

Document public

# Le delta du Rhône : géodynamique postglaciaire

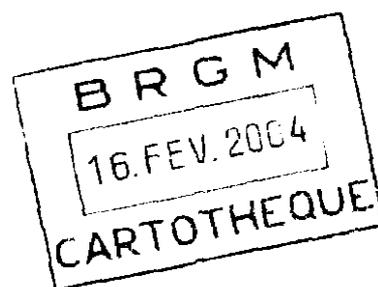
Rapport final

BRGM/RP-52179-FR

juillet 2003

Étude réalisée dans le cadre du Référentiel  
Géologique de la France

J. Boyer, C. Duvail & P. Le Strat



Mots clés : Golfe du Lion ; delta du Rhône ; Camargue ; postglaciaire ; diagraphies ; stratigraphie génétique ; stratigraphie séquentielle ; géomorphologie.

En bibliographie, ce rapport sera cité de la façon suivante :

Boyer J., Duvail C. & Le Strat P. (2003) – *Le delta du Rhône : géodynamique postglaciaire*.  
Rapport BRGM/RP-52179-FR, 99 p.

© BRGM, 2003, ce document ne peut être reproduit en totalité ou en partie sans l'autorisation expresse du BRGM.

## Synthèse

**C**ette étude s'inscrit dans le programme du BRGM : référentiel géologique de la France. L'objectif est double : (1) réaliser une modélisation lithostratigraphique et séquentielle, calibrée sur modèle génétique, des prismes postglaciaires du delta du Rhône ; (2) essayer de déterminer et hiérarchiser les processus et les paramètres à l'origine de l'architecture du delta (subsidence, eustatisme, production sédimentaire, production biologique, climat, anthropisme).

A partir des données disponibles (bibliographie, cartes géologiques, données de forages et diagraphies réunies à partir des Banques du Sous-Sol des Services Géologiques Régionaux de Languedoc-Roussillon et Provence-Alpes-Côte d'Azur), trois grands travaux ont pu être menés : (1) la réalisation d'une carte de synthèse géologique, hydrographique et structurale ; (2) la construction d'un modèle sédimentologique, en terme de stratigraphie génétique, à partir de puits à diagraphies espacés d'une centaine de mètres environ, sur des transects longs de un à deux kilomètres ; (3) l'étude de quatre profils en subsurface, en terme de stratigraphie séquentielle, à partir de puits espacés de un à deux kilomètres.

Au sein du modèle sédimentologique, chaque puits diagraphié est analysé selon la méthodologie suivante : numérisation et digitalisation des diagraphies, déconvolution sédimentologique des diagraphies, calibrage sur carotte afin de déterminer les environnements de dépôt, identification des surfaces remarquables, corrélation des surfaces par comparaison de l'évolution des modes d'empilement des séquences et paraséquences. Le modèle sédimentologique mis en place sur ces transects longs de un à deux kilomètres est ensuite appliqué à des puits espacés de un à deux kilomètres au sein de quatre grands profils traversant l'ensemble du delta du Rhône.

La corrélation, en terme de stratigraphie séquentielle, des données lithologiques de 160 puits formant les quatre profils permet de distinguer, en partie émergée du delta :

- quatre épisodes majeurs transgressifs interprétés comme des phases de ralentissement voire de stabilisation du niveau marin pendant la remontée post-glaciaire ;
- une surface d'ennoyage maximum majeure ;
- cinq deltas progradants majeurs.

La dynamique rétrogradante est matérialisée par quatre systèmes transgressifs successifs à des niveaux NGF différents. La dynamique progradante s'exprime, en position distale, par cinq lobes deltaïques et en position proximale, par une alternance de périodes d'incision et de périodes d'aggradation des dépôts palustres et continentaux. Ces deux dynamiques sont liées d'une part, aux variations eustatiques globales (remontée du niveau marin jusque vers 6000 BP puis quasi-stabilisation jusqu'à aujourd'hui) et d'autre part, à des phénomènes locaux comme la subsidence qui est importante et omniprésente durant toute l'édification du delta. Il existe ainsi des basculements successifs, vers le Sud, du delta liés aux différents stades de progradation.

Enfin, ce travail pourra être intégré dans une démarche de prospective concernant l'étude de l'évolution du trait de côte sur le littoral du Golfe du Lion.

# Sommaire

<b>INTRODUCTION .....</b>	<b>8</b>
<b>1. LA PRÉSENTATION DU SECTEUR D'ÉTUDE ET LA PROBLÉMATIQUE ASSOCIÉE .....</b>	<b>9</b>
<b>1.1. PRÉSENTATION DE L'ÉTUDE.....</b>	<b>9</b>
1.1.1. Les objectifs .....	9
1.1.2. Les données disponibles.....	9
1.1.3. La méthodologie adoptée .....	10
<b>1.2. PRÉSENTATION GÉOGRAPHIQUE DU DELTA DU RHÔNE.....</b>	<b>10</b>
<b>1.3. SYNTHÈSE DES GRANDS DOMAINES GÉOLOGIQUES DU DELTA DU RHÔNE.....</b>	<b>13</b>
1.3.1. La réalisation d'une carte des différents domaines géologiques .....	13
1.3.2. La description des grands domaines de dépôts récents.....	16
a) La Haute Camargue.....	16
b) La Moyenne Camargue.....	16
c) La Basse Camargue.....	17
1.3.3. La tectonique et la subsidence dans le delta du Rhône : état des connaissances.....	18
a) Les failles.....	18
• La faille de Nîmes .....	20
• L'accident de Salon-Cavaillon .....	20
• Le centre du delta.....	21
b) La subsidence .....	21
• Les données géomorphologiques.....	21
• Les données archéologiques.....	22
• Les données marégraphiques.....	23
1.3.4. La paléogéographie du Quaternaire à l'actuel .....	23
a) Comment mettre en évidence les variations du niveau marin relatif dans une mer à effets de marée pratiquement nuls : les différentes méthodologies adoptées par les auteurs .....	25
b) Les grandes tendances évolutives du niveau marin relatif depuis 18 000 ans.....	27
• La remontée du niveau marin .....	27
• La stabilisation.....	29
• La progradation.....	29
<b>1.4. L'INFLUENCE DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF SUR LA SÉDIMENTATION DELTAÏQUE .....</b>	<b>31</b>
1.4.1. Lors d'une élévation rapide et importante du niveau marin relatif.....	31
1.4.2. Lors d'une élévation lente et continue du niveau marin relatif .....	33
1.4.3. Lors d'une baisse lente et faiblement destructrice du niveau marin relatif .....	33
1.4.4. Lors d'une baisse importante et très destructrice du niveau marin relatif.....	34
1.4.5. Conclusion .....	34
<b>1.5. L'INFLUENCE ET L'INTERACTION DES PARAMÈTRES RÉGISSANT L'ÉVOLUTION DES PROCESSUS DE SÉDIMENTATION DANS LE DELTA DU RHÔNE</b>	<b>35</b>
1.5.1. La subsidence et l'eustatisme .....	35
1.5.2. La production sédimentaire, le climat et l'anthropisme.....	36
<b>1.6. LA CONSTRUCTION HOLOCÈNE DU DELTA DU RHÔNE.....</b>	<b>37</b>
1.6.1. Le stade pointu du delta .....	37
1.6.2. La mise en place d'un delta de type digité .....	37

1.6.3. La fermeture des bras les plus anciens.....	41
1.6.4. Le développement du Grand Rhône et du Petit Rhône.....	41
<b>2. LA GÉOMÉTRIE DES PRISMES POSTGLACIAIRES DU DELTA DU RHÔNE : LES TRAVAUX ANTÉRIEURS .....</b>	<b>43</b>
<b>3. L'APPROCHE DE SUBSURFACE : LES ANALYSES ET LES CORRÉLATIONS .....</b>	<b>54</b>
<b>3.1. RAPPELS HISTORIQUES ET GRANDS PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE .....</b>	<b>54</b>
<b>3.2. LE MODÈLE SÉDIMENTOLOGIQUE.....</b>	<b>58</b>
3.2.1. La présentation des données.....	58
3.2.2. L'identification et le calibrage des faciès et des surfaces remarquables.....	60
a) Les concepts d'interprétation des diagraphies différées.....	60
b) Le calibrage des diagraphies sur un forage carotté.....	62
3.2.3. La corrélation des surfaces remarquables et des séquences génétiques.....	66
<b>3.3. LES GRANDS PROFILS .....</b>	<b>71</b>
3.3.1. Le profil 1 .....	73
3.3.2. Le profil 2 .....	73
3.3.3. Le profil 3 .....	76
3.3.4. Le profil 4 .....	76
3.3.5. Bilan sur les profils .....	79
<b>3.4. LA VUE EN 3 DIMENSIONS DU DELTA DU RHÔNE.....</b>	<b>80</b>
<b>3.5. LA RÉALISATION DE CARTES EN ISOHYPSES .....</b>	<b>80</b>
<b>4. DISCUSSION ET ESSAI DE PROSPECTIVE.....</b>	<b>85</b>
<b>CONCLUSION.....</b>	<b>89</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE .....</b>	<b>90</b>

## Liste des illustrations

Fig. 1 - Les courants de dérive littorale en Languedoc-Roussillon, d'après Clique et al. (1984) modifié.....	11
Fig. 2 - Carte IGN à l'échelle 1/250 000 du delta du Rhône.....	12
Fig. 3 - Carte géologique du delta du Rhône réalisée à partir des feuilles de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) à l'échelle 1/250000.....	14
Fig. 4 - Carte simplifiée des dépôts récents du delta du Rhône dessinée à partir des cartes géologiques de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) à l'échelle 1/250 000.....	15
Fig. 5 - Image satellite Landsat du delta du Rhône et des côtes de Provence (d'après <a href="http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/">http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/</a> ).....	17
Fig. 6 - Carte des principaux axes structuraux de la zone du delta du Rhône réalisée à partir des feuilles de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) à l'échelle 1/250 000, et des travaux de Guennoc et al. (2000).....	19
Fig. 7 - Tableau stratigraphique et corrélations entre les glaciations, le paléomagnétisme et les stades isotopiques au Quaternaire (d'après (1) Raymo et al. (communication orale) ; Farjanel et Courbouleix (communication orale) ; Foucault et Raoult, 1997 ; Riser et al., 1999).....	24
Fig. 8 - Tableau stratigraphique et de synthèse sur les variations du niveau marin et la chronologie des bras du Rhône au cours de l'Holocène, d'après Farjanel et Courbouleix (communication orale) ; (3) Bloch (1976) ; (2) Labeyrie et al. (1976) ; (1) Aloïsi et al. (1978) ; (8) L'Homer et al. (1981) ; (10) L'Homer et al. (1987) ; (4) Raban (1987) ; (5) Ambert (1994) ; (6) Bard et al. (1996) ; (12) Vella et Provansal (2000) ; (7) L'Homer et al. (2002).....	28
Fig. 9 - Processus successifs durant une élévation rapide du niveau marin relatif, d'après L'Homer et al. (1981) modifié.....	32
Fig. 10 - Cas d'une baisse lente légèrement destructrice du niveau marin relatif, d'après L'Homer et al. (1981) modifié.....	34
Fig. 11a - Principales étapes de l'évolution du delta du Rhône depuis 7000 BP, d'après L'Homer et al. (1981) modifié.....	38
Fig. 11b - Principales étapes de l'évolution du delta du Rhône depuis 7000 BP (suite), d'après L'Homer et al. (1981) modifié.....	39
Fig. 12 - Carte des anciens bras et des bras actuels du Rhône.....	40
Fig. 13 - Bilans sédimentaires du prodelta et du delta depuis 1895, d'après Provansal et al. (sous presse).....	42
Fig. 14 - Coupe Nord-Sud à travers les dépôts du delta récent, d'après Kruit (1955) modifié.....	43
Fig. 15 - Coupes à partir de sondages à la tarière et carte de localisation des sections, dans les dépôts les plus récents du delta du Rhône, d'après Kruit (1955) modifié.....	45
Fig. 16 - Localisation des sondages carottés et des principaux types de sable dans le delta holocène récent, d'après Oomkens (1970) modifié.....	46
Fig. 17 - Bloc-diagramme schématisé dans le complexe deltaïque postglaciaire du Rhône, d'après Oomkens (1970) modifié.....	47
Fig. 18 - Corrélations lithologiques, selon une coupe Nord-Sud, à travers le complexe deltaïque postglaciaire du Rhône, d'après Oomkens (1970) modifié.....	48
Fig. 19 - Coupe temps montrant l'organisation stratigraphique et la lithologie des dépôts postglaciaires (voir localisation en figure 20), d'après Gensous et Tesson (1997).....	49

Fig. 20 - Les principales étapes de la transgression postglaciaire sur le plateau rhodanien, d'après Gensous et Tesson (1997) modifié.....	50
Fig. 21 - Les paraséquences postglaciaires : corrélation avec la courbe de variations du niveau marin, d'après Bard et al. (1993) ; Gensous et Tesson (1997).....	51
Fig. 22 - Modèle génétique holocène, d'après Duvail et al. (2001).....	52
Fig. 23 : Carte de répartition des forages disponibles en BSS sur le delta du Rhône.....	55
Fig. 24 - Schéma chronostratigraphique, d'après Vail (1976) ; Ravenne (2002).....	56
Fig. 25 - Comparaison entre les corrélations lithostratigraphiques et de stratigraphie séquentielle, d'après Eschard et al. (1991) ; Ravenne (2002). ....	57
Fig. 26 - Stratigraphie séquentielle, modèle de corrélation, d'après Lafont (1994) ; Ravenne (2002).....	58
Fig. 27 - Carte de localisation des transects utilisant les forages à diagraphies et du forage carotté RH 128 (Oomkens, 1970).....	59
Fig. 28 - Corrélations entre la radioactivité naturelle et la taille des grains, d'après Serra et Sulpice (1975) ; Serra (1985).....	61
Fig. 29 - Caractéristiques diagraphiques des séquences théoriques de progradation et de rétrogradation, d'après Rider et Laurier (1979) ; Serra (1985).....	62
Fig. 30 - Calibrage des données diagraphiques sur le forage carotté RH 128 (Oomkens, 1970).....	63
Fig. 31 - Séquence transgressive, d'après Oomkens (1970) modifié.....	64
Fig. 32 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 1).....	67
Fig. 33 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 2).....	68
Fig. 34 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 3).....	69
Fig. 35 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 4).....	70
Fig. 36 - Carte de localisation du modèle sédimentologique et des grands profils traversant le delta du Rhône.....	72
Fig. 37 - Profil 1.....	74
Fig. 38 - Profil 2.....	75
Fig. 39 - Profil 3.....	77
Fig. 40 - Profil 4.....	78
Fig. 41 - Précisions sur les datations au radiocarbone positionnées dans le profil 4.....	79
Fig. 42a - Bloc diagramme réalisé à partir de la carte des domaines géologiques du delta du Rhône et du profil 1.....	81
Fig. 42b - Bloc diagramme réalisé à partir de la carte des domaines géologiques du delta du Rhône et du profil 3.....	82
Fig. 43 - Progradation du lobe de Saint-Ferréol, d'après Provansal et al. (sous presse).....	83
Fig. 44 - Carte en isohypses de la surface d'incision messinienne et du toit des cailloutis pléistocènes.....	84
Fig. 45 - Architecture stratigraphique, d'après Homewood et al. (1999).....	86

## **Introduction**

Le mémoire présenté est issu d'un travail réalisé au cours d'un stage au BRGM, au sein du Service Géologique Régional du Languedoc-Roussillon à Montpellier, qui s'est déroulé de juillet 2002 à mars 2003. Il s'inscrit dans le programme du BRGM : référentiel géologique de la France.

Le stage a consisté principalement à travailler sur un sujet de recherche concernant les dépôts postglaciaires du delta du Rhône (étude en terme de géométrie, architecture et mécanismes).

Ce rapport est constitué de quatre parties :

- la première a pour but de présenter le cadre de l'étude (objectifs, présentation géographique et géologique) ;
- la seconde fait le point sur les travaux antérieurs, et en particulier, sur la géométrie et l'architecture en profondeur des dépôts postglaciaires du delta du Rhône ;
- la troisième partie expose la méthodologie adoptée et les résultats obtenus ;
- une dernière partie est consacrée à une discussion et à un élargissement du sujet en terme de prospective.

# **1. La présentation du secteur d'étude et la problématique associée**

Cette première partie présente les objectifs et la méthodologie adoptée pour cette étude. Suivent ensuite une présentation géographique et géologique pour en fixer le cadre.

## **1.1. PRESENTATION DE L'ETUDE**

### **1.1.1. Les objectifs**

Cette étude s'est fixée deux objectifs principaux :

- la modélisation lithostratigraphique et séquentielle, calibrée sur modèle génétique, des prismes postglaciaires du delta du Rhône ;
- un essai de détermination et de hiérarchisation des processus à l'origine de l'architecture du delta du Rhône (subsidence, eustatisme, production sédimentaire, production biologique, climat, anthropisme).

Cette démarche s'inscrit dans un objectif plus général à caractère hydrogéologique qui consiste à modéliser les réservoirs en domaine deltaïque.

### **1.1.2. Les données disponibles**

Pour parvenir à ces objectifs, un certain nombre de données sont disponibles :

- les données tirées de la bibliographie (datations au radiocarbone, données stratigraphiques) ;
- les cartes géologiques, éditées par le BRGM, à l'échelle 1/50 000 et 1/250 000 qui couvrent la zone du delta du Rhône ;
- les données de subsurface et les données de géophysique (diagraphies) réunies à partir des Banques du Sous-Sol des Services Géologiques Régionaux du Languedoc-Roussillon (Montpellier) et de Provence-Alpes-Côte d'Azur (Marseille).

### **1.1.3. La méthodologie adoptée**

L'étude des géométries des dépôts postglaciaires du delta du Rhône doit comprendre une approche à la fois cartographique et de subsurface. Pour satisfaire à ces deux conditions, la démarche adoptée comprend les étapes suivantes :

- la réalisation d'une carte de synthèse géologique, structurale et hydrographique ;
- la construction d'un modèle sédimentologique et séquentiel à partir d'un secteur à maille décimétrique de puits diagaphiés ;
- l'étude de grands transects en subsurface à maille hectométrique à kilométrique, en terme de stratigraphie séquentielle.

## **1.2. PRESENTATION GEOGRAPHIQUE DU DELTA DU RHONE**

Seul appareil sédimentaire important des côtes de France métropolitaine, le delta du Rhône est néanmoins de dimensions restreintes (65 km en largeur et 35 km en profondeur) même s'il occupe une grande partie du littoral du Golfe du Lion.

Il se situe en bordure d'une mer à effets de marée pratiquement nuls : la différence d'amplitude moyenne entre une marée haute et une marée basse normales, dans la partie nord-ouest de la Méditerranée, est de l'ordre de 20 cm (Oomkens, 1970). De ce fait, aucun courant de marée important n'est enregistré le long du rivage du delta.

Par contre, des courants marins côtiers sont très présents (fig. 1). Beaucoup d'entre eux sont gouvernés par le vent. Le vent prédominant est un vent de terre soufflant du NNW à WNW (« le Mistral »). Il est le plus fréquent et le plus violent. Il peut faire baisser le niveau de la mer le long de la côte d'environ 50 cm (Kruit, 1955).

Le vent de mer le plus fréquent, facteur de précipitations, souffle, lui, du Sud-Est et peut faire monter le niveau de la mer le long de la côte d'environ 1 m.

Les rivages du delta du Rhône subissent ainsi de continuelles variations morphologiques et sont le siège, tantôt de graves érosions qui menacent l'arrière-pays, tantôt d'accumulations massives aboutissant à un accroissement du domaine continental.

Du point de vue de ses limites à terre, le delta commence un peu en amont d'Arles (fig. 2). A hauteur de cette même ville, le Rhône se divise en deux bras : le Grand Rhône à l'Est et le Petit Rhône à l'Ouest. Ces deux bras isolent la Camargue qui constitue le cœur du delta. Celui-ci s'étend à l'Ouest jusqu'à l'étang de Mauguio et le Grau du Roi, en englobant la Petite Camargue située au sud-ouest du Petit Rhône. Vers le Nord-Ouest, ce sont les bordures des Costières qui constituent ses limites. Au Nord-Est, il est délimité par l'extrémité des Alpilles, et à l'Est par les bordures de la plaine de la Crau. Cet ensemble couvre une superficie de près de 175 000 hectares dont 75 000 hectares se situent en Camargue.

Dans la partie marine du delta, au-delà du talus qui est entaillé par des canyons sous-marins, s'étend un vaste appareil lobé dont l'influence se fait sentir jusqu'à 2000 m de profondeur.

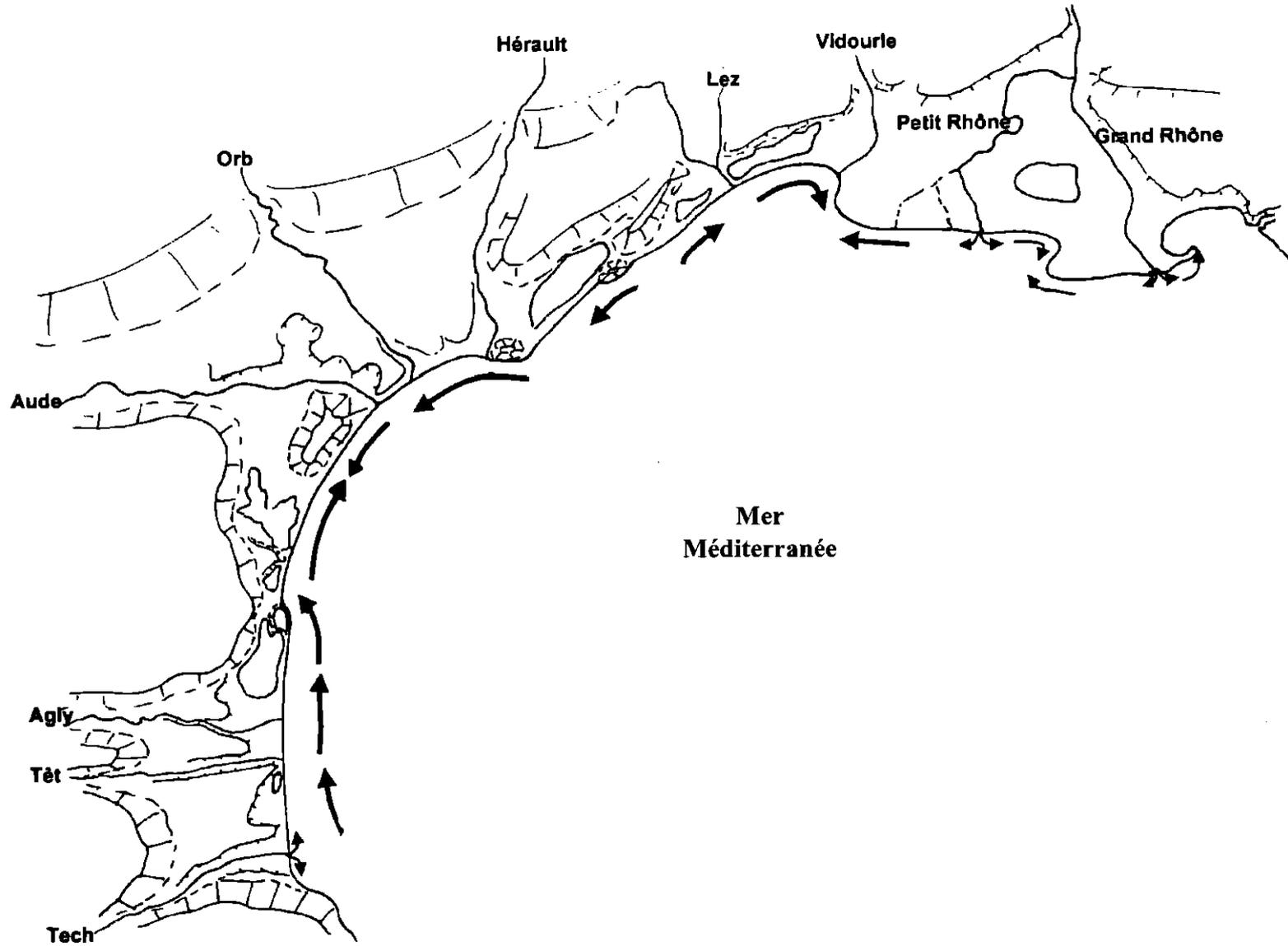


Fig. 1 - Les courants de dérive littorale en Languedoc-Roussillon, d'après Clique et al. (1984) modifié



Fig. 2 - Carte IGN à l'échelle 1/250 000 du delta du Rhône

### **1.3. SYNTHÈSE DES GRANDS DOMAINES GÉOLOGIQUES DU DELTA DU RHÔNE**

#### **1.3.1. La réalisation d'une carte des différents domaines géologiques**

L'approche cartographique et géologique a tout d'abord consisté à construire une carte de synthèse des grands domaines géologiques du delta du Rhône à partir des cartes géologiques préexistantes (fig. 3) à l'échelle 1/250 000 (Feuille de Marseille, 1979 ; Feuille de Valence, 1980 ; Feuille de Montpellier, à paraître).

Cette réalisation s'est effectuée en plusieurs étapes :

- la numérisation des feuilles de Marseille, Montpellier et Valence ;
- leur géoréférencement sous le logiciel MapInfo ;
- la digitalisation des grands domaines géologiques.

La carte obtenue met en évidence que la construction deltaïque holocène est installée dans une dépression bordée par des épandages fluviaux pléistocènes (fig. 4).

Cette carte permet d'avoir une vision plus concrète des grandes catégories d'environnements qui constituent le delta du Rhône :

- le système littoral formé par la coalescence de divers types de cordons littoraux sableux plus ou moins parallèles à la côte et dissymétriques entre la partie orientale du delta (cordons mal conservés) et la partie occidentale (cordons très bien conservés) ;
- les aires de décantation (lagunes et marais) ;
- le système fluvial récent (levées, méandres, chenaux abandonnés) grossièrement perpendiculaire aux systèmes précédents, et même souvent sécant ;
- les dépôts pléistocènes (en bordure du delta) qui comprennent les alluvions fluviales anciennes (Würm, Riss, anté-Riss), des colluvions, des dépôts de loess et des éboulis ;
- les dépôts pliocènes, peu abondants, de nature sablo-argileuse.

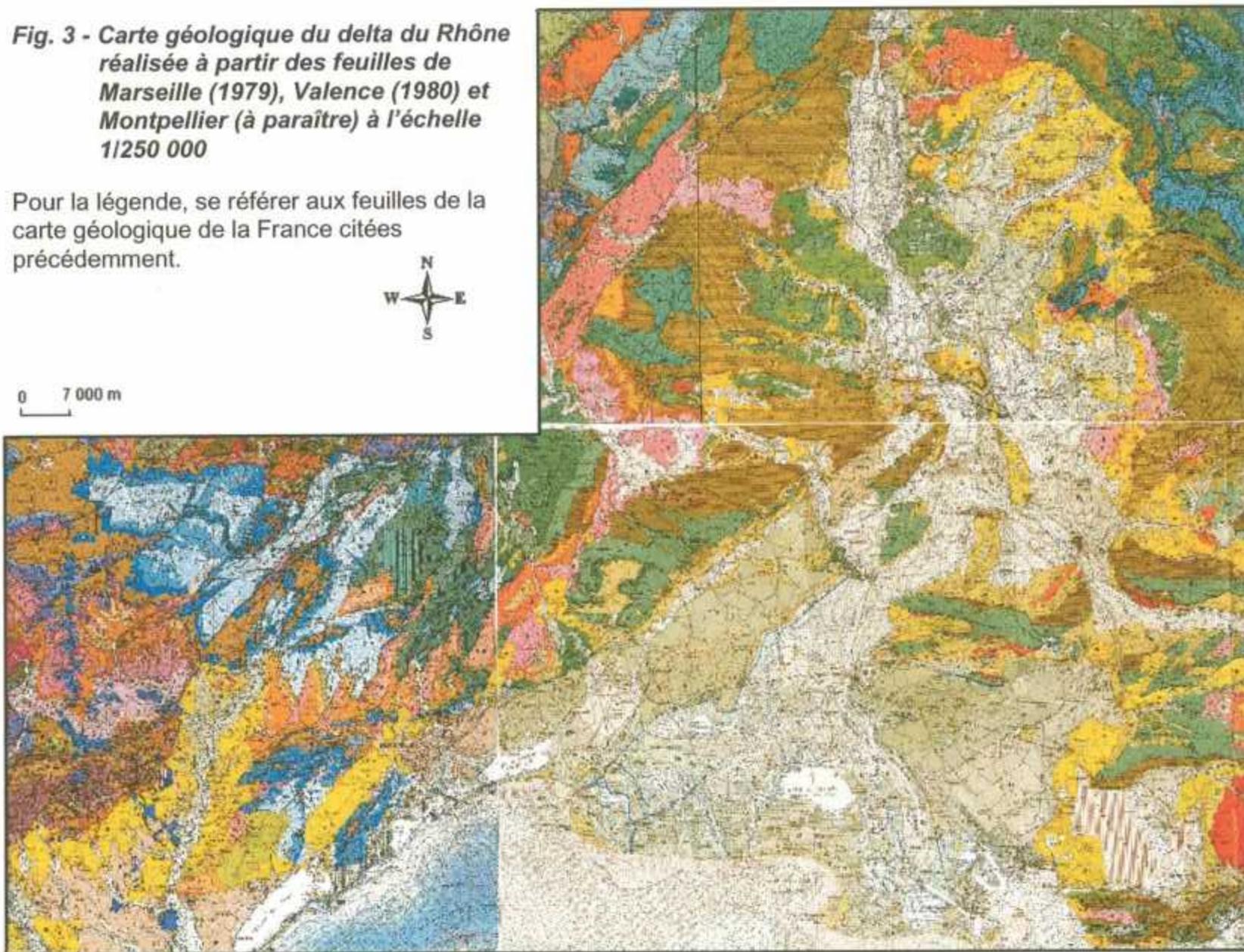
Cet ensemble d'environnements fait apparaître trois grands ensembles géologiques au sein de l'Holocène du delta du Rhône.

**Fig. 3 - Carte géologique du delta du Rhône réalisée à partir des feuilles de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) à l'échelle 1/250 000**

Pour la légende, se référer aux feuilles de la carte géologique de la France citées précédemment.



0 7 000 m



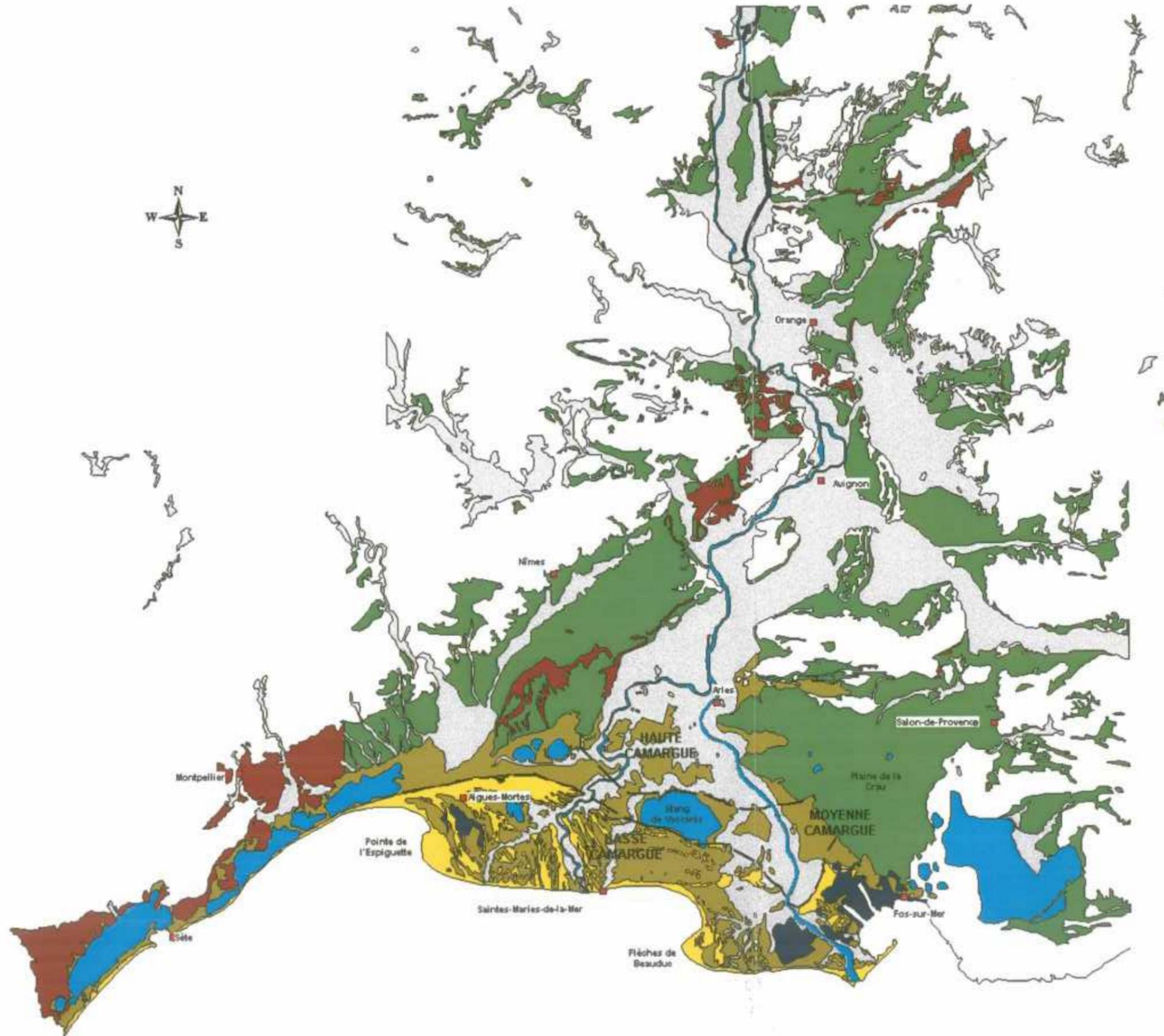


Fig. 4 - Carte simplifiée des dépôts récents du delta du Rhône dessinée à partir des cartes géologiques de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) à l'échelle 1/250 000

**LEGENDE**

-  Dépôts anthropiques
-  Etang ou fleuve actuel
-  Alluvions fluviales holocènes (limons, sables)
-  Dépôts palustres ou lagunaires (limons, tourbe)
-  Cordons littoraux (sables)
-  Dépôts pléistocènes (alluvions fluviales, colluvions et loess)
-  Dépôts pliocènes (sables, argiles)

0 5 000 m

### **1.3.2. La description des grands domaines de dépôts récents**

D'un point de vue lithologique, les dépôts postglaciaires camarguais sont constitués de lits alternés d'argiles, de limons et de sables fins plus ou moins salés (Heurteaux, 1997). Leur épaisseur est variable dans l'espace du fait de la morphologie tourmentée du substratum caillouteux : elle atteint 70 mètres à l'embouchure du Grand Rhône, mais seulement quelques mètres au nord de la Camargue.

Il existe une différence paysagère très marquée du Nord au Sud. Ce contraste paysager est dû à l'origine et au mode de dépôt des sédiments accumulés au cours des derniers millénaires. Du Nord au Sud, peuvent être distinguées la Haute Camargue, la Moyenne Camargue et la Basse Camargue.

#### **a) La Haute Camargue**

La Haute Camargue présente des dépôts fluvio-palustres. Les sédiments qui la constituent sont une épaisse couche d'alluvions du Rhône surimposée aux formations lagunaires salées antérieures. Lors des changements de lits du fleuve, les levées fluviales successives ont formé un maillage de terres relativement hautes enserrant des dépressions marécageuses. Sous les parties hautes, le sel reste emprisonné en profondeur (Heurteaux, 1997).

