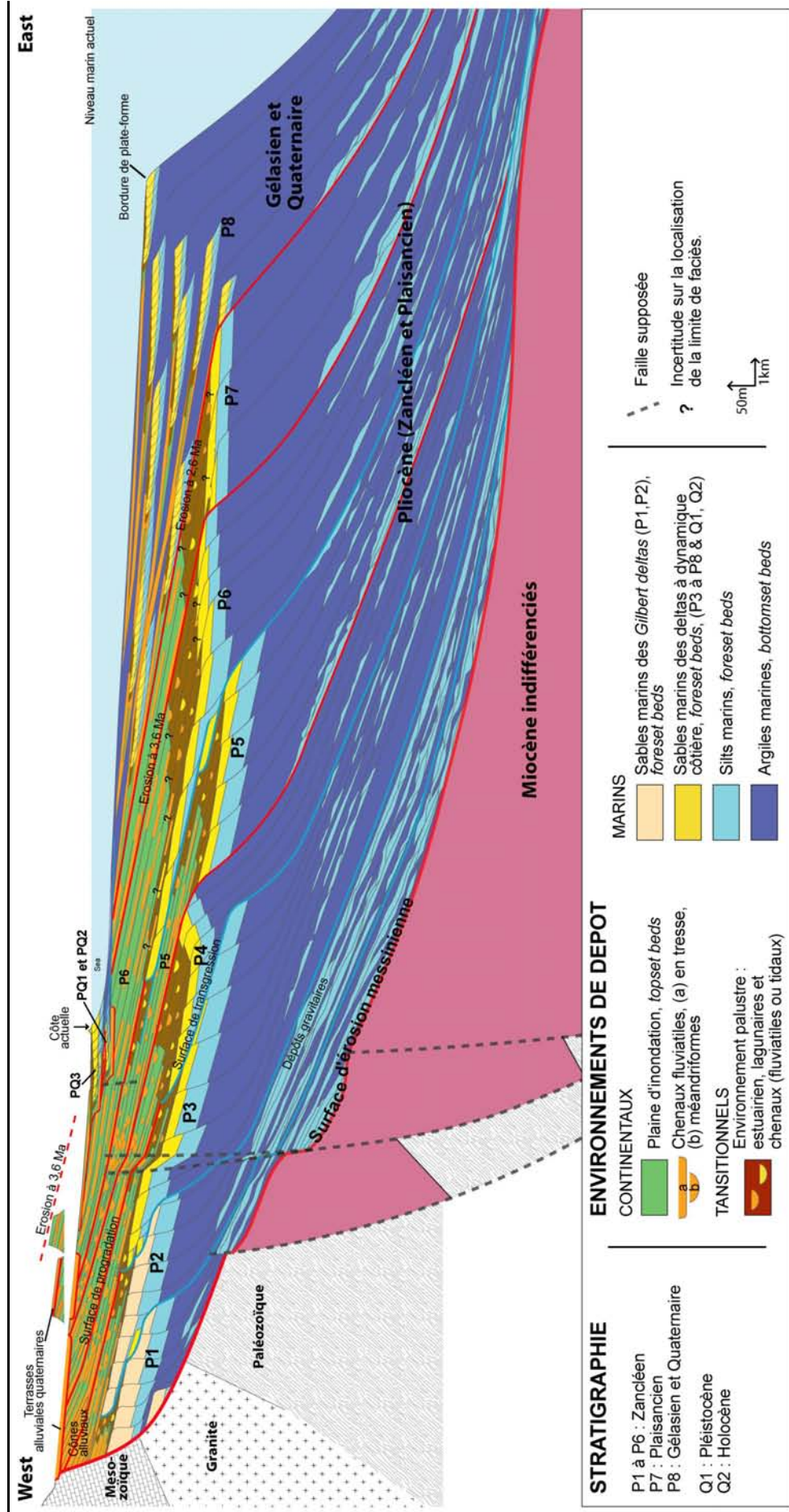


Figure 34 : Modèle stratigraphique plio-quaternaire de la marge du Golfe du Lion représentant, de manière schématique, l'architecture et les géométries des formations selon un continuum terre-mer au droit du bassin du Roussillon. Cette synthèse est issue, d'une part, de l'interprétation de 566 sondages sur le bassin du Roussillon (

c)- Comparaison entre les formations pliocènes du Roussillon et les autres domaines de la marge.

Plusieurs différences sont observées entre les bassins du Roussillon et de l'Hérault. Le bassin du Roussillon dispose de forages en plus grande quantité et donc de données disponibles plus nombreuses que le bassin de l'Hérault. En conséquence, la définition de l'architecture du bassin du Roussillon est meilleure. Mais la comparaison de l'architecture pliocène de ces deux bassins permet tout de même de faire les observations suivantes :

- l'épaisseur des formations pliocènes continentales est beaucoup plus importante sur le Roussillon que sur l'Hérault. Sur l'Hérault, les formations continentales préservées sont essentiellement des chenaux fluviaux, alors que, sur le Roussillon, beaucoup d'argiles de plaines d'inondation sont également préservées. Cela signifie que, sur le bassin du Roussillon, du fait d'une plus forte subsidence, la création d'espaces disponibles à la sédimentation est plus importante que sur l'Hérault. On peut expliquer la subsidence préférentielle par deux phénomènes :
 - un phénomène de compaction plus important sur le Roussillon que sur l'Hérault. On a vu dans la partie précédente que la compaction des argiles pliocènes était très fortement liée à la géométrie de l'incision messinienne. Ce phénomène intervient car l'incision messinienne de l'Hérault (300 m à Agde, Fuchey *et al.*, 2001) est de plus faible profondeur que dans le bassin du Roussillon (de l'ordre de 800 m, voir sondage CANET, coupe 1 – 1091-6X-7),
 - la présence de déformations tectoniques au Pliocène inférieur (Mauffret *et al.*, 2001) dans le bassin du Roussillon, qui créent progressivement de l'espace disponible à la sédimentation.

Ces deux phénomènes se conjuguent, apportant ainsi une importante épaisseur du Pliocène continental et permettant également l'expression des séquences sédimentaires continentales sur le bassin du Roussillon. Sur le bassin de l'Hérault, la préservation des séquences sédimentaires est moins bonne du fait des érosions successives.

- la lithologie des formations pliocènes apparaît fortement influencée par la nature des roches présentes sur le bassin versant. Le bassin de l'Hérault a la particularité d'avoir un très fort pourcentage de roches carbonatées sur son bassin versant (Figure 3 et Tableau 1). De ce fait, les argiles marines décrites sur le bassin du Roussillon correspondent à des marnes sur le bassin de l'Hérault et les formations marines sur le bassin de l'Hérault

sont fréquemment indurées sous forme de grès, alors qu'elles sont meubles et sous forme de sable sur le bassin du Roussillon,

- d'autre part, l'analyse du remplissage pliocène sur le Rhône (forage CODALET) indique la présence de nombreux événements gravitaires représentés par des turbidites s'intercalant dans des argiles des *bottom set* (Clauzon *et al.*, 1999). Cette architecture n'est pas particulière au delta pliocène du Rhône car de nombreuses séquences décroissantes sont également identifiées sur le Roussillon. Ces formations sont également liées à des épisodes gravitaires.

Ces travaux montrent que l'enregistrement sédimentaire - ou sa préservation - est intimement liée à la création d'espaces disponibles par les phénomènes de subsidence. L'architecture sédimentaire régionale et locale est donc tributaire de ces facteurs.

III.4 – Les formations quaternaires des plaines côtières étudiées selon un continuum terre-mer

III.4.1 – Introduction

La période Quaternaire est caractérisée, d'une part, par d'importantes et fréquentes variations glacio-eustatiques et, d'autre part, par le basculement de la marge (voir III.3.2). La conjonction de ces deux phénomènes crée d'importantes variations dans l'enregistrement sédimentaire. En amont de la marge, la sédimentation correspond principalement à des terrasses fluviales étagées ou emboîtées, dont l'origine climatique dominante permet de corréliser leur fossilisation aux périodes des maxima de régression glaciaire (Schumm, 1977 ; Vandenberghe, 1993). A l'inverse, le domaine aval est caractérisé par le dépôt des formations marines dont le basculement de la marge et la compaction des sédiments sous-jacents favorisent la préservation. Dans ce contexte, les plaines côtières actuelles apparaissent comme un élément crucial pour la compréhension des événements quaternaires. Cependant, celles-ci offrent un enregistrement sédimentaire très discontinu et de faible dimension. Elles correspondent en effet, d'une part, au domaine sur lequel les hauts niveaux marins pléistocènes se sont succédé et, d'autre part, à la localisation des points de rotation du basculement de la marge. Seul le dernier haut niveau marin (Holocène) s'exprime pleinement du fait de l'absence de phase régressive postérieure.

A partir de ce contexte général, les formations quaternaires de plusieurs plaines côtières sont étudiées et comparées afin de dégager le rôle des facteurs régionaux et locaux dans la variabilité de leur dépôt et de leur préservation. L'analyse repose sur l'examen de données de la subsurface de la BSS du BRGM. Deux exemples sont ici présentés. Il s'agit tout d'abord du delta du Rhône, ensuite de la partie nord du bassin du Roussillon. A première vue, tout oppose ces deux domaines du fait des caractéristiques des réseaux hydrographiques (Rhône et Agly) qui sont incomparables (Figure 3 et Tableau 1). Pourtant, les formations littorales préservées sous la plaine côtière actuelle ont une épaisseur maximale du même ordre de grandeur : environ 70 m pour le delta du Rhône (Kruit, 1955 ; Oomkens, 1970 ; Bertrand & L'Homer, 1975) et environ 60 m sous l'étang de Leucate (Duvail *et al.*, 2001). Pourquoi, sur une même marge, deux domaines que tout oppose présentent-ils des épaisseurs de formations littorales comparables ? Est-ce que les mêmes objets sont préservés ? Ces questions sont développées dans les parties suivantes sous forme d'un article synthétisant les études de la subsurface du delta côtier du Rhône, mises à jour grâce à l'analyse et la corrélation de 220 forages. Dans un deuxième temps, la subsurface de la partie nord du bassin du Roussillon est caractérisée selon une méthodologie similaire, les formations littorales reconnues étant ici identifiées par la réalisation d'un sondage dont les échantillons ont fourni des indications paléo-environnementales et stratigraphiques.

III.4.2 – Article 3 : High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank (Boyer *et al.*, 2005)



ELSEVIER

Marine Geology 222–223 (2005) 267–298

**MARINE
GEOLOGY**

INTERNATIONAL JOURNAL OF MARINE
GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/margeo

High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank

Julie Boyer^{a,b,*}, Cédric Duvail^a, Paul Le Strat^a, Bernard Gensous^b, Michel Tesson^b

^a BRGM-SGR, 1039 rue de Pinville, 34 000 Montpellier, France

^b Université de Perpignan, BDSI, 52 avenue Paul Alduy, 66 860 Perpignan, France

Received 8 June 2004; received in revised form 20 November 2004; accepted 15 June 2005

Abstract

This study is based upon a large set of core drilling data (lithology and well logs) of the Rhône delta plain extracted from the French geological survey (BRGM) databank. The main goals are to set up a sequence stratigraphy model of the postglacial sedimentary bodies of the Rhône delta plain and to evaluate the relative importance and influence of the main controlling factors and processes (subsidence, eustasy, sediment yield, climate, anthropic influence) that led to their formation.

First, a detailed study (60 drill holes with tenth meters spacing) was performed on a restricted area (Saint Ferréol lobe, 1.5 km²). Correlation between well logs data and lithological data allows to identify the main sediment lithofacies and key surfaces, and to set up a detailed stratigraphic framework. Postglacial deposits are subdivided into a lower member of coastal plain and backbarrier deposits and an upper member of marine deposits (coastal barrier environments).

Following, the analysis of 160 wells distributed on the whole delta plain depicts the large scale architecture of postglacial deposits. In the upper delta plain, fluvial coastal plain and palustral deposits prevail. In the lower delta plain, the deposits are made of a lower part of coastal plain deposits organized into four units (T1–T4) stacked in a retrograding pattern. This lower member is truncated by an erosional surface progressively deepening seaward. Above, an upper member of marine deposits thickening seaward and coarsening upward is organized into five units (P1–P5) arranged in a prograding pattern.

The core drilling data have been correlated with high resolution seismic data on the adjacent shelf and are interpreted in sequence stratigraphy terms. The retrogradational units (T1–T4), with coastal plain deposits, are correlative of shelf units and constitute together transgressive parasequences deposited during phases of slowing down of postglacial sea level rise. The upper marine units (P1–P5), arranged in a prograding pattern, represent parasequences of the Highstand Systems Tract which have prograded since the period of reduced rate of sea level rise at the end of the Holocene. During this period, the evolution of the sedimentary Rhône system was controlled by major changes of the hydrologic regime. Periods of increased sediment discharge, aggradation of the floodplain and progradation of the coastline are correlated with the development of the deltaic lobes of the

* Corresponding author. Université de Perpignan, BDSI, 52 avenue Paul Alduy, 66 860 Perpignan, France. Tel.: +33 468 6620 79; fax: +33 468 6621 44.

E-mail address: julie.boyer@univ-perp.fr (J. Boyer).

Rhône d'Ulmet (unit P3) and of the Rhône du Bras de Fer (unit P4). Unit P5 correlates with adjacent prograding shelf unit that developed seaward of the present Rhône river mouth.

Comparison of sea level history between the Eastern part of the Rhône delta plain and the rocky coast to the east of Marseille suggests that tecto-subsident movements account for part of the changes in relative sea-level. Moreover, the truncation of transgressive and progradation surfaces, the unevenness of the MFS, the dilatation of sedimentary record and deformations of key surfaces are also in favor of differential subsidence.

© 2005 Published by Elsevier B.V.

Keywords: Rhône delta; continental shelf; postglacial; well logging; sequence stratigraphy

1. Introduction

The main objective of the EURODELTA concerted action is to pool existing geomorphological, geophysical, stratigraphic, sedimentological and oceanographic data about the formation and evolution of Mediterranean and Black Sea deltas during the last thousand years. The recognition of long term trends due to interactions between eustatic changes, subsidence and sediment yield should provide a basis to understand how deltas have evolved, to evaluate the impact of human activity and how they can best be managed so as to balance economic activities with the natural environment.

The Rhône delta (Fig. 1) has been the subject of a number of sedimentological studies. Kruit (1955) mapped the superficial deposits of the delta plain and the main morphological features (active and abandoned channels, lakes and lagoons, beaches patterns). He showed from well data that Holocene delta deposits rest on a coarse grained (conglomeratic) layer gently dipping southward. He noted that in the northern part of the delta plain, filling is made of coastal plain to fluvial deposits (20–30 m thick) whereas in nearshore areas drilling cut across marine deposits (50–60 m thick).

During the sixties, Shell Petroleum Company conducted drilling at 29 locations distributed over the delta plain. Four major lithofacies (fluvial sand, beach barrier sand, coastal plain silt and clay, marine clay) are discriminated from a detailed lithologic and faunal analysis (Oomkens, 1967, 1970). These facies (Fig. 2) are organized into depositional units (transgressive or regressive). The controlling depositional factors are at once autocyclic (abandon and/or lateral migration of distributaries) and allocyclic (eustatic changes).

More recent studies (Arnaud-Fassetta, 2000, 2002; L'Homer et al., 1981; Vella, 2002; Vella and Provansal, 2000; Vella et al., 1998) have combined geomorphologic analysis, lithologic and archeological data and biological markers to reconstruct the palaeogeographic evolution of the delta-plain at the late Holocene. They recognized and dated periods of rapid and irregular rise of the water level and/or major hydrological changes of the Rhône river.

On the adjacent shelf, high-resolution seismic studies (Gensous and Tesson, 1997, 2003; Gensous et al., 1993; Marsset and Bellec, 2002) show that Postglacial deposits comprise prograding units arranged in a retrogradational pattern, constituting parasequences of the Transgressive Systems Tract. The more recent units extend under the delta plain where they are overlaid by the prograding deposits of the Highstand Systems Tract (Fig. 3).

Other Mediterranean deltaic systems like Pô Delta (Amorosi and Marchi, 1999; Amorosi et al., 2004; Bondesan et al., 1995a; Roveri et al., 2001), Ebro delta (Somoza et al., 1998) and Nile delta (Stanley, 1990) show a similar stratigraphic organization: (1) alluvial plain development during the late Quaternary lowstand and the early stages of transgression, (2) formation of a rapidly migrating barrier-lagoon system during the late transgressive phases (8800–6000 years BP), (3) construction and progradation of the delta during the following sea-level highstand (6000–800 years BP), and (4) development of the present-day alluvial plain.

The present study draws from a large set of data stemming from the French geological survey (BRGM). The main goals of this study are: (1) set up an accurate model of the geometry and stratigraphy of the Postglacial sedimentary bodies of the

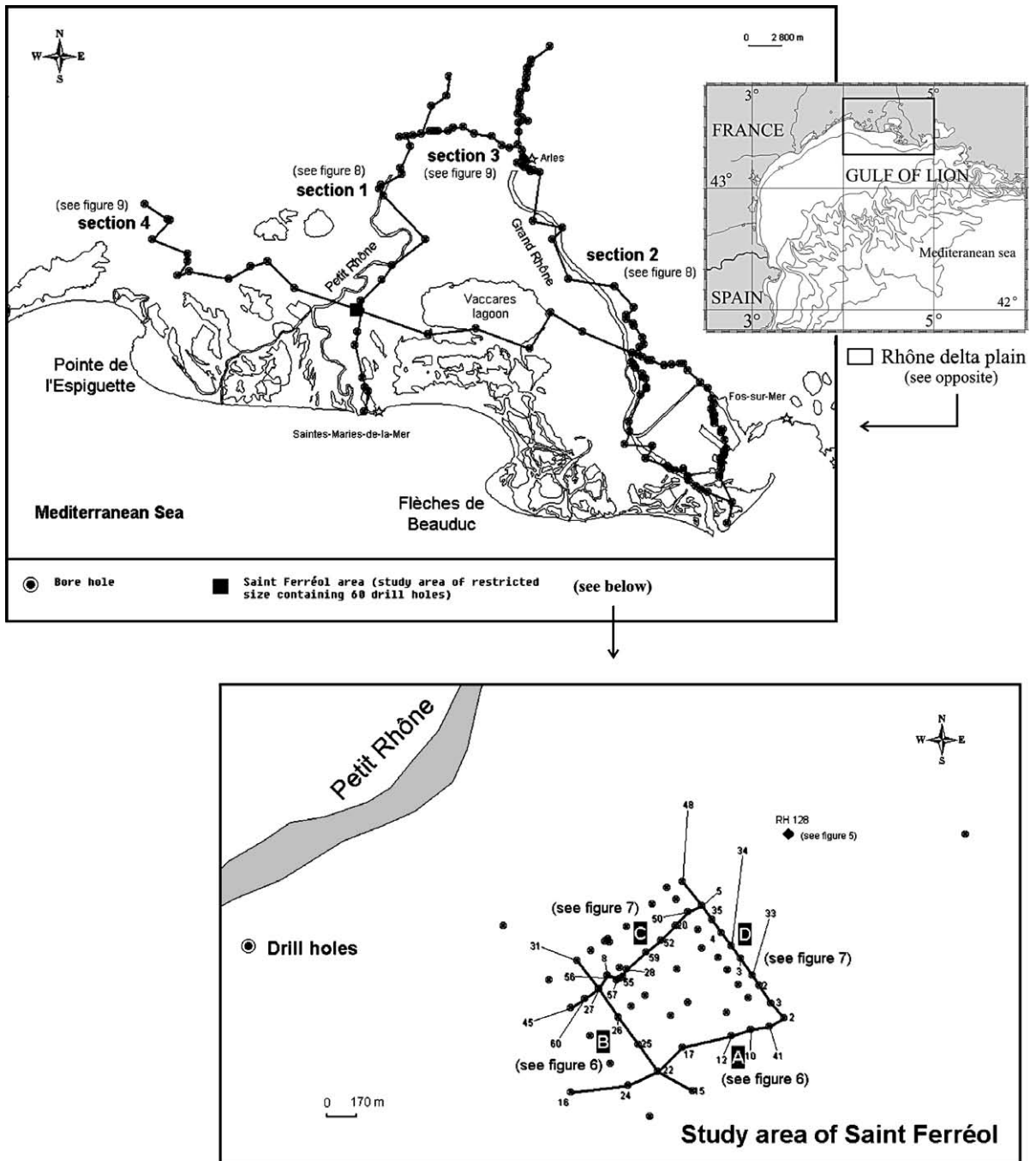


Fig. 1. Location map of the Rhône delta, with position of well logging sections of Figs. 6 and 7 and of the four major sections spread on the whole delta plain presented on Figs. 8 and 9.

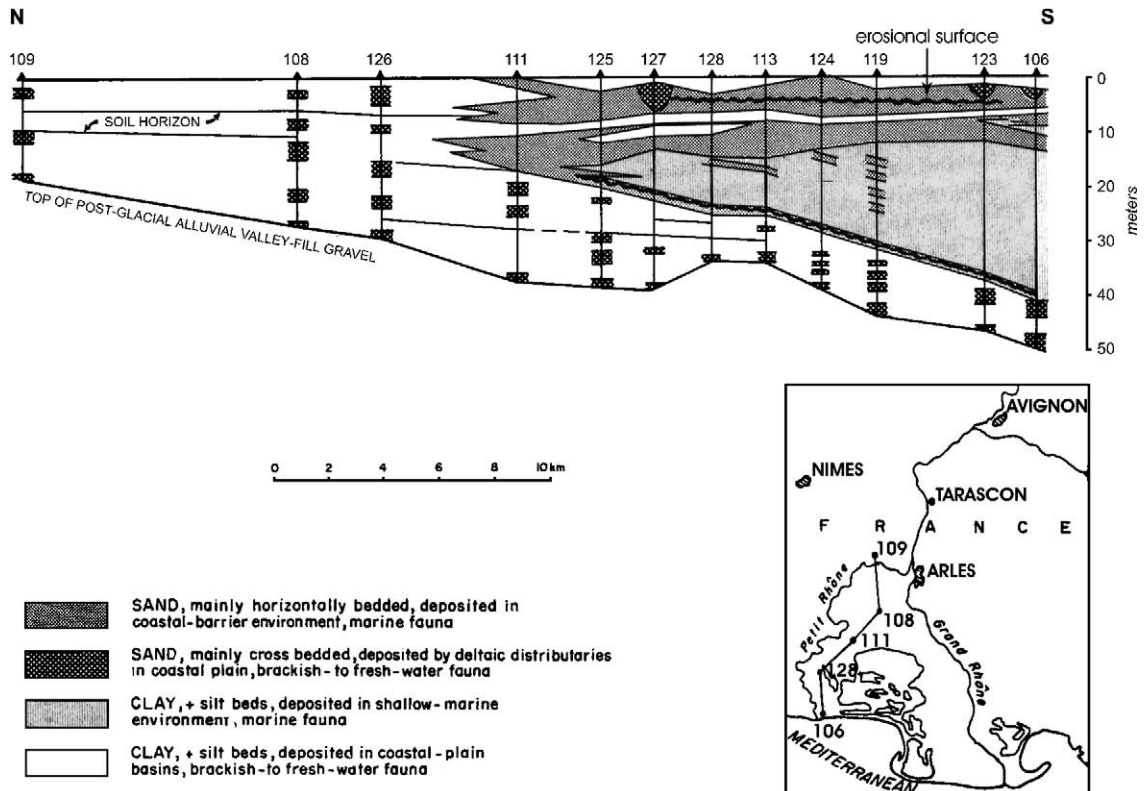


Fig. 2. Lithologic correlations, along a North–South section, in the Rhône Postglacial deltaic complex, from Oomkens (1970) modified. Four major lithofacies, discriminated from a detailed lithologic and faunal analysis are organized into transgressive or regressive depositional units.

delta plain via sequential analysis of core drill sections; and (2) evaluate the main controlling factors and processes (subsidence, eustasy, sediment yield, climate, anthropic influence).

2. Data and methods

Data used for this study come from previous published studies, surface data (geological maps of the BRGM at 1/50,000 and 1/250,000 scale), subsurface data (lithologic and log data) extracted from the BSS (Banque du Sous Sol) French database of the BRGM (Boyer et al., 2003).

A geological synthesis of the Rhône delta area (Fig. 4) has been compiled from available geological maps at 1/250,000 scale (Alabouvette et al., 2001; Rouire et al., 1980, 1979). The main steps in the compilation were to: (1) digitize the geological maps; (2) georeference

with the MapInfo Software; (3) digitize the main geological areas.

A detailed study has been conducted on the Saint Ferréol lobe of the delta plain. Data were extracted from a set of about 60 wells, 35–40 m depth, which have been drilled by the Shell Company in 1963. Wells are distributed in a close grid (10th meters spacing) along 4 sections (Fig. 1). Well log data (Gamma ray and resistivity) were stored in the subsurface databank of the BRGM. As these records date from the sixties, the absolute values of the parameters (Gamma ray and resistivity) are not available. The study of these log data is so based on the relative amplitude of the parameters.

Detailed lithologic data are available from some drill holes (Oomkens, 1970) and have been used to calibrate the log data. The methodology was as follows: for each well, log data were digitized and calibrated by correlation with nearby core holes. Key surfaces were

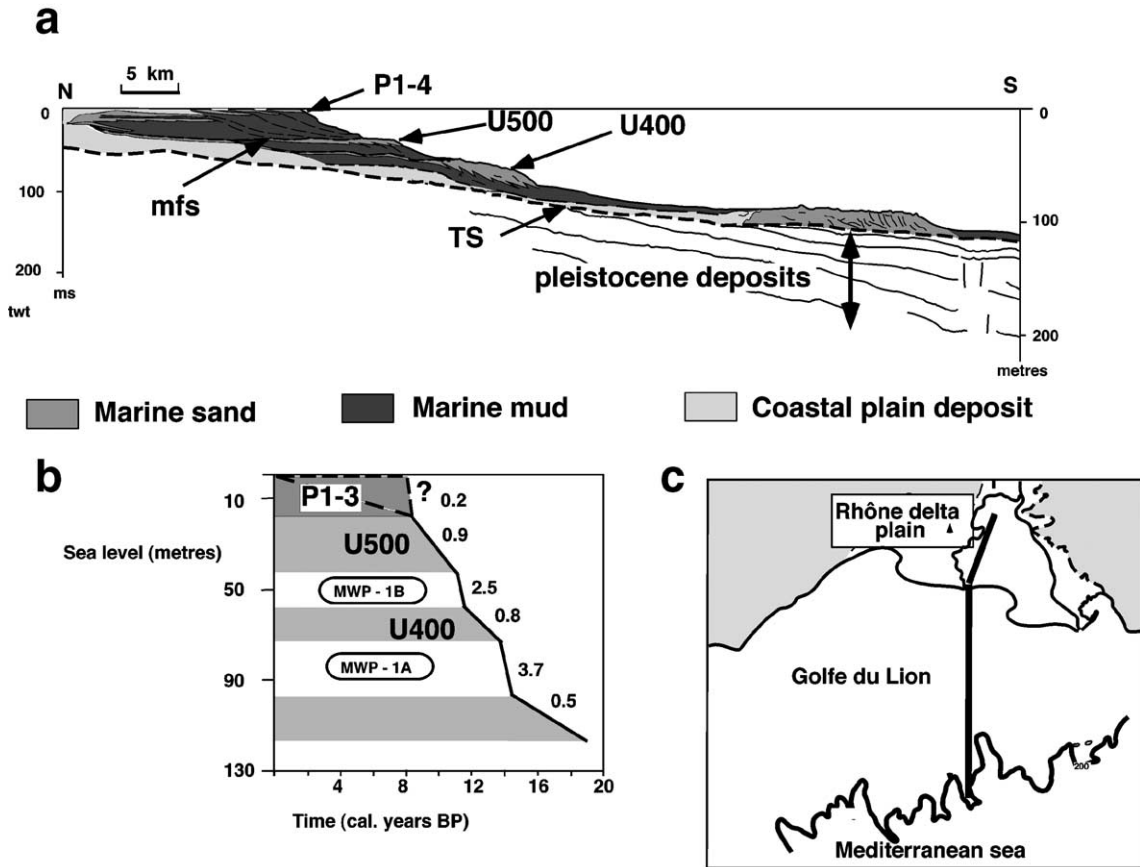


Fig. 3. (a) Line drawing showing the global stratigraphic organization and the lithology of Postglacial deposits, from Gensous and Tesson (1997, 2003) modified. U400, U500: transgressive parasequences; P1–4: highstand parasequences; TS: transgressive surface; mfs: maximum flooding surface. Established from seismic, cores and boreholes data. Note the decreasing sand content from early transgressive to late transgressive and highstand parasequences. (b) Eustatic curve showing the alternating periods of increase and decrease rates of sea level rise (from Bard et al., 1993). Numbers indicate the rate of sea level rise in cm/year. MWP-1A, MWP-1B: periods corresponding to brief periods of accelerated melting (i.e., meltwater pulse, MWP) of continental ice and increased rate of sea level rise (3.7 cm/year and 2.5 cm/year) (from Bard et al., 1996). Transgressive parasequences (U400 and U500) are correlated to periods of reduced rate of sea level rise (0.8 and 0.9 cm/year). (c) Location map of the line drawing.

identified and correlated, and major depositional units were characterized and correlated.

Following, a study at scale of the whole delta plain has been carried out, based on lithologic data of about 3000 drillings distributed all over the delta plain and cutting across Postglacial deposits (Fig. 4). The analysis and correlation of 160 selected drillings (Fig. 1) distributed along 4 major sections (2 orientated N/S and 2 orientated W/E) have been performed in order to get a global insight of the three dimensional stratigraphic organization of the Rhône delta plain infilling.

3. Geological setting

The Rhône delta plain (65 km length, 35 km width) is located in the northern part of the western Mediterranean basin, at the north of the Golfe du Lion (Fig. 1).

It is bounded to the West by the Nîmes fault and to the East by the Salon-Cavaillon fault and seaward by a wide continental shelf. The Nîmes fault is oriented NE–SW and is a major structural trend reaching to the antetriasic basement; it has been active since the early Mesozoic. This fault system, more than 100 km in length, extends seaward into the Golfe du Lion. Pre-

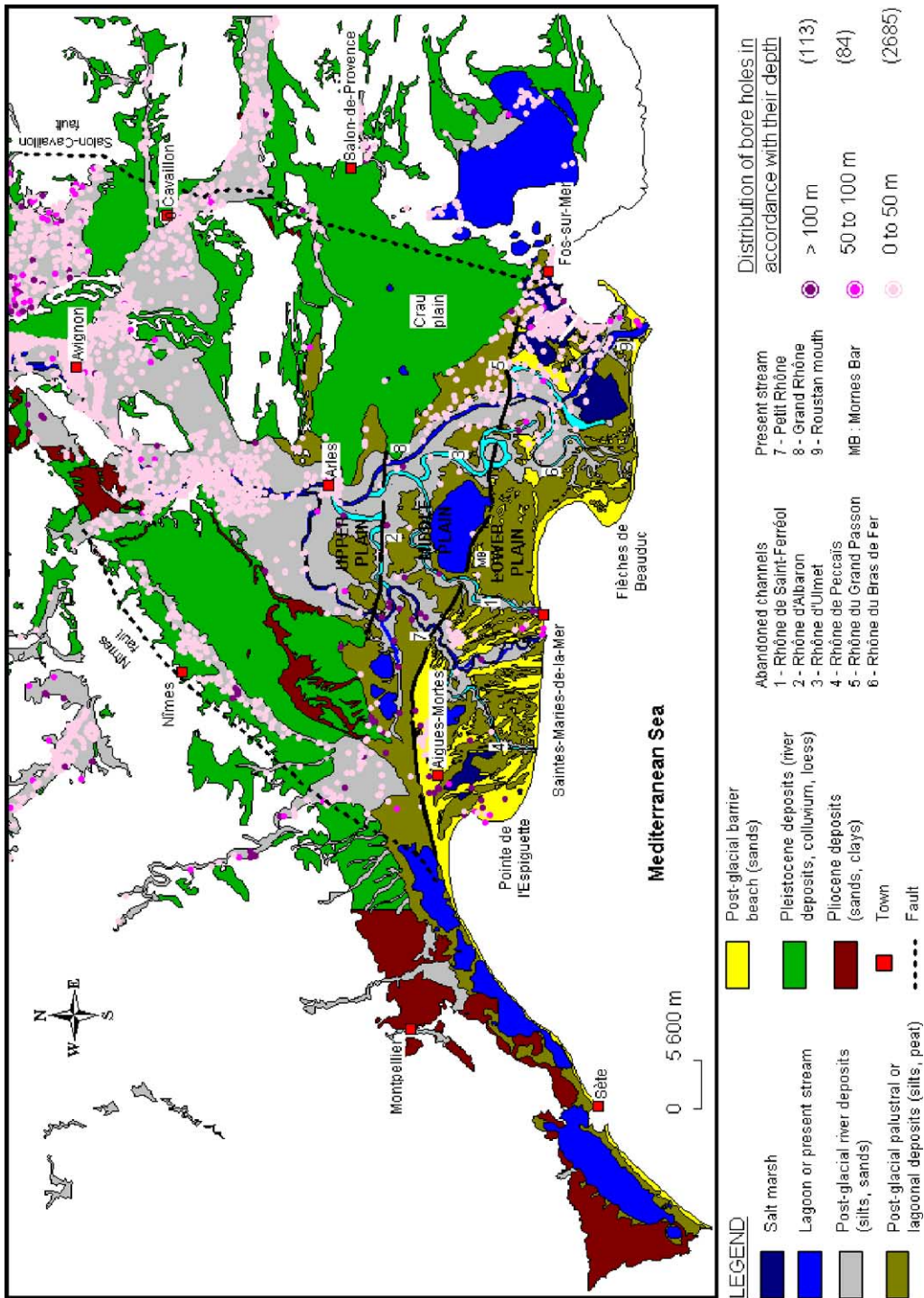


Fig. 4. Map of the depositional environments of the modern Rhône delta and location of bore holes of the BRGM subsurface data bank. It also shows the location of the abandoned channels and the present stream.

sently, the Nîmes fault is a sinistral strike slip fault with a reverse component (Terrier, 2002). The Salon-Cavaillon fault system, orientated NNE–SSW, is inherited from the late Hercynian tectonics. It has an uncertain path and recent studies (Combes, 1984; Terrier, 1991; Peulvast et al., 1998) show that it has been active during the Pleistocene and Holocene with a 1-m lowering of the western compartment.

Subsidence resulting from this recent tectonic activity has been confirmed by archeological data (Arnaud-Fassetta, 2000; Vella and Provansal, 2000; Vella et al., 1998) and long range tide recording (Emery et al., 1988; Suanez et al., 1997).

The Rhône delta is located in a microtidal sea. Coastal currents are wind driven and may be west or east directed. The only long-period waves come from the east to south-east and give rise to a dominant westward littoral drift. Combination of wave dynamics and lateral migration of the distributaries mouths give rise to a rapid shoreline evolution. During the historic period, some parts of the coast have retreated (4–5.5 m/year in front of the Camargue), other areas have prograded (sand spits of Beauduc, Espiguette and La Gracieuse) (L'Homer, 1988).

From the geological synthesis (Fig. 4), five main depositional/geological environments are recognized:

- Coastal system comprises extensive modern and relict coalescing beach ridges and sand spits. In the western part of the delta plain, relict sand ridges are well preserved while in the eastern part, they are partially eroded and/or buried;
- Fluvial system comprising channels, levees, paleomeanders, cuts the delta plain;
- Lagoons and ponds isolated between distributaries and beach ridges;
- Pleistocene deposits, with relict fluvial deposits, loess and screes, are mostly located at the edges of the delta plain;
- Pliocene deposits outcropping at the western end of the delta plain.

From North to South, the delta plain can be divided into three parts:

- The Upper plain, located in the northern part, where the Rhône valley opens out. Fluvial

deposits (crevasse, point bars, levee) of the Rhône river dominate the morphology.

- The Middle plain is a mixed environment with fluvial deposits forming elongate sand bodies with meanders pattern isolating freshwater to brackish water ponds. The modern Rhône river divides into two main active distributaries (Grand Rhône and Petit Rhône) delimiting a main swamp area (“Camargue”) with an extensive lake (“étang du Vaccares”).
- The Lower plain comprises delta front and barrier beach deposits. They are arranged in an extensive pattern of abandoned and active beach ridges enclosing highly saline backbarrier lagoons. They are dissected by abandoned and active distributaries. Prodelta systems develop in front of the main distributaries.

4. Results

4.1. Lithofacies and depositional model

A detailed stratigraphic analysis was performed on a restricted area (Saint Ferréol area) using data from a close grid (10th meters spacing) of 60 drillings distributed along 4 sections (Fig. 1).

4.1.1. Correlation of lithofacies and well logfacies

Log data (Gamma ray and resistivity) have been correlated with a core drilling, located near the boring studied, on which Oomkens (1970) performed a detailed lithologic and faunal analysis (Fig. 5).

Seven main lithofacies and correlative logfacies are identified from base to top:

1. Basal Pleistocene gravels with very high resistivity values and low gamma ray values. They are capped by an erosional surface sometimes overlain by a thin (decimetric) coarse grained lag deposit showing very high resistivity values (reworking of heavy minerals coming from the erosion of the next crystalline blocks?).
2. Lower postglacial clay and silt deposits with brackish to fresh water fauna and containing abundant plant detritus. They are characterized by medium values of gamma ray and resistivity.

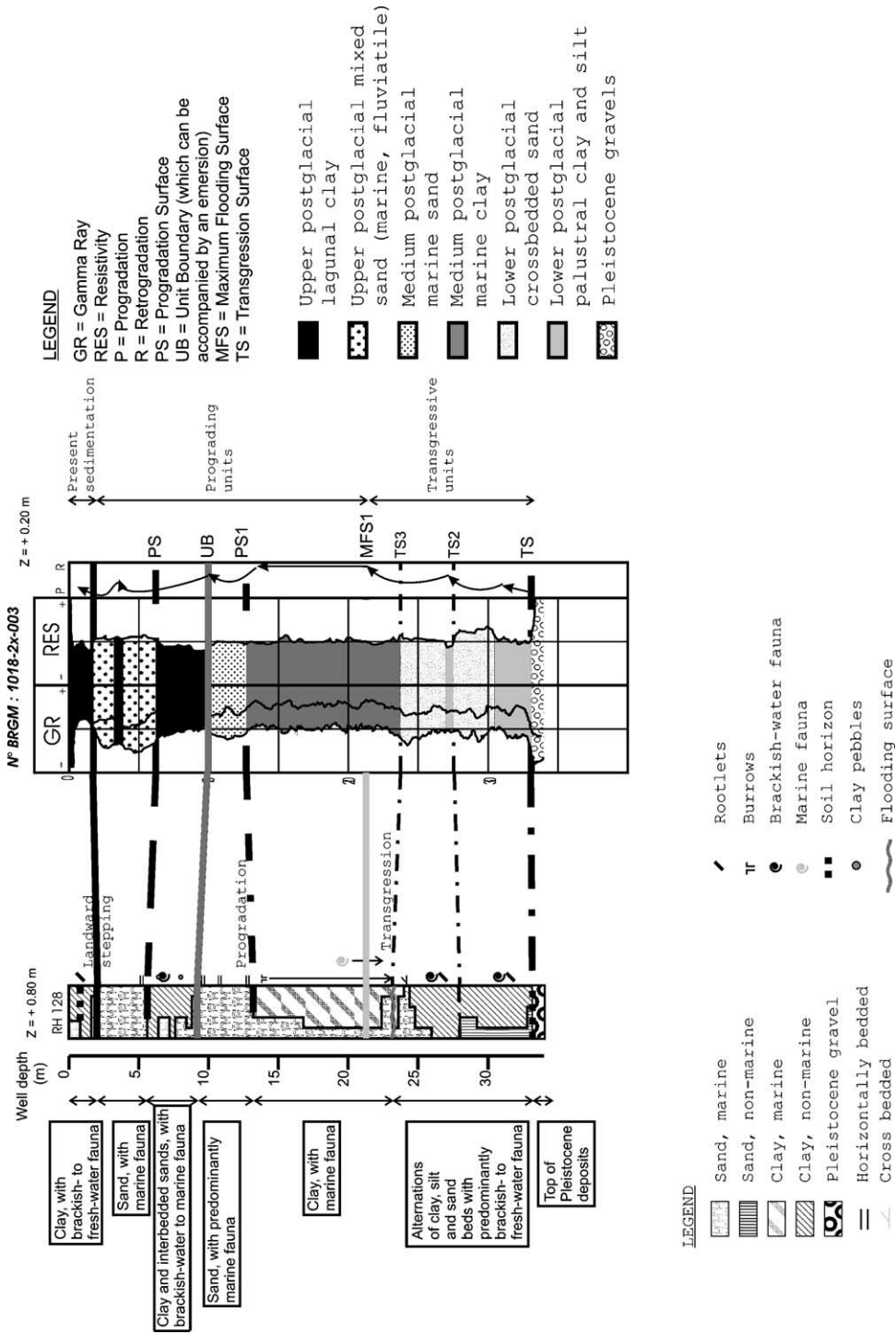


Fig. 5. Calibration of well logging data by the core drilling RH 128 from Omkens (1970). See location on Fig. 1. This calibration allows us to identify, on log data, seven main lithofacies and four main kinds of key surfaces.

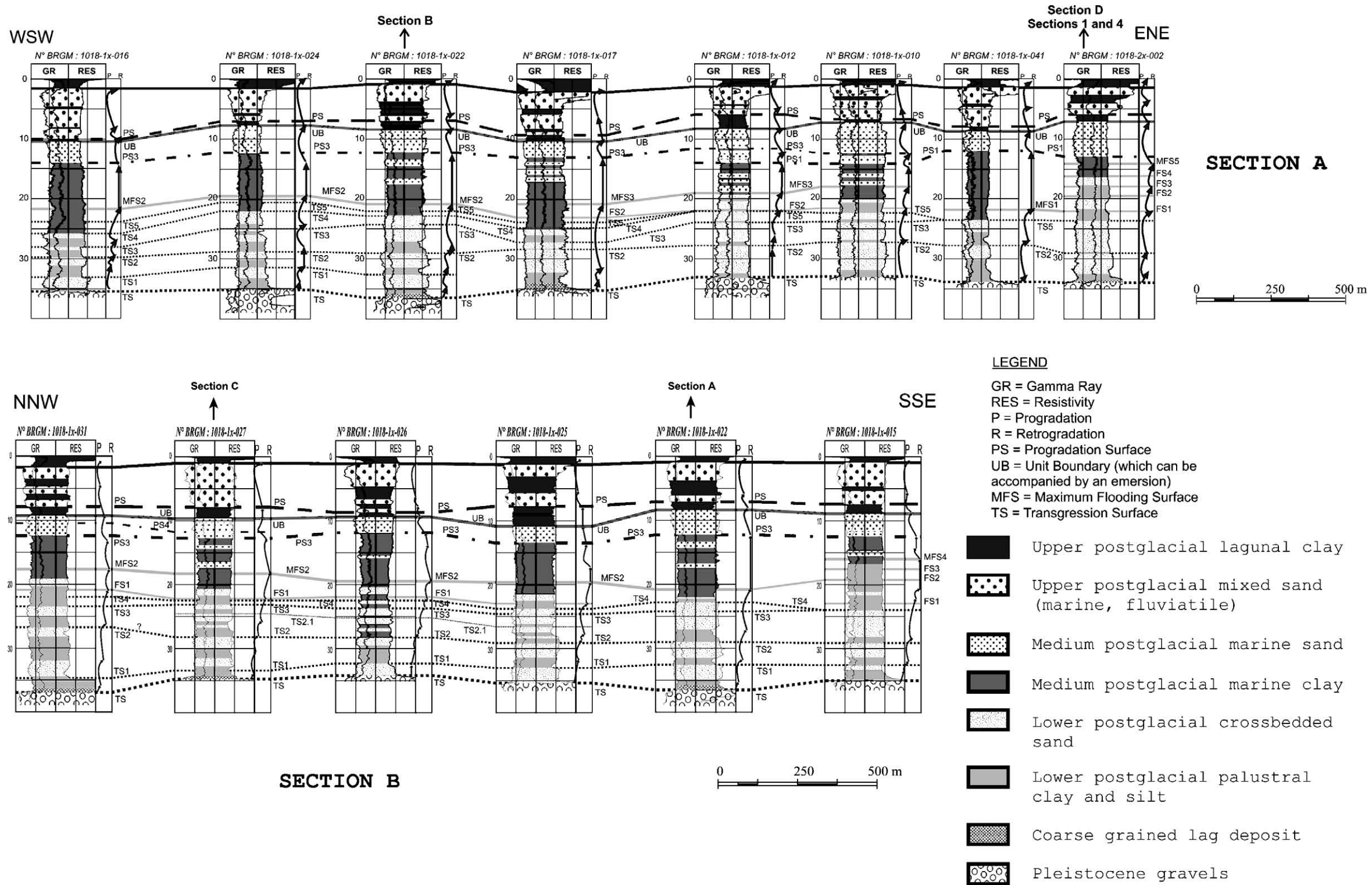


Fig. 6. High resolution correlations in the Saint-Ferréol lobe (Sections A and B) from log data, showing the good correlation of lithofacies and key surfaces at a restricted area scale: spacing of the wells is about tenth meters and the area of the studied box is about 1.5 km². See location on Fig. 1.

