

# Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches présenté devant l'Université de Perpignan

Par

**Bernard GENSOUS**

Laboratoire de Mécanique, Acoustique et Instrumentation

Groupe "Environnements Sédimentaires et Stratigraphie"

Université de Perpignan

2<sup>ème</sup> partie

**Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts transgressifs et de haut niveau associés à des cycles à haute fréquence : les dépôts postglaciaires sur la plate-forme du Rhône**

Présenté le 17-12-1994 devant un jury composé de :

**ALLEN G.P.**, Docteur d'Etat, Chef du service clastique - TOTAL. *Rapporteur*

**DERCOURT J.**, Professeur, Membre de l'Institut - Université Paris VI

**HENRY-ROUSSEAU O.**, Professeur, Université Perpignan.

**LABEYRIE L.**, Professeur, Université Paris XI - *Rapporteur*

**LANCELOT Y.**, Directeur de recherches CNRS-Université d'Aix Marseille.

**RAVENNE CH.**, Ingénieur, Chef de projet - Institut Français du Pétrole. *Rapporteur*

**STEINBERG M.**, Professeur, Université Paris X

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>page 4</b>
<b>Chapitre 1 : Notions de stratigraphie séquentielle -----</b>	<b>page 6</b>
1 - Introduction -----	page 6
1.1 - La stratigraphie sismique	
1.2 - La stratigraphie séquentielle	
2 - Concepts de base -----	page 7
2.1 - Les facteurs de contrôle	
2.2 - Les éléments du modèle	
2.3 - Buts et application	
3 - Evolution et concepts -----	page 10
4 - L'application à des environnements récents et de cycles de haute fréquence -----	page 11
5 - Caractéristiques des cortèges transgressif et de haut niveau --	page 11
5.1 - Le cortège transgressif	
5.2 - Le cortège de haut niveau	
<b>Chapitre 2 : Méthodologie -----</b>	<b>page 16</b>
1 - Le choix de la zone d'étude -----	page 16
1.1 - Des critères scientifiques	
1.2 - Des critères logistiques	
2 - Acquisition des données -----	page 16
2.1 - Données sismiques	
2.2 - Données de prélèvement	
3 - Traitement des données -----	page 19
3.1 - Données sismiques	
3.2 - Données de prélèvement	
<b>Chapitre 3 : Cadre général de l'étude -----</b>	<b>page 21</b>
1 - Cadre géologique -----	page 21
2 - Morphologie et dépôts superficiels -----	page 22
3 - Environnement actuel -----	page 23
3.1 - Le climat	
3.2 - La marée	
3.3 - Les houles	
3.4 - Les apports	
4 - Organisation générale des dépôts quaternaires -----	page 23
4.1 - Travaux antérieurs	
4.2 - Description	

- 4.3 - Chronologie
- 4.4 - Interprétation stratigraphique
- 4.5 - Facteurs de contrôle

**Chapitre 4 : Les dépôts postglaciaires ----- page 29**

- 1 - Caractéristiques générales----- page 29
  - 1.1 - Localisation
  - 1.2 - Organisation stratigraphique
- 2 - Analyse stratigraphique des dépôts ----- page 30
  - 2.1 - Les dépôts de la plate-forme
  - 2.2 - Les dépôts de la plaine deltaïque
- 3 - Interprétation en stratigraphie séquentielle----- page 43
  - 3.1 - Le cortège transgressif
  - 3.2 - Le cortège de haut niveau
- 4- Les facteurs de contrôle ----- page 47
  - 4.1 - les variations eustatiques
  - 4.2 - La tectonique
  - 4.3 - Le taux d'apports sédimentaires
  - 4.4 - la physiographie
  - 4.5- les conditions dynamiques
  - 4.6 - conclusion

**Chapitre 5 : Bilan et perspectives ----- page52**

- 1-Les principales étapes de la transgression postglaciaire----- page 52
- 2 - Bilan de la sédimentation postglaciaire----- page 54
- 3- Les dépôts transgressifs et de haut niveau ----- page 56
  - 3.1 - Les dépôts postglaciaires
  - 3.2 - les dépôts pléistocènes
- 4 - Futurs axes de recherche ----- page 57

**Références bibliographiques ----- page 60**

**Liste des figures----- page 68**

# INTRODUCTION

Les études sur la marge rhodanienne ont débuté en 1988 à l'occasion d'une réponse à l'appel d'offres du programme D.B.T. (Dynamique et Bilan de la Terre) dans le thème "Message sédimentaire et Paléobiologique".

Ce projet intitulé "Enregistrement haute définition de l'évolution de l'environnement d'une marge deltaïque : le système rhodanien et les cycles quaternaires" a bénéficié jusqu'en 1991 du soutien financier et logistique (moyens à la mer) du CNRS/INSU.

Il s'inscrit depuis 1993, dans le cadre du programme DYTEC (94 DYTEC 08). "Quantification et modélisation stratigraphique de l'importance relative des causes externes, climatiques, internes et tectoniques, dans l'édification des marges passives à fort flux détritique" ; Chantier marge rhodanienne.

Outre la reconnaissance de la signature sédimentaire des changements climatiques récents et des changements du niveau marin associés, ces études permettaient d'aborder des objectifs plus stratigraphiques :

- Réaliser sur les milieux récents une étude en haute résolution de la géométrie et de l'extension des corps sédimentaires, difficiles à approcher en milieu fossile.
- Tester les limites de validité et affiner les nouveaux concepts de stratigraphie séquentielle.
- Fournir des modèles pour les séries anciennes.

Aussi, ces études ont bénéficié depuis leur démarrage, d'une collaboration étroite avec les partenaires du secteur pétrolier (principalement Ch. Ravenne de l'IFP et G.P. Allen de TOTAL). Ils nous ont apporté un soutien matériel, sans lequel ces études n'auraient pu se réaliser, et nous ont initié aux concepts de Stratigraphie Séquentielle qui n'étaient alors pas encore parvenus dans le domaine public.

Ces études constituent ainsi une des premières applications à un environnement récent (Quaternaire terminal) et à l'échelle des cycles haute fréquence d'ordre 4 à 5 (durée  $10^5$  à  $10^4$  ans) des nouveaux concepts de Stratigraphie Séquentielle.

Les Etudes sur la marge rhodanienne ont principalement été conduits par MM. Tesson et moi-même. Nous avons assuré l'acquisition de l'ensemble des données (sismiques et prélèvements), une grande part de leur exploitation et la coordination scientifique du programme.

Au quotidien, les travaux ont été accomplis par les deux partenaires, souvent dans l'urgence et sans opérer une sélection très précise des tâches incombant à chacun.

D'une façon générale, M. Tesson s'est plus particulièrement occupé des relations avec nos collègues pétroliers ; je me suis attaché à coordonner les travaux avec les partenaires universitaires (URA 197, Université de Bordeaux I ; UPR 1201, Université de Marseille Luminy ; URA 1278, Université de Bretagne Occidentale ; Department of Earth Sciences, Université d'Utrecht).

M. Tesson présente dans son mémoire les résultats concernant les dépôts pléistocènes, établis principalement à partir de l'analyse des données sismiques.

J'exposerai ici les résultats de l'étude des dépôts postglaciaires pour lesquels nous disposons également des données de prélèvements superficiels (carottages < 10m).

Un premier chapitre est consacré à un rappel des notions de Stratigraphie Séquentielle qui a constitué l'outil de base pour l'analyse et l'interprétation des données sismiques et sédimentologiques.

Le deuxième chapitre présente la base de données, les conditions de son acquisition et la méthodologie utilisée lors de son exploitation.

Le troisième chapitre décrit le cadre général de l'étude et l'organisation stratigraphique des dépôts pléistocènes (traitée en détail dans le mémoire de M. Tesson).

Le quatrième chapitre expose les résultats de l'analyse des dépôts postglaciaires, l'interprétation en termes de stratigraphie séquentielle et le rôle des principaux facteurs qui contrôlent la sédimentation

Le cinquième chapitre fait la synthèse des résultats obtenus et propose un bilan de la sédimentation postglaciaire. Des propositions sont faites pour le développement futur des axes de recherche.

# Chapitre 1

## NOTIONS DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

### 1 - INTRODUCTION

La stratigraphie séquentielle est définie comme "*l'étude des relations, dans un cadre chronostratigraphique, des strates génétiquement liées, limitées par des discordances (surfaces d'érosion ou de non-dépôt), ou leur prolongement en concordance*" (Van Wagoner et al., 1988).

Elle a été progressivement élaborée durant les années 70 par les chercheurs du groupe EXXON et propose une nouvelle approche intégrée de la stratigraphie s'appuyant sur des concepts applicables aux différentes disciplines de la géologie sédimentaire.

L'évolution de ces concepts est marquée par deux étapes.

**1.1 La stratigraphie sismique**, qui constitue la première étape, s'appuie sur une méthodologie d'analyse présentée dans le Mémoire AAPG n°26 (Payton, C. E. ed., 1977. Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration).

Le postulat de base est qu'une réflexion sismique est produite par une discontinuité physique qui représente, au point de vue géologique, soit une limite de strate, soit une discordance (unconformity).

L'analyse sismique (géométrie des réflecteurs, terminaisons latérales) permet de reconnaître, au sein des bassins sédimentaires, des unités à réflecteurs conformes, limitées par des discordances majeures d'extension régionale (Vail et Mitchum, 1977 ; Mitchum, Vail and Thompson, 1977 ; Mitchum et Vail, 1977).

Ces unités, appelées séquences de dépôt, ont valeur chronostratigraphique (Vail, Todd and Sangree, 1977). Leur âge est défini par celui de leurs limites (avec une résolution égale à la demi-épaisseur d'un réflecteur) ; il peut être déterminé, à partir des données biostratigraphiques de sondages, dans les secteurs où les discordances passent latéralement à des dispositions conformes.

L'analyse de la configuration des réflecteurs à l'intérieur d'une séquence (continuité, amplitude, fréquence, vitesse interne) et de la géométrie des sous-unités qui la composent, conduit à une interprétation de la lithologie des dépôts (lithosismique) et des conditions (processus et environnements sédimentaires) de mise en place (Mitchum, Vail and Sangree, 1977 ; Sangree and Widmier, 1977)

En s'appuyant sur cette méthodologie, une synthèse sur différents bassins sédimentaires (réalisée à partir de données essentiellement pétrolières et non publiées) conduit à la mise en évidence de cycles sédimentaires de différents ordres et à l'établissement d'une courbe globale de variations du niveau marin relatif (Vail, Mitchum and Thompson, 1977 ; Haq et al., 1987).

Ces travaux firent l'objet de critiques concernant :

- Le rôle prédominant attribué au facteur eustatique par rapport à d'autres paramètres, tels la subsidence, qui peuvent jouer, à échelle régionale, un rôle important (Pitman, 1978 ; Pitman et Golovenchko ; 1983, Cloething, 1986)

- La validité des corrélations établies entre différents bassins en vue de l'établissement d'une courbe eustatique globale (Hubbard, 1988 ; Miall, 1986 ; Summerhayes, 1986).

**1.2 La stratigraphie séquentielle** reprend les procédures d'analyse de la stratigraphie sismique et les intègre dans un modèle où la cyclicité (l'arrangement séquentiel) de l'enregistrement sédimentaire est relié à un nombre limité de facteurs qui contrôlent la mise en place des dépôts. Les concepts de base de cette approche sont formulés dans le numéro spécial SEPM 42 (Wilgus et al., ed., 1988, "Sea level changes : an integrated approach").

## 2 - CONCEPTS DE BASE

### 2.1 Les facteurs de contrôle (fig. 1)

Trois facteurs principaux contrôlent les caractéristiques stratigraphiques et la chronologie de mise en place des dépôts sédimentaires :

#### 2.1.1. Les variations eustatiques

Il s'agit de variations du niveau de la surface des océans par rapport à un référentiel qui est le centre de la terre. Ces variations, globalement synchrones, sont liées soit :

- Aux changements du volume des bassins océaniques (le contenant) sous l'action des processus de tectonique globale (taux d'expansion des fonds océaniques, morcellement des plaques lithosphériques). Les taux de variations sont de l'ordre de 1cm/1000 ans (Pitman 1978).

- Aux changements du volume des eaux océaniques (le contenu) pendant les périodes où la terre a été affectée par les phénomènes de glaciations. Les taux de variations sont beaucoup plus élevés (10-100mtrs/1000 ans).

#### 2.1.2 La tectonique (au sens large).

Sous ce terme est regroupé l'ensemble des facteurs qui provoquent, à échelle régionale et/ou locale, des variations verticales du substratum sur lequel s'effectue la sédimentation (subsidence ou soulèvement thermiques, réajustement isostatique, compaction des dépôts)

#### 2.1.3 Le taux d'apports sédimentaires

Il s'agit du matériel introduit dans le bassin directement à partir des émissaires continentaux. Il est contrôlé par l'orographie, les dimensions et le contexte climatique du bassin versant. Le matériel issu de la reprise de matériaux déjà présents dans le système sédimentaire (en particulier par érosion côtière lors des phases transgressives) n'est pas pris en compte.

La combinaison des variations dues à l'eustatisme et à la tectonique provoque des *variations relatives du niveau marin* (fig. 2). Celles-ci produisent, en un lieu donné, des variations de l'espace disponible pour la sédimentation ou *accommodation*. Le taux d'apports sédimentaires contrôle les modalités

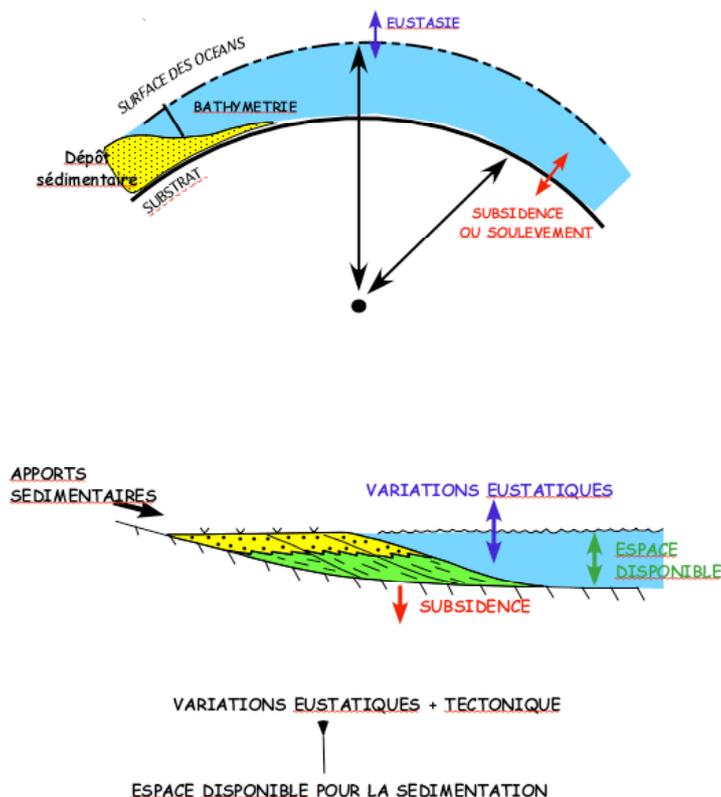
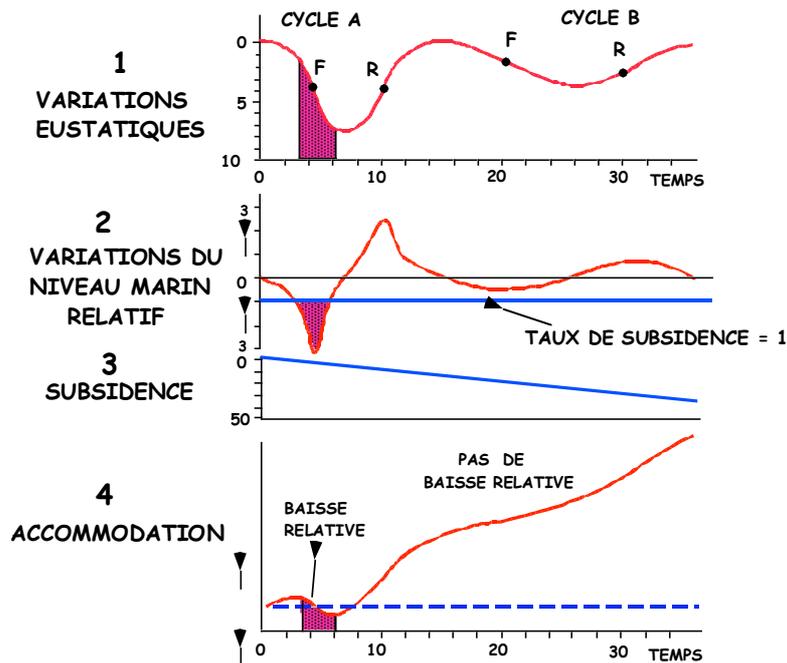


Fig. 1 - Les facteurs qui contrôlent l'organisation stratigraphique des dépôts

de remplissage de l'espace disponible



**Fig. 2 - Interaction entre Eustasie et Subsidence**

- 1 - La courbe représente deux cycles eustatiques A et B.  
F et R marquent les périodes de taux maximum de montée et de baisse
- 2 - Variation dans le temps du taux de la variation eustatique
- 3 - Taux de subsidence (constant)
- 4 - La baisse du niveau marin relatif (diminution de l'accommodation) ne se produit que lorsque le taux de baisse eustatique est supérieur au taux de subsidence

Au cours des temps géologiques, l'interaction, à différentes échelles de temps, entre ces 3 facteurs conduit à une organisation cyclique des dépôts en **séquences de dépôts** séparées par des discordances. Plusieurs ordres de cyclicité sont distingués en fonction de leur période et donc de leur cause.