#### **b) La Moyenne Camargue**

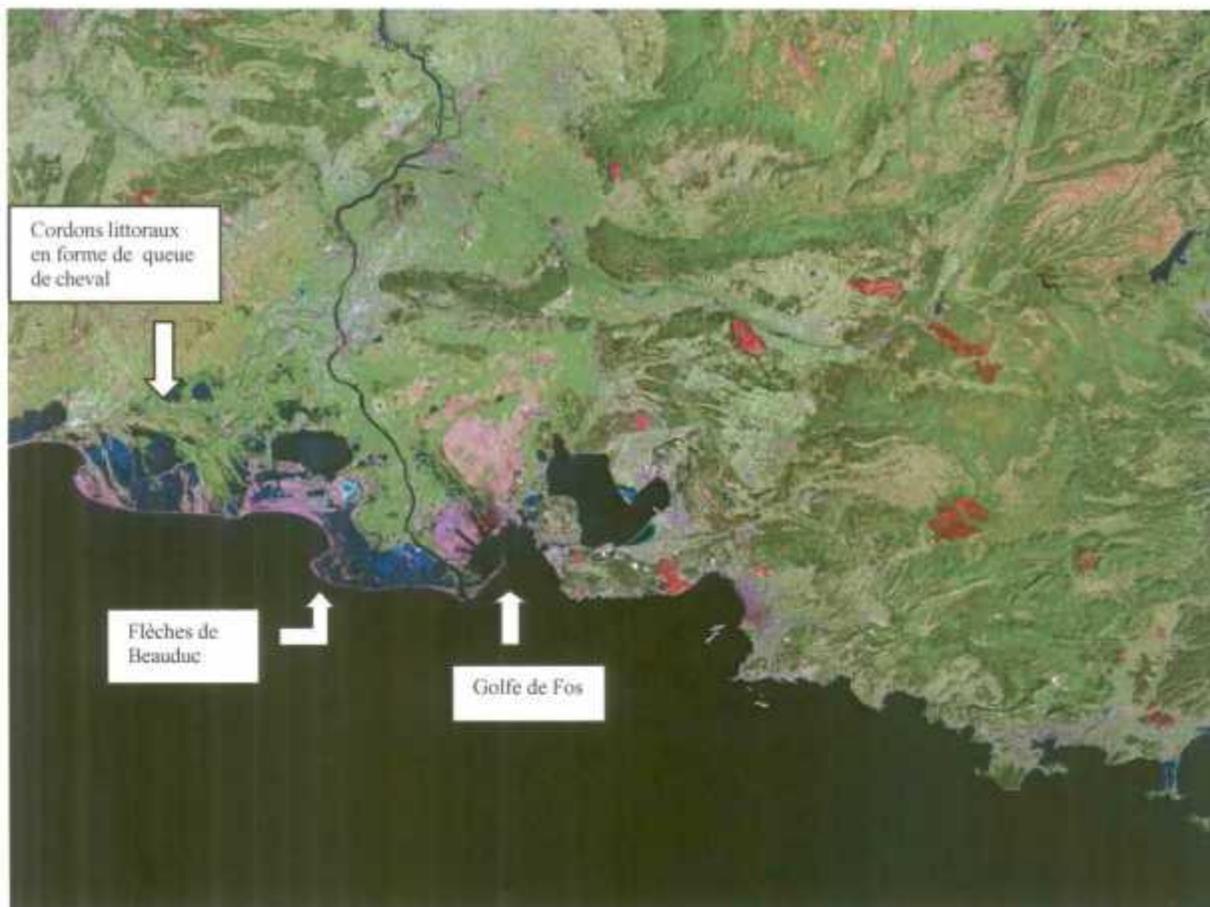
La Moyenne Camargue est un territoire mixte, fluvio-lagunaire, qui fait la transition entre Haute Camargue et Basse Camargue. Tout comme en Haute Camargue, le Rhône y a divagué sur les formations laguno-marines antérieures, mais les dépôts fluviaux y sont plus minces et ne sont protégés des remontées salines profondes que sur les parties les plus hautes des levées alluviales (Heurteaux, 1997). Par contre, l'influence saline est forte sur les flancs de ces levées et plus encore dans les dépressions.

L'agrandissement des étangs, notamment du Vaccarès, reste lié à l'insuffisance des apports alluviaux (Duboul-Razavet, 1956). L'endiguement du fleuve prive aujourd'hui le delta des apports limoneux et explique l'accélération de l'érosion généralisée des étangs. La perte sédimentaire, au cours de la sortie des eaux en mer, n'est plus compensée en effet par les dépôts de crues du Rhône, car les roubines de drainage n'amènent que des eaux décantées, tout au plus chargées de fines enlevées aux terres cultivables des rizières, donc au delta. Son niveau moyen de base augmente, les terres subissent la grave menace de l'extension du « salant » et la Camargue se verra menacée de submersion à échéance plus ou moins lointaine, d'autant plus que la région est subsidente.

### c) La Basse Camargue

La Basse Camargue constitue un environnement laguno-marin. Depuis près de 7000 ans, elle provient de la progradation deltaïque proprement dite, au cours de laquelle d'énormes quantités de sel ont été stockées sur toute la hauteur des sédiments. C'est le domaine des lagunes et des étangs salés, pour beaucoup transformés en salins, noyés l'hiver, secs et recouverts d'efflorescences salines en été (Heurteaux, 1997).

Mais la Basse Camargue est également le domaine des cordons littoraux sableux. La vision satellitaire (fig. 5) met en évidence l'extension et la complexité des structures morphologiques liées aux cordons littoraux du delta du Rhône.



**Fig. 5 - Image satellite Landsat du delta du Rhône et des côtes de Provence (d'après <http://zulu.ssc.nasa.gov/mrsidl>)**

Elle fait apparaître un dimorphisme au sein du delta (L'Homer, 1988) : tandis que dans la moitié orientale affectée par un processus de subsidence, les structures des cordons sont mal conservées ou bien détruites par le développement de grands méandres, dans la moitié occidentale, les cordons littoraux constituent un ensemble remarquablement bien conservé, apparaissant sous forme de queue de cheval. Ces cordons correspondent à une rapide progression des terres sur la mer (Duboul-Razavet, 1956) et sont le résultat d'une sédimentation massive.

Dans la partie occidentale, ils forment des chaînons longs et étroits, isolés ou groupés. Seules les constructions en période de haut niveau marin (c'est-à-dire proche du niveau actuel) demeurent visibles : cordons concaves édifiés de 7200 à 6400 BP (L'Homer *et al.*, 1981), cordons en « S » dont la partie convexe a été induite par le débouché du Rhône de Peccaïs (5900 à 5400 BP), puis cordons récents établis depuis le haut Moyen-Age et qui correspondent à des accrétions latérales.

Dans la région d'Aigues-Mortes, les cordons sont séparés par des lagunes qui contiennent, sous les vases de décantation, la trace des dépôts effectués en période de bas niveau, avant d'être submergés, érodés et aplanis lors du stade transgressif suivant. L'évolution de ces lagunes se traduit par une rapide érosion des rives de certains plans d'eau, à l'exception des marais d'eau douce en relation avec les chenaux du fleuve et à l'abri du phénomène du salant (Duboul-Razavet, 1956). A l'inverse des autres étangs, ils subissent un comblement lent grâce aux apports en éléments fins retenus par les roselières.

Sur le littoral, le colmatage lagunaire s'effectue par deux actions antagonistes (Duboul-Razavet, 1956) : d'une part, l'arrivée de sédiments sableux poussés par les lames de Sud-Est pénètrent dans les lagunes pour déposer leur charge sédimentaire ; d'autre part, le lessivage des éléments fins par les houles et le rabattement des eaux turbides saumâtres vers la mer durant les coups de mistral provoquent une élimination des suspensions.

Dans la partie orientale, les cordons anciens n'affleurent pas (effet de subsidence affectant cette zone du delta). Seules les constructions édifiées depuis le XIV<sup>ème</sup> siècle ont des structures morphologiques bien visibles (L'Homer *et al.*, 1981). En bordure de la Crau, ce sont des dépôts riches en galets mais d'extension limitée (remaniement des matériaux pléistocènes duranciens).

Les flèches de Beauduc, par contre, continuent de prograder. Elles se sont constituées après l'abandon du cours du Vieux Rhône en 1711.

### **1.3.3. La tectonique et la subsidence dans le delta du Rhône : état des connaissances**

#### **a) Les failles**

La carte structurale (fig. 6) regroupe les accidents tectoniques figurés sur les cartes géologiques à l'échelle 1/250 000 de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) ainsi que sur la carte structurale du rift oligo-aquitain du Golfe du Lion (Guennoc *et al.*, 2000).

Le delta du Rhône est grossièrement limité par la faille de Nîmes à l'Ouest et par l'accident de Salon-Cavaillon à l'Est.

Fig. 6 - Carte des principaux axes structuraux de la zone du delta du Rhône réalisée à partir des feuilles de Marseille (1979), Valence (1980) et Montpellier (à paraître) à l'échelle 1/250 000, et des travaux de Guennoc et al. (2000)

### LEGENDE

- Faille visible
- Faille masquée
- ▲ Front de chevauchement principal



- **La faille de Nîmes**

La faille de Nîmes se situe entre le massif de Suzette, au Nord-Est, encadré par deux failles normales oligocènes reprises en compression au Miocène supérieur (Casagrande *et al.*, 1989), et le fossé de Pujaut au Sud-Ouest. Elle ne présente pratiquement aucune expression morphologique.

D'après Peulvast *et al.* (1999), il n'y aurait pas de mouvements post-pliocènes significatifs le long de cette faille. En effet, le rebord nord de la faille montre des perforations de lithophages relatifs à un paléorivage pliocène inférieur (Menillet et Paloc, 1973). L'altitude de ce paléorivage est de 80 m NGF, ce qui est en accord avec le « *still stand sea level* » (Vail et Hardenbol, 1979), du haut niveau eustatique du cycle T.B 3.4 (Hardenbol *et al.*, 1998).

- **L'accident de Salon-Cavaillon**

L'accident de Salon-Cavaillon n'est visible que de façon discontinue. De direction subméridienne, il est indiqué sur les cartes structurales comme zone de décrochement dextre (Combes, 1984). Il comporte au moins deux failles parallèles encadrant un graben discontinu au sud du Lubéron, chaînon dont il recoupe brutalement l'extrémité ouest. Au nord de Cavaillon, une seule faille est visible, faille normale à regard ouest mettant en contact les calcaires crétacés des monts de Vaucluse avec les dépôts détritiques peu consolidés du Miocène et de l'Oligocène. La faille s'incurve ensuite vers le Nord-Est et laisse la place à une ample zone de flexure par laquelle les retombées structurales du plateau d'Albion et du revers sud du Ventoux disparaissent vers l'Ouest sous les dépôts crétacés et tertiaires du bassin de Carpentras.

Plusieurs indices indiquent une probable déformation locale à l'intérieur du substratum rigide le long de la limite Est du delta du Rhône (Vella et Provansal, 2000). En effet, sur la bordure de la plaine deltaïque, les niveaux exploités dans les carrières romaines (calcaire miocène) se trouvent 1 m au-dessous du niveau de la mer actuel, alors que juste un peu plus loin vers l'Est, ces mêmes niveaux se situent à environ 0,5 m au-dessous du niveau de la mer (Guéry *et al.*, 1981). Ces différences d'altitude se retrouvent sur une distance de 2 km de part et d'autre de la faille. Donc il y aurait une déformation tectonique dans le substratum le long de la limite Est du delta du Rhône (Vella et Provansal, 2000).

De plus, au nord du Golfe de Fos, Colomb et Roux (1986) ont montré que les couches pléistocènes ont subi une déformation liée à des forces compressives Nord-Sud. Ces mouvements peuvent être associés au décrochement dextre de Salon-Cavaillon orienté N10 et situé dans l'axe du Golfe de Fos.

Grâce aux indicateurs géologiques et géomorphologiques, Combes (1984), Terrier (1991) et Peulvast *et al.* (1998) ont mis en évidence une activité pléistocène et holocène de cette faille. Les échantillons prélevés montrent un abaissement du compartiment Ouest de la faille. L'amplitude maximale de la composante verticale du mouvement tectonique serait de 1 m environ. Cette déformation joue probablement un rôle sur le déplacement d'un bras du Rhône vers l'Est à la fin de l'Antiquité, comme le suggèrent Vella et Provansal (2000).

- **Le centre du delta**

En ce qui concerne le centre du delta, Tesson et Allen (1995) ont utilisé des tirs sismiques pour démontrer la présence d'une faille orientée Nord-Sud qui fut active pendant le Pléistocène et qui est alignée avec le cours actuel du Grand Rhône.

De plus, la carte géologique de Marseille à l'échelle 1/250 000, éditée par le BRGM en 1979, et les travaux plus récents de Guennoc *et al.* (2000) mettent en évidence un certain nombre de fossés d'effondrement et de failles normales actifs pendant la phase de rifting oligo-aquitaine.

#### **b) La subsidence**

- **Les données géomorphologiques**

Le dimorphisme des cordons littoraux a déjà été évoqué et montre vraisemblablement une subsidence plus importante dans la partie Est du delta que dans la partie Ouest (L'Homer, 1988).

G. Arnaud-Fassetta (2000) s'est lui intéressé à la trace des paléochenaux du Rhône, qui est encore bien visible dans le paysage deltaïque.

Les apports d'alluvions postérieurs n'ayant pas enfoui ces paléochenaux, une faible accrétion verticale du delta pourrait se produire ; ce qui contredirait l'hypothèse d'une éventuelle subsidence généralisée du delta.

Cependant, dans le cas du Rhône de Saint-Ferréol, le tracé du paléochenal est bien visible dans la partie nord mais l'est beaucoup moins à l'approche des Saintes-Maries-de-la-Mer, ce qui peut être expliqué par des mouvements du sol peut-être plus importants au sud qu'au nord du delta (Arnaud-Fassetta, 2000).

- **Les données archéologiques**

Le site archéologique de Fos correspond à un important port romain ; il commandait l'entrée d'un canal de navigation qui permettait d'éviter l'embouchure du Rhône et reliait Arles à la mer. Les recherches archéologiques dans le golfe ont révélé la présence de vestiges antiques immergés, par - 1 m à - 4 m de profondeur qui suggèrent d'importantes variations du niveau marin relatif depuis 2 000 ans (Monguillan, 1977 ; Liou, 1987). Ces vestiges sont formés, entre autres, de deux épaves situées entre 500 et 600 m de la côte, à une profondeur comprise entre - 3 m et - 5 m, et datées entre 140 et 150 après J.C. Elles indiquent, par défaut, une position maximale du trait de côte au plus à 500 m vers le large de sa position actuelle. Plus proche du rivage, des structures bâties en place, construites en milieu émergé, ont été identifiées. Elles reposent entre - 1 m et - 2 m de profondeur. Il s'agit, d'une part, de hangars dont l'âge n'est pas clairement précisé et, d'autre part, de structures bâties datées entre le I<sup>er</sup> et le II<sup>ème</sup> siècle après J.C. Elles définissent un niveau marin relatif maximum inférieur à - 2 m NGF.

La position de ces indicateurs archéologiques bien en dessous du niveau marin reconnu à Marseille à la même époque indique clairement que la partie orientale du delta a subi des déformations tectoniques subsidentes (Vella *et al.*, 1998).

De plus, dans la plaine émergée, la déformation du profil longitudinal des bourrelets alluviaux fossiles révèle un basculement vers le Sud. Les vestiges archéologiques (Arnaud-Fassetta, 2000), fossilisés à faible profondeur ou encore visibles en surface, indiqueraient cependant une subsidence modérée depuis l'Antiquité.

G. Arnaud-Fassetta (2000) a ainsi étudié la subsidence du delta du Rhône à travers 24 sites archéologiques répartis dans la partie centrale du delta (autour de l'étang de Vaccarès). Le résultat donne des vitesses des mouvements négatifs du sol comprises entre 0,1 et 1,4 mm/an. Ces vitesses se révèlent être spatialement disparates : faibles à l'est et au nord de l'étang de Vaccarès (0-0,3 mm/an), plus importantes à l'ouest et au sud de ce dernier (0,1-1,3 mm/an) et près du Grand Rhône (1,1-1,4 mm/an). Sur certains sites, la compaction des séries tourbeuses et limoneuses expliquerait (à partir de leur taux moyen de compaction) en totalité les mouvements négatifs du sol (Arnaud-Fassetta, 2000). Sur d'autres, elle n'explique que partiellement les anomalies d'altitude, ce qui laisse présumer des mouvements plus complexes.

Les mouvements du sol hors compaction seraient modérés (compris entre 0,4 et 1,2 mm/an) dans la partie centrale et au sud du delta du Rhône (Arnaud-Fassetta, 2000). Ils seraient de l'ordre de 1 mm/an dans la partie méridionale du delta du Rhône (Suanez *et al.*, 1997) et de 0,05 à 0,7 mm/an dans le golfe de Fos (Vella et Bourcier, 1998).

Dans ce contexte, la marge littorale pourrait subir une flexuration lente qui expliquerait le maintien du trait de côte sur la même position géographique depuis 2 à 3000 ans.

- **Les données marégraphiques**

Au Grau de la Dent, de 1905 à 1993, l'élévation du niveau de la mer atteint 190 mm, soit en moyenne + 2,1 mm par an ; à Marseille, pour la même période, l'augmentation totale est de 107 mm, soit en moyenne + 1,1 mm par an (Suarez *et al.*, 1997). De plus, selon les périodes, les deux stations ne montrent pas la même variabilité interannuelle. En effet, alors que certaines années présentent des évolutions comparables (années 1930), d'autres connaissent des oppositions (niveau marégraphique élevé au Grau de la Dent et bas à Marseille, au début du siècle, ou inversement dans les années 1910).

Au final, la montée relative séculaire du niveau marin est deux fois plus rapide au Grau de la Dent qu'à Marseille. Les données du marégraphe d'Endoume (à Marseille) étant comparables à celles de la plupart des sites méditerranéens considérés comme stables à l'échelle séculaire (Emery *et al.*, 1988), l'écart entre les deux stations (1 mm/an) ne peut être dû qu'à des mouvements négatifs du sol sur le littoral du delta du Rhône. Cette déformation relève de tassements à grande échelle des corps sédimentaires ou de mouvements subsidents sur la marge littorale deltaïque.

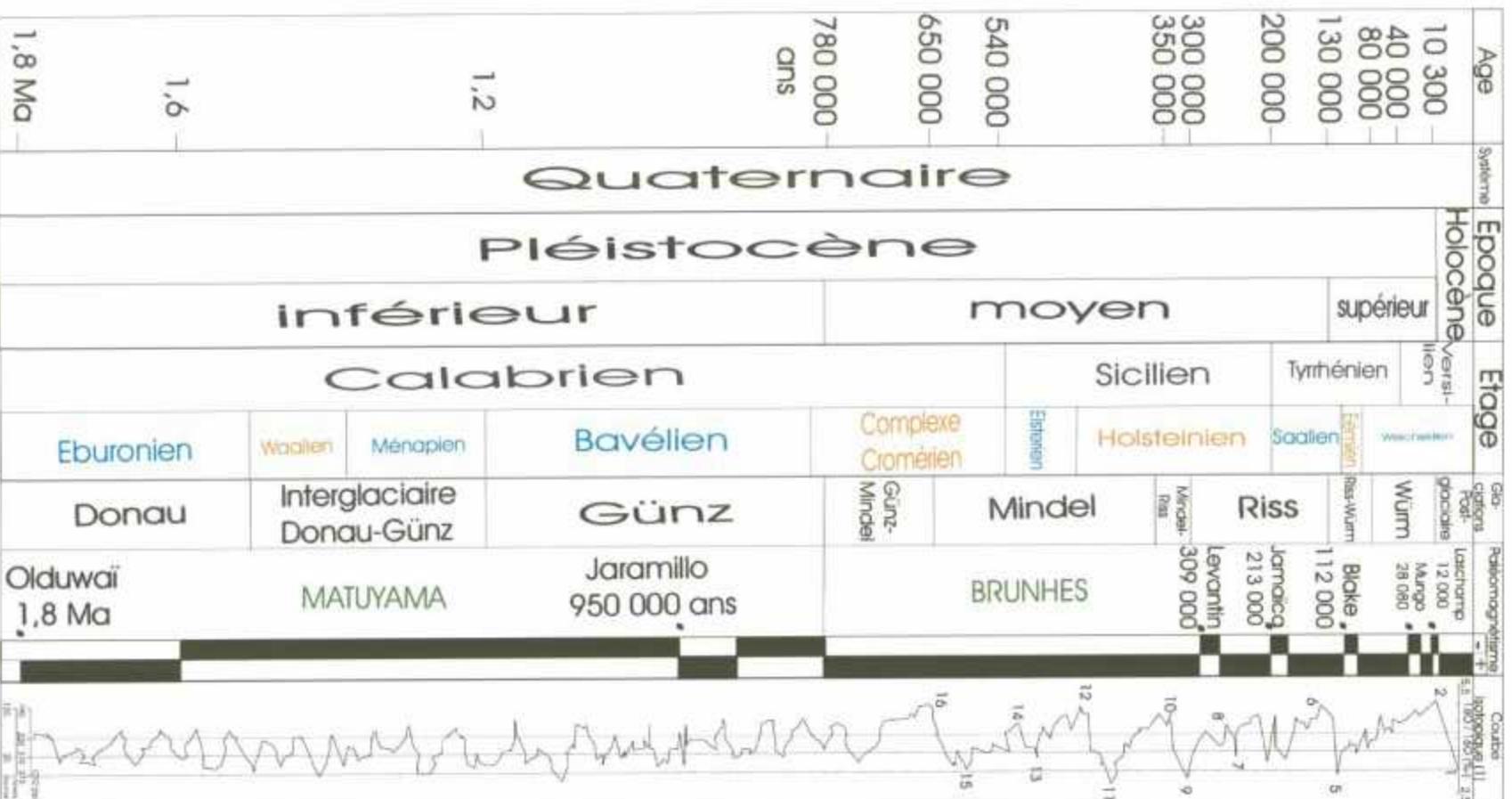
Le taux de subsidence moyen est du même ordre de grandeur que celui proposé pour l'Holocène par M. Bondesan *et al.* (1995) dans la lagune de Venise (0,3-0,7 mm/an). Mais, d'après ces données, il resterait toutefois inférieur à celui des autres grands deltas méditerranéens : 7,3 mm/an dans le delta du Pô (Bondesan *et al.*, 1995) ; 4,8 mm/an dans celui du Nil (Stanley, 1990).

#### **1.3.4. La paléogéographie du Quaternaire à l'actuel**

La forte baisse glacio-eustatique (- 120 m) de la fin du Würm (stade isotopique 2) (fig. 7) a conduit la ligne de rivage pratiquement au niveau du talus continental et provoqué la formation, sur la plate-forme, d'une surface d'érosion subaérienne (Gensous et Tesson, 1997).

A l'emplacement de la Camargue, en contrebas de la Costières de Nîmes et dans le prolongement de la Crau, s'étend très loin au large du trait de côte actuel, une terrasse caillouteuse assez pentue, où des bras du Rhône ont creusé de profondes vallées.

A partir de 18 000 BP, date à laquelle le niveau marin commence à remonter, les interprétations sur les variations de ce niveau marin sont très variables (en particulier au cours des 6000 dernières années) même si les grandes tendances vont à peu près dans le même sens. D.J. Stanley (1995) met en évidence la difficulté de tracer une courbe à l'échelle mondiale des variations eustatiques pour cette période (fin du Pléistocène – Holocène, également nommée « post-glaciaire » ou « déglaciaire »), de par, en particulier, le nombre et la complexité des phénomènes autocycliques. Même en Méditerranée occidentale, les auteurs ont des avis parfois divergents. L'une des raisons de ces différences d'interprétation est certainement la grande diversité des méthodologies adoptées.



LEGENDE

- Versilien : Chronologie marine (Méditerranée)
- Wacrisilien : Chronologie continentale nordique (Europe du Nord) - Climat froid
- Fertien : Chronologie continentale nordique (Europe du Nord) - Climat chaud
- Eisthénien : Chronologie continentale nordique (Europe du Nord) - Climat chaud
- 16 : Stade isotopique

Fig. 7 - Tableau stratigraphique et corrélations entre les glaciations, le paléomagnétisme et les stades isotopiques au Quaternaire (d'après (1) Raymo et al. (communication orale) ; Farjanel et Courbouleix (communication orale) ; Foucault et Raoult, 1997 ; Risser et al., 1999)

**a) Comment mettre en évidence les variations du niveau marin relatif dans une mer à effets de marée pratiquement nuls : les différentes méthodologies adoptées par les auteurs**

La datation par le  $^{14}\text{C}$  est l'outil omniprésent dans chaque méthodologie, au cours des décennies consacrées aux recherches sur les variations du niveau marin.

Dès 1976, Labeyrie *et al.* effectuent une zonation à partir de dates radiocarbone de coquilles de mollusques récoltées dans des carottes provenant du plateau continental du Roussillon. Les variations eustatiques du niveau de la mer obtenues entre 33 000 ans BP et l'actuel sont en accord avec les variations obtenues sur le plateau continental de l'Afrique occidentale.

C'est également la méthodologie adoptée par Dubar, en 1987, dans la région de Nice.

A la même époque, Aloïsi *et al.* (1975, 1978) complètent cette approche par une synthèse de résultats ponctuels pluridisciplinaires (analyse lithosismique afin de reconnaître les grands traits stratigraphiques et structuraux, sédimentologie, palynologie, radiométrie  $^{14}\text{C}$  sur plus de 120 échantillons de plusieurs espèces de mollusques et en tenant compte des différents degrés de préservation) obtenus en mer et sur la bordure du Golfe du Lion. Une courbe de la remontée de la mer holocène est ainsi proposée. Elle tient compte de deux facteurs essentiels : la position géomorphologique du site et les caractères du milieu de sédimentation (faciès sédimentaire et environnement paléobotanique) afin d'éviter toute corrélation erronée. Ces études ont été menées sur deux types de milieux : des lagunes côtières et des cordons littoraux émergés, au niveau de cinq localités de la côte du Languedoc.

L'étude géomorphologique est également très présente dans la démarche adoptée par L'Homer *et al.* (1981) qui consiste en une interprétation des données géomorphologiques, sédimentologiques, archéologiques et les datations par  $^{14}\text{C}$  rassemblées lors des levés des cartes géologiques. La caractéristique de la courbe proposée, retraçant les principales évolutions du niveau marin, est qu'elle tient compte des morphologies successives des cordons littoraux (bien conservés dans la partie occidentale du delta du Rhône).

En 1982, Ambert *et al.* s'intéressent également aux formations littorales émergées (+ 0,5 m à + 1,5 m NGF), mais plus particulièrement d'un point de vue archéologique. Ce sont donc sur les formations post-romaines que sont effectuées des datations au  $^{14}\text{C}$  et des observations sédimentologiques, sur le littoral languedocien. Par exemple, au sein d'une construction romaine, des lumachelles miocènes et tyrrhéniennes sont retrouvées démantelées par une oscillation marine vraisemblablement positive. Le cordon coquillier corrélatif incorpore des pans de murs et des tessons romains roulés.

Un autre outil est aussi utilisé : c'est l'analyse pollinique. Elle est associée à l'étude du contexte sédimentologique et à des datations au radiocarbone dans les Pyrénées Orientales (Planchais *et al.*, 1984 ; Planchais, 1985).

Plus récemment, des études ont été menées sur les corniches médiolittorales à *Lithophyllum lichenoides* sur les côtes rocheuses de Provence, de Corse, des Pyrénées Orientales et de Catalogne (Morhange *et al.*, 1993 ; Laborel *et al.*, 1994). Les vestiges de ces bioconstructions pouvant se conserver sous l'eau pendant des milliers d'années et leurs conditions de développement étant strictement localisées au sous-étage médiolittoral inférieur (au sens employé par les biologistes marins ; Peres et Picard, 1952 ; Molinier et Picard, 1953 ; Blanc et Molinier, 1955 ; Dalongeville, 1986), ils constituent des indicateurs biologiques précis des variations relatives du niveau marin. Trente-trois nouvelles datations au radiocarbone de ces vestiges prélevés dans différents types de substrats ont été réalisées.

L'équipe du CEREGE travaille également aussi bien à terre qu'en mer en faisant l'étude stratigraphique et le croisement entre les différents indicateurs paléobathymétriques sur le site de Fos (Vella *et al.*, 1998) : données sédimentologiques (granulométrie, minéralogie, structures), paléoécologiques (ostracofaune, foraminifères, malacofaune) et archéologiques.

En complément des données radiométriques, de la lithostratigraphie et de la biostratigraphie, une méthode par corrélations haute résolution est adoptée dans les couches holocènes conjointement avec une analyse sédimentologique de puits caractéristiques de la zone, sur le plateau continental à l'est de la Mer de Chine (Jianxiong *et al.*, 1998).

Enfin, le début du XXI<sup>ème</sup> siècle voit la généralisation des modèles numériques. Les indicateurs des variations du niveau marin le long de la côte méditerranéenne française sont ainsi examinés et comparés aux modèles glacio-hydro-isostatiques censés prédire les scénarios dans l'espace et dans le temps des changements du niveau marin durant les 30 000 dernières années (Lambeck et Bard, 2000).

Ce type de méthodologie a également déjà été testé sur d'autres littoraux méditerranéens : Sivan *et al.* (2001) ont déterminé les variations du niveau marin, à l'Holocène, le long de la côte méditerranéenne israélienne sur la base d'observations archéologiques et de modèles numériques. Les données archéologiques contraignent les limites supérieures du niveau marin et ces limites sont comparées à des modèles isostatiques. Les différences, si elles sont significatives, entre les changements observés et les changements prédits par le modèle isostatique sont interprétées comme étant d'origine tectonique. Cependant, les observations archéologiques et la courbe provenant du modèle numérique sont généralement cohérentes, les contradictions reposant sur l'incertitude des valeurs que ce soit pour l'une ou l'autre des méthodes.

L'ensemble de ces méthodologies a contribué au tracé de courbes plus ou moins précises des variations du niveau marin à l'Holocène. La partie qui suit présente les grandes évolutions de ce niveau marin.

## **b) Les grandes tendances évolutives du niveau marin relatif depuis 18 000 ans**

La figure 8 présente différentes courbes de variations du niveau marin depuis le début de l'Holocène, en Méditerranée mais également, à titre de comparaison, au niveau d'autres côtes françaises et du monde. L'allure générale est la même pour chacune des courbes. Elles mettent toutes en évidence une remontée régulière du niveau marin jusque vers 6000 BP (au plus de – 60 m à + 2 m NGF). A partir de cette époque, le taux de remontée diminuerait considérablement. Après quelques fluctuations, il atteindrait son niveau actuel il y a quelques centaines d'années.

Les paragraphes ci-dessous décrivent, à travers le point de vue des principaux auteurs travaillant sur le delta, les différentes étapes de cette évolution au sein du delta du Rhône.

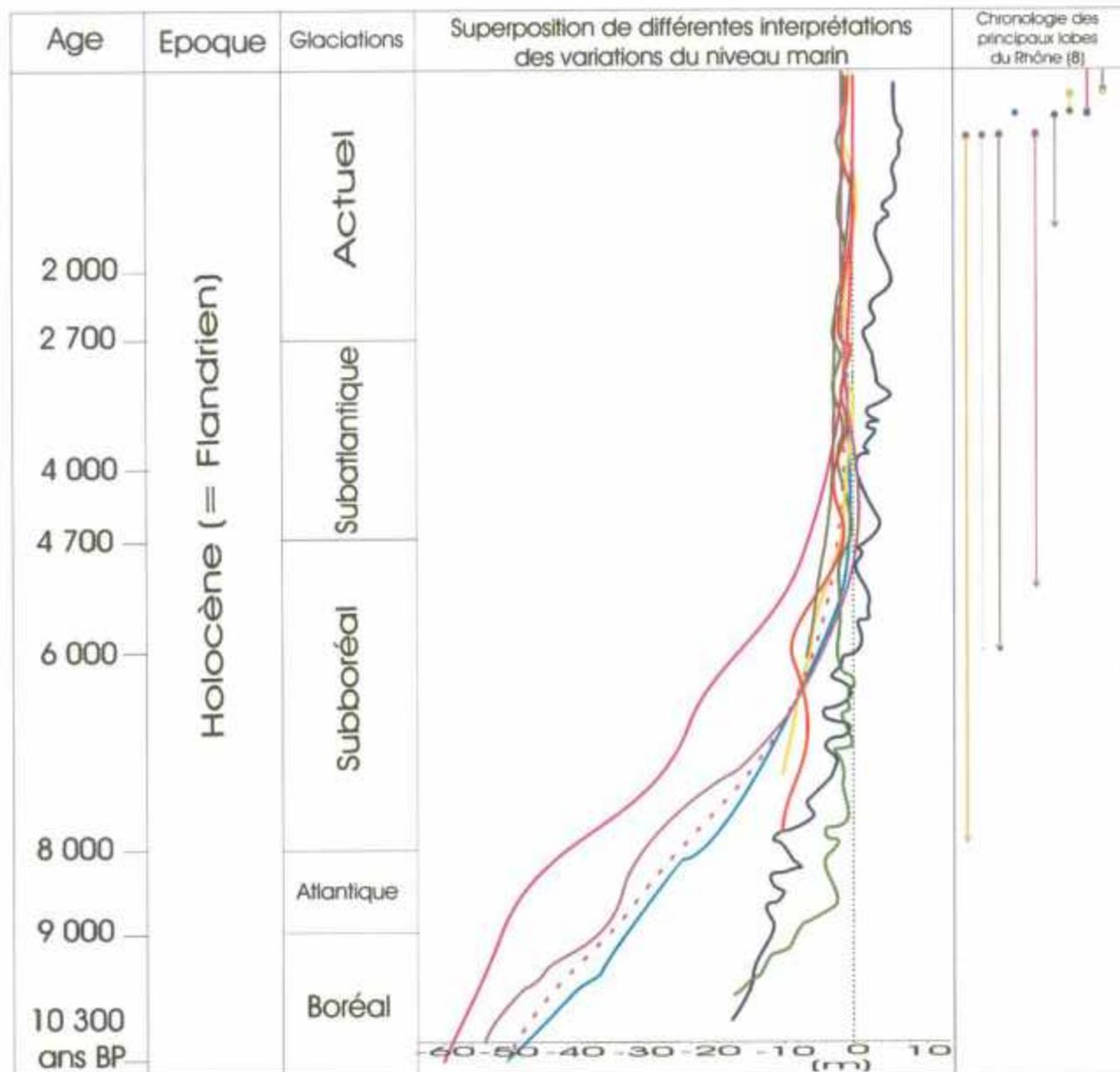
### **• La remontée du niveau marin**

A partir de 18 000 BP, un réchauffement du climat marque la fin de la dernière grande glaciation. Le faible taux de remontée du niveau marin (0,5 cm/an de 20 000 à 14 500 ans BP) provoque une lente migration de la ligne de rivage sur la plateforme externe (Gensous et Tesson, 1997) et le remaniement par la houle des prismes de bas niveau (surface transgressive). La mer envahit peu à peu la terrasse alluviale pléistocène et pénètre loin dans le fond des vallées. Un prisme sablo-limoneux d'origine marine ou lagunaire se met en place au sein du delta du Rhône (Monaco *et al.*, 1972).

Il y a 10 000 ans, la remontée eustatique marque un temps d'arrêt. Les premières études montrent un stationnement du rivage à – 60 m (Aloïsi *et al.*, 1975) alors que des études plus récentes le situent, à cette époque, à la cote – 36 m (Arnaud-Fassetta, 2000). Un cordon littoral se forme et isole des bras de mer qui évoluent en lagunes où s'accumulent des vases salées. En tête des lagunes, les apports du fleuve atténuent la salinité. A faible profondeur, des tourbes d'eau douce se déposent. Ce sont les témoins majeurs du ralentissement de la transgression (Van de Plassche *et al.*, 1989 ; Stanley et Warne, 1994 ; Jelgersma, 1994).

La transgression reprend ensuite progressivement jusqu'à atteindre le stade d'onlap maximal vers 7000 – 6500 av. J.C. selon G. Arnaud-Fassetta (2000) ou vers 6000 av. J.C. (environ 7000 BP) selon M. Dubar (1987). Les premières études situent aussi à cette époque le maximum transgressif (Bazile, 1976). Le rivage se situe alors à une latitude proche de la rive nord de l'actuel Vaccarès.

La mer se stabilise (Arnaud-Fassetta, 2000) et édifie un cordon littoral derrière lequel évolue une lagune qui étend une digitation saumâtre jusque dans la plaine de Tarascon-Beaucaire.