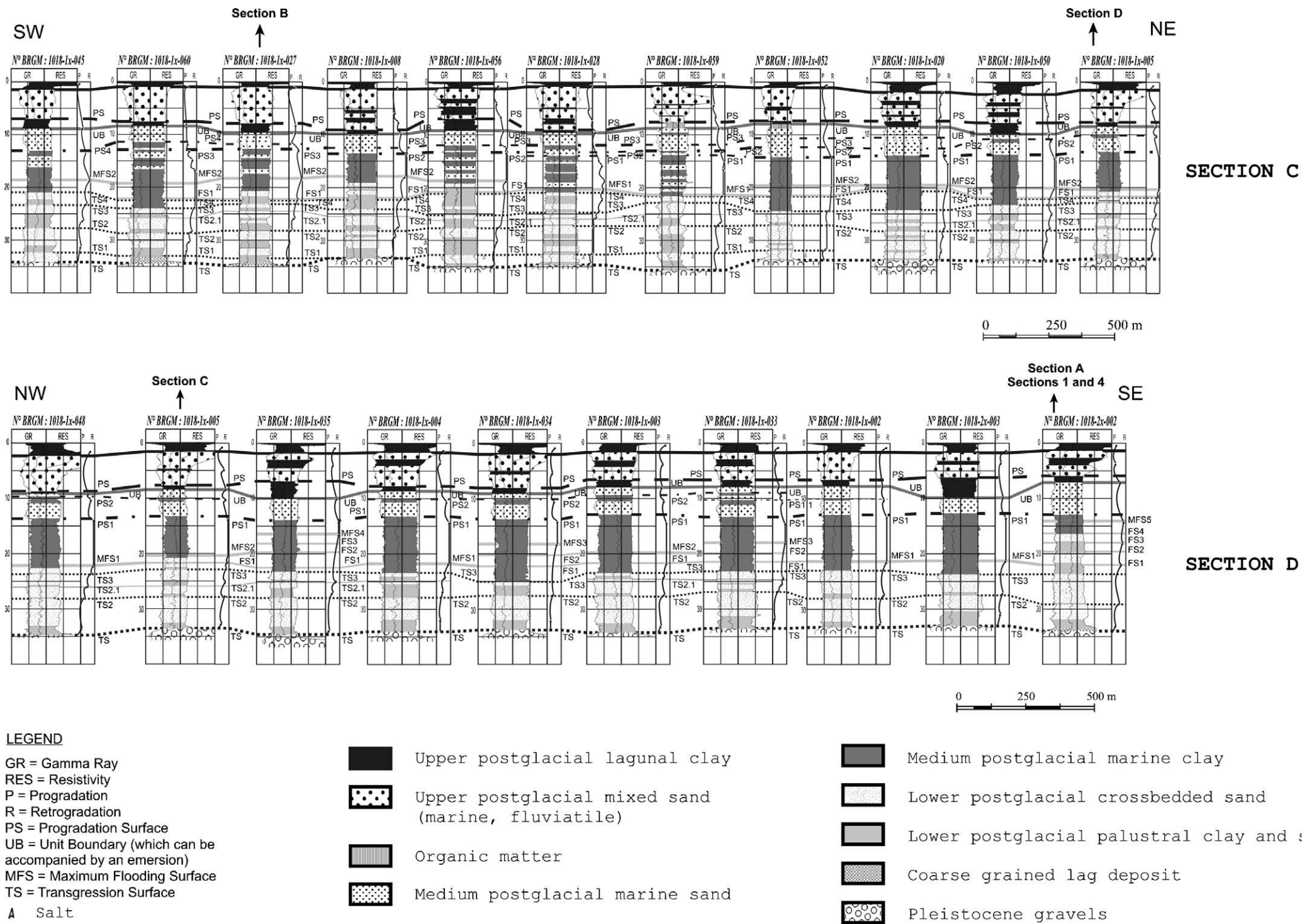


Fig. 7. High resolution correlations in the Saint-Ferréol lobe (sections C and D) from log data, showing the good correlation of lithofacies and key surfaces at a restricted area scale: spacing of the wells is about tenth meters and the area of the studied box is about 1.5 km². See location on Fig. 1.

3. Lower postglacial crossbedded sand layers interbedded in the lower postglacial clays. They show medium to high resistivity values and medium to low gamma ray values.
4. Medium postglacial marine clay with high gamma ray values decreasing upward (lithologic coarsening upward trend).
5. Medium postglacial marine sand well sorted and horizontally bedded deposited in beach barrier environment. Log data show very low gamma ray values and high resistivity values.
6. Upper postglacial mixed sand (marine, fluvial) resulting from the migration and/or breaching of distributaries with low gamma ray values and high resistivity values.
7. Upper postglacial clay deposited in modern lagoonal areas. They are characterized by high to medium gamma ray values and low to medium resistivity values. Organic rich layers (peat layers or soil horizons) are sometimes interbedded in these upper clay deposits. They are characterized by very high gamma ray values.

Four main kinds of surfaces marked by abrupt variations of the log values are identified:

- Erosional transgressive surfaces (TS), between 25 and 35 m depth, located at the top of lower crossbedded sand layers. They indicate a deepening of the environment (increase of gamma ray values and decrease of resistivity values). They are the result of phases of transgression. The main one, located at the top of Pleistocene deposits, marks the beginning of the postglacial eustatic sea level rise.
- Several flooding surfaces (FS) are identified in marine mud between 10 and 25 m depth. They are marked by maxima of radioactivity and minima of resistivity. They are correlated with enriched shell layers. Among them is probably the maximum flooding surface (MFS) which marks the transition to upper coarsening deposits.
- Progradation surfaces (PS) located between 5 and 15 m depth at the boundary between marine sands and marine clays (decrease of gamma ray values and increase of resistivity values).
- Units boundaries surfaces (UB), around 10 m depth, are erosional and separate prograding units.

4.1.2. Main depositional systems

From logfacies and lithofacies analysis, the Postglacial sedimentary section may be subdivided into two main members which are separated by the maximum flooding surface:

- A lower member, above the Pleistocene alluvial fill, composed of clay and silt deposits with brackish to freshwater fauna and interbedded sand layers. They correspond to coastal plain and back-barrier deposits.
- An upper member of marine deposits developed above the maximum flooding surface. The lower part consists of burrowed clays with marine fauna; the upper part coarsens upward and grades into well sorted horizontally bedded sands interpreted as a coastal barrier environment. The uppermost part is formed by modern continental deposits.

The good correlation of key surfaces and genetic units, along the four chosen sections, is obvious in Figs. 6 and 7.

4.2. Large scale architecture

The findings obtained from the stratigraphic analysis of the Saint Ferréol area have been used to carry out the analysis of 160 wells distributed on 4 major sections spread on the whole delta plain (Fig. 1). The stratigraphic correlations provide a basis to construct a large-scale architecture of Postglacial delta plain deposits.

Sections 1 and 2 extend roughly North–South along the Petit Rhône and the Grand Rhône courses, respectively. Sections 3 and 4 are transverse and respectively located in the upper part and the lower part of the delta plain.

Section 1 stretches along the Petit Rhône path in the western part of the delta plain (Fig. 8). Postglacial deposits rest on Pleistocene gravels through a very irregular surface with incisions inherited from the previous lowstand period.

In the upstream part of the section (upper delta plain) drillings cut across coastal plain, fluvial and palustral facies. Deposits are generally fine grained with some sandy beds (channel incisions) and soils horizons.

In the downstream part, the section comprises two members separated by the maximum flooding surface:

- A lower part of coastal plain deposits organized into four units (T1–T4) arranged in a retrograding pattern. The top is truncated by an erosional surface which progressively deepens seaward.
- An upper part of marine deposits coarsening upward. The basal deposits consist of marine clays thickening in a seaward direction. They grade upwards to marine sands. This wedge of marine deposits is organized into four units (P1–P4) arranged in a prograding pattern. Uppermost deposits are coastal plain and lagoonal deposits of the modern delta plain. The more recent unit P4 crops out at the coast and is expressed as the modern coastal ridge. It is approximately dated between 2950 ± 40 years BP and 2420 ± 50 years BP from North to South (Vella et al., this volume).

Section 2 is orientated North–South and spreads in the eastern part of the delta plain along the Grand Rhône distributary. It shows the same stratigraphic organization pattern as Section 1 that is a lower member of coastal plain deposits (T1–T4) and an upper wedge of marine deposits (P2–P5) thickening shelfward (Fig. 8). The basal transgressive surface is distorted and this distortion also affects underlying Pliocene deposits. Lateral correlation with Section 1 indicates that in this sector the prograding unit P1 is absent but a more recent prograding unit P5 develops at the present coastline. Moreover, on the map, the Northern limit of sandy barriers beach corresponds to the limit between prograding units P2 and P3. This is also visible on Section 1.

Section 3, orientated East–West, is located in the upper delta plain. From base to top, drillings cut across Pliocene deposits, Pleistocene gravel and Postglacial nonmarine deposits (Fig. 9). The latter member shows several channel incisions at different levels, the uppermost corresponding to the modern Rhône river. This alternates with aggradation periods in palustral facies.

Section 4, orientated East–West, is located in the lower delta plain. It crosses the lower units T1–T4 (Fig. 9). In the central part of the section, only the upper units P2 and P3 are visible (P1 is located upstream and P4 is located downstream). In the eastern part, units P2–P5 are visible. From chronological

data performed on the upper units close to the well 1018-2x-007 (Arnaud-Fassetta, 2000), the units P2 and P3 are dated respectively at 4500 BC (5700 Y¹⁴C) and 2500 BC (4054 Y¹⁴C). From Vella et al. (this volume), the unit P3 which corresponds to the Mornès bar (see location on Fig. 4) is dated 4035 ± 55 years BP on the internal part of the bar. This is consistent with Arnaud-Fassetta's dating.

4.3. Correlations with marine data

On the shelf, seaward of the delta plain, Postglacial deposits are organized in a set of prograding units arranged in a retrograding pattern. The more recent units are located on the inner shelf (Labaune et al., 2005). A correlation has been tentatively performed between seismic data on the shelf and core drilling data on the delta plain. Two seismic lines orientated North–South cutting across the shelf have been joined with the two main delta plain sections 1 and 2 (Fig. 10). The resulting synthetic sections show that the lower coastal plain deposits of the delta plain join up with units U400 and U500 identified on the shelf. The upper member of marine deposits and more precisely units P4 and P5 correlate with adjacent prograding units (U600 and U610) that develop off the present Rhône river mouth (Labaune et al., 2005).

5. Interpretation and discussion

5.1. Sequence stratigraphic organization

Stratigraphic analysis of lithologic and well logging data of the Rhône delta plain allows to conclude the following:

–The retrogradational units (T1–T4), made of coastal plain deposits, are interpreted as transgressive parasequences deposited during slowing down or stabilization phases of sea level rise alternating with periods of fast transgressions.

Units T2 and T3, respectively, correlate with the parasequences of the Transgressive Systems Tracts (U400, U500) recognized on the adjacent continental shelf (Labaune et al., 2005).

The surface capping the transgressive units is the maximum flooding surface resulting from the final inland migration of the shoreline and the submergence

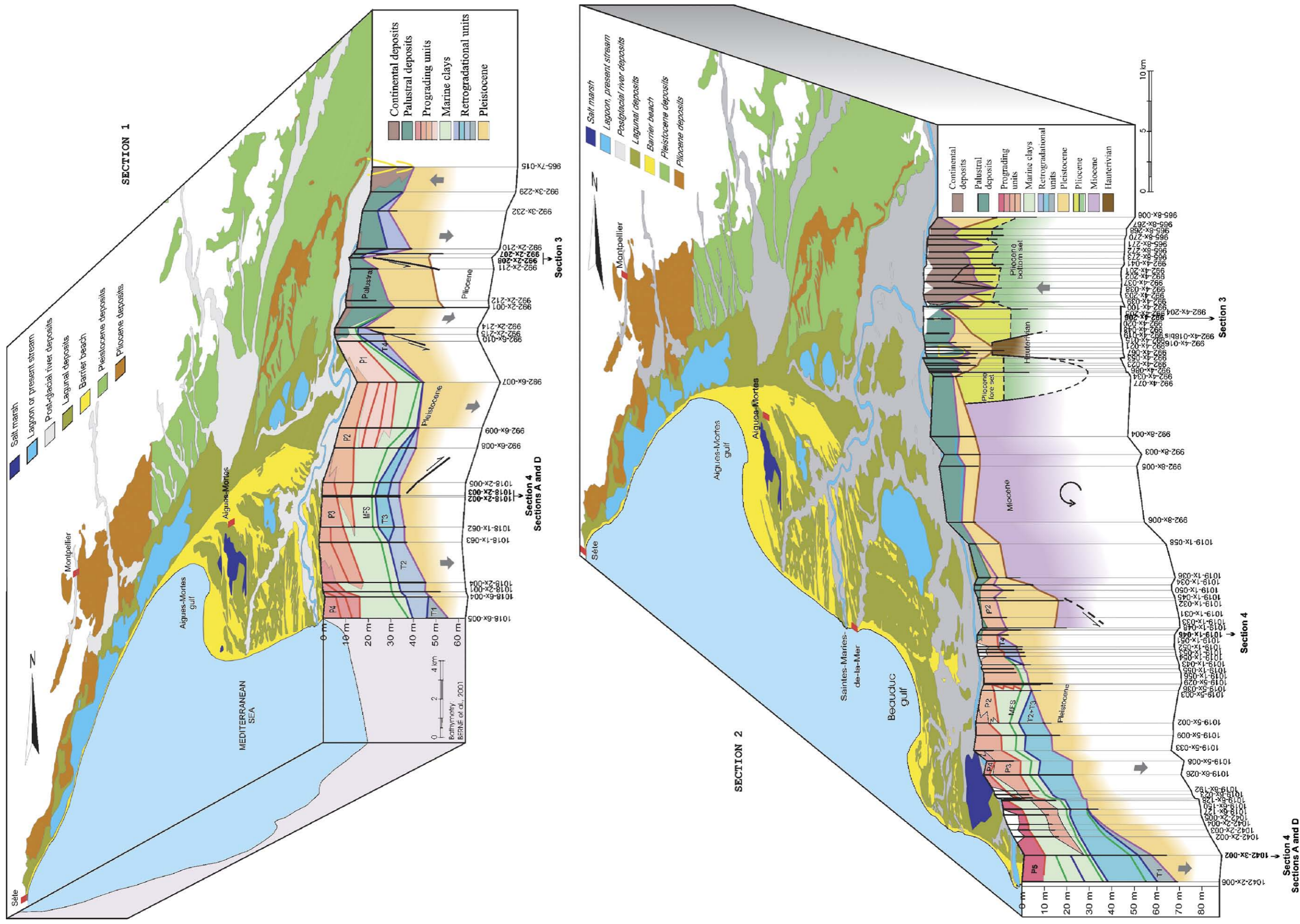


Fig. 8. Blocks diagrams made from the map of the geological domains of the Rhône delta and from the lithologic data along the Sections 1 and 2. In the upstream part of the sections, drillings cut across coastal plain, fluvialite and palustral facies. In the downstream part, the sections comprise two members separated by the maximum flooding surface: a lower part consists of coastal plain deposits organized into four units upward coarsening (T1–T4) and arranged in a retrograding pattern; an upper part of marine deposits coarsening upward and organized into five units (P1–P5) arranged in a prograding pattern. Bathymetry from Berné et al. (2001).

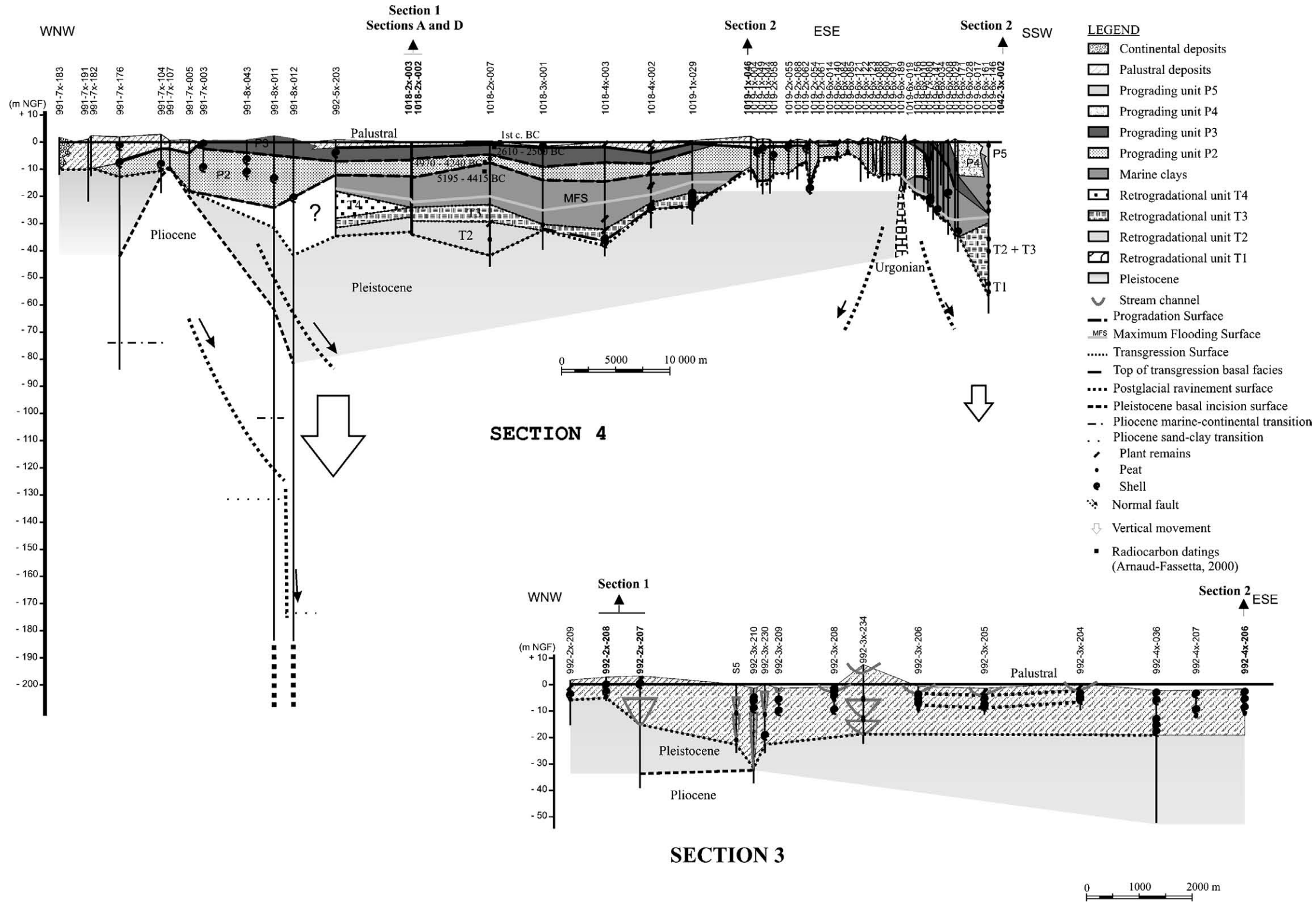


Fig. 9. East–West transverse sections through the upper delta plain (Section 3) and the lower delta plain (Section 4). See location on Fig. 1. On Section 3, from base to top, drillings cut across Pliocene deposits, Pleistocene gravel and Postglacial non marine deposits. Section 4 crosses the lower units T1–T4 and the upper units P2 and P3.

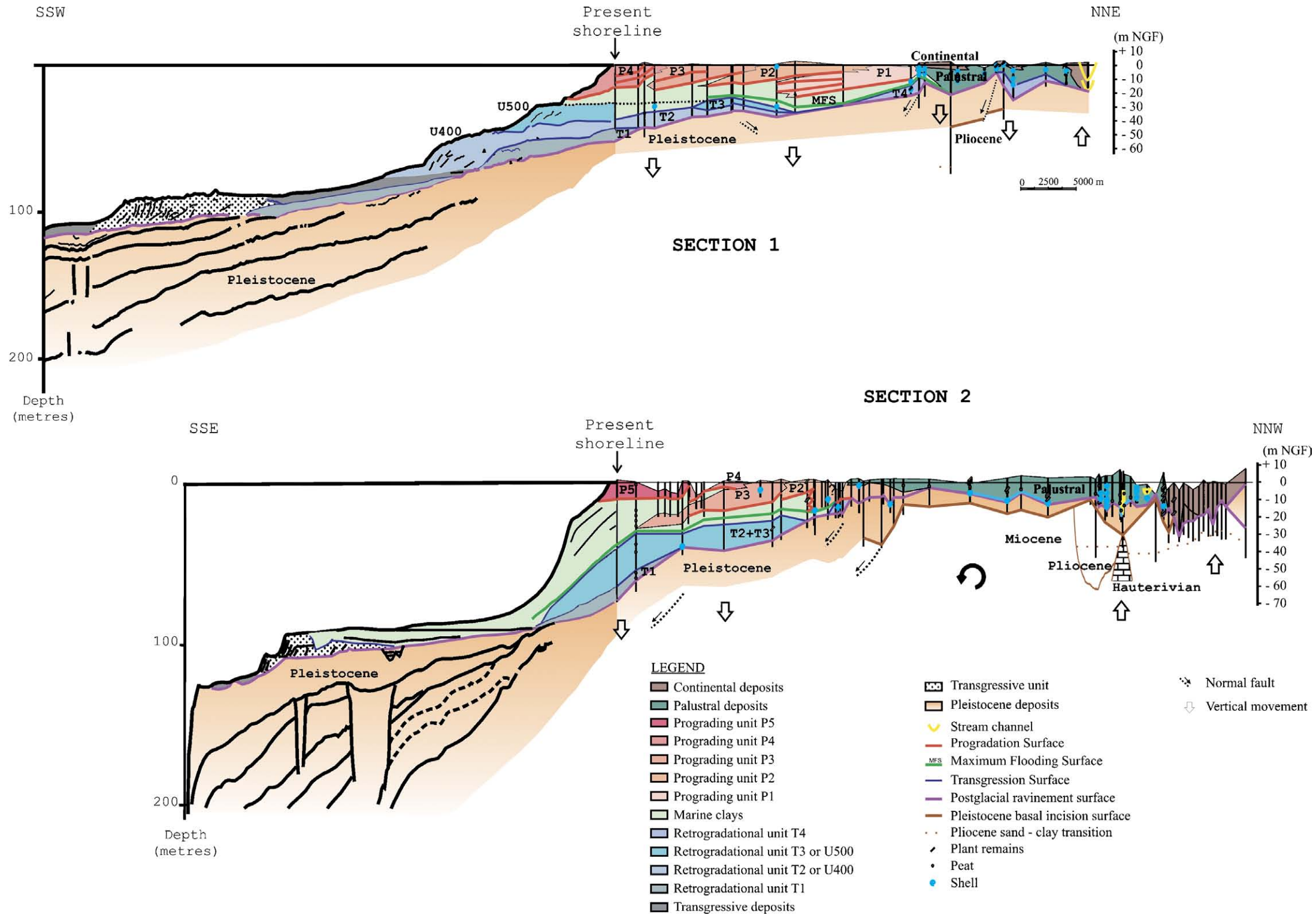


Fig. 10. Onshore–offshore correlations between two seismic lines orientated North–South cutting across the shelf and the two main delta plain Sections 1 and 2. The lower coastal plain deposits of the delta plain join up with units U400 and U500 identified on the shelf. The upper member of marine deposits and more precisely units P4 and P5 correlate with adjacent prograding units (U600 and U610, from Labaune et al., 2005) that develop off the present Rhône river mouth.

of the late transgressive parasequences. It marks the transition between the end of the Postglacial transgressive period and the beginning of a phase of general progradation.

–The progradational units (P1–P5) constitute a wedge of marine deposits thickening seaward and representing parasequences of the Highstand Systems Tracts which have prograded onto the late transgressive deposits (described above) since the period of reduced rate of sea level rise at the end of the Holocene.

The oldest units P1 and P2 are correlated with Saint-Ferréol lobe (see location on Fig. 4); the more recent ones which prograde in the eastern part of the delta plain are tentatively correlated with the Bras de Fer lobe (P4) and the presently active Roustan lobe (P5), and their marine correlative units U600 and U610 (Labaune et al., 2005).

This general scheme of stratigraphic organization is the same as the one of other Mediterranean deltas.

For example in the Po Plain (Amorosi et al., 2004), basal Postglacial deposits are characterized by a retrogradational stacking pattern of coastal plain and littoral facies (transgressive systems tract), reflecting invariably the landward migration of a barrier–lagoon–estuary system during the late transgressive phases (8800–6000 years BP) (Amorosi and Marchi, 1999). These retrogradational units are also observed in the Gulf of Cadiz continental shelf (Lobo et al., 2001), in the central Tyrrhenian continental shelf (Tortora, 1996) or in the Ebro delta (Somoza et al., 1998).

Above, in the Po Plain (Amorosi et al., 2004) or in the Ebro delta (Somoza et al., 1998), highstand deposition was characterized by extensive progradation of the delta and the strandplain from 6000 BP (Amorosi and Marchi, 1999).

The general stratigraphic organization is in the first place related to the glacio-eustatic changes that occurred at the end of the Holocene. Nevertheless, other factors may have interacted with eustasy and partly influenced the stacking pattern geometry and properties of Postglacial deposits parasequences.

5.2. Eustasy

The pattern of last deglaciation is characterized by steps with high rate of sea level rise corresponding to massive input of freshwater derived from melting continental ice (meltwater pulses) superimposed on

sea level rise (Bard et al., 1996). The transgressive parasequences (U400/T2 and U500/T3), spreading on the inner shelf and on delta plain, are correlated with the intervals of slower eustatic rise (Fig. 3b) indicating that glacio-eustatic change is the main controlling factor for the preservation of the transgressive units deposits (Berné et al., 2003; Gensous and Tesson, 2003; Labaune et al., 2005).

Postglacial transgression ends at the Late Holocene with a final retreat of the shoreline up to 15 km landward of the present coastline up to the northern edge of the Vacarres lake (unit T4). Subsequently, occurred a period of reduced rate of relative sea level rise during which uppermost deposits of the Rhône delta plain have globally prograded seaward and built several major delta complexes (highstand parasequences P1–P5/U610).

However, the precise pattern of eustatic changes during this period is still in debate.

Lambeck and Bard (2000) joining observations with glacio-hydroisostatic models conclude that Holocene sea level along the Cote d’Azur and Golfe du Lion has never exceeded the present level.

But other studies from different areas of the western Mediterranean sea (Barra et al., 1999; Dalongeville et al., 1980; Dubar, 1987; Fuchey and Le Strat, 2001; Ozer, 1977; Pirazzoli, 1998) demonstrate a highstand sea level around 6000 BP, a sea level drop between 6000 and 4500 BP, then a constant sea level until today. This phenomenon has also been recorded and dated in the Atlantic ocean: we can quote the works of Decker et al. (2001) on the Rochefort marsh and the works of L’Homer et al. (1999) on the Mont Saint-Michel bay.

In the lower valley of the Herault river, west of Cap d’Agde, in a stable tectonic context, marine deposits (sands with marine shells) attributed to late Holocene highstand are found at an altitude of between 4 and 5 m (Fuchey and Le Strat, 2001). So, the general progradation, from 4500 BP (depositing of units P1–P5), would be caused by periods of sea level fall (from an altitude of 4 m to an altitude of 0 m).

5.3. Climate and sediment supply

The climate controls precipitation intensity and the nature of the vegetation cover thus it controls the river regime and the rate of sediment supply.

During the early Holocene period, the formation of transgressive units (T1–T4) may be related to short time scale climatic changes that caused at once periods of reduced rates of sea-level rise and high rates of terrigenous supply (Amorosi et al., 2004; Lobo et al., 2001). The most well-known example is the Younger Dryas period, correlated on shelf with unit U400 (Berné et al., 2003). Other similar events may have occurred during the Holocene like the 8200-year cold event (von Grafenstein et al., 1998).

This hypothesis is confirmed by onshore studies of the palaeohydrological records (Magny et al., 2002), in the western Mediterranean region, indicating that the period from 12000 to 6500 years BP was punctuated by detritic crises related to climate deterioration and marked by major sediment accumulation in valley floors and major sediment supply.

On the other hand, during periods of accelerated sea-level rise, flooding and/or transgressive surfaces were preferentially developed.

Regarding the late Holocene, because of the reduced rate of sea level rise, the variations of sediment supply have a prevailing effect on sedimentary evolution. Studies of the paleohydrology of the Rhône delta (Arnaud-Fassetta, 2000, 2002; Arnaud-Fassetta and Provansal, 1999; Vella et al., this volume) indicate that a total of four major hydrologic phases occurred between 5800 and 3800 years BP, between 2500 and 2400 years BP, between 1st century BC and 2nd century AD (beginning of the Roman Antiquity) and during the little Ice Age (second part of the 17th and beginning of the 18th centuries). They were characterized by abundant water and sediment discharge, aggradation of the floodplain, development of the deltaic lobes and progradation of the coastline. The two first hydrological changes are correlated with the progradation of the lobe of Saint Ferréol (units P1 and P2). The Rhône d'Ulmet (unit P3) prograded during the Roman period (between 5780 ± 40 BP and the medieval period when it is closed artificially in 1440; Rossiaud, 1994) and the Rhône du Bras de Fer (unit P4) during the Little Ice Age (between 1587 and 1711; Colomb et al., 1975; Rossiaud, 1994). This latter event is also recorded in the Ebro delta (Somoza et al., 1998) and particularly in the Po delta (Cattaneo et al., 2003) where a major phase of progradation is recorded during the Little Ice Age.

During the last 150 years, the changes in the paleohydrology of the Rhône river have been induced by climatic changes but have been intensified by human disturbances at the Rhône catchment scale (Arnaud-Fassetta, 2002). The main disturbances are the channel sediment mining and dredging, and the construction of numerous dams (19 on the Rhône river) that severely reduced the sediment load downstream. Moreover, the Rhône channelization facilitated sediment transport to the coastal system and causes a bypass phenomenon on the alluvial plain (Roveri et al., 2001). Most of the sediment eroded downstream of the dams made its way down to the prodelta (no-mobility zone), and increased a sedimentary deficit in the coastline. The consequences of anthropic activities are, on the one hand, the chronic deficit of river drifts and on the other hand a proportion of fine particles more and more important in these deposits.

The influence of sediment supply in the building of a delta appears at other deltas scale like the Ganges-Brahmaputra delta (Goodbred et al., 2003). In this delta, sediment supply is a major control on deltaic processes. Variation in the timing or magnitude of that sediment pulse, relative to sea-level rise, led to considerable changes in the subaerial extent of the delta and the proportional dominance of alluvial and marine facies within the sequence.

5.4. Subsidence

The subsidence in the western part of the Golfe du Lion is estimated at a rate of 250 m/My during the Pleistocene period on the center of the continental shelf (Rabineau, 2001) and is active since the lower Pliocene with an increase during the upper Pliocene–lower Pleistocene period (Duvail et al., 2002, 2005).

The comparison of sea level changes (based on dating of peat beds) between the eastern part of the Rhône delta plain and the rocky coast to the east of Marseille indicates a negative difference of between 1.5 and 0.5 m, then a rapid adjustment after 2120 BP (Vella and Provansal, 2000). The authors suggest that tecto-subsident movements account for these differences, as well as the rapid rise in relative sea-level during the subsequent period between 2120 and 1200 BP. This is compatible with the network of post-Miocene faults that account for the differences in

altitude of the Roman quarries carved-out from the Miocene layers (Vella and Provansal, 2000).

From archeological data (Arnaud-Fassetta, 2000; Vella and Provansal, 2000; Vella et al., 1998) and long range tide recording (Emery et al., 1988; Suanez et al., 1997), subsidence rates in the Rhône delta plain (between 0.1 and 1.4 mm/year) are lower than rates of other Mediterranean deltas: 7.3 mm/year for the Pô delta (Bondesan et al., 1995b), 4.8 mm/year for the Nile delta (Stanley, 1990).

Locally, the morphology of units and key surfaces, deduced from well log data, suggests the possibility that subsidence took place:

- On section A (Fig. 6), transgressive surfaces 3 and 4 (TS3 and TS4) disappear upstream (towards the North–East), where they are truncated by a more recent transgressive surface (TS5). This may be a first indication of the delta tilting which is in accordance with the global trend of tilting observed during the Pleistocene time scale (Tesson and Allen, 1995).
- In the area of Saint Ferréol, well log data indicate that the maximum flooding surface is a composite surface. On section D (Fig. 7), according to the wells, the maximum flooding surface corresponds to the surfaces FS1, FS2, FS3, FS4 or FS5, indicating a lateral migration of the depocenters (deltaic lobes) controlled by local subsidence.
- On section C (Fig. 7), progradation surfaces PS3 and PS4 are only preserved in distal area (towards the South–West). They are eroded in proximal area. This may imply a seaward subsidence of the studied domain.

At the delta plain scale, evidence of subsidence is also observed on the four long profiles:

- On Section 1 (Fig. 8), the unit P1 which is 15 m thick between wells 992-6x-008 and 992-6x-007 shows at once aggradation and progradation. This pattern of the sedimentary record is the result of the local increase of available space thanks to differential subsidence movements. At the same place, transgressive units T3 and T4 are tilted northward and southward respectively as the transgressive surfaces deepen. These movements are still attributed to differential subsidence.

- On Section 4 (Fig. 9), the deformation of key surfaces (Pliocene marine–continental transition, Pliocene sand–clay transition) is also attributed to differential subsidence.

5.5. To sum up

Today, all these parameters work in a negative way for the coastline. Indeed, subsidence is still recorded, sediment supply is very low, climate shows a global warming so sea level rises. The natural parameters couldn't induce such disturbances because they evolve at the geological speed following well known terrestrial cycles. It's only because of the phenomena acceleration caused by anthropism that we attend this evolution. Thus, the natural millennial global signal is progradation, but the anthropic century-old signal is retrogradation. The maximal prograding evolution before the anthropic retrograding evolution until today is recorded by barriers beach, next to Montpellier (Ambert, 2004) which had a more distal position in 1780 than today, or in front of the Saint Ferréol lobe (Vella et al., this volume) which had a more distal position in 2000 BP than today.

This subject here is approached in an original way, thanks to the use of onshore well logging sections, in Postglacial prisms. The analysis, using sequence and genetic stratigraphy, of these well logs permits to decompose a part of the sedimentary message. The approach by well logging measurements on the Postglacial prism is the only one which permits the elaboration of a quantified genetic model. This genetic model, with a very fine mesh, is the first stone to extrapolate the correlations at the Rhône delta subsurface scale. It is also important in the analysis of onshore–offshore correlations where it brings a naturalistic calibration.

6. Conclusions

Postglacial deposits of the Rhône delta plain have been studied thanks to well logging of the French BRGM subsurface data bank, calibrated by lithologic data.

The analysis of sections at the whole delta scale permits to distinguish, from base to top, a retrogradational stacking pattern, materialized by four transgressive units, and a prograding stacking pattern

constituted in distal position by five deltaic lobes and in proximal position, by an alternance of incision periods and of aggradation of palustral and continental deposits periods. These two stacking patterns are the onshore extension of those already observed offshore on seismic profiles.

This stratigraphic organization results of the interaction between global eustatic variations and sediment supply, both under control of climatic changes. During the late Holocene, because of the reduced rate of sea level variations, sediment supply has a prevailing effect on sedimentary evolution. From 150 years, the changes in the paleohydrology of the Rhône river have been intensified by anthropic activities.

Another important controlling factor is subsidence. It is expressed on well logging sections by the geographic variation of depocenters, and on long profiles by the aggradation of globally prograding units, by the tilting of transgressive units, and by the deformation of Pliocene key surfaces. These movements are in agreement with the continental margin tilting already observed in other areas of the Golfe du Lion.

Acknowledgements

This work is a contribution to the French National GDR Marges program, workshop Gulf of Lion. We thank the Eurodelta Concerted Action for their invitation.

We wish to thank M. E. Field and S. L. Kuehl for their review and comments, which greatly improved the manuscript, and M. Rabineau for her advices.

Thanks are extended to BRGM, at Montpellier and Orléans (this work is part of the BRGM geological referential program) and the BDSI (Perpignan) for the putting in common of their data and their savoir-faire in sedimentology of coastal domains, deltas and onshore–offshore transitions. This work is an example of collaboration between organizations, on onshore–offshore transitions in recent deposits.

References

- Alabouvette, B., Berger, G., Demange, M., Guérange-Lozes, J., 2001. Carte géol. France (1/250 000), feuille Montpellier (38), ed. BRGM, Orléans.
- Ambert, M., 2004. Hérault miroir de la Terre, ed. Chaleil/BRGM, Orléans.
- Amorosi, A., Marchi, N., 1999. High-resolution sequence stratigraphy from piezocone tests: an example from the Late Quaternary deposits of the southeastern Po Plain. *Sediment. Geol.* 128, 67–81.
- Amorosi, A., Colalongo, M.L., Fiorini, F., Fusco, F., Pasini, G., Vaiani, S.C., Sarti, G., 2004. Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records. *Glob. Planet. Change* 40, 55–78.
- Arnaud-Fassetta, G., 2000. Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône, de l'âge du bronze au siècle du nucléaire. Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, Grafigéo, vol. 11. 230 pp.
- Arnaud-Fassetta, G., 2002. Geomorphological records of a “flood dominated regime” in the Rhône delta (France) between the 1st Century BC and the second century AD. What correlations with the catchment paleohydrology? *Geodin. Acta* 15, 79–92.
- Arnaud-Fassetta, G., Provansal, M., 1999. High frequency variations of water flux and sediment discharge during the Little Ice Age (1586–1725 AD) in the Rhône delta (Mediterranean, France). Relations to the catchment basin. *Hydrobiologia* 410, 241–250.
- Bard, E., Arnold, M., Fairbanks, R.G., Hamelin, B., 1993. ^{230}Th – ^{234}U ^{14}C ages obtained from mass spectrometry on corals. *Radiocarbon* 35, 191–199.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabiocch, G., Faure, G., Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382, 241–244.
- Barra, D., Calderoni, G., Cipriani, M., De La Geniere, J., Fiorillo, L., Greco, G., Mariotti Lippi, M., Mori Secci, M., Pescatore, T., Russo, B., Rosaria Senatore, M., Tocco Sciarelli, G., Thorez, J., 1999. Depositional history and palaeogeographic reconstruction of the coastal plain during magna graecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy). *Geol. Rom.* 35, 151–166.
- Berné, S., Carre, D., Loubrieu, B., Maze, J.-P., Normand, A., 2001. Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion au 1/100 000. ed. Ifremer.
- Berné, S., Baton, J.M., Delpeint, A., Dennielou, B., Duval, F., Field, M., Lericolais, G., Le Roux, E., Satra, C., Taviani, M., 2003. Deglacial history of the Rhône prodelta from detailed morphology and preliminary stratigraphic data. Open Conference on Comparing Mediterranean and Black Sea prodeltas. 26–28 October 2003, Abstract Book Aix-en-Provence, France, pp. 7–8.
- Bondesan, M., Favero, V., Viñals, M.J., 1995a. New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene. *Quat. Int.* 29/30, 105–110.
- Bondesan, M., Castiglioni, G.B., Elmi, C., Gabbianelli, G., Marocco, R., Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 1995b. Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in Northeastern Italy. *J. Coast. Res.* 11 (4), 1354–1379.
- Boyer, J., Duval, C., Le Strat, P., 2003. Le delta du Rhône: géodynamique postglaciaire. Rapport BRGM/RP-52179-FR, 99 pp.
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L., Trincardi, F., 2003. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: sediment pathways and supply fluctuations. *Mar. Geol.* 193, 61–91.

- Colomb, E., Gieu, G., Masse, J.P., Rouire, J., Roux, M., 1975. Carte géol. France (1/50 000), feuille Istres (1018). BRGM, Orléans. (47 pp.).
- Combes, P., 1984. La tectonique récente de la Provence occidentale: microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. 182 pp.
- Dalongeville, R., Paskoff, R., Sanlaville, P., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1980. Rivage holocène supérieur à l'Actuel en Tunisie méridionale. *Océanis*, Spec. Publ. 5, 311–312.
- Decker, I., Le Strat, P., Karnay, G., Bourguine, B., Vairon, J., 2001. Géométries et dynamique de remblayage de l'incision holocène dans le marais de Rochefort: modélisation géologique (France). Rapport BRGM/RP-51007-FR, 74 pp., 11 fig., 17 tabl., 1 pl., 11 ann.
- Dubar, M., 1987. Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, t. III (1), 195–198.
- Duvail, C., Le Strat, P. avec la collaboration de Gorini, C., Lofi, J., Clauzon, G., 2002. Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quaternaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer. Rapport BRGM/RP-51972-FR, 71 pp.
- Duvail, C., Gorini, C., Lofi, J., Le Strat, P., Clauzon, G., Dos Reis, T., 2005. Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the Roussillon basin (eastern Pyrenees, France). *Mar. Pet. Geol.* 22 (6–7), 747–756.
- Emery, K.O., Aubrey, D.G., Goldsmith, V., 1988. Coastal neotectonics of the Mediterranean from tide-gauge records. *Mar. Geol.* 81, 41–52.
- Fuchey, Y., Le Strat, P., 2001. Modélisation géologique des dépôts plio-quaternaires de la basse vallée de l'Hérault. Rapport BRGM/RP-50770-FR, 79 pp.
- Gensous, B., Tesson, M., 1997. Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne: organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *C.R. Acad. Sci. Paris* 325, 695–701.
- Gensous, B., Tesson, M., 2003. L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (golfe du Lion). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 174 (4), 401–419.
- Gensous, B., Tesson, M., Arnold, M., 1993. Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (France): confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. *C.R. Acad. Sci. Paris* 317 (série II), 803–810.
- Goodbred Jr., S.L., Kuehl, S.A., Steckler, M.S., Sarker, M.H., 2003. Controls on facies distribution and stratigraphic preservation in the Ganges-Brahmaputra delta sequence. *Sediment. Geol.* 155, 301–316.
- Kruit, C., 1955. Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna. Mouton and Co – 'S – Gravenhage ed., 156 pp.
- L'Homer, A., 1988. Le littoral d'Aigues-Mortes à la fin du XIII^{ème} siècle. Deuxième forum du CFG, 24–25 Nov. 1988, Caen, *Bull. Centre de Géomorpho. de Caen*, 36, 109–112.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J., Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin. *Océanis* 7 (fasc. 4), 389–408.
- L'Homer, A., Courbouleix, S., Chantraine, J., Deroin, J.-P., 1999. Carte géol. France (1/50 000), feuille Baie du Mont Saint-Michel (208), ed. BRGM, Orléans.
- Labaune, C., Jouet, G., Berné, S., Gensous, B., Tesson, M., 2005. Seismic stratigraphy of the Deglacial deposits of the Rhône prodelta and the adjacent shelf. *Mar. Geol.* 222–223, 229–311 (This volume).
- Lambeck, K., Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.* 175, 203–222.
- Lobo, F.J., Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Diaz del Rio, V., 2001. The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Mar. Geol.* 178, 171–195.
- Magny, M., Miramont, C., Sivan, O., 2002. Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene mediterranean vegetation in Europe on the basis of paleohydrological record. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 186, 47–59.
- Marsset, T., Bellec, V., 2002. Late Pleistocene-Holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. *Sedimentology* 49, 255–276.
- Oomkens, E., 1967. Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. Mijnb.* 46, 265–278.
- Oomkens, E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. *Spec. Publ.-Soc. Econ. Paleontol. Mineral.* 15, 198–212.
- Ozer, A., 1977. Les niveaux marins quaternaires de la Sardaigne septentrionale. Résumé des communications du colloque de Saint-Valéry-sur-Somme, 1–3 Déc. 1977: les niveaux marins quaternaires. *Univ. Picardie*, 13.
- Peulvast, J.-P., Baroux, E., Bellier, O., Sebrier, M., 1998. L'activité des systèmes de failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance: enseignements de la géomorphologie structurale. *Proc. Colloque hommage J.J. Dufaure, Forces tectoniques, reliefs, paysages: temps court-temps long*, Nov. 1998, Univ. Paris-Sorbonne.
- Pirazzoli, P.A., 1998. A comparison between postglacial isostatic predictions and Late Holocene sea level field data from Mediterranean and Iranian coastal areas. In: Wu, P. (Ed.), *Dynamics of the Ice Age Earth: A Modern Perspective*. *Trans TecA, Zurich*, pp. 401–422.
- 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. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes I. 455 pp.
- Rossiaud, J., 1994. Réalités et imaginaire d'un fleuve. Recherches sur le Rhône médiéval. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris I.
- Rouire, J., Blanc, J.J., Gabert, J., avec la collaboration de L'Homer, A., 1979. Carte géol. France (1/250 000), feuille Marseille (39), ed. BRGM, Orléans.
- Rouire, J., Gidon, M., Berger, G., Chiron, J.C., Camus, G., Kieffer, G., Mergoil, J., Monjuvent, G., 1980. Carte géol. France (1/250 000), feuille Valence (34), ed. BRGM, Orléans.

- Roveri, M., Asioli, A., Correggiari, A., Trincardi, F., 2001. Ultra high-resolution marine record of paleoenvironmental changes in the last 5000 years. *Arch. Oceanogr. Limnol.* 22, 223–234.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G., Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sediment. Geol.* 117, 11–32.
- Stanley, D.J., 1990. Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt. *Mar. Geol.* 94, 147–154.
- Suarez, S., Prosper-Laget, V., Provansal, M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône. Implications tectoniques et/ou climatiques. *C.R. Acad. Sci. Paris. t. 324 (série II a)*, 639–646.
- Terrier, M., 1991. Néotectonique de la Provence occidentale, France: vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. Thèse Sci. Terre, Univ. Aix-Marseille I, ed. BRGM, Orléans.
- Terrier, M., 2002. Identification et hiérarchisation des failles actives de la région Provence – Alpes – Côte d’Azur: Phase 1, Bilan et synthèse des connaissances sismotectoniques actuelles. Rapport BRGM/RP-51910-FR. 50 pp.
- Tesson, M., Allen, G.P., 1995. Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l’architecture et la stratigraphie des dépôts de la plateforme péricratonique. Exemples du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et les dépôts quaternaires. *C.R. Acad. Sci., Paris* 320, 39–46.
- Tortora, P., 1996. Depositional and erosional coastal processes during the last postglacial sea-level rise: an example from the central Tyrrhenian continental shelf (Italy). *J. Sediment. Res.* 66 (2), 391–405.
- Vella, C., 2002. Edification pulsé d’un appareil deltaïque progredient: le lobe de Saint Ferréol, delta du Rhône. Colloque général du GDR Marges. Rueil malmaison, France.
- Vella, C., Provansal, M., 2000. Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 year on the southern eastern Rhône delta, France. *Mar. Geol.* 170, 27–39.
- Vella, C., Bourcier, M., Provansal, M., 1998. Montée du niveau marin et sédimentation holocène sur la marge orientale du delta du Rhône, Provence, France. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3, 403–414.
- Vella, C., Fleury, J., Raccassi, G., Provansal, M., Sabatier, F., Bourcier, M., New chronology for sub-surface sedimentary bodies of the Rhône delta plain. This volume.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Muller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Clim. Dyn.* 14, 73–81.

III.4.3 - Commentaires de l'article 3

Le Rhône est le fleuve le plus important sur le Golfe du Lion. Il permet donc une dilatation des séquences quaternaires tant grâce à la vigueur de ses érosions qu'à sa charge sédimentaire importante. C'est donc l'objet qui offre la meilleure lisibilité de l'architecture des cortèges sédimentaires quaternaires sur le Golfe du Lion.