Les séquences hautes fréquences (ordre 4 et 5) seraient induites par les variations de paramètres orbitaux de la terre (cycles de Milankovitch)

Les séquences basses fréquences (ordre 1 à 3) résulteraient des processus de tectonique globale (taux d'expansion des dorsales, cycles de morcellement des masses continentales).

## 2.2 Les éléments du modèle (fig. 3)

**2.2.1 La Séquence** est constituée par les dépôts qui se mettent en place durant un cycle de variation du niveau marin relatif s'étendant entre deux périodes de baisse eustatique (plus précisément entre les deux points d'inflexion de la courbe correspondant au taux maximum de la baisse eustatique). Elle est donc limitée par des surfaces de discontinuités majeures élaborées lors de ces baisses : **les limites de séquence** (*sequences boundaries*).

**2.2.2 Le Cortège Sédimentaire** (*Systems Tract*) est une subdivision à l'intérieur de la

séquence correspondant aux dépôts qui se mettent en place durant une partie du cycle de variations du niveau marin relatif. Chaque cortège sédimentaire est caractérisé par les surfaces qui le limitent, sa position dans la séquence, et les caractéristiques d'empilement des unités (paraséquences) qui le constituent :

- *Le Cortège de Bas Niveau (Lowstand Systems Tract)* correspond à la période de baisse du niveau marin relatif.

La ligne de rivage et les zones d'embouchures migrent au niveau de la plate-forme externe ou de la pente.

La plate-forme est soumise à une érosion subaérienne et localement une incision par les fleuves dont le niveau de base s'abaisse.

Les dépôts-centres se situent au niveau de la pente et au-delà vers le bassin. Ils reposent sur l'équivalent latéral de la surface d'érosion subaérienne du plateau qui constitue la limite inférieure de la séquence.

- *Le Cortège Transgressif (Transgressive Systems Tract)* se met en place lorsque le taux de remontée du niveau marin relatif devient supérieur au taux d'apports sédimentaires.

La ligne de rivage entame sa migration vers le continent et les vallées incisées sont ennoyées.

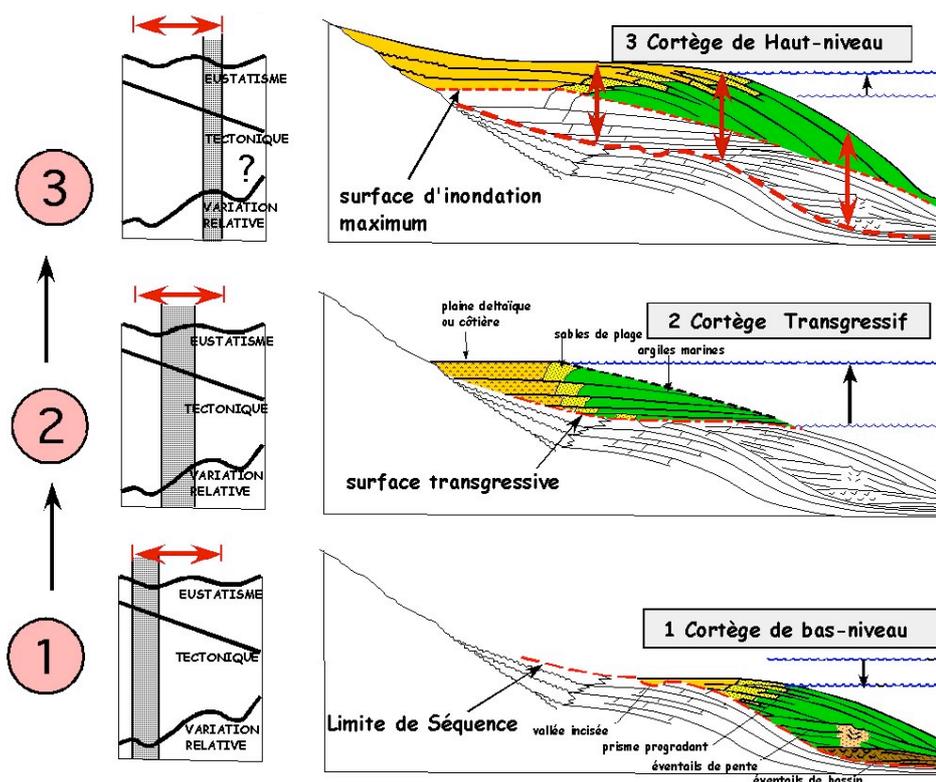
Les dépôts passent d'une disposition générale progradante (cortège de bas niveau) à une disposition générale rétrogradante. La surface séparant ces deux types de dépôts et constituant la base du cortège transgressif est appelée la *Surface Transgressive (Transgressive Surface)*.

Sur la plate-forme externe s'établit, du fait de l'éloignement des sources d'apports, une sédimentation condensée (condensed section) marquée par le développement de minéraux authigènes (glauconite, phosphates, carbonates).

- *Le Cortège de Haut Niveau (Highstand Systems Tract)* se construit lorsque, en fin de période transgressive, le taux de remontée du niveau marin relatif diminue et devient inférieur au taux d'apports sédimentaires.

Les dépôts de haut niveau progradent sur ceux du cortège transgressif et la ligne de rivage migre à nouveau vers le bassin (régression).

La surface coiffant le cortège transgressif et sur laquelle s'effectue la progradation est appelée *Surface d'Inondation Maximale (Maximum Flooding Surface)* ou surface de downlap.



**2.2.3 La Paraséquence** représente l'élément de base constitutif des cortèges sédimentaires. Elle est constituée par une succession de réflecteurs conformes génétiquement liés et limitée par des *Surfaces d'Inondation (Flooding Surfaces)*. Elles présentent, au sein d'un cortège sédimentaire une disposition spécifique qui exprime le sens de déplacement des centres de dépôt avec le temps. Les paraséquences du cortège transgressif présentent une disposition rétrogradante, alors que les paraséquences des cortèges de haut et de bas-niveau présentent une disposition progradante.

### 2.3 Buts et applications

L'analyse en stratigraphie séquentielle a pour but, en s'appuyant sur les concepts précédemment énoncés, de reconnaître les séquences et leurs attributs (surfaces limites, géométrie, architecture interne), de les corrélérer, puis de les interpréter en termes de réponses de la sédimentation aux variations de l'accommodation et, par là même, d'évaluer l'importance relative des principaux facteurs contrôlant l'agencement des dépôts.

Les principales applications de cette démarche sont :

- L'établissement d'une stratigraphie événementielle à partir de la corrélation et de l'intégration des successions stratigraphiques observées localement (établissement de chartes eustatiques).
- La prédiction des successions lithologiques en fonction des variations des paramètres analysés (géométrie des réservoirs).

## 3 - EVOLUTION DES CONCEPTS

Dès son arrivée dans le domaine public, la stratigraphie séquentielle a provoqué un renouveau des études stratigraphiques et l'ouverture de nombreux débats concernant la validité du modèle et les possibilités d'application à différents environnements telles les marges carbonatées (Sarg, 1988 ; Schlager, 1992 ; Tucker et al., 1993, Loucks and Sarg, 1993) et les bassins d'avant pays (Bertram and Van Wagoner, 1993 ; Posamentier et Allen, 1993). Une grande part des critiques formulées provenait d'une utilisation dogmatique et rigide des principes énoncés visant à retrouver tous les éléments du modèle initial plutôt que les relations entre les facteurs contrôlant la mise en place des dépôts.

Des mises au point ont été effectuées afin d'explicitier la signification des termes employés, préciser les limites des procédures d'analyse et d'interprétation (Posamentier and James, 1993), et aborder certains points traités de façon simpliste ou erronée dans le modèle initial (Posamentier and Allen, 1993 ; Allen and Posamentier, 1994) :

- Le modèle conceptuel développé initialement (Jervey, 1988) résulte d'une simulation mathématique dans un contexte de marge siliciclastique passive (taux de subsidence de 3 à 5 cm/10<sup>3</sup> ans croissant linéairement vers le large), avec un taux d'apports sédimentaires constant et soumise à des variations eustatiques d'ordre 3 (amplitude 60m, cycle de 4.10<sup>6</sup> ans). La transposition de ces concepts à d'autres domaines exige d'introduire les paramètres (physiographique, tectonique, climatique, dynamique) spécifiques au secteur étudié et qui peuvent localement jouer un rôle prépondérant. Des différences parfois importantes, par rapport au modèle initial, peuvent alors apparaître au niveau de l'architecture des séquences et des cortèges sédimentaires (Posamentier and Allen, 1993).

- Quel que soit le contexte régional, un certain nombre de principes, constituant le "noyau dur" du modèle demeure :

- La signature stratigraphique des dépôts résulte de l'interaction entre d'une part les apports sédimentaires, d'autre part l'espace disponible pour leur mise en place.

- Cet espace ou accommodation résulte de variations relatives du niveau marin qui sont fonction à la fois des variations de la surface de la mer (variations eustatiques) et de celle du

fond marin (incluant la tectonique, la compaction des dépôts et la charge hydrostatique et sédimentaire).

- En général, les variations eustatiques et la subsidence se combinent pour déterminer la position dans le temps des limites de séquence alors que le taux d'apport sédimentaire (et la physiographie) déterminent l'arrangement stratigraphique interne de la séquence.

*- Dans la mesure où les paramètres utilisés ne font à priori aucune référence aux notions de temps et d'espace (de même que les définitions de séquence ou de stratigraphie séquentielle citées en début de chapitre), les principes ci-dessus énoncés peuvent s'appliquer à tout objet géologique quelles que soient les échelles de temps et d'espace. En revanche, ils ne permettent pas à eux seuls de remonter aux causes premières (autocycliques, allocycliques) qui sont responsables de l'évolution des facteurs et donc de l'arrangement séquentiel des dépôts. Le seul moyen pour y parvenir est d'établir, à échelle régionale, des corrélations stratigraphiques précises passant par la reconnaissance de surfaces limites synchrones (en particulier les limites de séquence) et d'effectuer leur calage chronologique à l'aide de données biostratigraphiques et/ou isotopiques.*

Des approches similaires, faisant appel aux mêmes concepts, ont été élaborées sous les termes de Stratigraphie Événementielle (Einsele et Seilacher, 1982), Cyclostratigraphie (Perlmutter et Matthews, 1989), Allostratigraphie (Bergman et Walker, 1988, in North American Commission on Stratigraphy nomenclature) et Stratigraphie Génétique (Galloway, 1989 a et b). Elles proposent la même démarche méthodologique que la Stratigraphie Séquentielle et reconnaissent également la nécessité d'établir des corrélations dans un cadre chronostratigraphique ; les différences résident dans les choix des critères de reconnaissance des séquences et de leurs limites.

#### **4 - L'APPLICATION À DES ENVIRONNEMENTS RÉCENTS ET DES CYCLES HAUTE FRÉQUENCE.**

Le modèle proposé par les chercheurs d'EXXON a été établi à partir de données de sismique pétrolière calées sur des données de forages. La reconnaissance des séquences et cortèges sédimentaires est basée principalement sur les relations géométriques des dépôts et les corrélations diagraphiques de puits à puits. Il décrit des séquences d'ordre 3 (cycles de durée de plusieurs  $10^6$  ans, épaisseurs de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres).

L'application à des environnements modernes et à l'échelle des cycles haute fréquence d'ordre 4 à 5 (durée  $10^5$  à  $10^4$  ans), n'a jusqu'à ce jour, peu ou pas été abordée et constitue l'objectif principal dans lequel s'inscrivent les travaux sur la marge rhodanienne.

Ils offrent la possibilité :

- De tester les concepts de stratigraphie séquentielle, et leurs possibilités d'application dans le cas de cycles haute fréquence.
- D'étudier en haute résolution la géométrie et les propriétés des corps sédimentaires à une échelle compatible avec les études de terrain.
- D'établir des modèles géométriques pouvant servir de référence pour les séries anciennes.
- De reconnaître la signature sédimentaire des changements climatiques récents et des changements du niveau marin associés.

#### **5 - CARACTÉRISTIQUES DES CORTEGES TRANSGRESSIF ET DE HAUT NIVEAU**

Les chapitres qui suivent présentent les résultats des études sur les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne qui se sont formés en période de montée et de haut niveau marin. Nous présentons ici de façon plus détaillée les caractéristiques et conditions de mise en place des cortèges Transgressif et de Haut niveau.

## **5.1 Le Cortège Transgressif (Transgressive Systems Tract)**

### **5.1.1 Définition,**

Le Cortège Transgressif est formé par les dépôts qui se mettent en place lorsque le taux de remontée du niveau marin relatif devient supérieur au taux d'apports sédimentaires ; il se produit alors une migration de la ligne de rivage vers le continent (c'est la seule période durant un cycle de variation du niveau marin relatif).

Cette situation peut résulter de causes diverses

- A échelle régionale (origine allocyclique) :
  - Accroissement du taux de remontée eustatique ou de subsidence, le taux d'apports sédimentaires restant constant.
  - Diminution du taux d'apports sédimentaires par diminution du débit solide des fleuves (pour des causes climatiques ou à plus long terme tectoniques).
- A échelle locale (origine autocyclique) par phénomène de captures ou migration latérale des distributaires (lobe switching).

En fonction des relations entre les facteurs précédemment cités (taux de remontée eustatique, de subsidence, d'apports sédimentaires) la mise en place du cortège transgressif peut être plus ou moins retardée par rapport au début de la remontée du niveau marin relatif.

### **5.1.2 Limites**

Le Cortège Transgressif est limité à sa base par la surface transgressive, qui représente la première surface d'inondation marquant le début de la transgression, et ses prolongements vers le bassin et le continent. Suivant les secteurs, la surface transgressive peut se matérialiser en un point donné par une surface de ravinement (au niveau de la ligne de rivage), une surface d'érosion marine ou des dépôts résiduels (plus au large sur la plate-forme), une surface conforme (au niveau des remplissages de vallée), une surface d'incision fluviale (plus en amont).

En termes stricts, la surface transgressive est la surface qui sépare les dépôts à disposition générale progradante (cortège de bas niveau) des dépôts à disposition générale rétrogradante. Dans la pratique, elle n'est en fait aisément identifiable qu'au niveau de la ligne de rivage où elle constitue la première surface de ravinement à la partie supérieure des dépôts du cortège bas niveau. Son prolongement vers le continent présente une topographie assez complexe dans la mesure où elle épouse le modelé de drainage de la surface d'érosion subaérienne de bas-niveau sous-jacente. Au niveau des vallées ou des chenaux deltaïques, il est difficile de reconnaître la surface transgressive dans les dépôts de remplissage car le passage entre dépôts de bas niveau et dépôts transgressifs se fait de façon continue. Au niveau des interfluves, la surface transgressive est souvent amalgamée à la surface d'érosion subaérienne élaborée lors du bas-niveau marin précédent.

La limite supérieure correspond à la surface d'inondation au-dessus de laquelle les dépôts passent d'une disposition générale globalement rétrogradante à une disposition globalement progradante. Cette limite est généralement facile à identifier car elle correspond à la terminaison en downlap des clinofformes sur la surface d'inondation maxima. Son équivalent latéral sur la plate-forme correspond à la section condensée.