**Fig. 8 - Tableau stratigraphique et de synthèse sur les variations du niveau marin et la chronologie des bras du Rhône au cours de l'Holocène, d'après Farjanel et Courbouleix (communication orale) ; (3) Bloch (1976) ; (2) Labeyrie et al. (1976) ; (1) Aloïsi et al. (1978) ; (8) L'Homer et al. (1981) ; (10) L'Homer et al. (1987) ; (4) Raban (1987) ; (5) Ambert (1994) ; (6) Bard et al. (1996) ; (12) Vella et Provansal (2000) ; (7) L'Homer et al. (2002)**

#### LEGENDE

- Courbe de remontée de la mer holocène dans le golfe du Lion (1)
- Variation du niveau de la Méditerranée sur la côte du Roussillon (2)
- ..... Variation du niveau de la mer sur la côte ouest africaine (2)
- Evolution du niveau de la mer en Méditerranée (3)
- Evolution du niveau de la mer en Méditerranée (4)
- Variations eustatiques holocènes en Languedoc (5)
- Enregistrement des variations du niveau de la mer sur des coraux de Tahiti (6)
- Evolution du niveau de la mer dans le delta du Rhône à partir de données biologiques provenant de La Ciotat (12)
- Principales fluctuations du niveau atteint par les marées de vive-eau, en baie du Mont Saint Michel (7)

- Rhône de Saint-Ferréol
- Rhône d'Albaron
- Rhône d'Umet
- Rhône de Peccas
- Rhône des Touradons
- Rhône du Grand Passon
- Bras de fer
- Le Petit Rhône
- Le Grand Rhône

#### Evénements historiques (10)

- XIV<sup>e</sup> siècle : fermeture de la communication entre le Grand Rhône et le Rhône d'Albaron
- 1440 : décision du Conseil de la ville d'Ales de fermer la communication entre le Grand Rhône et le Rhône de Saint-Ferréol
- 1552 : déchéance du bras du Rhône de Peccas liée à une crue qui envahit un canal artificiel qui constituera le futur lit du Petit Rhône
- 1557 : défluviation du Rhône du Grand Passon dans le Bras de Fer à la suite de crues répétées et au remblaiement progressif du Rhône du Grand Passon
- 1712 : défluviation du Bras de Fer dans le canal des Launes provoquée par des ingénieurs hydrauliques

- **La stabilisation**

Entre 7000 et 6000 BP, le niveau marin qui a montré une légère baisse, se stabilise pendant près d'un millénaire. Cette période de stabilité est favorable à l'édification d'un imposant cordon dunaire, aujourd'hui enfoui sous les vases marécageuses (L'Homer *et al.*, 1981), en arrière duquel s'individualise un vaste étang où s'accumulent des vases salées. L'étang est bordé sur sa rive nord par des marécages saumâtres où les dépôts sont moins salés. Un bras du fleuve, le Rhône de Saint Ferréol, prend de l'importance et commence à remblayer son lit alors que les sédiments qu'il charrie s'accumulent à son embouchure en un prodelta sous-marin (Heurteaux, 1997). Cette phase de progradation est également mise en évidence par E. Oomkens (1967).

- **La progradation**

Le système connaît ensuite une tendance générale régressive : le niveau marin relatif connaîtrait à nouveau une hausse mais l'accroissement des apports sédimentaires engendrerait une régression qui continuerait à favoriser l'édification du grand appareil de barres d'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol (L'Homer *et al.*, 1981). Le fleuve charrie de plus en plus d'alluvions et engraisse le prodelta sous-marin du Rhône de Saint-Ferréol qui progresse vers le Sud suivant la dynamique des deltas pointus (stade pointu atteint vers 6000 BP). Les apports fluviaux constituent un corps sédimentaire de plusieurs mètres d'épaisseur dans le nord du delta (Arnaud-Fassetta, 2000). Le ralentissement de la vitesse de remontée du plan d'eau entraîne également la fermeture partielle des graus qui relient le grand étang à la mer. La forme et les dimensions très vastes de cet appareil plaident aussi en faveur d'un seul débouché fluvial à cette époque (L'Homer *et al.*, 1981).

L'apport accru d'alluvions serait la conséquence de déboisements (érosion favorisée) faits par l'homme, qui commence à se sédentariser et à pratiquer les cultures sur brûlis (Triat-Laval, 1978).

Il y a environ 5000 ans, une brusque augmentation du niveau marin relatif (certainement par subsidence) contrarie l'équilibre fragile précédent et l'extrémité pointue du Rhône de Saint-Ferréol est détruite (L'Homer *et al.*, 1981).

Favorisées par cette phase de haut niveau, des ruptures de berges du fleuve vieillissant donnent naissance à deux nouveaux bras qui commencent à édifier leurs propres deltas. Le delta prend alors un aspect plurilobé (L'Homer *et al.*, 1981).

Le partage des eaux marque le déclin du cours central. Dans le nord du delta, les dépôts fluviaux recouvrent complètement les formations lagunaires antérieures. C'est à cette époque que la Camargue commence à prendre l'aspect d'un paysage plat et marécageux.

Après cet épisode, les études sur *Lithophyllum lichenoïdes* (Morhange *et al.*, 1993 ; Laborel *et al.*, 1994) indiqueraient des ralentissements constants des vitesses globales de montée relative du plan d'eau (la vitesse moyenne étant de + 0,038 cm/an entre 4500 et 1500 ans BP et de + 0,02 cm/an depuis 1500 ans) soit une quasi-stabilisation historique du plan d'eau.

De plus, Morhange *et al.* (1993), Laborel *et al.* (1994) et Lambeck et Bard (2000) insistent sur l'absence d'indices de stationnement marin historique supérieur au niveau actuel sur les côtes de Provence. Ce constat est mis en relation avec les peintures rupestres de la grotte marine Cosquer datées de 12 000 à 20 000 ans et qui ne présenteraient pas de traces d'effacement au-dessus de la limite supérieure du marnage actuel (Cosquer, 1992).

Pour P. Heurteaux (1997), à la fin du Bas-Empire romain, il y a 1500 ans, la mer est à 1 ou 2 m sous le niveau actuel. Les dépôts fluviatiles de surface gagnent encore vers le Sud (Vella *et al.*, 1998). Ce sont les apports terrigènes qui compenseraient la transgression marine. Les deltas des deux bras latéraux du fleuve se développent alors que celui du Rhône de Saint Ferréol est érodé et ses sédiments entraînés par les courants s'accumulent à l'Ouest en un emboîtement de flèches sableuses orientées NE-SW, donnant une formation assez semblable à l'actuelle pointe de Beauduc. Cet appareil s'érode à son tour au profit de la pointe de l'Espiguette.

Depuis l'Antiquité, le trait de côte a reculé d'environ 100 m au niveau du Golfe de Fos et le niveau marin relatif a augmenté de 1,8 m (Vella *et al.*, 1998).

Pour tous les auteurs ayant travaillé sur le delta, le niveau marin n'aurait jamais dépassé sa cote actuelle depuis le début de la remontée eustatique il y a 18 000 ans. Pourtant en de nombreux autres points de Méditerranée occidentale, le niveau actuel de la mer a été nettement dépassé aux alentours de 6000 BP :

- dans la vallée de l'Hérault (+ 5 m au niveau de la commune de Bessan – zone considérée comme calme tectoniquement – Fuchey et Le Strat, 2001) ;
- dans la région de Nice (Dubar, 1987) ;
- + 0,7 m dans la région de Marseille (modèle numérique de Peltier ; in Pirazzoli, 1998) ;
- + 2 m dans le sud de l'Espagne, à l'extrémité nord-est des Cordillères bétiques, au niveau de l'embouchure du Segura (Barrier et Montenat, sous presse), haut niveau suivi par un recul constant de la mer jusqu'à aujourd'hui ;
- en Campanie (sud de l'Italie) où un paléotrait de côte, marqué par une dune, se trouve à 250 m du rivage actuel (Barra *et al.*, 1999). La chute du niveau de la mer est ensuite estimée à 1 mm/an entre 4000 et 2100 BP ;
- en Sardaigne (Ozer, 1977) ;
- en Tunisie (Dalongeville *et al.*, 1980) ;
- et dans d'autres régions du monde : + 2 à 4 m NGF en Mer de Chine (Jianxiong *et al.*, 1998).

Le travail présenté dans ce rapport va être en accord avec ces dernières observations.

## 1.4. L'INFLUENCE DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF SUR LA SEDIMENTATION DELTAÏQUE

Avant de décrire l'évolution des paléo-bras du Rhône, il est intéressant de rappeler les conséquences d'une hausse ou d'une baisse du niveau marin relatif sur la sédimentation, dans un environnement deltaïque.

En effet, actuellement, la distribution des sédiments dépend essentiellement des conditions hydrodynamiques marines. Le fleuve reste le grand fournisseur de sédiments, mais le rôle de la mer dans leur mise en place est essentiel et les accumulations peuvent se produire très loin des zones d'apport et indépendamment du débit du Rhône et de sa charge solide (hors années de grandes crues) par la seule cause des actions marines. C'est le cas, aujourd'hui, des pointes de Beauduc et de l'Espiguette. Le jeu des transferts latéraux et des contre-courants de fond compensateurs, très importants sur tout le littoral du delta, y détermine, malgré l'absence d'apports directs massifs, un remblaiement actif sur le versant ouest de ces pointes, grâce à l'action dominante des vents continentaux et au faible effet dispersif des vents portants (mistral) sur une étendue trop réduite de la côte.

Les dépôts deltaïques s'inscrivent dans les deux grands types d'évolution séquentielle : coarsening-up et fining-up sequences (L'Homer, 1980). Les phases transgressives et régressives passées suggèrent les schémas de transformation du dispositif deltaïque suivants :

### 1.4.1. Lors d'une élévation rapide et importante du niveau marin relatif

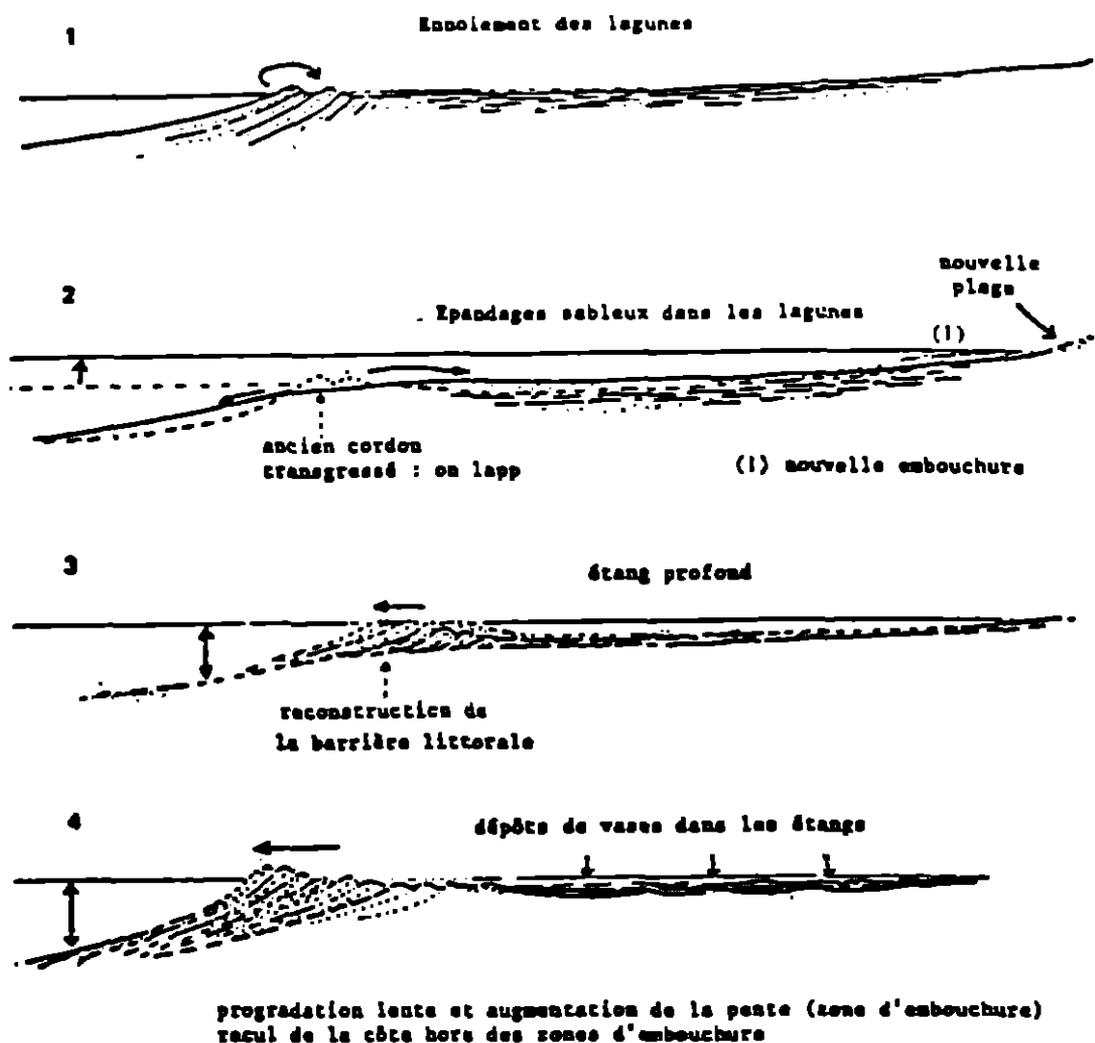
Une élévation du niveau marin a tendance à détruire l'équilibre des forces entre mer et fleuve au détriment de ce dernier. L'embouchure qui débite mal (diminution de la pente) est ennoyée (L'Homer *et al.*, 1981) ; les méandres sont accentués ; les levées sont fréquemment rompues aux points de rupture de pente, ce qui s'accompagne de la création de nouveaux bras du fleuve (stade plurilobé).

En effet, les flux solides abondants et grossiers sont partiellement piégés dans le chenal où ils provoquent l'exhaussement du plancher alluvial (Schumm, 1993 ; Blum et Törnqvist, 2000). Ces transformations entraînent une diminution des apports sédimentaires à l'embouchure et peuvent aboutir, lors d'une forte crue, à un changement de lit (avulsion), le nouveau chenal s'installant, à partir d'une crevasse dans la berge, en contrebas de l'ancien lit surélevé et colmaté. Ce processus, qui entraîne le déplacement des embouchures et la migration des zones de dépôt, est un facteur essentiel de la construction des deltas. La progradation et la redistribution sédimentaire littorale s'effectuent alors à partir de la nouvelle embouchure, les anciennes étant progressivement remaniées et « lissées » par les dynamiques côtières.

L'avulsion des chenaux fluviaux et le déplacement des embouchures induisent la juxtaposition spatiale de segments littoraux progradants et hérités d'époques différentes, en cours de destruction ou de remaniement (Provansal *et al.*, sous presse).

Si la transgression s'accroît, le fleuve déborde de son lit au niveau de l'estuaire, tandis que les cordons littoraux sont rompus en de nombreux points.

La fragmentation des barrières littorales provoque un épandage du stock littoral sableux dans les lagunes (« washover »). Ces matériaux sableux sont souvent arrêtés par les anciennes levées fluviales (L'Homer, 1980). La ligne de côte est déplacée vers le continent (fig. 9).



1. Début de la hausse du niveau marin relatif : destruction partielle des levées de plage
2. Phase majeure de la hausse du niveau marin relatif : étalement du sable de plage, migration du trait de côte vers le continent
3. Stabilisation – 1<sup>ère</sup> étape : reconstruction rapide de l'environnement deltaïque sur l'ancienne plaine deltaïque
4. Stabilisation – 2<sup>nd</sup>e étape : progradation lente par-dessus le prodelta

**Fig. 9 - Processus successifs durant une élévation rapide du niveau marin relatif, d'après L'Homer *et al.* (1981) modifié**

De nouveaux dépôts de plage se forment. L'environnement de l'ancienne plaine deltaïque submergée s'apparente momentanément à un Tidal flat (transgressive sequence d'E. Oomkens). Si le niveau marin se stabilise, la tranche d'eau couvrant la partie de l'ancienne plaine deltaïque transgressée étant relativement faible, le delta se reconstitue très rapidement sur l'ancienne construction deltaïque et plus lentement au-delà. Les hauts fonds correspondant aux racines des barres d'embouchures et cordons transgressés servent d'amorce pour de nouvelles constructions sableuses.

Les « coarsening-up sequences » sont majoritaires et de nouvelles zones de décantation se mettent en place dans les zones abritées.

C'est ainsi qu'au début de la remontée eustatique post-glaciaire, se forment des prismes transgressifs. Ils sont constitués d'abord de corps détritiques transgressifs, dont la base est discordante sur les formations pléistocènes de bas niveau (Gensous et Tesson, 1997). Sous le contrôle dominant de la montée du niveau marin relatif, ils s'organisent en système rétrogradant (fin de la phase *on-lap*) jusque vers 5500 BP (3900-3700 av. J.C.) (Vella, 1999).

#### **1.4.2. Lors d'une élévation lente et continue du niveau marin relatif**

L'élévation du niveau marin est suffisamment lente pour être compensée au sein des barrières littorales (L'Homer, 1980) : les processus de progradation peuvent se poursuivre et provoquent à la longue la construction d'un complexe sableux important s'épaississant progressivement vers le large et dans lequel il y a peu de place pour des lagunes intercordons.

Les barres d'embouchure (système progradant d'« offlap ») progressent régulièrement mais sont d'extension restreinte.

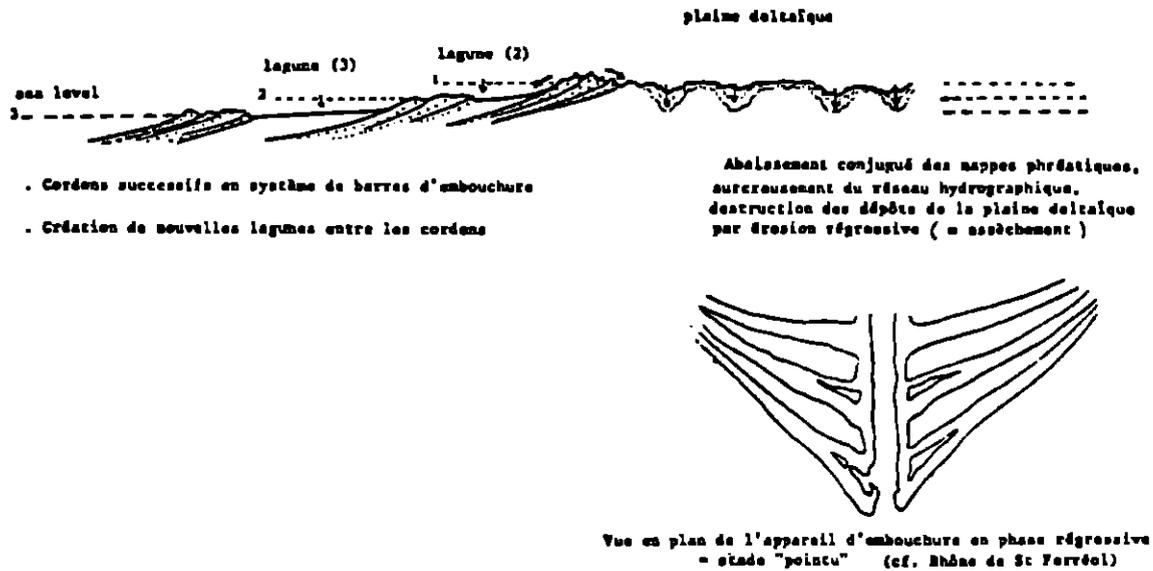
Dans la partie interne de la plaine deltaïque, au débouché des nappes phréatiques, se développent des tourbières.

Des séquences de progradation fluvio-marine de type coarsening-up (fluvioressive sequence d'E. Oomkens) et des « fining-up sequences » en arrière des cordons littoraux sont observées.

#### **1.4.3. Lors d'une baisse lente et faiblement destructrice du niveau marin relatif**

Cet événement est caractérisé par un certain nombre de phénomènes (L'Homer *et al.*, 1981) (fig. 10) :

- abaissement général des nappes et des cours d'eau ;
- émergence quasi générale des zones précédemment marécageuses s'accompagnant d'une pédogenèse et d'une oxydation ;
- érosions régressives (nombreux débris et copeaux argilo-silteux remaniés, galets mous) ;
- augmentation du volume de sédiments rejetés à la mer ;
- migration des rides littorales espacées en direction du plateau continental.



**Fig. 10 - Cas d'une baisse lente légèrement destructrice du niveau marin relatif, d'après L'Homer et al. (1981) modifié**

Le fleuve a tendance à concentrer ses eaux dans un seul lit encaissé. Le résultat est une tendance à l'étalement des corps sableux, en particulier à un développement important des barres d'embouchure (comme dans l'ancien appareil du Rhône de Saint-Ferréol), et à l'oxydation et dispersion de la matière organique. Les séquences de type *coarsening-up* sont prédominantes.

#### 1.4.4. Lors d'une baisse importante et très destructrice du niveau marin relatif

Tout l'ancien stock de sédiment constitué par les édifices deltaïques de hauts niveaux marins est progressivement détruit et les matériaux sont évacués en désordre vers le talus continental (L'Homer, 1980). La plate-forme subit une accréation ; des canyons et des lobes deltaïques sous-marins (*deltaïc fans*) se développent. Seuls quelques témoins des dépôts lagunaires restent accrochés à la périphérie de l'ancien bassin deltaïque.

Un réseau fluviatile en tresses avec sédiments grossiers s'installe sur le site de l'ancien delta, mais suivant un profil plus bas et à pente plus accentuée, en équilibre avec la nouvelle cote du niveau marin.

#### 1.4.5. Conclusion

Les régressions importantes (par baisse du niveau marin relatif) sont fatales aux constructions deltaïques antérieures (qu'elles livrent aux processus d'érosion). De plus, elles contribuent fortement au développement des systèmes turbiditiques. Seules les lentes et régulières élévations du niveau marin, par eustatisme ou par subsidence, favorisent le développement de corps sableux deltaïques épais.

Mais qu'en est-il lorsque le niveau marin est stabilisé ? La plupart des auteurs pensent que le niveau marin relatif a toujours été en perpétuelle évolution pendant la construction du delta du Rhône. Mais cette étude va tendre à prouver le contraire.

L'ensemble de ces processus est géré par six paramètres fondamentaux.

## **1.5. L'INFLUENCE ET L'INTERACTION DES PARAMETRES REGISSANT L'EVOLUTION DES PROCESSUS DE SEDIMENTATION DANS LE DELTA DU RHONE**

Dans cette partie, le paramètre « production biologique » sera négligé.

En ce qui concerne les cinq autres paramètres, leur influence est illustrée par quelques exemples tirés des connaissances actuelles. La subsidence et l'eustatisme ont déjà été évoqués dans les parties précédentes, mais quelques données sont rappelées à titre indicatif.

Le terme de subsidence regroupe les phénomènes de compaction, les mouvements tectoniques locaux et régionaux (par exemple, le basculement à l'échelle de la Marge).

### **1.5.1. La subsidence et l'eustatisme**

Dans l'évolution du trait de côte, une permanence des processus est observée localement (L'Homer, 1988). Par exemple, une progradation rapide de la côte de la région de l'Espiguette (5,5 m/an depuis 1869, au niveau du phare) est liée au recul du littoral de la Petite Camargue (4 à 5,5 m/an depuis 1895). Ceci permet de déduire les grandes tendances évolutives du littoral de cette région.

Par contre, il existe des décalages importants dans la vitesse de la montée des eaux et la paléobathymétrie de la fin de la montée holocène du niveau marin en France méridionale entre les « courbes » établies sur substrats rocheux et la « courbe » de Fos (Vella *et al.*, 1998).

La « courbe » de Fos présente un profil irrégulier, caractérisé par un palier ou un ralentissement entre 3990 +/- 210 BP et 2110 +/- 140 BP. Cette longue période de ralentissement sépare deux phases de montée rapide du niveau marin. Lors de la première phase, de 6590 +/- 105 BP à 3990 +/- 210 BP, la vitesse de montée est comprise entre 0,26 mm/an et 0,44 mm/an. Cette vitesse est proche de la vitesse calculée pour les sites de Provence (Morhange *et al.*, 1993) du moins pour la période 4500 à 3500 BP (entre 0,4 mm/an et 0,3 mm/an). Pour la seconde phase, de 2110 +/- 140 BP à nos jours, la montée à Fos est au moins cinq fois plus rapide que sur les côtes de Provence (substrats rocheux). En effet, elle est comprise entre 1 mm/an et 0,66 mm/an à Fos (Vella *et al.*, 1998), alors que les indicateurs biologiques sur substrats rocheux ont permis de calculer une vitesse comprise entre 0,25 mm/an et 0,15 mm/an (Morhange *et al.*, 1993). La paléobathymétrie est donc décalée par rapport aux sites sur substrat rocheux : ainsi le niveau antique vers le second siècle après J.C. est situé sur le littoral provençal vers - 50 cm NGF, soit au moins 1,3 m plus haut qu'à Fos.

Or, les sédiments holocènes, dans la partie est du Golfe de Fos, par leur faible puissance (environ 2 m) et leur nature très majoritairement sableuse, n'ont pu subir que de faibles tassements (Vella *et al.*, 1998). Pour les séquences limoneuses ou tourbeuses, une valeur de tassement, déterminée à partir d'essais géotechniques réalisés *in situ* par le Port Autonome de Marseille, a été intégrée dans le calcul de variation du niveau marin relatif (Rapport Port autonome de Marseille, 1971).

Par conséquent, des mouvements d'origine tectonique pourraient expliquer la position anormalement basse des paléoniveaux marins de Fos à partir de 6000 BP. Le glissement progressif vers l'Est du Rhône dans son delta (avulsion) s'expliquerait ainsi par une subsidence d'origine tectonique du golfe de Fos (L'Homer *et al.*, 1981).

### **1.5.2. La production sédimentaire, le climat et l'anthropisme**

Alors que les phénomènes géologiques interviennent, en partie, dans la tendance séculaire à la hausse du niveau de la mer, des phénomènes cycliques semblent plutôt relever de la variabilité climatique (Arnaud-Fassetta, 1996). En effet, les observations océano-atmosphériques récentes en Méditerranée occidentale confirmeraient la relation phase haute ou basse du niveau de la mer avec les conditions météorologiques (fréquence plus ou moins importante des vents de mer et élévation du niveau marin, situations du Mistral et abaissement du niveau marin).

Les apports solides jouent également un rôle déterminant dans la mobilité historique des littoraux deltaïques (Provansal *et al.*, sous presse).

Les apports détritiques déterminent la dynamique du littoral : des apports sableux abondants édifient des cordons littoraux épais progradants, alors que les fractions fines favorisent l'apparition de lagunes. Ils modifient également le chenal fluvial qui s'ajuste aux contraintes hydrosédimentaires (Schumm, 1993 ; Blum et Törnqvist, 2000).

La montée du niveau marin relatif, d'abord rapide entre 18000 et 6000 BP (1 cm/an en moyenne), est progressivement ralentie au cours de l'Holocène (Aloisi, sous presse), puis caractérisée par un palier, en particulier, entre 4800 et 2500 BP (Vella et Provansal, 2000).

Or une recrudescence de la torrencialité sur les versants et un gonflement des flux solides alluviaux est observée à partir de 4700 BP (Jorda et Provansal, 1996). Dans l'étang de Berre, une accélération des taux de sédimentation est perçue entre 4200 et 3300 BP (Provansal, 1995). Dans le marais des Baux, près d'Arles, la montée rapide du niveau hydrique à partir de 4185 BP est interprétée comme le signe d'une augmentation de la pluviométrie (Bruneton, 2000). Pour ces auteurs, le forçage climatique, plus humide, est renforcé par les premiers effets de l'anthropisation qui renforce la charge solide des cours d'eau. Triat-Laval (1978) souligne l'apparition du facteur anthropique dans les paysages végétaux de la basse vallée du Rhône à partir de 5500 BP environ.

## 1.6. LA CONSTRUCTION HOLOCENE DU DELTA DU RHONE

Le Rhône a construit son delta à partir de plusieurs bras, plus ou moins importants et fonctionnant plus ou moins simultanément (fig. 11a et fig. 11b). D'après les textes antiques, le nombre d'embouchures varie de deux à sept. Chaque bras peut aboutir à la mer par une ou plusieurs embouchures appelées graus.

Il reste aujourd'hui sur les cartes et les documents de télédétection, des traces bien marquées des divagations du fleuve sur son bas cours.

Cette histoire variée laisse présager de la variabilité et de la complexité des processus dynamiques et des paramètres évoqués dans les chapitres précédents. La figure 8 met en relation l'évolution des bras du Rhône avec quelques courbes de variation du niveau marin relatif proposées à ce jour.

La carte hydrographique (fig. 12) dessine les anciens bras (Rhône de Saint-Ferréol, Rhône d'Albaron, Rhône d'Ulmet, Rhône de Peccais, Rhône du Grand Passon et Bras de Fer) et les bras actuels du Rhône (Petit Rhône et Grand Rhône).

### 1.6.1. Le stade pointu du delta

Entre 6000 et 4500 av. J.C., le Rhône de Saint Ferréol constitue la branche principale de la plaine deltaïque (L'Homer *et al.*, 1981). Il a pris naissance à partir du bras qui coulait vers le Sud au pied occidental du rocher d'Arles. A la latitude de l'actuelle rive nord du Vaccarès, il butait sur un cordon de dunes et se dirigeait vers l'Ouest avant de reprendre son cours Nord-Sud à la faveur d'une passe.

La stabilisation du niveau marin, combinée à l'abondance de la charge sédimentaire d'origine climato-anthropique, l'existence d'une unique embouchure et la présence d'un platier rocheux (néotyrrhénien) sous-jacent à une profondeur de quelques mètres, favorisent la progradation rapide du delta (stade pointu) vers le Sud, avec la mise en place d'un ensemble de cordons littoraux convergents au nord des Saintes-Maries (Arnaud-Fassetta, 2000).

Cette progradation est cependant pulsée du fait des variations dans les apports solides du Rhône (Provansal *et al.*, sous presse).

Le delta du Rhône de Saint Ferréol s'étendra jusqu'à 5 km au large du rivage actuel (Heurteaux, 1997).

### 1.6.2. La mise en place d'un delta de type digité

A partir de 4500 av. J.C., la progradation deltaïque se ralentit (Arnaud-Fassetta, 2000). En effet, l'élévation du niveau marin a obligé le Rhône à réajuster constamment son niveau de base en préservant par aggradation les systèmes alluviaux en amont, ce qui en réduit la pente et entrave l'écoulement. Cette évolution favorise la formation de méandres et de ruptures de berges. C'est ainsi qu'un delta de type digité se met en place. Deux nouveaux bras prennent naissance, l'un sur la rive droite du Rhône de Saint Ferréol : le Rhône d'Albaron prolongé par le Rhône de Peccais, l'autre sur la rive gauche : le Rhône d'Ulmet, qui doit son nom à l'abbaye cistercienne installée sur ses rives en 1157 (Heurteaux, 1997).

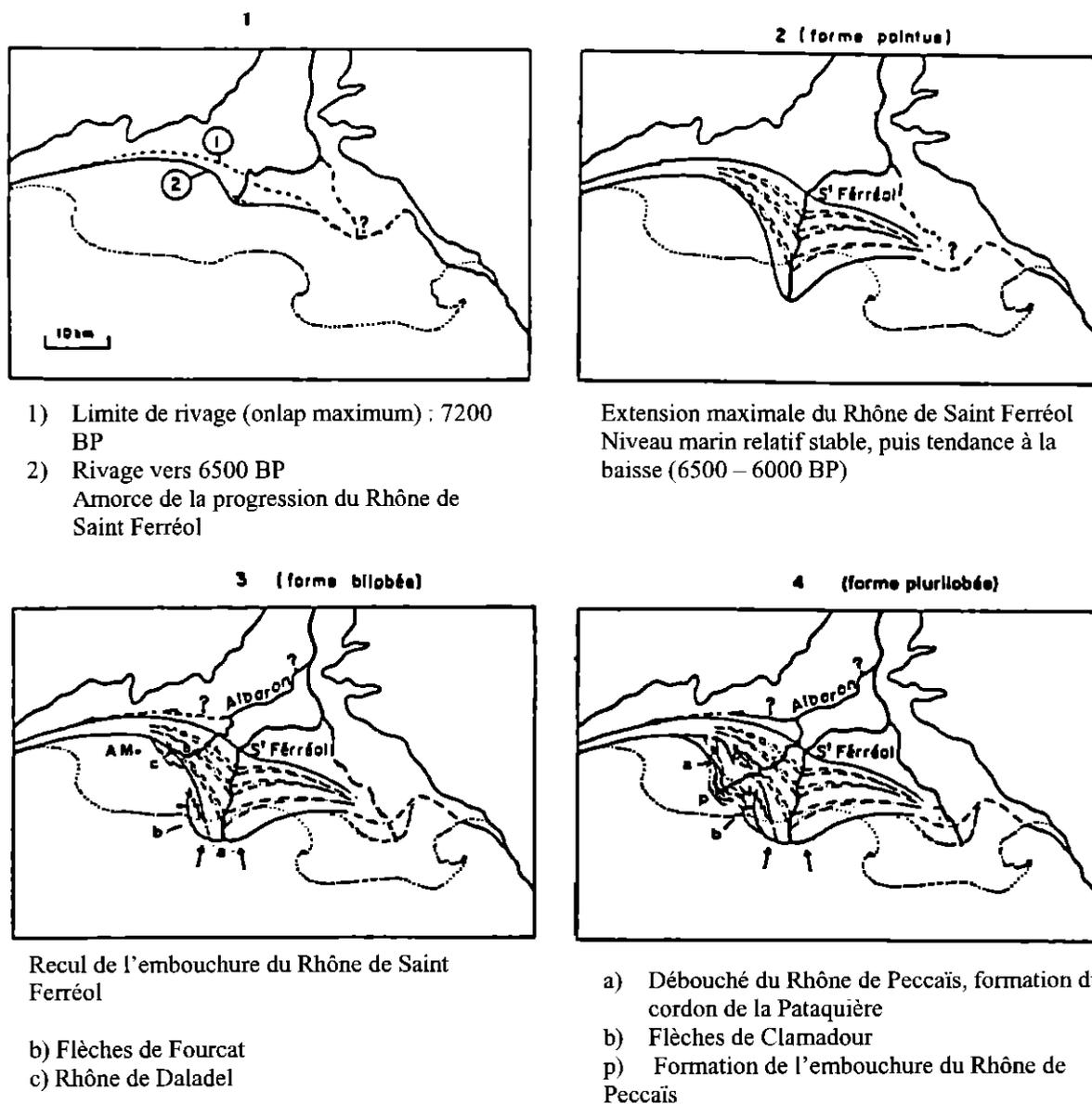
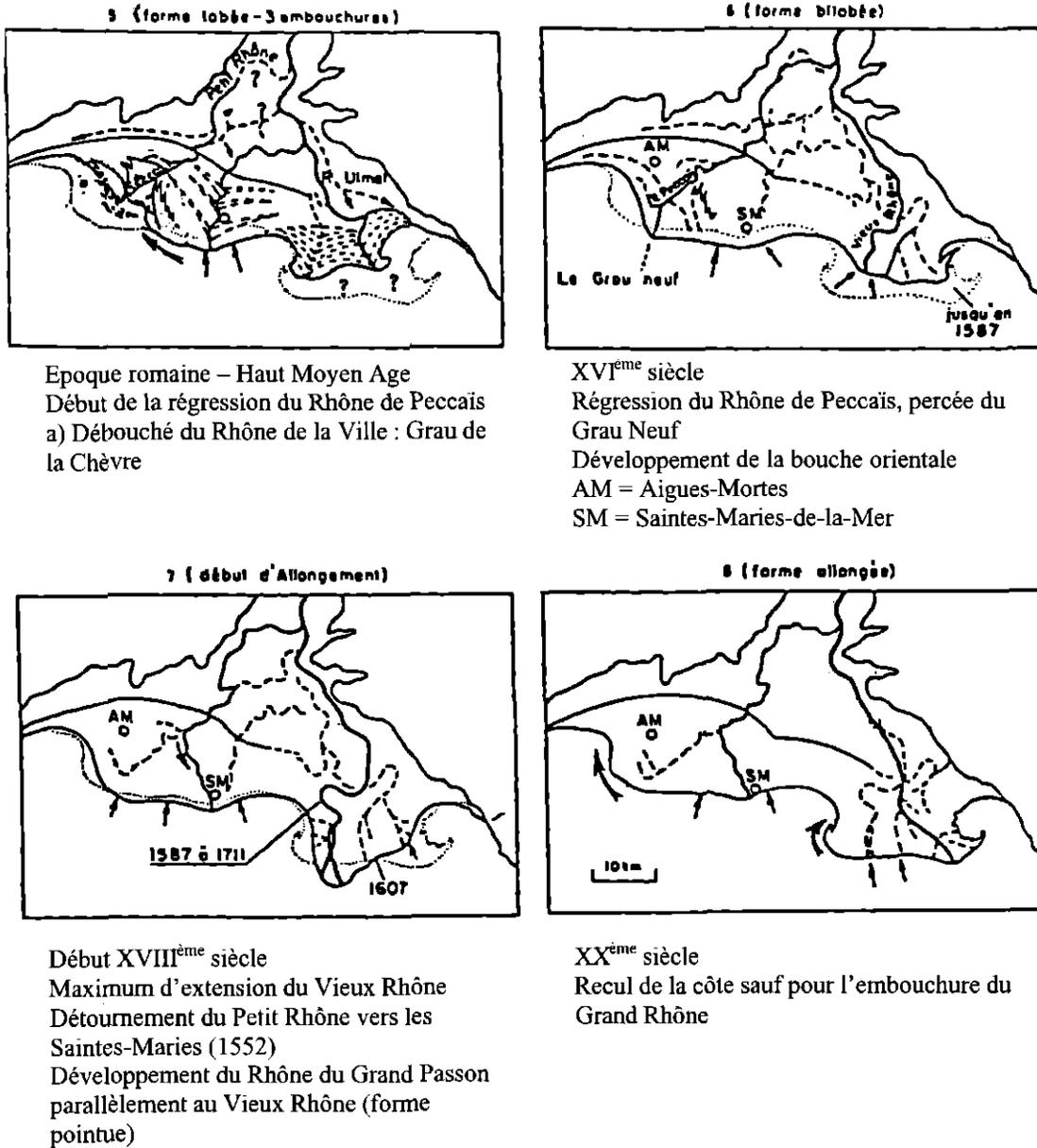