III.4.4 – Conditions de sédimentation et de préservation des formations littorales quaternaires sous la plaine côtière du bassin du Roussillon

D'épaisses formations littorales sont mises en évidence sous la plaine côtière actuelle du bassin du Roussillon à partir d'une analyse lithostratigraphique de 275 forages de la BSS du BRGM (Duvail *et al.*, 2001). L'étude de ce domaine, fondée non plus sur la description des déblais de forages mais sur les enregistrements diagraphiques (Annexe 2), permet de préciser l'architecture des formations côtières (coupes n°8 et n°1), en individualisant trois séquences de dépôts nommées PQ1, PQ2 et PQ3. A la lumière de cette analyse, les sondages n'offrant que des informations lithologiques sont réinterprétés (voir partie II). Ainsi, l'interprétation d'un total de 566 forages sur le bassin du Roussillon permet d'établir la géométrie de la surface de ravinement à la base des séries littorales sous la plaine côtière actuelle (Figure 35)⁵. On observe plusieurs dépôt-centres dont la géométrie traduit une fossilisation, par comblement, des cinq principales vallées incisées. Les épaisseurs les plus importantes se localisent dans la partie nord du bassin, sous l'étang de Leucate (paléo-vallée de Port-Barcarès), avec une épaisseur de formations littorales de 57 m, et sous la plaine de la Salanque (paléo-vallée du Barcarès). Ces observations soulèvent plusieurs questions portant sur la mise en place des trois séquences. Sont-elles liées à la mise en place du haut niveau actuel ? Si tel est le cas, il est nécessaire d'expliquer pourquoi l'expression des formations littorales récentes est semblable sur le Rhône et sur la partie nord du Roussillon, alors que les flux sédimentaires et les conditions hydrodynamiques de ces deux domaines n'ont rien de comparable (Figure 3 et Tableau 1). Les deux séquences correspondent-elles à deux hauts niveaux marins, PQ1 correspondant à un interglaciaire pléistocène, ou pliocène supérieur ? Dans une telle configuration il faut établir la raison pour laquelle cette séquence s'exprime et se préserve sous la partie nord du bassin du Roussillon alors qu'elle est inconnue ailleurs. Seul un cadre stratigraphique peut permettre de confirmer l'une des deux

⁵ La géométrie des courbes en iso-profondeur du mur des séries littorales est extrêmement proche et donc assimilable à celle des courbes en iso-épaisseur des séries littorales, du fait de leur affleurement quasiment généralisé à des altitudes voisines de 0 m.

hypothèses et d'orienter les recherches sur les variations de l'architecture des dépôts littoraux autour de la marge du Golfe du Lion.

Le message sédimentaire, enregistré dans les séquences littorales, est décrypté dans les paragraphes suivants à partir de l'analyse du domaine nord du bassin du Roussillon, correspondant à la zone de dépôt centre des formations littorales. Sur ce domaine, l'interprétation de l'architecture sédimentaire (coupe n°8, Annexe 2), s'appuie sur les données du sondage à la tarière "Barcarès", réalisé dans le cadre de cette étude. Celui-ci permet de préciser le cadre stratigraphique en s'appuyant sur plusieurs analyses complémentaires (Figure 36 détaillée en **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**3).

La séquence inférieure PQ1, fossilise le toit des faciès continentaux du Pliocène inférieur. Le réseau fluvial à l'origine de cette érosion est localement préservé sous forme d'un conglomérat fluvial (TQ1). Son expression diagénétique (coupe n°8, 1091-2x-076) et la taille des éléments (galets, 1091-2x-004) permettent de le différencier des cortèges fluviaux pliocènes et d'y reconnaître l'expression des terrasses alluviales quaternaires. Au toit de ces faciès continentaux, une surface de transgression majeure marque le passage vers les cortèges marins (Figure 36) de PQ1. Ils se composent d'un cortège transgressif (PTQ1) puis d'une unité progradante (coupe n°8, 1091-2x-144 ; 1091-2x-076) s'exprimant, à la base, depuis des faciès argileux (PQ1arg) jusqu'à des faciès sableux (PQ1sab), coquilliers (coupe n°8, 1091-2x-004). Le toit de cette première séquence est érodé par un conglomérat fluvial (TQ2).

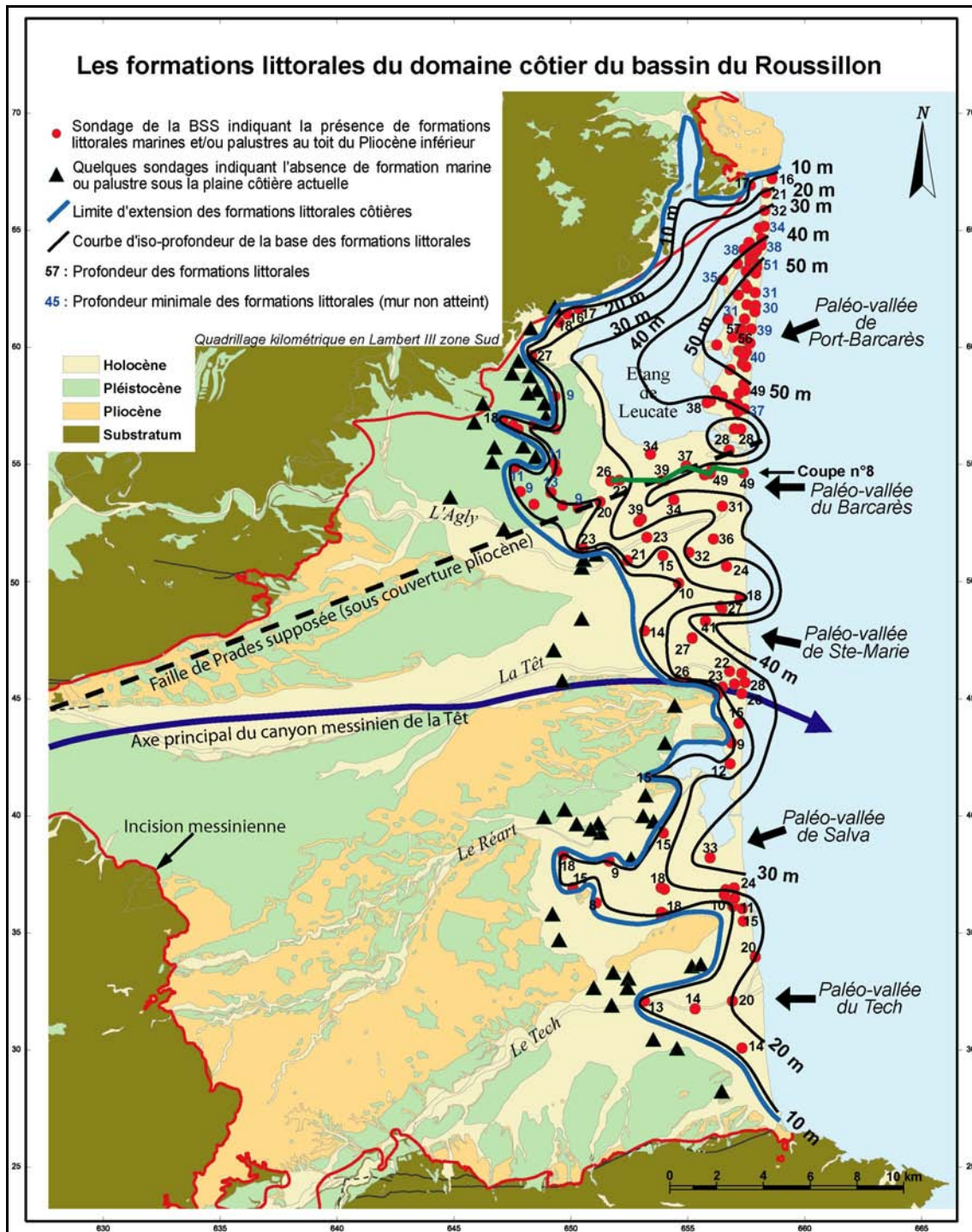


Figure 35 : Profondeurs du mur des formations littorales sur la plaine côtière du bassin du Roussillon. Le toit du Pliocène inférieur (Zancléen) est érodé sous forme de vallées incisées, comblées par des formations marines et palustres sous la plaine côtière actuelle. On observe que l'épaisseur de ces formations littorales est importante avec un maximum de dépôt centre localisé dans la partie nord du bassin, sous l'étang de Leucate et la plaine de la Salanque.

Sondage Barcarès X: 655,90 Y: 54,457 Z: 0,5m

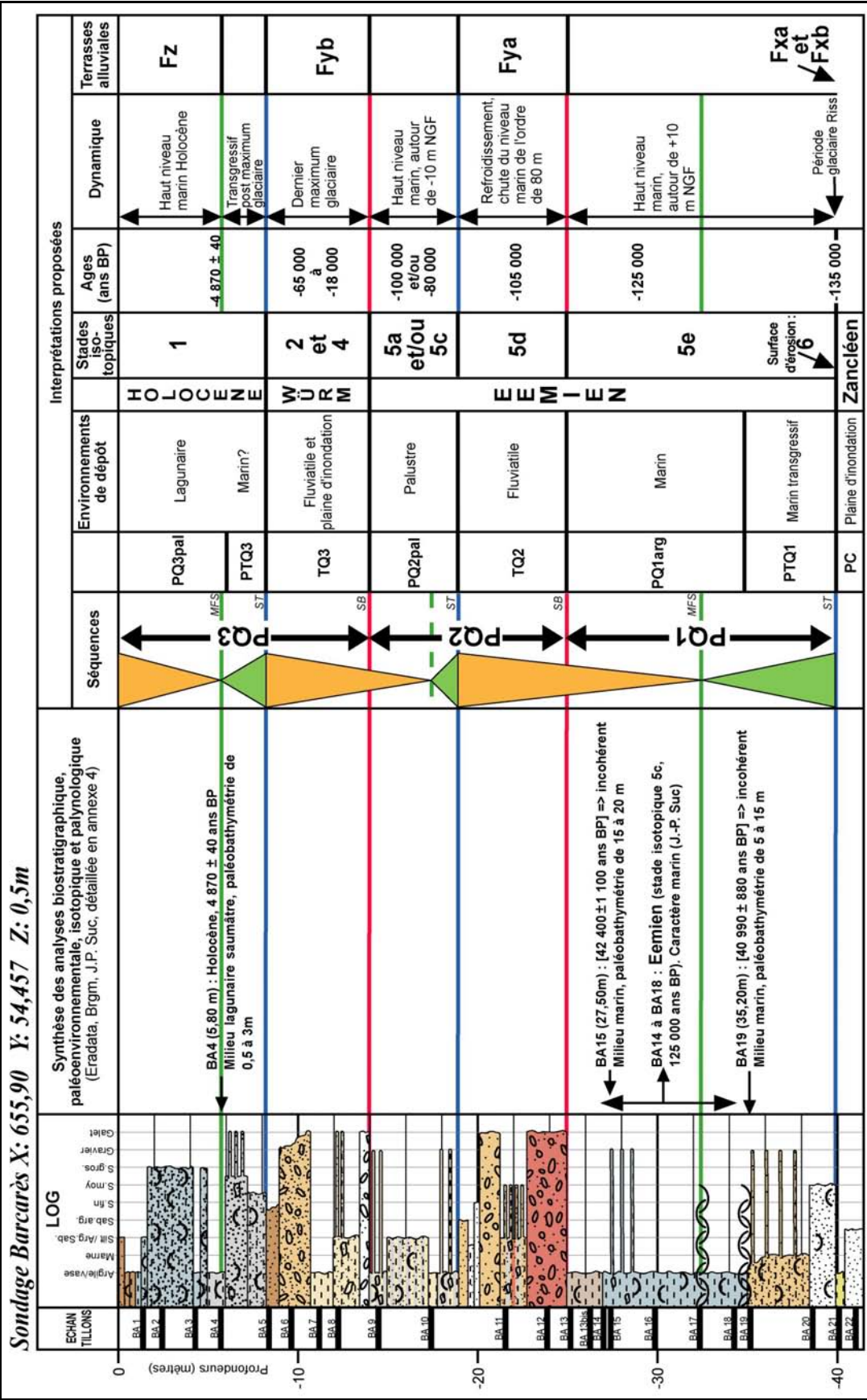


Figure 36 : Synthèse des analyses effectuées sur le sondage "Barcarès" et interprétation stratigraphique des séquences observées. Le détail des analyses et la localisation du sondage sont présentés en Erreur ! Source du renvoi introuvable.3.

L'analyse biostratigraphique de la séquence PQ1 propose un âge holocène, tout en émettant des réserves sur cette interprétation. Ces réserves seront retenues pour plusieurs raisons. Le conglomérat fluviatile TQ2, incisant le toit de PQ1 se prolonge en amont où affleure la terrasse alluviale Fya de la "Crau de Rivesaltes" (Figure 37) dont la période de mise en place est établie au Würm inférieur et moyen, antérieur à 30 000 ans (Clauzon *et al.*, 1989 ; Berger *et al.*, 1993), sur la base, notamment, de la présence d'industries moustériennes à sa surface (de Lumeley, 1971). La comparaison altimétrique du toit de cette terrasse avec le toit de TQ2 semble dessiner une seule et même surface, ce qui constitue un argument en faveur de leur corrélation. De plus, l'interprétation des forages permet de mettre en évidence le prolongement de PQ1 sous la Crau de Rivesaltes (coupe n°8 et Figure 37). A cet endroit, PQ1 est représentée par des formations palustres correspondant à des argiles de milieu réducteur, riches en matières organique (argiles vertes, noirâtres, grises) et en coquilles (voir Annexe 2, à l'Ouest de la coupe n°8 et au Nord de la coupe n°4). Cette configuration est identique au domaine aval, ce qui permet d'interpréter la séquence PQ1 comme antérieure au dépôt de la Crau de Rivesaltes et donc à la période würmienne. Dans ce contexte, un âge holocène semble exclu.

C'est également ce que démontrent les datations radiocarbone en proposant deux âges en limite de la méthode, voisins de 42 000 ans BP (Figure 36). Ces âges sont incohérents avec le contexte des argiles marines échantillonnées car, d'une part, les âges sont inversés (le plus récent est situé à la base) et, d'autre part, aucune formation marine n'a pu se déposer à cette époque sur ce domaine. En effet, la période proposée correspond à un niveau marin de l'ordre de -70 m (Labeyrie, 1987). Or les échantillons marins ont une profondeur de l'ordre de 30 m et l'analyse des paléo-environnements y indique la présence d'une tranche d'eau entre 15 et 20 m (BA15, Figure 36). Etant donné qu'aucune surrection du domaine côtier, de l'ordre de 60 m depuis 40 000 ans, n'est ni envisagée, ni envisageable, ces âges sont considérés comme non caractéristiques. Ils expriment donc les limites de la méthode ; ce qui permet de conclure que ces échantillons sont en dehors du spectre de résolution et donc que PQ1 n'appartient pas à la période postérieure au dernier maximum glaciaire.

Les argiles marines de PQ1 apparaissent ainsi comme le témoin d'un haut niveau marin, antérieur à l'Holocène. C'est ce que confirme l'analyse palynologique (J.-P. Suc, **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**3). Cette dernière met en évidence une dynamique de végétation identifiée par le relais entre les arbres mésothermes et microthermes, caractérisant la transition entre une période interglaciaire et une période glaciaire. De plus, à la base de PQ1, la présence de l'élément thermophile *Zelkova* est soulignée, alors qu'il s'avère absent à son sommet. La disparition de cet élément est attribuée à l'Eemien, plus précisément au stade isotopique (s.i.) 5e, (voir Figure 17) dont les caractéristiques

polliniques sont connues sur le Golfe du Lion (Achercki, 1997 ; Beaudoin *et al.*, 2005 ; Suc & Thévenod, inédit). De plus, le spectre pollinique exclut la possibilité d'un rattachement de PQ1 au Pliocène inférieur, très bien documenté (Suc, 1976 ; Cravatte *et al.*, 1974). Il exclut enfin son appartenance au Pliocène supérieur ou au Pléistocène inférieur et moyen, du fait de l'absence de nombreux éléments mésothermes.

En conséquence, de nombreux arguments convergent pour attribuer un âge Eemien aux formations marines de la séquence PQ1 comblant la vallée incisée formée par TQ1. Nous mettons ainsi en évidence, sous l'étang de Leucate, la plaine de la Salanque et la Crau de Rivesaltes, la présence d'un delta fossile de l'interglaciaire Riss–Würm, contemporain du s.i.5e (125 000 ans), période à laquelle le haut niveau marin est estimé à environ + 10 m (Figure 17, d'après Labeyrie, 1987 dans Rabineau, 2001 et Rabineau *et al.*, 2005). Ce complexe deltaïque, identifié en subsurface, est à rapprocher des lambeaux de dépôts littoraux situés en bordure de l'étang de Leucate (Fitou et Salses). Ils sont accrochés au substratum mésozoïque à des altitudes comprises entre 5 et 15 m avec une faune différente de celle de la période actuelle. Ces observations ont conduit Berger *et al.* (1982 ; 1988) à proposer un âge Tyrrhénien et donc corrélable avec le complexe deltaïque mis en évidence ici.

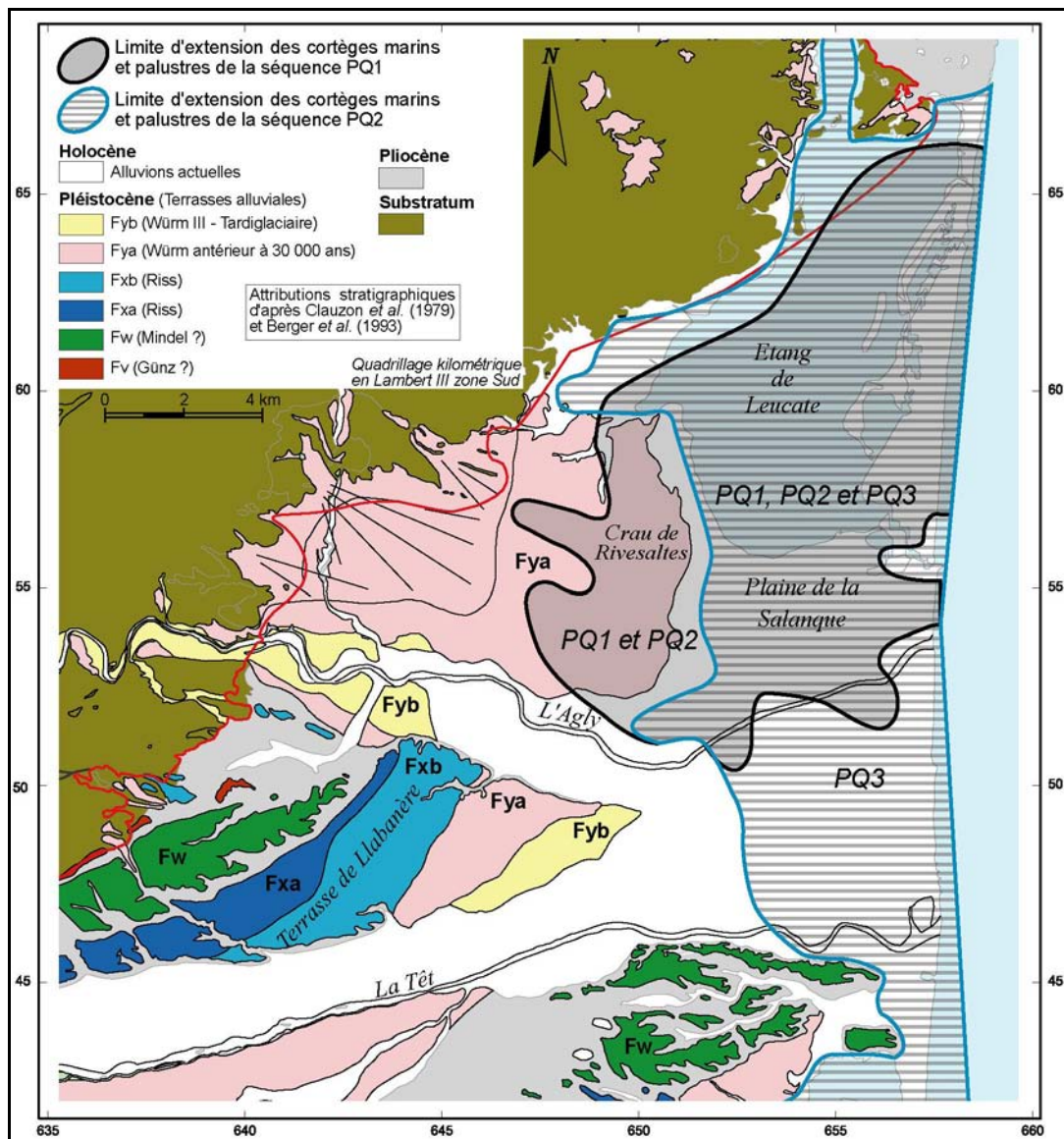


Figure 37 : Carte de répartition des séquences PQ1-PQ2 et PQ3 et répartition des terrasses fluviales quaternaires affleurantes (d'après les cartes géologiques de Perpignan et de Rivesaltes, BRGM).

Ce haut niveau marin émien s.i.5e est érodé à son toit par le conglomérat TQ2, témoin d'une chute du niveau marin que l'on peut attribuer à un stade isotopique (s.i.) compris entre les événements 5d et 2. TQ2 est lui même fossilisé par une nouvelle surface de transgression matérialisée par l'apparition de sédiments dont l'influence marine est établie grâce à la présence de coquilles entre - 14 et - 19 m (sondage Barcarès, Figure 36 et coupe n°8). Cette nouvelle séquence est nommée PQ2. L'influence marine n'y est pas franche, les argiles traduisant des alternances fréquentes entre un milieu réduit et oxydé. L'environnement de dépôt est donc supposé palustre, traduisant ainsi un paléo niveau marin autour de - 15 m. La présence de très nombreux foraminifères (échantillon BA9) permet de

supposer que la faune n'est pas intégralement issue de remaniements de PQ1. Cette séquence est parlante. Elle est intercalée entre la séquence éemienne (s.i.5e), à sa base, et la séquence PQ3, à son toit. Cette dernière correspond à la séquence actuelle comme en atteste l'ensemble des analyses attribuant un âge holocène aux argiles palustres échantillonnées (Figure 36). Entre les faciès palustres de PQ2 et la surface de transgression de PQ3, un conglomérat fluviatile (TQ3) atteste d'une véritable chute du niveau marin relatif affectant le toit de PQ2⁶. Sa position stratigraphique sous les formations holocènes permet de la supposer contemporaine du s.i.2, dernier maximum glaciaire. Dans ce contexte, PQ2 apparaît comme le témoin d'un ancien haut niveau marin, de l'ordre de - 15 m, postérieur au s.i.5d et antérieur au s.i.2. Peu de possibilités peuvent expliquer cette configuration (Figure 17). Seuls les hauts niveaux marins éemiens du s.i.5c et du s.i.5a, autours de - 10 m, peuvent expliquer cette architecture, ceux de la période würmienne étant trop bas (maximum de - 30 m) pour permettre le dépôt d'environnements palustres à - 15 m.

En conséquence, les faciès marins de PQ2 sont attribués à l'Eemien entre 100 000 et 80 000 ans BP (s.i.5c et/ou au s.i.5a). Ceci implique que l'importante chute du niveau marin sous-jacente, enregistrée par TQ2, est contemporaine de l'évènement froid éemien à 105 000 ans BP (s.i.5d) (Figure 36).

Ainsi, l'architecture des épaisses séries littorales, sous le domaine côtier actuel de la partie nord du bassin du Roussillon, représente une profonde vallée incisée attribuable à la période glaciaire Riss (s.i.6) et corrélée, en amont, avec les terrasses alluviales Fxa et Fxb (Figure 37). Cette incision est fossilisée par le haut niveau marin éemien s.i.5e à 125 000 ans BP (+ 10 m), s'exprimant sous la forme d'un complexe deltaïque. Celui-ci est érodé par l'importante chute du niveau marin à 105 000 ans BP (s.i.5d), s'exprimant sous la forme des conglomérats TQ2 corrélés avec les terrasses alluviales Fya. Cette seconde incision est transgressée par les hauts niveaux marins éemiens s.i.5c et s.i.5a entre 100 000 et 80 000 ans BP, à leur tour érodés par le conglomérat TQ3, équivalent de la terrasse alluviale Fyb, qui, dans ce contexte, semble correspondre à la surimposition des deux évènements froids de la période würmienne (s.i.4 et s.i.2).

⁶ Dans ce contexte, il est exclu d'assimiler les faciès palustres de PQ3 à une paraséquence transgressive, contemporaine de la dernière remontée du niveau marin. En effet, aucune chute significative n'est connue depuis le dernier maximum glaciaire (Figure 17). De plus, l'imagerie sismique du domaine *offshore* proche (Labaune *et al.*, 2005 ; Tesson *et al.*, 2005) indique que le toit des paraséquences transgressives post-dernier maximum glaciaire (U2 des auteurs) correspond à une surface de ravinement lié à la transgression, aucune surface de chute n'y étant enregistrée.

L'architecture des dépôts littoraux, mise en évidence à terre, est-elle identifiable en domaine marin ? Les récents travaux du laboratoire BDSI (Labaune, 2005 ; Labaune *et al.*, 2005 ; Tesson *et al.*, 2005) permettent de répondre par l'affirmative. En effet, l'analyse de profils sismiques HR et THR sous le domaine côtier, au Nord du Roussillon et sous l'étang de Leucate, indique la présence d'une architecture comparable. Le toit du Pliocène inférieur est érodé par une profonde incision atteignant 60 m au droit de l'étang de Leucate (surface D1-1, Labaune, 2005 ; surface BI, Tesson *et al.*, 2005, Figure 38). Le remplissage de cette vallée incisée (unité U1) est composé d'un enchevêtrement de plusieurs corps limités par des incisions successives plus ou moins amalgamées. Cette unité est regroupée sous l'appellation de "*Pleistocene incised valleys system*" (Figure 38). L'analyse de ces structures suggère un complexe deltaïque se développant à environ 10 km du rivage actuel, au droit de l'étang de Leucate (Tesson *et al.*, 2005). Au toit de l'unité composée U1, une surface d'érosion (D1x) correspond à la discontinuité sommitale. Elle est attribuée à la dernière chute relative du niveau marin (Tesson *et al.*, 2005). Cette surface est localement reprise par la surface de ravinement D2 (postglacial TS), considérée comme contemporaine de la transgression post flandrienne fossilisée par l'unité transgressive U2 (TST). Au toit de cette unité, la MFS holocène (U3-1) constitue la base d'un cortège progradant évoluant depuis l'étang de Leucate vers le cordon littoral actuel.

L'architecture de ces deux domaines permet donc de proposer des corrélations terre-mer. (Figure 39). Au toit du Pliocène, la surface érosive basale D1-1, est corrélée avec l'érosion fluviatile de la base de la séquence PQ1, estimée contemporaine de la glaciation rissienne (s.i.6)⁷. Cette corrélation est vérifiée grâce à la bonne homogénéité des données altitudinales de cette surface entre le domaine marin (Labaune *et al.*, 2005) et la plaine côtière (Figure 40). La géométrie terre-mer de la base de PQ1 indique que la paléo-vallée de Port-Barcarès est profondément marquée en domaine marin. Le complexe deltaïque, mis en évidence au large (Tesson *et al.*, 2005), apparaît alimenté par cet axe de transit préférentiel mais également par la paléo-vallée du Barcarès illustrée par la coupe n°8 (Annexe 2). La corrélation des surfaces majeures permet d'attribuer à l'unité U1 un âge éemien ancien (s.i.5e, PQ1) et de considérer qu'une partie des érosions affectant cette unité est contemporaine de la base de la séquence PQ2, attribuée à l'importante chute eustatique du s.i.5d. Ainsi le complexe deltaïque semble correspondre, en partie, à l'expression littorale des faciès palustres de la séquence PQ2, identifiée à terre et estimée de l'Eemien récent.

⁷ On note qu'il n'est pas exclu que le début de l'élaboration de ces vallées incisées soit antérieur à la glaciation rissienne.

A la lecture de l'ampleur des dépôt-centres des formations littorales sous la partie nord du bassin du Roussillon (Duvail *et al.*, 2001), deux hypothèses ont été formulées. La première assimilait l'intégralité des formations littorales à des dépôts contemporains du dernier haut niveau marin. La deuxième supposait la fossilisation de plusieurs hauts niveaux quaternaires, voire pliocènes. L'analyse des diagraphies de sondages, calibrées par la réalisation d'un sondage, permet de conclure que la seconde hypothèse est vérifiée. Les épaisses séries littorales représentent plusieurs hauts niveaux marins quaternaires, limités par des conglomérats correspondant aux périodes de bas niveau marin. Le début du comblement de la paléo-vallée du Barcarès est estimé contemporain de l'Eemien ancien (s.i.5e).

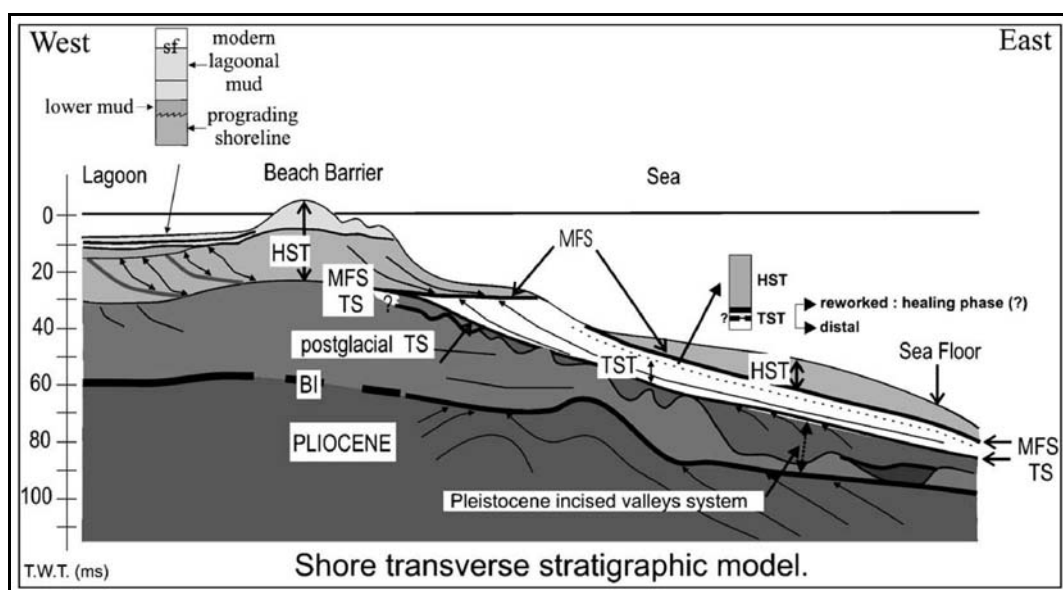


Figure 38 : Modèle stratigraphique de l'architecture des formations littorales, établi à partir de données sismiques sur la partie nord du bassin du Roussillon (domaine côtier et étang de Leucate). Cette architecture est décrite comme typique d'un remplissage composé de vallées incisées. BI=incision basale ; TS=surface de transgression ; mfs=surface d'inondation maximale ; TST =cortège transgressif ; HST=cortège de haut niveau (d'après Tesson *et al.*, 2005).

W

E

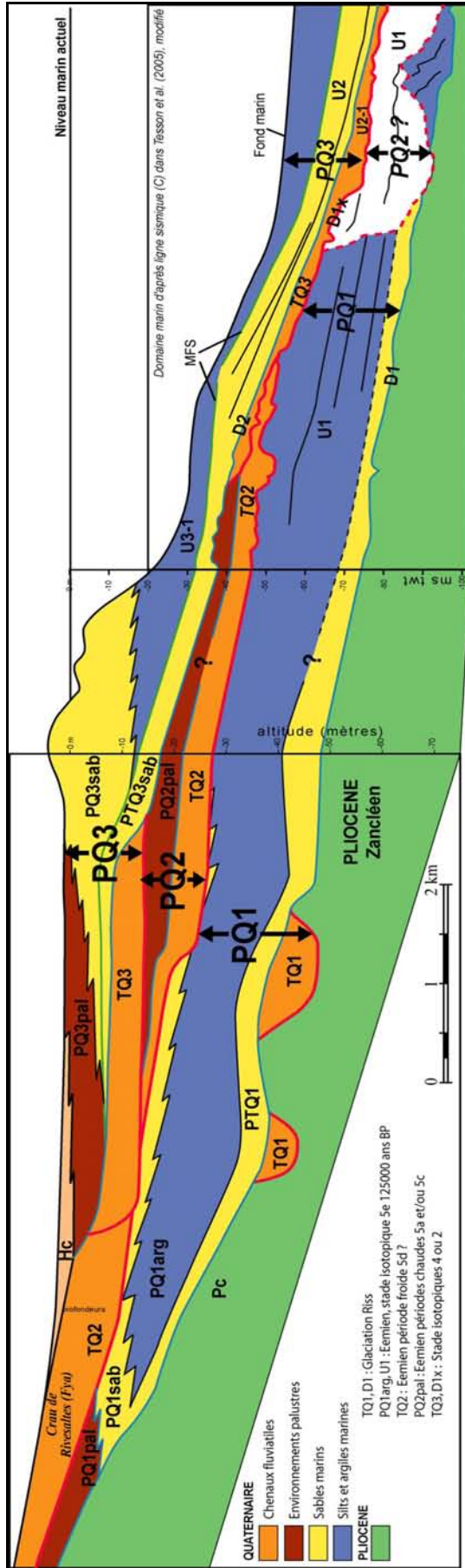


Figure 39 : Modèle stratigraphique terre-mer établi par corrélations entre l'analyse des données de forages à terre (cette étude) et l'interprétation des géométries sismiques en mer (Labaune et al., 2005 ; Tesson et al., 2005). La conversion des temps doubles en profondeur est établie par Labaune (2005).

A partir de cette analyse, plusieurs questions majeures doivent être posées. Pourquoi, sous l'étang de Leucate, dont les réseaux fluviaux sont négligeables actuellement (Certain, 2002), existe-t-il un dépôt-centre de formations quaternaires dont l'ampleur est sans équivalent, autant sur le reste du bassin du Roussillon que sur le bassin de l'Hérault (Fuchey & Le Strat, 2001) ? Un dépôt-centre peut avoir deux origines : soit il est lié à des phénomènes de subsidence, soit il est induit par le comblement d'une incision du substrat. Nous avons vu, précédemment, que les zones subsidentes de la marge perdurent au cours du temps : les structures du rift (subsidence tectonique) sont réactivées lors de l'effondrement de la plate-forme au Miocène supérieur (Figure 26, Gorini et al., 2005 ; Duvail et al., 2005). Celles-ci guident les réseaux fluviaux messiniens, impliquant une surimposition entre les structures de la marge et les canyons messiniens (Gorini et al., 2005). Or après le ré-ennoyement pliocène, les canyons messiniens constituent un domaine d'accumulation d'épaisses séries marines profondes. Ceci implique une importante subsidence de ces domaines par compaction différentielle (voir III.3), s'exprimant, semble-t-il, jusqu'au Quaternaire (Figure 31). Ainsi les structures du rift peuvent engendrer une subsidence quaternaire, non d'ordre tectonique, mais provoquée par un impact différé de la crise de salinité. La zone nord du bassin du Roussillon est limitée par la faille normale oligo-aquitaine de Prades, dont le tracé exact sous la plaine côtière actuelle est incertain mais classiquement représenté par le prolongement linéaire de ses affleurements⁸ (Figure 34). Cependant, sous le principal dépôt-centre quaternaire, le toit des faciès marins du prisme pliocène P4 est en position très haute par rapport au domaine sud (80 m de dénivelée) (Annexe 2, coupe n°1, sondages 1091-2x-111 et 1079-6x-066). En conséquence, le dépôt-centre quaternaire de Port-Barcarès ne correspond pas à une zone de subsidence préférentielle dans le bassin. Ce domaine apparaît, au contraire, particulièrement peu subsident depuis le Pliocène et dépourvu de canyon messinien sous-jacent.

Cette éventualité étant écartée, **l'origine du dépôt-centre quaternaire de Port-Barcarès résiderait dans de profondes incisions du substratum pliocène**. L'hypothèse avancée par Tesson *et al.* (2005) est que l'Agly en est à l'origine, du fait de la présence de ce cours d'eau dans la partie sud de l'étang de Leucate jusqu'à une période récente (7 000 BP ; Martin, 1978)⁹. Cependant, l'Agly est le plus petit des trois principaux fleuves du Roussillon, par de nombreuses caractéristiques (Tableau 1), la Têt étant le réseau le plus important. Il

⁸ Le tracé du prolongement de la faille de Prades (Figure 35) tient compte des ruptures de pentes de la surface d'érosion messinienne indiquées par le décalage des surfaces repères pliocènes (Annexe 2, coupe n°1).

⁹ Cette migration vers le Sud renforce l'interprétation selon laquelle l'étang de Leucate est un domaine moins subsident que la plaine côtière située plus au Sud.

est donc très peu probable que l'Agly soit à l'origine de ces profondes incisions. Un élément de réponse à cette contradiction est donné par l'examen des nappes alluviales, en amont de la plaine côtière. Ces terrasses fluviales pléistocènes représentent la fossilisation des réseaux hydrographiques contemporains des bas niveaux marins (Schumm, 1977 ; Vandenberghe, 1993). Leur cartographie, en amont des vallées incisées (Figure 40), indique que l'interfluve Agly-Têt est fossilisé par les nappes alluviales des anciens réseaux fluviaux de la Têt (Clauzon *et al.*, 1989). De plus, leur limite cartographique traduit un écoulement de la Têt vers le N.E. En conséquence, un paléo-Têt rejoignait l'actuel bassin versant de l'Agly et se dirigeait vers l'étang de Leucate. L'étagement des terrasses Fw, Fx et Fy traduit une migration progressive du réseau fluvial de la Têt vers le S.E. jusqu'à son cours actuel.

Les profondes vallées incisées de Port-Barcarès et du Barcarès sont donc interprétées comme induites par la confluence de la Têt et de l'Agly. Pour vérifier cette interprétation, ce paléo-réseau est reconstitué (Figure 40). La fossilisation de la vallée incisée du Barcarès est établie à l'Eemien ancien, l'incision sous-jacente est donc supposée au moins contemporaine de la glaciation rissienne. Les terrasses Fxa et Fxb sont estimées contemporaines de cette phase glaciaire (Berger *et al.*, 1988, 1993 ; Clauzon *et al.*, 1989) sur la base, notamment, de l'analyse de l'outillage retrouvé à sa surface (de Lumley, 1971 ; Collina-Girard, 1976a, 1976b). On observe que le prolongement régulier de la base des conglomérats fluviaux rissiens (Fx) se connecte au réseau de vallées incisées. Cette observation conforte l'interprétation du rôle majeur de la Têt dans l'élaboration des profondes incisions.

Ainsi, les épaisses séries littorales du domaine côtier nord-roussillonnais correspondent à la préservation de plusieurs hauts niveaux marins pléistocènes. Ils fossilisent une profonde vallée incisée dont l'origine est attribuable à un paléo-réseau fluvial Têt-Agly. Cette interprétation implique une migration importante de la Têt depuis son axe messinien (Figure 35) vers l'étang de Leucate. Ce phénomène, à l'origine de nombreuses épigénies d'aggradation des fleuves quaternaires du pourtour du Golfe du Lion (Clauzon *et al.*, 1990), est attribué à l'aggradation fluviale pliocène dans l'axe de la vallée messinienne imposant une avulsion de l'axe de transit. Cette localisation s'imprime dans les formations pliocènes à la faveur de la première chute du niveau marin importante (3,8 Ma), correspondant à l'arrêt de l'aggradation des formations continentales zancléennes (sur le bassin *onshore*) et au début de son démantèlement.

Une des particularités des hauts niveaux pléistocènes est qu'ils soient préservés des érosions fluviales consécutives aux périodes glaciaires suivantes. Ce phénomène peut être

expliqué par la migration vers le Sud du réseau principal, la Têt étant aujourd'hui localisée au droit de son axe messinien (Figure 35). Ce phénomène correspond à la dynamique générale du domaine étudié, illustré dans une période récente par la migration de l'Agly (Martin, 1978) et dans une période plus ancienne par la migration de la Têt enregistrée dans l'étagement des terrasses (Fw, Fxa, Fxb, Fya, Fyb) de la rive nord (Figure 40). Ces migrations successives sont estimées contemporaines de périodes de hauts niveaux marins, permettant aux fleuves de sortir de leurs vallées incisées. Deux origines peuvent être évoquées. Le canyon messinien de la Têt est localisé au droit de son cours d'eau actuel. Par conséquent la compaction des formations pliocènes engendre la subsidence de ce domaine, pouvant favoriser la dynamique de migration fluviale, de la partie nord du bassin vers ce domaine. Cependant, contrairement au domaine marin (Figure 31), aucune charge sédimentaire n'intervient sur les deltas pliocènes du Roussillon depuis 3,8 Ma. Ainsi il est peu probable que la compaction perdure ici jusqu'à l'actuel. Le prolongement de la faille de Prades est localisé sous le domaine étudié (Figure 35). L'activité de cette faille est connue en amont pendant le Pliocène (Clauzon, 1990 ; Carozza, 1998 ; Calvet, 1996). Il est donc probable que des mouvements interviennent le long de cette faille dans un contexte de basculement de la marge lié à la surcharge sédimentaire du bassin profond depuis le Gélasién (Duvail *et al.*, 2005, Partie III.3).

Nous mettons ainsi en évidence l'incision de trois principales paléo-vallées quaternaires sous le domaine côtier nord du bassin du Roussillon. L'incision de Port-Barcarès a une dimension très importante, créée par la confluence entre l'Agly et la Têt. L'incision du Barcarès est de taille plus réduite, son alignement avec le prolongement de la faille de Prades peut suggérer un contrôle structural lors de son élaboration. L'incision à la base de cette vallée est estimée contemporaine de la glaciation rissienne. La dynamique générale quaternaire de ce secteur correspond à une migration des réseaux vers le Sud. Ainsi, on suppose que la vallée septentrionale (Port-Barcarès) est la plus ancienne. Son façonnement peut débuter avant la période rissienne comme en atteste la géométrie des terrasses alluviales de la période Mindel (Fw, Figure 40), dont l'orientation indique un écoulement vers l'étang de Leucate. Ce rajeunissement des vallées en direction du Sud est également argumenté par la vallée de Ste-Marie où seule la séquence PQ3 (post-dernier maximum glaciaire) est préservée. Ceci permet de considérer qu'elle représente la dernière vallée glaciaire de la Têt¹⁰, à environ 3 km au Nord de son tracé actuel.

¹⁰ Son prolongement en mer reste à définir.

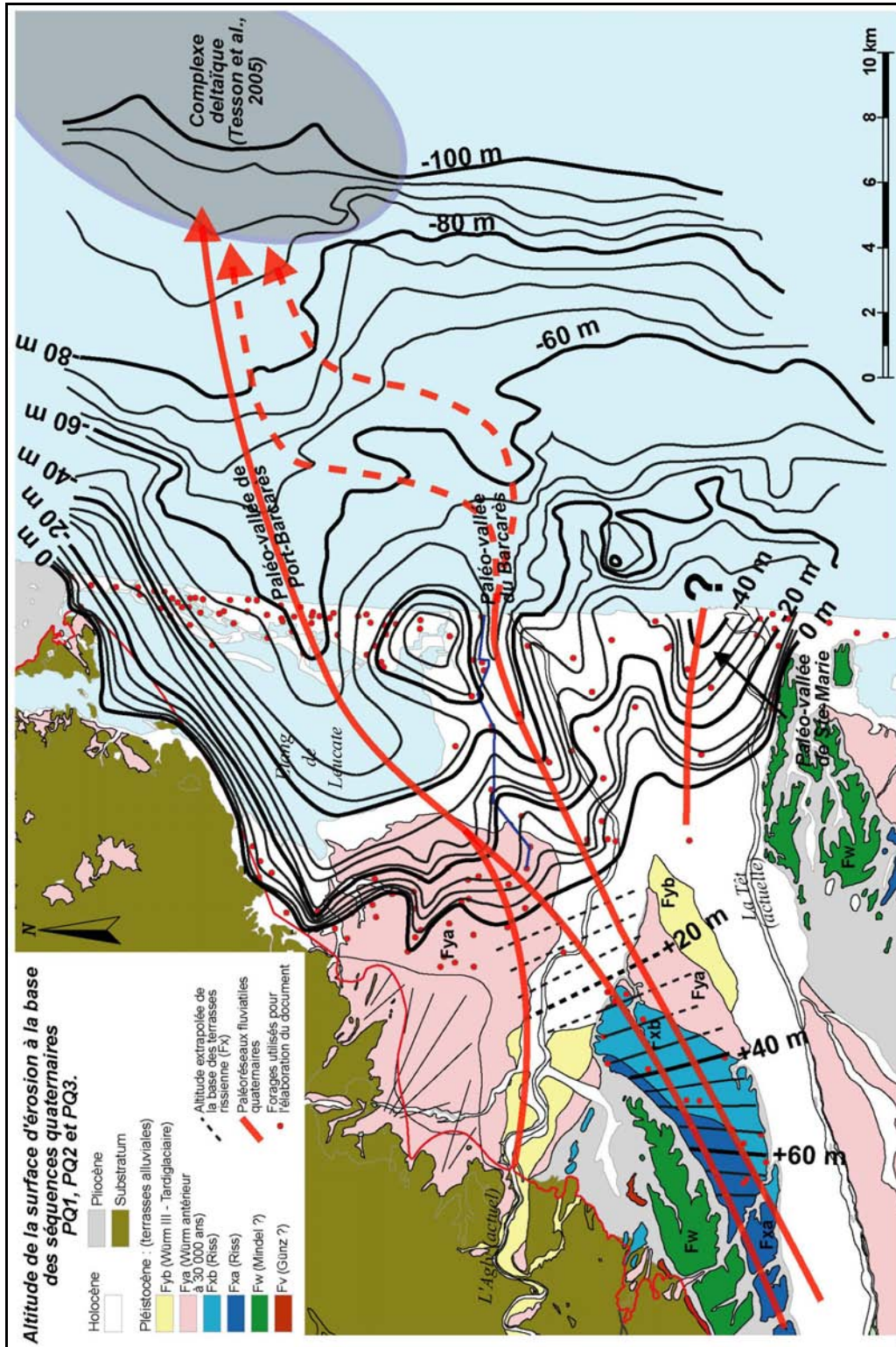


Figure 40 : Géométrie terre-mer des vallées incisées quaternaires de la partie nord du bassin du Roussillon. L'altitude des vallées est établie à partir des isobathes de la surface D1-1 en domaine marin (Labaune, 2005, modifié à proximité du littoral), et à partir de l'altitude de la base de la séquence PQ1 en domaine côtier. En amont, des arguments indiquent une connexion avec le réseau fluvial de la Têt (voir texte). Les géométries de l'incision sont donc prolongées sous les terrasses alluviales estimées contemporaines de la période Riss (Berger et al., 1993), période de fonctionnement avérée de la paléo-vallée du Barcarès.