### **5.1.3 Conséquences sédimentaires de la transgression**

La migration de la ligne de rivage a pour conséquence :

- L'enneigement et le remblaiement des vallées incisées sous forme de dépôts d'abord alluviaux, puis estuariens et enfin marins. Ce sont les premiers dépôts transgressifs à se mettre en place, mais ils sont difficiles à distinguer des dépôts de fin de bas-niveau, la transition entre les deux se faisant de façon continue.
- La mise en place, sur la plate-forme, d'une sédimentation condensée du fait de l'éloignement progressif des sources d'apport. Elle débute sur la plate-forme externe et se développe vers le continent au fur et à mesure de la transgression jusqu'à affecter la majeure partie du plateau. Cette

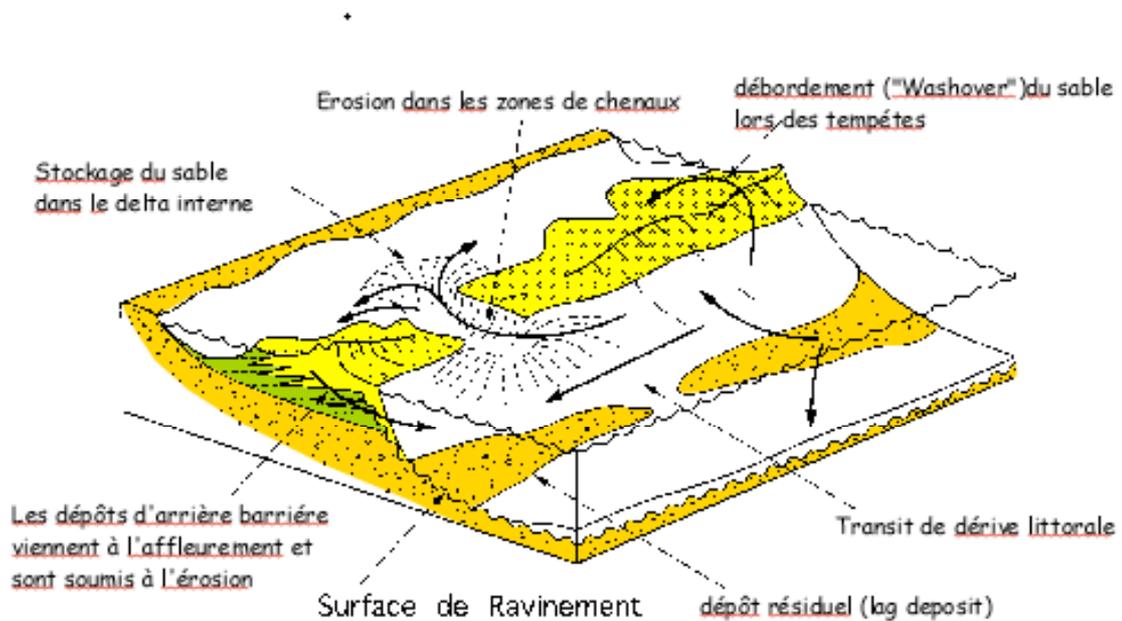
section (ou intervalle) condensée est caractérisée par des dépôts fortement bioturbés, le développement des minéraux authigènes (glauconite, phosphate, carbonates), une importante fraction biogène, ou une surface d'érosion ou une surface durcie.

- L'érosion transgressive, par les agents dynamiques littoraux, des dépôts précédemment mis en place. Il peut s'agir soit des dépôts (marins ou continentaux) du cortège de bas niveau précédent, soit des dépôts (d'arrière barrière ou estuariens ou fluviaux) mis en place durant les stades antérieurs de la transgression. Cette érosion est matérialisée par une surface érosionnelle appelée surface de ravinement (ravinement surface). L'intensité de l'érosion et donc l'épaisseur des matériaux remaniés lors de la transgression est fonction des conditions hydrodynamiques régionales et correspond généralement à la profondeur de remaniement par les houles moyennes. Elle peut varier de quelques centimètres à plus de 10 ou 15 mètres. Dans les environnements de forte énergie, les houles peuvent remanier la presque totalité des dépôts transgressifs précédemment mis en place et ne laisser subsister qu'une mince couverture de dépôts résiduels (lag deposits). Le taux de recul de la ligne de rivage dépend du taux de remontée du niveau marin, de la topographie et des caractéristiques (granulométrie ou degré de consolidation) du substrat.

#### 5.1.4 Mécanismes de recul de la ligne de rivage :

##### Recul progressif par érosion de la plage sous-marine (shoreface)

Lorsque le taux d'apports sédimentaires devient inférieur au taux de remontée du niveau marin relatif, les zones d'embouchures deviennent des estuaires qui piègent les apports par les fleuves et/ou ceux issus de la dérive littorale. La zone de plage sous-marine (shoreface) qui n'est plus alimentée, devient une zone d'érosion et recule sous l'action des tempêtes (**fig. 4**). La surface d'érosion résultant de ce retrait est la surface de ravinement. Les produits issus de l'érosion de la plage sous-marine sont transportés par la houle, en grande partie vers la côte, redistribués par les courants de dérive littorale et alimentent la zone de plage qui peut "aggrader" tout en reculant. Brunn (1962) a montré que cette translation de la plage sous-marine et de la zone littorale se fait en conservant le profil d'équilibre côtier. La zone de plaine côtière à l'arrière de la plage, non approvisionnée par les fleuves, est progressivement envahie par la mer ; la ligne de rivage se détache et devient une île barrière, avec, à l'arrière, développement d'une zone lagunaire.



**Fig. 4 Mécanismes sédimentaires lors de la migration d'une zone de barrière littorale**

(d'après Swift et al., 1991)

Les études sur les milieux actuels soumis à un régime transgressif montrent que les modalités de recul (continu, discontinu) de la ligne de rivage peuvent différer suivant les secteurs (**Fig. 5**) mais aboutissent en fin de compte aux mêmes résultats : la création d'une surface de ravinement surmontée de dépôts résiduels (lag deposits).

Recul avec ennoisement sur place (in place drowning).

Un taux de remontée du niveau marin très élevé peut provoquer la submersion rapide et la préservation sur place du système littoral antérieur, un nouveau système littoral s'édifiant plus en amont. Ce mécanisme n'a pas été observé dans les milieux actuels, pour lesquels le taux de remontée est faible, mais est invoqué pour expliquer la présence sur la plate-forme, de systèmes littoraux bien préservés.

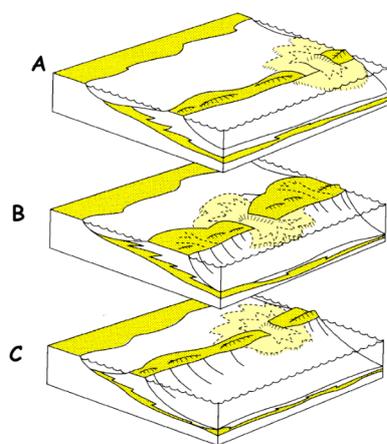


Fig. 5 a Recul de la ligne de rivage au niveau d'une barrière littorale

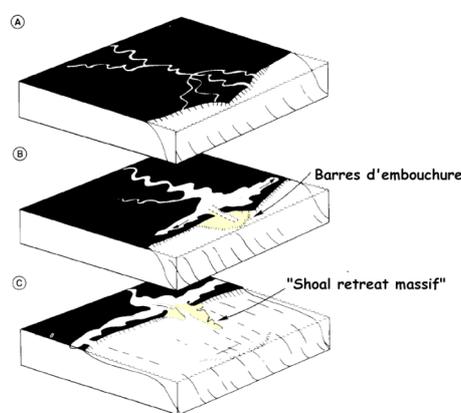


Fig. 5 b Recul de la ligne de rivage dans une zone d'embouchure

- A - Delta de bord de plate-forme
- B - Période transgressive : la plaine deltaïque est submergée  
La zone de plage se détache et forme une barrière littorale à l'arrière de laquelle se développe des lagunes
- C - Poursuite de la transgression. Le système de barrières littorales recule sur la plate-forme. Le chemin de recul de la zone d'embouchure est marqué par un "massif de retrait" ("shoal retreat massif")

(d'après Swift et al., 1991)

### 5.1.5 Les paraséquences transgressives

Durant la période transgressive, la ligne de rivage migre globalement vers le continent. Si durant cette période, les variables contrôlant le régime sédimentaire (eustatisme, subsidence, apports sédimentaires, conditions dynamiques) gardent des valeurs constantes, la migration de la ligne de rivage s'effectuera de façon uniforme et sera accompagnée de la mise en place, au-dessus de la surface de ravinement, d'une succession sédimentaire granodécroissante exprimant, en un lieu donné, l'augmentation régulière de la tranche d'eau. Elle se manifeste sur les enregistrements sismiques par des réflecteurs subparallèles à la surface de ravinement dont la terminaison amont en onlap migre progressivement vers le continent.

Dans la réalité, il en est rarement ainsi car, du fait de la variabilité des facteurs en jeu, la migration de la ligne de rivage ne se fait pas de façon continue ; il se produit des périodes où le taux de remontée devient temporairement inférieur au taux d'apports sédimentaires. La ligne de rivage interrompt alors sa migration et des dépôts progradants se mettent en place. Lorsque le taux de remontée redevient supérieur au taux d'apports, la ligne de rivage reprend sa migration vers le continent et les dépôts progradants précédemment mis en place sont submergés et partiellement érodés. Ils constituent des unités,

disposées de façon rétrogradantes sur la plate-forme, appelées paraséquences transgressives. Elles sont limitées à leur base et à leur sommet, par des surfaces d'inondations érosionnelles (surface de ravinement) dans leur partie proximale.

Le cortège transgressif peut donc être composé d'unités progradantes à lithologie granocroissante, donc, en termes de faciès, par des dépôts régressifs. Seul, un aperçu à échelle régionale mettant en évidence la disposition relative et l'extension des unités progradantes permet de reconnaître les paraséquences et de déterminer les limites du cortège transgressif.

Les paraséquences peuvent avoir des dimensions variables en fonction de leur origine autocyclique (migration latérale d'une zone d'embouchure) ou allocyclique (variation eustatique).

## **5.2 Le Cortège de Haut Niveau (Highstand Systems Tract)**

### **5.2.1 Définition**

Le Cortège de Haut Niveau se met en place lorsque, en fin de période transgressive, le taux de remontée du niveau marin relatif diminue et devient inférieur au taux d'apports sédimentaires. Les dépôts de haut niveau progradent sur le cortège transgressif et la ligne de rivage migre à nouveau vers le bassin (régression).

La transition entre cortège transgressif et de haut niveau peut se produire plus ou moins tôt sur la courbe de variation du niveau marin relatif en fonction du taux d'apports sédimentaires et des conditions dynamiques.

### **5.2.2 Limites**

La limite inférieure est la surface coiffant le cortège transgressif ou surface d'inondation maximale. Elle représente également la surface de progradation des dépôts de haut niveau ou surface de downlap.

La limite supérieure est la limite érosionnelle qui se forme lors de la baisse ultérieure du niveau marin relatif. Elle constitue la limite de la séquence.

### **5.2.3 Mécanismes sédimentaires**

En période de haut niveau, les apports étant supérieurs au taux de remontée du niveau marin, la progradation s'effectue à partir des zones d'embouchures de type deltaïque. Lors des périodes de crues, le sable est déposé au niveau des barres d'embouchure (front de delta) puis redistribué latéralement par les courants de dérive littorale. Les apports plus fins, transportés en suspension, se déposent sur la marge externe des barres d'embouchure et forment en contrebas des dépôts prodeltaïques. La progradation du système deltaïque entraîne la mise en place d'une succession sédimentaire granocroissante. Elle ne s'effectue pas de façon continue, mais par l'intermédiaire de lobes deltaïques, résultant de la migration latérale des zones d'embouchure.

Au début de la période de haut niveau, les paraséquences présentent généralement une disposition aggradante puis, le taux de remontée du niveau marin relatif diminuant, progressivement progradante. Cependant, au fur et à mesure de l'avancée de la ligne de rivage sur la plate-forme, l'espace disponible augmente considérablement et limite le taux de progradation.

\* \* \* \* \*

## Chapitre 2

# METHODOLOGIE

### 1 - LE CHOIX DE LA ZONE D'ÉTUDE :

La marge du Golfe du Lion a été retenue en fonction de deux types de critères.

#### 1.1 Des critères scientifiques:

- Elle s'intègre dans un ensemble de systèmes sédimentaires (plaine alluviale, delta, plateau, pente et éventail profond), d'extension géographique limitée, représentatifs d'un système de transfert des continents vers les océans.
  - Il s'agit d'une marge progressive, à subsidence modérée.
  - Les dépôts deltaïques pléistocènes et holocènes s'étendent de la vallée alluviale du Rhône à l'éventail profond.
  - Elle est située dans une mer sans marée avec un niveau d'énergie relativement faible où le principal agent dynamique est la houle.
  - Les apports terrigènes sont relativement importants et proviennent principalement du bassin versant rhodanien (80% des apports du Golfe du Lion).
- Tous ces facteurs (marge passive, mer sans marée, apport terrigène ponctuel) en font une zone propice à l'étude de l'enregistrement, au sein des dépôts, des changements globaux et des modifications des paléoenvironnements qui en ont résulté.

#### 1.2 Des critères logistiques:

- La proximité et les facilités d'accès des moyens à la mer (flotte côtière du CNRS).
- Un réseau local de positionnement suffisamment précis
- Une zone d'extension limitée pouvant être prospectée dans son ensemble avec les moyens dont nous pouvons disposer.
- L'existence d'une base de données de départ suffisante pour garantir que la zone choisie pouvait répondre aux objectifs fixés.

### 2 - ACQUISITION DES DONNÉES

L'étude des corps sédimentaires récents de la marge du Golfe du Lion repose sur l'analyse et l'interprétation de deux types d'informations complémentaires :

- Celles obtenues par méthodes de reconnaissance indirectes (sismique haute résolution) qui fournissent la composante spatiale (relations aux limites, géométrie, caractéristiques internes, volume des corps sédimentaires).
- Celles issues des prélèvements directs (carottages Kullenberg et box cores) qui fournissent la vérité terrain permettant le calage chronologique et faciologique des unités sismiques.

Ces données ont été acquises de 1988 à 1994 lors de campagnes à la mer (10 missions, 150 jours de mer), à bord des navires de la flotte CirMed du CNRS (N/O Georges Petit et Catherine Laurence).

Le positionnement, tant des données sismiques que de carottages, a été effectué par système LORAN C (précision moyenne de 500m) de 1988 à 1991, puis par GPS (précision moyenne de 100m). Un positionnement SYLEDIS a été utilisé en Juin 1994.

## 2.1 Données sismiques

### 2.1.1 Le matériel

Les travaux entrepris impliquaient l'acquisition de données en sismique haute résolution.

En l'absence de matériel national disponible, des essais de faisabilité ont été réalisés en 1987-1988 avec différents types d'appareils (Sparker, Boomer, Uniboom) que nous avons pu emprunter ou louer. Suite à ces essais, le choix s'est porté sur deux sources sismiques complémentaires, offrant un compromis résolution/pénétration adapté aux besoins de l'étude, financièrement accessibles, et pouvant être mise en oeuvre par l'équipe sur des navires côtiers :

- *Un système Minisparker (SIG)*, d'une puissance de 50 Joules, ayant une résolution de 2 à 3 mètres pour une pénétration d'une centaine de mètres. Ce système, propriété de l'équipe de recherches, a constitué l'outil de base, qui a permis d'obtenir une base de données sismiques homogène couvrant l'ensemble du plateau

- *Un sondeur à sédiments 3.5 kHz (Edo Western)*, ayant une résolution de 0, 5 m et une pénétration variable suivant le type de sédiment (30/40m dans les vases et sables vaseux, aucune pénétration dans les sables purs). Ce matériel, appartenant au parc national du CNRS, a permis d'obtenir, après sa remise en état, et quelques adaptations, des informations très haute résolution, complémentaires des données Sparker. Il a été utilisé préalablement à la réalisation des prélèvements par carottage.

Un laboratoire d'acquisition des données (enregistreurs, filtres, amplificateurs, tiroir de tirs) commun aux deux sources sismiques a été progressivement constitué.

L'ensemble des données sismiques a été enregistré (mode analogique) de façon à être archivé et rejoué.

### 2.1.2 La grille de données sismiques (Fig. 6 a et b)

Dans une première étape (1989-1991), les profils Minisparker ont été réalisés, de façon conventionnelle, suivant une grille sismique orthogonale orientée N-S/E-O. Cependant, l'analyse des premières données a montré que les corps sédimentaires de la plate-forme présentent une géométrie en arcs de cercle subparallèles à la ligne de rivage actuelle. De plus, la répartition des données selon une maille quadrangulaire fait apparaître, lors de l'utilisation de logiciels cartographiques, des directions préférentielles et des artefacts morphologiques parallèles aux directions de la maille. Il est apparu nécessaire de réaliser une seconde grille orientée NO-SE/NE-SO (1992-1994) de façon à obtenir une répartition des données homogène et à recouper les unités perpendiculairement à leur axe d'allongement, suivant les pendages vrais des structures progradantes. 2500 km de profils exploitables ont été réalisés.

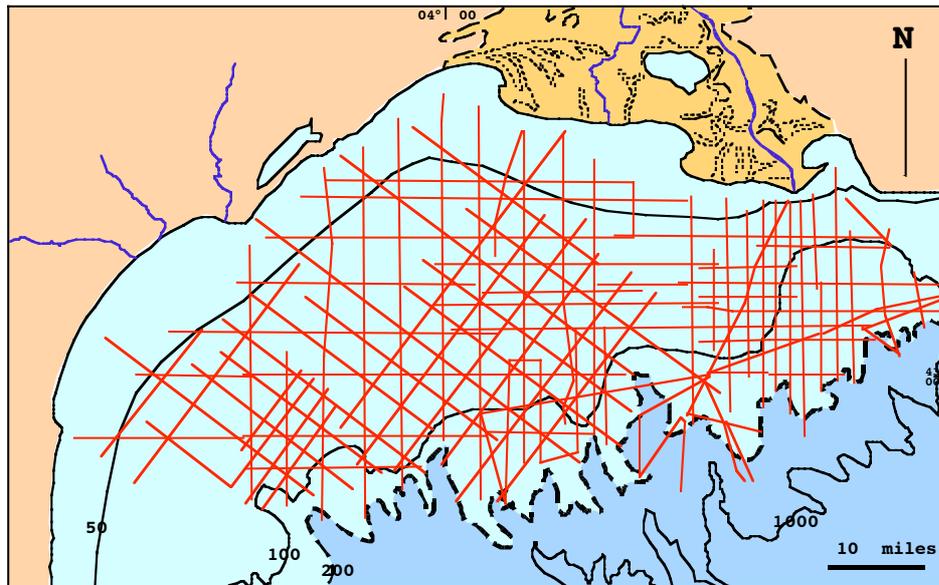
Les profils 3.5 kHz ont été réalisés en 1991 et 1992 suivant la même grille NS-EO que les profils Minisparker. Seuls les secteurs où, d'après les données Sparker, la nature des dépôts autorisait une pénétration suffisante, ont été prospectés. Ils ont guidé le choix d'implantation des prélèvements par carottage.