Fig. 11a - Principales étapes de l'évolution du delta du Rhône depuis 7000 BP, d'après L'Homer et al. (1981) modifié

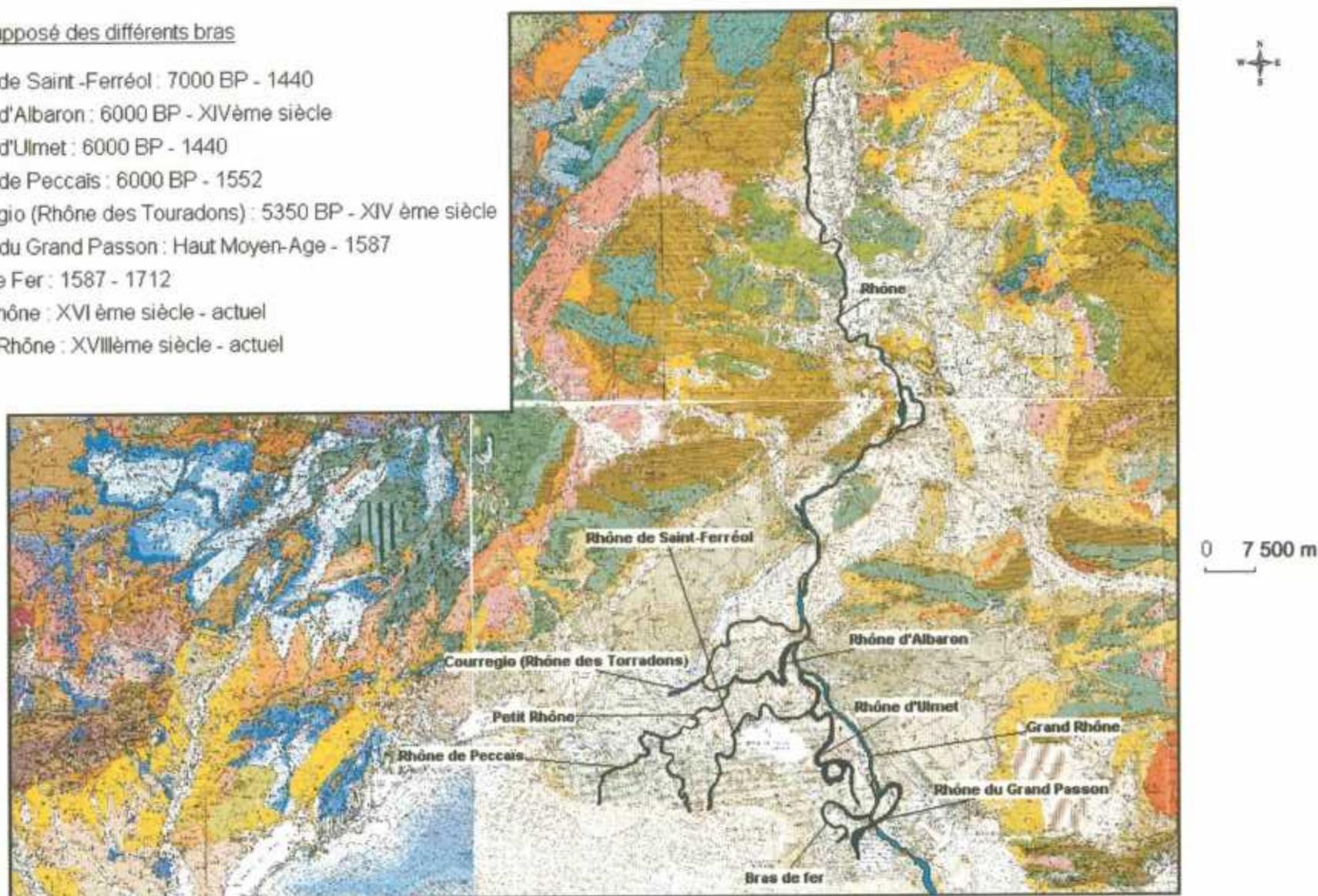


**Fig. 11b - Principales étapes de l'évolution du delta du Rhône depuis 7000 BP (suite), d'après L'Homer et al. (1981) modifié**

**Fig. 12 - Carte des anciens bras et des bras actuels du Rhône**

Age supposé des différents bras

- Rhône de Saint-Ferréol : 7000 BP - 1440
- Rhône d'Albaron : 6000 BP - XIV<sup>ème</sup> siècle
- Rhône d'Ulmet : 6000 BP - 1440
- Rhône de Peccais : 6000 BP - 1552
- Courregio (Rhône des Touradons) : 5350 BP - XIV<sup>ème</sup> siècle
- Rhône du Grand Passon : Haut Moyen-Age - 1587
- Bras de Fer : 1587 - 1712
- Petit Rhône : XVI<sup>ème</sup> siècle - actuel
- Grand Rhône : XVIII<sup>ème</sup> siècle - actuel



### **1.6.3. La fermeture des bras les plus anciens**

La répartition de l'énergie hydraulique en plusieurs bras secondaires affaiblit les capacités d'évacuation sédimentaire et favorise l'instabilité des chenaux (Provansal et al., sous presse).

Ainsi, le partage des eaux entre trois bras amorce le déclin du Rhône de Saint Ferréol qui cependant reste une voie d'eau importante jusqu'au XI<sup>ème</sup> siècle ap. J.C. Au milieu du XIII<sup>ème</sup> siècle, le colmatage le transforme en roubine. Il est fermé par l'homme en 1440.

Le Rhône d'Albaron perd de son importance dès l'Empire romain et la naissance du cours médian de l'actuel Grand Rhône marque sa fin. Il est colmaté au XIII<sup>ème</sup> siècle ap. J.C.

Le Rhône d'Ulmet laisse la trace de méandres à convexité orientée vers l'Est. Peu à peu colmaté, il est condamné en même temps que le Rhône de Saint-Ferréol (Stouff, 1993).

L'époque à laquelle la partie haute de l'actuel Petit Rhône a pris naissance au nord du rocher d'Arles est inconnue. On sait seulement qu'elle existait déjà au temps des Romains. Gêné par le bourrelet alluvial du Rhône d'Albaron, son cours était dévié vers l'Ouest et débouchait dans la lagune de Scamandre.

A l'Est, se développe, pour une courte durée, le bras du Grand Passon.

### **1.6.4. Le développement du Grand Rhône et du Petit Rhône**

La partie médiane de l'actuel Grand Rhône a pris naissance entre les VI<sup>ème</sup> et X<sup>ème</sup> siècles ap. J.C (Heurteaux, 1997).

Le décrochement vers l'Ouest du Petit Rhône à la hauteur de Saint-Gilles serait la conséquence de travaux d'adduction d'eau commandés par les rois goths au IX<sup>ème</sup> siècle.

Au XVI<sup>ème</sup> siècle, le Bras de Fer, vaste méandre, se surimpose à l'appareil deltaïque préalablement construit par le Rhône d'Ulmet.

En 1554, le Petit Rhône abandonne le bras de Peccais pour suivre le canal des Launes creusé pour alimenter le village des Saintes-Maries-de-la-Mer privé d'eau douce après la condamnation du cours de Saint Ferréol. Les eaux du Petit Rhône débouchent depuis à l'ouest des Saintes-Maries-de-la-Mer, au grau d'Orgon.

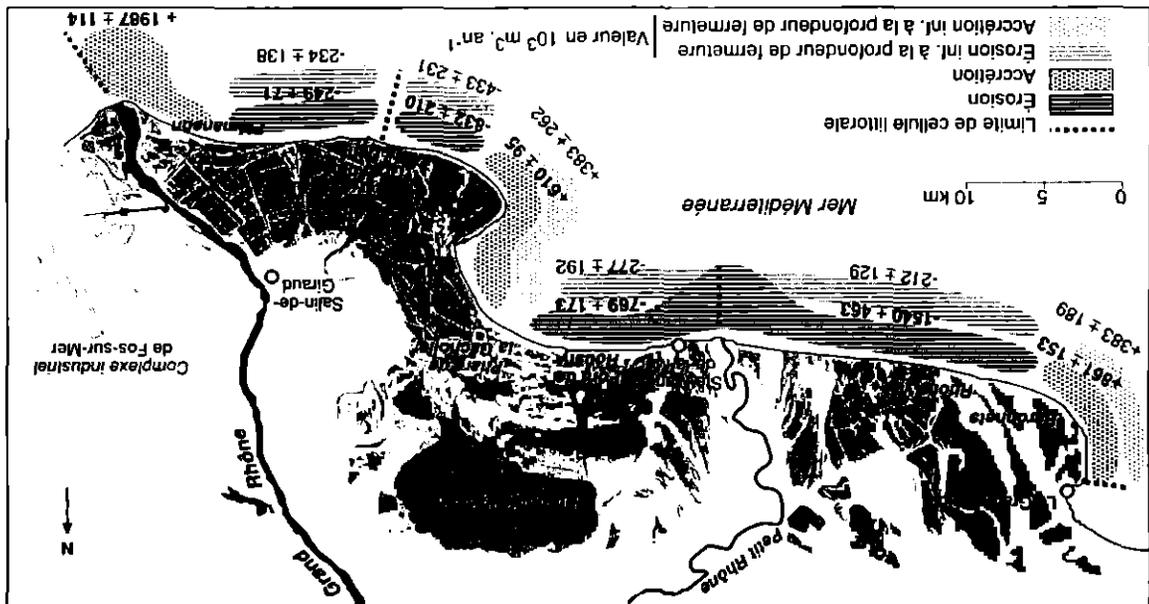
En 1711, lors d'une crue, le Grand Rhône abandonne le méandre du Bras de Fer au profit d'un canal creusé sur le Plan du Bourg pour dessaler les étangs côtiers et éviter la contrebande du sel. Le méandre abandonné est transformé en roubine d'irrigation.

De nos jours, une différence de comportement existe entre l'embouchure du Grand Rhône (qui continue à prograder) et l'embouchure du Petit Rhône (qui est en érosion) (fig. 13).

Des phénomènes différents se produisent à l'embouchure du Petit Rhône, dont le faible débit est incapable, au contraire, de fournir une charge sédimentaire suffisante pour compenser les pertes par dispersion littorale, toujours accompagnées de transferts. Il en résulte, malgré la migration des méandres vers l'aval, une érosion généralisée des berges au débouché, corrélatrice du recul des grèves marines avoisinantes. Très limitée, cette érosion progresse vers l'amont, au fur et à mesure du recul de la côte.

Au niveau de l'embouchure du Grand Rhône, des îles triangulaires prennent naissance par l'émersion frontale de la partie médiane de la barre d'embouchure (Duboul-Razavet, 1956). De part et d'autre de la zone émergée, se construisent des crochons de réfraction dirigés vers l'amont, qui s'emboîtent les uns dans les autres, finissant par donner la forme triangulaire caractéristique. Avec l'avancée du promontoire, le grau oriental s'élargit par érosion de sa rive gauche, sous l'action des vents de secteur Ouest et surtout du mistral dominant (portant sur cette portion de la berge). Puis, sur l'embouchure élargie, apparaît une nouvelle île.

Fig. 13 - Bilans sédimentaires du prodelta et du delta depuis 1895, d'après Provansal et al. (sous presse)



## 2. La géométrie des prismes postglaciaires du delta du Rhône : les travaux antérieurs

La plupart des travaux récents consistent à étudier le delta du Rhône par une approche cartographique et géomorphologique (datations et mise en évidence des périodes de haut et bas niveau marin à travers l'étude des cordons littoraux ; L'Homer *et al.*, 1981) ou par une approche combinant observations lithologiques, données archéologiques et indicateurs biologiques (Vella *et al.*, 1998).

D'autres auteurs se sont aussi intéressés à l'architecture en profondeur des prismes holocènes autour du Golfe du Lion, grâce aux données de subsurface.

- C. Kruit (1955) commença par cartographier la distribution des dépôts de plaine d'inondation, des cordons littoraux et des chenaux distributaires. Selon lui, les dépôts de chenaux fluviaux sont dominants dans la partie nord de la plaine deltaïque, alors qu'au Sud se dessine un important réseau de plages abandonnées. Les chenaux actifs et abandonnés entaillent ces cordons dans leur cheminement vers la mer.

En profondeur, il utilise les données provenant des puits creusés pour l'eau (essentiellement par des particuliers) situés pour la plupart dans le nord du delta. Il utilise aussi les données des puits pétroliers fournis par la compagnie S.N.P.L.M. (Société Nationale des Pétroles du Languedoc Méditerranéen), plutôt localisés dans le centre et le sud du delta, et enfin de sondages à la tarière, d'une dizaine de mètres de profondeur, effectués lors de deux campagnes de terrain.

De ces informations, il déduit que l'ensemble du delta récent comporte, à sa base, une couche de graviers faiblement inclinée vers le Sud (fig. 14).

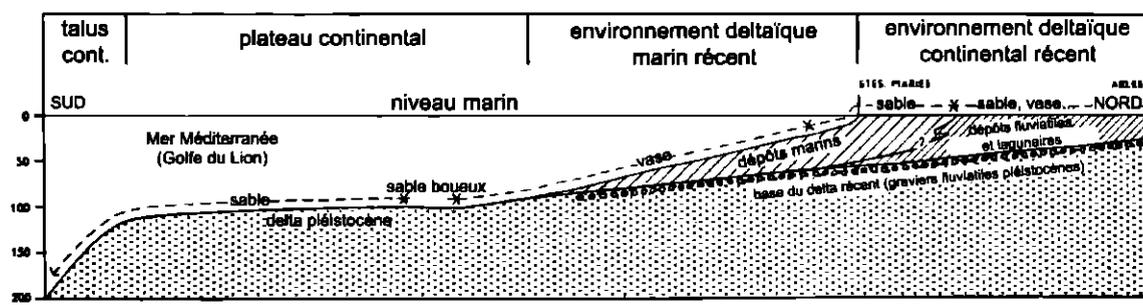


Fig. 14 - Coupe Nord-Sud à travers les dépôts du delta récent, d'après Kruit (1955) modifié

C. Kruit remarque qu'une coupe verticale dans le delta récent, au niveau de la côte actuelle, traverse presque exclusivement des dépôts marins (50 à 60 m d'épaisseur), alors qu'une coupe similaire dans le nord du delta montrera exclusivement des sédiments fluviaux ou lagunaires (20 à 30 m d'épaisseur). En ce qui concerne l'architecture dans l'espace, par manque de données, son étude ne dépasse pas les tous derniers mètres de la série. Il dessine ainsi des profils n'allant pas au-delà de 8 m de profondeur. Mais déjà il parvient à distinguer des dépôts marins, lagunaires et fluviaux et il donne un début de représentation en trois dimensions de ses transects (fig. 15).

L'étude de photographies aériennes et d'échantillons de surface lui permet également d'émettre une première hypothèse sur l'histoire du delta fini-Holocène. Il montre que les lobes successifs du delta sont abandonnés quand un chenal distributaire trouve un chemin plus court vers la mer. De nouveaux lobes sont alors construits et recouvrent souvent ceux abandonnés. Ce processus, qui s'est répété plusieurs fois pendant les périodes de montée et de stabilisation du niveau marin, a produit un vaste domaine sédimentaire de deltas imbriqués.

C'est ainsi que le développement du delta holocène semble avoir été largement guidé par les changements successifs du cours majeur du Rhône. La conséquence du fait que le principal chenal se soit régulièrement déplacé latéralement, est que les dépôts deltaïques se retrouvent le long de 50 km de côte. A l'endroit où les embouchures sont abandonnées, l'érosion marine fait reculer la ligne de rivage. Le sédiment remanié par les vagues est alors transporté vers l'Ouest le long du rivage, principalement sous l'action de la houle et des courants générés par un vent de Sud-Est. Il est ensuite redéposé dans des endroits abrités des actions de la mer.

- Jusque là, la connaissance des sédiments marins de la fin de l'Holocène du delta du Rhône est largement basée sur les informations obtenues lors de deux campagnes d'échantillonnage en mer, menées successivement en 1958 et 1959 par van Straaten. Les échantillons prélevés au front du delta permirent une étude régionale du modèle de distribution des sédiments et des restes de faune (Van Straaten, 1959, 1960 ; Lagaaij et Gautier, 1965).

Au cours des années 1957, 1960 et 1961, la compagnie pétrolière SHELL procède au carottage de 29 puits à terre, sur l'ensemble du delta du Rhône (fig. 16). Les résultats de cette campagne publiés par E. Oomkens (1967 et 1970) fournissent une avancée majeure pour la connaissance géologique du delta du Rhône. Cette campagne permet une vision en trois dimensions qui aide un peu plus à la compréhension de la répartition horizontale des faciès. Ceci apporte de nouvelles informations sur la structure du delta et l'historique des dépôts. E. Oomkens (1970) détermine l'environnement de dépôt des sédiments rencontrés dans ces carottes, en distinguant quatre lithofaciès majeurs qu'il représente dans un bloc-diagramme (fig. 17).

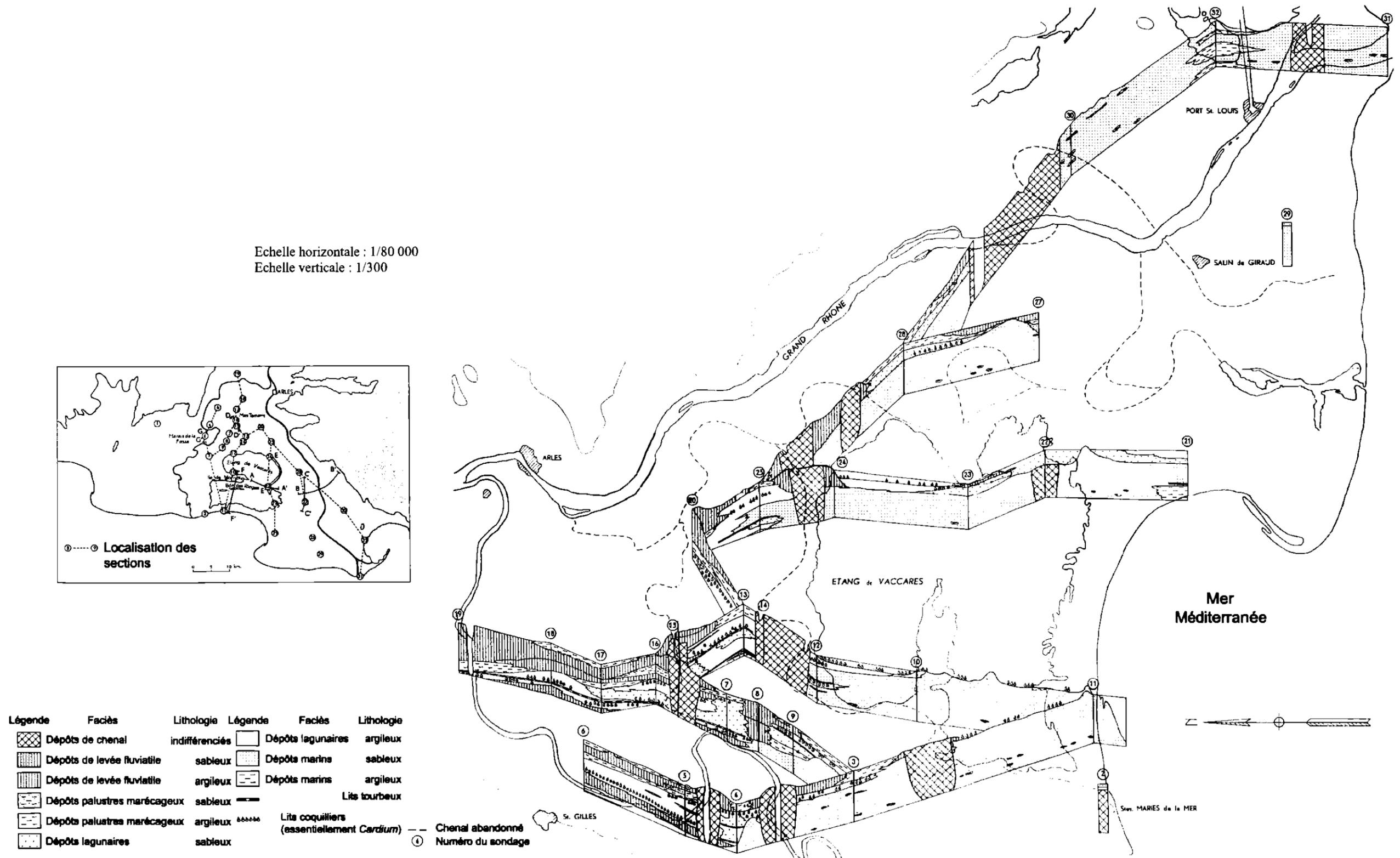
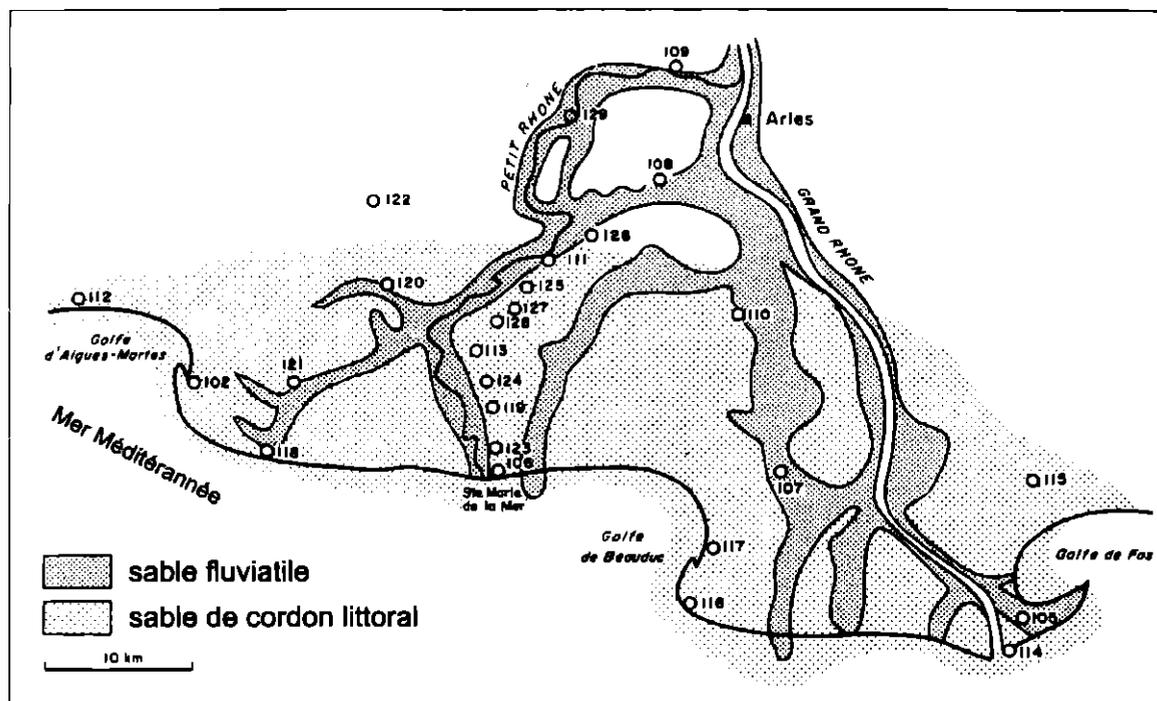


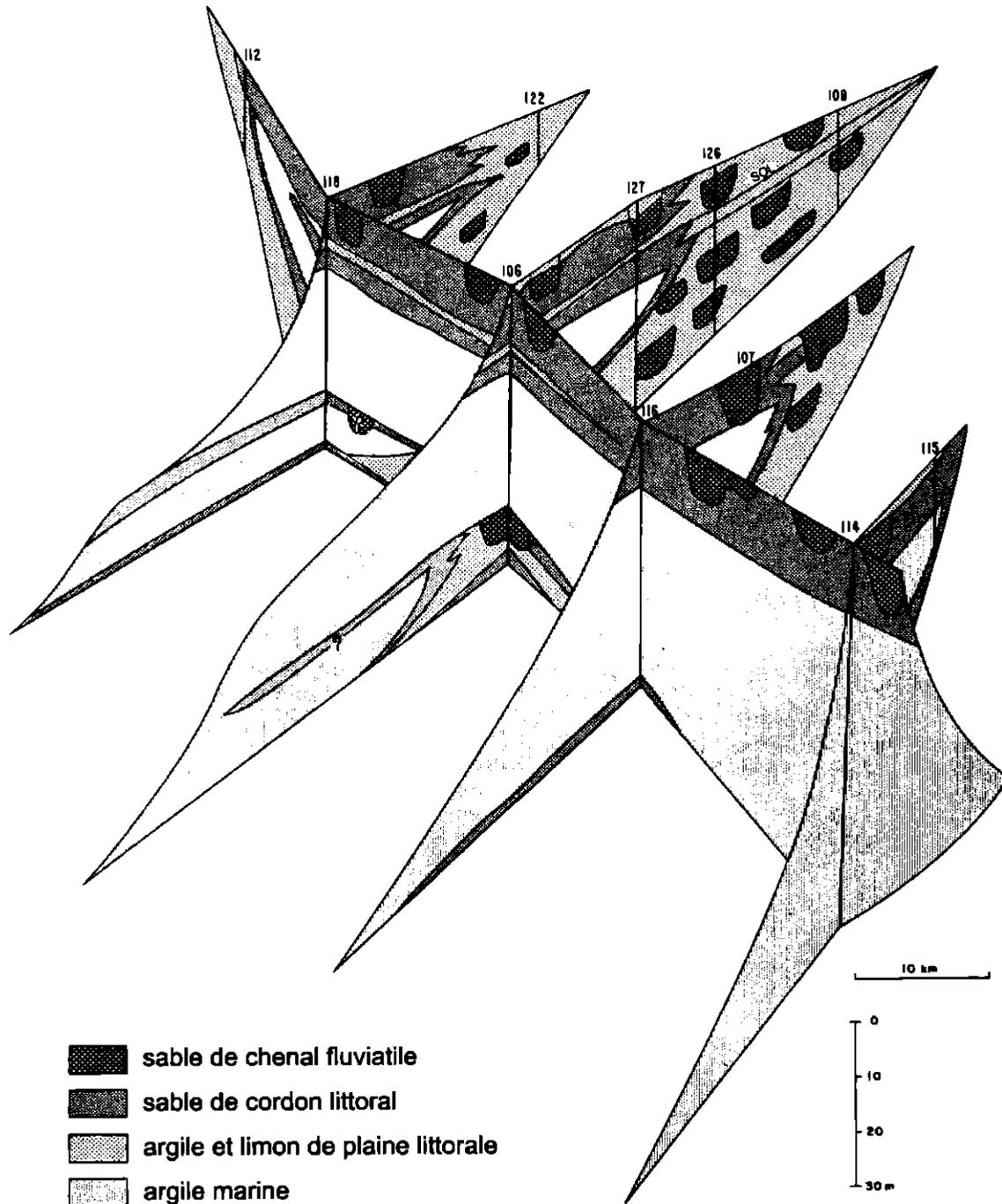
Fig. 15 - Coupes à partir de sondages à la tarière et carte de localisation des sections, dans les dépôts les plus récents du delta du Rhône, d'après Kruit (1955) modifié



**Fig. 16 - Localisation des sondages carottés et des principaux types de sable dans le delta holocène récent, d'après Oomkens (1970) modifié**

Verticalement, chaque unité lithologique est le résultat du dépôt de sédiments dans un environnement particulier. E. Oomkens (1970) souligne également l'importance des contacts entre ces unités lithologiques (contacts érosifs ou contacts progressifs). Il montre ainsi, à travers des corrélations lithologiques, que les sédiments peuvent être répartis suivant plusieurs types de séquences de dépôt qu'il définit de la façon suivante : séquences transgressives, séquences régressives, et séquences de chenaux.

- Une transgression s'accompagne du dépôt d'un corps sédimentaire dans lequel des dépôts de plaine littorale sont recouverts par des dépôts grossiers de cordons littoraux qui sont, à leur tour, recouverts par des dépôts marins. Le corps sableux, dans chaque séquence, peut varier d'épaisseur, mais dans le delta du Rhône, son épaisseur est, en général, légèrement supérieure à 2 m.
- Une régression s'accompagne du dépôt d'un corps sédimentaire qui contient à sa base un sédiment fin, et un sédiment grossier à son sommet. Le passage des argiles marines ou lagunaires à la base aux sables grossiers au sommet est progressif. L'extension des corps sableux peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres carrés. Cette séquence contient des sédiments drainés par le fleuve mais qui se sont déposés en environnement marin : c'est une séquence deltaïque *offlap* (Scruton, 1960).
- Les séquences de chenaux sont formées de corps sédimentaires composés de sédiment grossier à la base et de sédiment fin essentiellement au sommet.



**Fig. 17 - Bloc-diagramme schématique dans le complexe deltaïque postglaciaire du Rhône, d'après Oomkens (1970) modifié**

Ces séquences seraient soit contrôlées par des facteurs locaux, par exemple l'abandon ou la migration d'un chenal fluvial, soit fortement influencées par des facteurs mondiaux (allocycliques), comme les variations eustatiques. Si un tel facteur prédomine, les séquences de dépôt doivent montrer une large répartition latérale avec peu de variations lithologiques.

A l'aide de ces observations, E. Omkens a effectué des corrélations lithologiques le long d'une coupe Nord-Sud qui traverse l'ensemble du delta (fig. 18). Cette coupe a été construite à partir de 12 puits carottés et espaces de plusieurs kilomètres. Dans ce profil, il met en évidence que la transgression marine est enregistrée à des profondeurs de moins en moins importantes vers le Nord (soit vers l'intérieur des terres).

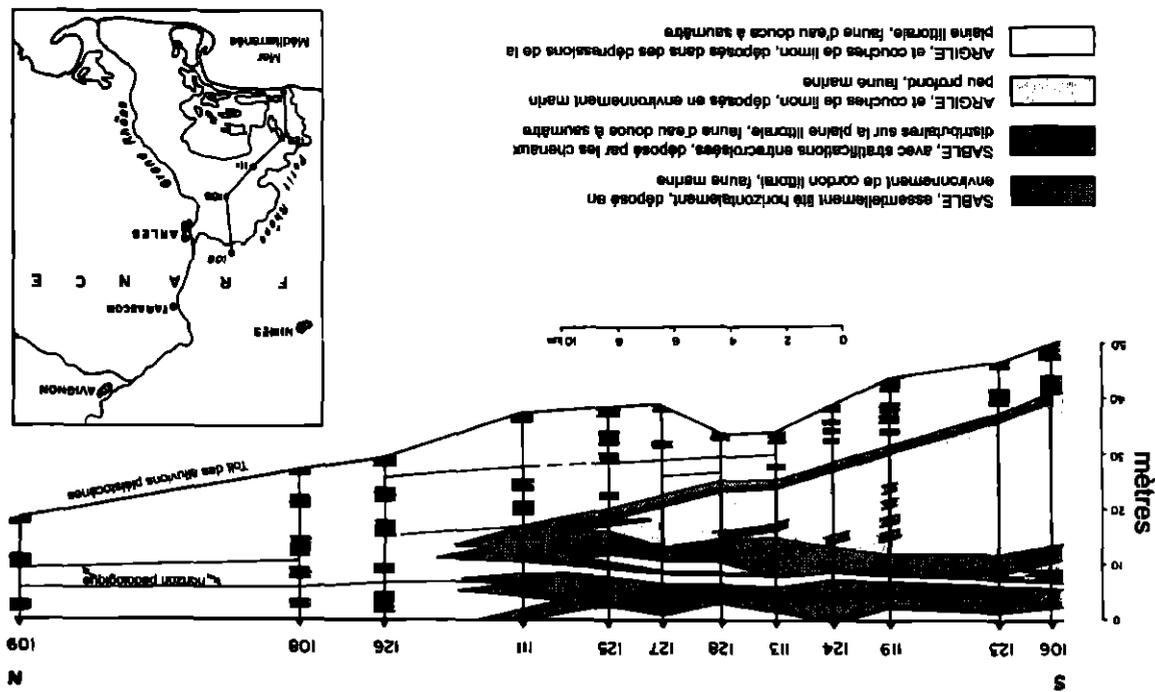
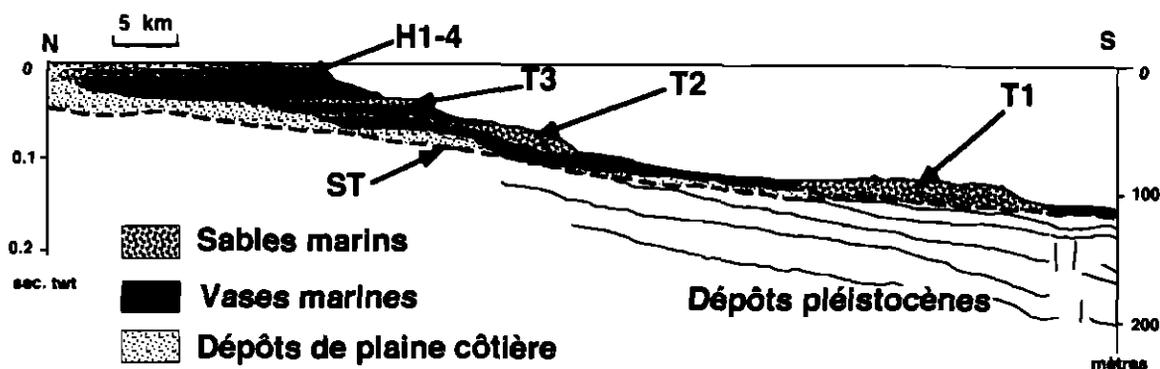


Fig. 18 - Correlations lithologiques, selon une coupe Nord-Sud, à travers le complexe deltaïque postglaciaire du Rhône, d'après Omkens (1970) modifié

➤ L'équipe du BDSI (Université de Perpignan) analyse également l'organisation des dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne (Gensous et al., 1993; Gensous et Tesson, 1997). Leurs résultats sont fondés sur l'analyse et l'interprétation de données de sismique haute résolution et de prélèvements. Ils représentent également pour leur interprétation les données de forages effectués sur la plaine deltaïque du Rhône par Omkens (1970).

Ils détaillent le fait que ces dépôts sont constitués d'un ensemble d'unités rétrogradantes représentant, en termes de stratigraphie séquentielle (Van Wagoner *et al.*, 1988) des paraséquences du cortège transgressif, surmontées au niveau de la plaine deltaïque par les paraséquences progradantes du cortège de haut niveau (fig. 19 et 20). Selon eux, les caractéristiques (position, nature) de ces paraséquences sont corrélées avec les périodes de ralentissement de la remontée eustatique postglaciaire à la fin de l'Holocène, mais sont aussi contrôlées par des facteurs locaux (paléotopographie, conditions dynamiques, origine des apports).



**Fig. 19 - Coupe temps montrant l'organisation stratigraphique et la lithologie des dépôts postglaciaires (voir localisation en figure 20), d'après Gensous et Tesson (1997). T1, T2, T3 : paraséquences transgressives ; H1-4 : paraséquences de haut niveau ST ; surface transgressive**

Sur la plaine deltaïque actuelle, au sein du cortège transgressif, ils mettent en évidence deux unités de forme prismatique à lenticulaire, de 15 à 25 m d'épaisseur, et situées entre 30 et 60 m de profondeur. Elles sont constituées de réflecteurs de type oblique tangentiel, progradants vers le large. Quant à l'ensemble progradant, il est composé de dépôts marins. Il débute à environ 15 km de la ligne de rivage actuelle et s'épaissirait en direction de la plate-forme.