Ainsi, le caractère atypique de la sédimentation quaternaire sur le bassin du Roussillon apparaît lié, d'une part, à la confluence de réseaux hydrographiques impliquant le développement de profondes incisions et, d'autre part, à la migration des cours d'eau vers le Sud permettant la préservation des cortèges sédimentaires contemporains des hauts niveaux marins.

Il apparaît donc que la sédimentation quaternaire du domaine côtier revêt un caractère très variable, face à une certaine forme de monotonie de son expression alluviale en domaine amont. De plus, les principaux objets s'expriment sur des domaines plutôt inattendus, au regard des systèmes hydrographiques actuels, marquant la grande réactivité du pouvoir érosif face à un milieu, dont les facteurs sont en constante évolution.

CHAPITRE IV – Applications

IV.1 - Introduction

Les zones côtières forment un domaine fragile et vulnérable face à leur développement économique et démographique intense, notamment en termes de pérennité de l'exploitation des ressources en eau souterraine. Les aquifères côtiers poreux, ont, nous venons de le voir, des caractéristiques sédimentologiques hétérogènes et d'une grande variabilité spatiale. La conséquence première est la complexité des écoulements souterrains en zone littorale. De ce fait, les gestionnaires des ressources en eau font appel à des simulations numériques basées sur des modélisations hydrogéologiques du sous-sol. Face à des modèles hydrogéologiques ne répondant pas à toutes les questions des gestionnaires ou ne prenant pas en compte toutes les contraintes, dont celles imposées par la géométrie des aquifères, le renforcement des connaissances géologiques (architecture et géométrie des aquifères) est apparu comme essentiel aux yeux des gestionnaires des ressources en eau.

Dans le cadre du programme Syscolag, trois sujets de thèses de doctorat ont été proposés, dans une démarche pluridisciplinaire, associant géologie, hydrogéologie et socio-économie de l'eau.

L'article ci-après (Aunay *et al.*, 2006) relate les interactions entre ces recherches et pose les premières pierres du modèle sédimentologique complété par la suite.

IV.2 - Article 4 : A pluridisciplinary methodology for integrated management of a coastal aquifer. (Aunay *et al.*, 2006)

A PLURIDISCIPLINARY METHODOLOGY FOR INTEGRATED MANAGEMENT OF A COASTAL AQUIFER

Geological, hydrogeological and economic studies of the Roussillon aquifer (Pyrénées-Orientales, France)

B. AUNAY^{1,2}, C. DUVAIL^{1,3}, G. GIORDANA^{4,5}, N. DOERFLIGER¹, P. LE STRAT¹,
M. MONTGINOUL⁴, S. PISTRE²

¹Brgm, Water Department, 1039, rue de Pinville, 34 000 Montpellier, France

²Hydrosciences Montpellier, UMR 5569, University of Montpellier II, France

³Laboratoire "Dynamique de la Lithosphère" UMR 5573 CNRS, University of Montpellier II, France

⁴Cemagref, UMR G-EAU, Montpellier, France

⁵Lameta, UMR 5474, University of Montpellier I, France

Corresponding author: b.aunay@brgm.fr

GEOLOGY
HYDROGEOLOGY
EXPERIMENTAL ECONOMY
WATER MANAGEMENT STRATEGIES
SEAWATER INTRUSION
COASTAL AQUIFER
ROUSSILLON BASIN
MEDITERRANEAN SEA
GROUNDWATER

ABSTRACT. – In order to study Mediterranean coastal water management, a pluridisciplinary approach is developed. Reservoir geology and some of its tools, used in oil prospecting, are applied to build a detailed sedimentary model. The analysis of depositional environments and sedimentary process allows the correlation of pre-existing data (outcrop, borehole, and seismic profile) using Genetic stratigraphy (onshore domain) and seismic stratigraphy (offshore domain). The interpretation results in a better knowledge of the sedimentary geometries following correlations between onshore and offshore domains. It is thus possible to differentiate the coastal groundwater aquifers precisely and to establish their relative connections. At the same time, hydrogeological investigations such as hydrochemistry and geophysical prospecting allow us to elaborate the hydrogeological conceptual model of the case studies. Variable-density flow and solute transport simulations constitute the hydrogeological work. Experimental economy constitutes the third part of this integrated methodology. It assesses the effectiveness of institutional arrangements to cope with aquifer overexploitation. Feed-back from these three fields of research will also authenticate our methodology. This approach applied on Roussillon basin (South-west of French Mediterranean coastline) could be exported to many other coastal areas.

INTRODUCTION

From times immemorial, littoral zones are considered as important places for economic development. Today, 60% of the world population lives close to the sea (less than 60 kilometres). Economic development like population growth, tourism development and cultivated land expansion require more and more quantity of water in these coastal areas. Low quality surface water could be directly used by industry and farmer while drinking water must be treated and/or should be supplemented by groundwater. However, exploitation of deep natural water resources is problematic in coastal areas because of the geological, hydrogeological and economic context.

Most of the time, geology of coastal areas is complex because of the influence of eustasy, like a pronounced boundary condition. Aquifers, as a function of geology, are multilayered and vulnerable to seawater intrusion; conflicts of interest and overexploitation of aquifers can lead to economic losses. Thus, any conscientious coastal aquifer management strategy can not disregard one of these aspects.

Consequently, the aim of our integrated study is to propose a new methodology for elaborate optimised groundwater management taking care of the geological, hydro-

geological and economic context of coastal area. Then, the innovative side of our work lies in evaluating the hydrogeological and economic impacts of selected management strategies given a particular context (geological, hydrogeological and economic). In consequence, a pluridisciplinary approach is unavoidable. In this way, economical study needs quantitative hydrogeology to build realistic experimentation; and hydrogeological modelling needs scenario proposition stemming from socio-economic context. In the same way, geology assists hydrogeological studies by providing details of aquifers structure and architecture; and hydraulic head evolution, which could prove connections between different sedimentary units.

Since the main aim of the study is to develop a methodology which could be applied to other sites as well, the selected study area must be representative of the Mediterranean coastal areas. The selected case study area for carrying out this interdisciplinary approach is the Roussillon basin, located along the southernmost part of the French Mediterranean coast, near the Spanish border. This 700 square kilometres sedimentary basin is bordered by the foothills of the Pyrenean Mountains in the South, the Corbières karst region in the North and the Mediterranean Sea in the East (Fig. 1). Influenced by "the Golfe du Lion" rift-

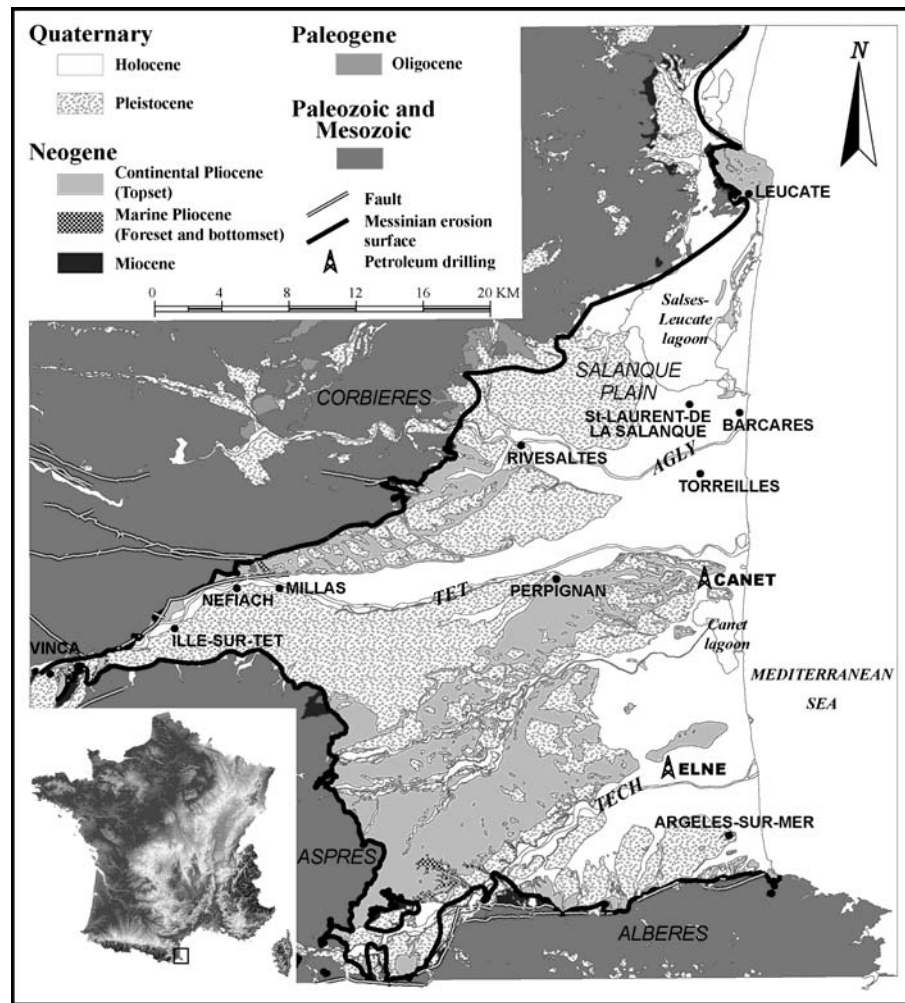


Fig. 1 – Geological view of the Roussillon basin

ing, by the Messinian salinity crisis and by Quaternary glacio-eustatic cycles, geology of the case study has undergone and recorded majority of high recent geological events. Also, the hydrogeological problem is common for this coastal area: water of the Roussillon basin is intensively used for water supply, for coastal tourism and its related activities and in agriculture for irrigating orchards and vegetables crops. Roughly speaking, the water needs of the Roussillon plain are satisfied by a well developed irrigation channels network (surface water) and a highly productive groundwater system. Decline of water tables which has been observed during the last 20 to 30 years is expected to continue as the population keeps growing and the farming sector progressively leaves ancient surface canal irrigation systems and relies more on groundwater use. As overexploitation could lead to local and then general seawater intrusion, policy makers are increasingly looking for means to reduce water abstraction and increase alternative water supply.

As a consequence of climate changes and the demo-

graphic growth, this situation could be worst in the future. The high population growth rate observed during the last 20 years, seems to keep accelerating (population has grown from 392 000 in year 1999 to 413 000 in 2005) and with an anticipated higher water demand for household consumption. In addition, climatic variations such as uncertainty about rain falls (principal recharge factor of the superficial layer) in addition to the existing problems such as high number of dry years, increases the dependence and demand of groundwater resources.

The paper develops the methodology related to its three major components (geology, hydrogeology and experimental economy) without further detailed explanation about the scenarios conception issues. The paper is organised as follows: first part deals with geological results obtained from the methodology applied on Roussillon basin. Coastal aquifer problematic and hydrogeological background are tackled in the second part. Then, experimental socio-economical aspects and associated tests are presented.

GEOLOGICAL APPROACH OF THE ROUSSILLON BASIN

The primary geological work involves the determination and location of the sedimentary units, and particularly those that could be potential aquifers. Below, we will see how these sedimentary units are spatially characterised by both their internal and external structure.

Trace the history of Roussillon basin

Mediterranean coastal areas have many common geological characteristics because of the Messinian salinity crisis existence (Hsü *et al.* 1973). Defined by the drying up of the Mediterranean Sea in late Miocene this main event is linked to the closing of the Strait of Gibraltar (stopping connections between the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean (Benson *et al.* 1991)). Immediate effect was digging out of deep canyons by fluvial erosion (Clauzon, 1982, Guennoc *et al.* 2000). After Pliocene sea return, the huge accommodation explains on one hand the atypical Pliocene sedimentation and, on the other hand the homogeneity of Pliocene sediments structure all around the Mediterranean Sea.

The first aim of our geological study is to test the use of BRGM's (French Geological Survey) public underground database (French regulation requires to declare all wells deeper than 10 m). The aim of the exercise was to see if it was possible to build a high-resolution sedimentary model based on this existing database. More than one thousand wells having underground geological information have been taken into account. The first attempt of lithostratigraphic model (Duvail *et al.* 2001) arises from Clauzon's sedimentation model (Clauzon 1990) and new field works (Le Strat *et al.* 2001). This attempt gives a rough sketch of the basin lithostratigraphical structures. Geological basin analysis was further refined using geophysical borehole logging (gamma-ray and resistivity). First interpretative cross-sections arise, straight away correlated with offshore seismic petroleum profiles (Duvail *et al.* 2005).

Then, the "high-resolution" correlations were applied to the whole sedimentary basin integrating the assessment of 638 wells. This article summarises geological analysis methodology and presents the sedimentary model (Fig. 2): space distribution sketch of the Pliocene and Quaternary sedimentary units for the the Roussillon basin.

Methodology

Geological methodology uses 6 main steps: they are (1) field observations leading to (2) geological map of the Roussillon basin and helping in (3) onshore borehole analysis. This analysis takes similar action with offshore seismic profile assessment. (4) Correlations between offshore and onshore domains (5) tak-

ing care of the correctness of all the selected data and without neglect (6) stacking evolutions patterns and chronostratigraphic framework. Finally, 2D cross-sections shows (7) spatial distribution of sedimentary prisms (Fig. 2) while isohypse maps (3D) outline the depth and thickness of sedimentary units.

Outcrop observations analysis

Lithology, sedimentary structure and biological contents make up sedimentary facies description. This step is based on many pre-existing field works and new observations/analysis, in the framework of a BRGM's project: "Geological map of the France". Depositional environments are given according to the principles of sedimentary facies models (Walker 1984) and facies associations.

Geological map

All geological formations of the the Roussillon basin are summarised in a lithostratigraphic synthesis (Duvail *et al.* 2001) based on the sedimentological model selected (Clauzon 1990) after the outcrop observations. This document constitutes the foundation stone of geological interpretations presented below.

Analysis of onshore well logging of the Roussillon basin

Boreholes having well logging are used as benchmark: the logged wells comprise mainly of public drinking water supply wells and two deep drilling wells (Elne 1 & Canet 1) from Petroleum Company. In total, 94 well logs are interpreted and 10 "high-resolution" cross sections were set up. With the aim of keeping maximum consistency, distance between two adjacent well logs must always be lower than 4 km in the case of Pliocene correlations or 2 km for Quaternary formations.

High-resolution geological study is based on genetic stratigraphy concepts (Guillocheau 1991, Homewood *et al.* 1992, Cross *et al.* 1993) which identify little stratigraphic units with isochronal boundaries. Depositional environments are given by usual methodology for well logging interpretation (Serra 1985, 1989, Walker 1984), helped by cutting description associated with outcrop observations. Paleoenvironmental evolutions define the stacking pattern. They are inferred from vertical sequences of depositional environments. These evolutions could be landward (transgressive) or seaward (regressive).

Cross sections provided from correlations between well logs allow an extrapolation to borehole without any logging. Consequently, more than 500 coherent lithological descriptions from driller observations are integrated in a GIS: top and base of 41 sedimentary units have been filled in.

Analysis of offshore seismic section

Data comes from (i) "Total" petroleum company for continental margin scale and from (ii) University of Perpignan (BDSI) for superficial coastal prism. Geometries (Duvail *et al.* 2005, Labaune 2006) inferred from sequence stratigraphy concepts (Vail *et al.* 1987, Posamentier *et al.* 1988) in which evolution of stacking patterns is determined by both sharp study of offlap-break stacking patterns (Homewood *et al.* 2002) and kind of sedimentary surfaces.

Couleur

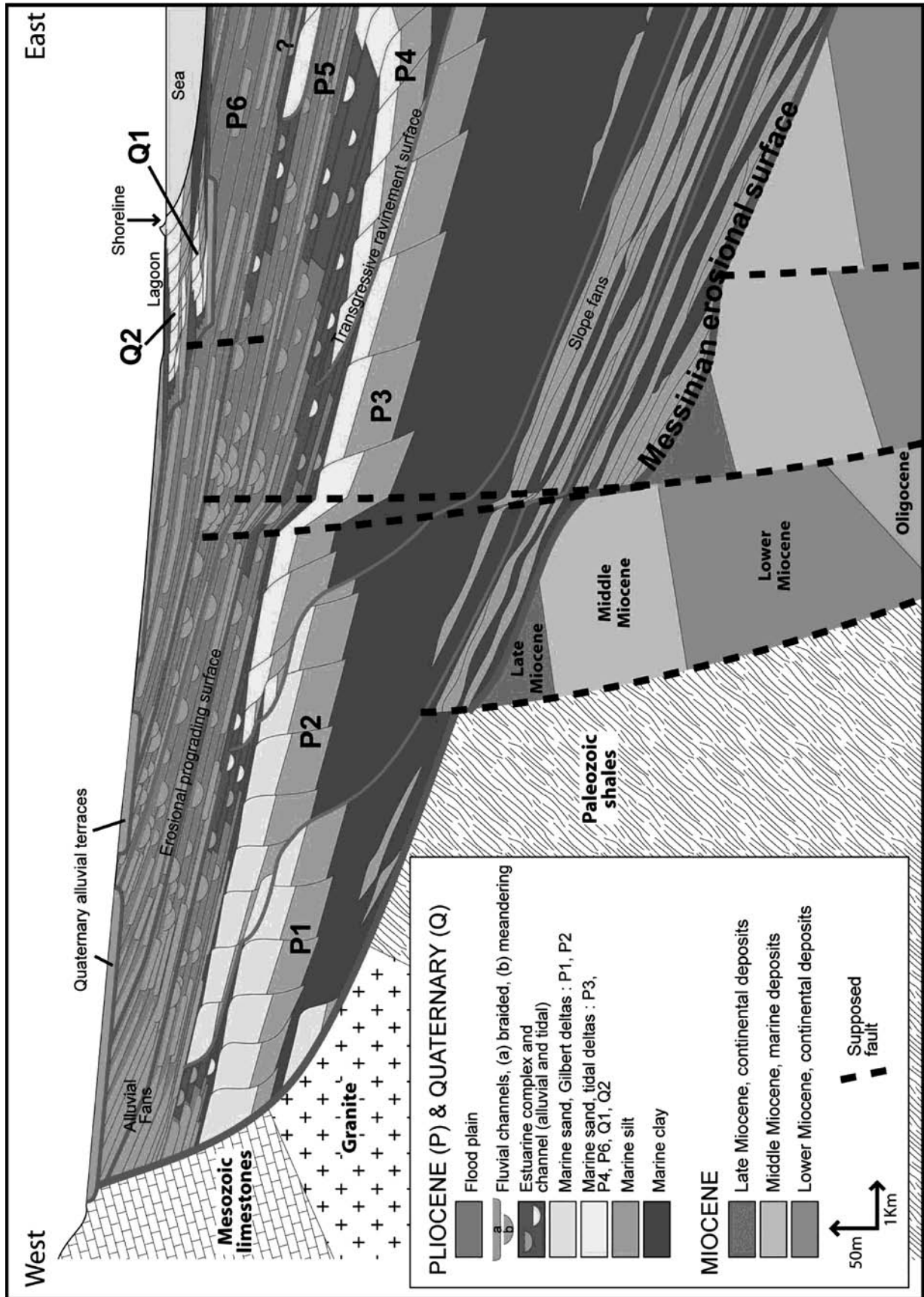


Fig. 2 – Schematic cross-section of the sedimentary fill-in of the Roussillon basin, providing from high-resolution onshore-offshore correlations based on outcrop observations, well logging, lithological borehole descriptions and seismic survey (BDSI and Total).

Correlations between onshore and offshore domains

The correlation methodology consisted of examining the stacking patterns between the onshore and offshore domains, considering most rigorous stratigraphic framework. This included the stacking patterns of the genetic units identified on the onshore well logs and the stacking patterns of the offlap breaks identified on the seismic profiles offshore.

Roussillon basin summary illustration

General theoretical cross-section of the Roussillon basin shows Pliocene and Quaternary prisms with their internal geometry function of the sedimentary facies distribution (Fig. 2).

In the onshore domain, six prisms are identified: marine facies of P1 to P4 are well recognised while P5 and P6 show only continental facies. Quaternary sedimentation expressed by alluvial terraces, exists also with high sea level prisms. Q1 corresponds to the start of an interglacial stage particularly preservation (Salanque plain) during Pleistocene. Holocene Coastal sedimentation is represented by Q2. In onshore domain, 41 units are individualised by prisms geometry and sedimentary facies distribution. In the same way, isohypse maps point out facies distribution.

Multi-scale approach characterises original features of the geological study: outcrop observations and well logging (metric scale), high-resolution seismic surveying (decametric scale) and oil seismic prospecting (kilometric scale) are correlated with the best well-defined coherence. So, this Plio-Quaternary basin analysis underlines geological events of a Mediterranean coastal plain for a scattered scale as regional/margin scale. Moreover, it suggests new methodology for use and validation of geological database characterised by numerous kind of data of different quality.

ROUSSILLON'S GROUNDWATER: A COMPLEX MULTILAYERED COASTAL AQUIFER

Water management and preservation begins by increasing resource knowledge. Recording of water level and water quality time series makes up the first step to understand the functioning of coastal aquifers. Of course, chemical and hydraulic head evolutions must be integrated in a good geological framework. In the case of the Roussillon multilayered aquifer, geological database mentioned above is implemented by screening information: in fact, detailed and exact geological information is available in most cases for water abstraction wells. This information is of the utmost importance to the Roussillon basin considering recently as a multilayered aquifer (Chabart 1996). Historically, a numerical hydrodynamic model of the Roussillon basin was already elaborated (Auroux 1992), but no information were available about salt water intrusion risk and all of the deepest layers were simulated like a unique and homogeneous aquifer.

Moreover, knowledge of the lithology and geometry of the aquitards and aquicludes is as important as the ones of

the aquifers particularly for interactions between aquifers on top of the other, for up-coning risk assessment, salt water encroachment dynamics through surface water bodies (rivers, lagoons,...) or directly through the sea, etc. For each aquifer, hydraulic head and density distribution constitute main parameters for characterise groundwater 3D flow.

Because water flow does not always follow sedimentologic boundaries, bringing together sedimentary units and hydrogeology is a necessary step. Transformation from geological model to hydrogeological model is based on chemical analysis, on pressure head observation and on field experience. In fact, from 41 geological units, less than 8 hydrogeological formations are kept for the step of modelling. This resolution cut is linked to many reasons: connexions existing between geological units underline by chemical analysis, lack of knowledge about hydrodynamic parameters, calculation limit for modelling and, the main one: majority of wells are fully screened thus, exploits several aquifers.

In the case of saltwater intrusion, the choice of hydrogeological model is important. For Roussillon basin case study, sharp interface model is not appropriate because the fifty-fifty concentration line is located close to seashore and, paradoxically, increase in salt content occurs five kilometres landward (from field electrical conductivity survey). Heterogeneity in geological formations and pumping variations contribute to the diffusion of salt in the contaminated area. So, the choice of using 3D variable-density flow and solute transport simulations allows determining vulnerable areas (freshwater becomes non-potable as soon as it mixes with seawater with the sea water exceeding 3%).

With the aim of clarifying, the Fig. 3 represents a conceptual hydrogeological model and its evolution through the groundwater development. Only three kinds of aquifers are presented, because the sketch focused on the coastal area.

Quaternary aquifers are mainly composed of alluviums (conglomerate, flood plain) and coastal deposits. The unconfined Quaternary aquifer lies along the main rivers and the coastline. It is mainly exploited by farmers, private and camping owners. Quaternary aquifer also supplies drinking water of Perpignan town. Water quality of the Quaternary upper aquifer is poor near the coast due to a high chloride concentration (e.g.: electrical conductivity can reach 5000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ at St-Laurent-de-la-Salanque - 5 km from the coastline).

The *Pliocene aquifers* (continental and marine), whose characteristics are linked to the Messinian event are built of fluvial deposits and marine sands and clays. Many wells in these aquifers were artesian thirty years ago. Now, artesian flowing wells are more and more uncommon. The confined Pliocene aquifers are mainly exploited for drinking-water supply and by farmers. Generally, both water quality and hydraulic head of the Pliocene aquifer

couleur

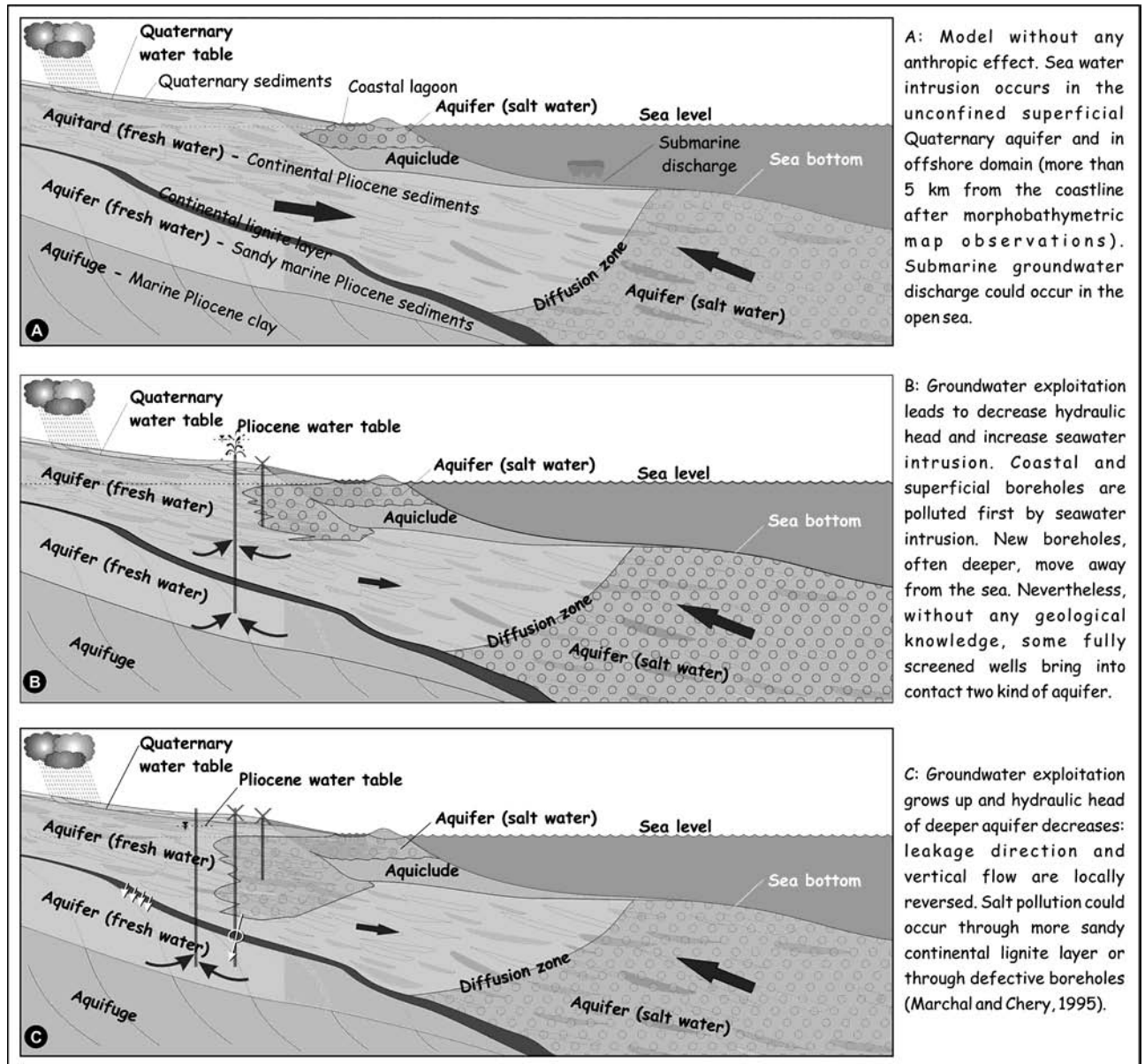


Fig. 3 – Hydrogeological conceptual model of Roussillon aquifer system without scale and location. This sketch presents historic groundwater development. The superficial layer has sea connections, meaning that overexploitation can generate sea water intrusion.

increase with the depth of the exploiting well. Even under the beach barrier sand, water conserves a good quality: chloride concentrations are lower than 40 mg/l. Locally, some interconnections exist between the Quaternary and Pliocene aquifers, mainly because of two reasons: (i) leakage from pre-existing wells, (ii) incision of shift Pliocene aquifer by Quaternary channels. These interconnections tend towards decreasing Pliocene aquifer water quality.

Fluvial sands fill distributaries channels of deltaic complex constitute the *Continental Pliocene aquifer*. This aquifer contains excessive water mineralization only in the northern part of the basin, along the lagoon and even more so along the coast at Le Barcarès. The continental Pliocene aquifer is very productive, especially in the

Salanque plain. Because of its geological setup (stream channel and flood plain alternations), this aquifer is considered like a heterogeneous aquifer: permeability tensor and salt water interface position could extremely vary in the three dimensions.

Usually, lignite layers alternating with marsh plastic clays are located beneath the Continental Pliocene aquifer. This non-continuous impervious layer separates continental Pliocene aquifer from sandy marine Pliocene aquifer.

Sandy marine Pliocene sediments correspond to the prograding deltaic shore face. Theoretically, this homogeneous aquifer is not connected to the sea and it is preserved from seawater intrusion. However, some area contains excessive mineralization. The origin of the contami-

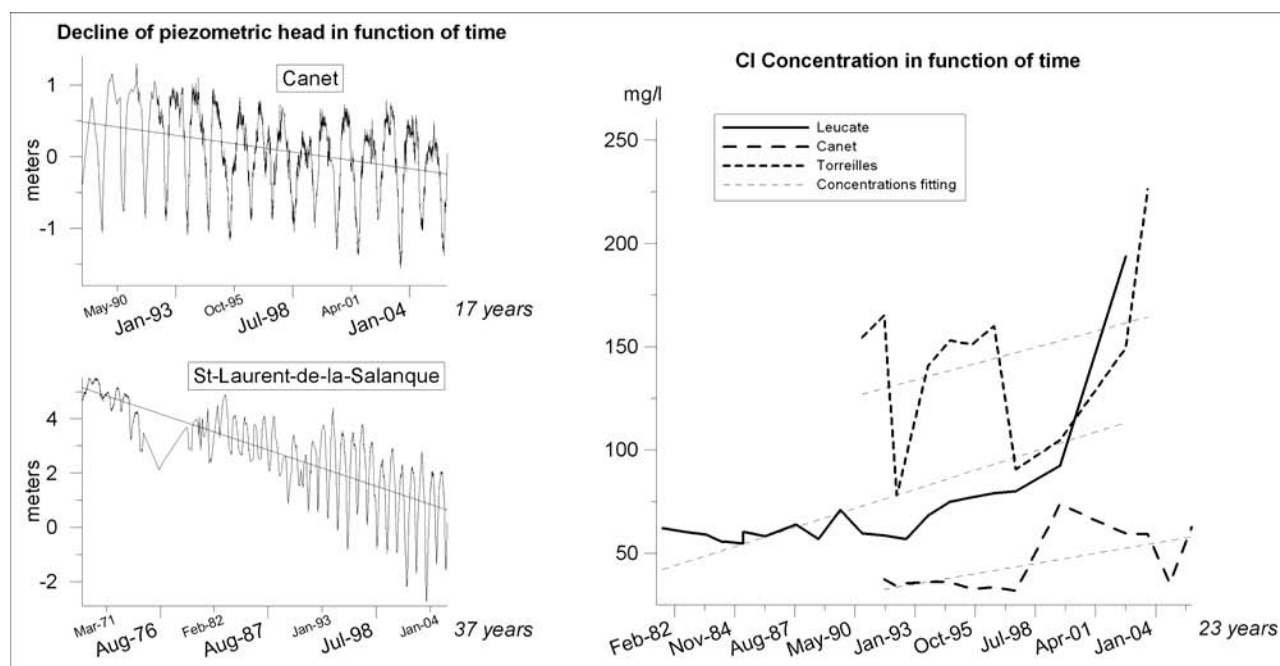


Fig. 4 – Piezometric head and chloride concentration both in function of time. All these observation points are located in the Pliocene aquifers close to the sea. Near the coast and since the beginning of exploitation, Pliocene aquifers water level have reached 0 meter more and more often during the year.

nation is the vertical leakage from the partially contaminated Quaternary aquifers to the Pliocene aquifers due to existence of defective boreholes (Fig. 4). New boreholes drilled next to the old ones show a strong decrease in the waters salt content. Without any water pumping, hydraulic head of the sandy marine Pliocene aquifer is higher than the continental Pliocene aquifers.

Sedimentary model provides geometry of aquifers and aquicludes for the modelling, while economic study suggests some management scenarios inspired by socio-economic context of the Roussillon basin.

MANAGING ROUSSILLON'S GROUNDWATER DEMAND: WHICH INSTRUMENTS TO IMPLEMENT?

Management of aquifer system exploitation requires detailed knowledge of demand and resource characteristics. On one hand, the demand information (type of use, extracted volume, demand price elasticity, the touched layer, etc.) allows establishing the socio-economic context. This, when combined with the resource characteristics, determines vulnerable zones (environmentally and/or economically) where policy instruments would prevent catastrophic consequences of overexploitation. On the other hand, given a particular socio-economic context, this information enables determining ex-ante efficiency of a policy instruments. However, a question remains open: which instrument among the plethora of management instruments to implement?

Usually in coastal areas, policies concerning the increase of water supply (dams, desalination of seawater, aqueducts, etc.) have been already implemented, however, they might not be economically feasible (Groom *et al.* 2003, Giordana & Montginoul 2006). Then, demand reallocation policies emerge as the unique option. Many management solutions to control individual withdrawals like ranging from taxes (Baumol & Oates 1988), incentive mechanisms or regulations (Dasgupta *et al.* 1980) and facilities for self-organization (Ostrom 1990), have been suggested in the economic literature. Which demand on the side of the policy would efficiently reallocate the resource in a given particular hydrogeological and socio-economic framework? The experimental economy method offers a workbench for different policy devices that would be implemented for real (Bohm 2003, Cummings 2001), avoiding some of the acceptability problems that a field test would imply as was observed in the Roussillon case.

The need for a smart integrated management of the water resource in the Roussillon plain has been early identified; self designed accords were passed between users (cities governments and agricultural profession) and the water agency in order to preserve groundwater for human consumption. Then, between 1968 and 1995, three river dams and modern irrigation channels (pressure water network) were constructed to satisfy agricultural water demand (Connaissance des eaux souterraines de la plaine du Roussillon 2003). However, groundwater resources have allowed the development of modern irrigated agriculture outside the irrigation areas; they have also led to

increasing non-potable water needs (swimming-pools, garden irrigation, etc.). Actually, the water authority has only partial information about the precise location of extraction points, the quality of the drills, and the quantity of water being extracted. In order to record every extraction point and recover the payment charges stated in the 1992's Water Law, the Water Agency has implemented different policies in the last decade (i.e. subventions to the installation of volume meters). Nevertheless, these policies have not completely solved the problem. Then, the experimental method would be very useful in designing new policies or modifying to the existing ones.

Experimental economy

An experiment in economy consists of an artificial reconstitution of an economic situation in a laboratory, offering comparative advantages of control and measurement with respect to naturally occurring settings (Ostrom *et al.* 1994, Roth 1995). By implementing a particular protocol, the experimentalist can carefully create conditions in a laboratory that closely match those specified in a theoretical model aimed to explain real occurring phenomena. In those cases, the experimental method can be highly useful to the design of empirical institutions and policies (Ostrom *et al.* 1994, Shogren 2005).

An important aspect in the reliability assessment of laboratory experimentation as a test-bench of public policy measures is the subject pool. Participants to experiment are in general undergraduate students; a common criticism is then, that a student pool is not representative of "real" people behaviour. Nevertheless, when the protocol is sufficiently abstract, a student pool fairly represents behaviour of a larger population (Lichtenstein & Slovic 1973). A problem emerges when context affects behaviour; in those cases some kind of field experimentation is unavoidable (Harrison & List 2004).

Our experimental research program aims to assess the efficiency of various institution policies to manage groundwater extractions. Still far away from a decision-making end-user, we have developed an experimental protocol based on an heuristic model that represents quite well the choice to which agents are confronted in the field.

Experimental test of a tax system with random audit

Protocol and simplifications

As stated in the previous sections, groundwater in the Roussillon plain occurs in a complex multilayered coastal aquifer. The Quaternary and Pliocene aquifers represent imperfect substitute water resources for end-users (as each layer presents freshwater of different quality and productivity). Then, from a behaviour point of view, the exploitation of a multilayered aquifer breaks results in

two decisions: choice of the layer (choice between substitute resources) and amount of the volume. Details on the experimental protocol implemented to study the exploitation of substitute groundwater resources can be found in Giordana *et al.* (2006). However, depending on the location in the plain, different water resources can be acceded (surface water, Quaternary or Pliocene aquifer).

To illustrate how the experiments can be used to assess the efficiency of groundwater demand management instruments, we briefly present the observations of two of the implemented treatments. Here we consider a protocol in which only one groundwater resource is available. This means that we care about a zone of the Roussillon plain where there is just one layer (i.e. the Pliocene aquifer in the south-west of the plain), with existing boreholes; there is no possibility to drill new boreholes at least in the short term. Implementation in the laboratory requires a simple model of the resource dynamics as it must be explained to participants (a good comprehension of the task in the lab reduces noise in the observations). Then, we have omitted some hydrogeological details that would be confusing for participants: (i) no 3D variable density flow model is considered; (ii) in the economic model, groundwater is represented by a 2D "bathtub aquifer" (infinite hydraulic conductivity); actual withdrawals automatically produce a homogenous reduction of the hydraulic head (no up-coning risk) on the whole aquifer. In particular, salt water encroachment dynamics are modelled in the simplest possible way: as the available stock (hydraulic head) diminishes with extractions the water quality deteriorates homogenously over the whole aquifer. More details on the experimental protocol (the model, participants' selection, rewards, data treatments, etc.) can be found in Giordana & Willinger (2006).

Experimental observations

We first evaluate a baseline treatment where participants, during a ten period dynamic game, were asked to

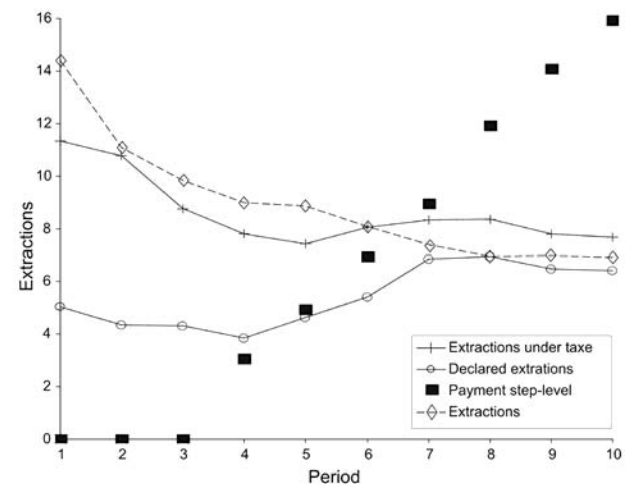


Fig. 5 – Mean extractions and declared extractions.

extract in each period the quantity of water they want from a stock. In Fig. 5 the dashed line shows the mean extracted quantities in each period for the baseline treatment. Provided that the profit of groundwater exploitation depends on the groundwater quality, as long as the stock decreases (as a result of excessive pumping), extractions also diminish because they are less profitable. Mean extractions are far to be optimal (the optimal extraction trajectory is indicated by the full square markers in Fig. 5); then, we say that the groundwater stock is overexploited.

We are aware about the efficiency of the tax system in encouraging a more sustainable use of groundwater. Thus, we test in the laboratory an incitation mechanism that consists of a unitary tax, applicable on the declared quantities. The tax would be paid only if the declared quantities exceed a step-level defined for each period (the full square marker in Fig. 5). In order to assure compliance, there is a fixed probability of audit. If declared quantities are controlled and came out to be less than those really extracted, a penalty is imposed. In the treatment exposed in figure 5, the penalty is very high. Nevertheless, the compliance rate (the ratio between the declared and the extracted quantities) remains quite low all along the time horizon (the circle marked full line lies under the diamond marked one). As a consequence, the

extracted quantities have not been significantly reduced with the imposition of this tax system.

Questions as, how this incitation mechanism can be improved or whether a higher probability of audit raise the compliance rate or would another instrument out perform this mechanism, can be answered by the implementation of additional treatments in the laboratory. Finally, the coherence of the results can be assessed by an ex-post statistical analysis of data, and scenarios can be constructed on this basis.

SYNTHESIS

Pluridisciplinary approach of management of coastal aquifer is summarised by Fig. 6.

In the Roussillon basin, different geological methods applied on pre-existent data (BRGM’s public underground database, logs from drinking water borehole, offshore seismic petroleum profiles,...) are used to determine spatial distribution of the sedimentary units, and particularly those that could be potential aquifers. Sedimentary units’ characteristics like interconnections, granulometry and homogeneity are implemented in a hydrogeological study.

Coastal groundwater resources are frequently complex

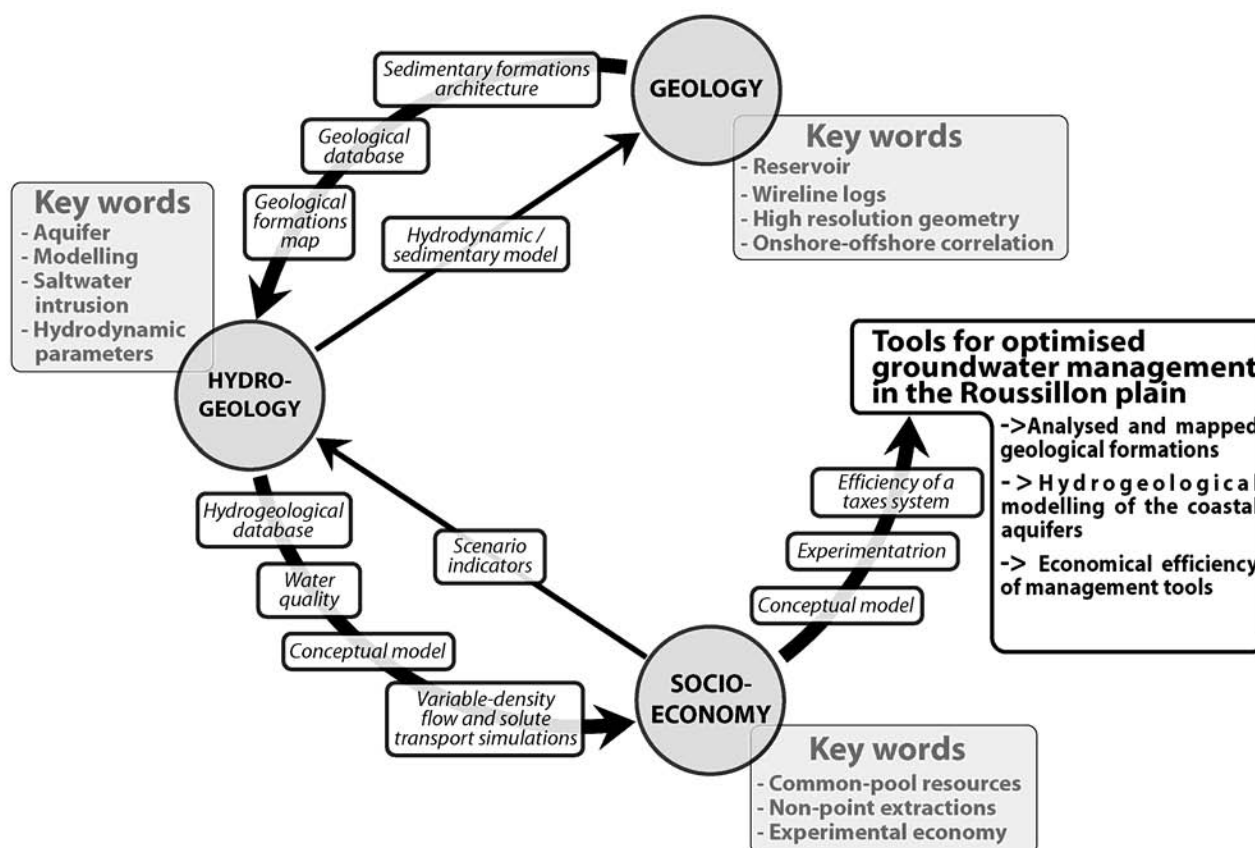


Fig. 6 – Synthetic sketch of the integrated methodology. Each step is dependent on the previous, but the study is led in parallel. Feedback between the three researches fields also give originality of the integrated methodology.

multi-layer aquifers, where the sensitivity of each layer to saltwater intrusion greatly depends on its geological characteristics and geometries (continuity between inland and offshore). Understanding this sensitivity is a prerequisite to design effective water management plans which would reduce abstraction in target aquifer layers. Build on a good sedimentary model, hydrogeological knowledge must be supplemented by long-time series observation (hydraulic head, hydraulic conductivity) and possibly hydrochemistry. However, numerous field measurements would be unused while screen locations in boreholes are unknown. So, the best way to understand how coastal aquifers works, is to observe and to be aware of what is observed. It's only later that modelling can answer water management issues. For reality sake, scenarios building must take into account the socio-economical framework of the studied area. So, experimental economy methodology offers a reliable way for ex-ante assessment of water management instruments. Predictions of the model resulting from coupling the economic dimension with the aquifers model could be tested and the efficiency of instruments assessed. However, in this paper the methodology is only illustrated with an example based on a heuristic economic model of groundwater extraction behaviour dynamics.

One of the aims of this paper is to demonstrate the importance of building studies based on relevant methodology that integrate most of groundwater resources problems encountered in coastal areas. For future prospects, methodology used in the case of the representative Roussillon basin could also be applicable to a certain extent to other coastal sedimentary basin.

ACKNOWLEDGEMENT.- This study is a part of three PhD at the University of Montpellier I and II (France), funded by the regional council of Languedoc-Roussillon (CPER - SysCoLag program), by the BRGM in the framework of the COMPLEX'AQUI project (EAU15) and by the CEMAGREF. This work has also benefited from the financial support of the French Ministry for Ecology and Sustainable Development.