## 2.2 Données de prélèvements

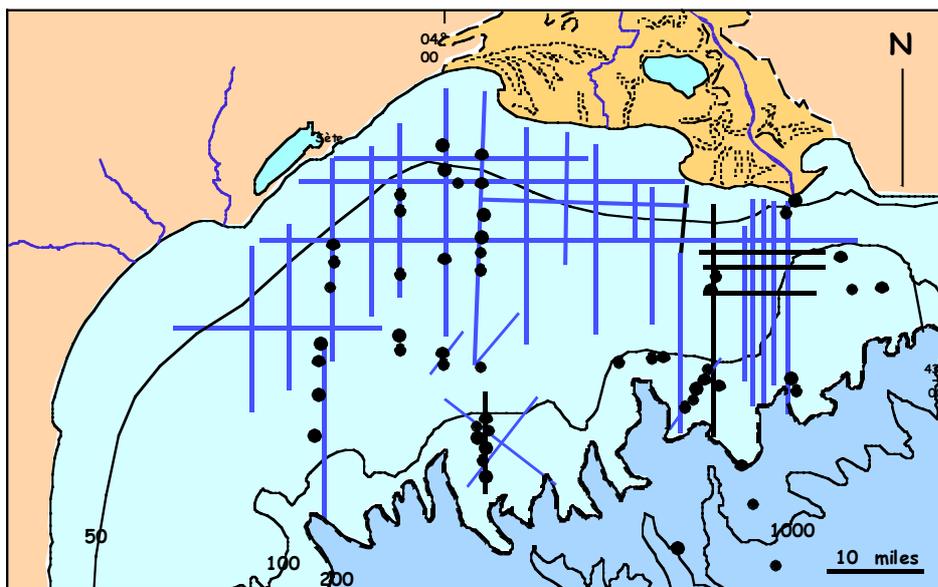
Elles ont deux origines :

### 2.2.1 Des carottages Kullenberg sur la plate-forme (fig.6 b).

Ils ont été effectués, dans le cadre du programme, à bord du N/O Catherine Laurence. Les longueurs des prélèvements réalisés varient en fonction de la nature et du degré de compaction des dépôts recoupés (3 à 5 m pour les sables, jusqu'à 10 m pour les vases). La section des carottes est de 60 mm.



**Position des profils sismiques Minisparker**



**Fig. 6 Position des profils sismiques 3.5 kHz et des carottages Kullenberg**

### ***2.2.2 Des forages sur la plaine deltaïque du Rhône .***

Il s'agit de données déjà existantes provenant de forages réalisés d'une part par la compagnie SHELL (1957, 1960, 1961) dans le cadre d'un programme d'études de milieux deltaïques (Lagaaj and Hopstein, 1964 ; Oomkens, 1970), d'autre part par la Direction Départementale de l'Agriculture à l'occasion d'une étude d'aménagement de la Camargue (Rapport Camargue, 1974). Ces forages carottés ont la plupart recoupé l'ensemble du remplissage sédimentaire postglaciaire de la plaine deltaïque. Bien que ces données soient assez hétérogènes, leur exploitation a permis d'étendre la zone d'étude vers le continent et d'obtenir une image plus complète du système margino-littoral.

### 3 - TRAITEMENT DES DONNÉES

#### 3.1 Données sismiques

Le rejeu des enregistrements sismiques a permis de réaliser un catalogue regroupant, sous un format de présentation homogène, l'ensemble des profils sismiques de bonne qualité.

L'analyse et l'interprétation des données sismiques en termes de stratigraphie séquentielle est l'outil principal utilisé. Cette méthodologie a été abondamment décrite (AAPG Memoir 26, 1977 ; SEPM Spec. Publ. 42, 1988).

Si les procédures d'analyse et d'interprétation demeurent, dans leurs principes, analogues à celles décrites dans ces ouvrages de référence, une adaptation aux données de sismique haute résolution a du être réalisée :

- Les outils haute résolution employés travaillent en fréquences relativement hautes (200-2000 Hz) et sont particulièrement sensibles aux discontinuités physiques qu'elles traversent. Ces dernières peuvent correspondre à des discontinuités stratigraphiques (limites de couches, discordances) mais aussi à des variations latérales de lithologie et/ou de structures.

- Les objets reconnus ont des échelles de temps et d'espace qui sont d'un ordre de grandeur inférieur à ceux étudiés par la sismique conventionnelle. Leur interprétation en termes génétiques devra prendre en compte cette différence fondamentale.

- Les données étant acquises sur une seule trace, il n'est pas possible, comme le permet la sismique conventionnelle multitraces d'appliquer les traitements (migrations, déconvolutions) et d'avoir accès à certains paramètres (amplitudes, vitesses). L'interprétation des données est essentiellement basée sur l'analyse des configurations géométriques.

- La couverture sismique qui a été réalisée couvre l'ensemble de la plate-forme, et permet d'avoir une vision stratigraphique régionale. Elle nous a permis de reconnaître les discontinuités, la géométrie des unités sismiques, et de faire la part entre celles qui ont une extension à l'échelle de la plate-forme et celles à caractère local. Cependant, la densité du maillage n'est pas suffisante pour espérer une reconstitution tridimensionnelle détaillée des corps sédimentaires.

#### 3.2 Données de prélèvements

##### 3.2.1 Carottages Kullenberg

Une attention particulière a été portée sur :

- La corrélation entre les données sismiques et sédimentologiques

Elle a été possible grâce aux moyens de positionnement actuellement disponibles (GPS) et la mise en oeuvre d'un outil sismique (sondeur à sédiment 3,5 kHz Edo Western) dont la résolution est compatible avec la longueur des prélèvements (Gensous et al., 1989, 1990, 1993 ; encadrement de la thèse de El Hmaidi, soutenue en Mai 1993).

- L'établissement d'une chronostratigraphie des dépôts.

Ce point était capital et plusieurs méthodes ont été utilisées :

*Datations par  $^{14}\text{C}$  - méthode classique par comptage* - (LGQ, Marseille). Elles ont été réalisées sur des niveaux riches en débris coquilliers correspondant sur les lignes sismiques à des surfaces limites bien identifiées (surfaces d'inondation).

*Datations, par  $^{14}\text{C}$  - spectrométrie de masse, AMS* - (Tandem du CFR, Gif sur Yvette). Elles ont été effectuées, sur des tests de foraminifères sélectionnés après étude microfaunique, provenant de niveaux situés à l'intérieur des prismes sédimentaires. Ces datations ont permis de déterminer, pour la première fois, l'âge du prisme de bas niveau le plus récent et de contraindre la chronologie et l'ordre de grandeur des cycles contrôlant la mise en place des unités sédimentaires (Gensous et al., 1993).

*Datations par méthode paléomagnétique*

Elle a été effectuée en collaboration avec le Laboratoire de Géologie du Quaternaire de Marseille, Luminy. La méthode  $^{14}\text{C}$  ne peut s'appliquer que sur les dépôts relativement riches en restes d'organismes. Pour les dépôts prodeltaïques, essentiellement terrigènes, une

chronologie haute résolution a été obtenue à partir de l'enregistrement des variations séculaires du champ magnétique terrestre dans les sédiments. Cette méthode, jusqu'alors appliquée aux dépôts lacustres a été transposée au domaine marin. Elle a permis d'obtenir un des premiers enregistrements marins des variations séculaires du champ magnétique terrestre corrélable avec les courbes de référence (El Hmaidi, 1989, 1993 ; Gensous et al., 1989, 1993 ; Williamson, Thèse 1991 ; Williamson et al., en cours).

- l'analyse paléobiologique des dépôts

Elle a été réalisée (Pujos M., Université de Bordeaux I), dans le cadre d'un contrat, sur certains prélèvements préalablement aux datations de foraminifères par  $^{14}\text{C}$  par AMS. Une étude des ostracodes (Thèse de El Hmaidi, 1993) a été effectuée sur les prélèvements du secteur oriental dans le cadre d'une collaboration avec le Département de Géologie et Océanographie de l'Université de Bordeaux I (P. Carbonel). Une étude plus systématique des carottages reste cependant à réaliser ; elle apporterait des données significatives sur l'évolution des paléoenvironnements et s'avère indispensable pour sélectionner les échantillons en vue de datations absolues.

### **3.2.2 Forages.**

Les forages effectués par la compagnie SHELL avaient été décrits par Oomkens (1960, 1967). La majeure partie des données concernant ces forages a été conservée à l'Université d'Utrecht (Institute of Earth Sciences). Nous avons pu, lors d'un stage (Octobre 91) avoir accès aux logs lithologiques détaillés (texture, structure, faune) ainsi qu'à la collection de lack-films réalisé par Oomkens.

Les données de forages réalisés dans le cadre du programme Camargue ont pu être consultés aux archives de la Compagnie d'Aménagement du Bas Rhône et du Languedoc. Les échantillons de forage n'ayant pas été conservés, seules subsistent une description lithologique sommaire (texture) des sondages et une étude de la malacofaune de certains niveaux .

Nous avons, à partir de ces données, réalisé une synthèse lithologique des forages. Cette synthèse a débouché sur l'identification de faciès. Les associations de faciès ont conduit à la reconnaissance des milieux de dépôts et de l'évolution verticale de ces derniers. Les corrélations entre forages ont permis la distinction d'unités de dépôts qui ont été ensuite interprétées en termes de stratigraphie séquentielle. Nous ne disposons cependant pas de datations permettant de caler chronologiquement de façon précise les épisodes de mise en place des différentes unités.

\*\*\*\*\*

## Chapitre 3

# CADRE GENERAL DE L'ETUDE

Située en Méditerranée nord-occidentale, la marge du Golfe du Lion borde une partie de la côte du sud-est de la France (**fig. 7**). En forme d'arc concave, elle est encadrée par les extrémités des chaînes des Alpes à l'Est, des Pyrénées au Sud et bordée par les terrains mésozoïques structurés en plis et charriages NE-SW (Roussillon, Languedoc) à E-W (Provence) lors d'une phase compressive majeure d'âge Éocène.

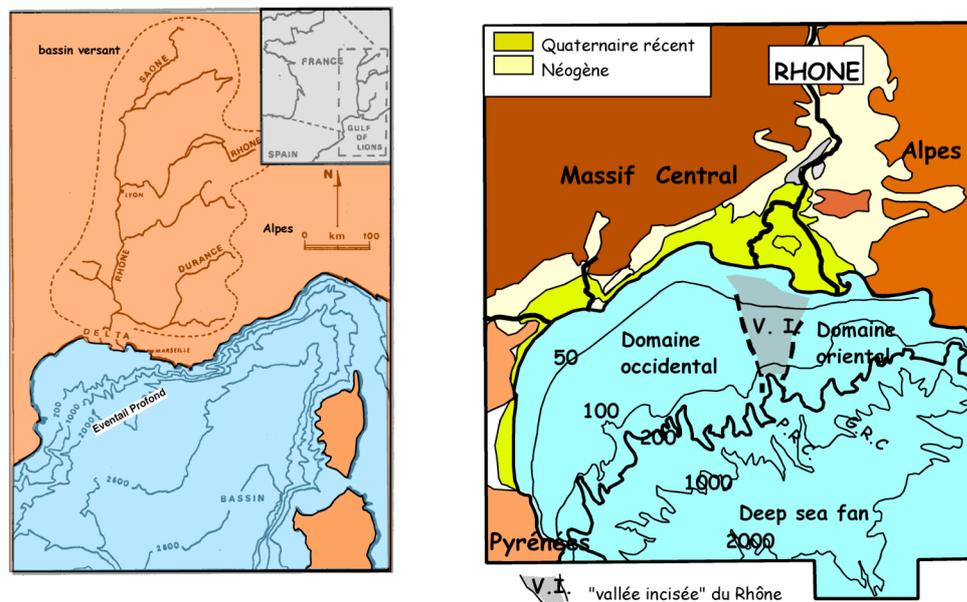
### 1 - CADRE GÉOLOGIQUE

L'histoire géologique récente de cette marge commence à l'Oligocène par une importante phase de distension qui donne naissance à un système de rifts s'étendant de l'Ibérie à la mer du Nord.

Elle est suivie au Miocène inférieur (Burdigalien - Aquitanien) par une période d'ouverture océanique provoquant l'écartement du bloc corso-sarde par rapport à l'Europe stable et l'individualisation du bassin nord-occidental (à lithosphère océanique dans sa partie centrale).

Depuis le Miocène, les actions combinées de la subsidence (liée à la contraction thermique de la croûte) et des apports, issus principalement de l'axe rhodanien, a conduit par l'accumulation d'un puissant prisme de matériaux clastiques à la construction de la marge rhodanienne. Cette construction a été interrompue au Messinien par la fermeture et l'assèchement de la Méditerranée entraînant la mise en place de dépôts évaporitiques dans le bassin et une intense érosion des marges avec creusement de canyons sur la pente.

L'édification de la marge a repris lors de la remise en eau du bassin au Pliocène par le comblement partiel des canyons et du bas cours des fleuves et s'est poursuivie au Quaternaire sous le contrôle des variations glacio-eustatiques.



Situation géographique

Cadre géologique

Fig. 7 La Marge du Golfe du Lion

## 2 - MORPHOLOGIE ET DÉPÔTS SUPERFICIELS

La marge du Golfe du Lion est formée par une importante plate-forme longue de 250 km et d'une largeur variant entre 73 et 36 km (**fig. 8b**) à faible déclivité (pente de 1 à 3% pour le plateau interne, de 0.1 à 0,5 % pour le plateau médian et externe). Sa limite externe est marquée par une rupture de pente à 120 m de profondeur. Au-delà se développe une pente à déclivité moyenne (10°) où les dépôts sont affectés par de nombreux phénomènes de glissement (Canals et Got, 1986) ; elle est incisée par de nombreux canyons se raccordant par 1500 m de profondeur au glacis, constitué en face du Rhône par un vaste éventail sous-marin (Droz, 1983).

**La zone littorale** est constituée essentiellement de longues barrières sableuses isolant des lagunes peu profondes (étangs). Au niveau du delta du Rhône (**fig. 8a**), le littoral présente des tronçons relativement rectilignes interrompus par des flèches sableuses (Espiguette, Beauduc, La Gracieuse). A l'arrière se développe une vaste plaine deltaïque (1700 km<sup>2</sup>) en partie marécageuse (Camargue).

**Sur la plate-forme**, les dépôts superficiels s'organisent en bandes parallèles à la cote (**fig. 8b**) :

- Les dépôts des barrières côtières et de la partie supérieure de la plage sous-marine (jusqu'à une profondeur de 7/10 m) sont des sables fins à moyens bien classés (150-300  $\mu$ m) organisés en rides prélittorales. Cette zone est soumise de façon quasi permanente à l'action des houles (et donc impliquée dans les processus de dérive littorale).

- Sur la plate-forme interne, jusqu'à 40-50 m de profondeur, se développent des faciès sablo-silteux puis silto-vaseux développés en lobes prodeltaïques en face des émissaires principaux. Cette zone est soumise épisodiquement à l'action des houles de tempête (3 à 7 jours/an cumulés) et des courants de retour (rip currents).

- La plate-forme médiane est occupée entre 50 et 90 m par une ceinture vaseuse interrompue, dans la partie occidentale, par des bancs sableux affleurant entre 30 et 60 m.

- La plate-forme externe est recouverte de dépôts sableux reliques ("sables du large" de Bourcart) tapissés par endroits par une mince couche de vases hémipélagiques.