La position bathymétrique des paraséquences transgressives se corrèle relativement bien avec les phases de baisse du taux de remontée eustatique (fig. 21) qui ont été établies par Bard *et al.* (1993). La limite supérieure de ces prismes transgressifs est une surface polygénique incluant une surface d'érosion subaérienne de bas niveau et une surface transgressive de ravinement.

Après un ultime recul de la ligne de rivage, à environ 15 km en arrière du trait de côte actuel, les dépôts du cortège de haut niveau progradent sur les dépôts transgressifs. Cette progradation s'effectue depuis 6000 ans par le fonctionnement successif de plusieurs complexes deltaïques (L'Homer *et al.*, 1981). Le plus récent, situé dans la partie orientale de la plaine deltaïque, fonctionnerait depuis 2000 ans.

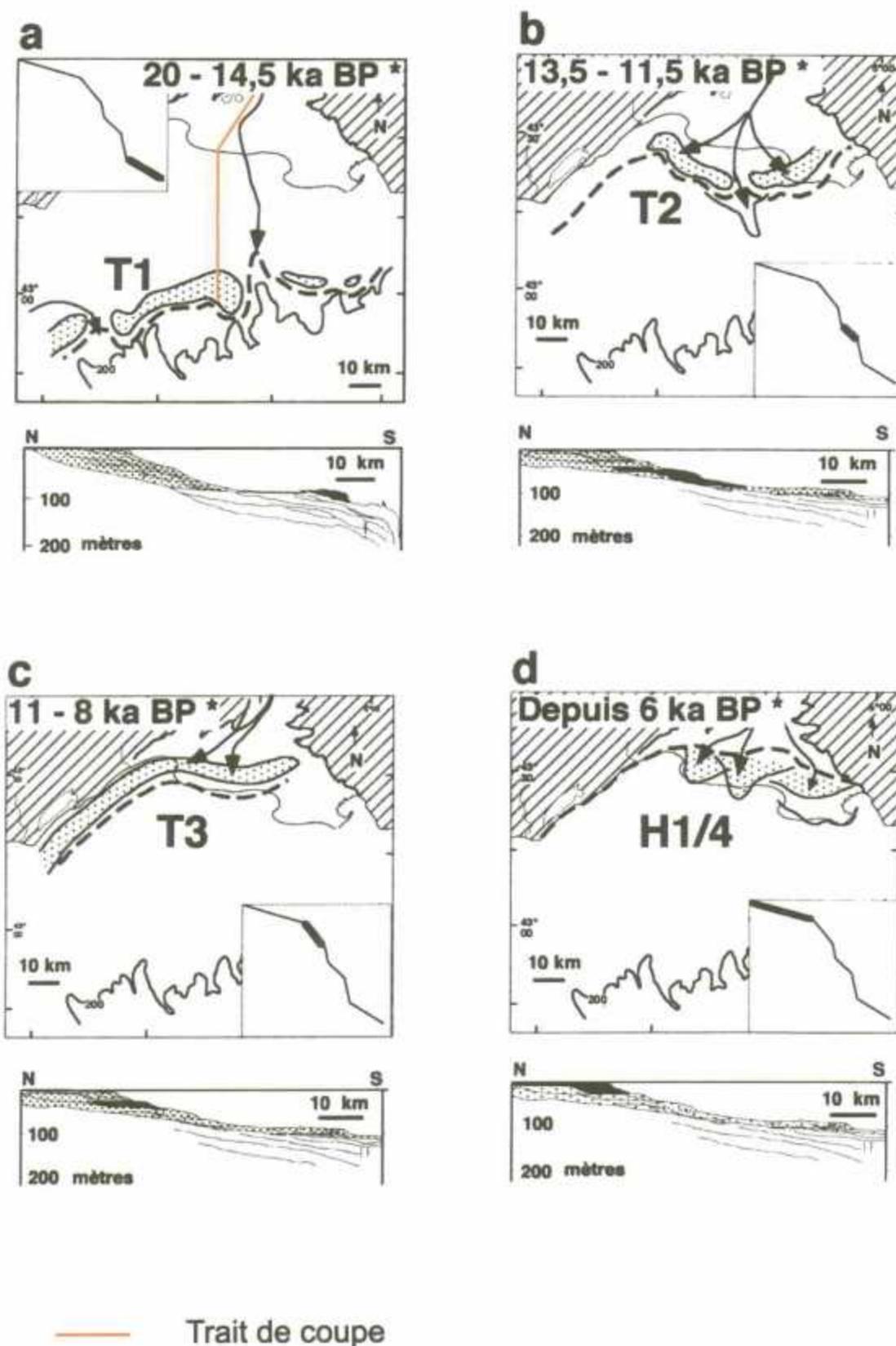
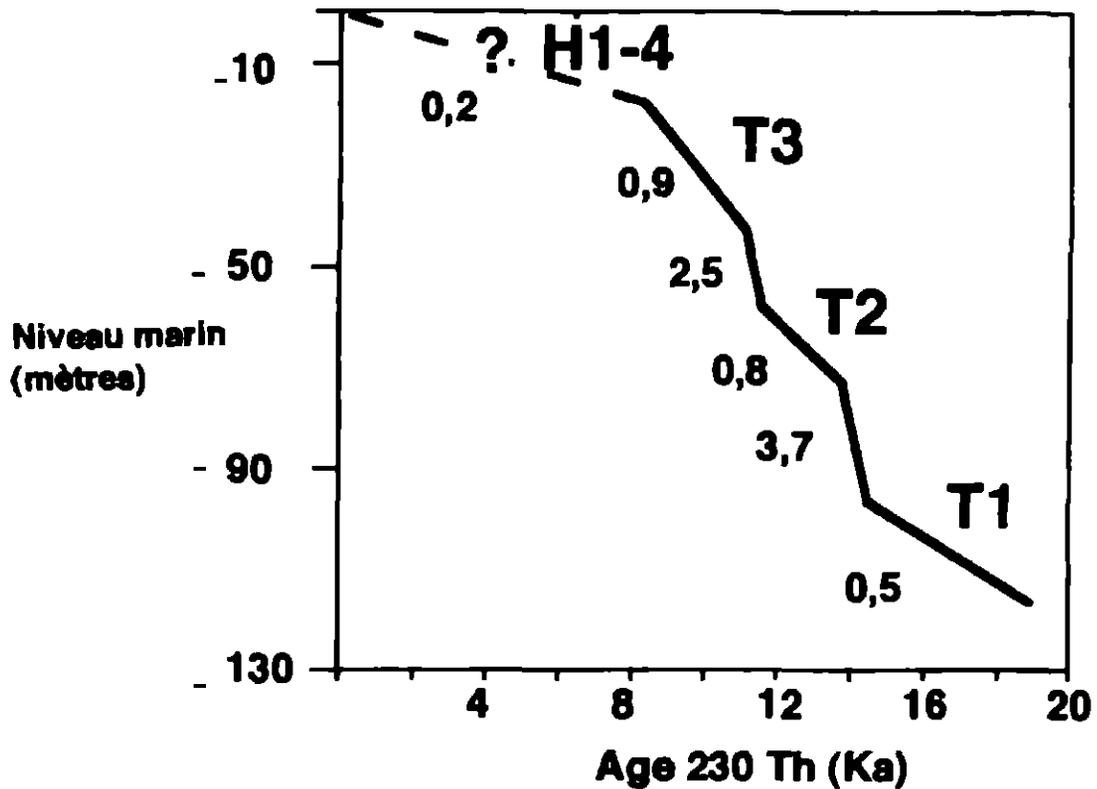


Fig. 20 - Les principales étapes de la transgression postglaciaire sur le plateau rhodanien, d'après Gensous et Tesson (1997) modifié

\* Les âges sont donnés à titre indicatif



**Fig. 21 - Les paraséquences postglaciaires : corrélation avec la courbe de variations du niveau marin, d'après Bard et al. (1993) ; Gensous et Tesson (1997)**

Les chiffres indiquent le taux moyen de remontée en cm/an

T1, T2, T3 : paraséquences transgressives

H1-4 : paraséquences de haut niveau

Les dépôts postglaciaires présentent ainsi une organisation proche du modèle de base de la stratigraphie séquentielle (Posamentier et Vail, 1988 ; Van Wagoner et al., 1988).

➤ Mais les études récentes sur l'Holocène ne se limitent pas au delta du Rhône.

Ainsi, dans le bassin du Roussillon, C. Duvail et al. (2001) ont mis en évidence la progradation de prismes holocènes post-transgression flandrienne (fig. 22) sur la surface d'érosion contemporaine du dernier bas niveau marin (- 120 m à - 18 000 BP). Cette surface montre des incisions pouvant atteindre une soixantaine de mètres au droit du littoral actuel.

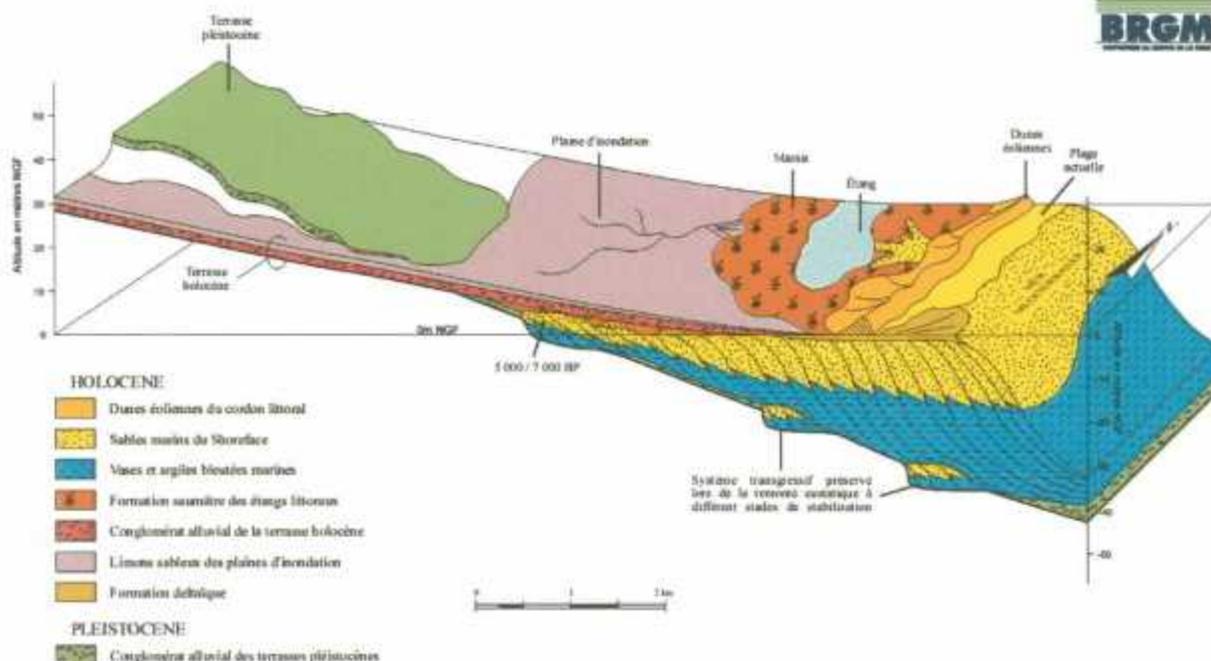


Fig. 22 - Modèle génétique holocène, d'après Duvail et al. (2001)

Le comblement des vallées incisées s'effectue par des systèmes deltaïques au sein desquels la surface de transition marin/continental permet d'individualiser des secteurs en surrection et d'autres en subsidence depuis le début de l'édification du prisme estimé vers 5000 BP (Aloisi *et al.*, 1978). L'hypothèse retenue est que la mise en place de ces prismes de haut niveau s'effectue à niveau marin constant.

Il est également intéressant de citer les travaux de D. Barra *et al.* (1999) qui ont travaillé dans le sud de l'Italie. Ils montrent qu'au début de l'Holocène, la montée rapide du niveau marin conduit au dépôt d'un système transgressif avec, à terre, des dépôts de lagunes et de plages. Puis, le ralentissement de la montée du niveau marin, autour de 8000 BP, entraîne une phase d'aggradation entre 6000 et 4000 BP. A la fin de l'Holocène, la vitesse de remontée du niveau marin diminue considérablement ce qui induit une progradation du système et le colmatage des lagunes.

Ils ont distingué, à travers trois transects perpendiculaires à la côte, plusieurs faciès sédimentaires dans le Pléistocène supérieur et l'Holocène, en contexte subsident : des faciès marins, des faciès de dunes d'estran, des faciès lagunaires et des faciès continentaux. Dans la plupart des cas, les contacts brusques entre les faciès les ont amenés à distinguer plusieurs types de surfaces et de lignes-temps qu'ils ont défini de la façon suivante : limites de séquences (SB), surfaces de transgression (ST) et surfaces de progradation (R). Ils ont ainsi divisé la succession stratigraphique en deux séquences séparées par une surface d'érosion SB.

Encore plus loin de nos côtes françaises, N. Kawamura (2002) met en évidence des surfaces de transgression, des surfaces de ravinement, des cortèges sédimentaires transgressifs, des surfaces de maximum d'inondation, des cortèges sédimentaires de haut niveau marin et des surfaces d'érosion, au sein des dépôts holocènes de plaines littorales au sud-ouest du Japon. Il associe les dépôts deltaïques des cortèges sédimentaires de haut niveau marin à des deltas de type Gilbert (Gilbert, 1885).

### **3. L'approche de subsurface : les analyses et les corrélations**

L'étude de transects en subsurface a été possible grâce aux nombreuses données stockées dans les Banques de données du Sous-Sol des Services Géologiques Régionaux de Languedoc-Roussillon (Montpellier) et Provence-Alpes-Côte d'Azur (Marseille). En effet, au total, près de 7000 forages sont implantés dans les dépôts holocènes ou pléistocènes du delta du Rhône (fig. 23).

Toutes les informations relatives à ces forages (coordonnées Lambert, département, commune, profondeur...) sont stockées dans une base de données informatique. L'utilisation de cette base de données a permis de positionner et géoréférencer avec précision l'ensemble des points sous le système d'information géographique (SIG) MapInfo. Un certain nombre de requêtes ont ensuite permis de sélectionner les points intéressants et de les classer en fonction de leur profondeur.

La méthodologie adoptée consiste à élaborer un modèle géologique par stratigraphie génétique (selon la méthode de Homewood *et al.*, 1992), pour, ensuite, raisonner en terme de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987), appliquée à l'ensemble du delta.

#### **3.1. RAPPELS HISTORIQUES ET GRANDS PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE**

C'est Alcide d'Orbigny qui fut à l'origine de l'échelle stratigraphique. Il montra l'importance des discontinuités et des hiatus séparant les principaux étages (Riout, 1971). Les progrès de l'acquisition sismique marine et l'exploration intensive des marges dans les années 70 fournirent des données 2D de haute qualité montrant l'évolution des systèmes sédimentaires depuis la plate-forme jusqu'aux domaines profonds (Ravenne, 2002).

P.R. Vail et l'école d'Exxon furent les premiers à formaliser la méthode d'interprétation sismique en 1976. Cette interprétation s'appuie sur une étude précise des caractéristiques des réflexions sismiques : continuité, « fréquence », amplitude, configuration, etc., et doit être menée dans le cadre de la séquence de dépôt, définie par la reconnaissance des discontinuités sus- et sous-jacentes et de leurs prolongements conformes. Ces caractéristiques permettent ensuite de définir des unités de faciès sismique, dont les évolutions latérale et verticale conduiront à l'interprétation des environnements de dépôt. Ces données révélèrent aussi l'importance des périodes de non-dépôt. Les lignes-temps en sismique (âges relatifs) sont très précises et permettent d'établir des chartes chronostratigraphiques (fig. 24).

La stratigraphie sismique entraîna le développement de la stratigraphie séquentielle à la fin des années 80 et durant les années 90. Il fut largement démontré, par la suite, en particulier au sein des compagnies pétrolières, que les concepts de la stratigraphie séquentielle étaient la clé pour comprendre et prédire l'évolution des corps sédimentaires. La méthode a été très bien décrite par Homewood *et al.* (1992).

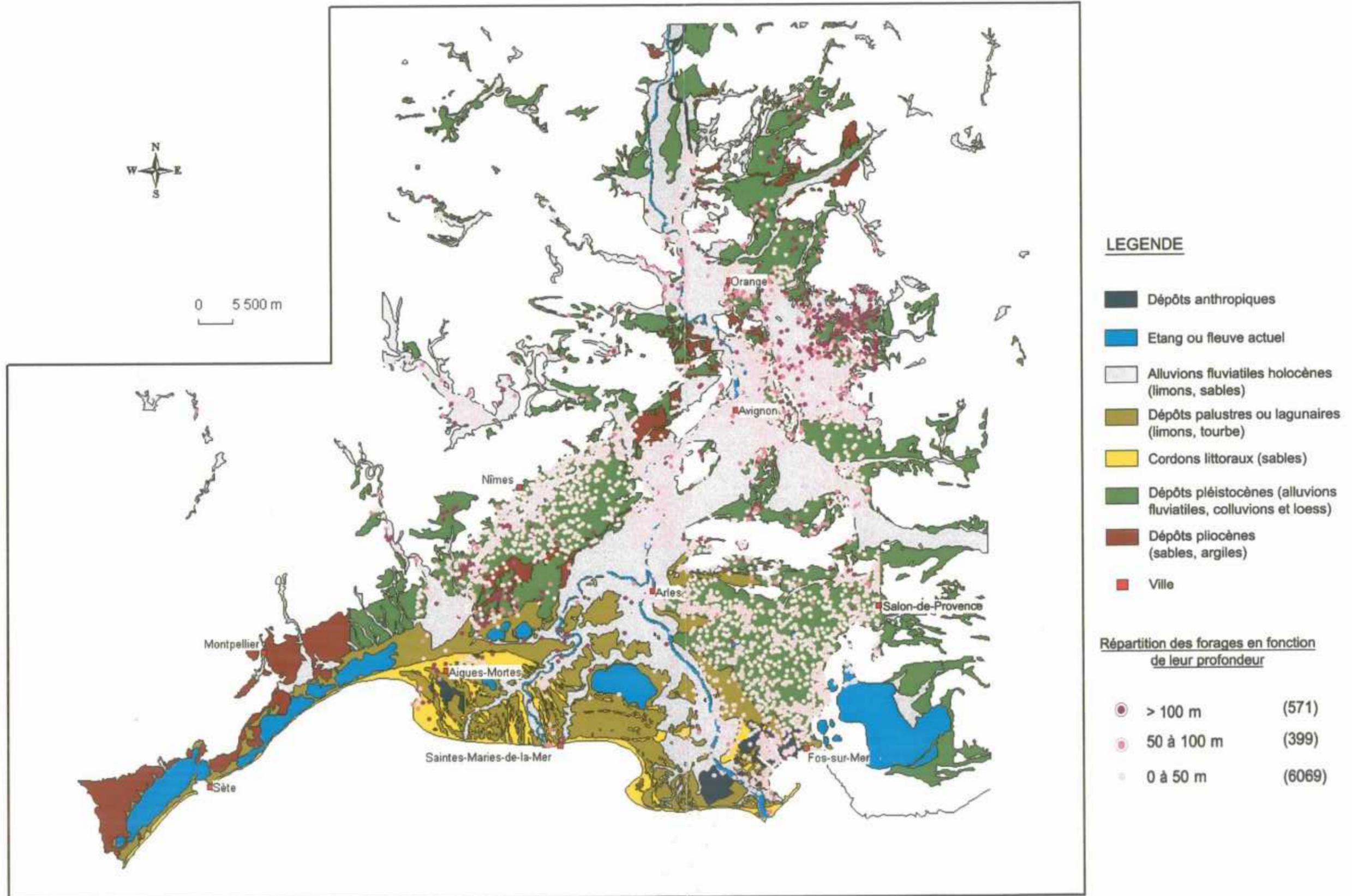


Fig. 23 - Carte de répartition des forages disponibles en BSS sur le delta du Rhône

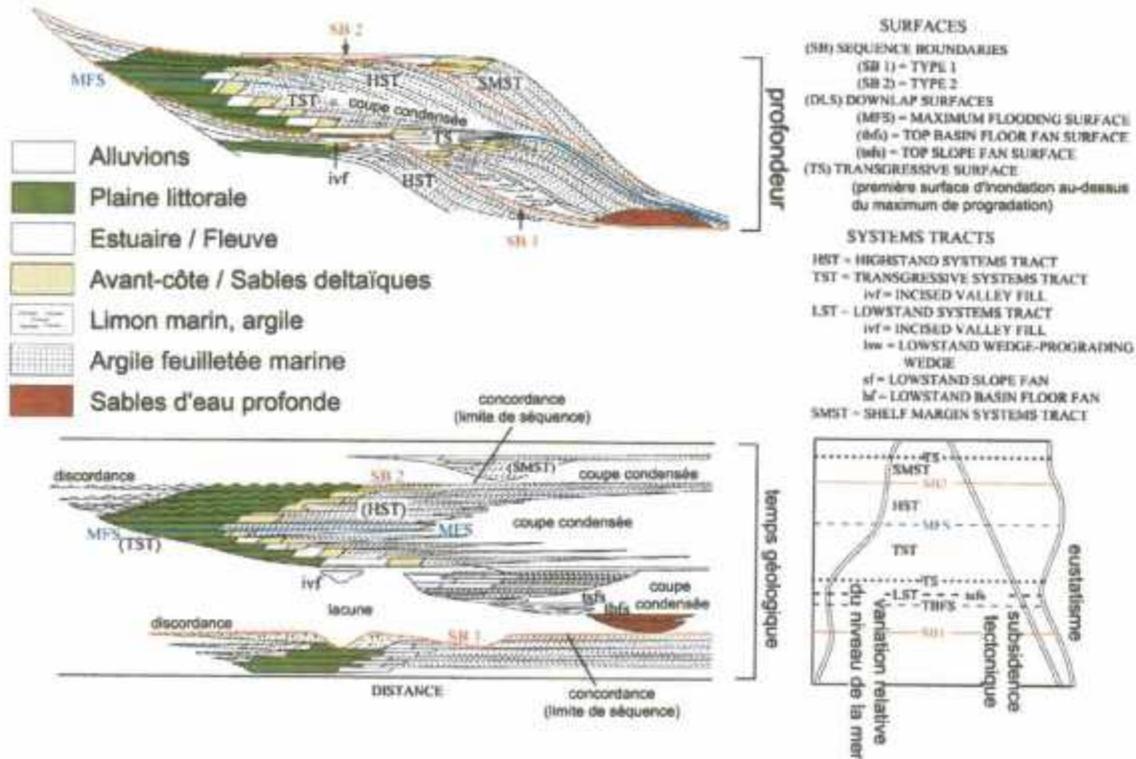
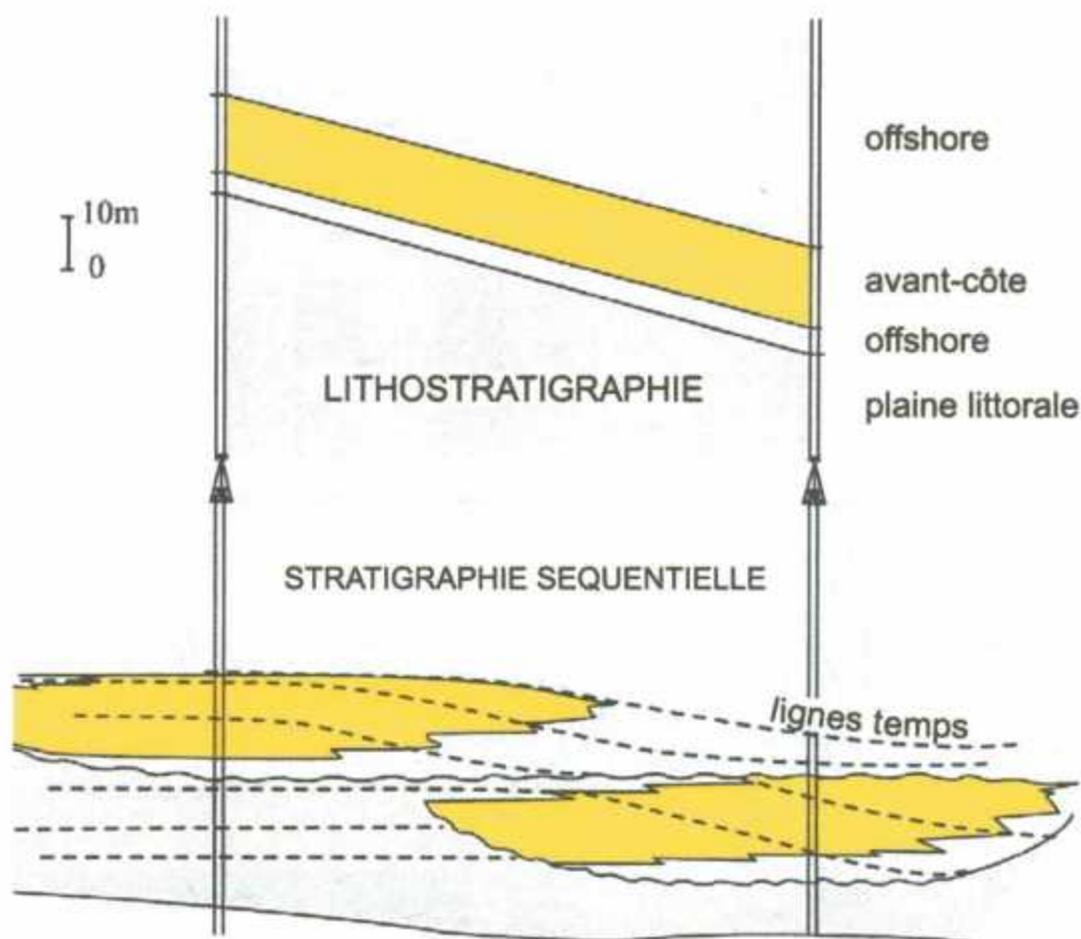


Fig. 24 - Schéma chronostratigraphique, d'après Vail (1976) ; Ravenne (2002)

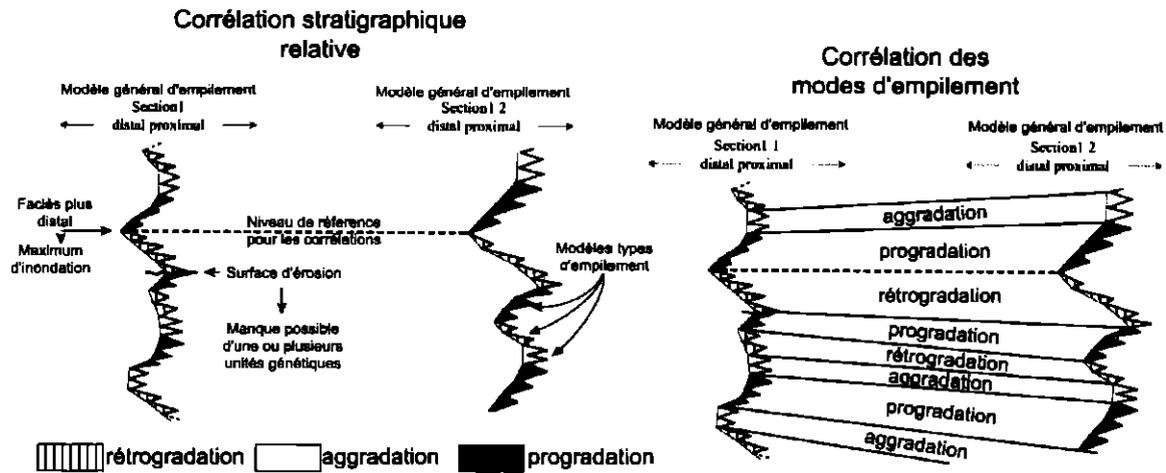
Le pouvoir prédictif de la stratigraphie séquentielle pour la localisation spatiale et la géométrie des corps sédimentaires dans la séquence de dépôt, l'élaboration des outils quantitatifs et de modélisation a été démontrée dès 1987 (Eschard, 1989 ; Eschard *et al.*, 1991), alors que la lithostratigraphie était toujours utilisée. Avec cette dernière méthode, les descriptions sédimentologiques pouvaient être parfaites, les corrélations étaient fausses. Les corrélations lithostratigraphiques représentées en haut de la figure 25 conduisent à une continuité erronée des bons réservoirs, alors qu'il n'y a pas de connexions entre les puits dans la réalité (partie inférieure de la figure, corrélations basées sur les lignes-temps). En général, comme l'a écrit Lafont (1994), les corrélations doivent débuter en s'appuyant sur les faciès les plus distaux, correspondant aux surfaces d'inondation maximum (MFS), puis en comparant les modes d'empilement vertical (fig. 26).

Le principal résultat obtenu par Vail *et al.* (1991) est la liaison entre la séquence de dépôt et le niveau relatif de la mer. Ils montrèrent que les grands cycles de montée et de baisse du niveau relatif de la mer étaient simultanés dans le monde entier, conduisant ainsi à l'élaboration de la charte eustatique. Cette charte montre différents ordres (évolution des bassins de 1, sous contrôle tectonique, à 6, sous contrôle climatique). L'espace disponible est très lié à l'eustatisme, qui est un des facteurs de contrôle prédominant pour la géométrie et la distribution des faciès.



**Fig. 25 - Comparaison entre les corrélations lithostratigraphiques et de stratigraphie séquentielle, d'après Eschard et al. (1991) ; Ravenne (2002)**

Même si la description sédimentologique était précise, de telles corrélations lithostratigraphiques ont souvent été réalisées, et de manière encore fréquente il y a 10 ans. Elles étaient responsables de la création d'un certain nombre de formations, telles que celle appelée BRENT. Il est facile de réaliser que ces corrélations introduisaient des problèmes de gestion de réservoirs, si l'on s'en tient à la réalité, traduite par la corrélation de stratigraphie séquentielle basée sur les lignes de temps.



**Fig. 26 - Stratigraphie séquentielle, modèle de corrélation, d'après Lafont (1994) ; Ravenne (2002)**

La première corrélation est effectuée sur le faciès le plus distal, après avoir reconstitué les motifs généraux d'empilement (du distal vers le proximal). Les pics suivants sont ensuite corrélés, ce qui permet ainsi de souligner les lacunes.

## 3.2. LE MODELE SEDIMENTOLOGIQUE

### 3.2.1. La présentation des données

Au sein du lobe de Saint-Ferréol, en 1963, dans un but de reconnaissance, la KSEPL (centre de recherche de la compagnie pétrolière SHELL) met en place un site d'étude comportant une soixantaine de puits diagradiés, de 35 à 40 m de profondeur (fig. 27). Les données stockées en BSS sont les diagradiés de ces puits, les paramètres disponibles étant le *gamma ray* et la résistivité. Ces enregistrements datant des années 60, les valeurs des paramètres (*gamma ray* et résistivité) ne sont pas indiquées. L'étude des diagradiés sera donc basée sur les différences d'amplitude au sein des courbes.

Quatre transects à maille de plusieurs dizaines de mètres à plus de 100 m ont ainsi pu être étudiés. Pour chacun de ces transects, les diagradiés sont numérisés, digitalisés (sous le logiciel de DAO Adobe Illustrator), interprétés et corrélés.

La méthodologie pour étudier chaque puits est la suivante :

- une analyse lithologique des diagradiés ;
- un calibrage sur carotte afin de déterminer les environnements de dépôt ;
- l'identification des surfaces remarquables ;
- la corrélation des surfaces par comparaison de l'évolution des modes d'empilement des séquences et paraséquences.

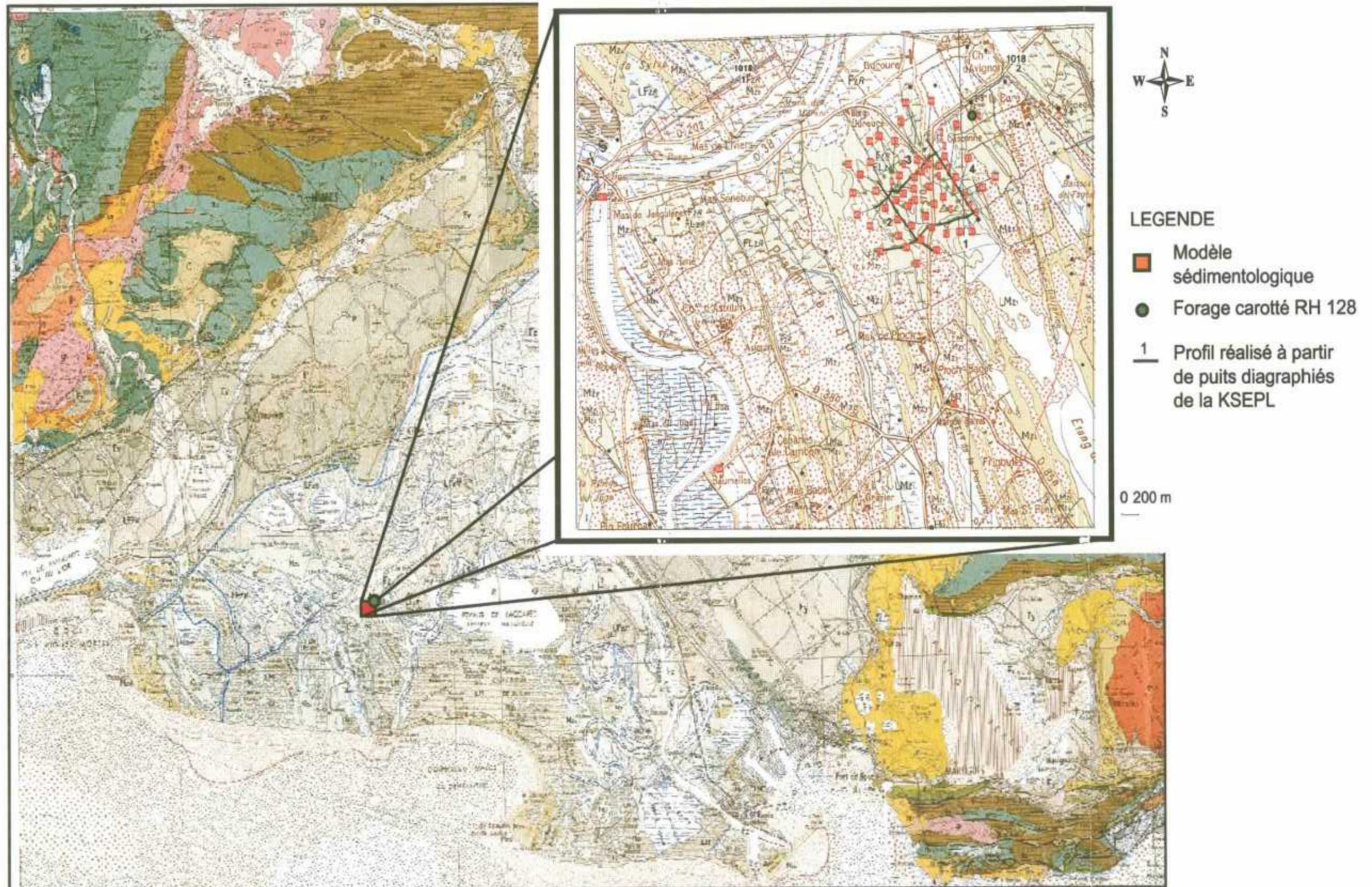


Fig. 27 - Carte de localisation des transects utilisant les forages à diagraphies et du forage carotté RH 128 (Oomkens, 1970)

### 3.2.2. L'identification et le calibrage des faciès et des surfaces remarquables

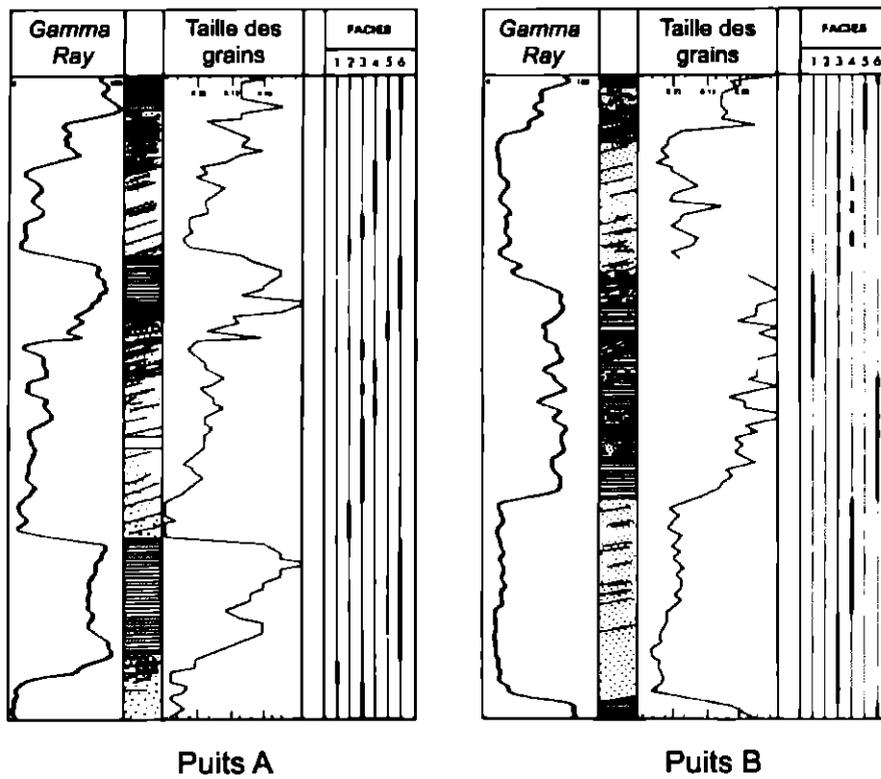
#### a) Les concepts d'interprétation des diagraphies différées

De façon générale, les roches sans porosité connectée (qui ne constituent donc pas des réservoirs) sont à priori très résistantes (Serra, 1985) ; et les roches à porosité connectée (qui constituent des réservoirs potentiels) sont soit très résistantes, parce qu'elles sont peu poreuses ou qu'elles renferment en grande quantité dans les pores des fluides non conducteurs (hydrocarbures, bitume ou eau douce), soit à conductivité variable, parce qu'elles sont plus ou moins poreuses et/ou qu'elles contiennent un fluide conducteur (eau salée) en quantité plus ou moins importante.