REFERENCES

- Auroux F 1992. Modèle mathématique de gestion de l'aquifère plio-quadernaire du Roussillon. Montpellier. *BRGM report*. R34 981 LRO 4S 92, 31 p.
- Baumol WJ, Oates WE 1988. The theory of environmental policy. Cambridge University Press, 312 p.
- Benson RH, Rakic-El Bied K, Bonaduce G 1991. An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1): 164-192.
- Bohm P 2003. Experimental evaluations of policy instruments. In *Environmental Degradation and Institutional Responses*, M Karl-Göran, JR Vincent ed, Amsterdam: Elsevier.
- Chabart M 1996. La recharge de l'aquifère multicouche du Roussillon et les conséquences d'un éventuel changement climatique sur la gestion de la ressource en eau (Pyrénées-Orientales). BRGM ed, Documents du BRGM 257, Orléans. 299 p.
- Clauzon G 1982. Le canyon messinien du Rhône; une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita, Ryan, 1973). *Bull Soc Géol Fr* 24 (3): 597-610.
- Clauzon G 1990. Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiol Cont* 17: 125-155.
- Connaissance des eaux souterraines de la plaine du Roussillon 2003. Accord Cadre pour la définition d'un programme global de protection et de gestion concertée des ressources en eau de l'ensemble aquifère multicouche plio-quadernaire de la plaine du Roussillon. AERMC, BRGM, CDA 66, CG 66, DDAF, DDASS, DIREN report, 47 p.
- Cross TA, Baker MR, Chapin MA, Clark MS, Garner MH, Hason MS, Lessenger MA, Little LD, Mc Donough KJ, Sonnenfeld MD, Valasek DW, Williams MR, Witter DN 1993. Application of High-Resolution Sequence Stratigraphy to Reservoir Analysis. In Eschard R, Doligez B eds, *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, Technip, Paris: 11-33.
- Cummings R, McKee M, Taylor L 2001. To whisper in the ears of princes: Laboratory experiments and public policy. In *Frontiers of Environmental Economics*, H Folmer, A Rose, S Gerking and H Gabel eds, Cheltenham UK: Edward Elgar.
- Dasgupta P, Hammond P, Maskin E 1980. On imperfect information and optimal pollution control. *Rev Econ Studies* 47: 857-860.
- Duvail C, Gorini C, Lofi J, Le Strat P, Cauzon G, Dos Reis AT 2005. Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France). *Mar Petrol Geol* 22 (6-7): 747-756.
- Duvail C, Le Strat P, Bourguin B 2001. Atlas géologique des formations plio-quadernaires de la plaine du Roussillon (Pyrénées Orientales). BRGM Publisher, RP-51197-FR, 44 p.
- Giordana G, Montginoul M 2006. Policy instruments to fight against seawater intrusion: an overview. *Vie Milieu* 56(4):
- Giordana GA, Willinger M 2006. Designing Feasible Policies with Myopic Agents. In *ESA North-American Meeting*, Sept 2006, Tucson (USA).
- Giordana GA, Montginoul M, Willinger M 2006. An experimental study on substitute common-pool resources in a dynamic framework: The Agricultural Exploitation of Groundwater. In *IASCP European Meeting*, March 2006, Brescia (Italy).
- Groom B, Koundouri P, Swanson TM 2003. The watershed economics management approach: An application to Cyprus. In *The Economics of Water Management in Developing Countries*. P Koundouri, P Pashardes, TM Swanson, A Xepapadeas eds, Cheltenham UK, Northampton MA, USA: Edward Elgar.
- Guennoc P, Gorini C, Mauffret A 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne. *Géol France* 3: 67-97.
- Guillocheau F 1991. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull Centr Rech Explor Prod Elf-Aquitaine* 15 (2): 383-410.
- Harrison GW, List JA 2004. Field Experiments. *J Econ Liter* 42 (4): 1009-1055.
- Homewood P, Guillocheau F, Eschard R, Cross TA 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull Centr Rech Explor Prod Elf-Aquitaine* 16: 357-381.

- Homewood P, Muraud P, Lafont F 2002. Best practice in Sequence Stratigraphy for Explorationists and Reservoir Engineers. 25, Total ed, Pau, 81 p.
- Hsü KJ, Cita MB, Ryan WBF 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Initial Repts DSDP* 13 (2): 1203-1231.
- Labrune C 2006. Architecture, genèse et évolution du littoral du Languedoc-Roussillon: Impact des facteurs physiques au cours du Quaternaire terminal. PhD Thesis, Univ Perpignan, 302 p.
- Le Strat P, Duvail C, Clauzon G 2001. Présentation des travaux de cartographie du BRGM en Roussillon depuis 1996. In GDR Marges eds, Messinien dans le Golfe du Lion, Perpignan, 7-10 septembre 2001.
- Lichtenstein S, Slovic P 1973. Response-Induced Reversals of Gambling: An extended Replication in Las Vegas. *J Exper Psych* 101: 16-20.
- Marchal J-P, Chery L 1995. Contamination marine de l'aquifère plio-quatenaire du Roussillon (Pyrénées-Orientales). *BRGM report*, 85 p.
- Ostrom E 1990. *Governing de Commons: the Evolution of Institutions for Collective Action*: Cambridge University Press.
- Ostrom E, Gardner, Walker J 1994. *Rules, Games, and Common-Pool Resources*: Ann Arbor, Michigan. The University of Michigan Press.
- Posamentier HW Jerwey MT, Vail PR 1988. Eustatic control on clastic depositions. I - Conceptual framework. In Sea level changes, an integrated approach, *SEPM Sp Publ* 42.
- Roth AE 1995. Introduction to Experimental Economics. In *The Handbook of Experimental Economics*, JH Kagel, AE Roth eds, Princeton, New Jersey: Princeton University Press.
- Serra O 1985. Diagraphies différées, bases de l'interprétation. T2: Interprétation des données diagraphiques. *Bull Centr Rech Explor Prod Elf-Aquitaine* 7.
- Serra O 1989. Sedimentary environments from wireline logs. Schlumberger Publisher, 243 p.
- Shogren JF 2005. Experimental Methods and Valuation. In *Valuing Environmental Changes*, M Karl-Göran, JR Vincent eds, Amsterdam: Elsevier.
- Vail PR, Colin J, Du Chene RJ, Kuchly J, Mediavilla F, Trifilieff V 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull Soc Géol Fr* 3 (7): 1301-1321.
- Walker RG 1984. *Facies Models*. Geoscience Canada Publisher, 317 p.

Received July 6, 2006
Accepted October 25, 2006

IV.3 – Apports de l'élaboration d'un modèle sédimentologique haute-résolution pour les études hydrogéologiques d'une plaine côtière

L'analyse des données de forages du bassin du Roussillon a permis l'élaboration d'un modèle sédimentologique (Figure 34), individualisant 38 unités, limitées, d'une part, par les lignes temps inhérentes aux séquences, et d'autre part, par les environnements de dépôts, eux-mêmes caractérisés d'un point de vue sédimentologique (partie II.4). Ainsi, 566 forages sont interprétés regroupant 5406 données géologiques, structurées dans une base de données.

En guise de conclusion pour la partie application, un bilan de l'apport de l'étude séquentielle d'un bassin côtier pour son analyse hydrogéologique est proposé (Tableau 6, d'après Aunay, 2007).

Tableau 6 : Estimation, par les hydrogéologues, de l'intérêt de l'analyse géologique séquentielle pour l'amélioration des modèles hydrogéologiques (d'après Aunay, 2007).

Apport de la stratigraphie séquentielle à...	Évaluation	Avantages par rapport à une étude lithologique classique	Insuffisances de la stratigraphie séquentielle
... la compréhension d'un bassin sédimentaire	<p>Outil très pertinent qui permet de mettre en évidence les différents ensembles sédimentaires en fonction de la résolution géologique choisie (cycle de 1^{er}, 2nd ou 3^{ème} ordre) et des variations eustatiques.</p> <p>Les corrélations, basées entre autres, sur l'eustatisme mondial, permettent la comparaison fine de bassins à dynamique sédimentaire commune sur de grandes distances.</p>	<p>Les corrélations réalisées respectent les processus naturels de sédimentation. La continuité entre unités sédimentologiques est respectée. Ainsi, les zones de subsidence, axes de transit, et l'organisation générale des faciès est mieux contrainte.</p>	<p>Dans le cas d'une densité insuffisante de données géologiques, la part d'interprétation du sédimentologue peut devenir importante.</p> <p>De plus, en l'absence de datation, cette interprétation peut être variable d'un sédimentologue à une autre.</p>
... la connaissance du domaine offshore	<p>Outil pertinent car l'absence de forage n'autorise aucune interprétation lithologique. Cependant, la part d'interprétation est assez développée et ne doit pas être négligée en cas d'application hydrogéologique.</p>	<p>Trop peu de données pour aboutir à des corrélations lithologiques. En domaine offshore, les forages sont peu fréquents.</p>	<p>Idem que ci-dessus</p>
... la détermination des formations potentiellement aquifères	<p>Outil moyennement pertinent. Les grands ensembles aquifères sont déterminés. Peu d'apports par rapport à une étude lithologique classique ont été mis en évidence à l'échelle du bassin du Roussillon.</p> <p>La définition des unités sédimentologiques doit être contrainte par l'échelle de travail (eg : la définition d'unités sédimentologiques métriques n'est pas pertinente à l'échelle d'un bassin sédimentaire).</p>	<p>Au sein, de sédiments marins, les corrélations entre unités sableuses ou argileuses sont rendues plus fiables grâce à la stratigraphie séquentielle.</p> <p>En ce qui concerne les sédiments continentaux, seule une approche lithologique ponctuelle permet d'aboutir à des corrélations.</p>	<p>Afin, de respecter le modèle génétique du bassin sédimentaire, certaines différences de faciès sont négligées au cours de l'interprétation.</p> <p>Ces différences peuvent se révéler importantes en termes d'hydrogéologie (eg : sédiments palustres ou argileux productifs).</p>
... l'élaboration des limites des aquifères / aquitards / aquicludes	<p>Outil peu pertinent localement si l'échelle de travail est celle d'un bassin sédimentaire. La stratigraphie séquentielle tend à regrouper des formations géologiques dont les propriétés hydrodynamiques diffèrent singulièrement.</p>	<p>La stratigraphie séquentielle permet de déterminer la continuité des formations sédimentaires à l'échelle d'un bassin.</p>	<p>Idem que ci-dessus</p>
... la détermination de propriétés hydrodynamiques	<p>Outil non adapté à l'échelle d'un bassin sédimentaire où les hétérogénéités de sédimentation au sein d'une même unité influencent les écoulements.</p>	<p>Pas d'avantage particulier, sauf dans le cas d'étude très localisée (< 300 m²) de type Kostic <i>et al.</i> [2005].</p>	<p>Les corrélations sur de grandes distances négligent les variations locales de faciès et ne permettent pas d'extrapoler des propriétés hydrodynamiques.</p>
... l'interprétation de propriétés hydrodynamiques	<p>Outil assez bien adapté. L'origine de la productivité singulière d'un secteur est souvent expliquée par la stratigraphie séquentielle (dépôt centre, axe de transit...)</p>	<p>Les interprétations basées sur la stratigraphie séquentielle apparaissent plus pertinentes.</p>	<p>Les variations locales de productivité ne sont pas expliquées.</p>
... l'interprétation de résultats hydrochimiques	<p>Outil pertinent. Les origines des sédiments sont connues et les grands axes de circulation, bien appréhendés.</p>	<p>La stratigraphie permet de replacer le chimisme de l'eau dans un contexte de bassin sédimentaire.</p>	<p>Difficultés de trouver une eau caractéristique pour chaque unité sédimentologique définie.</p>
... l'interprétation de résultats de géophysiques électriques en domaine littoral	<p>Outil plus ou moins pertinent. Les doutes relatifs aux interprétations géophysiques dans le cas de sédiments envahis d'eau de mer sont rapidement levés dans le cas de sédiments marins.</p> <p>Outil moins pertinent dans le cas de formations hétérogènes.</p>	<p>Lorsque la continuité des faciès est connue (faciès marins uniquement). Les interprétations géophysiques sont facilitées par rapport à une unique connaissance lithologique.</p>	<p>Limite d'interprétation lorsque les faciès sont hétérogènes.</p>

Conclusions

L'enregistrement sédimentaire post-rift d'une marge passive est gouverné par deux principaux facteurs : la subsidence thermique et les variations climatiques. Ils agissent de manière homogène à l'échelle d'une marge de taille réduite. En conséquence, l'enregistrement sédimentaire devrait être caractérisé par des séquences de dépôts évoluant de manière cohérente d'un point de vue géométrique et stratigraphique.

La marge du Golfe du Lion est prise comme exemple pour tenter de répondre à cette question : doit-on considérer que l'enregistrement sédimentaire post-rift évolue de manière homogène à l'échelle d'une marge passive et que son analyse locale est extrapolable régionalement à l'ensemble de la marge ?

Les recherches conduites dans le cadre de cette thèse mettent en lumière l'importante variabilité de l'enregistrement sédimentaire post-rift de la marge du Golfe du Lion. Son évolution n'apparaît ni constante, ni homogène quelle que soit l'échelle d'observation.

Apports méthodologiques

La problématique établie nécessite de travailler à l'échelle de l'intégralité des profils de dépôts, c'est-à-dire depuis les domaines d'érosion (bassins versants, domaine des massifs) jusqu'aux domaines de sédimentation (domaines *offshore*). Cette démarche correspond à la synthèse de données de natures variées (cartes géologiques, affleurements, sondages hydrogéologiques, sondages pétroliers, profils sismiques) et permet d'appréhender l'intégralité de l'évolution sédimentaire en évitant le parcellement du message sédimentaire induit par les phénomènes d'érosion et de condensation du message.

Ainsi, les travaux menés dans le cadre de cette thèse reposent sur l'analyse et l'interprétation de 880 sondages, dont 154 offrant des enregistrements diagaphiques, répartis sur les plaines côtières du pourtour du Golfe du Lion (Roussillon, Hérault, Rhône). De plus, l'analyse de 9 profils sismiques sur le domaine de la plate-forme et du talus de la marge, calibrés par la réinterprétation de 7 forages pétroliers *offshore*, a permis de compléter l'étude de l'évolution sédimentaire post-rift de la marge.

La reconstitution des profils de dépôt nécessite de corréler les données issues du domaine *offshore* aux données issues du domaine *onshore*. En mer, les données correspondent principalement à des géométries issues de l'imagerie sismique, dont la stratigraphie et les environnements de dépôt sont peu documentés. A terre, inversement, les géométries sont mal connues et les affleurements offrent de nombreux jalons stratigraphiques et

environnementaux. Dans ce contexte, afin de faire le lien entre les deux domaines, il s'est avéré nécessaire de caractériser au mieux les géométries et l'architecture des corps sédimentaires fossilisés, à terre, dans les bassins côtiers. Pour cela, les informations issues de la Banque du Sous-Sol du BRGM ont été analysées. Les informations géologiques y sont de nature et de qualité variable. Une méthode d'interprétation a donc été mise en place :

- la première étape correspond à l'extraction des données de référence, c'est-à-dire des sondages ayant des enregistrements diagraphiques. Ces données étant toutes sous format papier, il a été nécessaire de les digitaliser afin d'obtenir des documents homogènes facilitant leur interprétation,
- la seconde étape correspond à l'interprétation des diagraphies de sondages selon les techniques classiques utilisées notamment dans le milieu pétrolier, elle est présentée et illustrée dans la partie II-3,
- la troisième étape vise à corrélérer des diagraphies selon des coupes parallèles et perpendiculaires aux axes de progradation. La corrélation repose sur la comparaison de l'empilement des environnements de dépôts,
- la quatrième étape correspond à l'extraction depuis la BSS, des sondages ne comportant que des descriptions lithologiques issues de l'observation des débris de forages (*cuttings*). Ces données sont de qualité variable, elles sont interprétées en s'appuyant sur les enregistrements diagraphiques environnants à partir d'une interpolation sur les coupes de diagraphies,
- la cinquième étape correspond à la mise en place d'une base de données géoréférençant l'ensemble des surfaces et des unités identifiées sur les sondages.

Ainsi, l'architecture et les géométries des formations pliocènes et quaternaires ont été précisées sur le bassin du Roussillon, sur le delta du Rhône et partiellement sur le bassin de l'Hérault.

Cette méthode d'analyse des bassins côtiers a fourni un jalon indispensable pour la reconstruction des profils de dépôts. Elle permet de faire le lien entre d'une part les données d'affleurement et de cartographie géologique et, d'autre part les données de sismique marine. Ce dernier lien n'est pas direct. Afin de corrélérer les séquences identifiées à terre par l'évolution des environnements de dépôt et les géométries en mer, je me suis intéressé aux informations communes : l'évolution des modalités d'empilement des séquences. Elles sont établies dans les bassins côtiers à partir de l'évolution des environnements de dépôts et en mer à partir de la répartition spatiale des *offlap-break*. Ainsi ont été déterminées des périodes de rétrogradation, d'aggradation de progradation et de progradation forcée. Ce sont ces dynamiques qui ont été corrélées, à l'aide de quelques jalons stratigraphiques, et qui ont permis d'établir des corrélations terre-mer pour les formations pliocènes et quaternaires.

Résultats de l'analyse de l'évolution sédimentaire post-rift de la marge du Golfe du Lion

L'interprétation de profils sismiques *offshore* de qualité remarquable (Elf, LRM1996), calibrés à partir de la réinterprétation des sondages pétroliers, met en évidence un décalage temporel dans l'initiation des domaines morphologiques de la marge (plate-forme et talus). Au pied des Pyrénées, les premiers prismes de rebord de plate-forme apparaissent à la transition Aquitanien - Burdigalien, dès le dépôt de la première séquence post-rift (base de S4). En domaine oriental, au débouché du Rhône actuel, ils se mettent en place environ 4 Ma plus tard, au Burdigalien terminal (base de S5). Les bassins versants de ces deux domaines, alpin et pyrénéen subissent cependant à cette période un paroxysme de déformation (Calvet, 1996 ; Besson, 2005). La disharmonie de la réponse sédimentaire est à mettre en relation avec la **nature des déformations** : sur la zone occidentale, la tectonique est décrite comme correspondant à une surrection des massifs et des bassins côtiers. Alors que sur la zone orientale, la compression alpine engendre un bassin d'avant-pays molassique (Demarcq, 1970), s'architecturant sous forme de vallées composites (Besson, 2005). Ainsi, le faible taux d'apport sédimentaire sur le domaine oriental de la plate-forme au Burdigalien est mis en relation avec la création de dépôt-centres en partie amont de la marge, au cœur du bassin d'avant-pays.

De plus, un pointé sismique détaillé (Gorini *et al.*, 2005) nous permet de mettre en évidence un fractionnement de la plate-forme au Miocène supérieur suivant 3 blocs tectoniques : le bloc Catalan, le bloc intermédiaire et le bloc Rhodanien. La cartographie des limites de blocs et des domaines subsidents indique que les structures du rift ont été réactivées. Elles correspondent aux anciennes zones de transfert et aux failles normales d'orientation N.E.-S.W. Les cortèges sédimentaires associés à cette période sont difficiles à identifier du fait de la présence de la surface d'érosion messinienne et de l'absence de données stratigraphiques dans les cônes détritiques du Miocène supérieur, préservés au pied de talus sous forme de lambeaux. Cependant, il est incontestable que **l'enregistrement sédimentaire au Miocène supérieur a été influencé régionalement et localement par la structuration de la plate-forme, engendrant son fractionnement selon des structures héritées de la période de rifting.**

Au Miocène terminal, les réseaux fluviaux messiniens s'organisent sur le domaine de plate-forme suivant deux principaux bassins versants, l'un correspondant au bloc Catalan, l'autre au bloc Rhodanien. Le premier correspond à la confluence des fleuves catalans et languedociens (Têt, Tech, Agly, Orb et Hérault) canalisés vers le graben central puis vers un unique exutoire à destination du bassin profond. Le second regroupe le Vidourle et une

partie du Rhône actuel. La mise en place de ces réseaux hydrographiques est clairement guidée par les structures tectoniques du Miocène supérieur. Ainsi, **les vallées incisées induites par l'érosion messinienne sur la plate-forme du Golfe du Lion ont une localisation déterminée par les structures tectoniques du Miocène supérieur**, elles-mêmes guidées par les structures tectoniques du rift oligo-aquitainien.

Au Pliocène, plusieurs phénomènes régionaux et locaux sont également mis en évidence. Ils induisent des déformations dans les géométries sédimentaires de l'évolution post-rift de la marge. Les phénomènes de **compaction** déforment les géométries sédimentaires pliocènes. La restauration par décompaction de la géométrie initiale des *top set* pliocènes indique que ce phénomène engendre des déformations des surfaces pliocènes dont l'ampleur est directement liée à la variation d'épaisseur des *bottom set*, c'est-à-dire tributaire de l'irrégularité de la surface messinienne sous-jacente. Ainsi, deux types de déformation de l'enregistrement sédimentaire pliocène apparaissent. Le premier, d'ordre régional correspond à une inclinaison vers le large des *top set* pliocènes, à la faveur de la forte pente de la surface d'érosion messinienne. Le second type de déformation intervient à l'échelle locale. Il est induit par l'irrégularité de la surface messinienne, s'exprimant sous forme de véritables canyons. Au droit de ceux-ci, la sédimentation pliocène subit une importante compaction différentielle, impliquant des déformations locales des corps sédimentaires nettement visibles à l'échelle sismique.

L'observation des géométries actuelles des *top set* pliocènes indique que la plate-forme subit un basculement vers le large à partir du Gélasién, confortant l'interprétation de la répartition spatiale des *offlap-break* (Duvail *et al.*, 2005). L'ampleur de ce basculement est faible. Il est au maximum de l'ordre de 400 m en rebord de plate-forme, contraint, à la base de la série, par la géométrie du réseau fluvial messinien. Après restitution de ce basculement, une inclinaison des *top set* vers le large persiste. On démontre qu'elle est intégralement imputable aux phénomènes de compaction différentielle sur la surface d'érosion messinienne. Ainsi, deux dynamiques distinctes de la subsidence de la plate-forme du Golfe du Lion sont établies par l'analyse des géométries des *offlap-break* et confirmées par la restauration des géométries messiniennes et plio-quatérnaires :

- le Zancéen et le Plaisancien (Pr1 à Pr7) correspondent à un épisode de reconstruction de la plate-forme après son démantèlement au Miocène supérieur. La sédimentation est alors influencée par des phénomènes de subsidence associés aux zones de déformations du Miocène supérieur, par des déformations issues des variations

d'ampleur de la compaction sur la morphologie très irrégulière de la surface messinienne, par une probable subsidence thermique et par les variations eustatiques,

- à partir du Gélasién et jusqu'à l'actuel (Pr8), la sédimentation a comblé l'accommodation créée dans le domaine des massifs et de la plate-forme successivement par la tectonique du Miocène supérieur et par les canyons messiniens. Elle se dirige alors de nouveau vers le domaine profond de la marge (par l'intermédiaire des canyons sous-marins) qu'elle avait délaissé depuis le début de la transgression zancéléenne. Cette migration des dépôt-centres, associée à des phénomènes d'ordre climatique, engendre une importante augmentation de la charge sédimentaire sur le glacis et dans le bassin profond, produisant un déséquilibre isostatique. La compensation intervient de manière rapide, elle s'exprime par un basculement de la marge, caractérisé par un point de rotation localisé vers 3 km en amont du rivage actuel et un taux maximal d'environ 150 m/Ma en rebord de plate-forme à 70 Km du rivage narbonnais. Ainsi, la marge reprend un fonctionnement typique d'une marge passive aggradante avec une subsidence dominée par un basculement auquel se surimposent les phénomènes de subsidence précédemment décrits.

Ces deux étapes distinctes dans l'évolution de la subsidence du Golfe du Lion correspondent donc à un impact différé de la crise de salinité.

Ainsi, les variations de charges sédimentaires associées aux migrations des dépôt-centres de la marge engendrent d'importantes modifications dans les conditions de sédimentation. L'initiation du basculement semble intervenir de manière homogène à l'échelle de la marge du Golfe du Lion, c'est du moins ce que l'on peut observer à l'échelle des profils étudiés. Il serait néanmoins intéressant de poursuivre cette analyse dans la partie Est de la marge à l'aide de nouvelles données sismiques.

Les formations quaternaires de plusieurs plaines côtières sont étudiées et comparées afin de dégager le rôle des facteurs régionaux et locaux dans la variabilité de leur dépôt et de leur préservation. Il s'agit tout d'abord du delta du Rhône, puis de la partie nord du bassin du Roussillon. A première vue, tout oppose ces deux domaines du fait des caractéristiques des bassins versants incomparables. Pourtant, les formations littorales préservées sous la plaine côtière actuelle ont une épaisseur maximale du même ordre de grandeur : environ 70 m pour le delta du Rhône et environ 60 m sous l'étang de Leucate. Cependant, les formations littorales préservées n'apparaissent pas contemporaines.

Sous le delta du Rhône, les dépôts littoraux correspondent au post dernier maximum glaciaire. Ils sont constitués à la base de la superposition de quatre unités transgressives fossilisées par la dynamique progradante du delta, s'exprimant en partie distale par cinq lobes deltaïques. Deux facteurs régionaux interviennent dans la mise en place des géométries sédimentaires :

- les apports sédimentaires, dont l'importance est corrélée à la taille du bassin versant et qui permet d'une part une vigoureuse érosion en période de bas niveau marin, se traduisant ensuite par un important espace disponible à la sédimentation. Le grand volume d'apport sédimentaire permet d'autre part la dilatation des corps sédimentaires et notamment des systèmes transgressifs,
- le second facteur régional intervenant sous le delta du Rhône correspond à la subsidence du domaine. Elle se traduit par la déformation des surfaces repères du Pliocènes et l'aggradation enregistrée dans les prismes de haut niveau.

Sous le domaine côtier nord du bassin du Roussillon, trois principales paléo-vallées incisées quaternaires sont mises en évidence. L'incision de Port-Barcarès, du Barcarès et de Sainte-Marie. Au Nord, sous l'étang de Leucate, l'incision de Port-Barcarès a une dimension très importante. Sa corrélation géométrique avec les données amont permet de démontrer que la confluence de l'Agly et de la Têt en est à l'origine. L'incision du Barcarès est de taille plus réduite, son alignement avec le prolongement de la faille de Prades peut suggérer un contrôle structural lors de son élaboration. La réalisation d'un sondage à la carrière permet de caractériser son remplissage à partir d'analyses polliniques, biostratigraphiques, paléoenvironnementales et séquentielles. Ainsi, les épaisses séries littorales, représentent une profonde vallée incisée attribuable à la période glaciaire Riss (s.i.6) et corrélée, en amont, avec les terrasses alluviales Fxa et Fxb (Figure 37). Cette incision est fossilisée par plusieurs séquences, la première s'exprime sous la forme d'un complexe deltaïque et correspond au haut niveau marin éemien s.i.5e à 125 000 ans BP. Celui-ci est érodé par l'importante chute du niveau marin à 105 000 ans BP (s.i.5d), s'exprimant sous la forme des conglomérats (TQ2) corrélés avec les terrasses alluviales Fya. Cette seconde incision est transgressée par les hauts niveaux marins attribués à l'Eemien supérieur (s.i.5c et s.i.5a), entre 100 000 et 80 000 ans BP. Ils sont à leur tour érodés par le conglomérat TQ3, dont l'équivalent amont correspond à la terrasse alluviale Fyb. Dans ce contexte, celle-ci semble correspondre à la surimposition des deux événements froids de la période würmienne (s.i.4 et s.i.2).

Ainsi, le caractère atypique de la sédimentation quaternaire sur le bassin du Roussillon apparaît lié à la confluence de réseaux hydrographiques, impliquant le développement de profondes incisions et à la migration des cours d'eau vers le Sud, permettant la préservation

des cortèges sédimentaires contemporains des hauts niveaux marins. L'origine de la migration des réseaux fluviaux est attribuée, en guise d'hypothèse, à des déformations intervenant le long de failles majeures (faille de Prades) dans un contexte de basculement de la marge lié à la surcharge sédimentaire du bassin profond depuis le Gélasién.

Synthèse des facteurs régionaux et locaux modifiant l'enregistrement sédimentaire post-rift de la marge du Golfe du Lion

Plusieurs échelles d'observation ont été utilisées afin de dégager l'expression et l'origine des phénomènes régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire de la marge passive post-rift du Golfe du Lion. Les résultats de cette analyse sont synthétisés dans le Tableau 7.

Tableau 7 : Facteurs de variabilité de l'architecture des dépôts sédimentaires pour la marge post-rift du Golfe du Lion

Séries	Domaine occidental de la marge (Bassin du Roussillon)	Domaine central de la marge (Bassin de l'Hérault)	Domaine oriental de la marge (Bassin Rhodanien)
QUATÉRIENNAIRE	Nord du bassin du Roussillon : la migration du réseau fluvial de la Têt vers le Sud permet la préservation des anciens hauts-niveaux marins pléistocènes en comblement de vallées incisées.		La dimension importante du bassin versant engendre de volumineux apports sédimentaires permettant la dilatation de l'enregistrement sédimentaire, accentuée par la subsidence du domaine.
PLIOCÈNE	Compaction différentielle : inclinaison des <i>top set</i> vers le large et déformations locales au droit des reliefs messiniens : forte subsidence Héritage structural : les déformations initiées au Miocène supérieur perdurent suivant l'héritage structural de la période syn-rift. Augmentation de la charge sédimentaire engendre un basculement de la marge	Compaction différentielle : inclinaison des <i>top set</i> vers le large et déformations locales au droit des reliefs messiniens : subsidence faible L'augmentation de la charge sédimentaire du bassin profond engendre un basculement de la marge	Compaction différentielle : inclinaison des <i>top set</i> vers le large et déformations locales au droit des reliefs messiniens L'augmentation de la charge sédimentaire du bassin profond engendre un basculement de la marge
MIOCÈNE	Réseau fluvial messinien guidé sur la plate-forme par les déformations du Miocène sup. : confluence des fleuves catalans et languedociens (Têt, Tech, Agly, Orb et Hérault) vers le graben central. Un unique exutoire vers le bassin profond s'individualise. Déformations tributaires de l'héritage structural de la période syn-rift : individualisation du bloc Catalan (réactivation du graben central et du fossé des Cathares) affecté par une importante subsidence	Réseau fluvial messinien guidé sur la plate-forme par les déformations du Miocène Déformations tributaires de l'héritage structural de la période syn-rift : Individualisation du bloc intermédiaire affecté par une faible subsidence	Réseau fluvial messinien guidé sur la plate-forme par les déformations du Miocènes sup. : ils sont orientés suivant les anciennes zones de transferts Déformations tributaires de l'héritage structural de la période syn-rift : individualisation du bloc rhodanien affecté par une importante subsidence
	Moy		La dimension importante du bassin versant engendre le développement de grands prismes progadants de rebord de plate-forme
Inf	Nature des déformations affectant le domaine des massifs de la marge : surrection au Burdigalien impliquant un important volume d'apport sédimentaire à l'origine de la création précoce des prismes de rebord de plate-forme		Nature des déformations affectant le domaine des massifs de la marge : compression alpine : création de dépôt centres en partie amont de la marge impliquant un retard à la mise en place des premier prismes de rebord de plate-forme.

L'enregistrement sédimentaire post-rift des marges passives

En introduction, cette question a été posée : doit-on considérer que l'enregistrement sédimentaire post-rift évolue de manière homogène à l'échelle d'une marge passive et que, moyennant la prise en compte des phénomènes autocycliques, son analyse est extrapolable à l'intégralité de ce domaine ?

A partir de l'analyse de la marge du Golfe du Lion prise comme exemple, la réponse ne peut être que négative. L'enregistrement sédimentaire n'évolue pas de manière homogène à l'échelle d'une marge passive. Les facteurs perturbateurs qui ont pu être identifiés sont :

- l'héritage structural de la période de rifting. Il joue un rôle prédominant dans l'agencement des séries sédimentaires post-rift. Il intervient lors de la période d'évolution des contraintes en réactivant les anciennes zones de déformations et en agissant sur la localisation des réseaux hydrographiques des bassins versants de la marge,
- la compaction différentielle apparaît également comme un élément non négligeable dont les effets sont accentués à la faveur de topographies fossiles, accidentées, sous-jacentes,
- la migration des dépôt-centres de la marge apparaît également affecter la dynamique sédimentaire. Le basculement des marges semble sensible aux variations d'apports sédimentaires vers le bassin profond,
- enfin, l'ampleur des bassins versants, ainsi que les événements géologiques qui les affectent, interviennent de manière importante en agissant d'une part sur l'ampleur des corps séquences de dépôt et d'autre part sur la migration des dépôt-centres.

Par conséquent, l'analyse de l'évolution sédimentaire post-rift d'une marge passive ne peut se faire sans la prise en compte des structures tectoniques antérieures, des caractéristiques des bassins versants qui la composent, de l'évolution géologique des domaines de massifs, de l'estimation des phénomènes de compaction et de leur influence sur les géométries et de l'intégration des différents types de données géologiques le long de profils de dépôts.

Perspectives

Au terme de ces travaux, se dégagent quelques perspectives. Les profils de dépôt établis dans le cadre de ces travaux concernent la partie amont de la marge (domaines des massifs, des plaines, plateaux et pentes continentales). La prise en compte, dans des travaux futurs, des enseignements de l'enregistrement sédimentaire du glaciaire continental et de la plaine abyssale permettrait de compléter les interprétations proposées.

Dans la continuité de ce travail, il serait intéressant de préciser le moteur du basculement de la marge à la transition Plaisancien-Gélasien en quantifiant les variations de volume de sédimentation dans le bassin profond et en modélisant la réponse isostatique. De plus une comparaison avec le fonctionnement, à cette période, d'une marge non méditerranéenne permettrait de distinguer la part de l'impact différé de la crise de salinité et celle induite par les modifications climatiques mondiales.

L'origine des cônes détritiques du Miocène supérieur est sujet à plusieurs hypothèses. Ils sont préservés au pied du talus du Miocène moyen sous la forme de lambeaux affectés de surfaces d'érosion polyphasées. Sont-ils tous contemporains de la crise de salinité ou existe-il des cônes détritiques associés à la structuration de la marge ? En d'autres termes, la structuration de la plate-forme et des massifs bordiers correspond-elle à une phase tectonique antérieure à la crise de salinité ou correspond-elle à un impact de la crise de salinité intervenant en réponse isostatique à l'effondrement du niveau de base ? Leur caractérisation stratigraphique et environnementale pourrait être analysée à la faveur des sondages *offshore* IODP réalisés dans un avenir proche au sein du Golfe du Lion. Cela offrirait de précieuses informations pour l'analyse de la réponse isostatique des marges méditerranéennes à l'effondrement du niveau de base messinien.

Table des figures

Figure 1 : Morphologie actuelle de la marge du Golfe du Lion. Le domaine géographique étudié intègre la zone de talus, de plate-forme ainsi que la partie amont et émergée du remplissage pliocène et quaternaire. (1) : bassin du Roussillon ; (2) : bassin de l'Hérault ; (3) : bassin de Camargue. Données bathymétriques : Ifremer, Brest.....	8
Figure 2 : Les domaines morphologiques des marges continentales passives. A- La définition classique (d'après Cojan & Renard, 1999) n'est pas retenue dans ce travail puisqu'elle ne permet pas d'appréhender le système sédimentaire "marge" dans son ensemble. B- Une définition élargie est proposée dans le cadre de cette étude. Elle intègre les domaines de plaine continentale et de plaine abyssale sous lesquelles une partie importante de l'enregistrement sédimentaire est fossilisée. De plus, le domaine des "massifs", défini par la limite des bassins versants, est également associé au système "marge" en tant que source des apports sédimentaires. Cette nouvelle entité permet d'établir une unité cohérente d'objets ayant enregistré, de manière variée, des événements géologiques communs.	13
Figure 3 : Limites actuelles des bassins versants des principaux fleuves à l'origine de la construction de la plate-forme du Golfe du Lion. 1 : Rhône ; 2 : Hérault ; 3 : Orb ; 4 : Aude ; 5 : Agly ; 6 : Têt ; 7 : Tech. ...	17
Figure 4 : Evolution géodynamique simplifiée de la Méditerranée nord-occidentale. Le Golfe du Lion correspond à la marge européenne d'un bassin d'arrière-arc, lié à la subduction vers le N.W. de la plaque Afrique, et qui est soumise à un phénomène de roll-back (Séranne, 1999, modifié in Duvail et al., 2003).	20
Figure 5 : Coupes crustales de la marge du Golfe du Lion montrant les structures de l'amincissement oligo-miocène (Séranne, 1999 et Mauffret et al., 2001, modifié d'après Viallard & Gorini, 1994). Le schéma structural de localisation (Bénédicto, 1996), met en évidence les relations avec les structures pyrénéennes : au Nord, l'extension est oblique aux structures pyrénéennes (en rouge), alors que dans les Corbières, le parallélisme des structures favorise la réactivation des chevauchements en failles normales. Dans les domaines externes de la chaîne pyrénéenne (en bleu), la partie externe de la marge (au NW) est caractérisée par des failles normales affectant la couverture, alors que l'extension affecte le socle au S.E. de la ligne de côte. On remarque que cette distribution des modes d'extension se superpose aux modes de la déformation pyrénéenne (thin-skinned compression dans l'avant-pays, en bleu sur la carte) et thick-skinned dans la zone axiale (en kaki sur la carte). On constate que les bassins syn-rifts sont peu représentés sur les coupes (en rouge), en comparaison avec les sédiments post-rift (Séranne in Duvail et al., 2003)	22
Figure 6 : Carte structurale du rift oligo-aquitain du Golfe du Lion (Lofi, 2002, modifié d'après Gorini et al., 2000 in Guennoc et al., 2000).	23
Figure 7 : Corrélations stratigraphiques entre les sondages du Golfe du Lion et mégaséquences des formations tertiaires (Gorini, 1993 in Torres, 1995).	25
Figure 8 : Les systèmes de vallées incisées du Néogène en relation avec les principales phases d'évolution du bassin d'avant-pays alpin dans le Sud-Est de la France (Besson, 2005).	26
Figure 9 : Cadre litho-, bio-, chrono-stratigraphique de la série sédimentaire du Bassin molassique rhodano-provençal (Besson et al., 2005).	27
Figure 10 : Charte chronostratigraphique, courbe des variations eustatiques et nomenclature des limites de séquences du Néogène (in Hardenbol et al., 1998).	33
Figure 11 : Carte des isohypses de la surface messinienne du Golfe du Lion suivant un transitionnel terre-mer (d'après Guennoc et al., 2000 ; Duvail et al., 2001 Fuchey & Le Strat, 2001, modifiés dans Duvail & Le Strat, 2002).	34
Figure 12 : Modèle génétique de comblement d'une ria pliocène. Répartition des faciès dans un Gilbert delta et surfaces caractéristiques. Modèle établi à partir de l'étude d'affleurements du bassin du Roussillon (d'après Clauzon et al., 1990, modifié).	38
Figure 13 : Corrélation du remblaiement zancléen et des still stand sea levels des cycles eustatiques TB 3.4 et TB 3.5 (légèrement modifié de Clauzon, 1990).	40
Figure 14 : Profils sismiques interprétés représentant la progradation de la marge pliocène et quaternaire du Golfe du Lion. L'organisation générale des dépôts correspond à de grands clinofformes progradants, fossilisant la surface d'érosion messinienne représentée en rouge (Lofi et al., 2003).	43
Figure 15 : Profil terre-mer de la marge pliocène et quaternaire au droit du bassin de l'Hérault. Cette synthèse pose, notamment, le problème de la transition entre les Gilbert deltas connus à l'affleurement (A) et les grands clinofformes (B) mis en évidence au cours de cette étude (Lofi et al., 2003).	44
Figure 16 : Evolution eustatique, séquentielle et climatique au Pliocène et mise en regard des différentes interprétations.	48

Figure 17 : Compilation des corrélations entre les chronologies stratigraphique, isotopique, palynologique et glaciaire pour les derniers 150 ka (d'après Rabineau, 2001).	52
Figure 18 : Démarche de l'étude : l'intégration de données géologiques d'origines et de natures diverses.	54
Figure 19 : Les métadonnées associées à chaque ouvrage de la BSS.	55
Figure 20 : Corrélations entre la radioactivité naturelle et la taille des grains (d'après Serra & Sulpice, 1975 ; Serra, 1985).	59
Figure 21 : Images diagraphiques théoriques de séquences positives et négatives. Cas d'un sable plus résistant et moins "poreux" que l'argile. (Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel, 1986).	60
Figure 22 : Caractéristiques des enregistrements diagraphiques des dépôts associés aux réseaux fluviaux anastomosés (d'après Coleman & Prior, 1982).	61
Figure 23 : Caractéristiques des enregistrements diagraphiques des dépôts associés aux réseaux fluviaux méandriques (d'après Coleman & Prior, 1982).	61
Figure 24 : Caractéristiques des enregistrements diagraphiques des dépôts associés aux complexes deltaïques à barre d'embouchure (d'après Coleman & Prior, 1982).	62
Figure 25 : Liste des unités sédimentaires établie pour le Plio-Quaternaire du bassin du Roussillon. Cette définition se fonde sur l'individualisation des séquences dépôts, subdivisées en environnements de dépôts (dans Aunay, 2007).	66
Figure 26 : La structuration de la plate-forme au Miocène supérieur : héritage de la phase de rifting et impacts sur la localisation des réseaux fluviaux messiniens.	90
Figure 27 : Synthèse de l'analyse de l'évolution séquentielle de la plate-forme miocène du Golfe du Lion. Cette analyse est basée sur la ré-interprétation séquentielle de sondages pétroliers du domaine offshore, calés sur les géométries sismique (campagne Total, LIGO1968, MDT1968 et LRM1996). Cette interprétation est détaillée en Annexe 1 (en collaboration avec P. Le Strat et C. Gorini, dans le cadre du GDR Marges, chantier "Golfe du Lion").	99
Figure 28 : Méthodologie et résultat de l'analyse de la subsidence plio-quaternaire de la marge du Golfe du Lion selon Rabineau (2001).	120
Figure 29 : Localisation du profil sismique LRM18 (Total) sur la paléomorphologie de la surface d'érosion messinienne (d'après Guennoc et al., 2000). On remarque que le profil recoupe en cinq endroits le talweg du réseau fluvial "Aude-Orb-Hérault" (d'après Lofi, 2002 et Gorini et al., 2005).	121
Figure 30 : Géométries actuelles (A) et restituées (B) (C) de la surface d'érosion messinienne sur le profil sismique LRM18. On remarque (B) que le basculement de la plate-forme du Golfe du Lion, tel qu'il est interprété et présenté par Rabineau (2001), engendre des géométries incohérentes : le fleuve messinien restitué coule de l'aval vers l'amont entre les talwegs 4 et 5. Le basculement envisagé pour l'intégralité de la série plio-quaternaire est donc trop important. Un basculement maximal est proposé (C). Pour cela, on restitue une pente faible (0,8 ‰) entre les talwegs 4 et 5. Le basculement maximal de la plate-forme s'exprime alors par une subsidence de l'ordre de 400 m à 70 km de la côte actuelle.	123
Figure 31 : Extrait du profil sismique LRM18 (Total, 1996), voir Figure 30-A pour localisation. Les top set plio-quaternaires sont déformés localement. Le réseau de faille majeur ne semble pas à l'origine de cette subsidence. On observe que sous cette déformation la surface messinienne est affectée d'une dénivellation particulièrement importante. On suggère donc que les déformations des top set sont induites par un phénomène de compaction différentielle sur la surface d'érosion messinienne.	125
Figure 32 : Restauration dans leur géométrie initiale des top set du toit du prisme Pr6. (A) les géométries actuelles permettent d'établir les profondeurs d'enfouissement et les épaisseurs des bottom set sur deux sondages fictifs SA et SB. (B) la décompaction des bottom set implique une diminution importante de l'inclinaison des top set. (C) Les géométries décompactées sont restaurées du basculement post-plaisancien. Les top set du toit de Pr6 retrouvent alors leur géométrie originelle, sub-horizontale. On démontre ainsi que l'inclinaison des top set pliocènes n'est pas induite par un basculement constant et homogène sur l'intégralité du Plio-quaternaire mais par des phénomènes de compaction différentielle auxquels se surimpose un basculement tardif (post-plaisancien) de la plate-forme.	128
Figure 33 : Courbe moyenne de l'évolution de la porosité de sédiments marins riches en minéraux argileux en fonction de la profondeur d'enfouissement. La zone grisée correspond à la marge d'erreur. La porosité initiale des bottom set est estimée autour de 65 % (d'après Beaudoin et al., 1984). Dans la configuration actuelle (A), les bottom set des sondages fictifs ont une porosité moyenne de 40 % pour SA et de 32 % pour SB. Après suppression de l'enfouissement induit par le recouvrement des prismes Pr7 et Pr8 (B), la porosité moyenne est de 45 % pour SA et 44 % pour SB.	129
Figure 34 : Modèle stratigraphique plio-quaternaire de la marge du Golfe du Lion représentant, de manière schématique, l'architecture et les géométries des formations selon un continuum terre-mer au droit du bassin du Roussillon. Cette synthèse est issue, d'une part, de l'interprétation de 566 sondages sur	

Bibliographie

- ABREU, V.S. & ANDERSON, J.B. (1998) - Glacial eustasy during the Cenozoic; sequence stratigraphic implications. *AAPG Bulletin*, 82 (7), pp. 1385-1400.
- ACHERKI, N., (1997) - Analyse palynologique de quatre carottes du golfe du Lion. Application à la restitution de la végétation et du climat du midi de la France pendant le Dernier Cycle Climatique et à la stratigraphie marine. *Thèse de Doctorat*, Université Montpellier 2, 146 p.
- AGUILAR, J.-P., & MICHAUX, J. (1984) - Le gisement à micromammifères du Mont Héléne (Pyrénées orientales, France) : apport à la connaissance de l'histoire des faunes, des environnements continentaux et à une nouvelle interprétation du pliocène dans le Sud de la France. *Palaeobiologie continentale*, Montpellier, 14 (2), pp. 3-7.
- AGUILAR, J.-P., & MICHAUX, J. (1987) - Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique des lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 8, 2 (6), pp. 1113-1124.
- AGUILAR, J.-P., LEGENDRE, S., MICHAUX, J. & MONTUIRE, S. (1999) - Pliocene mammals and climatic reconstruction in the Western Mediterranean area ; In : The Pliocene : Time of Change ; Wren J.H. *et al.* *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, pp. 109-120.
- ALOÏSI, J.C., MONACO, A., THOMMERET, J. & THOMMERET, Y. (1975) - Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, 32 (1), pp. 13-22.
- ALOÏSI, J.C. & MONACO, A. (1977) - Données nouvelles sur le plio-pléistocène du Languedoc. *Géologie Méditerranéenne*, 4 (4), pp. 299-306.
- AMBERT, P. (1982) - Le passage Pliocène-Quaternaire dans le Bas-Languedoc central. Colloque sur le Villafranchien, Lille, pp. 201-218.
- AMBERT, P. (1984a) - Notice explicative de la carte géomorphologique à 1/50 000 de Béziers. *CNRS éd.*, 40 p.
- AMBERT, P. (1984b) - Notice explicative de la carte géomorphologique à 1/50 000 de Saint-Chinian. *CNRS éd.*, 40 p.
- AMBERT, P. (1986) - Sédiments villafranchiens et néotectonique du piémont central du Languedoc. *Colloque Montagne et Piémonts*, Toulouse, pp. 385-396.
- AMBERT, P. (1991) - L'évolution géomorphologique du Languedoc central (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien) depuis le Néogène. *Thèse de Doctorat*, Aix-en-Provence, 224 p.
- AMBERT, P. (1994) - L'évolution du Languedoc central (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien) depuis le Néogène, *Doc. BRGM*, 231.
- AMBERT, M. & AMBERT, P. (1995). - Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). - *Géol. France*, 4, pp. 37-50.
- ANDERSON, J.B. (1999) - Antarctic Marine Geology. *Cambridge University Press*, Cambridge: 289 p.