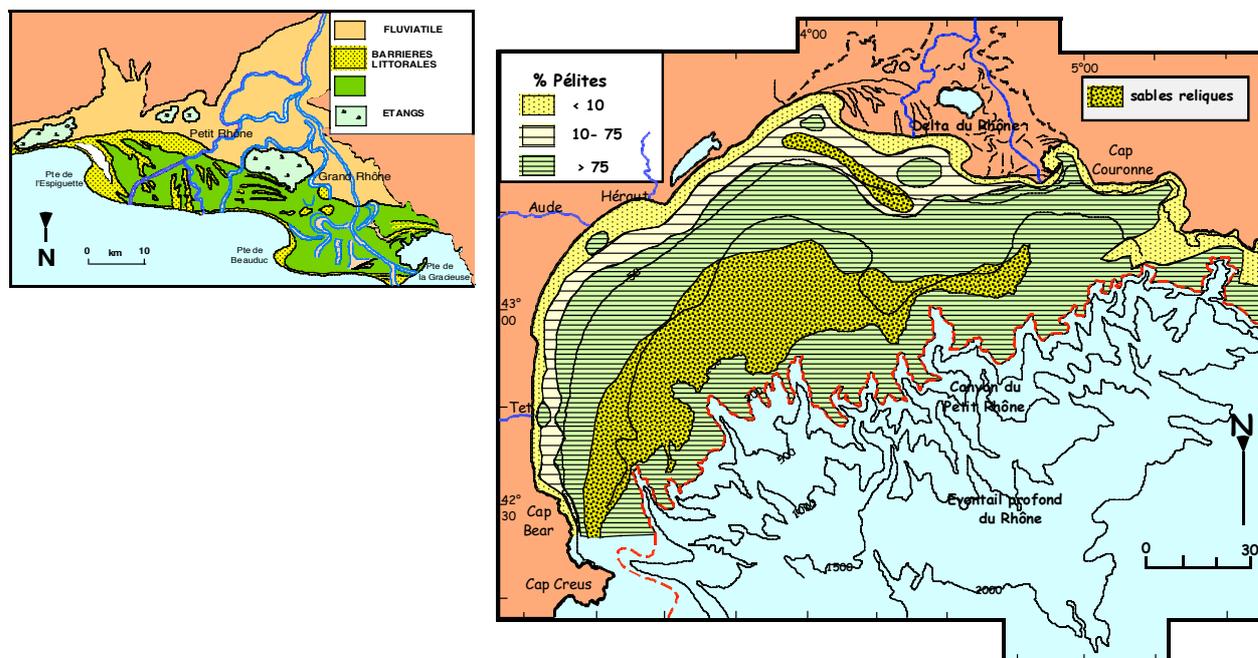


Fig. 8 Répartition des dépôts superficiels sur la plate-forme et la plaine deltaïque du Rhône

### 3 - ENVIRONNEMENT ACTUEL

**3.1 Le climat** de l'ensemble du secteur est de type méditerranéen avec de faibles précipitations (250 à 600 mm/an). Le régime des vents, assez constant tout le long du littoral, se caractérise par la prédominance de vents forts de deux directions opposées N à NW (Mistral et Tramontane) et SE (Marin).

**3.2 La marée** est faible (amplitude < 30 cm) et les variations du niveau de la mer dues aux variations de pression atmosphérique ou à l'effet de vents persistants sont beaucoup plus marquées que celles de la marée astronomique (-0,5m par Mistral et +1m par violente tempête de SE, avec submersion de certaines portions du cordon littoral)

**3.3 Les houles** dominantes à la côte proviennent des secteurs SW et SE, ces dernières étant les plus efficaces au point de vue transport littoral. Lors de fortes tempêtes, elles peuvent atteindre des hauteurs supérieures à 6m pour des périodes des 7 à 9 secondes. Elles occasionnent un transit de dérive littorale dont la résultante générale est dirigée vers l'Ouest avec un débit solide annuel compris suivant les secteurs entre 200.000 et 400.000 m<sup>3</sup>/an.

Au niveau de la plaine deltaïque, l'action de la houle au rivage, conjuguée à la migration (naturelle et/ou artificielle) des embouchures du Rhône est responsable d'une évolution très rapide du littoral durant les temps historiques ; certaines portions connaissent un recul rapide (3 à 5 m/an depuis 200 ans en face de la Camargue), d'autres, une progradation importante (flèches sableuses de Beauduc, de l'Espiguette et de la Gracieuse).

Les transports sédimentaires sur le fond sont, dans les conditions habituelles, limités à la partie supérieure de la plage sous marine (5 à 7 m) ; seules les tempêtes de S/SE génèrent des conditions dynamiques relativement intenses pouvant occasionner des remaniements jusqu'à une profondeur de 40 m (storm wave base).

**3.4 Les apports** vers le domaine marin proviennent en grande partie du bassin versant du Rhône (100.000 km<sup>2</sup>) qui représentent plus de 80% des apports totaux du Golfe du Lion.

Le débit annuel solide en suspension a été évalué à 5,5.10<sup>6</sup> tonnes au début du siècle. Du fait des travaux d'aménagement du fleuve, ils auraient encore sensiblement diminué actuellement, il ne serait plus actuellement que de 2,2.10<sup>6</sup> tonnes

Il n'existe pas de données sur l'importance des apports sableux par charriage.

### 4 - ORGANISATION GÉNÉRALE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

#### 4.1 Travaux antérieurs

Les données de sismique pétrolière (C.F.P.) et les forages offshore (Autan, Mistral et Sirocco) ont montré que la plate-forme du Golfe du Lion est constituée par des dépôts d'âge néogène à plioquaternaire s'épaississant en bordure du plateau et organisés en une succession verticale d'unités sédimentaires progradantes tronquées par des surfaces d'érosion. Quoique la subsidence ait été continue les dépôts semblent relativement peu affectés par les déformations alpines, excepté dans la partie orientale de la plate-forme adjacente à l'orogène alpin (Lefebvre, 1980).

Les dépôts quaternaires du plateau continental du Golfe du Lion ont fait l'objet de nombreuses études. L'organisation générale des dépôts a tout d'abord été définie à partir des campagnes de prospection par sismique réflexion effectuées par les chercheurs du Musée Océanographique de Monaco (Alla et al., 1969 ; Leenhardt et al., 1969 ; Alla et al., 1973). Par la suite, des études, basées sur des données de sismique et /ou de carottages, ont été menées sur le plateau roussillonnais (Got et al., 1968, 1971 ; Monaco, 1971 ; Monaco et al., 1969, 1973 a, b, 1976), languedocien (Aloisi, 1975, 1978) et la partie occidentale du plateau rhodanien (Aloisi, 1986 ; Got et al., 1985) par les chercheurs de l'Université de Perpignan. Elles ont conduit à proposer un schéma de fonctionnement et d'évolution paléogéographique au Quaternaire récent. Si le facteur glacio-eustatique est unanimement reconnu depuis Bourcart (1952) comme jouant un rôle prépondérant dans l'origine de ces unités, la chronologie et les conditions exactes de leur mise

en place ont fait l'objet d'interprétations parfois contradictoires (Monaco, 1971 ; Aloisi, 1986 et 89).

Du fait du caractère localisé de ces travaux, et de l'imprécision des systèmes de localisation alors disponibles, la corrélation avec les données acquises dans le cadre du programme n'a pu être effectuée de façon fiable.

## 4.2 Description

Les dépôts sédimentaires de la plate-forme rhodanienne sont organisés en (**fig. 9**) :

### 4.2.1 Un ensemble d'unités prismatiques progradantes superposées.

Ces unités progradent en s'épaississant (épaisseur maximum d'environ 50 mètres) jusqu'au rebord du plateau où leur extrémité distale est affectée de larges figures de glissement ; elles se biseautent en direction du continent ("coastal onlap") au contact d'une discordance régionale. Ces terminaisons par "coastal onlap", localisées au niveau de la plate-forme interne ou médiane sont observables sur les 3/4 du secteur d'études à des profondeurs toujours supérieures à 110-120 ms (approximativement 90 m. sous le niveau de la mer).

L'organisation interne des prismes se caractérise par des clinofformes pentés vers le large. La configuration est le plus souvent oblique tangentielle avec une terminaison inférieure en "downlap" très progressive et une terminaison supérieure en "toplap" ; leur pendage est généralement faible ( $< 1^\circ$ ), mais atteint  $1.5^\circ$  à proximité de la surface de "toplap". Ces clinofformes sont régulièrement interrompus par des surfaces érosionnelles obliques qui produisent un décalage vers le bas ("downward shift") des clinofformes et le "onlap" sur les clinofformes antérieurs partiellement érodés. Ces surfaces, qui divisent les prismes progradants en sous-unités successives de forme losangique, peuvent être suivies en continu sur la majeure partie du système rhodanien.

### 4.2.2 Un ensemble superficiel

Il surmonte, par un contact érosionnel, le prisme progradant supérieur. Il est constitué par :

Des corps à disposition rétrogradante, bien développés au niveau de la plate-forme externe et de la plate-forme interne où ils se prolongent, au-delà de la ligne de rivage, sous la plaine deltaïque du Rhône.

Des dépôts globalement régressifs qui progradent sur l'ensemble précédent et constituent l'édifice deltaïque actuel.

### 4.2.3 Un système d'incisions superposées

Il entaille toute la plate-forme selon un axe nord-sud, de l'ouest de l'embouchure actuelle du Rhône au canyon du Petit-Rhône.

Ce système, appelée **vallée incisée**, dessine un cône ouvert vers le continent dont la largeur peut dépasser 15 km. Il se caractérise, en sismique haute-résolution, par une forte diffraction empêchant toute pénétration ; cependant, certaines coupes sismiques Nord-Sud qui tangent, sur la plate-forme interne, la bordure du système montrent une superposition complexe de surfaces d'érosion fluviale imbriquées et leurs remplissages en "onlaps".

Ce système d'incisions avait déjà été mis en évidence par les travaux de sismique conventionnelle exécutés par les sociétés pétrolières (TOTAL). Il s'étend à une profondeur supérieure à 1000 mètres et aurait fonctionné depuis le Miocène (Lefebvre, 1980). D'autres incisions comparables n'ont pas été observées en d'autres points de la plate-forme rhodanienne, y compris dans les prolongements des fleuves côtiers actuels. Il semble que ce même système ait été réutilisé par le Rhône durant les cycles glacio-eustatiques successifs du Quaternaire terminal et ait constitué, via le canyon du Petit-Rhône, le distributaire principal de l'éventail sous-marin situé en contrebas (Droz, 1983, 1990 ; Mear, 1983).

### 4.2.4 Deux secteurs différenciés

La vallée incisée interrompt la continuité des prismes progradants et découpe la plate-forme en deux secteurs où l'agencement des dépôts présente de caractères distinctifs :

### Le secteur oriental

- Les prismes progradants sont superposés directement les uns sur les autres, de telle sorte que la limite supérieure en "toplap" d'un prisme est également la limite inférieure en "downlap" du prisme sus-jacent. Il est très rare de trouver des dépôts distincts intercalés sauf de petits corps localisés à la partie amont des prismes.

- Les terminaisons en biseau vers le continent ("coastal onlap") des différents prismes présentent une disposition verticale complexe en dents de scie avec migration des biseaux tantôt en direction du continent tantôt en direction du large.

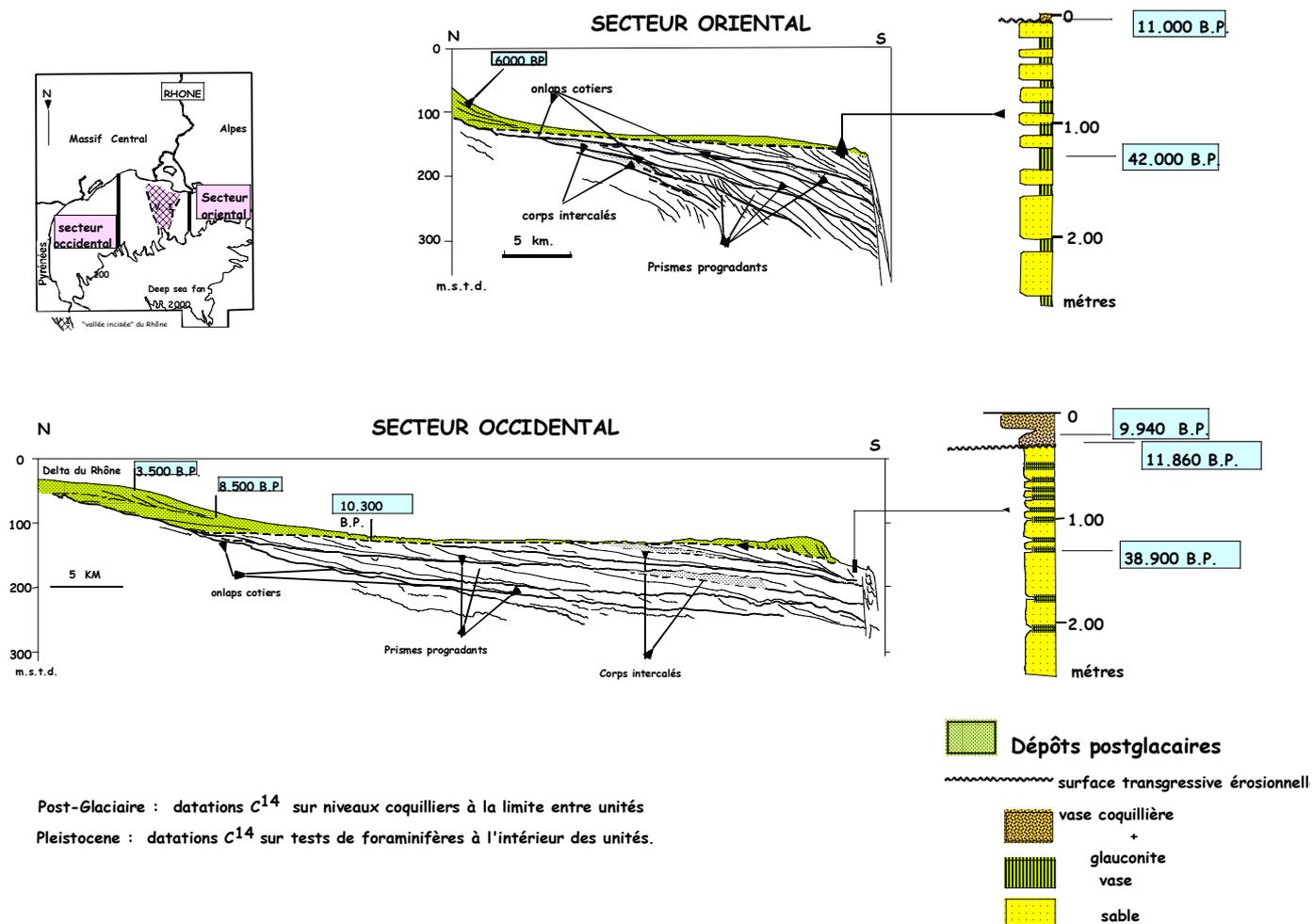
- L'ensemble supérieur est surtout développé sur la plate-forme tout à fait interne et la plaine deltaïque.

### Le secteur occidental

- Les prismes progradants sont séparés, au niveau de la plate-forme moyenne et externe, par des corps intercalés à caractères acoustiques très différenciés (cliniformes à pendage vers le large très accentué > 3°) qui peuvent atteindre de 15 à 35 m d'épaisseur.

- Les terminaisons en biseau ("coastal onlap") des prismes progradants montrent une migration régulière en direction du continent.

- L'ensemble supérieur se développe sur la plate-forme externe, interne et la plaine deltaïque.



Post-Glacière : datations  $C^{14}$  sur niveaux coquilliers à la limite entre unités  
 Pleistocene : datations  $C^{14}$  sur tests de foraminifères à l'intérieur des unités.

**Fig. 9 Organisation stratigraphique des dépôts pléistocènes de la plate-forme rhodanienne**

### 4.3 Chronologie

- Le prisme de bas niveau supérieur a été daté de part et d'autre de la "vallée incisée" du Rhône (datations  $^{14}\text{C}$  AMS Tandétron ; Gensous et al., 1993 a). Sa mise en place s'est effectuée, il y a environ 40 Ka B.P., durant le stade isotopique 3 (fig. 10 b).

- Les niveaux coquilliers qui scellent la surface érosionnelle située au-dessus de ce prisme ont été datés entre 13 et 9 Ka B.P. en divers points de la plate-forme externe (Gensous et al., 1989, El Hmaidi, 1993).

- Les niveaux coquilliers, associés à des surfaces érosionnelles, situés au sein de l'ensemble supérieur, ont des âges toujours inférieurs à 13 Ka B.P.

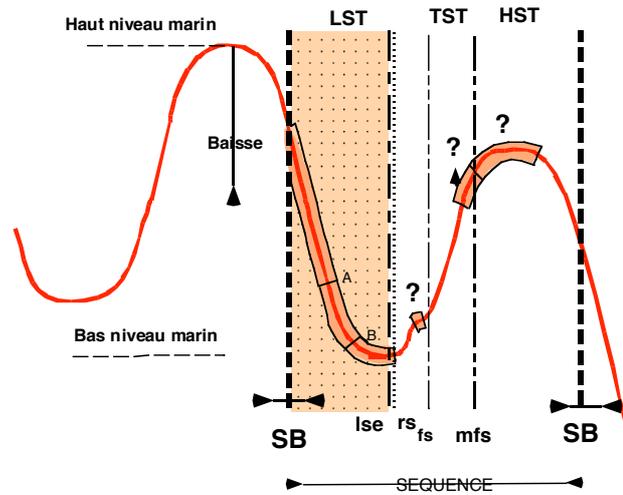


Fig. 10 a Chronologie de mise en place des unités sédimentaires en fonction des variations du niveau marin relatif.