Les roches organiques (tourbes, lignites, charbons) induisent quant à elles des réponses diagraphiques caractéristiques, lorsqu'elles se présentent en couches suffisamment épaisses (supérieures à 50 cm). Elles sont en général résistantes et montrent le plus souvent une radioactivité faible par suite de teneurs en potassium, thorium et uranium elles-mêmes très faibles, encore que les charbons puissent capter par adsorption l'uranium dissous dans les eaux de ruissellement. Ce phénomène entraîne alors au contraire une forte radioactivité.

De plus, d'autres recherches ont fait apparaître, pour les roches sédimentaires détritiques marines, des relations entre le *gamma ray* et la granulométrie (fig. 28). Ceci implique que la radioactivité est liée aux grains les plus fins (essentiellement constitués par les minéraux argileux) puisqu'elle augmente quand la granulométrie diminue.

Sur certains enregistrements, des évolutions progressives des paramètres mesurés (résistivité, *gamma ray*) peuvent parfois être observées, en fonction de la profondeur. Ces évolutions sous forme de « rampes » matérialisent des évolutions progradantes et des évolutions rétrogradantes du signal sédimentaire (fig. 29).



- Facies
- |  |  |
|--|--|
| 1 - Conglomérat argileux                 | 4 - Grès laminé                                |
| 2 - Conglomérat sableux                  | 5 - Grès à micro-stratifications entrecroisées |
| 3 - Grès à stratifications entrecroisées | 6 - Argile feuilletée                          |

**Fig. 28 - Corrélations entre la radioactivité naturelle et la taille des grains, d'après Serra et Sulpice (1975) ; Serra (1985)**



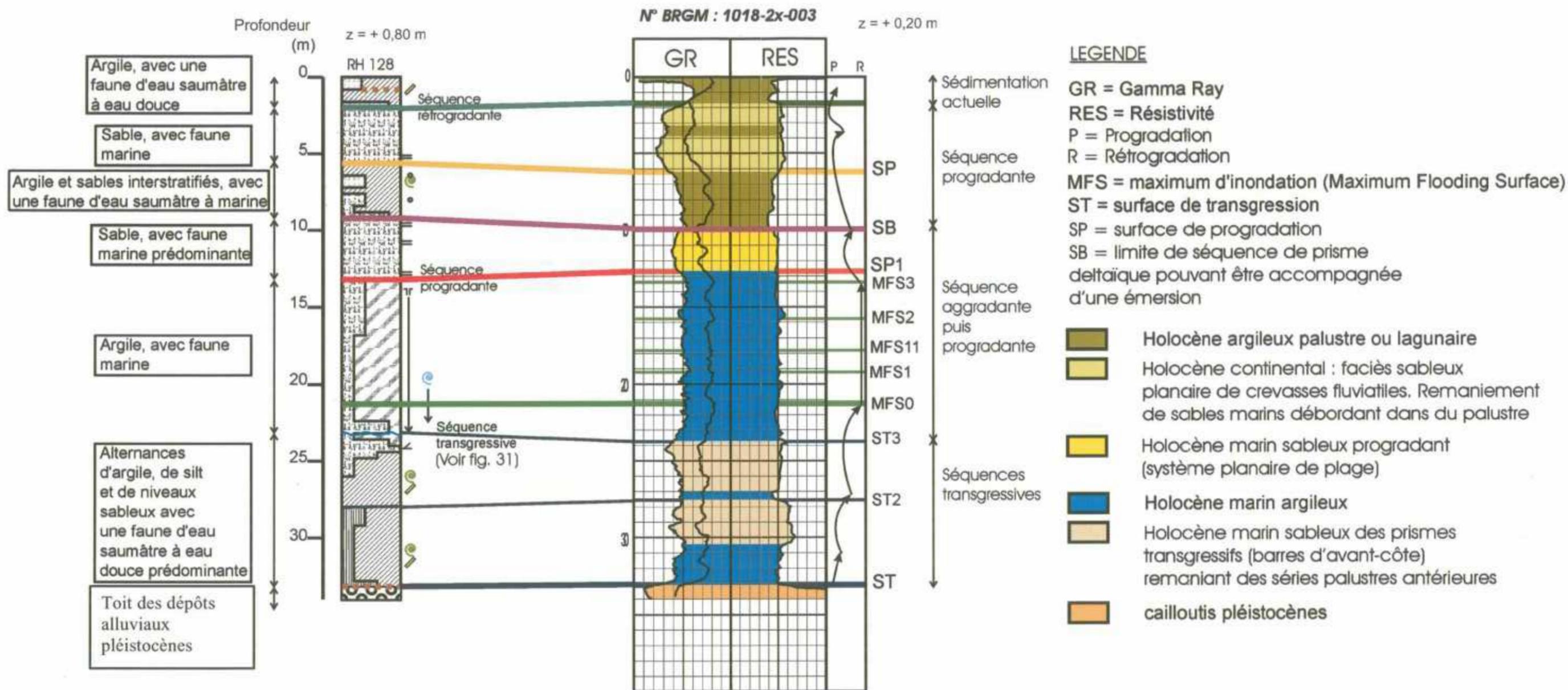
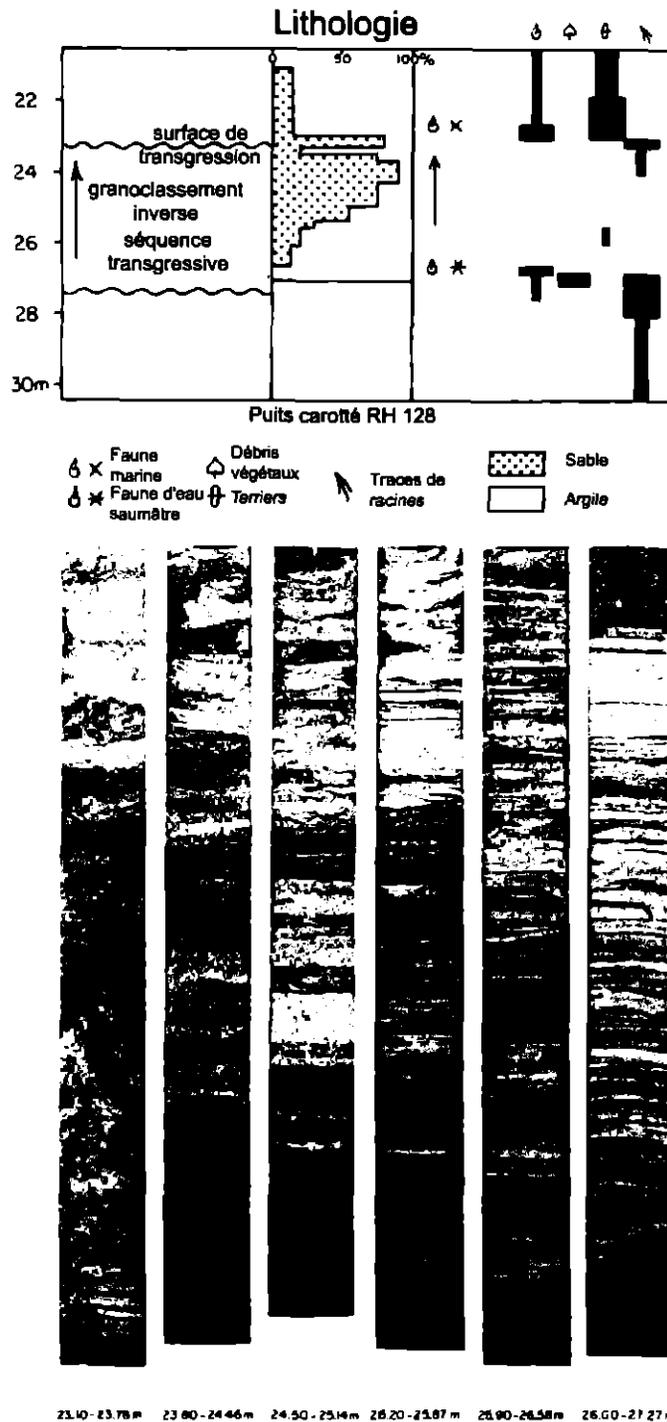


Fig. 30 - Calibrage des données diagaphiques sur le forage carotté RH 128 (Oomkens, 1970)

Voir localisation du forage carotté en figure 27

**LEGENDE**

- |  |                                   |  |                          |
|--|-----------------------------------|--|--------------------------|
|  | Sable marin                       |  | Traces de racines        |
|  | Sable non marin                   |  | Terriers                 |
|  | Argile marine                     |  | Faune d'eau saumâtre     |
|  | Argile non marine                 |  | Faune marine             |
|  | Cailloutis pléistocènes           |  | Horizon pédologique      |
|  | Stratifications horizontales      |  | Galets mous              |
|  | Swaley Cross Stratification (SCS) |  | Surface de transgression |



**Fig. 31 - Séquence transgressive, d'après Oomkens (1970) modifié**

D'après E. Oomkens, le membre le plus inférieur de cette séquence est une argile qui contient une faune d'eau douce à saumâtre. Cette argile (entre 26 et 27,26 m de profondeur) se serait déposée dans une lagune. Au-dessus, elle passe à une alternance de couches de limon et d'argile. Le membre suivant contient des couches de sable à stratifications entrecroisées ou horizontales de cordon littoral, qui aurait été lessivé et repoussé dans les lagunes à l'arrière. Ce membre sableux est tronqué par la surface de transgression marine (à 23,60 m de profondeur).

Nous verrons que l'étude des diagraphies ne valide pas totalement cette interprétation.

A partir de ces informations, six faciès principaux différents peuvent être distingués sur les puits diagraphiés :

- l'Holocène argileux palustre ou lagunaire (qui correspond aux argiles et sables interstratifiés d'eau saumâtre d'E. Oomkens) ;
- le faciès sableux planaire de crevasse fluviale (remaniement de sables marins débordant dans du palustre) qui se traduit par des valeurs de *gamma ray* faibles et des valeurs de résistivité élevées ;
- l'Holocène marin sableux progradant (système planaire de plage) qui présente des valeurs de *gamma ray* faibles (encore plus que pour le faciès de crevasse fluviale) et des valeurs de résistivité élevées ;
- l'Holocène marin argileux (valeurs du *gamma ray* particulièrement élevées et signal globalement aggradant) ;
- l'Holocène marin sableux des prismes transgressifs (barres d'avant-côte) remaniant des séries palustres antérieures (valeurs de *gamma ray* faibles et valeurs de résistivité élevées) ;
- les cailloutis pléistocènes (valeurs de *gamma ray* très faibles et valeurs de résistivité très élevées).

Par la suite, trois autres faciès devront être distingués sur les autres puits à diagraphies, sans calibrage possible sur carotte : un faciès de topset marin sableux repéré au sein de l'Holocène marin sableux progradant mais caractérisé par un *gamma ray* plus élevé ; des sables de base de transgression déposés sur la surface de transgression post-flandrienne et repérables grâce à une résistivité très élevée ; des passages de matière organique marqués par un *gamma ray* très élevé.

E. Oomkens met également en évidence des séquences progradantes et rétrogradantes.

L'analyse des diagraphies permet d'affiner ces observations et de repérer avec précision les surfaces remarquables.

Ainsi, quatre grands types de surfaces et lignes-temps peuvent être repérés :

- les surfaces de transgression (ST), repérées entre 20 et 35 m de profondeur (dont la majeure est la surface de ravinement post-glaciaire au toit des cailloutis pléistocènes), indiquent un approfondissement de la tranche d'eau accompagné de faciès devenant plus argileux (soit, en général, augmentation du *gamma ray* et diminution brutale de la résistivité). Elles sont diachrones et liées à des accélérations de la transgression ;
- les maxima d'inondation (MFS) sont repérés d'un point de vue lithologique par des niveaux argileux particulièrement riches en coquilles marines, ou d'un point de vue diagraphique par des pics maximaux de radioactivité ou minimaux de résistivité, en domaine marin. Sur les diagraphies, ils apparaissent entre 10 et 25 m de profondeur. Ce sont des maxima de bathymétrie considérés comme isochrones à l'échelle de l'étude. Ces lignes-temps sont, en fait, assimilées à des pics maximaux d'argilosité. Toute interprétation sur ces lignes doit donc être faite avec prudence puisqu'en environnement deltaïque, à cause en particulier des fréquents passages latéraux de faciès, les faciès les plus argileux ne correspondent pas forcément aux faciès les plus profonds. Cette remarque est également valable pour le repérage des surfaces de transgression ;

- les surfaces de progradation (SP) matérialisent des limites de faciès diachrones. Elles sont utilisées pour délimiter les corps sableux et argileux constituant les systèmes deltaïques : une surface de progradation indique le passage d'un faciès argileux à un faciès sableux (soit, en général, diminution du *gamma ray* et augmentation de la résistivité). Elles sont générées sous le contrôle des apports sédimentaires. Elles se situent ici entre 5 et 15 m de profondeur ;
- les limites de séquence (au sens de P.R. Vail), autour de 10 m de profondeur, sont des surfaces isochrones (SB). Elles séparent deux prismes deltaïques de même ordre. Elles s'accompagnent d'une érosion plus ou moins importante et parfois d'une émergence. Elles matérialisent une accélération de chute du niveau de la mer.

On définit comme séquence de dépôt, un ensemble délimité par deux maxima de régression (« limites de séquence ») ou de transgression (« surfaces d'ennoyage maximum ») (d'après Homewood *et al.*, 2002).

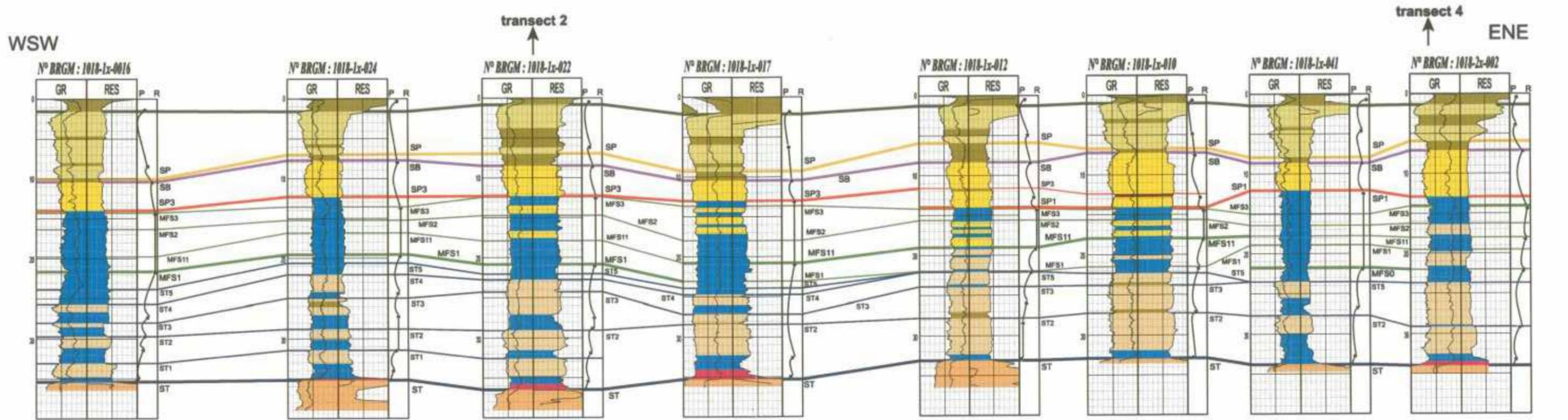
A partir du calage des faciès et du repérage des surfaces remarquables, trois grandes séquences peuvent donc être mises en évidence :

- une première, à la base est constituée de plusieurs prismes transgressifs liés à des stabilisations du niveau de base lors de la remontée (ce qui est en accord avec les observations de Gensous et Tesson, 1997). Elle peut reposer sur des sables de base de transgression, repérables par une résistivité très importante (remanient les minéraux lourds issus du démantèlement des massifs cristallins voisins ?). Le signal, pour chacun des prismes transgressifs, est globalement progradant. La séquence s'achève par une rétrogradation qui traduit un approfondissement du milieu de dépôt ;
- la deuxième est une séquence aggradante (argiles offshore) puis progradante au sommet ;
- la dernière est une séquence globalement progradante. Elle se distingue de la précédente par une différence dans le taux d'empilement (progradation plus importante). Elle est caractérisée par l'apparition des faciès palustres et des lignites, liée à une accélération de chute importante. La préservation de la progradation au sein de cette séquence n'est possible que si de l'espace disponible est constamment libéré, d'où une subsidence importante.

### 3.2.3. La corrélation des surfaces remarquables et des séquences génétiques

Au sein des quatre transects choisis, dont les puits sont espacés de plusieurs dizaines de mètres, les surfaces remarquables et les séquences génétiques énumérées précédemment se corrélaient bien (fig. 32 à 35).

En effet, ces dernières se retrouvent parfaitement sur l'ensemble des puits à diagraphies du modèle. Or, les transects étudiés font autour d'un kilomètre de long. Les géométries mises en évidence peuvent donc être corrélées entre des puits espacés d'un kilomètre. Le forage carotté se situant à un peu plus de 500 m du modèle génétique, les corrélations lithologiques effectuées sont donc valables.



LEGENDE

- GR = Gamma Ray
- RES = Résistivité
- P = Progradation
- R = Rétrogradation
- SP = surface de progradation
- SB = limite de séquence de prisme deltaïque pouvant être accompagnée d'une émergence
- MFS = maximum d'inondation (Maximum Flooding Surface)
- ST = surface de transgression

- Holocène argileux palustre ou lagunaire
- Holocène continental : faciès sableux planaire de crevasse fluviale. Remaniement de sables marins débordant dans du palustre
- Holocène marin sableux (faciès de topset)
- Holocène marin sableux progradant (système planaire de plage)
- Holocène marin argileux
- Holocène marin sableux des prismes transgressifs (barres d'avant-côte) remaniant des séries palustres antérieures
- sables de base de transgression
- cailloutis pléistocènes

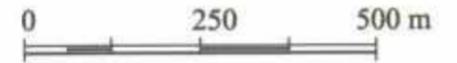
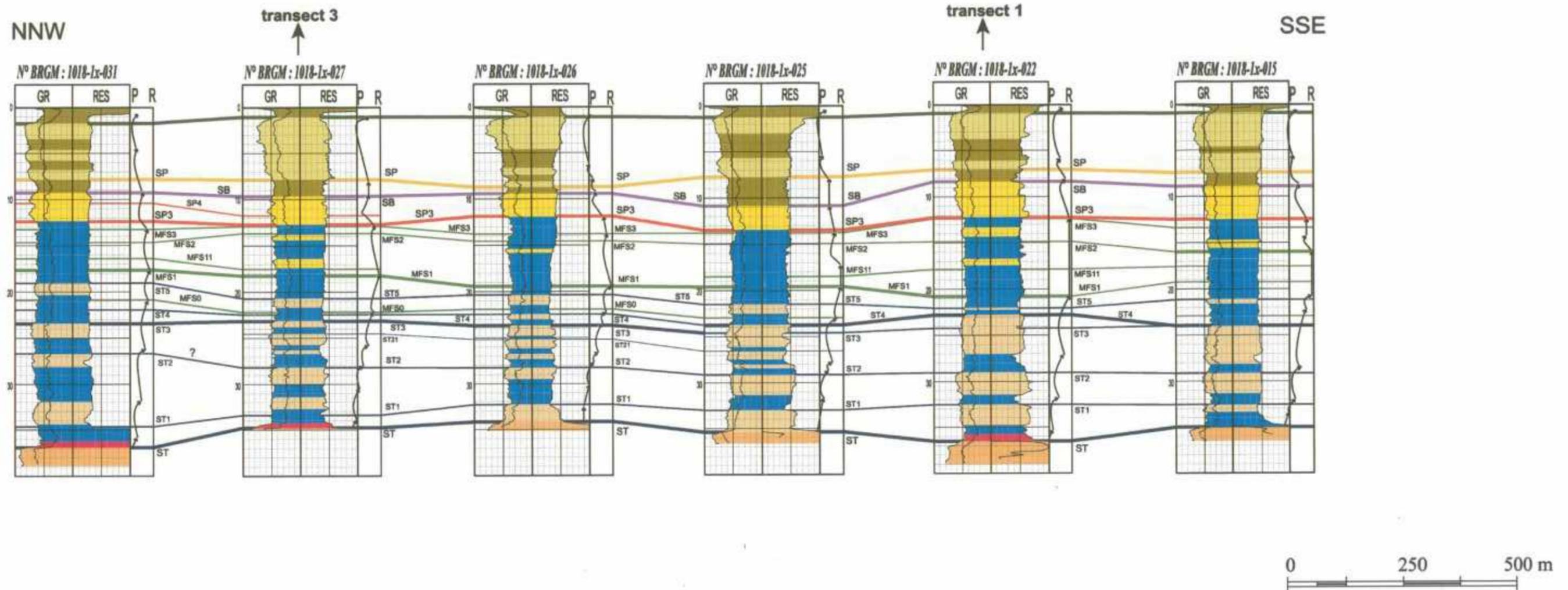


Fig. 32 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 1)

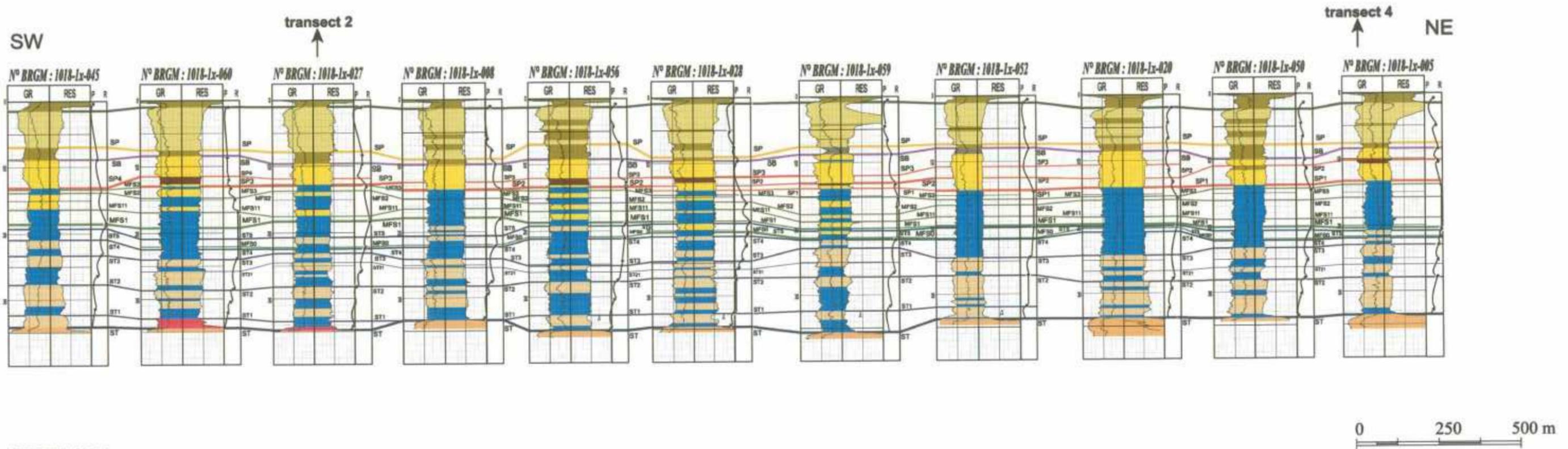


LEGENDE

- GR = Gamma Ray
- RES = Résistivité
- P = Progradation
- R = Rétrogradation
- SP = surface de progradation
- SB = limite de séquence de prisme deltaïque pouvant être accompagnée d'une émergence
- MFS = maximum d'inondation (Maximum Flooding Surface)
- ST = surface de transgression

- Holocène argileux palustre ou lagunaire
- Holocène continental : faciès sableux planaire de crevasse fluviale. Remaniement de sables marins débordant dans du palustre
- Holocène marin sableux progradant (système planaire de plage)
- Holocène marin argileux
- Holocène marin sableux des prismes transgressifs (barres d'avant-côte) remaniant des séries palustres antérieures
- sables de base de transgression
- cailloutis pléistocènes

Fig. 33 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 2)

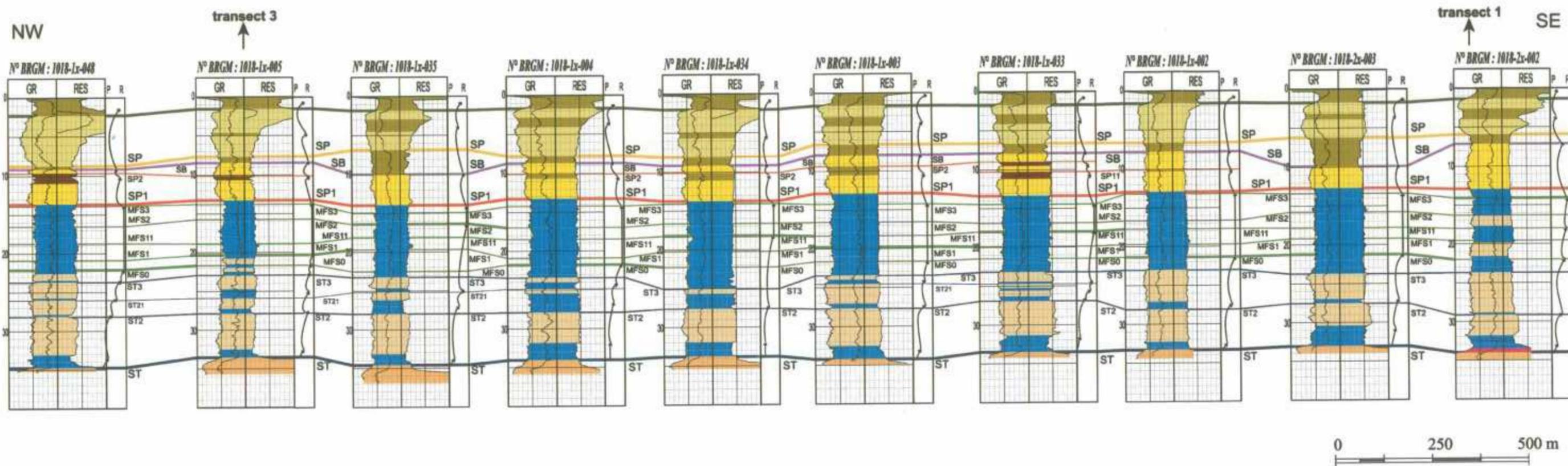


LEGENDE

- GR = Gamma Ray
- RES = Résistivité
- P = Progradation
- R = Rétrogradation
- SP = surface de progradation
- SB = limite de séquence de prisme deltaïque pouvant être accompagnée d'une émergence
- MFS = maximum d'inondation (Maximum Flooding Surface)
- ST = surface de transgression
- A présence de sel

- Holocène argileux palustre ou lagunaire
- Holocène continental : faciès sableux planaire de crevasse fluviale. Remaniement de sables marins débordant dans du palustre
- matière organique
- Holocène marin sableux (faciès de topset)
- Holocène marin sableux progradant (système planaire de plage)
- Holocène marin argileux
- Holocène marin sableux des prismes transgressifs (barres d'avant-côte) remaniant des séries palustres antérieures
- sables de base de transgression
- cailloutis pléistocènes

Fig. 34 - Corrélation haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 3)



LEGENDE

GR = Gamma Ray

RES = Résistivité

P = Progradation

R = Rétrogradation

SP = surface de progradation

SB = limite de séquence de prisme deltaïque pouvant être accompagnée d'une émergence

MFS = maximum d'inondation (Maximum Flooding Surface)

ST = surface de transgression

- Holocène argileux palustre ou lagunaire
- Holocène continental : faciès sableux planaire de crevasse fluviale. Remaniement de sables marins débordant dans du palustre
- Holocène marin sableux (faciès de topset)
- Holocène marin sableux progradant (système planaire de plage)
- Holocène marin argileux
- Holocène marin sableux des prismes transgressifs (barres d'avant-côte) remaniant des séries palustres antérieures
- sables de base de transgression
- cailloutis pléistocènes

Fig. 35 - Corrélations haute résolution dans le prisme deltaïque du lobe de Saint-Ferréol (transect 4)

L'observation des surfaces remarquables permet de souligner un certain nombre de phénomènes :

- L'érosion des systèmes transgressifs

Elle est particulièrement visible sur le transect 1 où les surfaces de transgression 3 et 4 (ST3 et ST4) disparaissent vers l'amont du système (vers le Nord-Est). L'accélération de transgression la plus récente (ST5) s'accompagne donc d'une érosion et d'une troncature des séries sous-jacentes. Ceci constitue un premier indice de basculement du delta qui est en accord avec le basculement déjà observé au Pléistocène (Tesson et Allen, 1995).

- La bathymétrie différentielle des maxima d'inondation

Les diagraphies indiquent que le maximum majeur d'inondation (en trait vert épais) n'est pas une surface isochrone. En effet, par exemple, sur le transect 4, le maximum majeur d'inondation correspond, suivant les puits, aux lignes-temps MFS 0, MFS 1, MFS 2, MFS 1.1 ou MFS 3. Il existe donc des variations géographiques de la position des dépôts centres. Ce phénomène est interprété comme une intervention de la subsidence (s.l.) au sein du modèle sédimentologique.

- La meilleure préservation du message progradant en distal plutôt qu'en proximal

Le transect 3 permet de mettre en évidence quatre surfaces de progradation au toit de la séquence aggradante. Les surfaces SP3 et SP4 ne sont conservées qu'en position distale (vers le Sud-Ouest). Elles sont érodées en position proximale. Ceci laisse supposer une subsidence distale de l'ensemble.

Remarque : les puits à diagraphies sont représentés en terme de profondeur (exprimée en mètres), la cote à la surface variant entre 0,10 m et 1 m.

### **3.3. LES GRANDS PROFILS**

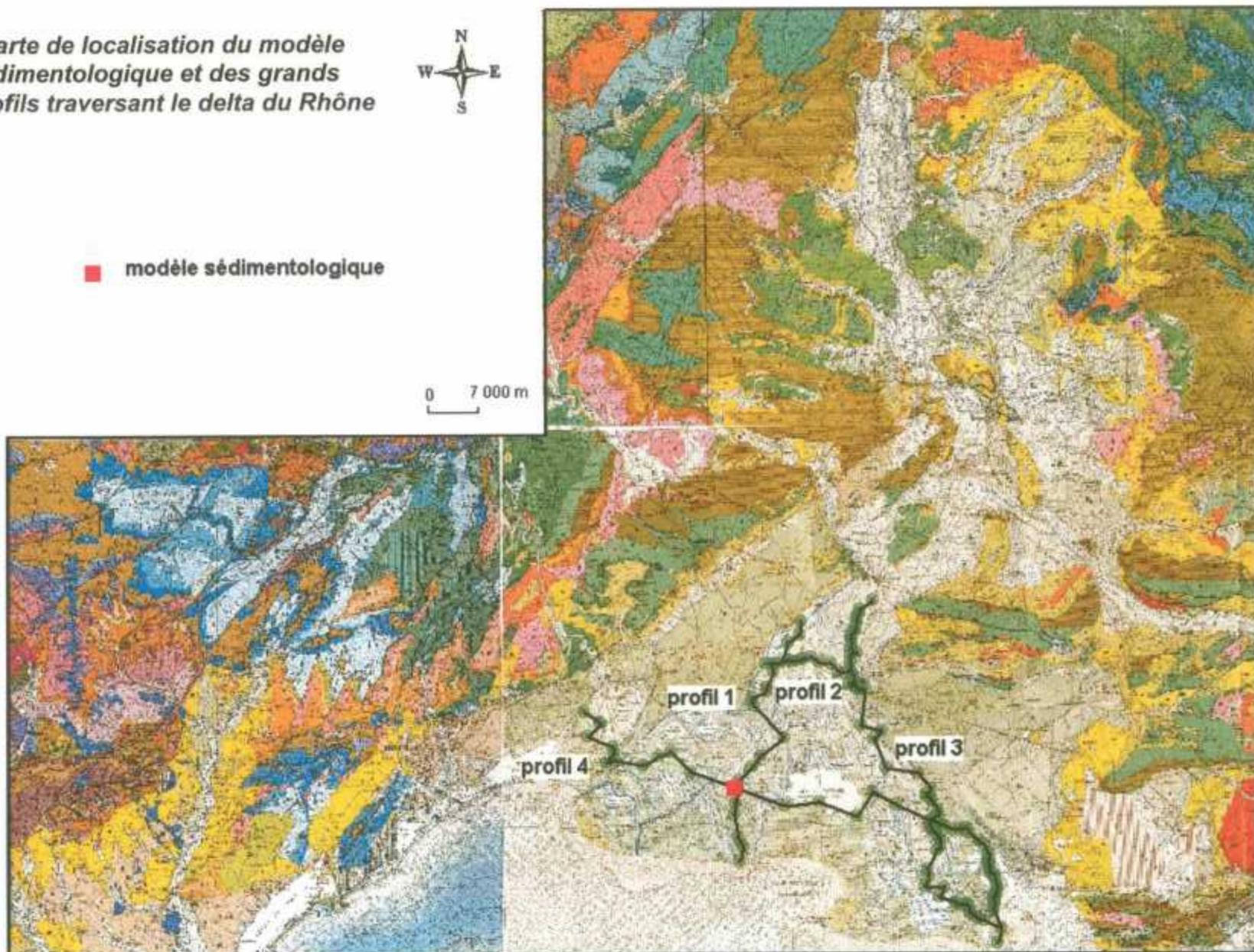
Grâce à la stratigraphie séquentielle, l'architecture mise en évidence dans le modèle génétique sur des puits séparés de quelques dizaines de mètres sur des profils longs de 1 à 2 km peut être appliquée à des puits séparés de plusieurs centaines de mètres à travers quatre grands profils traversant l'ensemble du delta du Rhône (fig. 36).

Les profils 1 et 3, grossièrement Nord-Sud suivent approximativement et respectivement les cours du Petit Rhône et du Grand Rhône actuels.

Le profil transversal 2 traverse d'Ouest en Est la Haute Camargue alors que le profil transversal 4 traverse la Basse Camargue du nord de l'étang de Mauguio au Golfe de Fos.

Les profils 1 et 4 se recoupent au niveau de deux puits du modèle génétique.

Fig. 36 - Carte de localisation du modèle sédimentologique et des grands profils traversant le delta du Rhône



### **3.3.1. Le profil 1**

Le premier transect fait apparaître, dans l'Holocène, deux grands ensembles distincts entre le nord et le sud du profil (fig. 37).

La partie amont est essentiellement formée de dépôts palustres ou continentaux (limons essentiellement) pouvant comporter des paléochenaux fluviaux (matériel grossier constitué de sable, graviers et surtout galets en abondance).

Dans cette partie amont du transect, l'irrégularité de la surface du toit des cailloutis pléistocènes peut être liée soit à une paléotopographie, soit à une alternance de périodes d'incision (creusement de dépressions) et de périodes d'accommodation (remplissage de ces dépressions).