- ARTHAUD, F., OGIER, M. & SEGURET, M. (1980-81) - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull. BRGM*, Section 1 (3), pp.175-193.
- AUDRA, P., CAMUS, H. & ROCHETTE, P. (2001). - Le karst des plateaux jurassiques de la moyenne vallée de l'Ardèche : datation par paléomagnétisme des phases d'évolution plio-quadernaires (aven de la Combe Rajeau). - *Bull. Soc. géol. France*. 172 (1), pp. 121-129.
- AUNAY, B. (2007) - Apport de la stratigraphie séquentielle à la gestion et à la modélisation des ressources en eau des aquifères côtiers. *Thèse de doctorat*, Université de Montpellier 2, 263 p.
- AUNAY, B., DUVAIL, C., GIORDANA, G., LE STRAT, P., MONTGINOUL, M. & PISTRE, S. (2006) - A pluridisciplinary methodology for integrated management of a coastal aquifer. Geological, hydrogeological and economic studies of the Roussillon aquifer (Pyrénées-Orientales, France). *Vie et milieu – Life and environment*, 56 (4), pp.275-285.
- AUNAY, B. & LE STRAT, P. avec la collaboration de Aguilar J-P., Camus H., Clauzon G. (2002) - Introduction à la géologie du karst des Corbières. Rap. BRGM/RP-51595-FR.
- BACHE, F. (2003) - Etude du Miocène du Golfe du Lion : description des unités sismiques, évolution de la marge, *Diplôme d'Etudes Approfondies*, Université de Lille, 52 p.
- BACHE, F., GORINI, C., OLIVET, JL., RABINEAU, M., DUVAIL, C., LE STRAT, P., LOFI, J. & MAUFFRET, A. (2003) - Le Miocène du Golfe du Lion : Description des unités sismiques et évolution de la marge. *ASF publ.*, 38, pp. 18-19.
- BACHE, F., GORINI, C., RABINEAU, M. & OLIVET, JL., (2005) - La crise de salinité messinienne dans le Golfe du Lion : de la marge érodée au bassin évaporitique. *ASF publ.*, 51, p. 8.
- BALDWIN, B. (1971) – Ways of deciphering compacted sediment. *Journal of Sedimentary Petrology*. 41 (1), pp. 293-301.
- BARBER, P.M. (1981) - Messinian subaerial erosion of the Proto-Nil delta. *Marine Geology*, 44 (3-4), pp. 253-272.
- BARRIERE, J. (1969) - Le volcanisme d'Agde à Valras. *Livret guide C14 du 8ème Congrès de l'INQUA*, Paris, pp. 14-20.
- BARRIERE, J. & MICHAUX, J. (1974) - Données nouvelles sur les formations d'âge Plio-Pléistocène inférieur du Languedoc et du Roussillon (France). *Mem. BRGM*, 78, pp. 69-80.
- BASKI, A.K. (1993) - A geomagnetic polarity time scale for the period 0-17 Ma, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar plateau ages for selected field reversals. *Geophys. Res. Lett.*, 20 (15), pp. 1607-1610.
- BAUMARD, B. (2001) - Valorisation de données pour l'étude de la crise messinienne dans le Gard rhodanien et la moitié Est de la France. *Thèse de Doctorat*, Ecole des Mines de Paris, 269 p.
- BAZTAN, J. (2004) - Formation et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion: relation avec les cycles glacio-eustatiques. *Thèse de Doctorat*, UBO-IFREMER, 450 p.
- BEAUDOIN, B., COJAN, I., FRIES, G. & PINOTEAU, B. (1984) - Lois de décompaction et approche des évolutions du taux de sédimentation dans les forages pétroliers du Sud-Est de la France. *Doc. BRGM*, 95 (11), pp. 133–148.
- BEAUDOUIN, C., SUC, J-P., ACHERKI, N., COURTOIS, L., RABINEAU, M., ALOÏSI, J.-C., SIERRA, F.J., OBERLAIN, C. (2005) - Palynology of the northwestern Mediterranean shelf (Gulf of

- Lions): First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (6-7), pp.845-863.
- BEAUFORT *et al.*, (1954)
- BENEDICTO, A. (1996) - Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie nord), Sud-Est France. *Thèse de doctorat*, Univ. Montpellier II, 242 p.
- BENEDICTO, A., LABAUME, P., SEGURET, M. & SERANNE, M. (1996) - Low angle crustal ramp and basin geometry in the Gulf of Lion passive margin: Oligocene-Aquitainian Vistrenque graben, SE France. *Tectonics*, 15, pp. 1192-1212.
- BENSON, R.H., RAKIC-EL BIED, K. & BONADUCE, G. (1991) - An important current reversal (influx) in the Rifianb Corridor (Morocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of the Tethys Ocean. *Paleoceanography*, 6 (1), pp. 164-192.
- BERGER, G.M., ALOÏSI, J-C., GOT, H., MARCHAL, J-P., MARTIN, R., MICHAUX, J. & MONACO, A. (1982) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Leucate (1079) - Orléans : BRGM, 40p.
- BERGER, G.M., CLAUZON, G., MICHAUX, J., SUC, J-P., ALOÏSI, J-C., MONACO, A., GOT, H., AUGRIS, C., GADEL, F. & BUSCAIL, R. (1988) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Perpignan (1091). BRGM. 40 p.
- BERGER, G-M., FONTEILLES, M., LEBLANC, D., CLAUZON, G., MARCHAL, J-P., VAUTRELLE, C. (1993) – Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). BRGM. 119 p.
- BERGGREN, W.A., KENT, D.V., SWISHER III, C.C. & AUBRY, M.P. (1995) - A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.*, 54, pp. 129-212.
- BERTONI, C. & CARTWRIGHT, J.A. (2006) - Controls on the basinwide architecture of late Miocene (Messinian) evaporites on the Levant margin (Eastern Mediterranean). *Sedimentary Geology*, 188-189, pp. 93-114.
- BERTRAND, J.-P. & L'HOMER, A. (1975) - Le delta du Rhône. Guide d'excursion. *IXème Cong. Intern. Sédiment.*, Nice, 65 p.
- BESSIS, F. & 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), pp. 123-141.
- BESSION, D. (2005) - Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. *Thèse de Doctorat*, Ecole des Mines de Paris, 348 p.
- BESSION, D., PARIZE, O., RUBINO, J-L., AGUILAR, J-P., AUBRY, M-P., BEAUDOIN, B., BERGGREN, W.A., CLAUZON, G., CRUMEYROLLE, P., DEXCOTE, Y., FIET, N., SILVIA IACCARINO, S., JIMENEZ-MORENO, G., LAPORTE-GALAA, C., MICHAUX, J., VON SALIS, K., SUC, J-P., REYNAUD, J-Y., WERNLI, R. (2005) - Un réseau fluvial d'âge Burdigalien terminal dans le Sud-Est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Geoscience*, 337, pp. 1045-1054.

- BIJU-DUVAL, B. (1984) - Les marges continentales françaises de la Méditerranée. In "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France". (G. Boillot coord.), *Masson éd.*, pp. 249-334.
- BIROT, P. (1937) - Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. *Baillière éd.*, Paris, 318 p.
- BLANC, J.J. (1982) - Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes. *Masson*, 159 p.
- BOILLOT, G., MONTADERT, L., LEMOINE, M. & BIJU-DUVAL, B. (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. *Masson éd.* 342 p.
- BOYER, J., DUVAIL, C., Le STRAT, P., GENSOUS, B., TESSON, M. (2005) - High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, vol. 222-223, pp.267-298.
- BOWERSOX, J.R. (2004) - Late Neogene Paleobathymetry, Relative Sea Level, and Basin-Margin Subsidence, Northwest San Joaquin Basin, California. American Association of Petroleum Geologists, Annual Convention Abstracts Volume, 13 (A16). *American Association of Petroleum Geologists, Search and Discovery Article* 90026.
- BUSSON, G. (1990) - Le Messinien de la Méditerranée... vingt ans après. Translated title : The Mediterranean Messinian... twenty years later. *Géologie de la France*, 3-4, pp. 3-58.
- CALVET, M. (1981) - Nappes alluviales et niveaux quaternaire du bas Vallespir. Implications néotectoniques et paléoclimatique- *Revue Géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, 52 (2), pp. 125-160.
- CALVET, M. (1985) - Néotectonique et mise en place des reliefs dans l'Est des Pyrénées ; l'exemple des Albères. *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 26 (2), pp. 119-130.
- CALVET, M., (1986) - Les terrasses alluviales de la Têt : étude granulométrique et pétrographique des galets. *Rev. Géogr. Pyr. Et S.O.*, 57 (2), pp. 231-246.
- CALVET, M. (1996) - Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées Orientales- *Document du BRGM*, 255.
- CAMUS, H. (2001) - Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. - *Bull. Soc. Géol. France*, 172, pp. 549-562.
- CAPOZZI, R. & PICOTTI V. (2003) - Pliocene sequence stratigraphy, climatic trends and sapropel formation in the Northern Apennines (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190, pp. 349-371.
- CAROZZA, J.M. (1998) - Evolution des systèmes géomorphologiques en contexte orogénique : l'exemple des bassins d'alimentation du Roussillon. *Thèse de Doctorat*, Univ. Toulouse II, 385 p.
- CATALANO, R., DI STEFANO, E., SULLI, A., VITALE, F.P., INFUSO, S. & VAIL, P.R. (1998) - Sequences and systems tracts calibrated by high-resolution bio-chronostratigraphy: the central Mediterranean Plio-Pleistocene record. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, P. & Vail, P.R. (eds). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins. *SEPM Special Publication*, 60, pp. 155-177.

- CAVELIER C. *et al.*, (eds) (1984) - Paléogène, synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. BRGM*, 125, pp. 421-425.
- CERTAIN, R. (2002) – Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon), *Thèse de Doctorat*, Univ. Perpignan, France, 209 p.
- CHALINE J. et MICHAUX J. (1974) - Les rongeurs du Pléistocène inférieur de France. *Mém. BRGM*, 78 (1), pp. 89-97.
- CHAMOT-ROOCCHE, N., GAULIER, J.M. & JESTIN, F. (1999) - Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provencal basin from a 3D gravity inversion: geodynamics implications. *In*: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, G.F., Séranne, M. (eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geological Society, London, Spec. Publ.*, 156, pp. 37-61.
- CHUMAKOV, I.S. (1973) - Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and Upper Egypt. *In* Ryan, W.F.B., Hsü, K.J., Cita, M.B. *et al.* (eds) *Initial report of the Deep Sea Drilling Project*, pp. 1251-1256.
- CITA, M.B. & RYAN, W.B.F. (1978) - Messinian erosional surfaces in the *Mediterranean*. *Mar. Geol.*, 27 (3-4), pp. 193-365.
- CITA, M.B., RIO, D., HILGEN, F., CASTRADORI, D., LOURENS, L. & VERGERIO, P.P. (1996) - Proposal of the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene). *Neogene Newsletter*, 3, pp. 20-46.
- CLAUZON, G. (1973) - The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. *In*: *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, Ryan W.B.F., Hsü K.J. (eds), pp. 1251-1256.
- CLAUZON, G. (1975) - Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales; l'exemple du Midi méditerranéen. *Geogr. Fr.*, 429, pp. 317-333.
- CLAUZON, G. (1982) - Le canyon messinien du Rhône ; une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsü, Cita and Ryan, 1973). *Bull. Soc. géol. France.*, 4 (3), pp. 597-610.
- CLAUZON, G. (1987a) - Neogene geodynamical evolution of a pyreneo-mediterranean graben: the Roussillon example (Southern France). *Proceedings of the VIIIth RCMNS Congress. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. LXX*, Budapest, pp. 220-226.
- CLAUZON, G. (1987b) - Le détritisme néogène du bassin du Roussillon (Pyrénées orientales, France). *Géol. Alpine, Mém. h.s.*, 13, pp. 427-441.
- CLAUZON, G. (1989) - Un exemple de régularisation accélérée d'une côte à rias : le littoral méditerranéen français au Pliocène inférieur. *Bull. Centre Géomorph. Caen*, 36, pp. 239-242.
- CLAUZON, G. (1990) - Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, XVII, 1990, pp.125-155.
- CLAUZON, G. (1998) - L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma - Et. Géogr. Phys., XXVIII - 1999. Actes du Colloque "La montagne méditerranéenne" 8 - 10 octobre 1998 - Aix-en-Provence.

- CLAUZON, G., & CRAVATTE, J. (1985) - Révision chronostratigraphique de la série marine traversée par le sondage Canet1 (Pyrénées-Orientales, France) : contribution à l'histoire néogène du bassin du Roussillon. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 2 (30), pp. 1351-1354.
- CLAUZON, G., AGUILAR, J.-P. & MICHAUX, J., (1987a) - Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées - Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 304 (11), pp. 585-590.
- CLAUZON, G., MARTINELL, J., AGUILAR, J.-P. & SUC, J.-P. (1987b) - Livret-guide des excursions de l'Interim-Colloquium RCMNS de Montpellier-Barcelone (1ère partie : le Roussillon), pp. 1-46.
- CLAUZON, G., BERGER, G.M., ALOÏSI, J.C., GOT, H., MONACO, A., MARTIN-BUSCAIL, R., GADEL, F., AUGRIS, C., MARCHAL, J.-P., MICHAUX, J. & SUC, J.-P. (1989) - Notice explicative Carte géol. France (1/50 000), feuille Perpignan (1091). BRGM éd., Orléans. 40 p.
- CLAUZON, G., SUC J.-P., AGUILAR, J.-P., AMBERT, P., CAPPETTA, H., CRAVATTE, J., DRIVALIARI A., DOMENEH R., DUBAR M., LEROY S., MARTINELL J., MICHAUX J., ROIRON P, RUBINO J.-L., SAVOYE B. & VERNET J.-L., (1990) - Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. In : "Iberian Neogene Basins", *Paleontologia i Evolucio, Sabadell*, 2, pp. 131-186.
- CLAUZON, G. & RUBINO, J.-L. (1992) - Les deltas pliocènes du Golfe du Lion et de Ligurie : des conceptions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne. *Livret guide excursion du 26-29 Juin 1992, A.S.F. éd.*
- CLAUZON, G., RUBINO, J.-L., & SAVOYE, B. (1995). Marin Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. 16th IAS Regional Meeting of Sedimentology, 5^{ème} Congrès Français de Sédimentologie, Field Trip Guide Book, *Publ. ASF*, Paris, 23, pp. 145-222.
- CLAUZON, G., SUC, J.-P., GAUTIER, F., BERGER, A., LOUTRE, M.F. (1996) - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis; controversy resolved. *Geology*, 24 (4) pp.363-366.
- CLAUZON, G., RUBINO, J.-L., SCHLUPP, A. & GAROUX-TORRES, C. (1999) – Physiographie et architecture du Remplissage de la partie distale de la ria pliocène du Rhône (Camargue, Provence). *Congrès ASF*, Nancy, poster.
- CLAUZON, G. & RUBINO, J.-L. (2001) - La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent. Livret-guide d'excursion, 8-9 septembre 2001. GDR Marges, Atelier Messinien, Perpignan 7-10 septembre 2001. 25 p.
- COJAN, I. & RENARD, M. (1999) - Sédimentologie. *Dunod éd.*, Paris, 1999.
- COLEMAN, J.M. & PRIOR, D.B. (1982) – Deltaic Environments of Deposition. In : Scholle, P.A. & Spearing, D. (eds) : Sandstone depositional environments, *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 31, pp. 99-149.
- CRAVATTE, J., DUFAURE, P., PRIM, M. & ROUAIX, S. (1974) - Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie et sédimentologie. *Notes et Mém. C.F.P.*, 2, pp. 209-274.

- CROSS, T. A., BAKER, M. A., CHAPIN, M. S., CLARK, M. S., GARDNER, M. H., HANSON, M. S., LESSENGER, M. A., LITTLE, L. D., MCDONOUGH, K. J., SONNENFELD, M. D., VALASEK, D. W., WILLIAMS, M. R. & WITTER, D. N. (1993) - Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis – *In* Subsurface reservoir characterization from outcrop observations; Eschard, R. Doligez, B.: Technip, Paris : pp. 11-33.
- DEPERET, C. (1885) - Description du bassin tertiaire du Roussillon. *Masson éd.*, Paris, 274 p.
- DEPERET, C. (1890) - Les animaux pliocènes du Roussillon. *Mémoires de la Société géologique de France*, Paris, 3, 1-194.
- DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S. & LIENHARDT, M.J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM Fr*, 125.
- DEMARCO, G. (1970) - Étude stratigraphique du Miocène rhodanien, thèse d'État, Université de Paris, 1962, *Mémoire Brgm*, 61 pp. 1-257.
- DINGLE, R.V., McARTHUR, J. M. & VROON, P. (1997) - Oligocene and Pliocene interglacial events in the Antarctic Peninsula dated using strontium isotope stratigraphy. *Journal of the Geological Society*, 154(2), pp. 257-264.
- DOS REIS, A.T. (2001) - La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du golfe du Lion. *Thèse de Doctorat*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris. 254 p.
- DRAKE, C. L., EWING, M. & SUTTON, G. H. (1959) - Continental margins and geosynclines; the east coast of North America north of Cape Hatteras. *In* Physics and Chemistry of the earth, Pergamon Press, London, pp. 110-198.
- DUFAURE, J.J., BOMER, B., GUEREMY, P. & LHENAFF, R. (1986) - La mobilité des paysages méditerranéens. *Travaux RGPSO*, II, 387 p.
- DURAND, P. (1999) - L'évolution des plages de l'ouest du Golfe du Lion au XX^{ème} siècle. *Thèse de doctorat en géographie physique*. Université Lumière Lyon 2, 462 p.
- DUVAIL, C. & LE STRAT, P. (2000) - Évolution géodynamique du bassin du Roussillon : Analyse des profils sismiques calibrés par les sondages profonds de ELNE 1 et de CANET 1. *Rapport GEO-TER : GTR/BRGM/1200-137*.
- DUVAIL, C., LE STRAT, P. & BOURGINE, B. (2001) - Atlas géologique des formations plio-quaternaires de la plaine de Roussillon (Pyrénées-Orientales). *Rapport BRGM : BRGM/RP - 51197 - FR*.
- DUVAIL, C., LE STRAT, P. avec la collaboration de Gorini C., Lofi J. & G. Clauzon (2002) - Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quaternaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer. *Rapport BRGM / RP-51972-FR*, 71 p.
- DUVAIL, C., GORINI, C., LE STRAT, P. & SERANNE, M. (2003) - Relations tectonique / sédimentation dans les séries syn-rift et post-rift des bassins cénozoïques languedociens associés à l'ouverture du Golfe du Lion. *Livret guide*, Excursion GDR Marges atelier "Golfe du Lion" du 24-25-26 avril 2003, 56 p.
- DUVAIL, C., GORINI, C., LOFI, J., LE STRAT, P., CLAUZON, G. & DOS REIS, A.T. (2005) - Correlation between onshore and offshore Pliocene-Quaternary systems tracts below the

- Roussillon Basin (eastern Pyrenees, France). *Marine and Petroleum Geology*, 22 (6-7), pp. 747-756.
- DURAND, P. (1999) – L'évolution des plages de l'ouest du Golfe du Lion au XXème siècle. *Thèse de Doctorat*, Université Lumière Lyon 2, 462 p.
- FEJFAR, O. & HEINRICH, W.D. (1986) - Biostratigraphic subdivision of the European Late Cenozoic based upon Muroid Rodents (Mammalia). *Mem. Soc. Geol. It.*, 31, pp. 185-190.
- FUCHEY, Y. & LE STRAT, P. (2001) - Modélisation géologique des dépôts plio-quatérnaires de la basse vallée de l'Hérault. Rapport BRGM : BRGM/RP-50770-FR.
- GATTACCECA, J., (2000) - Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. *Thèse de Doctorat*, Université d'Aix-Marseille, 253 p.
- GAUDANT, J. (1999) - Présence du genre *Lates* Cuvier et Valenciennes (Poissons téléostéens, *Percoidei*) dans les grès de Moulas, près du Boulou (Pyrénées-Orientales). *Géologie de la France*, 4, pp. 67-75.
- GAUTIER, F., CLAUZON, G., SUC, J.P.J, CRAVATTE, J. & VIOLANTI, D. (1994) - Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 318 (2), pp. 1103-1109.
- GENNESSEAUX, M. & LEFEBVRE, D. (1980) - Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône messinien. *Géologie Méditerranéenne*, 7 (1), pp. 71-80.
- GENSOUS, B., TESSON, M. & ARNOLD, M. (1993) Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plate-forme orientale du Rhône : Confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série II a (317), pp. 803-810.
- GILBERT, G.K. (1885) - The topographic features of lake shores. *U. S. Geol. Surv. Rep.*, 5, pp. 75-123.
- GILBERT, G.K. (1890) - Lake Bonneville. *Monogr. U. S. Geol. Surv.*, 1, 438 p.
- GILLOT, P.Y. (1974) - Chronométrie par la méthode potassium - argon des laves des Causses et du Bas-Languedoc : Interprétations. *Thèse de 3ème cycle*, Orsay, 99 p.
- GORINI, C. (1993) - Géodynamique d'une marge passive : le golfe du Lion (Méditerranée occidentale), *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sabatier, Toulouse, 256 p.
- GORINI, C., VIALARD, P. & DERAMOND, J. (1991) - Modèle d'inversion négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, Sud de la France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 321, pp.1013-1019.
- GORINI, C., LE MARREC, A. & MAUFFRET, A., (1993) - Structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean), from the ECORS profiles, seismic industrial lines and well data. *Bull. Soc. géol. France.*, 164, pp.353-363.
- GORINI, C., LOFI, J., DUVAIL, C., DOS REIS, T., GUENNOU P., BERNÉ, S., LE STRAT, P., MAUFFRET, A. (2005) - The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22, pp. 695-712.
- GOT, H. (1973) - Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du pré-continent pyrénéo-catalan. *Thèse Sc.*, Montpellier, 294 p.
- GOTTIS, M. (1958) - L'apport des travaux de la compagnie d'exploitation pétrolière (CEP) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 43 (2), pp. 739-747.

- GRADSTEIN, F. & OGG, J. (2004) - Geologic Time Scale 2004 - why, how, and where next! *Lethaia*, 37(2), pp. 175–181.
- GRANET, M., WILSON, M. & ACHAUER, U. (1995) - Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth and Planetary Science Letters*, 136 (3-4), pp. 281-296..
- GROUPE GEOPROSPECTIVE, 1993
- GUENNOG, P., DEBEGLIA, N., GORINI, C., LE MARREC, A. & MAUFFRET, A. (1994) - Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion - Sud France) : Apports des données géophysiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf aquitaine*, 18 (1), 33-57.
- GUENNOG, P., GORINI, C. & MAUFFRET, A. (2000) - Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne, Geological history of the gulf of Lions: Oligo-Aquitainian rift and Messinian surface maps. *Géologie de la France*, 3 (2000), pp. 67-97, 16.
- GUILLOCHEAU, F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles - *C. R. Acad. Sc. Paris*, 320, pp. 1141-1157.
- GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ALLEMAND, P., BOURQUIN, S., BRAULT, N., DROMART, G., FRIEDENBERG, R., GARCIA, J.-P., GAULIER, J.-M., GAUMET, F., GROSDOY, B., HANOT, F., LE STRAT, P., METTRAUX, M., NALPAS, TH., PRIJAC, C., RIGOLLET, C., SERRANO, O. & GRANDJEAN, G. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin: 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, 13 (4), pp. 189-245.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 millions years ago present), *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *In* : C.K., WILGUS, B.S., HASTING, C.G.St.C., KENDAL, H.W., POSAMENTIER, C.A., ROSS & J.C., VAN WAGONER, Eds., *Sea-level changes : An integrated approach. - Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Tulsa, OK, Spec. Publ.*, 42, pp. 71-108.
- HARDENBOL, J, THIERRY, J, FARLEY, M. B., JACQUIN, T, de GRACIANSKY, P.C., & VAIL, P.R. (1998) - Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Chart. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, *In* : de Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., & Vail, P.R., eds., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 60, 786 p.
- HAY, W.W, SLOAN, J. L. & WOLD, C. N. (1988) Mass / age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction. *J. Geophys. Res.*, 93, pp. 14933,14940.
- HEEZEN, B.C., THARP, M. & EWING, W.M. (1954) - SPECIAL PAPER. GEOLOGICAL *Society of America Abstracts with Programs*.
- HEEZEN, B. C. (1968) - The Atlantic Continental Margin. *UMR Journal*, 1, pp. 5-25.
- HILGEN, F.J. & LANGEREIS, C.G. (1993) – A critical re-evaluation of the Miocene/Pliocene boundary as defined in the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118, pp. 167-179.

- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A., (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, pp. 357-381.
- HOWELL, J. V. C.-O. (1960) - Glossary of Geology and Related Sciences American Geological Institute, 325 p.
- HSÜ, K.J., CITA, M.B. & RYAN, W.B.F. (1973) - The origin of the Mediterranean evaporites. Initial Repts DSDP, Washington, XIII (2), pp. 1203-1231.
- JAUZEIN, A. (1984) - Sur la valeur de quelques hypothèses relatives à la genèse des grandes séries salines. *Rev. Géol. Dyn. et de Géogr. Phys.*, Paris, 25 (3), pp. 149-156.
- JERVEY, M. T. (1988) - Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions - *In Sea-level changes : an integrated approach ;* Wilgus, C. K., Hastings, B. S. *et al: SEPM Special Publication*, Tulsa 42, pp. 47-69.
- KEIGWIN, L.D., (1987) - Pliocene stable-isotope record of Deep Sea Drilling Project Site 606: sequential events of ^{18}O enrichment beginning at 3.1 Ma. *In RUDDIMAN, W F, KIDD, R. B., THOMAS, E. et al. Init. Repts. DSDP, 94: Washington (U.S. Govt. Printing Office)*, pp. 911-920.
- KLOOSTERBOER-VAN HOEVE, M. L., STEENBRINK, J. & BRINKHUIS, H. (2001) - A short-term cooling event, 4.205 million years ago, in the Ptolemais Basin, northern Greece. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 173 (1-2), pp. 61-73.
- KRANTZ, D.E. (1991) - A chronology of Pliocene sea-level fluctuations: The U.S. Middle Atlantic Coastal Plain record. *Quaternary Science Reviews*, 10 (2-3), pp. 163-174.
- KRIJGSMAN, W., HILGEN, F.J., RAFFI, I., SIERRO, F.J., & WILSON, D.S. (1999) - Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis. *Nature*, 400 (6745), pp. 652-655.
- KRUIT, C. (1955) - Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna. Mouton & Co - 'S - Gravenhage ed., 156 p.
- LABAUNE, C. (2005) - Architecture, genèse et évolution du littoral du Languedoc-Roussillon : Impact des facteurs physiques au cours du Quaternaire terminal. *Thèse de Doctorat*, Université Via Domitia, Perpignan, 302 p.
- LABAUNE, C., TESSON, M. & GENSOUS, B. (2005) - Integration of high and very high resolution seismic reflection profiles to study late Quaternary deposits of a coastal area in the western Gulf of Lions, SW France. *Mar. Geoph. Res.* 26 (2-4), pp. 109-122.
- LABEYRIE, L.D. (1987) - Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327 (6122), pp. 477-482.
- LAFONT, F. (1994) - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du Bassin de Jaca (Pyrénées espagnoles) *Mémoires Géosciences Rennes*, Rennes, 270 p.
- LAGASQUIE, J.J. (1984) - Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises. *CNRS éd.*, Paris, 374 p.
- LANGEREIS, C.G. & HILGEN, F.J (1991) - The Rossello composite: a Mediterranean and global reference section for the Early to early Late Pliocene. *Earth planetary Science Letters*, 104, pp. 211-225.

- LEAR, C.H., ELDERFIELD, H., & WILSON, P.A. (2000) - Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287, pp. 269-272.
- LEFEVBRE, D. (1980) - Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thèse de 3^{ème} cycle, *Univ. Pierre et Marie Curie, Paris*, 163 p.
- LEROY, S.A.G., WRENN, J.H. & SUC, J.-P. (1999) – Global setting to comparative charts of regional events. *In* : Wrenn, J.H., Suc, J.-P. & Leroy, S.A.G. (eds), *The Pliocene: Time of Change. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, pp. 1-12.
- LE STRAT, P. (2004) - Modalités de mise en place des géométries de l'incision messinienne dans le Golfe du Lion, suivant un transitionnel terre-mer : Le cas du système karstique de la Fontaine de Nîmes. *Rapport BRGM*, BRGM/RP-53515-FR, 62 p.
- LE STRAT, P., DUVAİL, C. & CLAUZON, G. (2001) - Présentation des travaux de cartographie du BRGM en Roussillon depuis 1996. *In* "GDR marges" atelier "Messinien dans le Golfe du Lion" Perpignan, 7-10 septembre 2001.
- LOBO, F.J., TESSON, M. & GENSOUS, B. (2004) - Stratal architectures of late Quaternary regressive-transgressive cycles in the Roussillon Shelf (SW Gulf of Lions, France). *Marine and Petroleum Geology*, 21 (9), pp. 1181-1203.
- LOFI, J. (2002) - La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. *Thèse de Doctorat*, Univ. Lille1.
- LOFI, J., RABINEAU, M., GORINI, C., BERNE, S., CLAUZON, G., DE CLARENS, P., DOS REIS, A.T., MOUNTAIN, G.S., RYAN, W.B.F, STECKLER, M.S. & FOUCHET, C. (2003) - Plio-Quaternary prograding clinof orm wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198 (3-4), pp. 289-317.
- LOFI, J., GORINI, C., BERNE, S., CLAUZON, G., DOS REIS, A.T., RYAN, W.B.F. & STECKLER, M.S. (2005) - Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217 (1-2), pp. 1-30.
- LUMELEY (de), H. (1971) - Le paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique. t.II : Bas-Languedoc-Roussillon-Catalogne. *CNRS éd.*, 433 p.
- MAERTEN, L. (1994) - Structure et stratigraphie séquentielle du bassin oligo-miocène de l'Hérault (marge passive du Golfe du Lion). *Rapport de DEA ; Univ. Montpellier II*. 52 p.
- MAERTEN, L. & SERANNE, M. (1995) - Extensional tectonics of the Oligocene-Miocene Herault Basin (S. France), Gulf of Lion Margin. *Bull. Soc. Géol. France*, 166 (6), pp. 739-749.
- MAGNE, J. (1978) - Etudes microstratigraphiques sur le Néogène de Méditerranée nord-occidentale. 1 : Les bassins néogènes catalans. Edit. CNRS, Paris, 259 p.
- MARABINI, S., & VAI, G.B. (1988) - Geology of the Monticino Quarry, Brisighella, Italy. Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna. Field trip Guidebook Intern. Workshop "Continental faunas at the Miocene/Pliocene boundary ", pp. 39-52, Faenza.
- MARTIN, R.T. (1978) - Evolution Holocène et actuelle des conditions de sédimentation dans le milieu lagunaire de Salses-Leucate. *Thèse de Doctorat*, Univ. Perpignan, 210 p.
- MAUFFRET, A., DURAND de GROSSOUVRE, B., DOS REIS, A.T., GORINI, C. & NERCESSIAN, A. (2001) - Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 1701-1726.

- MAUFFRET, A., PASCAL, G., MAILLARD, A. & GORINI, C. (1995) - Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and petroleum geology*, 12 (8), pp. 645-666.
- MAUFFRET, A. & GORINI, C. (1996) - Structural style and geodynamic evolution of Camargue and Western Provençal basin, southeastern France. *Tectonics*, 15 (2), pp. 356-375.
- MAUFFRET, A., DURAND de GROSSOUVRE, B., Dos REIS, A.T., GORINI, C. & NECESSIAN, A. (2001) - Structural Geometry in the Eastern Pyrenees and Western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23 (11), pp. 1701-1726.
- McKENZIE, D.P. (1978) - Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40, pp. 25-32.
- MEIN, P., & AYMARD, J. (1984) – Découvertes récentes de mammifères dans la Pliocène du Roussillon. Note préliminaire. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, 22, pp.69-71.
- MENILLET, F., PALOC, H. (1973) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), Feuille de Nîmes (965). *Orléans, BRGM éd.*, 40 p.
- MICHAUX, J., & AGUILAR, J.-P. (1985) - Complément à la connaissance de la faune de mammifères pliocènes de la localité type du Serrat d'en Vacquer (Perpignan, Pyrénées-Orientales). *In* : Colloque Depéret, Perpignan, vol. des résumés, p. 26.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D. & FAIRBANKS, R. G. (1991) – Unlocking the icehouse: Oligocene Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *J. Geophys. Res.*, 96, pp. 6829-6848.
- MILLER, K.G., KOMINZ, M.A., BROWNING, J.V., WRIGHT, J.D., MOUNTAIN, G.S., KATZ, M.E., SUGARMAN, P.J., CRAMER, B.S., CHRISTIE-BLICK, N., PEKAR, S.F. (2005a) - The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310, pp. 1293-1298.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D. & BROWNING, J. V. (2005b) - Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology*, 217, pp. 215-231.
- MILLER, K. G., FAIRBANKS, R. G. & MOUNTAIN, G. S. (1987) - Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 1, pp. 1-19.
- MITCHUM, R. & VAIL, P. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 7: Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure - *In* Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration; Payton, C. E. : *A.A.P.G. Memoir*, Tulsa, 26 p.
- MONTADERT, L., SANCO, J., FAIL, J.P., DEBYSER, J. et al. (1970) - De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *Compte-rendu de l'Académie des Sciences*, série D, 271, pp. 812-815.
- PARSONS, B. & SCLATER, J. G. (1977) - An analysis of the variation of the ocean floor bathymetry heat flow and with age. *J. Geophys. Res.*, 82(5), pp. 803-827.
- PASCAL, G. P., MAUFFRET, A., PATRIAT, P. (1993) - The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophys. J. Int.*, 113, pp. 701-726.
- PEKAR, S. & MILLER, K.G. (1996) - New Jersey Oligocene "Icehouse" sequences (ODP Leg 150X) correlated with global $\delta^{18}O$ and Exxon eustatic records. *Geology*, 24, pp. 567-570.

- PEIZHEN, H., ZHONGHUA, L., & JUN, S. (2001) - Finite element analysis of the splitting and cylinderization processes of damage microcracks. *Modelling Simul. Mater. Sci. Eng.*, 9, pp. 193-206.
- PIERRE, C., ROUCHY, J.-M. & BLANC-VALLERON, M.-M. (1998) - Sedimentological and stable isotope changes at the Messinian-Pliocene boundary in the eastern Mediterranean. *Proc. ODP, Sci. Results*, 160: College Station, TX (Ocean Drilling Program), pp. 3-8.
- PONT, D., SIMONNET, J.-P. & WALTER, A.V. (2002) - Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône river, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54 (1), pp. 1-18.
- POSAMENTIER, H.W. JERWEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988) - Eustatic control on clastic depositions. I - Conceptual framework. *In* : "Sea level changes, an integrated approach". *SEPM Special Publication*, 42.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988) - Eustatic controls on clastic depositions. II - Sequence and systems tract models. *In* : "Sea level changes, an integrated approach". *SEPM Special Publication*, 42.
- PRAEG, D. (2003) - Seismic imaging of mid-Pleistocene tunnel-valleys in the North Sea Basin—high resolution from low frequencies. *Journal of Applied Geophysics*. (53) 4, pp. 273-298.
- PRELL, W.L. (1984) - Covariance patterns of foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: An evaluation of Pliocene ice volume changes near 3.2 million years ago. *Science*, 226, pp. 692-694.
- PRELL, W.L. (1985) - Pliocene stable isotope and carbonate stratigraphy (Holes 572C and 573A): paleoceanographic data bearing on the question of Pliocene glaciation. *In*: 112: Mayer. L., Theyer. F. *et al.* (eds). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 85 pp. 723-734.
- RABINEAU, M., BERNÉ, S., LEDREZEN, E., LERICOLAIS, G., MARSSET, T. & ROTUNNO, M. (1998) - 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France. *Marine and Petroleum Geology*, 15 (5), pp. 439-452.
- 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 000ans. *Thèse de Doctorat*, Univ. Rennes I, 455 p.
- RABINEAU, M., BERNÉ, S., ASLANIAN, D., OLIVET, J.-C., JOSEPH, P., GUILLOCHEAU, F., BOURILLET, J.-F., LEDREZEN, E. & GRANJON, A. (2005) - Sedimentary processes in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 22 (6-7), pp. 775-804.
- READING, H.G. (1996) - Sedimentary environments; processes, facies and stratigraphy Blackwell Scientific Publications, Oxford, 688 p.
- REHAULT, J.P., BOILLOT, G. & MAUFFRET, A. (1984). The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55 (3-4), pp. 447-477.
- REBESCO, M., CAMERLENGHI, A., GELETTI, R. & CANALS, M. (2006) - Margin architecture reveals the transition to the modern Antarctic ice sheet ca. 3 Ma. *Geology*; 34(4), pp. 301-304.
- RIO, D. & NEGRI, A. (1988) - Calcareous nannofossils (Monticino Quarry, Brisighella, Italy). Stratigraphic implications of its late Messinian mammal fauna. Field trip guidebook of the

- International workshop of Faenza "Continental faunas at the Miocene/Pliocene boundary", pp. 55-57.
- ROGER, S., MÜNCH, P., CORNEE, J.J., SAINT MARTIN, J.P. *et al.* (2000) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco): a proposal for some biosedimentary events as isochrones around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, pp. 101-113.
- ROURE, F., BRUN, J.-P., COLLETTA, B. & VAN DEN DRIESSCHE, J. (1992) - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Struct. Geol.*, 14 (5), pp. 503-519.
- RYAN, W.B.F. (1976) - Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23 (6), pp. 791-813.
- RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J. *et al.* (1973) - Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1447 p.
- SANCHIS E. & SERANNE, M. (2000) - Structural style and tectonic evolution of a polyphase extensional basin of the Gulf of Lion passive margin: the Tertiary Alès basin, southern France. *Tectonophysics*, 322 (3-4), pp. 219-242.
- SAVIN, S.M., ABEL, L., BARRERA, E., HODELL, D., KELLER G., KENNETT, J.P., KILLINGLEY, J., MURPHY, M. & VINCENT, E. (1985) - The evolution of Miocene surface and near-surface marine temperature: oxygen isotopic evidence. *In*: KENNETT (ed). The Miocene Ocean: Paleoenvironment and Biogeography. *Mem. Geol. Soc. of Am.*, 163, pp. 49-82.
- SCHUMM, S.A. (1977) - The fluvial system. Wiley & Sons, New York, 388 p.
- SEGURET, M. (1970) - Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère syn-sédimentaire, rôle de la compression et de la gravité. *Thèse de Doctorat*, USTL Montpellier II. 210 p.
- SÉRANNE, M. (1999) - The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS : An overview. *In* : DURAND B., JOLIVET L., HORVATH F, & SÉRANNE M. (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the alpine Orogen. *Geological Society, London, Special Publications*, 156, pp. 15-36.
- SÉRANNE, M., BENEDICTO, A., LABAUME, P., TRUFFET, C. & PASCAL, G. (1995) - Structural style and evolution of the Gulf of Lion. Oligo-Miocene rifting : role of the Pyrenean orogeny. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8), pp. 809-820.
- SÉRANNE, M., CAMUS, H., LUCAZEAU, F., BARBARAND, J. & QUINIF, Y. (2002) - Surrection et érosion polyphasées de la bordure cévenole - Un exemple de morphogenèse lente. - *Bull. Soc. Géol. France*, 173, pp. 97-112.
- SÉRANNE, M. & ANKA, Z. (2005) - South Atlantic continental margins of Africa: A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. *Journal of African Earth Sciences*, 43 (1-3), pp. 283-300.
- SERRA, O (1985) - Diagraphies différencées. Bases de l'interprétation. Tome 2. Interprétation des données diagraphiques. *Bull. Centr. Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, mém. 7.
- SERRA, O. (1989) - Sedimentary environments from wireline logs. Schlumberger, 2nd edition, 243 p.
- SERRA, O & SULPICE, L. (1975) - Sedimentological analysis of shale-sand series from well logs. *Transactions of the SPWLA 16th Annual Logging Symposium*, paper W.

- SERRAT, P. (1999) - Dynamique sédimentaire actuelle d'un système fluvial méditerranéen : l'Agly (France). Present sediment yield from a Mediterranean fluvial system: the Agly river (France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, série IIA, 329 (3), pp. 189-196.
- SHACKLETON, N.J., HALL, M.A. & PATE, D. (1995) - Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138, pp. 337-355.
- SHACKLETON, N.J. & HALL, M.A. (1985) - Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep-Sea Drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history. *Initial Report of the DSDP (Deep Sea Drilling Project)*, 81, pp. 599_609.
- SHERIDAN, R.E. (1969) - Subsidence of continental margins. *Tectonophysics*, 7, pp. 219-229.
- SLEEP, N.H. (1971) - Thermal effects of the formation of Atlantic continental margins by continental break up. *Geophysical Journal International*, 24 (4), pp. 325-350.
- STAMPFLI, G.M. & HÖCKER, C.F.W. (1989) - Messinian paleorelief from 3-D seismic survey in the Tarraco concession area (Spanish Mediterranean Sea). *Geology in Mijnbouw*, 68 (1-2), pp. 201-210.
- STANLEY, D.J. (1990) - Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt, *Marine Geol.*, 94, pp. 147-154.
- SUC, J.P. (1976) - Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène du Roussillon (Sud de la France). *Geobios*, 9 (6), pp. 741-77.
- SUC, J.-P. (1980) - Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon et de la Catalogne. *Thèse Etat Sciences*, USTL Montpellier, 198 p.
- SUC, J.-P. (1984) - Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, 307, pp. 429-432.
- SUC, J.-P. & DRIVALIARI A. (1991) - Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments: An example from the earliest Pliocene Orb ria (Languedoc, southern France). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 70 (3-27), pp. 247-253.
- SUC, J.-P., DRIVALIARI, A., BESSAIS, E., BERTINI, A., ZHENG, Z., ABDELMALEK, S.M., DINIZ, F., COMBOURIEU-NEBOUT, N., LEROY, S., FERRIER, J. & DUZER, D. (1993) - Pliocene vegetation and climate in the West European and Mediterranean regions. *26th Annual Meeting of the Am. Ass. of Stratig. Palynologists*. Program and Abstracts, Baton Rouge, pp. 74-75.
- SUC, J.-P., DINIZ, F., LEROY, S., POUMOT, C. BERTINI, A, DUPONT, L., CLET, M., BESSAIS, E., ZHENG, Z., FAUQUETTE, S. & FERRIER, J. (1995) - Zanclean (Brunssunian) to Early Piacenzian (Early-Middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52, pp. 43-56.
- SUC, J.-P., BERTINI, A., LEROY, S.A.G. & SUBALLYOVA, D. (1997) -Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal. *Quaternary International*, 40, pp. 37-42.
- SUC, J.-P., FAUQUETTE, S., BESSEDIK, M., BERTINI, A., ZHENG, Z., CLAUZON, G., SUBALLYOVA, D., DINIZ, F., QUÉZEL, P., FEDDI, N., CLET, M., BESSAIS, E., BACHIRI

- TAOUFIQ, N., MÉON, H. & COMBOURIEU-NEBOUT, N. (1999) - Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. *In* : AGUSTÍ, J., ROOK, L. & ANDREWS, P. (eds.), *Hominid Evolution and Climate in Europe*, 1: Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe. *Cambridge University Press*, pp. 370-385.
- SUC, J.-P. & FAUQUETTE, S. (2004) - Estimation des paléoaltitudes des Pyrénées orientales au Miocène supérieur et au Pliocène inférieur. Réunion annuelle du GDR « Marges » - Chantier Golfe du Lion, 1-2 juin 2004, *Livre des résumés*, Pau.
- SURELL, A. (1847) - Mémoire sur le barrage du Petit Rhône pour servir à l'irrigation et au dessèchement d'une partie du delta. *Cévenole*, Nîmes, 65 p.
- TESSON, M., GENSOUS, B., ALLEN, G.P. & RAVENNE, C. (1990) - Late quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Marine Geology*, 91, pp. 325-332.
- TESSON, M., ALLEN, G.P. & RAVENNE, C. (1993) - Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.A. & Allen, G.P. (eds) *Sequence stratigraphy and facies associations. IAS Spec. Pub.*, Oxford, pp. 183-196.
- TESSON, M., LABAUNE, C. & GENSOUS, B. (2005) – Small rivers contribution to the Quaternary evolution of a Mediterranean littoral system: The western gulf of Lion, France. *Marine Geology*. 222 (223), pp. 313-334.
- 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), *Thèse de Doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 353 p.
- TRIAT, J. M. & TRUC, G. (1983) – Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du bassin du Sud-Est (France). *Bull. Centr. de Rech. Expl. et Prod. Elf-Aquitaine*, 7 (1), pp. 425-432.
- THUNELL, R., WILLIAMS, D., TAPPA, E., RIO, D. & RAFFI, I. (1990) - Pliocene-Pleistocene stable isotope record for ocean drilling program site 653, Tyrrhenian Basin: implication for the paleoenvironmental history of the Mediterranean sea, *In* KASTENS, K.A., MASCLE, J. *et al.*, (eds), *Proc. ODP Sc. Result.*, 107, pp. 387-399. *College Station, TX (Ocean Drilling Program)*.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. Jr, TODD, R.G., WIDMIER, J.W., THOMSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Payton CE ed. *Seismic Stratigraphy : Application to hydrocarbon Exploration*, *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 26, pp. 49-212.
- VAIL, P.R. & HARDENBOL, J. (1979) - Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanus*, 22 (3), pp. 71-79.
- VALETTE, M. & BENEDICTO, A. (1995) - Chevauchements gravitaires halotectoniques dans le bassin distensif de Camargue (Marge du Golfe du Lion, SE de la France). *Bull. Soc. géol. France*, 166(2), pp. 137-147.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990) - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high resolution

- correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, 7, 55 p.
- VANDENBERGHE, J. (1993) - River terrace developement and its relation to climate – the Saalian-Caberg terrace of the Maas river near Maastricht (The Netherlands). *Medelingen Rijks Geologische Dienst*, 47, pp. 19-24.
- VERGNAUD-GRAZZINI, C., SALIEGE, J. F., URRUTIAGER, M. J. & IANNACE, A. (1990) - Oxygen and Carbon isotope Stratigraphy of ODP Hole 653A and site 654: the Pliocene-Pleistocene glacial history recorded in the Tyrrhenian basin (West Mediterranean). *In Proc. ODP, Sci. Results*, 107; Kastens, K. A., Mascle, J. et al: Ocean Drilling Program, College Station, TX 107, pp. 361-386.
- VIALLARD, P., GORINI, C. (1994). Modalités de la fracturation d'une marge passive préstructurée : le Golfe du Lion (Méditerranée nord-occidentale). *Comptes-Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 319 (5), pp. 567–572
- WALCOTT, R. I. (1972) - Past sea levels, eustasy and deformation of the earth. *Quaternary Research*, 2 (1), pp. 1-14.
- WATTS, A.B., KARNER, G.D. & STECKLER, M.S. (1982) - Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 305A, pp. 249-281.
- WEISSERT, H., MCKENZIE, J.A., WRIGHT, R., CLARK, M., OBERHÄNSLI, H. & CASEY, M. (1984) - Paleoclimatic record of the Pliocene at DSDP sites 519, 521, 522 and 523 (C.S. Atlantic). *In: HSÜ, K. et al.*, Rep. DSDP (Deep Sea Drilling Project), 73, pp. 701-715.
- WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G. ST.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (1988) - Sea level change: an integrated approach. *SEPM, Spec. Publ.*, 42, 407 p.
- WORNARDT, W.W. & VAIL, P.R. (1991) - Revision of the Plio-Pleistocene cycles and their application to sequence stratigraphy and shelf and slope sediments in the Gulf of Mexico. *Transactions of the Gulf. Ass. of Geol. Soc.*, 41, pp. 719-744.
- WORNARDT, W.W., SHAFFER, B., & VAIL, P.R. (2001) - Revision of the Late Miocene, Pliocene, and Pleistocene sequence cycles. *Abstract - AAPG Bulletin*, 85, p. 1710.
- WRENN, J.H., SUC, J.-P. & LEROY, S.A.G. (1999) - The Pliocene: Time of Change. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 250 p.
- WRIGHT, J.D. (1998) *In* CROWLEY, T.J. & BURKE, K. (eds). Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions. *Oxford Univ. Press, New York*, pp. 192-211.
- ZACHOS, J., PAGANI, M., SLOAN, L., THOMAS, E. & BILLUPS, K. (2001) - Trends, rythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, pp. 686-693.
- ZAGWIJN, W.H. (1960) - Aspects of the Pliocene and Early Pleistocene vegetation in The Netherlands. *Mededelingen van de Geologische Stichting*, series C, 3 (5), pp. 1-78.
- ZHONG, G., GENG, J., WONG, H. K., MA, Z. & WU, N. (2004) - A semi-quantitative method for the reconstruction of eustatic sea level history from seismic profiles and its application to the southern South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, pp. 443-459.
- ZIEGLER, P.A. (1992) - European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 209, pp. 91-111.