LST : Prisme de bas-niveau, TST : cortège transgressif ; Hst : cortège de haut niveau  
 SB : limite de séquence ; lse : surface d'érosion de bas-niveau ; rs : surface de ravinement  
 fs : surface d'inondation ; mfs : surface d'inondation maximale ; f : prisme progradant  
 ? : corps intercalés entre les prismes progradants. (D'après Gensous et Tesson, 1993)

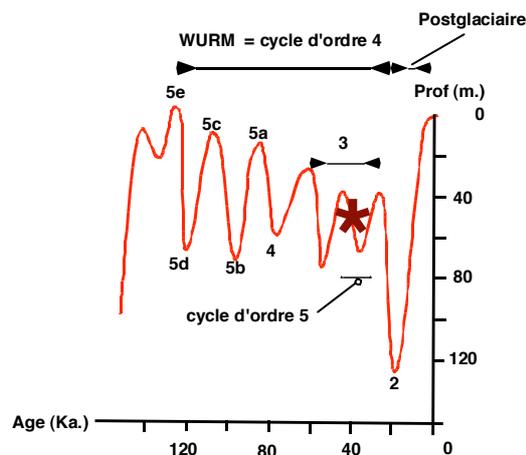


Fig. 10 b Courbe des variations glacio-eustatiques, déduite de l'enregistrement isotopique, durant le dernier cycle glaciaire du Würm (d'après Pinter et Gardner, 1989)

2, 3, 4, 5a, 5b, 5c, 5d, 5e : stades isotopiques ;

\* Datation du prisme de bas-niveau supérieur

(D'après Gensous et Tesson, 1993)

## 4.4 Interprétation stratigraphique

L'analyse des données sismiques (modalités d'empilement, limites, structures internes, faciès sismiques) a conduit à interpréter (Tesson et al., 1990 a, b) ces prismes progradants comme des dépôts côtiers deltaïques mis en place durant les phases terminales de baisse du niveau marin relatif (**fig. 10 a**) : ce sont des *prismes de bas-niveau marin* ("shelf-perched lowstand prograding wedges" selon Posamentier et al., 1988). Les surfaces érosionnelles obliques internes ("downwardshift surfaces"), d'extension régionale, qui les divisent en sous-unités (Tesson et al., 1990 ; 1993) résultent de baisses saccadées de faible amplitude (< 5m) du niveau marin et illustrent le concept de régressions forcées (Posamentier et al. 1992).

Les corps situés entre les grands prismes, dans le secteur occidental, représentent les dépôts mis en place durant les périodes transgressives intercalées entre les périodes de progradation des prismes.

L'ensemble supérieur représente les dépôts mis en place lors de la remontée postglaciaire du niveau marin. Son étude détaillée fait l'objet du chapitre suivant.

## 4.5 Facteurs de contrôle

### 4.5.1 Le Glacio-eustatisme

Les données de datations indiquent que la partie supérieure du complexe de prismes s'est mise en place pendant la période glaciaire du Würm (120-18 Ka B.P.), donc en période de bas niveau marin d'ordre 4. Les unités individuelles correspondent à des cycles d'ordre 5 à l'intérieur du Würm (**fig. 10 b**).

L'ensemble supérieur s'est mis en place durant la remontée postglaciaire du niveau marin

Il y a, entre le prisme progradant supérieur et les dépôts postglaciaires, une lacune stratigraphique correspondant au stade isotopique 2, c'est à dire au maximum glaciaire du Würm durant lequel le niveau marin s'est abaissé aux environs de -120 m. Ce hiatus peut s'expliquer par :

- Une lacune de sédimentation, les centres de dépôt s'étant trouvés déplacés au-delà du rebord de plate-forme vers la pente et le bassin du fait de la baisse eustatique importante lors du stade isotopique 2.

- Une érosion intense durant la baisse contemporaine du stade isotopique 2 et la transgression postglaciaire, qui aurait effacé les traces de ce cycle glacio-eustatique.

Quelle que soit l'hypothèse envisagée, ce hiatus stratigraphique marquant la fin du cycle würmien (d'ordre 4) correspond, selon le schéma classique, à une limite de séquence de type 1 (Van Wagoner et al., 1988), avec transfert vers le bassin des centres de dépôt durant la période terminale de plus bas niveau marin.

Ces résultats montrent qu'on ne peut établir de corrélations directes entre unités sismiques et cycles glacio-eustatiques. Les corrélations stratigraphiques ne peuvent se faire sans une étude régionale exhaustive et un calage chronostratigraphique précis.

### 4.5.2 La Tectonique

Bien que la marge rhodanienne soit considérée comme relativement stable, les effets de la tectonique se manifestent sous forme (Tesson et Allen, 1994):

- *d'une subsidence différentielle vers le large* qui a produit, l'espace nécessaire (accommodation) à la progradation et est responsable de la disposition générale des unités en éventail ouvert vers le large. Elle serait due à la surcharge sédimentaire et hydrostatique et se produirait en phase terminale de la progradation d'un prisme et/ou durant la remontée eustatique suivante. Elle est contrôlée par la position du point de rotation (hinge point), qui détermine la position des "coastal onlap" (donc la limite d'extension amont des séquences) et la possibilité d'existence ou de préservation des centres

de dépôts sur le plateau.

- *D'un basculement transverse vers l'ouest*, parallèle au rebord du plateau, affectant le domaine situé à l'est de la vallée incisée du Rhône. Il serait lié à des accidents d'origine alpine qui contrôlèrent également la position de la vallée incisée

- *De déformations souples* sous forme d'ondulations d'axes NS dans différents secteurs du plateau, aussi bien à l'est qu'à l'ouest de la vallée incisée du Rhône, qui seraient liées à des mouvements gravitaires, à grande échelle, sur le talus.

La tectonique interagit avec le glacio-eustatisme et contrôle en partie les modalités d'empilement des séquences, la position des "coastal onlap", des centres de dépôts et des vallées incisées ; il en résulte un découpage de la plate-forme en secteurs bien différenciés. Cependant la chronologie de l'interaction avec les variations du niveau marin reste à établir.

#### **4.5.3 Les apports sédimentaires**

La construction d'un puissant prisme de matériaux clastiques s'épaississant en bordure du plateau implique des apports détritiques importants. La plate-forme actuelle ainsi que l'éventail profond se sont élaborés au Plioquaternaire, postérieurement à la phase messinienne, en relation avec le soulèvement et l'érosion rapide des bordures de la marge et un taux de subsidence modérée.

Actuellement, l'émissaire rhodanien fournit, par l'intermédiaire de son important bassin versant (100.000 km<sup>2</sup>), la majorité des apports vers le domaine marin (+ de 80% des apports totaux du Golfe du Lion).

Il n'existe pas de données sur l'importance des apports en période de bas-niveau marin. Cependant le contexte climatique (extension du climat périglaciaire sur la majeure partie du bassin versant) et physiographique (abaissement du niveau de base de plusieurs dizaines de mètres) laissent supposer, durant ces périodes, une augmentation drastique de l'érosion et donc des apports sédimentaires.

\* \* \* \* \*

## Chapitre 4

# LES DEPOTS POSTGLACIAIRES

### 1- CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES

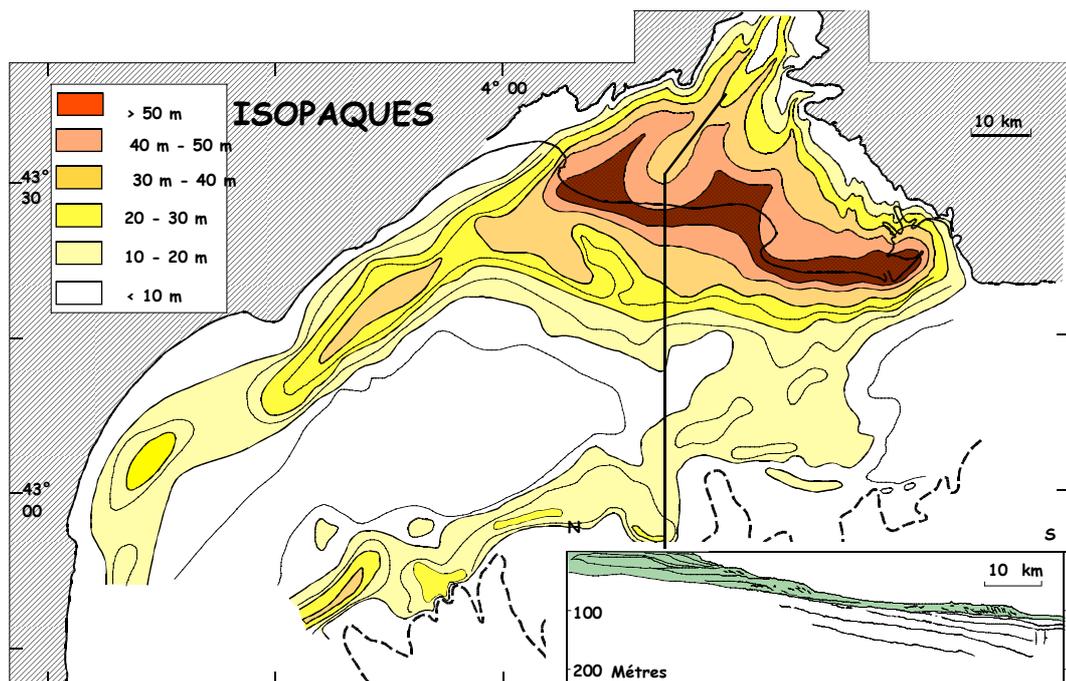
#### 1.1 Localisation.

Ils constituent un ensemble de dépôts surmontant le complexe de prismes de bas-niveau.

Les zones de dépôt-centres sont localisées (**fig. 11**) :

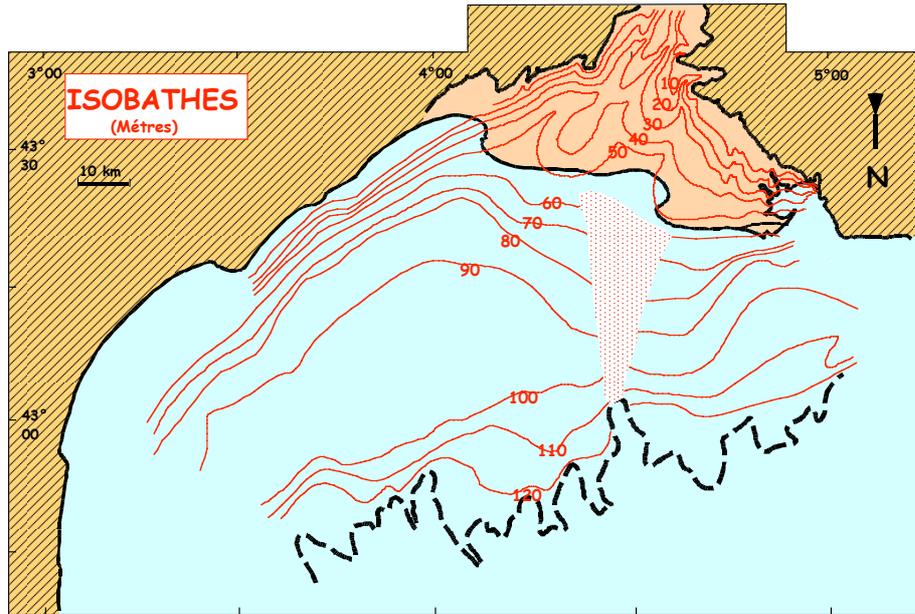
- Au niveau de la plate-forme externe principalement à l'Ouest de la vallée incisée.
- Sur la plate-forme interne en face et à l'ouest de la plaine deltaïque.
- Sous la plaine deltaïque du Rhône.

Les dépôts sont peu épais (<5m) sur la partie médiane et tout à fait externe de la plate-forme.



**Fig. 11** Carte isopaque des dépôts postglaciaires

Ils reposent sur le complexe de prismes de bas niveau par l'intermédiaire d'une surface légèrement inclinée vers le large dont la pente s'accroît localement au niveau des zones de dépôt-centre. cette surface montre, au niveau de la plaine deltaïque, une topographie plus accidentée représentant le modelé de drainage de la paléovallée du Rhône (**fig. 12**)

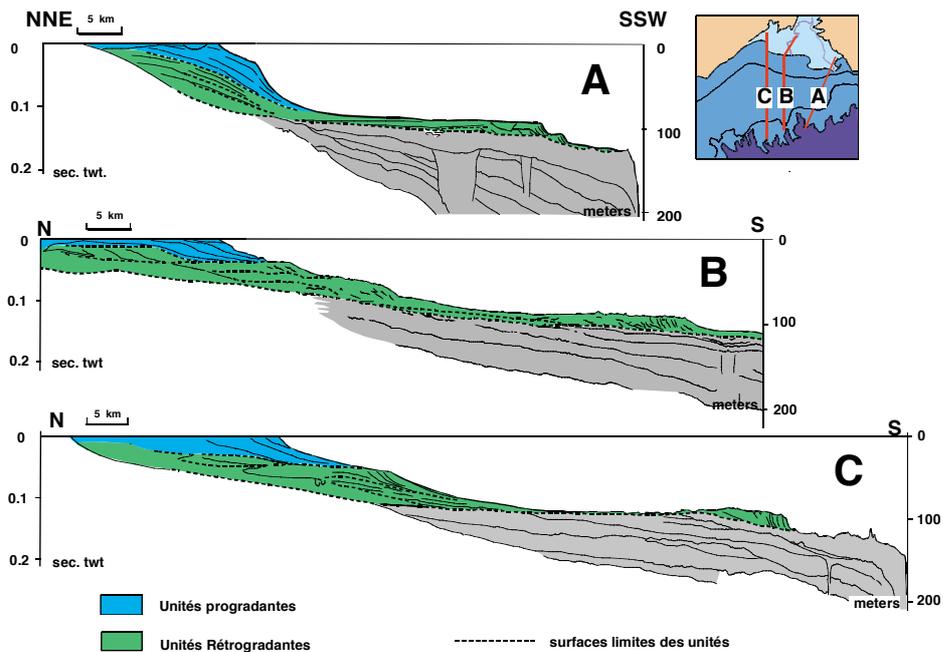


**Fig.12** Carte isobathe de la surface transgressive située à la base des dépôts postglaciaires

## 1.2 Organisation stratigraphique

Sur la base de l'organisation régionale des dépôts, deux grands ensembles peuvent être reconnus (**fig. 13**) :

- *Un ensemble de dépôts à disposition globale rétrogradante*, s'étendant de la plateforme externe à la plaine deltaïque, reposant en contact érosionnel sur les prismes de bas-niveau .
- *Un ensemble de dépôts progradants* situé au-dessus de l'ensemble précédent et constituant la plaine deltaïque et les barrières littorales actuelles



**Fig. 13** Coupes-temps montrant l'organisation stratigraphique générale des dépôts postglaciaires

## 2 - ANALYSE STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS

### 2.1 les dépôts de la plate-forme

L'analyse sismique, à échelle régionale, permet de reconnaître sur la plate-forme plusieurs ensembles à configuration sismique spécifique :

- Des dépôts à réflecteurs subhorizontaux rétrogradants.
- Des dépôts à réflecteurs discontinus.
- Des unités à réflecteurs progradants.

#### 2.1.1 Les dépôts à réflecteurs rétrogradants

##### Description

Ils constituent des dépôts, généralement peu épais, qui se situent en position intermédiaire entre les unités progradantes.

Ils apparaissent sur les lignes sismiques sous forme de réflecteurs subparallèles qui se terminent en "downlap" très progressif vers le large et se biseautent en "onlap" vers la côte (fig. 14). Suivant les secteurs, cette terminaison se fait au contact soit, du prisme de bas niveau sous-jacent (plate-forme médiane), d'un substrat acoustiquement sourd (plate-forme interne), de dépôts de débordement (vallée incisée).