La partie aval est constituée :

- à la base, du système transgressif formé de quatre prismes, pouvant atteindre plus de 10 m d'épaisseur (les surfaces de transgression matérialisent un approfondissement de la tranche d'eau, souvent lithologiquement plus argileux) ;
- au-dessus, des argiles marines offshore avec le maximum majeur d'inondation (repéré grâce à des niveaux très coquilliers et grâce à l'analyse des diagraphies disponibles) ;
- au sommet, de quatre prismes progradants dont la base (surface de progradation) est fixée lithologiquement comme étant la base des sables progradants.

La présence de phénomènes de subsidence est mise en évidence, en particulier au niveau du prisme progradant P1, entre les puits 992-6x-008 et 992-6x-007, où le prisme, très épais (près de 15 m d'épaisseur), est à la fois progradant et aggradant. Cette dilatation de l'enregistrement sédimentaire est liée à la création locale d'espace disponible obligatoirement généré par des mouvements de subsidence différentielle.

Au même endroit, le basculement vers le Sud du prisme transgressif T3, le basculement vers le Nord du prisme transgressif T2 et l'enfoncement de la surface de ravinement postglaciaire sont encore des témoins de ces mouvements verticaux négatifs.

### **3.3.2. Le profil 2**

Le profil 2, orienté Est-Ouest et positionné au nord du delta, traverse des dépôts pliocènes, les cailloutis pléistocènes et des dépôts palustres holocènes (fig. 38). Ces derniers présentent, à plusieurs endroits, des paléochenaux fluviaux. Ceux-ci témoignent de périodes d'aggradation dans le palustre et d'incisions fluviales en plusieurs périodes alternantes, la dernière étant marquée par une phase importante d'incision.

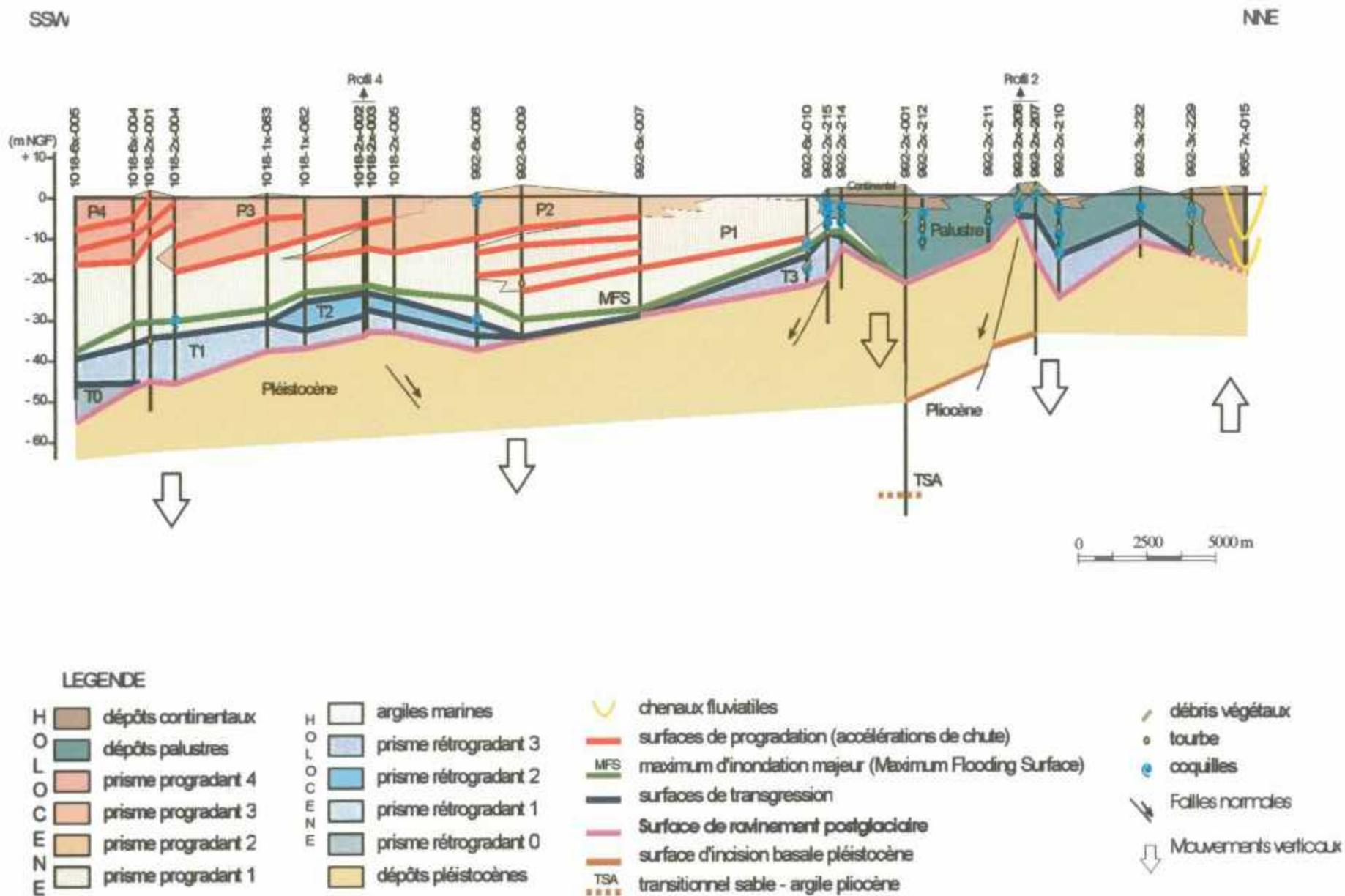
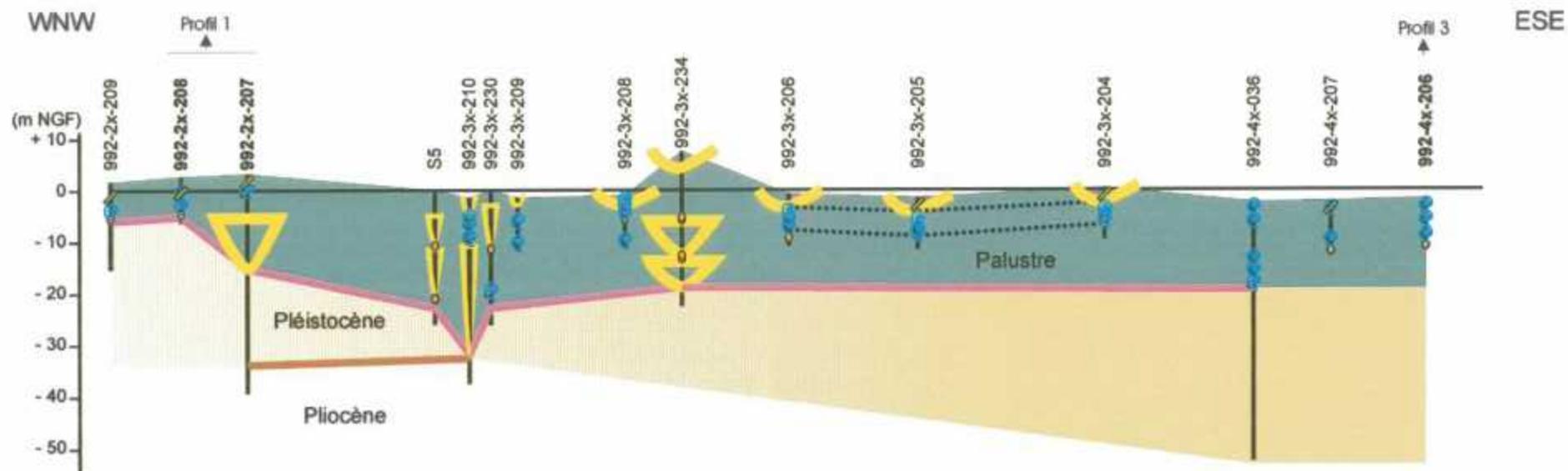


Fig. 37 - Profil 1



## LEGENDE

- dépôts palustres holocènes
- dépôts pléistocènes
- chenaux fluviaux
- Surface de ravinement postglaciaire
- surface d'incision basale pléistocène

- débris végétaux
- tourbe
- coquilles

Fig. 38 - Profil 2

### **3.3.3. Le profil 3**

Le profil 3 permet de distinguer, comme dans le profil 1, une partie amont d'une partie aval (fig. 39).

En amont, la déformation de la surface de ravinement post-glaciaire est très prononcée. Cette déformation est également visible au sein du Pliocène, au niveau de la surface TSA (transitionnel sable – argile).

Toute la partie amont du delta a donc tendance à être en surrection.

En aval, on retrouve, à la base de l'Holocène, le système transgressif avec ses quatre prismes déjà repérés au niveau du premier profil. Au-dessus, peut être suivi le maximum majeur d'inondation dans les argiles marines offshore. Enfin, au sommet, apparaît le système progradant composé de quatre prismes différents. Par rapport au premier profil, le prisme progradant le plus ancien P1 n'est pas présent, signe que les premières phases de progradation du delta se sont bien effectuées dans la partie ouest de celui-ci. Par contre, dans ce profil 3, un nouveau delta progradant P5 peut être individualisé. C'est le prisme le plus récent repéré sur ces profils.

Sur ce profil, le basculement et l'avulsion du delta sont donc nettement visibles avec une partie amont globalement en surrection et une partie aval subsidente.

### **3.3.4. Le profil 4**

Ce profil (fig. 40) permet de repérer transversalement les différents prismes transgressifs et rétrogradants (T0 à T3).

Au centre du delta, seuls les prismes progradants P2 et P3 sont visibles, le prisme P1 se situant plus en amont du transect et le prisme P4 plus en aval.

La succession des prismes P2 à P5 est visible dans la zone la plus à l'est du profil, qui plonge vers le Sud.

La subsidence différentielle du delta est enregistrée au niveau de la déformation ou du décalage pouvant être d'origine tectonique de surfaces remarquables anté-Holocène (surface d'incision basale pléistocène, transitionnel marin – continental pliocène, transitionnel sable – argile pliocène).

Des datations issues de la bibliographie (fig. 41) et situées à proximité du puits 1018-2x-007 permettent de dater approximativement les prismes progradants P2 et P3.

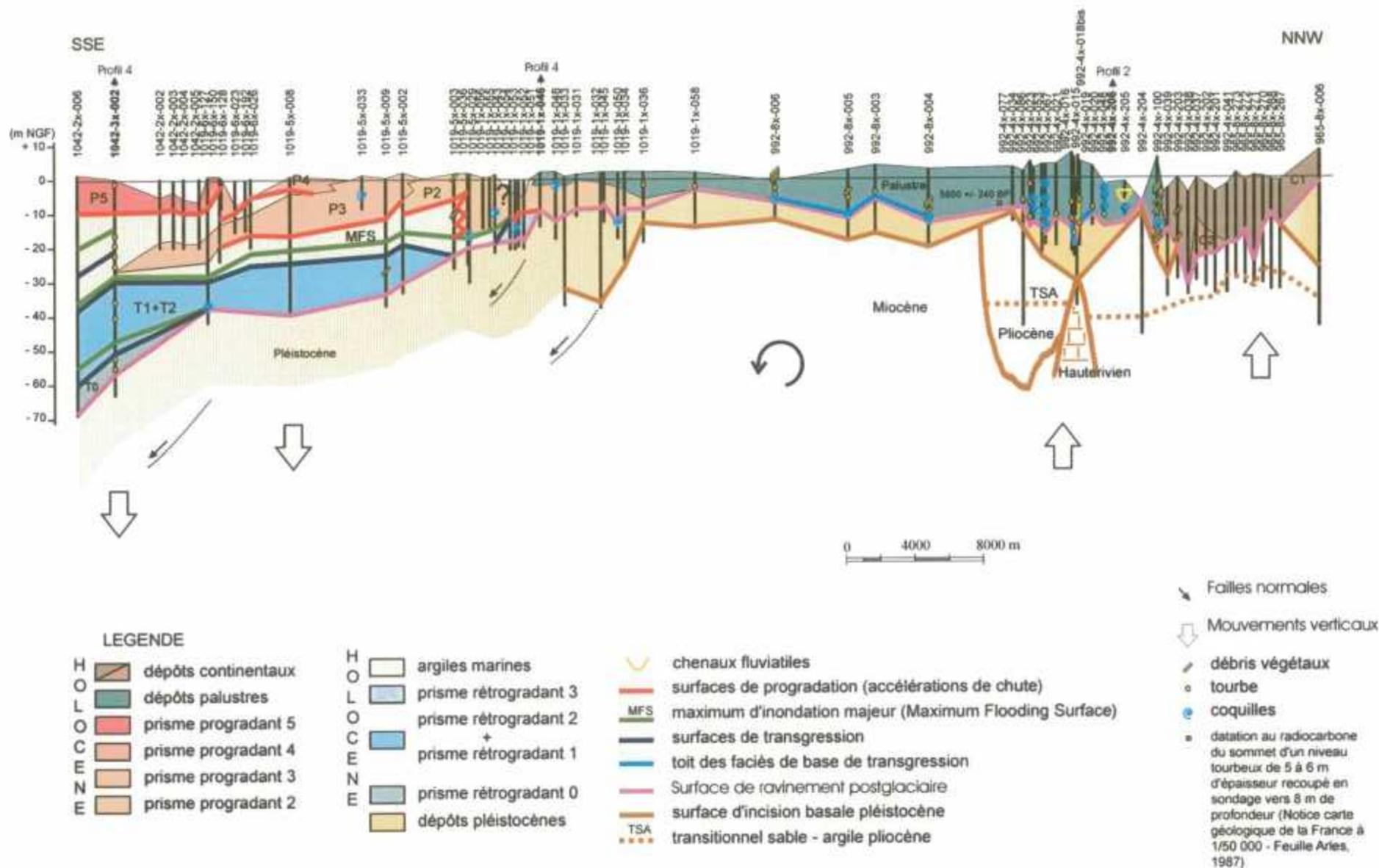


Fig. 39 - Profil 3

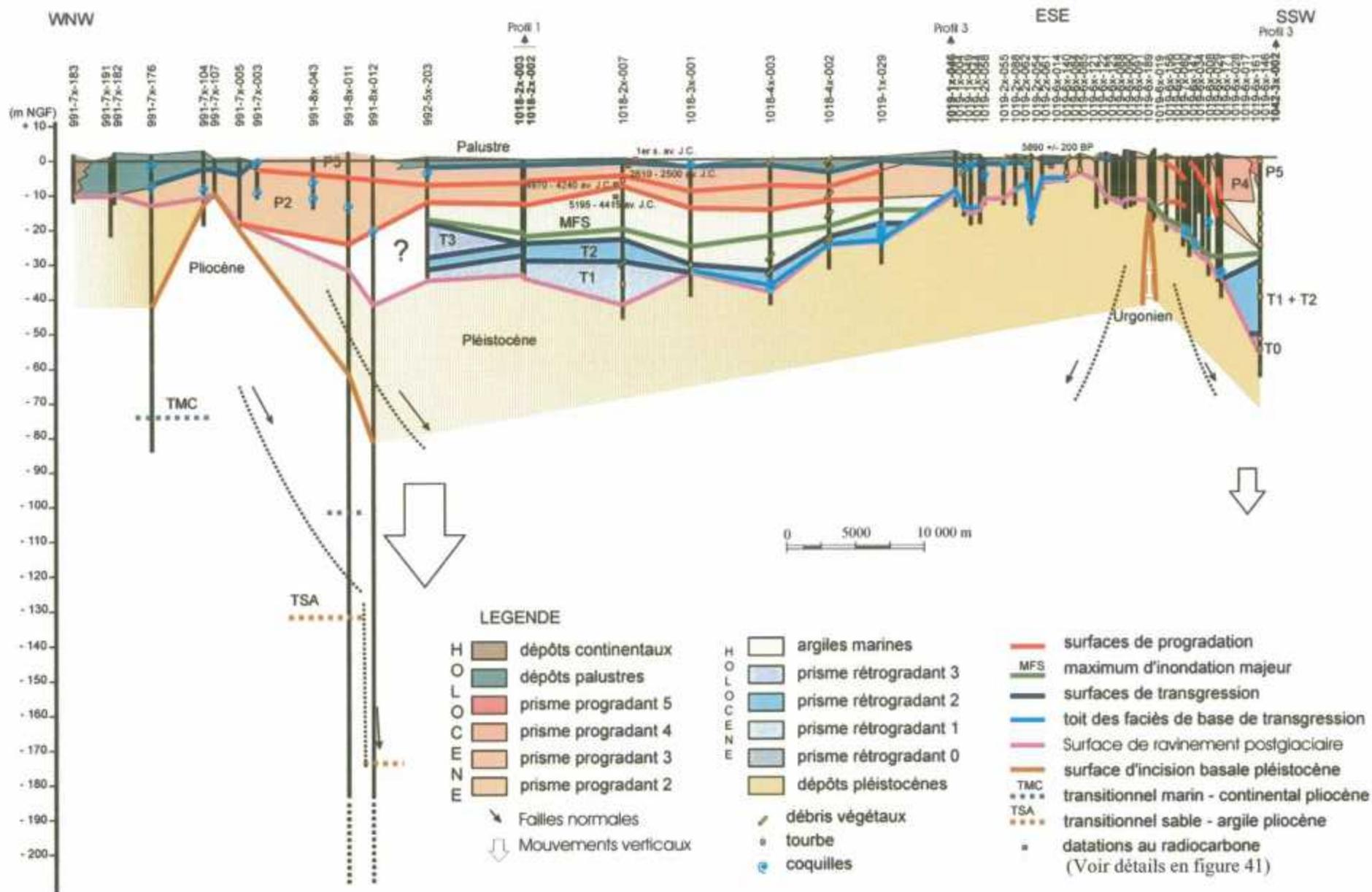


Fig. 40 - Profil 4

Faciès	Age	Formation datée	Localisation	Référence bibliographique
Prisme progradant P2	5890 +/- 200 BP	Cordon à galets et coquille enterré, culminant à 2,30 m de profondeur	Nord de l'ancien salin du Relai	L'Homer <i>et al.</i> (1981)
Dépôts palustres	1er siècle av. J.C.	Habitat à + 0,40 m NGF	Site de Mornès	Arnaud-Fassetta (2000)
Prisme progradant P3	2610 – 2500 av. J.C.	Sables à – 1,85 m NGF	Site de Mornès	Arnaud-Fassetta (2000)
Prisme progradant P2	4970 – 4240 av. J.C.	Tourbe à – 7,40 m NGF	Lieu-dit « Les Frignants »	Arnaud-Fassetta (2000)
Argiles marines	5195 – 4415 av. J.C.	Limons sableux à – 11 m NGF	Lieu-dit « Les Frignants »	Arnaud-Fassetta (2000)

**Fig. 41 - Précisions sur les datations au radiocarbone positionnées dans le profil 4**

### 3.3.5. Bilan sur les profils

Du point de vue de la géométrie, les quatre grands profils qui traversent le delta du Rhône permettent de mettre en évidence à terre :

- quatre épisodes majeurs transgressifs, les prismes qui en découlent étant le reflet de transgressions rapides suivies d'une phase de ralentissement ou de stabilisation qui permet la préservation des dépôts transgressifs ;
- un maximum d'inondation général oscillant environ entre – 10 et – 40 m NGF ;
- cinq deltas progradants majeurs (dont le plus ancien se situe dans le lobe de Saint-Ferréol et le plus récent à l'embouchure du Grand Rhône actuel).

Deux types de dynamiques gèrent donc l'architecture du delta du Rhône :

- une dynamique rétrogradante matérialisée par quatre systèmes transgressifs successifs à des niveaux NGF différents que l'on retrouve entre – 10 et – 70 m NGF ;
- une dynamique progradante qui s'exprime, en position distale, par cinq périodes de progradation pendant lesquelles de la subsidence est enregistrée, et en position proximale, par une alternance de périodes d'incision et de périodes d'aggradation des dépôts palustres et continentaux (donc une alternance de périodes en surrection et de périodes en subsidence). La subsidence, bien visible sur l'ensemble des profils, peut être évaluée à plusieurs dizaines de mètres, dans les corps progradants, en fonction des critères déjà évoqués.

⇒ Il y a alors des basculements successifs du delta liés aux différents stades de progradation.

### **3.4. LA VUE EN 3 DIMENSIONS DU DELTA DU RHONE**

Afin d'avoir une meilleure visualisation de l'architecture du delta du Rhône, les deux grands transects orientés Nord-Sud (profils 1 et 3) peuvent être replacés dans le contexte de la carte géologique au sein de deux blocs diagrammes (fig. 42a et b).

Cette vue 3D permet, en particulier, de hiérarchiser et corrélérer les prismes transgressifs et progradants, d'un profil à l'autre. Ainsi, cartographiquement, la limite nord des cordons littoraux sableux correspondrait à la limite entre les prismes progradants P2 et P3. Les datations, issues de la bibliographie, reportées sur le profil 4, peuvent donc être recoupées avec celles effectuées sur plusieurs cordons littoraux au sud de l'étang de Vaccarès (fig. 43).

De même, il est intéressant de visualiser cartographiquement les zones subsidentes mises en évidence sur les coupes.

### **3.5. LA REALISATION DE CARTES EN ISOHYPSES**

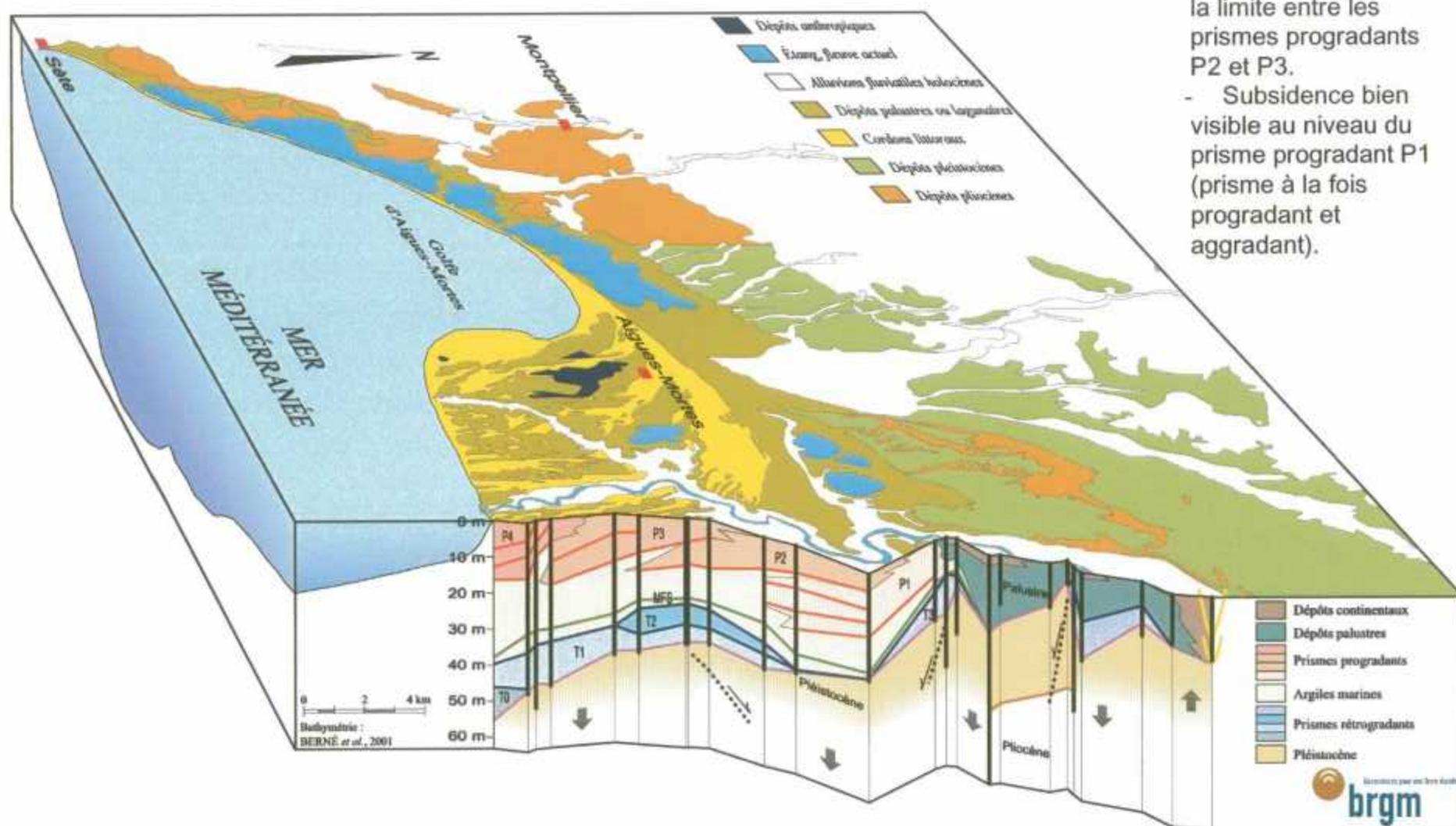
Depuis quelques temps déjà, les cartes en isohypses de la surface d'incision messinienne (Clauzon *et al.*, 1999) et du toit des cailloutis pléistocènes (Bertrand et L'Homer, 1975) sont connues (fig. 44). Les courbes isohypses de cette dernière ont d'ailleurs été légèrement modifiées grâce aux données apportées par les forages de la BSS du BRGM.

L'épaisseur de l'Holocène est faible en bordure du bassin, mais s'accroît très vite vers le Sud. Quant à la surface d'incision messinienne, elle s'approfondit approximativement vers le centre du delta, dans un canyon orienté approximativement Nord-Sud.

La faille, située au niveau de l'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol et initiée à l'Oligo-Aquitainien, ne semble pas avoir influencé la position du canyon messinien ; par contre, c'est elle qui semble diviser le lobe de Saint-Ferréol en deux zones de subsidence différente.

La localisation du canyon messinien ne semble pas non plus avoir influencé la géométrie des vallées fini-pléistocènes (toit des alluvions pléistocènes). Ces dernières semblent contourner le canyon messinien.

Enfin, les distributaires fluviales des lobes holocènes ne se superposent pas aux vallées induites par la paléotopographie du toit des formations alluviales pléistocènes. Autrement dit, la paléotopographie fini pléistocène induit des dépôts centres dans les systèmes transgressifs qui sont déconnectés des dépôts centres des systèmes régressifs. Cette disposition particulière traduit de nombreuses avulsions probablement liées notamment à des mouvements de subsidence différentielle.



- La limite nord des cordons littoraux sableux correspond à la limite entre les prismes progradants P2 et P3.
- Subsidence bien visible au niveau du prisme progradant P1 (prisme à la fois progradant et aggradant).

Fig. 42a - Bloc diagramme réalisé à partir de la carte des domaines géologiques du delta du Rhône et du profil 1

- En amont, déformation importante de la surface de ravinement post-glaciaire et de la surface TSA pliocène.
- En aval, mise en évidence du prisme progradant le plus récent (P5).

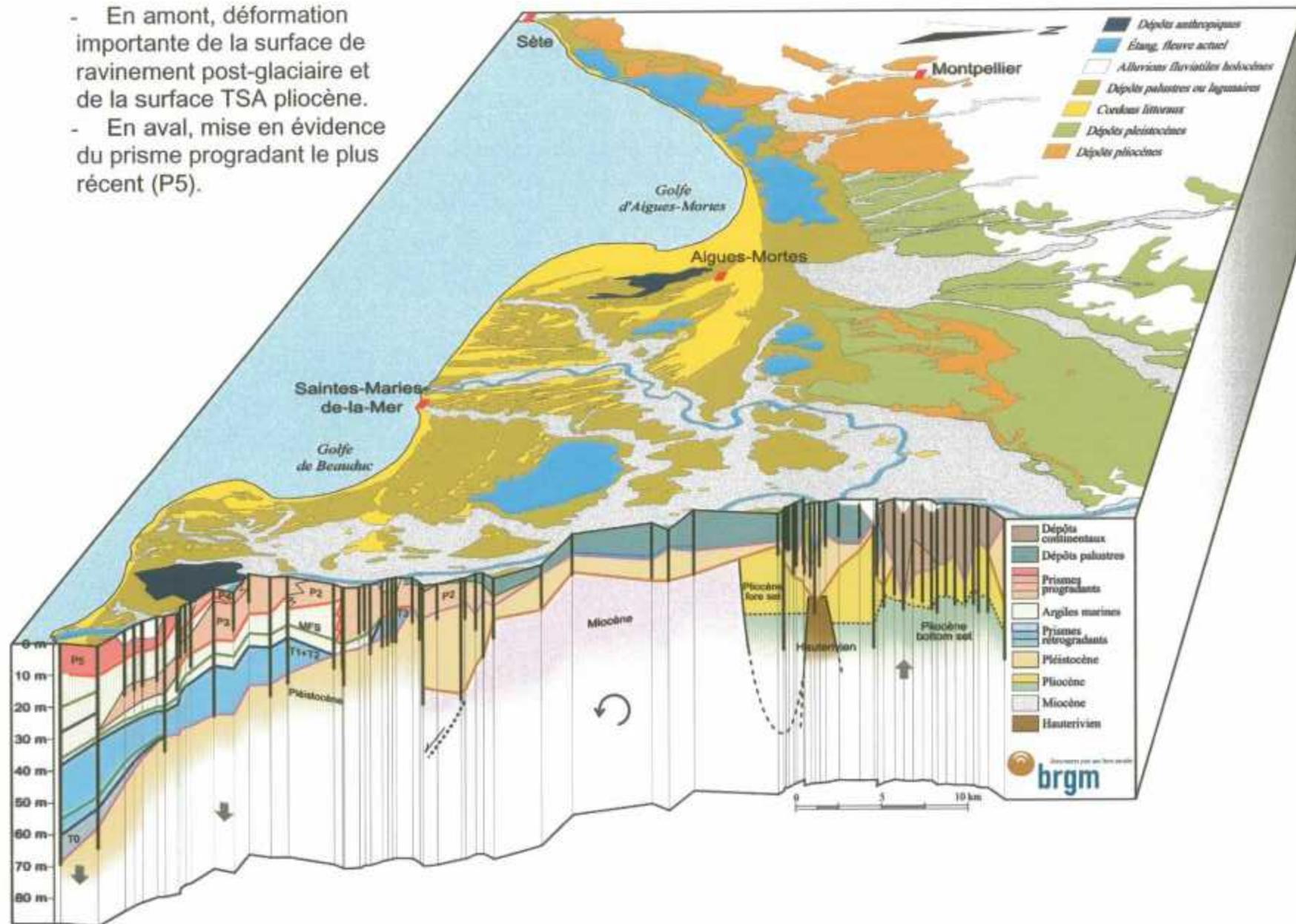
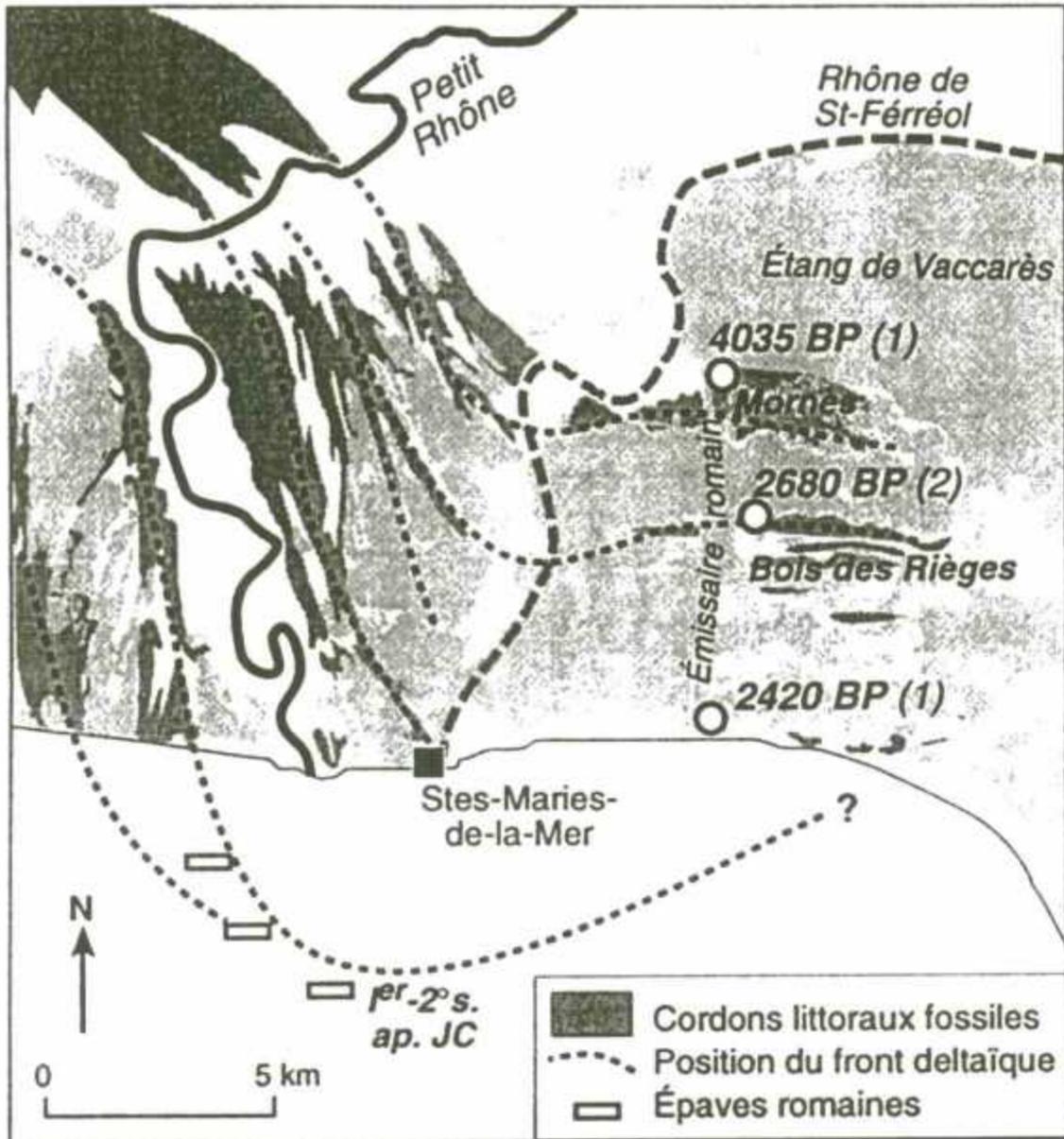


Fig. 42b - Bloc diagramme réalisé à partir de la carte des domaines géologiques du delta du Rhône et du profil 3



- (1) Laboratoire radiocarbone, Lyon  
(2) Beta analytic INC, Miami

Fig. 43 - Progradation du lobe de Saint-Ferréol, d'après Provansal et al. (sous presse)

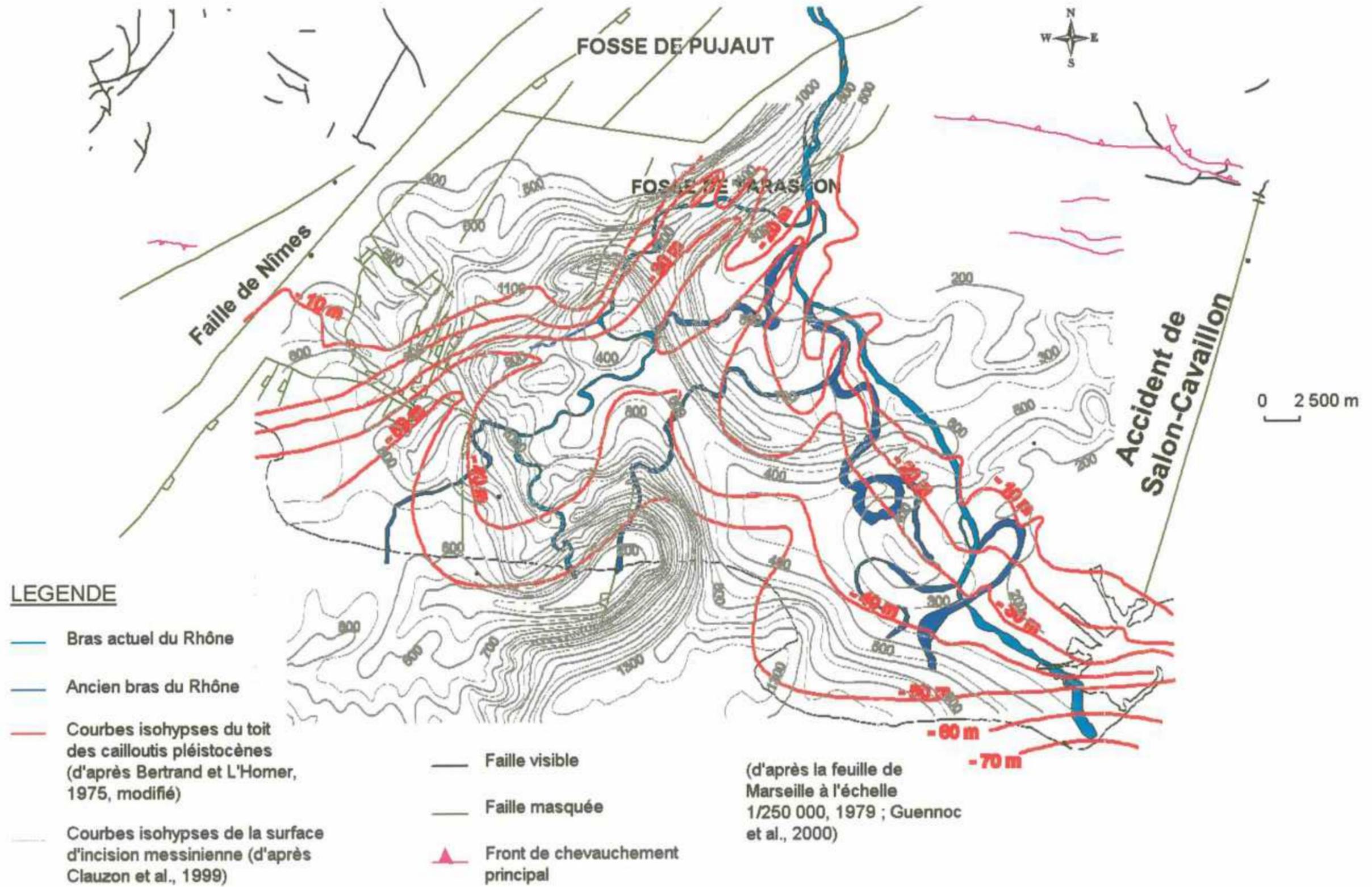


Fig. 44 - Carte en isohypses de la surface d'incision messinienne et du toit des cailloutis pléistocènes

## **4. Discussion et essai de prospective**

L'ensemble de ces travaux qui ont pour but, à l'origine, de reconstituer l'architecture et la géométrie des prismes postglaciaires du delta du Rhône, ont une retombée sur l'interprétation des variations du niveau marin depuis 18 000 ans.