ANNEXES

Liste des annexes :

<i>Annexe 1 : Analyse de la marge miocène du Golfe du Lion par la réinterprétation de forages offshore et l'analyse de quelques coupes sismiques</i>	237
<i>Annexe 2 : Analyse des diagraphies de forages du bassin sédimentaire du Roussillon.</i>	255
<i>Annexe 3 : Sondages "Barcarès" et "Leucate" réalisés dans le cadre de cette étude et rapports des analyses biostratigraphiques (Eradata), paléoenvironnementales (Eradata), isotopiques (Brgm) et polliniques (J.P. Suc) effectuées sur le sondage "Barcarès".</i>	267
<i>Liste des publications et des communications</i>	293

Liste des figures présentées en annexes :

<i>Figure 1 : Localisation des forages offshore réinterprétés et des profils sismiques étudiés. Seul les forages nommés sont analysés.</i>	238
<i>Figure 2 : Synthèse de l'analyse et légende de l'attribution stratigraphique des séquences représentées sur les forages et des unités représentées sur les profils sismiques.</i>	239
<i>Figure 3 : Le sondage Agde Maritime, interprétation séquentielle. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	240
<i>Figure 4 : Le sondage Autan 1, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	241
<i>Figure 5 : Le sondage Autan 2, calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	242
<i>Figure 6 : Le sondage Calamar, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	243
<i>Figure 7 : Le sondage Mistral, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	244
<i>Figure 8 : Le sondage Rascasse, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	245
<i>Figure 9 : Le sondage Tramontane, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	246
<i>Figure 10 : Corrélations des sondages AGDE MARITIME - CALMAR – MISTRAL – AUTAN1 établies à partir de l'analyse des modalités d'empilements des cortèges sédimentaires et validées par les géométries sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	247
<i>Figure 11 : Corrélations des sondages CALMAR - TRAMONTANE – RASCASSE établies à partir de l'analyse des modalités d'empilements des cortèges sédimentaires et validées par les géométries sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	248
<i>Figure 12 : Interprétation sismique des domaines de plate-forme et de talus miocènes sur le domaine oriental de la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM28 et MDT05) en 1996 et 1980. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	249
<i>Figure 13 : Interprétation sismique des domaines de plate-forme et de talus miocènes sur le domaine occidental de la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM10 et LIGO22) en 1996 et 1980. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	250
<i>Figure 14 : Interprétation sismique du domaine amont de la plate-forme miocène sur la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM11) en 1996. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	251
<i>Figure 15 : Interprétation sismique du domaine aval de la plate-forme miocène sur la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM05) en 1996. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	252
<i>Figure 16 : Caractéristiques de la partie occidentale de la plate-forme miocène déduites de l'analyse des séquences sur les données de forages et de l'analyse des unités sur les profils sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	253

<i>Figure 17 : Caractéristiques de la partie orientale de la plate-forme miocène déduites de l'analyse des séquences sur les données de forages et de l'analyse des unités sur les profils sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.</i>	253
<i>Figure 18 : Carte de localisation des 8 coupes réalisées sur le bassin du Roussillon.</i>	256
<i>Figure 19 : Légende des coupes du bassin du Roussillon et du bassin de l'Hérault.</i>	257
<i>Figure 20 : Coupe n°1, orientée Sud-Nord, elle se localise à proximité du littoral actuel. La surface d'érosion messinienne est interprétée à partir des deux sondages pétroliers Elne et Canet, les maxima d'incision sont placés au droit des forages indiquant un maximum de subsidence</i>	258
<i>Figure 21 : Coupe n°2, orientée Ouest-Est, elle est située au droit de l'axe fluviale de la Têt et traverse le forage pétrolier Canet</i>	259
<i>Figure 22 : Coupe n°3, orientée Ouest-Est, elle permet d'esquisser la géométrie amont-aval de la surface messinienne grâce notamment au forage pétrolier Elne en partie distale. Cette coupe présente également l'empilement des prismes depuis P1 jusqu'à P4</i>	260
<i>Figure 23 : Coupe n°4 orientée Sud-Nord, elle intègre les données stratigraphiques des gisements fossilifères de Perpignan et de Villeneuve-de-la-Raho</i>	261
<i>Figure 24 : Coupe n°5 orientée Sud-Nord, au pied du massif des Albères.</i>	262
<i>Figure 25 : Coupe n°6 orientée Sud-Nord, elle permet d'observer la superposition des prismes P2, P3, P4 et illustre les déformations affectant le toit des faciès marins dont le maximum de subsidence est localisé au droit du canyon messinien de la Têt</i>	263
<i>Figure 26 : Coupe 7, orientée Ouest - Est sur la partie Nord du bassin du Roussillon. Son intérêt majeur est de mettre en évidence la transgression du prisme P4 s'exprimant par l'empilement des faciès palustre (P4pal) au-dessus de faciès continentaux du prisme P3 (P3cont)</i>	264
<i>Figure 27 : Coupe 8, orientée Ouest - Est sur la partie Nord du bassin du Roussillon. Son intérêt majeur est de mettre en évidence l'architecture des formations littorales quaternaires.</i>	265
<i>Figure 28 : Localisation des sondages à la tarière "Barcarès" et "Leucate"</i>	268
<i>Figure 29 : Description lithologique du sondage "Barcarès".</i>	269
<i>Figure 30 : Description lithologique du sondage "Leucate".</i>	270

ANNEXE 1

Analyse de la marge miocène du Golfe du Lion par la réinterprétation de forages offshore et l'analyse de quelques coupes sismiques

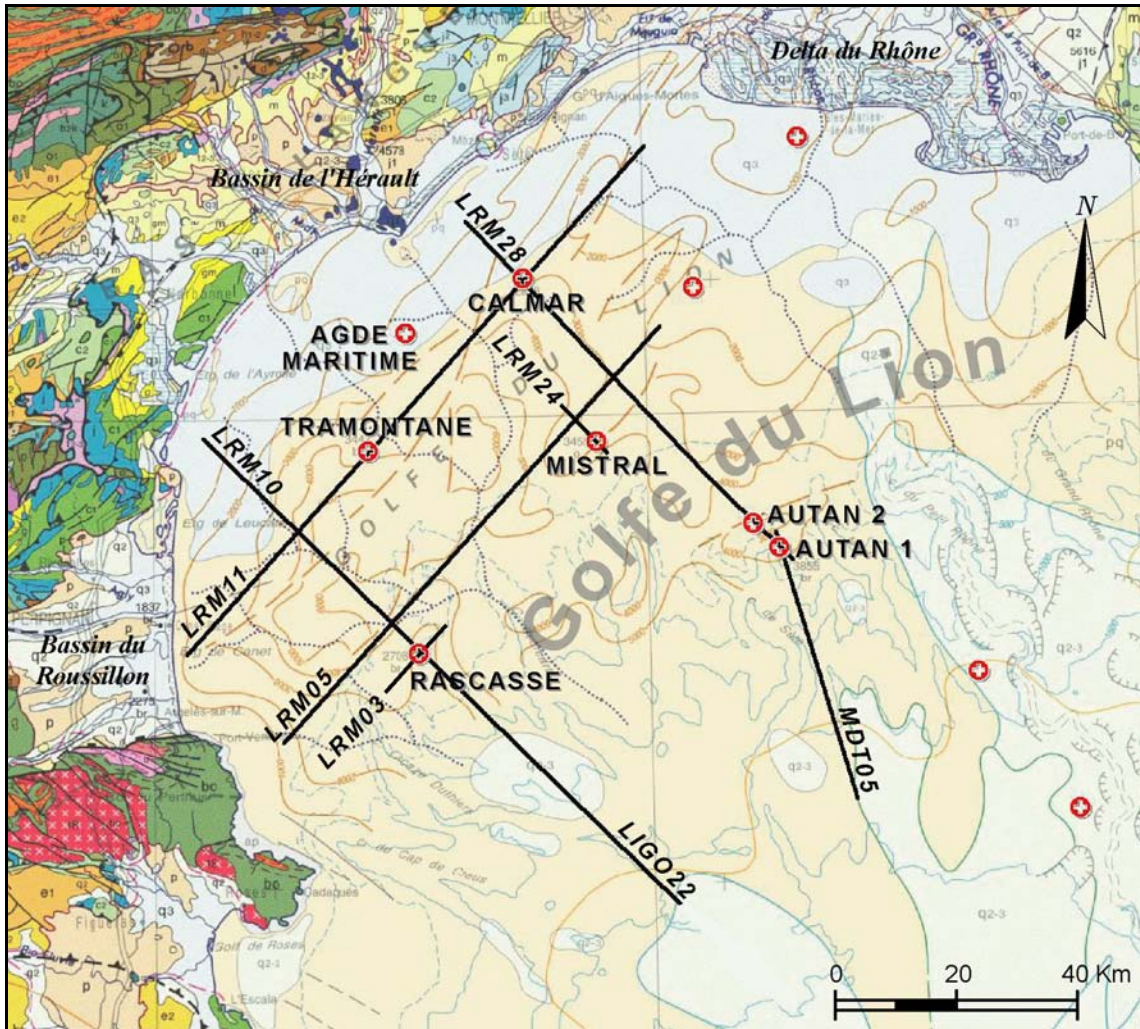


Figure 1 : Localisation des forages offshore réinterprétés et des profils sismiques étudiés. Seul les forages nommés sont analysés.










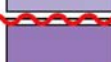


Stratigraphie	Surfaces sur sondages	Unités sismiques		Séquences		
				Orientales	Occidentales	
MESSINIEN	SbM		U-M	U-BM	S8	S8
					S7	S7
TORTONIEN	TrT1		U-TM	U-BM	S6	S6
SERRAVALIEN	SbT1		U-T	U-BM	S5	S5
LANGHIEN	TrLS		U-L			
BURDIGALIEN	SbB		U-BL	U-BM	S4	S4c
	ImB		U-B2			
	TrB		U-B1			
	SbA		U-AB			
AQUITANIEN	TrA		U-A	U-BM	S3	S3
OLIGOCENE à ?	SbO-A		U-OA			
	SUB		U-O	S2	S2	
			U-subM	U-BM	S1	S1
			U-subP			

Figure 2 : Synthèse de l'analyse et légende de l'attribution stratigraphique des séquences représentées sur les forages et des unités représentées sur les profils sismiques.

<i>AGDE MARITIME</i>				
Profondeurs	STRATIGRAPHIE	Modalités des empilements		DIAGRAPHIES
			Continental - Marin	
41	EAU			GR
	PLIOSENE			Sonic

Figure 3 : Le sondage Agde Maritime, interprétation séquentielle. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

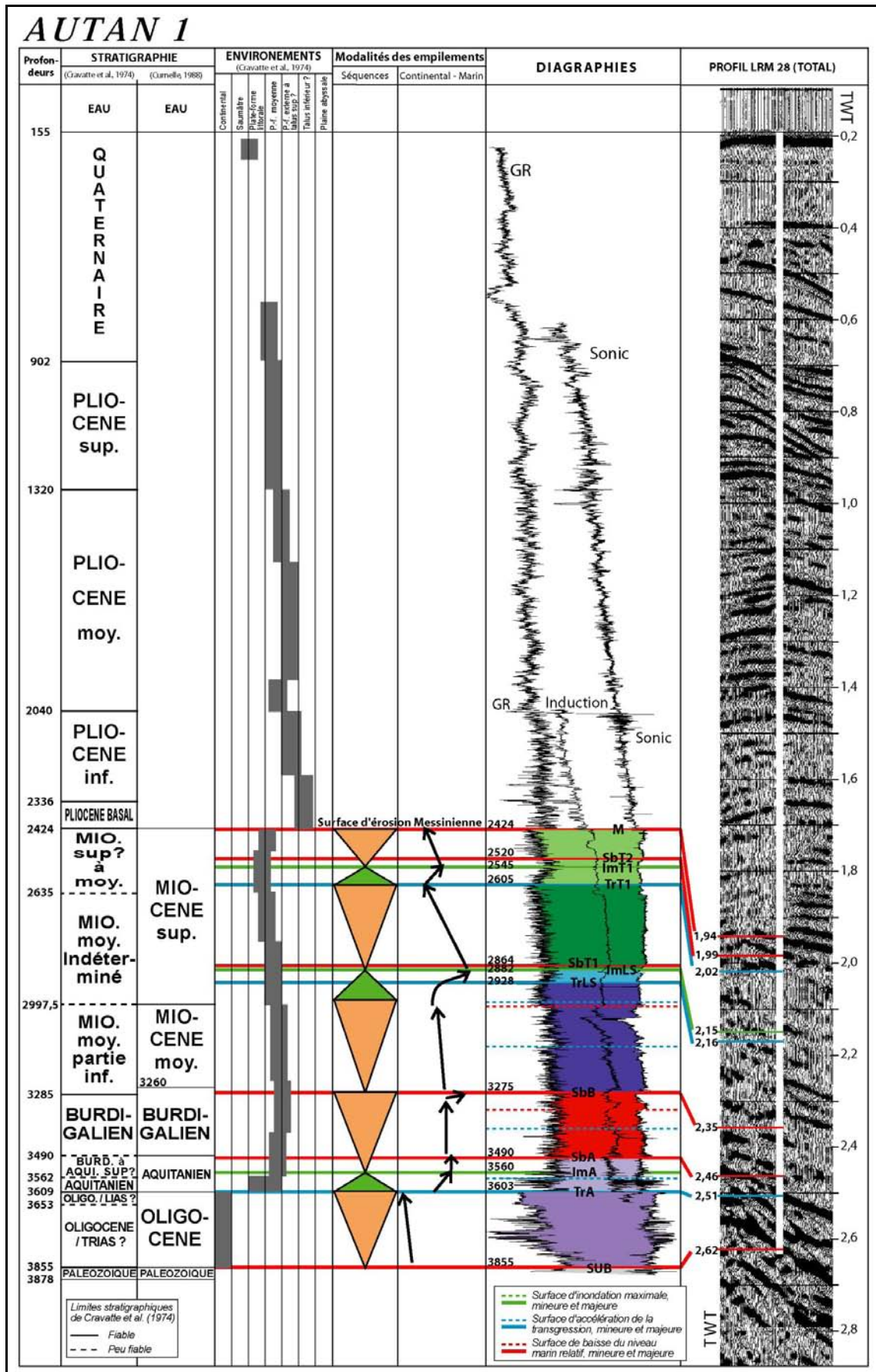


Figure 4 : Le sondage Autan 1, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

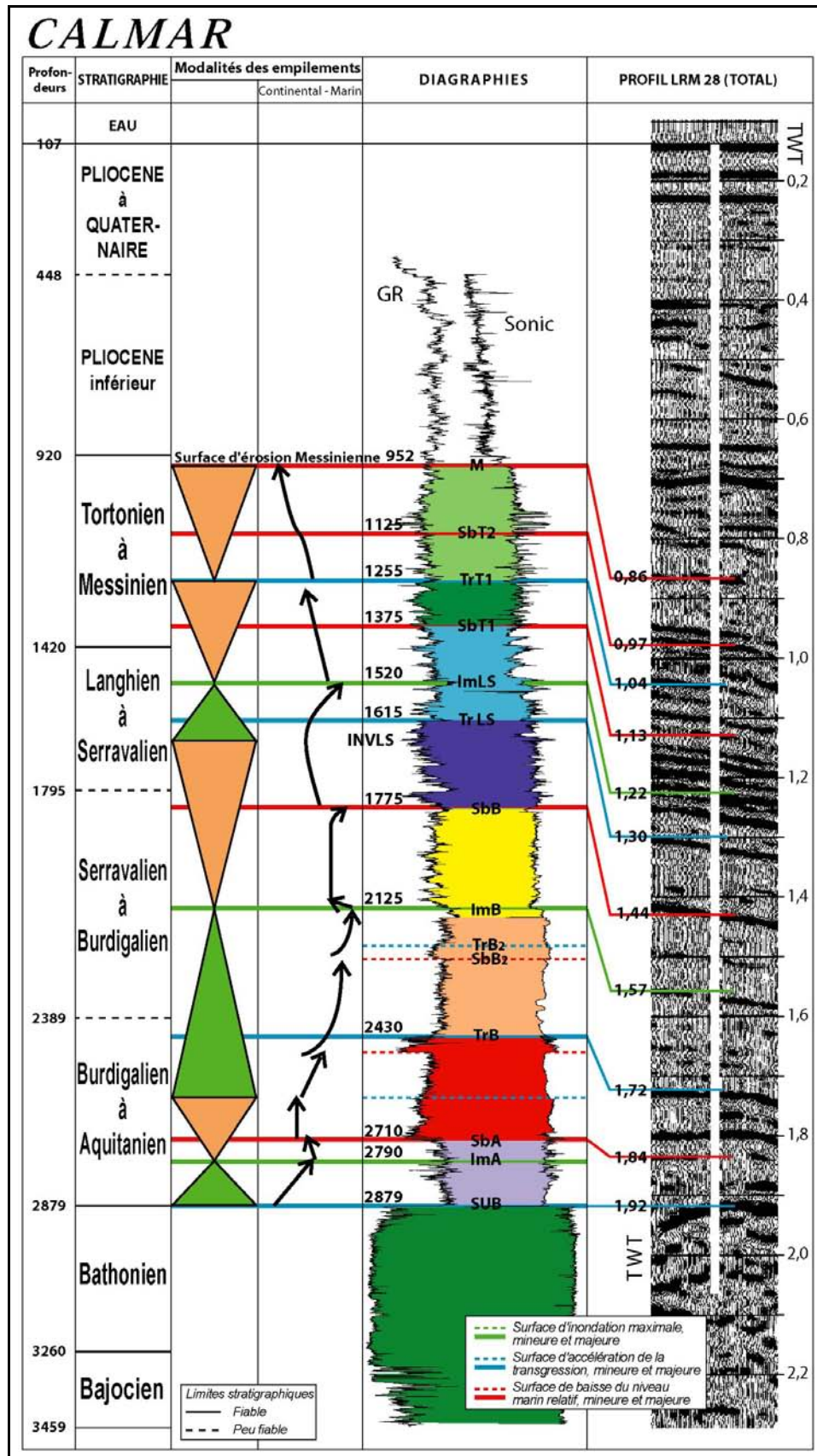


Figure 6 : Le sondage Calamar, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

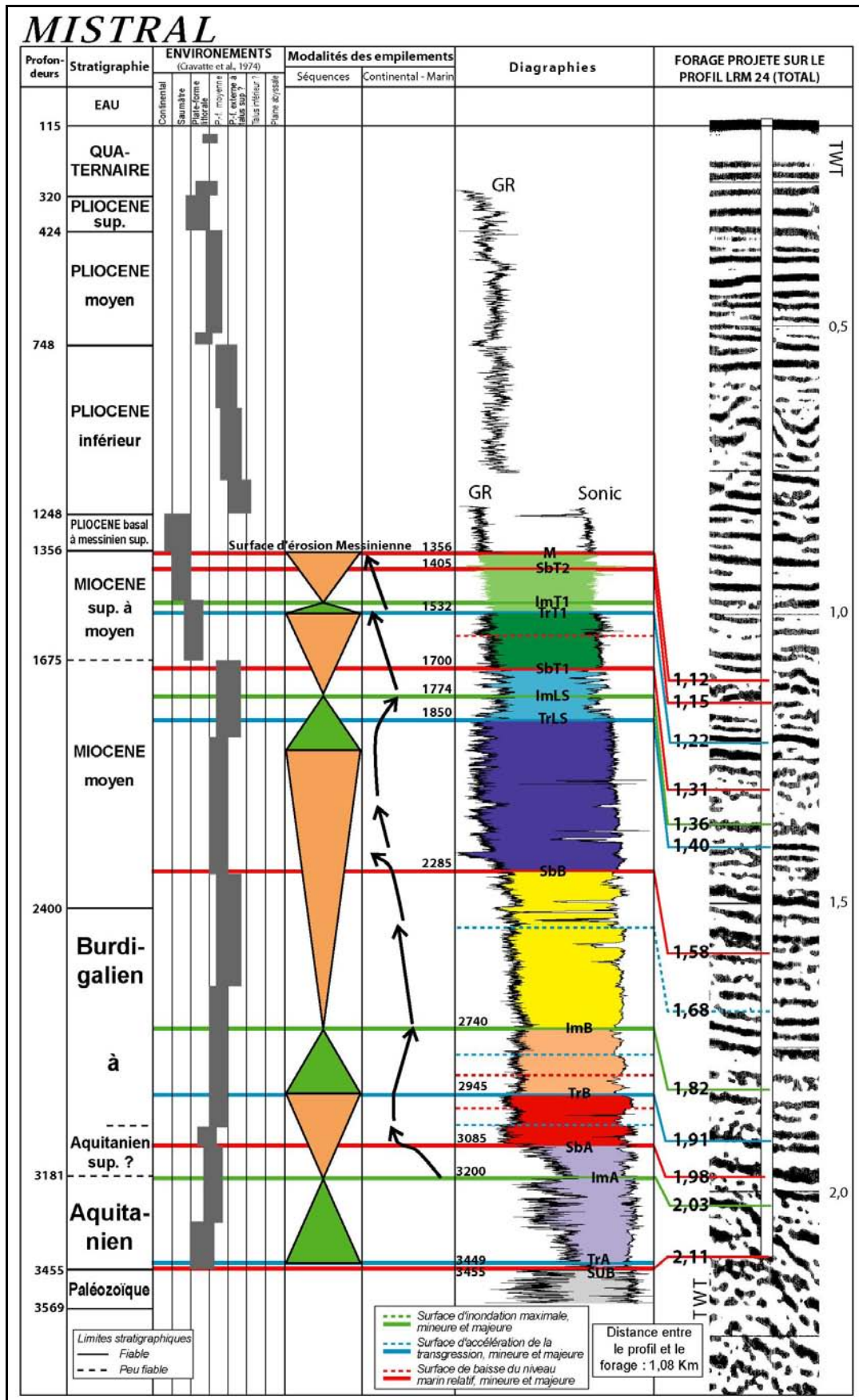


Figure 7 : Le sondage Mistral, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

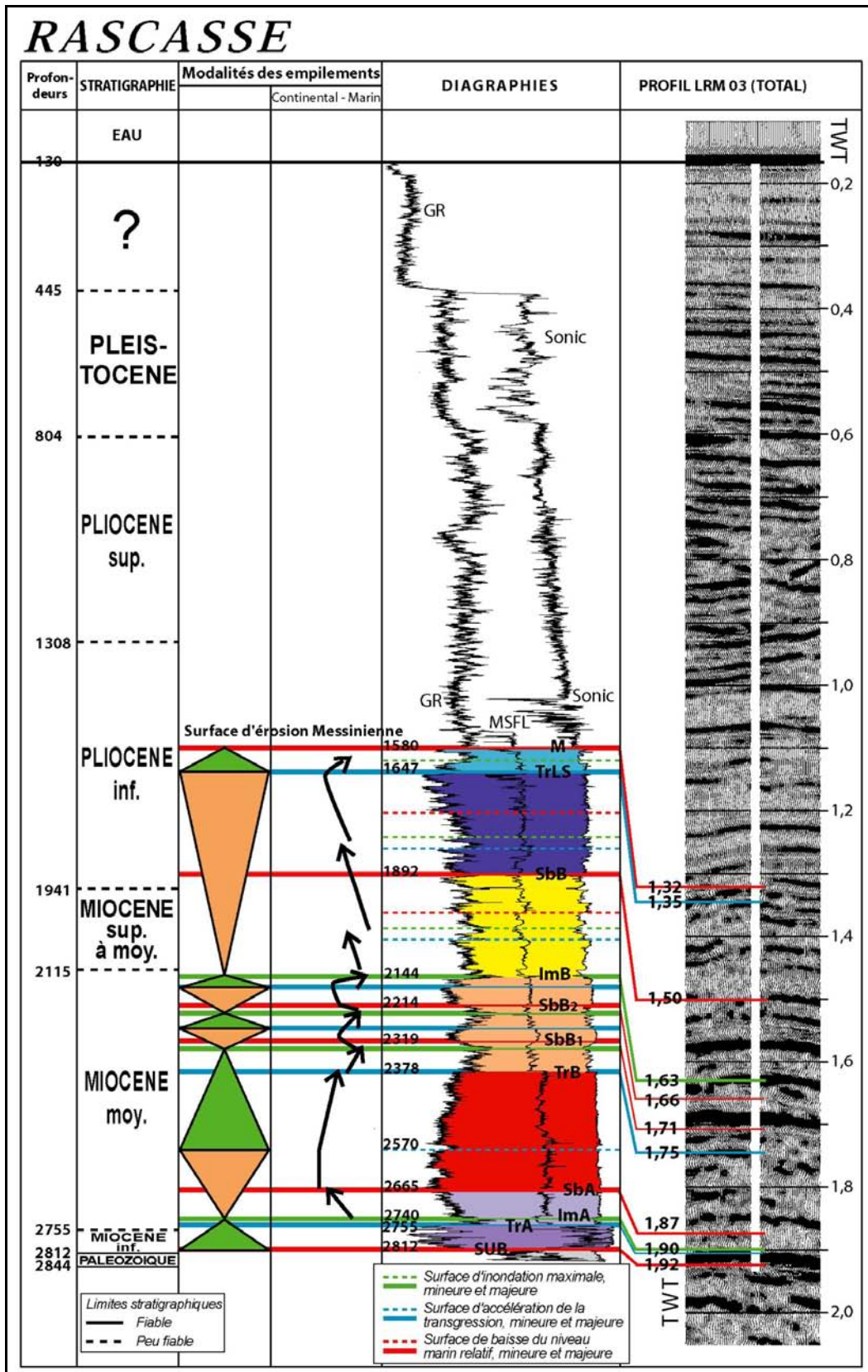


Figure 8 : Le sondage Rascasse, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

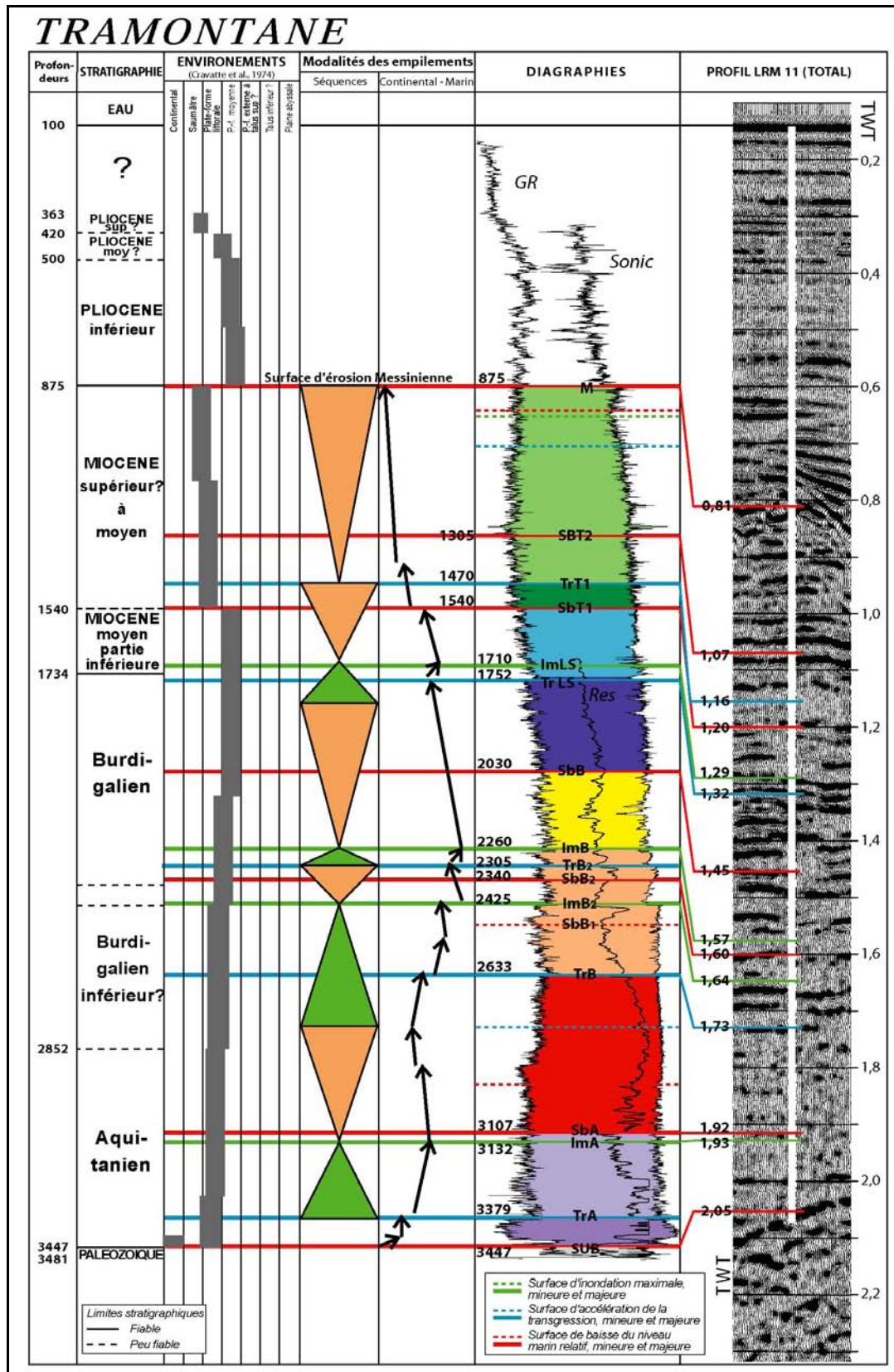


Figure 9 : Le sondage Tramontane, interprétation séquentielle et calage des réflecteurs sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

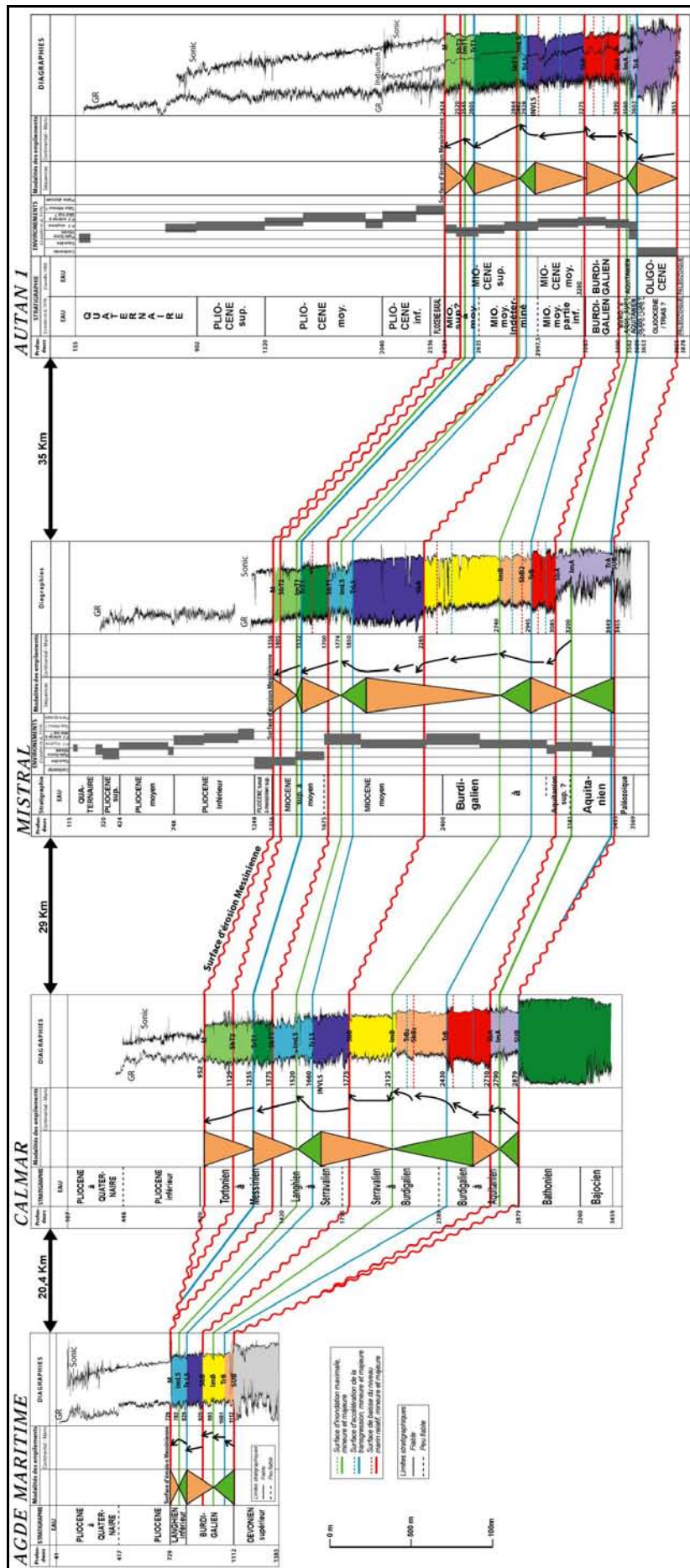


Figure 10 : Corrélations des sondages AGDE MARITIME - CALMAR – MISTRAL – AUTAN1 établies à partir de l'analyse des modalités d'emplacements des cortèges sédimentaires et validées par les géométries sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

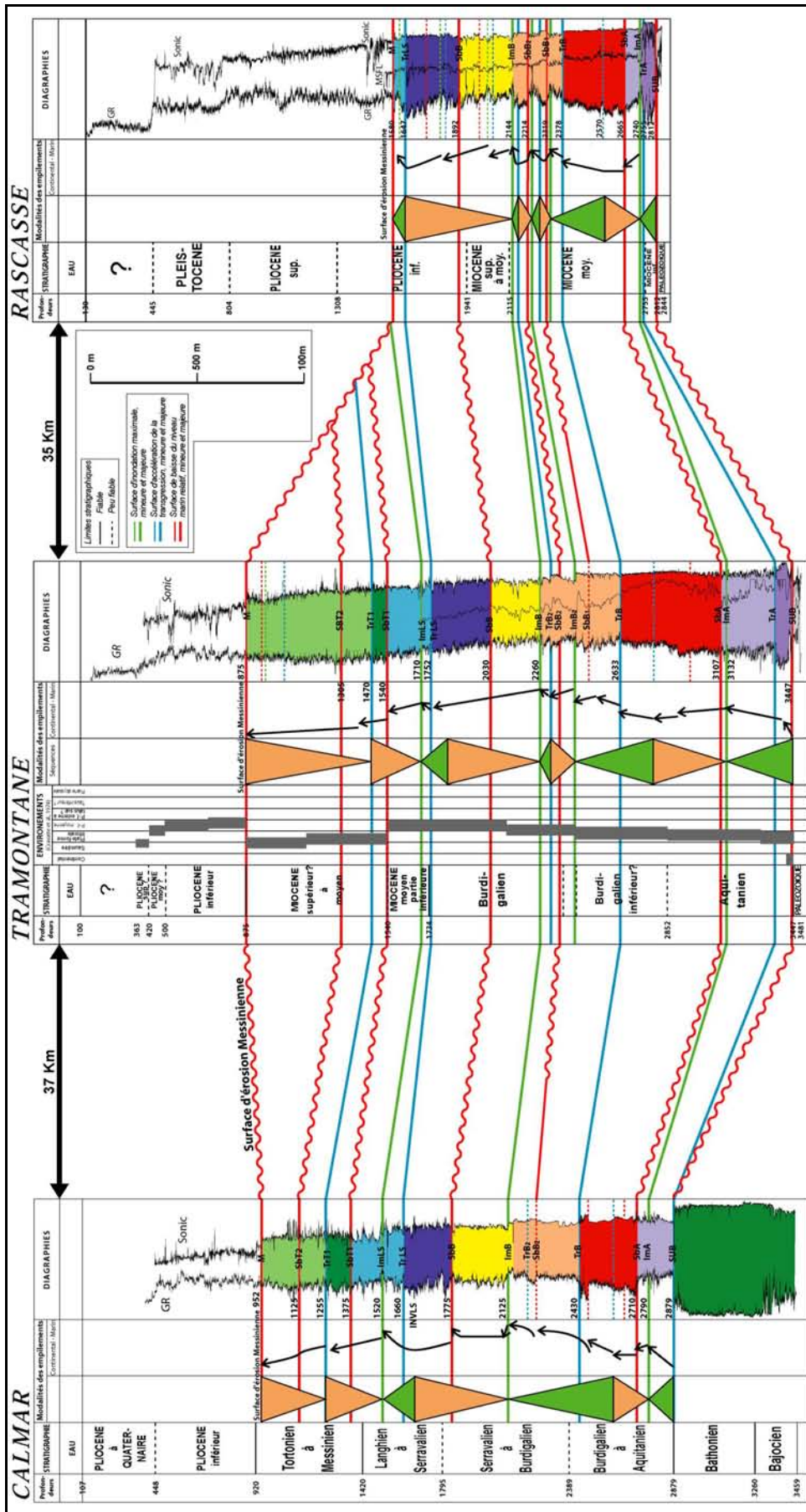


Figure 11 : Corrélations des sondages CALMAR - TRAMONTANE - RASCASSE établies à partir de l'analyse des modalités d'empilements des cortèges sédimentaires et validées par les géométries sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

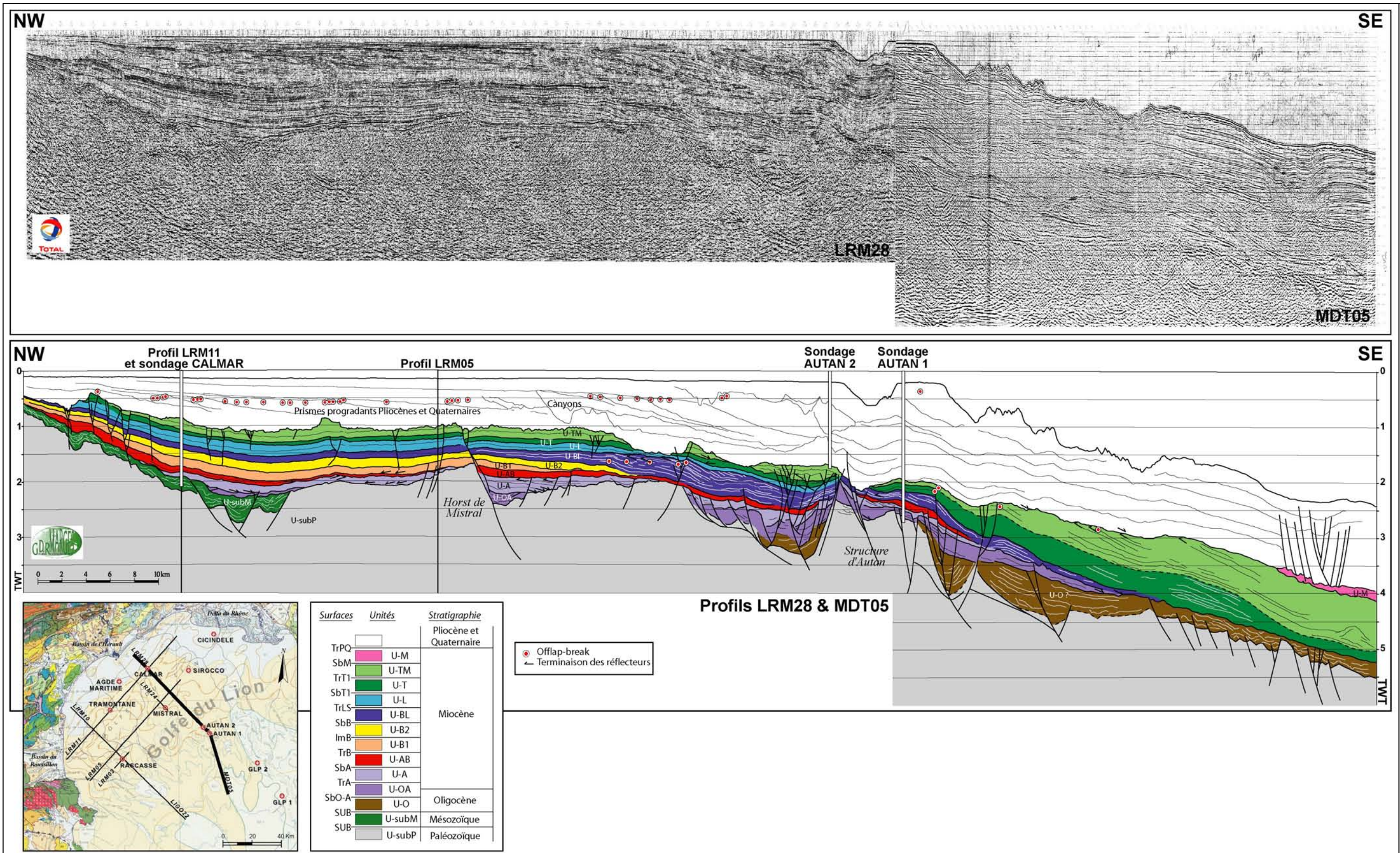


Figure 12 : Interprétation sismique des domaines de plate-forme et de talus miocènes sur le domaine oriental de la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM28 et MDT05) en 1996 et 1980. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

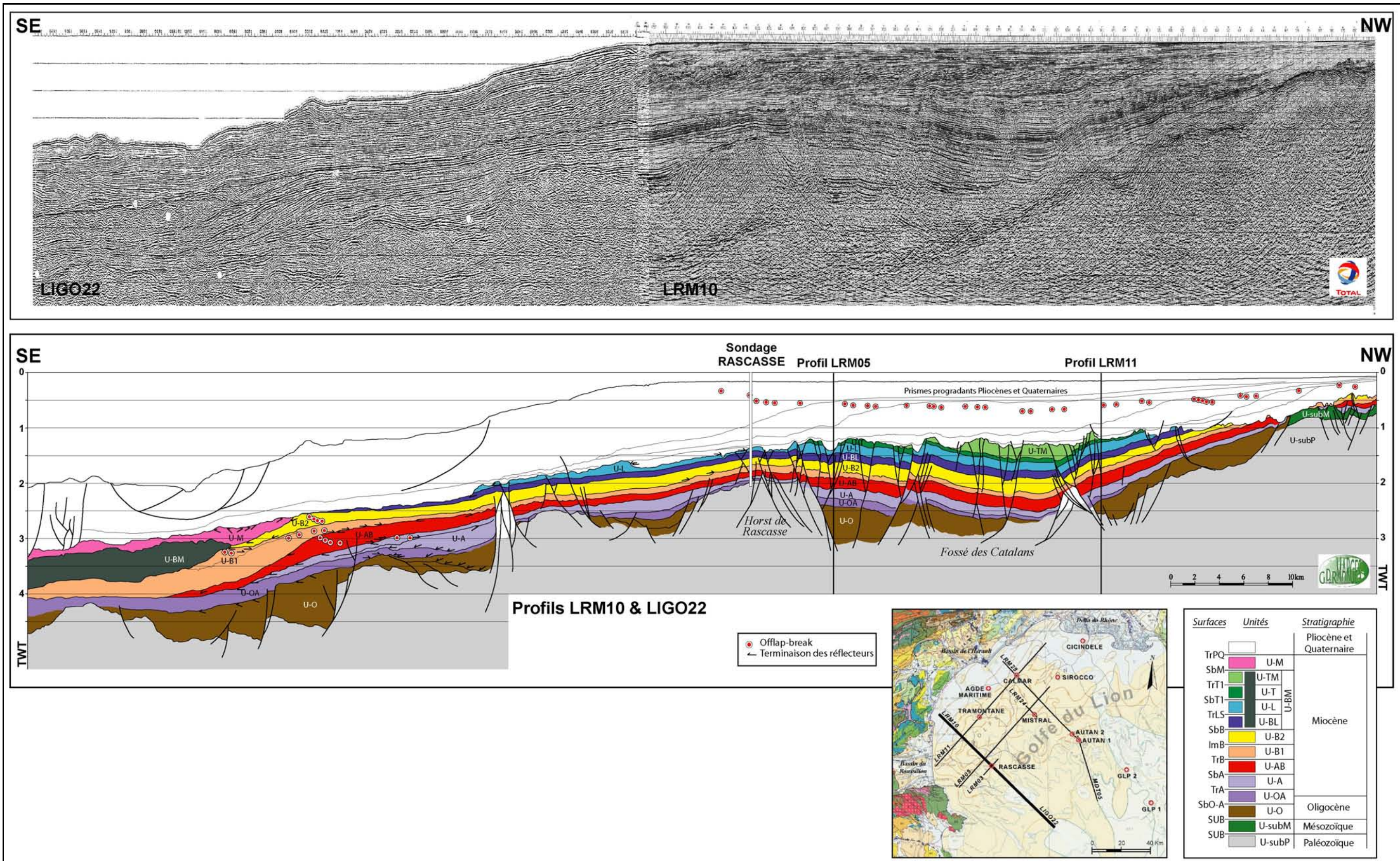


Figure 13 : Interprétation sismique des domaines de plate-forme et de talus miocènes sur le domaine occidental de la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM10 et LIGO22) en 1996 et 1980. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