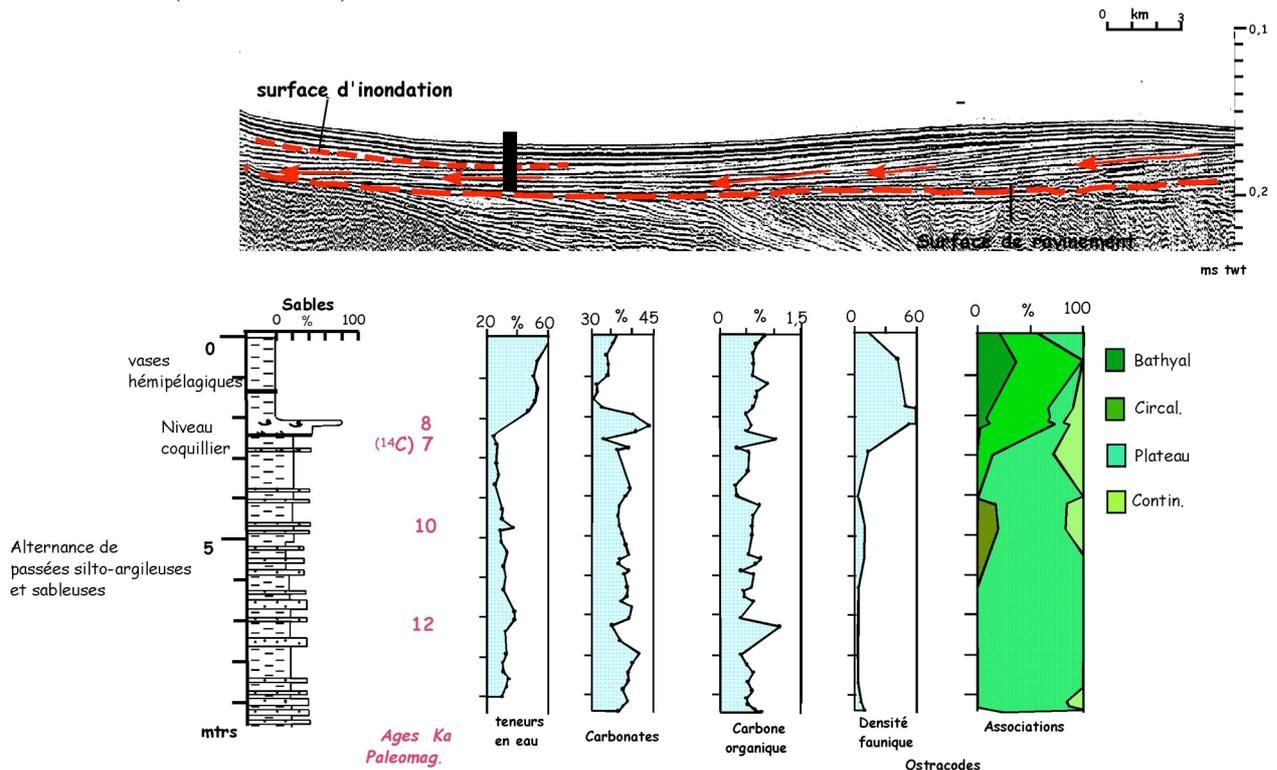


FIG. 14 Caractéristiques sismiques et sédimentologiques des dépôts à réflecteurs rétrogradants

Les carottages ont recoupé sur plusieurs mètres des alternances de passées sableuses à silto-argileuses formant une série globalement granodécroissante (fig. 14). Ces dépôts sont surmontés, en contact franc, par un niveau coquillier et des vases hémipélagiques. La microfaune (ostracodes) montre à ce niveau l'apparition de formes bathiales et un fort accroissement de la densité faunique.

### Interprétation

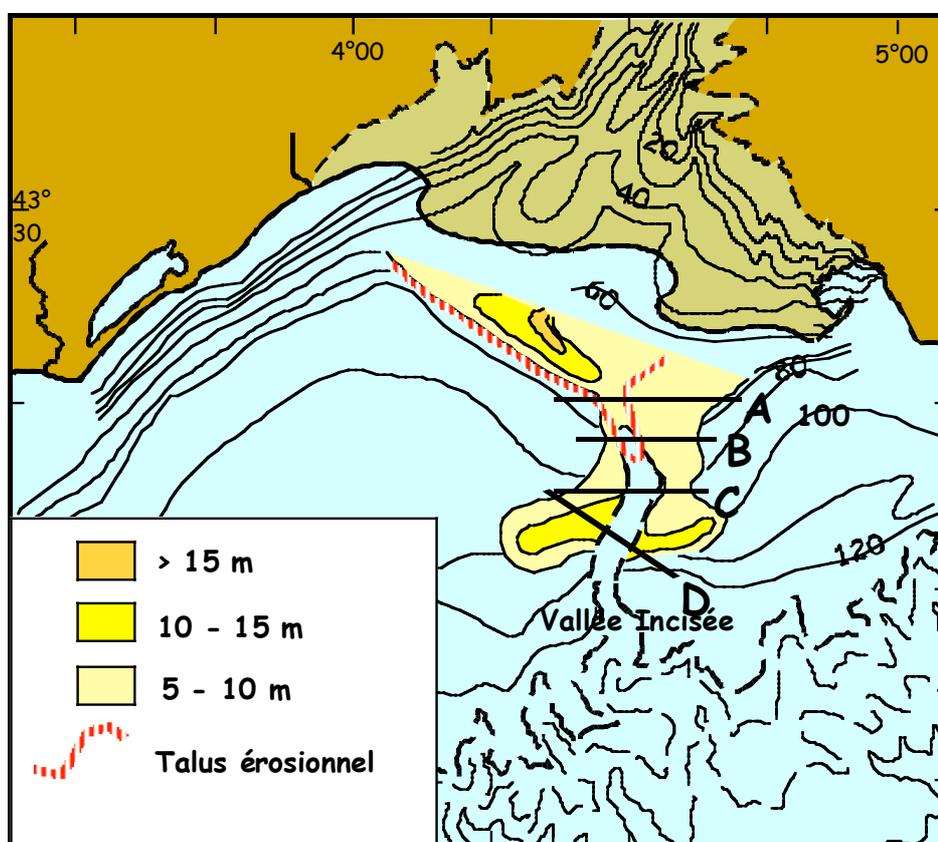
La migration vers la cote des terminaisons en onlap marque une période de recul régulier de la ligne de rivage.

Les paramètres sédimentologiques et microfauniques indiquent un approfondissement progressif de la tranche d'eau (série granodécroissante) et un éloignement des sources d'apports. Le niveau coquillier marque un brusque changement des conditions de dépôt dû à un recul rapide de la ligne de rivage (surface d'inondation) et l'installation d'une sédimentation condensée qui se poursuit jusqu'à l'époque actuelle.

### *2.1.2 Les dépôts à réflecteurs discontinus ou à faciès chaotiques*

#### Description

Il s'agit d'un ensemble de dépôts, situés sur le plateau médian et externe aux abords et dans l'axe de la vallée incisée au niveau du plateau médian et externe, puis qui se prolonge sur la plate-forme interne en s'élargissant en face de la plaine deltaïque (**fig. 15**).



**Fig. 15** Carte isopaque des dépôts de remblaiement et de débordement de la vallée incisée

Sur le plateau externe, les sections sismiques transverses (**fig. 16 coupes C et D**) montrent des réflexions concordantes subhorizontales à légèrement concaves, constituant le remplissage en creux de la vallée incisée. Latéralement, les réflecteurs prennent une configuration légèrement progradante et viennent se terminer en downlap progressif sur une surface érosionnelle plane. Ils forment, de part et d'autre de la zone d'incision centrale, un bourrelet sédimentaire qui rappelle les levées des chenaux fluviaux.

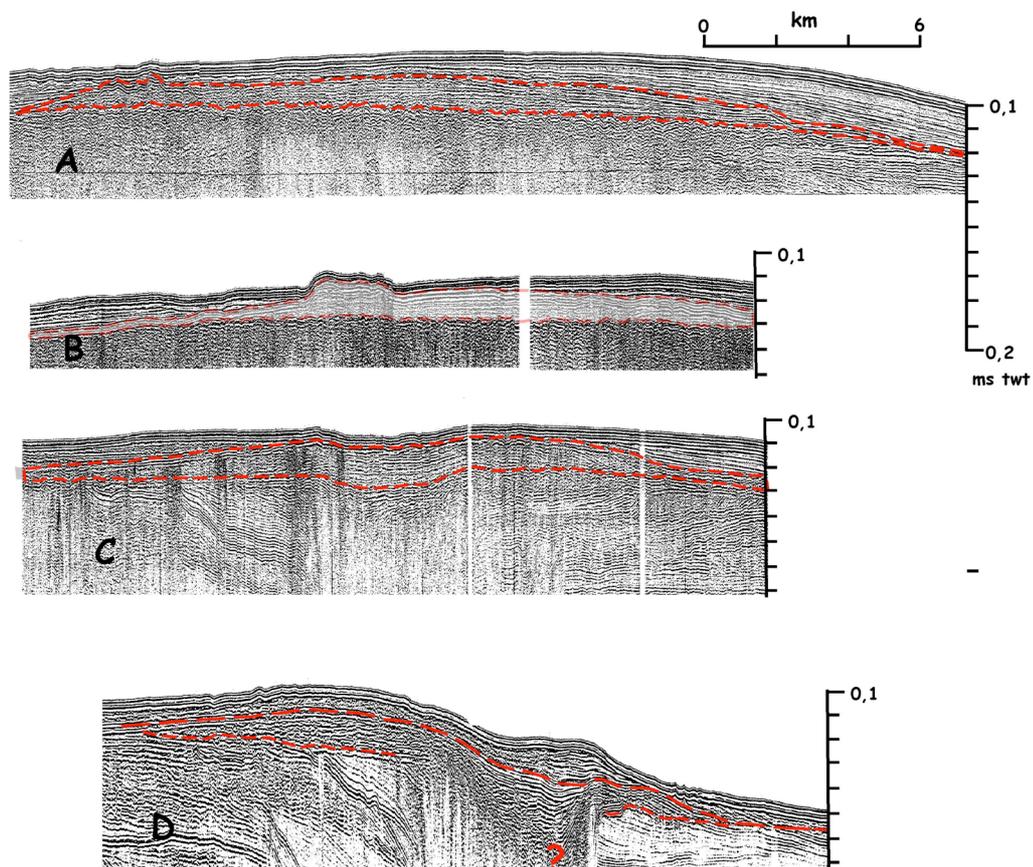
Sur le plateau médian et interne (**fig. 16 coupes A et B**), ces dépôts présentent transversalement une forme semi-lenticulaire et reposent, par l'intermédiaire d'une surface érosionnelle subhorizontale, sur un ensemble très diffractant dans lequel les ondes sismiques ne pénètrent pas. La partie la plus épaisse, à réflecteurs chaotiques, forme un promontoire, limité par un talus érosionnel (**fig. 15**), d'abord étroit, puis qui s'évase et s'oriente parallèlement aux isobathes en face de la plaine deltaïque. Latéralement les réflecteurs, souvent discontinus et légèrement convexes, viennent se terminer en downlap sur la surface érosionnelle sous-jacente. Ils sont surmontés en "onlap" par les dépôts à réflecteurs rétrogradants précédemment décrits.

#### Interprétation

Cet ensemble est interprété comme représentant des dépôts de remplissage (plate-forme externe) et de débordement (plate-forme médiane et interne) de la vallée incisée. Il n'est cependant pas possible de préciser leur nature exacte (fluviale, estuarien, dépôts d'embouchure).

Sur la plate-forme externe, ils passent en continuité avec les dépôts de remplissage de bas niveau et leur limite inférieure n'est pas discernable. Plus en amont, ils reposent sur un ensemble diffractant constitué par les dépôts alluviaux grossiers situés dans le prolongement du remplissage alluvial de la plaine deltaïque.

Les dépôts à faciès sismique chaotique, limités par un talus présentent une morphologie et une position (dans l'axe de la vallée incisée) qui rappellent les massifs de retraits ("Shoal retreat massif", voir **fig. 5b**) abandonnés lors de la migration d'une zone d'embouchure.



**Fig. 16 Coupes sismiques recoupant les dépôts de remblaiement et de débordement de la vallée incisée**

Position des profils fig. 15

### 2.1.3 Les unités à réflecteurs progradants

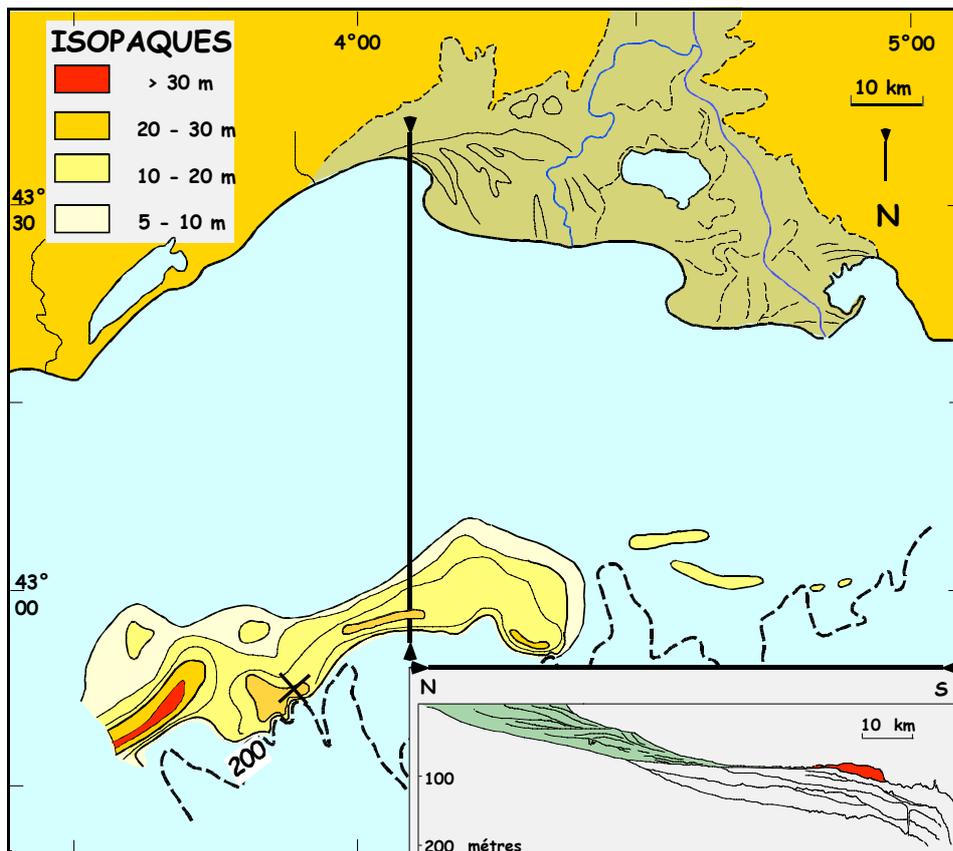
Elles sont organisées en corps allongés parallèlement aux isobathes. Elles constituent les zones de dépôt-centres situées d'une part sur le plateau externe, d'autre part sur le plateau interne et la plaine deltaïque.

#### 2.1.3.1 L'unité progradante de la plate-forme externe.

##### Morphologie et extension

Cette unité se développe, sur la plate-forme externe, de part et d'autre de la vallée incisée (**fig. 17**). A l'ouest, elle forme un ensemble continu, de plus de 70 km de long et 10 à 20 km de large, allongé parallèlement aux isobathes, qui se prolonge au-delà vers le plateau du Roussillon. A l'est, elle est beaucoup moins développée et se présente sous forme de petits corps d'étendue restreinte qui perdent progressivement de l'importance vers l'est. Elle est située en retrait par rapport au rebord du plateau dans la partie est et elle s'en rapproche progressivement et vient le tangenter vers l'ouest. Parallèlement, son épaisseur augmente, de façon irrégulière, de 15 à 35 m.

En section transverse, elle se présente sous forme d'un corps prismatique qui s'ouvre vers le large où il est limité par un ressaut topographique formant talus et se biseaute rapidement en direction du continent.

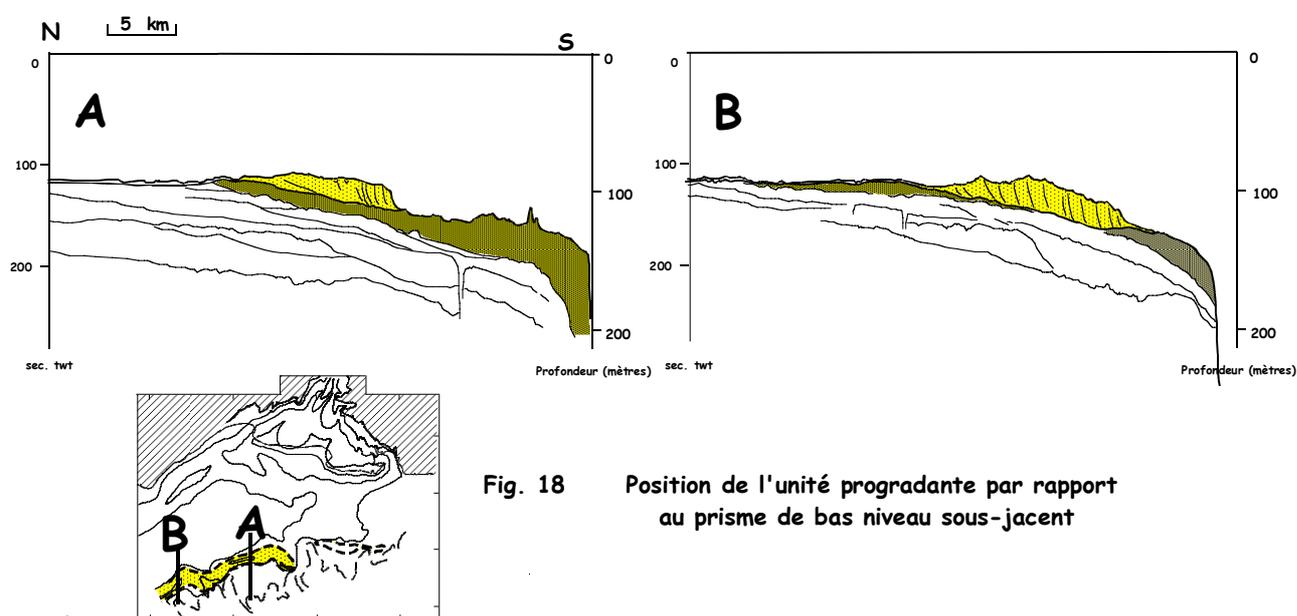


**Fig. 17** Carte isopaque de l'unité progradante située sur la plate-forme externe

### Limites

Cette unité repose sur le prisme progradant sous-jacent par une surface inclinée vers le large entre 100-120 m de profondeur. En coupe transversale cette limite de type érosionnel représente à la fois la surface de downlap des clinofformes internes et la surface de "toplap" du prisme supérieur. Dans la partie centrale, cette unité est située au-dessus du prisme de bas niveau sous-jacent (**fig. 18**) ; vers le SO, au niveau de la tête du canyon de l'Aude, Le corps progradant devient très épais et sa limite inférieure, surcreuse, et érode presque entièrement le prisme sous-jacent .