En effet, la plupart des recherches effectuées jusqu'à aujourd'hui sur le delta du Rhône, mettent en évidence une augmentation eustatique continue du niveau marin depuis 18 000 ans même si une phase de stabilisation entre 6000 et 4000 BP et une diminution du taux de remontée au-delà sont couramment démontrées. A ces différentes périodes sont associées une phase de transgression, une phase d'aggradation et une phase de progradation (géométrie clairement mise en évidence par cette étude). La phase de progradation serait ainsi liée au ralentissement de la montée du niveau marin et à une augmentation des apports détritiques venant du fleuve. Il ne pourrait alors s'agir que de progradation – aggradation, la montée du niveau marin permettant la libération d'espace disponible comblé au fur et à mesure par les apports détritiques (fig. 45).

Or, si tel était le cas, les cordons littoraux correspondant aux différentes phases de progradation devraient être successivement enfouis. Ceci n'est pas le cas dans la partie occidentale du delta du Rhône si on s'en réfère à la cartographie, aux datations au radiocarbone et à l'analyse effectuées en particulier par A. L'Homer.

La seule possibilité qui explique l'organisation des prismes progradants visible sur les grands profils (alignement des offlap-breaks quasi-horizontal) est une stabilisation du niveau marin. La dissymétrie entre la partie occidentale et la partie orientale du delta du Rhône est ainsi la conséquence de variations du niveau marin relatif (essentiellement liées à la subsidence) et non pas de variations eustatiques (qui auraient affecté de façon équivalente l'ensemble du delta). Cette conclusion rejoint ainsi les études menées en d'autres points de Méditerranée (déjà évoquées dans ce rapport) qui démontrent la présence d'un haut niveau marin au-dessus du 0 m NGF autour de 6000 BP suivi d'une baisse puis quasi-stabilisation du niveau eustatique jusqu'à nos jours.

Cette étude souligne ainsi l'importance et le rôle omniprésent de la subsidence. S'il n'y avait pas de basculement, la surface de transgression au toit d'un prisme transgressif demeurerait subhorizontale et parallèle à la surface de biseau sommital de l'unité suivante.

Le taux de subsidence observé est, par ailleurs, en accord avec la dynamique de basculement de la marge mise en évidence dans la partie occidentale du Golfe du Lion (Rabineau, 2001 ; Duvail et Le Strat, 2002) et intervenant depuis la période Pliocène supérieur – Pléistocène inférieur.

L'architecture stratigraphique dépend des variations au sein de l'accomodation et des apports sédimentaires

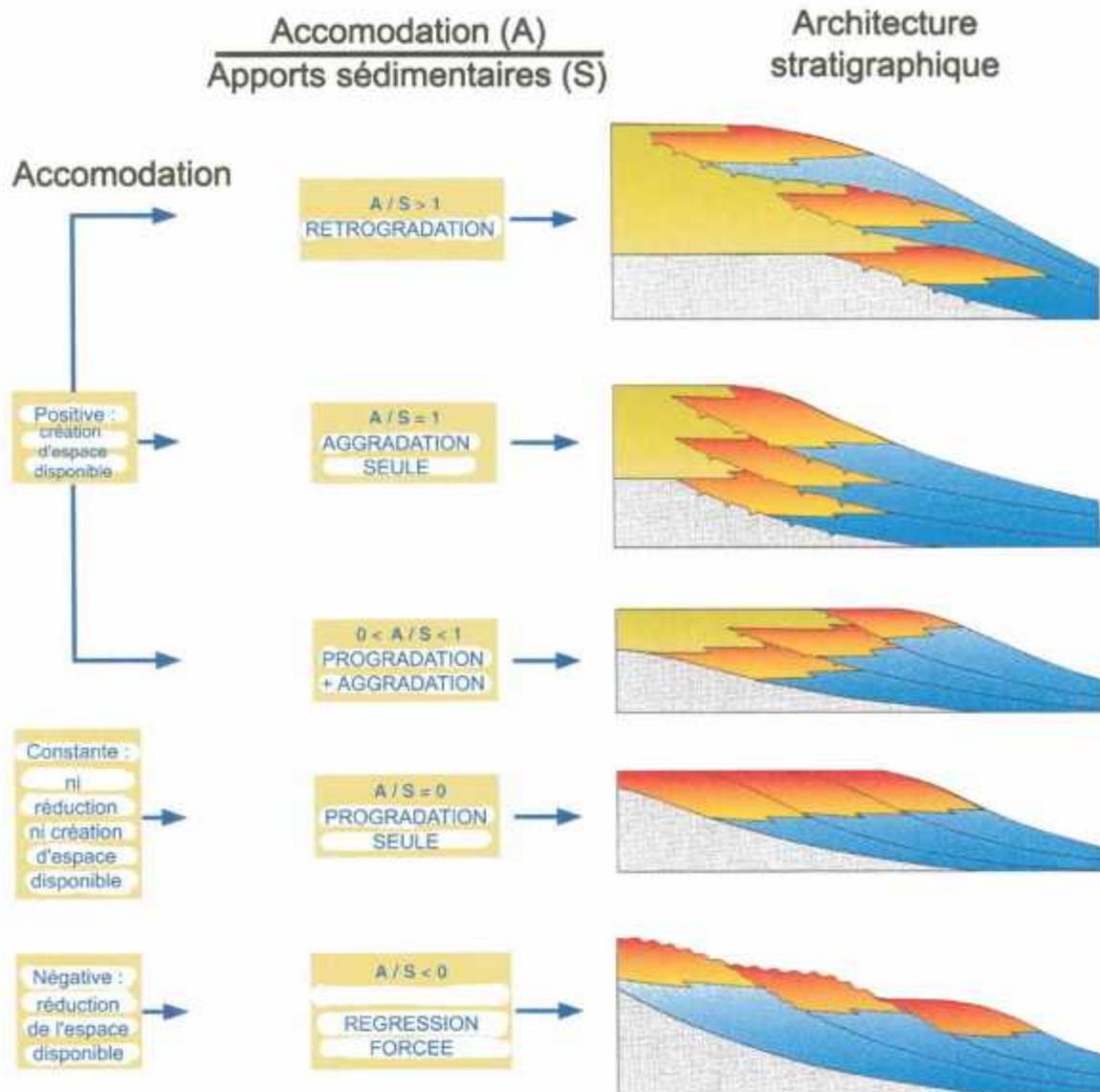


Fig. 45 - Architecture stratigraphique, d'après Homewood et al. (1999)

Ce travail effectué sur le delta du Rhône offre enfin des perspectives d'interprétation sur l'évolution du trait de côte dans le Golfe du Lion. En effet, l'ensablement millénaire des côtes du Golfe du Lion (rappelons que Narbonne et Aigues-Mortes furent des ports) est lié aux prismes qui progradent depuis 6000 ans, depuis la plaine du Rhône jusqu'au Roussillon. Cette tendance régressive s'observe non seulement sur le Golfe du Lion (Roussillon, vallée de l'Hérault, delta du Rhône) mais aussi sur la côte atlantique (marais de Rochefort) et sur la Manche (Baie du Mont Saint Michel).

Or, actuellement la tendance millénaire régressive se trouve contrariée voire inversée par une tendance transgressive que l'on peut estimer séculaire et qui se concrétise par un littoral, le long du Golfe du Lion, majoritairement en érosion. Cette observation est d'autant plus importante qu'elle se situe dans une mer pratiquement non influencée par les marées.

Si la tendance régressive (gain de la terre sur la mer) ne posait pas de problèmes en termes d'enjeux socio-économiques, il n'en est pas de même, aujourd'hui, pour l'évolution transgressive (gain de la mer sur la terre), particulièrement en zones littorales urbanisées. Les pouvoirs publics se sont donc mobilisés depuis de nombreuses années pour faire face à cette évolution et un travail de terrain tenace a pu faire face jusqu'ici aux premiers dégâts (recharge des plages en sable, constructions de digues et d'ouvrages à la mer). Mais des orientations stratégiques durables devront incessamment être prises pour la gestion du trait de côte. L'enregistrement des différents paramètres qui pilotent cette dynamique d'enchaînement des phénomènes régressifs à des phénomènes transgressifs, estimera la part des facteurs naturels (subsidence, eustatisme, climat et apports sédimentaires) et celle des nouveaux facteurs liés à l'anthropisme.

- La subsidence

Au sein du delta du Rhône, les cinq prismes progradants mis en évidence par cette étude, atteignent localement plus de 20 m d'épaisseur mais se sont pourtant déposés sous une faible profondeur d'eau. Le début de leur mise en place ayant débuté il y a environ 6000 ans par l'avancée du Rhône de Saint-Ferréol, la subsidence peut donc être estimée à environ 3 mm par an (avec des sédiments en voie de compaction).

- L'eustatisme

Les variations eustatiques actuelles sont estimées entre 1 et 2 millimètres par an sur les domaines marins microtidaux de la Méditerranée (Sabatier, 2001). Selon les scénarios, les variations eustatiques sont évaluées à 50 cm pour le siècle à venir (scénario minimaliste). Certains scénarios maximalistes, évoquant la fonte de l'inlandsis de l'Antarctique, évaluent à une soixantaine de mètres la remontée potentielle du niveau marin. L'eustatisme millénaire avec ses fluctuations haute-fréquence naturelles est évidemment très affecté par les variations d'origine anthropique séculaire, en particulier le réchauffement de l'atmosphère.

- La production sédimentaire

Les apports sédimentaires sont aussi très liés aux activités anthropiques notamment en ce qui concerne les reboisements sur les vieux massifs des bassins versants et la construction des barrages sur les fleuves. Voilà pourquoi ils sont aujourd'hui en déficit chronique. Ces apports sédimentaires sont donc un paramètre incontournable dans la gestion des bassins sédimentaires et de ses littoraux (en particulier la recharge naturelle des plages).

- Le climat

Enfin, le climat est un facteur très important actuellement puisque la plupart des scientifiques parlent désormais de changements climatiques liés à l'anthropisme, avec en premier lieu l'effet de serre lié au dégagement de CO<sub>2</sub>. Il y a aussi bien sûr l'ensemble des paramètres orbitaux qui pilotent les données climatiques et leurs évolutions cycliques. La tendance actuelle de cette évolution naturelle est à un léger refroidissement d'une fin de période interglaciaire. L'activité anthropique et le réchauffement qui lui est lié, font, qu'au contraire, pour la première fois dans l'histoire naturelle de la Terre il y a forçage du signal par l'activité humaine.

En ce qui concerne le littoral il s'agit d'un des endroits où le climat a les effets les plus visibles. En effet, en Méditerranée (mer sans marées), l'action des tempêtes est primordiale dans la gestion du trait de côte. Certains organismes dont le BRGM commencent à travailler sur des modélisations du climat avec un certain nombre de scénarios prospectifs fondés sur un historique des données météo, voire des données naturalistes (évolution des coraux, analyses des pollens dans les glaces des pôles, inventaires des évolutions climatiques enregistrées par les données géochimiques et isotopiques d'un certain nombre de carottes de sédiments océaniques).

Tous ces paramètres jouent de façon négative et cumulée en ce qui concerne le trait de côte. En effet, la subsidence reste la même, l'eustatisme est en augmentation, les apports sédimentaires sont en déficit et le climat est en réchauffement.

Les paramètres naturels à eux seuls ne pouvaient pas enclencher de tels désordres puisqu'ils évoluent à la vitesse géologique suivant des cycles terrestres que l'on appréhende bien. Ce n'est qu'à cause de l'accélération des phénomènes liée à l'anthropisme que l'on assiste à cette évolution. Le signal global millénaire est donc à la progradation, le signal séculaire anthropique est à la rétrogradation.

Cette problématique est ici abordée de façon originale grâce à l'utilisation de profils diagraphiés à terre, dans les prismes postglaciaires. L'analyse en stratigraphie génétique et séquentielle de ces diagraphies permet actuellement de déconvoluer le message sédimentaire et la part respective des différents paramètres énoncés plus haut. Cette approche quantitative est la seule qui puisse actuellement élaborer un modèle génétique. Ce modèle génétique est la première pierre pour interpréter toute la subsurface à terre. Il est aussi important dans l'analyse des phénomènes suivant un transitionnel terre-mer où il est le seul à pouvoir apporter un calibrage naturaliste.

En appliquant cette démarche, il est raisonnable de pouvoir très rapidement faire la part dans le message sédimentaire de ce qui est global de ce qui est local et par là de faire avancer de façon significative la problématique sur le prisme holocène post-glaciaire et les questions actuelles sur son devenir.

## 5. Conclusions

Ce travail a permis de mettre en évidence la géométrie et les mécanismes de sédimentation du delta du Rhône, à terre, depuis le début de la remontée eustatique post-glaciaire.

L'intérêt de cette étude est d'apporter une vision novatrice de l'architecture à terre, en profondeur, du delta du Rhône en utilisant la stratigraphie génétique et la stratigraphie séquentielle. L'étude d'un atelier de puits diagraphiés valide l'utilisation des deux méthodes pour les corrélations géométriques dans les dépôts postglaciaires du delta du Rhône. L'application de ces outils a en plus permis la valorisation des données contenues depuis de nombreuses années dans la BSS du BRGM.

L'analyse de quatre grands profils en subsurface, en terme de stratigraphie séquentielle, à partir de puits espacés de plusieurs centaines de mètres, permet de distinguer, au sein des dépôts postglaciaires du delta du Rhône, une dynamique rétrogradante, matérialisée par quatre systèmes transgressifs successifs à des niveaux NGF différents, d'une dynamique progradante qui s'exprime, en position distale, par cinq lobes deltaïques et en position proximale, par une alternance de périodes d'incision et de périodes d'aggradation des dépôts palustres et continentaux.

Ces deux dynamiques sont liées d'une part, aux variations eustatiques globales (remontée régulière du niveau marin jusque vers 6000 BP puis quasi-stabilisation jusqu'à aujourd'hui) et d'autre part, à des phénomènes locaux comme la subsidence qui est importante et omniprésente durant toute l'édification du delta.

Cette subsidence est en effet mise en évidence sur les transects à diagraphies du modèle sédimentologique dans lesquels la variation géographique de la position des dépôts centres (diachronisme du maximum majeur d'inondation) est interprétée comme une intervention de la subsidence. Ce phénomène de subsidence apparaît également sur les quatre profils traversant le delta : au niveau de la progradation – aggradation de certains prismes globalement progradants, du basculement de certains prismes transgressifs et de la déformation de surfaces remarquables dans le Pliocène en particulier.

Ces mouvements liés à la compaction et surtout à la tectonique sont en accord avec le basculement de la marge déjà observé en d'autres points du Golfe du Lion.

## Bibliographie

Alabouvette B., Berger G., Demange M., Guerange-Lozes J. (2001) - Carte géol. France (1/250 000), feuille Montpellier (38). Orléans : BRGM.

Aloisi J.-C. – accepté – Sea-level variations on the French Mediterranean margin during the Holocene, *Paleoclimate research*, Frenzl éd.

Aloisi 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. Dyn.*, 17, n°2, pp. 13-22.

Aloisi J.-C., Monaco A., Planchais N., Thommeret J., Thommeret Y. (1978) – The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France : paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geogr. Phys. Quat.*, vol. XXXII, n°2, pp. 145-162.

Ambert P. (1994) – L'évolution du Languedoc central (Grands Causses méridionaux, piémont languedocien) depuis le Néogène, *Doc. BRGM*, n°231.

Ambert P., Ambert M., Maurin G. (1982) – Littoraux miocènes et quaternaires du Languedoc occidental. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 295, pp. 251-254.

Arnaud-Fassetta G. (1996) – Les inondites rhodaniennes d'octobre 1993 et janvier 1994 en milieu fluvio-deltaïque, l'exemple du Petit Rhône. *Quaternaire*, 7, 2, pp. 139-153.

Arnaud-Fassetta G. (2000) – Quatre mille ans d'histoire hydrologique dans le delta du Rhône, de l'âge du bronze au siècle du nucléaire. *Grafigéo* 11, Collection mémoires et documents de l'UMR PRODIG, Paris, 230 p.

Bard E., Arnold M., Fairbanks R.G., Hamelin B. (1993) –  $^{230}\text{Th}$ - $^{234}\text{U}$ ,  $^{14}\text{C}$  ages obtained from mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, 35, pp. 191-199.

Bard E., Hamelin B., Arnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G., Rougerie F. (1996) – Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, pp. 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 the magna graecia settlement of Hera Argiva (Southern Italy). *Geologica Romana*, 35, pp. 151-166.

Barrier P., Montenat C. – accepté – Paysage ibérique de l'embouchure du Segura : approche paléogéographique et environnementale.

Bazile F. (1976) – Les lignes de rivage quaternaire du Languedoc méditerranéen. *In* : La Préhistoire française, CNRS éd., Paris, 1, pp. 326-329.

Berne S., Carre D., Loubrieu B., Maze J.-P., Normand A. (2001) – Carte morphobathymétrique du Golfe du Lion au 1/100 000. Ifremer. Notice explicative par S. Berné, D. Carré, A. Normand, J.P. Mazé, E. Le Drezen, C. Satra, L. Morvan, avec la participation de J.C. Aloïsi, J. Baztan, B. Dennielou, L. Droz, A.T. Dos Reis, J. Lofi, Y. Méar, M. Rabineau, B. Loubrieu, J.-F. Bourillet, V. Constantin, C. Trébaol, A. Crusson (2002), 48 p.

Bertrand J.P., L'Homer A. (1975) – Le delta du Rhône. *Guide d'excursion IX<sup>ème</sup> Cong. Intern. Sédiment.*, Nice, 65 p.

Blanc J.-J., Molinier R. (1955) – Les formations organogènes construites superficielles en Méditerranée occidentale. *Bull. Inst. Océano.*, Monaco, 1067, pp. 1-26 et 1 planche h. t.

Bloch M.R. (1976) – Salt in Human History. *Interdisciplinary Science Reviews*, vol. 1, 4, pp. 336-352.

Blum M.D., Tornqvist T.E. (2000) – Fluvial responses to climate and sea-level change, a review and look forward. *Sedimentology*, 47 (suppl. 1), pp. 2-48.

Bondesan M., Castiglioni G.B., Elmi C., Gabbianelli G., Marocco R., Pirazzoli P.A., Tomasin A. (1995) – Coastal areas at risk from storm surges and sea-level rise in Northeastern Italy. *J. Coastal Res.*, 11, 4, pp. 1354-1379.

Bruneton H. (2000) – La dynamique holocène des paysages du marais des Baux. Une première approche morphosédimentaire. *Actes du colloque de Mouriès*, mai 1997.

Casagrande L., Andrieux J., Morel J.L. (1989) – Le massif de Suzette (Vaucluse) : l'inversion tectonique d'un graben oligocène. *Géologie de la France*, 3, pp. 3-12.

Clauzon G., Rubino J.-L., Schlupp A., Garou-Torre C. (1999) – Physiographie et architecture du remplissage de la partie distale de la ria pliocène du Rhône (Camargue, Provence). *Congrès ASF*, Nancy, poster.

Clique P.-M., Feuillet J., Coeffe Y., Greslou M. (1984) – Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Côtes de la Méditerranée de la frontière espagnole à la frontière italienne. *Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France*. Eyrolles éd., 52, 290 p.

Colomb E., Roux M. (1986) – La Crau, histoire plio-pléistocène. *Méditerranée*, 3, pp. 31-42.

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<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 182 p.

- Cosquer H. (1992) – La grotte Cosquer, plongée dans la Préhistoire. *Solar*, 119 p.
- Dalongeville R. (1986) – Formes de corrosion et de construction organogène des littoraux actuels calcaires de Méditerranée, termes de comparaison pris en Mer Rouge. *Thèse de doctorat d'Etat*, Univ. de Bretagne occidentale, 2 vol., texte 374 p., ann. 149 p.
- Dalongeville R., Paskoff R., Sanlaville P., Thommeret J., Thommeret Y. (1980) – Rivage holocène supérieur à l'Actuel en Tunisie méridionale. *Océanis*, 5, n°h.s., pp. 311-312.
- Dubar M. (1987) – Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. III, n°1, pp. 195-198.
- Duboul-Razavet C. (1956) – Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône. *Mem. Soc. Géol. France*, nouvelle série, tome 35, fasc. 3-4, feuilles 12-33, n°76, pp. 1-234.
- Duvail C., Le Strat P., Bourguin B. (2001) – Atlas géologique des formations plio-quadernaires de la plaine de Roussillon (Pyrénées orientales). *Rapport BRGM : BRGMIRP-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-quadernaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer. *Rapport BRGM : BRGMIRP-51972-FR*, 71 p.
- Emery K.O., Aubrey D.G., Goldsmith V. (1988) – Coastal neo-tectonics of the Mediterranean from tide-gauge records. *Marine Geol.*, 81, pp. 41-52.
- Eschard R. (1989) – Géométrie et dynamique de séquences de dépôts dans un système deltaïque (Jurassique moyen, bassin de Cleveland, Angleterre). Implications sur l'architecture tridimensionnelle des corps sédimentaires. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Louis-Pasteur, Strasbourg, 104 p.
- Eschard R., Ravenne C., Houel P., Knox R. (1991) – Three-dimensional reservoir architecture of a valley-fill sequence and a deltaic aggradational sequence : influences of minor relative sea-level variations (Scalby formation, England). *In* : The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery, Miall A.D., Tyler N. éd., SEPM, *Concepts Sedimentol. Paleontology*, pp. 133-147.
- Foucault A., Raoult J.-F. (1997) – Dictionnaire de géologie. Masson éd., 4<sup>ème</sup> édition, 328 p.
- Fuchey Y., Le Strat P. (2001) – Modélisation géologique des dépôts plio-quadernaires de la basse vallée de l'Hérault. *Rapport BRGM : BRGMIRP-50770-FR*, 79 p.

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**, pp. 695-701.

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, pp. 803-810.

Gilbert G.K. (1885) – The topographic features of lake shores. *U. S. Geol. Surv. Rep.*, **5**, pp. 75-123.

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**, pp. 67-97, 16 Fig. 3 Tabl., 2 Cartes h.t. en couleurs en fin d'ouvrage.

Guery R., Pirazzoli P., Troussset P. (1981) – Les variations du niveau de la mer depuis l'Antiquité à Marseille et à La Couronne. *Les dossiers histoires et archéologie*, **50**, pp. 8-28.

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 *et al.*, Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM Special Publication* **60**, 786 p.

Heurteaux P. (1997) – Panneaux d'information du Parc Ornithologique de Camargue (Pont de Gau).

Homewood P.W., 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.

Homewood P.W., Mauriaud P., Lafont F. (1999) – Best practices in Sequence Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers [Vade-mecum de Stratigraphie Séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir]. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mem. 25, 81 p.

Jelgersma S. (1994) – Examples of the geological past : evolution of coastal sedimentation sequences during Holocene sea level rise. *In* : Impacts of climate change : marine and coastal ecosystems, Permetta J., Leemans R., Elder D., Humphrey S. éd., IUCN, Gland, Switzerland, pp. 45-57.

Jianxiong Q., Zuosheng Y., Wei L., Fangang Z. (1998) – High-resolution sequence stratigraphy of the Holocene strata on the East China Sea shelf. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, vol. 18, n°6, pp. 11-26.

Jorda M., Provansal M. – 1996 – Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du Sud-Est (Alpes du sud et Provence). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 167, n°1, pp.159-168.

Kawamura N. (2002) – Sedimentary facies and changes of the depositional environments of late Quaternary in the lowlands of the Takamatsu Plain, Kagawa Prefecture, Southwest Japan ; a model of development of delta during the Holocene. *Journal of Geosciences*, Univ. Osaka, **45**, pp. 45-62.

Kruit C. (1955) – Sediments of the Rhône delta. Grain size and microfauna. Mouton & Co – 'S – Gravenhage éd., 156 p.

L'Homer A. (1980) – Les variations séquentielles en milieu deltaïque, cas du delta du Rhône. 6<sup>ème</sup> C.G.I., Paris.

L'Homer A. (1988) – Le littoral d'Aigues-Mortes à la fin du XIII<sup>ème</sup> siècle. Deuxième forum du CFG, 24-25 nov. 1988, Caen, *Bull. Centre de Géomorpho. de Caen*, **36**, pp. 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. *Oceanis*, vol. 7, fasc. 4, pp. 389-408.

L'Homer A. avec la collaboration de Roux M., Toni C., Bazile F., Damiani L., Durozoy G. (1987) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Arles (992). Orléans : BRGM, 72 p. Carte géologique par C. Toni, J. Barrière, A. L'Homer, G. Bouteyre, E. Colomb, M. Roux, Ch. Glintzboeckel, avec la participation de P. Brun (1975).

L'Homer A., Bonnot-Courtois C., Caline B., Le Vot M. (2002) – La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. TotalFinaElf, CNRS et EPHE éd., mémoire 26.

Labeyrie J., Lalou C., Monaco A., Thommeret J. (1976) – Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de – 33 000 ans BP à nos jours. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 282, n°4, pp. 349-352.

Laborel J., Morhange C., Lafont R., Le Campion J., Laborel-Deguen F., Sartoretto S. (1994) – Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica. *Marine Geology*, **120**, pp. 203-223.

Lafont F. (1994) – Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. de Rennes, *Mém. Géosci. Rennes*, **54**, pp. 1-270.

Lagaaij R., Gautier Y.V. (1965) – Bryozoan assemblages from marine sediments of the Rhône delta, France. *Micropaleontology*, **11**, pp. 39-58.

Lambeck K., Bard E. (2000) – Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **175**, pp. 203-222.

Liou B. (1987) – Les découvertes archéologiques du golfe de Fos et le tracé du littoral antique. *In* : Déplacements des lignes de rivage en Méditerranée – Colloques internationaux CNRS, pp. 59-65.

Menillet F., Paloc H. (1973) – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Nîmes (965). Orléans : BRGM, 40 p. Carte géologique par A. Bonnet, F. Ménillet, G. Berger, L. Coubès (1973).

Molinier R., Picard J. (1953) – Recherches analytiques sur les peuplements littoraux méditerranéens se développant sur substrat solide. *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, bull. 4, fasc. 9, 18 p. et annexes.

Monaco A., Thommeret J., Thommeret Y. (1972) – L'âge des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). *C.R. Acad. Sci. Paris*, série D, t. 274, pp. 2280-2283.

Monguillan L. (1977) – Dans le golfe de Fos, une nécropole sous la mer. *Archeologia*, 110, pp. 59-65.

Morhange C., Laborel J., Laborel-Deguen F., Lounnas V., Verrecchia E. (1993) – Indicateur biologique et variations relatives du niveau de la mer sur les côtes rocheuses de Provence depuis 4500 ans. *Géologie Méditerranéenne*, t. XX, n°2, pp.89-100.

Oomkens E. (1967) – Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geologie en Mijnbouw*, 46, pp. 265-278.

Oomkens E. (1970) – Depositional sequences and sand distribution in the postglacial Rhône delta complex. *In* : Deltaic sedimentation, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 15, pp. 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, p. 13.

Peres J.-M., Picard J. (1952) – Les corniches calcaires d'origine biologique en Méditerranée occidentale. *Rec. Trav. Stat. Marine Endoume*, bull. 1, fasc. 4, 33 p. et une planche h. t.

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.

Peulvast J.-P., Baroux E., Bellier O., Sebrier M. (1999) – Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (sud-est de la France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, pp. 327-358.

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. éd. *Dynamics of the Ice Age Earth : A Modern Perspective*. Trans TecA, Zurich, pp. 401-422.

Planchais N. (1985) – Analyses polliniques du remplissage holocène de la lagune de Canet (plaine du Roussillon, département des Pyrénées orientales). *Ecologia Mediterranea*, t. XI, fasc. 1, pp. 117-127.

Planchais N., Gadel F., Barusseau J.-P., Buscail R. (1984) – Palynologie et sédimentologie d'un dépôt vaso-tourbeux daté de 7000 ans BP situé à Saint-Cyprien (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 298, série III, n°11, pp. 321-323.

Port Autonome De Marseille (1971) – Etude de consolidation des tourbes : talus expérimental. *Rapport interne, archives du Port Autonome de Marseille*, 11 p.

Posamentier H.W., Vail P.R. (1988) – Eustatic controls on clastic deposition II – Sequence and systems tract models. *In* : Sea level changes – An integrated approach, Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G. St. C., Posamentier H., Ross C.A., Van Wagoner J. éd., *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 125-154.

Provansal M. (1995) – The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southeastern France. *The Holocene*, vol. 5, n°3, pp. 348-353.

Provansal M., Vella C., Sabatier F. – accepté – Apports solides et mobilité historique des littoraux deltaïques, *Océanis*.

Raban A. (1987) – Alternated river courses during the Bronze Age along the Israeli coastline. CNRS éd., Paris, pp. 173-179.

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<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Rennes I, 455 p.

Ravenne C. (2002) – Sequence stratigraphy evolution since 1970. *C.R. Palevol*, **1**, pp. 415-438.

Rider M.H., Laurier D. (1979) – Sedimentology using a computer treatment of well logs. *SPWLA 6<sup>th</sup> Europ. Symp.*, London, paper J.

Riout M. (1971) – Alcide d'Orbigny et les étages du Jurassique. Coll. du Jurassique, Luxembourg, 1967, *Mém. BRGM*, **75**, pp. 17-33.

Riser J., Bardintzeff J.-M., Bonnefille R., Fontugne M., Guendon J.-L., Guerin C., Nicod J., Occhietti S., Patou-Mathis M., Pautreau J.-P., Rousseau D.D., VAUDOUR J., VIALOU D. (1999) – Le Quaternaire : géologie et milieux naturels. Dunod éd., 322 p.

Rouire J., Blanc J.-J., Gabert J., avec la collaboration de L'HOMER A. (1979) – Carte géol. France (1/250 000), feuille Marseille (39). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Rouire, avec la participation de J.-J. Blanc (1979), 90 p.

Rouire J., Gidon M., Berger G., Chiron J.-C., Camus G., Kieffer G., Mergoïl J., Monjuvent G. (1980) – Carte géol. France (1/250 000), feuille Valence (34). Orléans : BRGM. Notice explicative par J. Rouire, J.-C. Chiron, avec la participation de G. Camus, G. Kieffer, J.-P. Masse, J. Mergoïl, G. Monjuvent, C. Rousset (1980), 108 p.

Sabatier F. (2001) – Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, Univ. Aix-Marseille III, 273 p.

Schumm S.A. (1993) – River response to baselevel change : implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**, pp. 279-294.

Scruton P.C. (1960) – Delta building and the deltaic sequence. *In* : Shepard F.P., Phleger F.B. et Van Andel Tj.H. éd., *Recent sediments, northwest Gulf of Mexico*, Tulsa, Oklahoma, Am. Assoc. Petroleum Geologists, pp. 82-102.

Serra O. (1985) – Diagraphies différées, bases de l'interprétation. t. 2 : Interprétation des données diagraphiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 7.

Serra O., Sulpice L. (1975) – Apports des diagraphies différées aux études sédimentologiques des séries argilo-sableuses traversées en sondage. *9<sup>ème</sup> Cong. Intern. Sédiment.*, Nice, thème 3, pp. 86-95.

Sivan D., Wdowinski S., Lambeck K., Galili E., Raban A. (2001) – Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, pp. 101-117.

Stanley D.J. (1990) – Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt, *Marine Geol.*, **94**, pp. 147-154.

Stanley D.J. (1995) – A global sea-level curve for the late Quaternary : the impossible dream ? *Marine Geol.*, **125**, pp. 1-6.

Stanley D.J., Warne A.G. (1994) – Worldwide initiation of Holocene marine deltas by deceleration of sea-level rise. *Science*, **265**, pp. 228-231.

Stouff L. (1993) – La lutte contre les eaux dans les pays du Bas-Rhône au XII<sup>ème</sup>-XV<sup>ème</sup> siècles. L'exemple du pays d'Arles. *Méditerranée*, 3, 4, pp. 57-68.

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, pp. 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, BRGM éd., Orléans.

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**, pp. 39-46.

Triat-Laval H. (1978) – Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et post-glaciaire de la végétation de la Basse Vallée du Rhône. *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle*. Univ. Aix-Marseille III, 344 p.

Vail P.R. (1976) – Seismic stratigraphy overview. *Lecture notes prepared for AAPG-SEG School on Stratigraphic interpretation of seismic data*, Houston, Texas.

Vail P.R., Hardenbol J. (1979) – Sea-level changes during the Tertiary. *Oceanis*, **22**, 3, pp. 71-79.

Vail P. R., Colin J., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F., Trifilieff V. (1987) – La Stratigraphie Séquentielle et son Application aux Corrélations Chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. III, n°7, pp. 1301-1321.

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. *et al.* éd., *Cycles and events in stratigraphy*, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, pp. 617-659.

Van De Plassche O., Mook W.G., BLOOM A.L. (1989) – Submergence of coastal Connecticut 6000 – 3000 (<sup>14</sup>C) years BP. *Marine Geology*, **86**, pp. 349-354.

Van Straaten L.M.J.U. (1959) – Littoral and submarine morphology of the Rhône delta. *In* : Russel R.J. éd., *Proc. 2<sup>nd</sup> Coastal Geog. Conf.* : Baton Rouge, Louisiana State Univ., Natl. Acad. Sci., Natl. Research Council, pp. 223-264.

Van Straaten L.M.J.U. (1960) – Marine mollusc shell assemblages of the Rhône delta. *Geol. Mijnb.*, new ser., **22**, pp. 105-129.

Van Wagoner J.C., Posamentier M.W., Mitchum R.M. Jr., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. (1988) – An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In* : *Sea level changes – An integrated approach*, Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G. St. C., Posamentier H., Ross C.A., Van Wagoner J. éd., *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 39-46.

Vella C. (1999) – Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône. *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle*. Univ. Aix-Marseille I, 250 p.

Vella C., Bourcier M. (1998) – Stades ultimes de la montée holocène du niveau marin et subsidence tectonique dans le golfe de Fos (Provence, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **2**, pp. 141-154.

Vella C., Provansal M. (2000) – Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 year on the southern eastern Rhône delta, France. *Marine Geology*, **170**, pp. 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**, pp. 403-414.

Vella C., Leveau P., Oberlin C., Provansal M., Bourcier M., Sciallano M., Gassend J.M. (1998) – Histoire des variations du trait de côte du Golfe de Fos : cohérence chronologique fondée sur les datations radiocarbone et les datations historiques et archéologiques. *Colloque « C14 Archéologie »*, pp. 391-396.