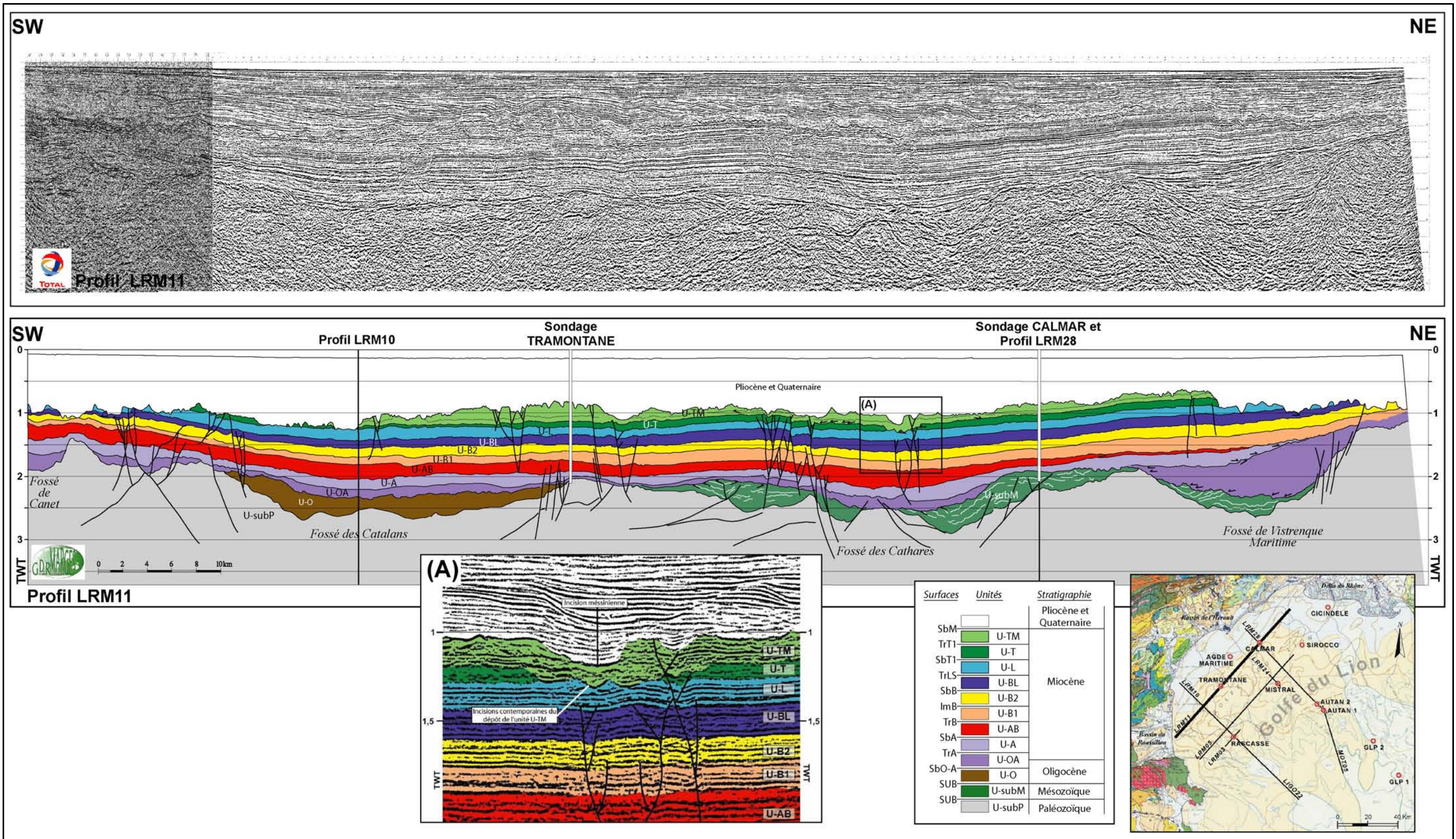


Figure 14 : Interprétation sismique du domaine amont de la plate-forme miocène sur la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM11) en 1996. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

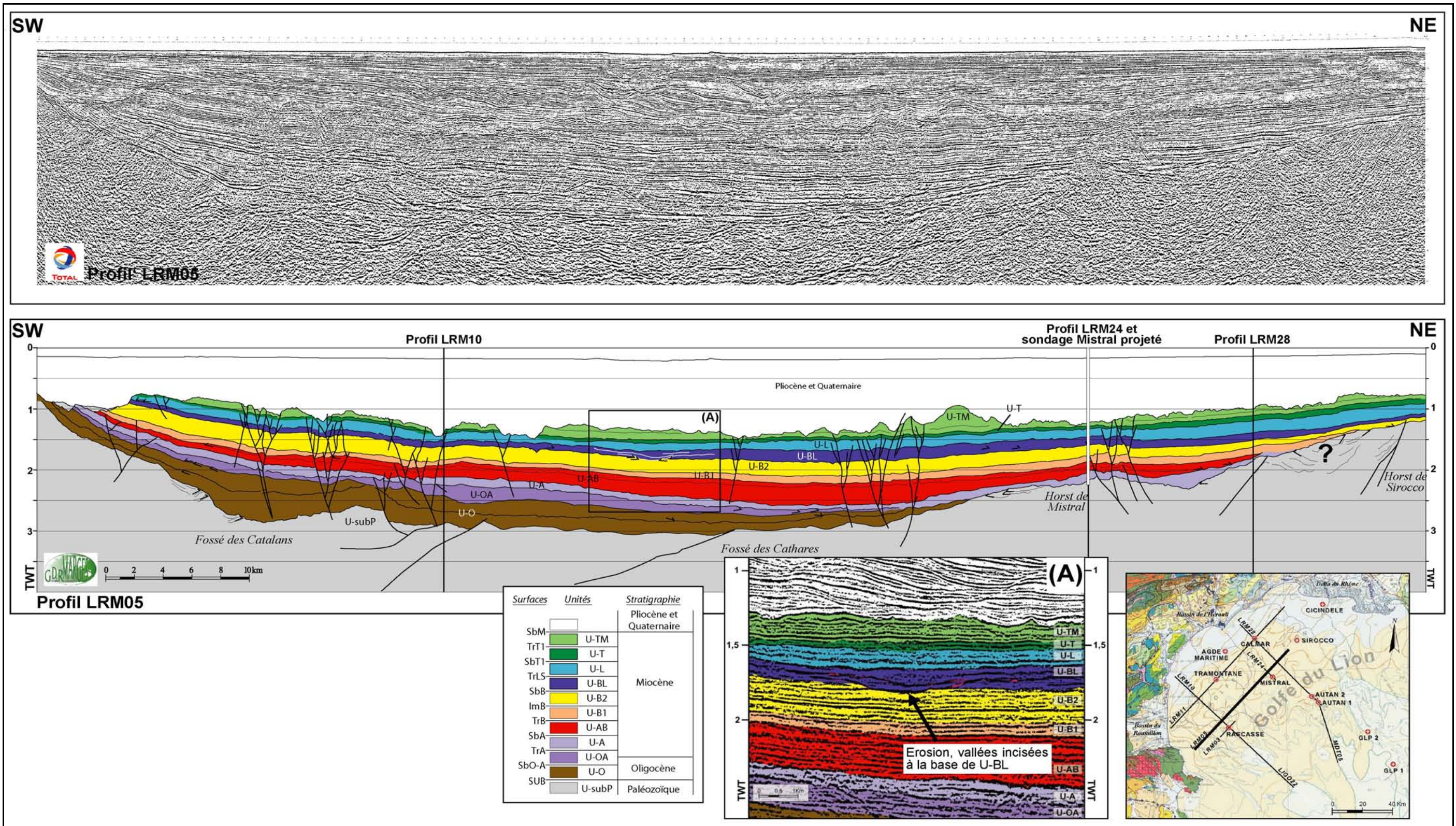


Figure 15 : Interprétation sismique du domaine aval de la plate-forme miocène sur la marge du Golfe du Lion. Données acquises par le groupe Total (LRM05) en 1996. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.









PARTIE OCCIDENTALE DE LA PLATE-FORME MIOCENE - LRM10 & LIGO22									
Nom des surfaces	Code couleur des unités	Nom des unités	Caractérisation des surfaces	Terminaison des réflecteurs	Evolution des offlap-break		Dynamique sédimentaire	Evènements remarquables	
					Aval	Amont			
SbM		U-M	Erosive	?	?	↑	Unité chaotique messinienne	Cette unité correspond au niveau de décollement du pliocène	Effondrement de la plate-forme anté-pliocène
SbBM		U-BM	Erosive	?	?	?	Prisme de bas niveau		
ImB		U-B2	Transgressive	Toplap		↖	Progradation et aggradation	Les dépôt-centres migrent depuis la plate-forme vers le talus et le bassin (régression forcée)	
TrB		U-B1	Erosions internes Transgressive	Onlap		↖	Progradation puis régression forcée		
SbA		U-AB	Erosive	Onlap		↖	Progradation puis aggradation	-Les structures du rift sont scellées -Premier prisme de rebord de plate-forme	
TrA		U-A	Erosion interne Discordance	Toplap Onlap		↖	Aggradation puis progradation		
SbO-A		U-OA	Discordance	Onlap			Aggradation	Rifting faible	
SUB		U-subM U-subP	Polygénique	Toplap			Aggradation	Rifting important	

Figure 16 : Caractéristiques de la partie occidentale de la plate-forme miocène déduites de l'analyse des séquences sur les données de forages et de l'analyse des unités sur les profils sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.












PARTIE ORIENTALE DE LA PLATE-FORME MIOCENE - LRM28 & MDT05									
Nom des surfaces	Code couleur des unités	Nom des unités	Caractérisation des surfaces	Terminaison des réflecteurs	Evolution des offlap-break		Dynamique sédimentaire	Evènements remarquables	
					Aval	Amont			
SbM		U-M	Erosive	?	?	↑	Unité chaotique messinienne	Effondrement de l'ensemble de la plate-forme, anté-pliocène, post dépôt de l'unité U-TM - Réactivation des failles de la structure d'Autan - Grand prisme progrant (au moins 30Km)	
TrT1		U-TM	?	Downlap		↖	Progradation		
SbT1		U-T	Erosive	Downlap		↖	Progradation	Grand prisme progrant	
TrLS		U-L	?	Toplap			?	-Grand prisme progrant -Premier prisme de rebord de plate-forme visible	
SbB		U-BL	Erosive	Downlap		↖	Progradation		
ImB		U-B2		Downlap		↖	Progradation faible	La terminaison distale se biseaute sur l'unité inférieure	
TrB		U-B1	Transgressive	Onlap		↖	?		
SbA		U-AB	Erosive	Downlap		↖	?	La majorité des structures liées à la phase de rifting sont scellées	
TrA		U-A	Discordance	Toplap Onlap		↖	Aggradation		
SbO-A		U-OA	Discordance	Onlap			?	Structuration de la marge	
SUB		U-subM U-subP	Polygénique	Toplap				Importante structuration de la marge, forte déformation	

Figure 17 : Caractéristiques de la partie orientale de la plate-forme miocène déduites de l'analyse des séquences sur les données de forages et de l'analyse des unités sur les profils sismiques. Légende de l'interprétation stratigraphique en début de l'annexe 1.

ANNEXE 2

**Analyse des diagraphies de forages du bassin
sédimentaire du Roussillon.**

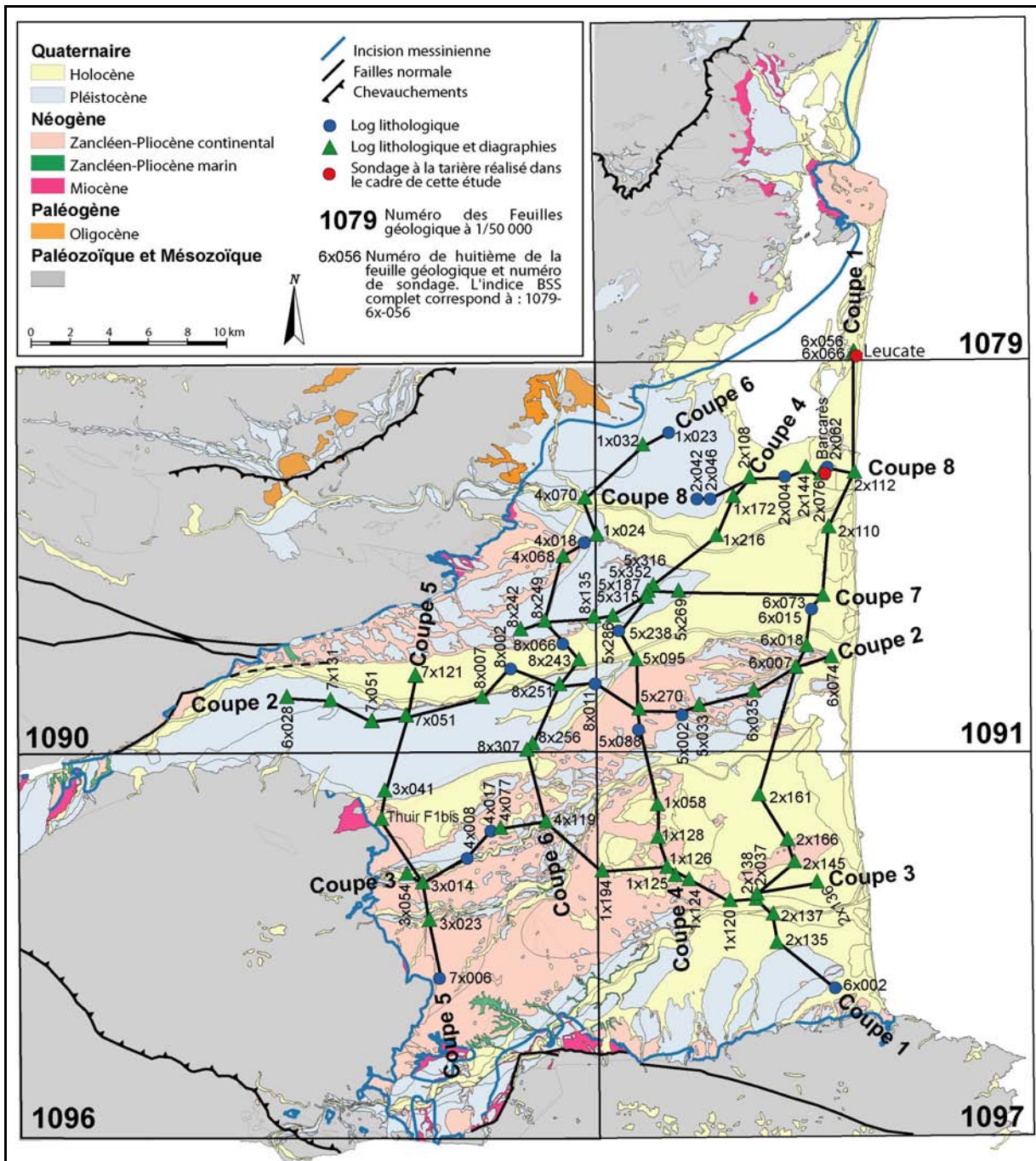









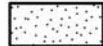




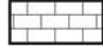

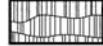



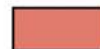










Figure 18 : Carte de localisation des 8 coupes réalisées sur le bassin du Roussillon.

Légende des coupes


Lithologie des cuttings

	Conglomérat (galets)		Graviers
	Micro-conglomérat (graviers)		Végétaux
	Grès		coquilles
	Sable grossier		Tourbes, lignites
	Sable moyen		
	Sable fin		
	Sable argileux		
	Argile sableuse		
	Marne		
	Argile		
	Calcaire		
	Dolomie		
	Basalte		
	Scories basaltiques		

Couleur des cuttings


	Rougeâtre		Noirâtre
	Brun		Kaki
	Ocre, Orangé		Verdâtre
	Beige		Gris
	Jaune		Gris-bleu
	Rosée		Bleu
	Gris-beige		

Autre

	Zone crépinée
1091-2x-0144	Numéro d'archivage du Brgm(BSS)

Interprétations environnementales et stratigraphiques

PLIOCENE & QUATERNAIRE

		Chenaux fluviatiles
		Plaine d'inondation
		Palustre
		Marin sableux
		Marin argileux

MIOCENE



MESOZOIQUE



Hc : Holocène continental

PQ1, PQ2 : Prismes quaternaires

TQ : Terrasses alluviales quaternaires

P1, P2, P3, P4, P5 : Prismes pliocènes

PT : Prismes transgressifs

arg : Faciès marin argileux

pal : Faciès palustre

cont : Faciès continental

Surfaces majeures


	Surface de régression
	Surface de transgression
	Surface de maximum d'inondation

Figure 19 : Légende des coupes du bassin du Roussillon et du bassin de l'Hérault.

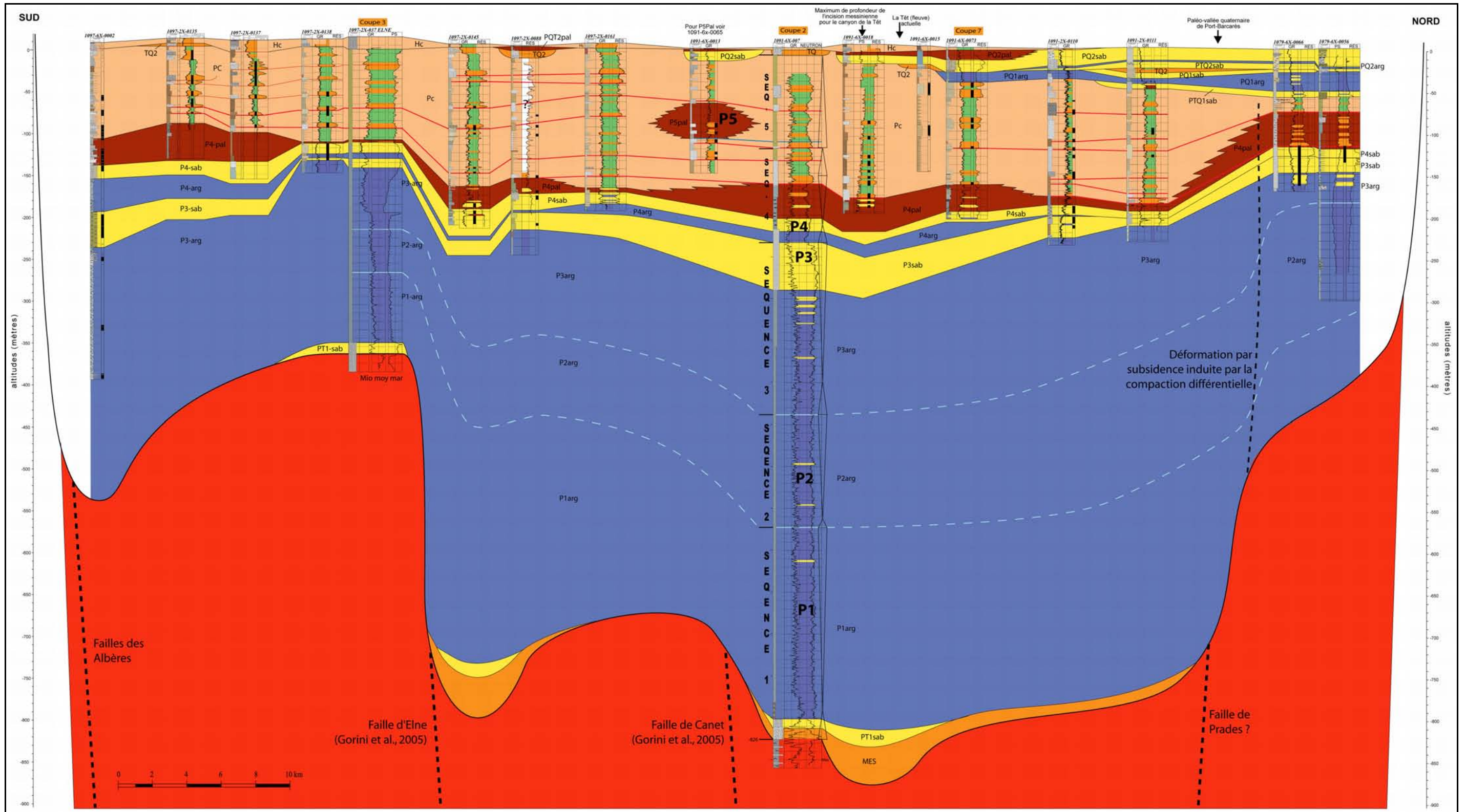


Figure 20 : Coupe n°1, orientée Sud-Nord, elle se localise à proximité du littoral actuel. La surface d'érosion messinienne est interprétée à partir des deux sondages pétroliers Elne et Canet, les maxima d'incision sont placés au droit des forages indiquant un maximum de subsidence

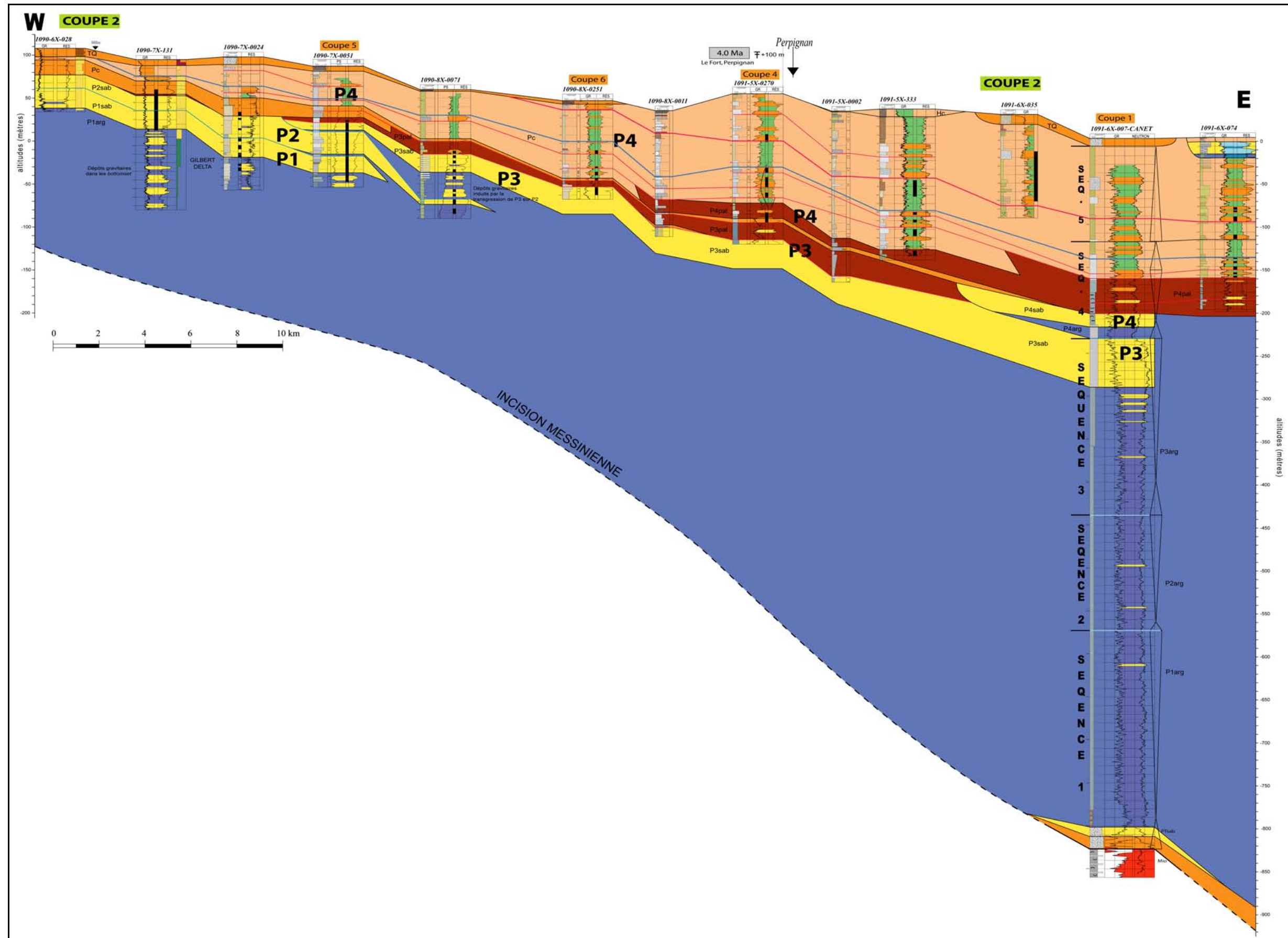


Figure 21 : Coupe n°2, orientée Ouest-Est, elle est située au droit de l'axe fluviale de la Têt et traverse le forage pétrolier Canet

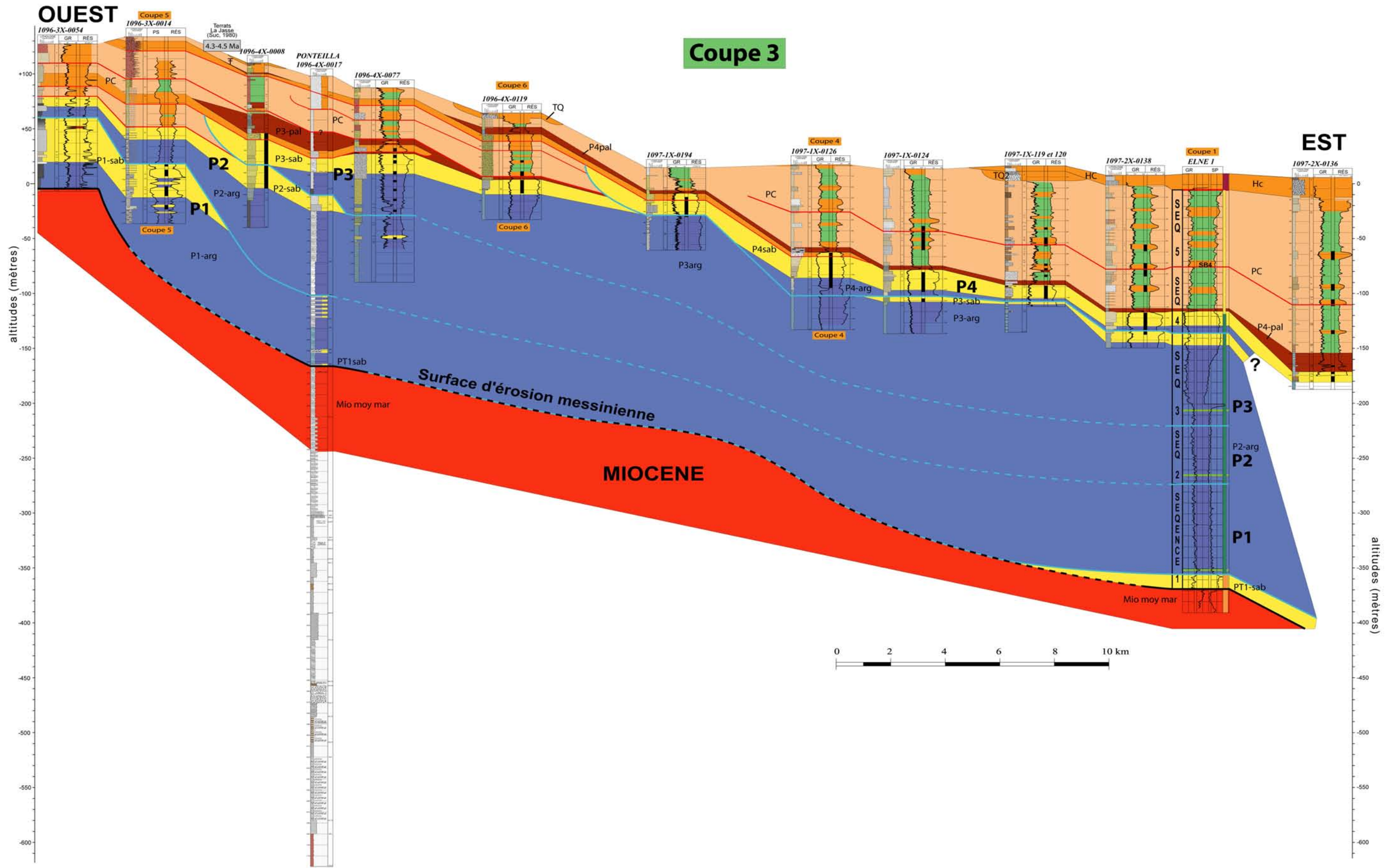


Figure 22 : Coupe n°3, orientée Ouest-Est, elle permet d'esquisser la géométrie amont-aval de la surface messinienne grâce notamment au forage pétrolier Elne en partie distale. Cette coupe présente également l'empilement des prismes depuis P1 jusqu'à P4

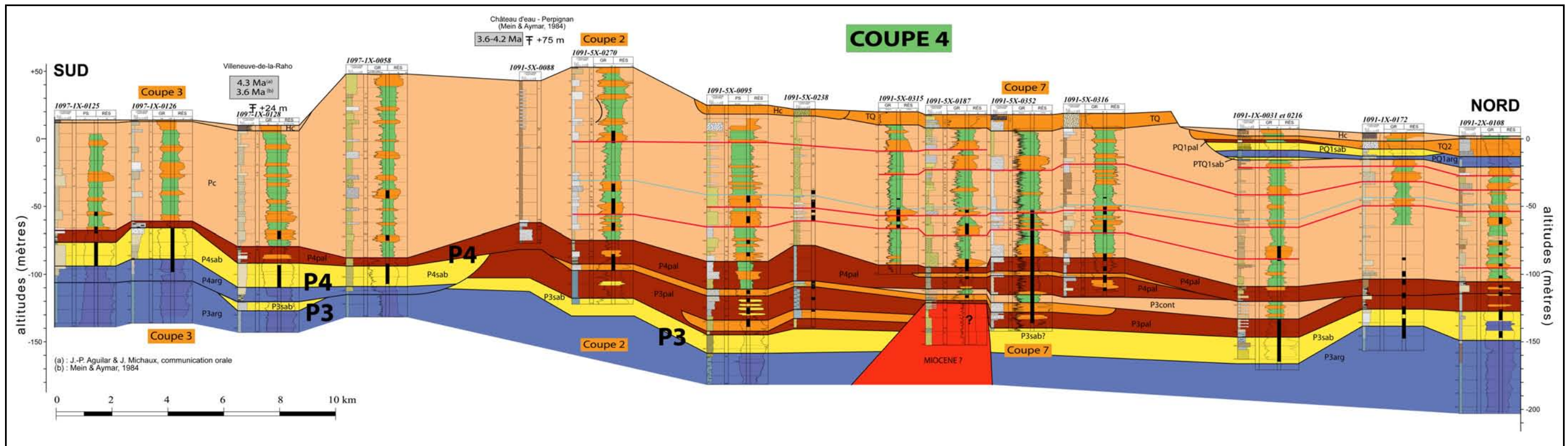


Figure 23 : Coupe n°4 orientée Sud-Nord, elle intègre les données stratigraphique des gisement fossilifères de Perpignan et de Villeneuve-de-la-Raho

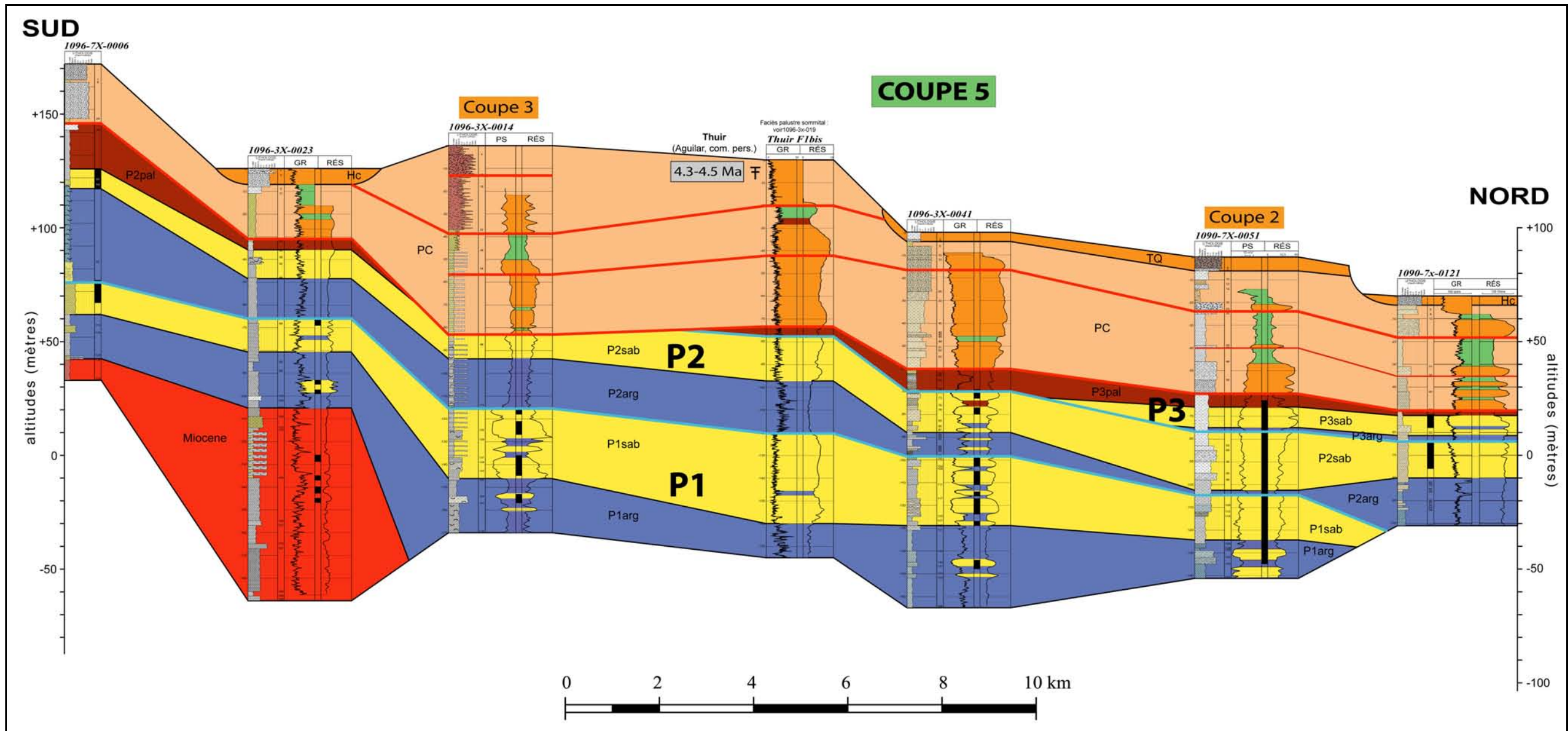


Figure 24 : Coupe n°5 orientée Sud-Nord, au pied du massif des Albères.

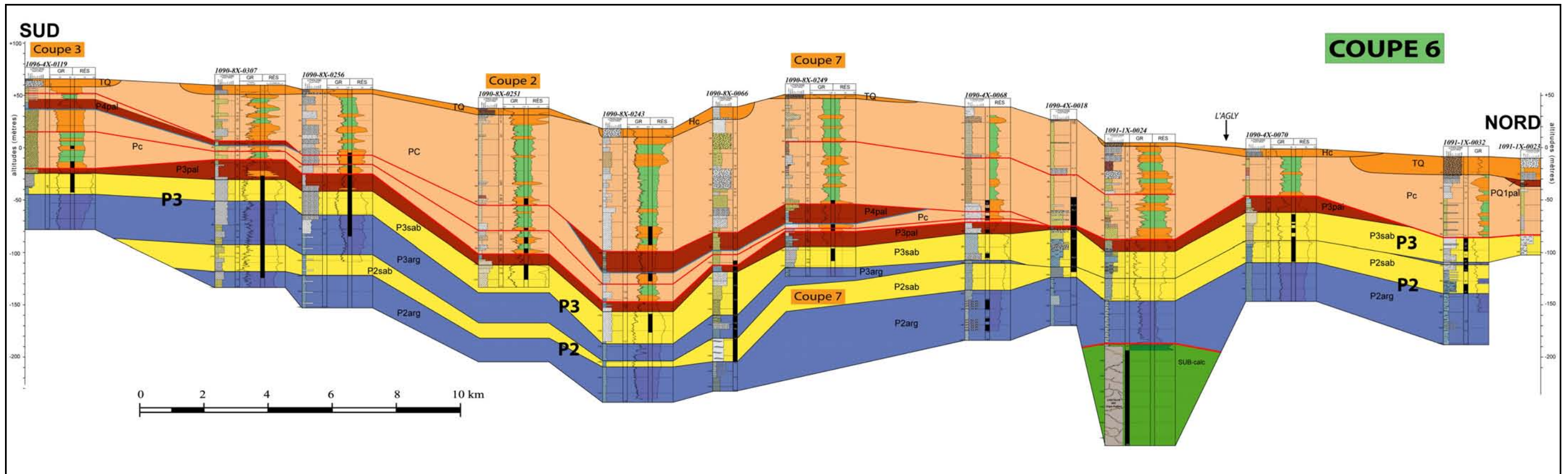


Figure 25 : Coupe n°6 orientée Sud-Nord, elle permet d'observer la superposition des prismes P2, P3, P4 et illustre les déformations affectant le toit des faciès marins dont le maximum de subsidence est localisé au droit du canyon messinien de la Têt

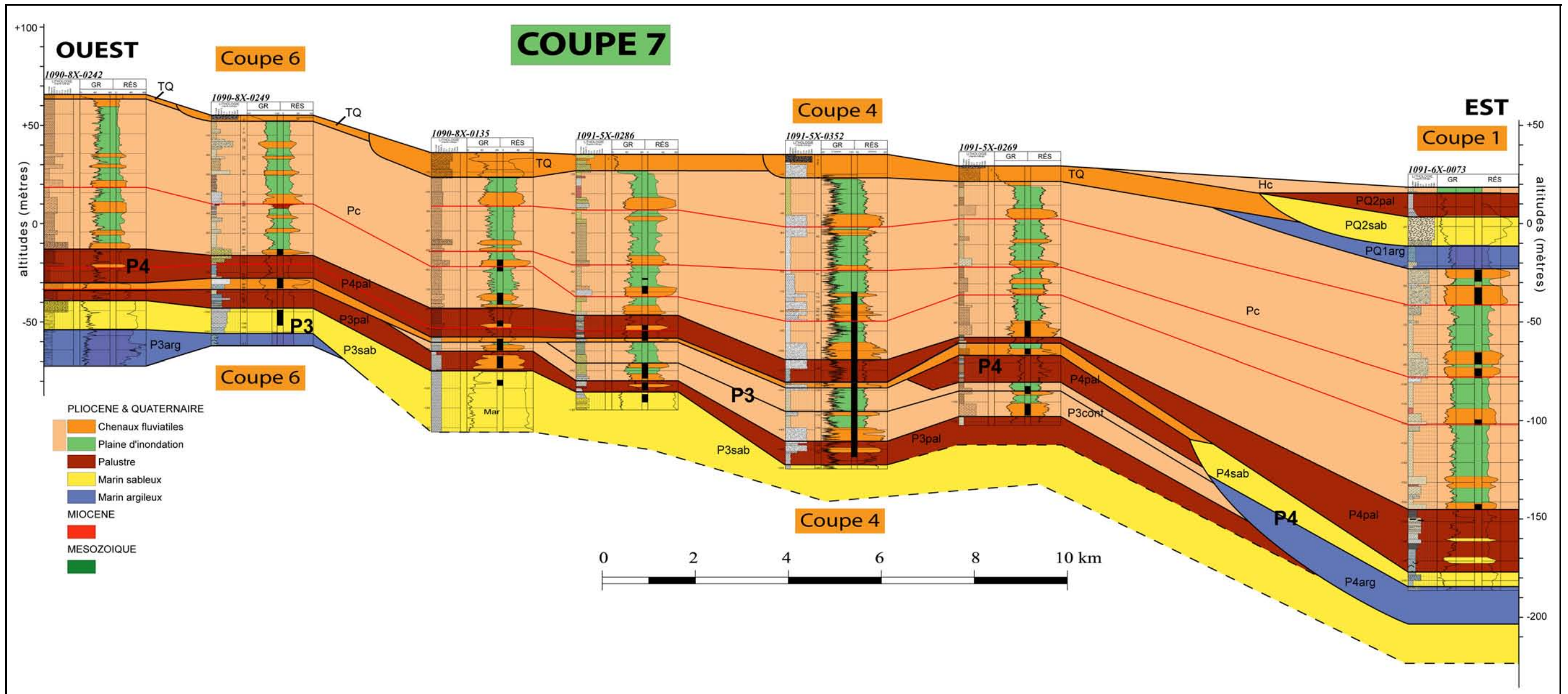


Figure 26 : Coupe 7, orientée Ouest - Est sur la partie Nord du bassin du Roussillon. Son intérêt majeur est de mettre en évidence la transgression du prisme P4 s'exprimant par l'empilement des faciès palustre (P4pal) au-dessus de faciès continentaux du prisme P3 (P3cont)

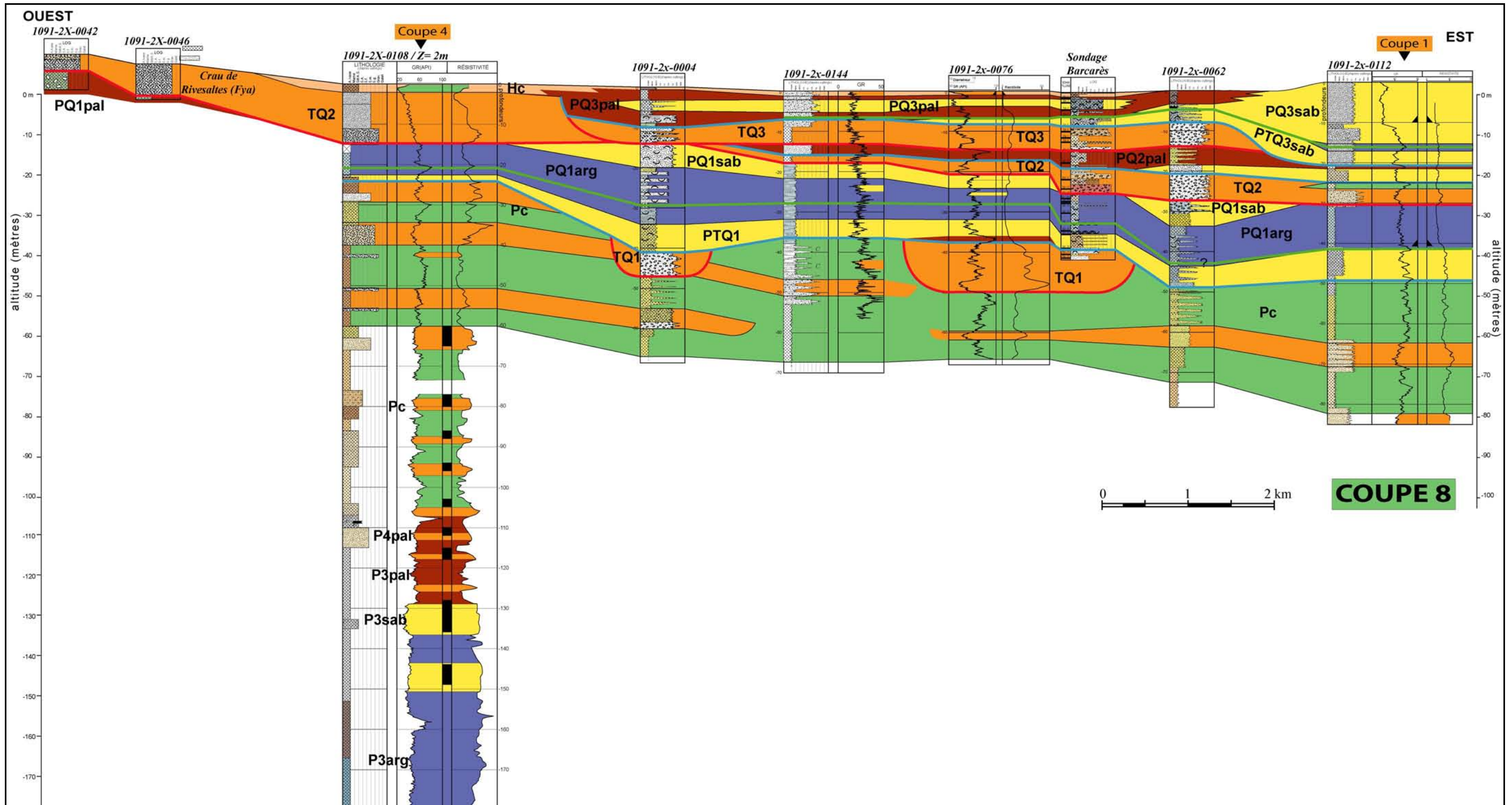


Figure 27 : Coupe 8, orientée Ouest - Est sur la partie Nord du bassin du Roussillon. Son intérêt majeur est de mettre en évidence l'architecture des formations littorales quaternaires.