Elle est limitée à son sommet par une surface d'érosion relativement plane. Au-dessus se trouve un ensemble de dépôts superficiels épais de quelques mètres qui présente une topographie complexe sous formes de grandes rides (hauteur de plusieurs mètres, longueur d'onde de plusieurs centaines de mètres). Du fait de leur épaisseur réduite, ces dépôts superficiels, et la surface associée, ne sont pas visibles en continu sur les profils sismiques.



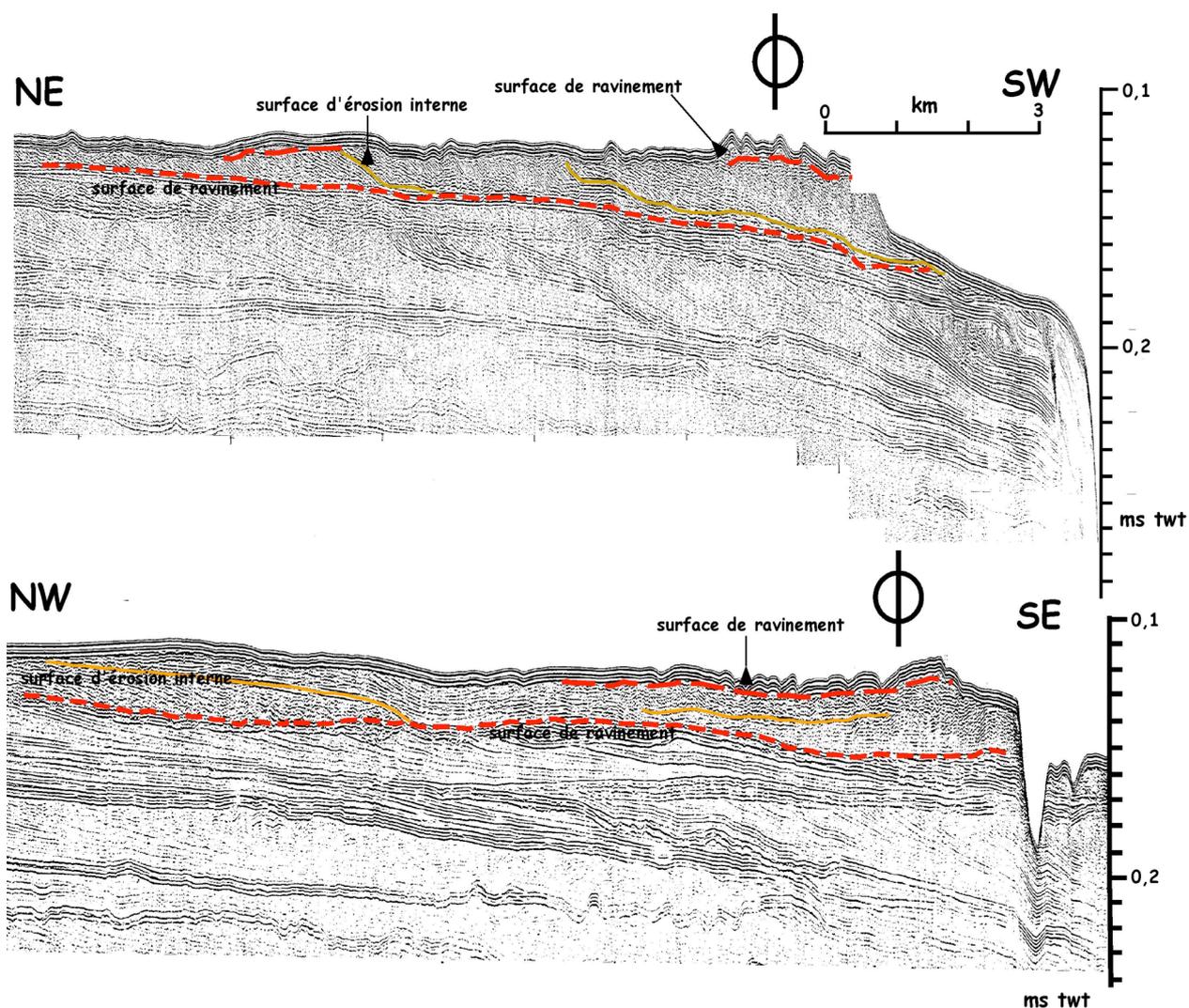
**Fig. 18** Position de l'unité progradante par rapport au prisme de bas niveau sous-jacent

### Faciès.

Sur les profils Minisparker, La structure interne est caractérisée par des clinofformes de type oblique à oblique-tangentiel à forts pendages (jusqu'à 6 ou 7°) dirigés vers le large perpendiculairement à la direction d'allongement des corps (**fig. 19**). Des surfaces d'érosion internes divisent le prisme en sous-unités à disposition progradante. Elles apparaissent subparallèles aux clinofformes en section "dip" (dans la direction du pendage) et subparallèles à la limite inférieure en section "strike" (perpendiculaire au pendage) (**fig. 19**). Les dépôts superficiels situés au-dessus des corps progradants montrent, soit des réflecteurs discontinus, soit, à la partie amont des prismes, des réflecteurs continus à faible pendage vers le continent ("backstepping")

Les profils 3,5 KHZ montrent pour ces deux types de dépôts une pénétration quasi nulle du signal sismique caractéristique pour ce type d'appareil de dépôts relativement grossiers (sables) et homogènes (pas de passées silto-vaseuses).

Les carottages Kullenberg réalisés à la partie supérieure des prismes ont recoupé sur une longueur de 3 à 4 m des sables massifs fins à moyens (160-250 mm) de couleur grise où la fraction fine (<63 mm) est pratiquement absente. Dans plusieurs prélèvements, on note la présence, entre 0 et 3 mètres, d'un niveau à gros débris coquilliers emballé dans une vase silteuse compactée qui pourrait représenter la surface d'érosion à la partie supérieure des prismes.



**Fig.19 Lignes sismiques croisées montrant la direction des pendages et la topographie des surfaces érosionnelles au sein de l'unité progradante de la plate-forme externe (position sur la figure 17)**

#### Interprétation

Le faciès sismique (cliniformes obliques tangentiels à fort pendage jusqu'à leur base) est caractéristique d'environnements de forte énergie. Les carottages ont recoupé des dépôts sableux présentant les mêmes caractéristiques texturales que ceux du prisme littoral actuel. Cette unité est interprétée comme un système de barrières littorales.

Une comparaison avec le littoral actuel, également formé de longues barrières sableuses pourrait être tentée, mais des différences importantes apparaissent sur un certain nombre de points :

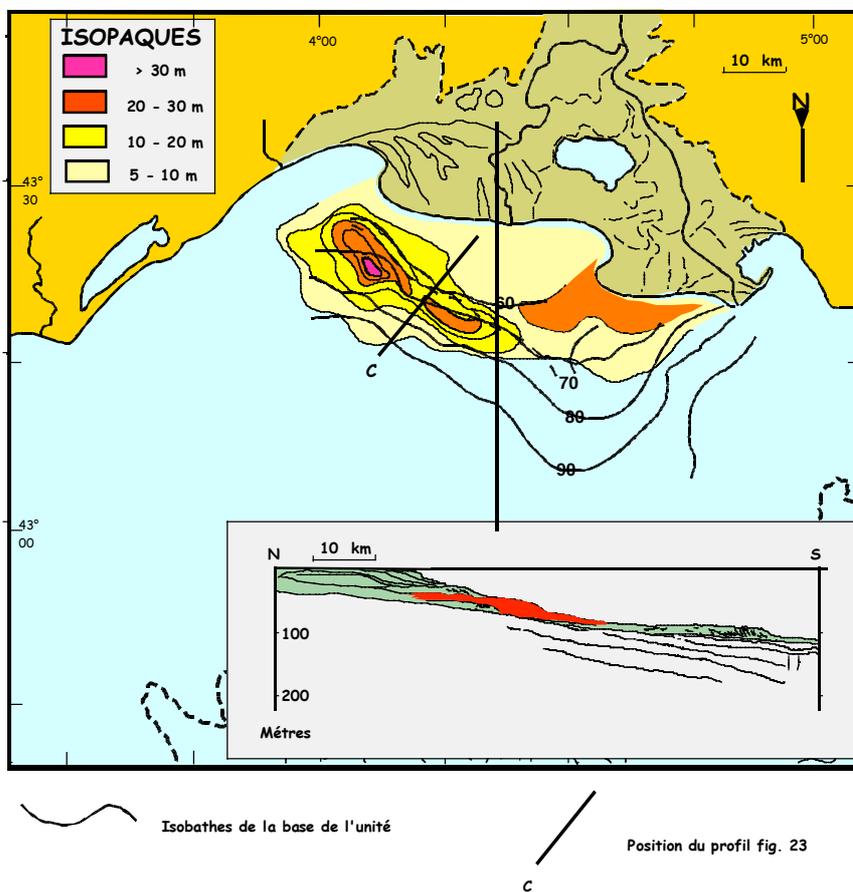
- La quasi-absence de vestiges de zones d'embouchures ou, à l'arrière du système, de traces de chenaux de distributaires,
- Les dimensions importantes, tant verticales que transversales, de cette unité.
- La nature entièrement sableuse des dépôts.

### 2.1.3.2 Les Unités progradantes de la plate-forme interne

#### Morphologie et extension

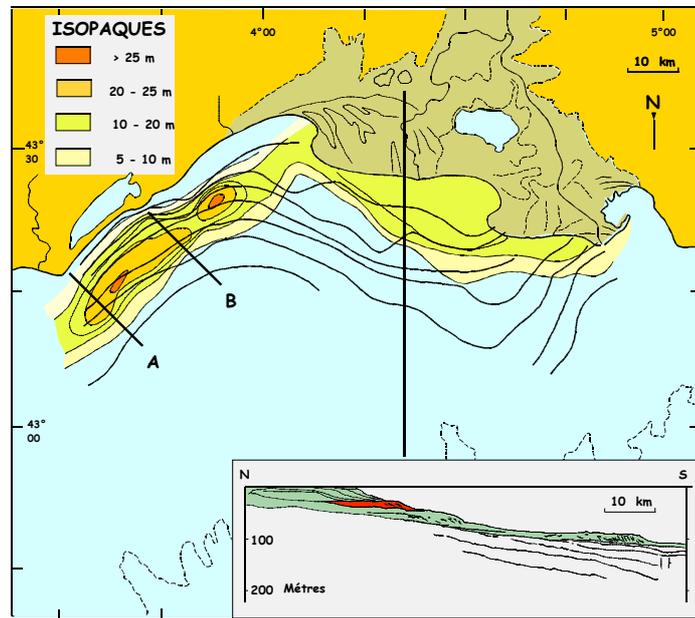
Il s'agit de deux unités, de forme prismatique à lenticulaire, de 15 à 25 m d'épaisseur, dont la partie supérieure affleure sous forme de bancs sableux entre les isobathes 30 et 60 m :

- La première (1, **fig. 20**), de forme arquée, se développe sur le plateau interne en face de la plaine deltaïque de part et d'autre des dépôts de débordement de la vallée incisée qu'elle recouvre partiellement.



**Fig. 20** Carte isopaque de l'Unité progradante (1)  
Sur la plate-forme interne

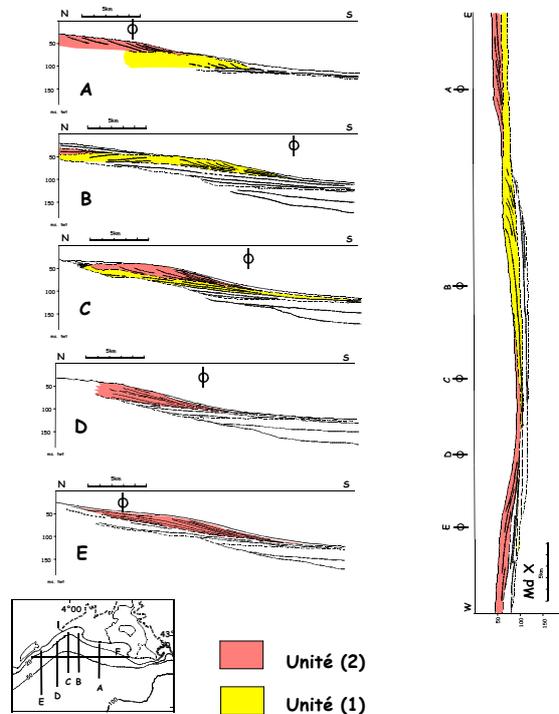
- La seconde (2, **fig. 21**), située en position plus littorale, est disposée obliquement par rapport à l'actuelle ligne de rivage ; elle s'étend sur le plateau interne, parallèlement à la cote à l'ouest de la plaine deltaïque, puis s'incurve et se prolonge sous cette dernière.



Isobathes de la base de l'unité A, B, position des profils de la figure 24

**Fig. 21** Carte isopaque de l'unité progradante (2) sur la plate-forme interne

L'agencement de ces unités varie suivant les secteurs (**fig. 22**) :



**Fig 22** Coupes temps montrant la disposition relative des unités progradantes sur la plate-forme interne.

- A l'ouest de la plaine deltaïque, elles sont superposées et disposées sur le plateau interne parallèlement à la ligne de rivage.
- En face de la partie ouest de la plaine deltaïque (à l'ouest de la vallée incisée) elles sont à la fois superposées et décalées ("backstepping") et de ce fait s'étendent de la plate-forme interne jusqu'à la plaine deltaïque.
- A l'est de la vallée incisée elles sont à nouveau superposées et se situent entièrement sous la plaine deltaïque.

### Limites

La limite inférieure est constituée une surface érosionnelle dans sa partie proximale, passant en concordance avec les réflecteurs sous-jacents dans sa partie distale.

La limite supérieure est une surface de "toplap" clairement érosionnelle en domaine proximal et qui devient paraconcordante et se confond avec la limite inférieure vers le large.

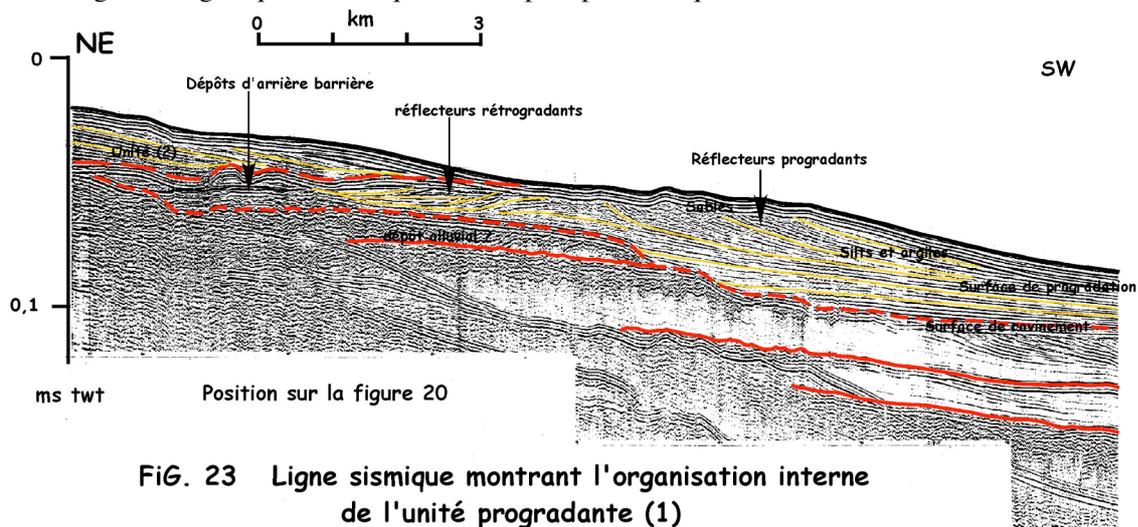
### Faciès

Sur les profils minisparker (**fig. 23 et 24**), ces unités apparaissent constituées par des réflecteurs progradants obliques tangentiels à pendage vers le large. Ils se terminent en "toplap" au sommet de l'unité et reposent en downlap très progressif sur la limite inférieure. Ces réflecteurs sont discontinus dans leur partie supérieure, où les pendages ne dépassent pas  $1^\circ$  ; ils deviennent plus continus et plus transparents vers le bas et vers le large. Sur certains profils, à la partie inférieure de l'unité, les réflexions disparaissent complètement de façon soudaine au-dessous d'une surface horizontale.

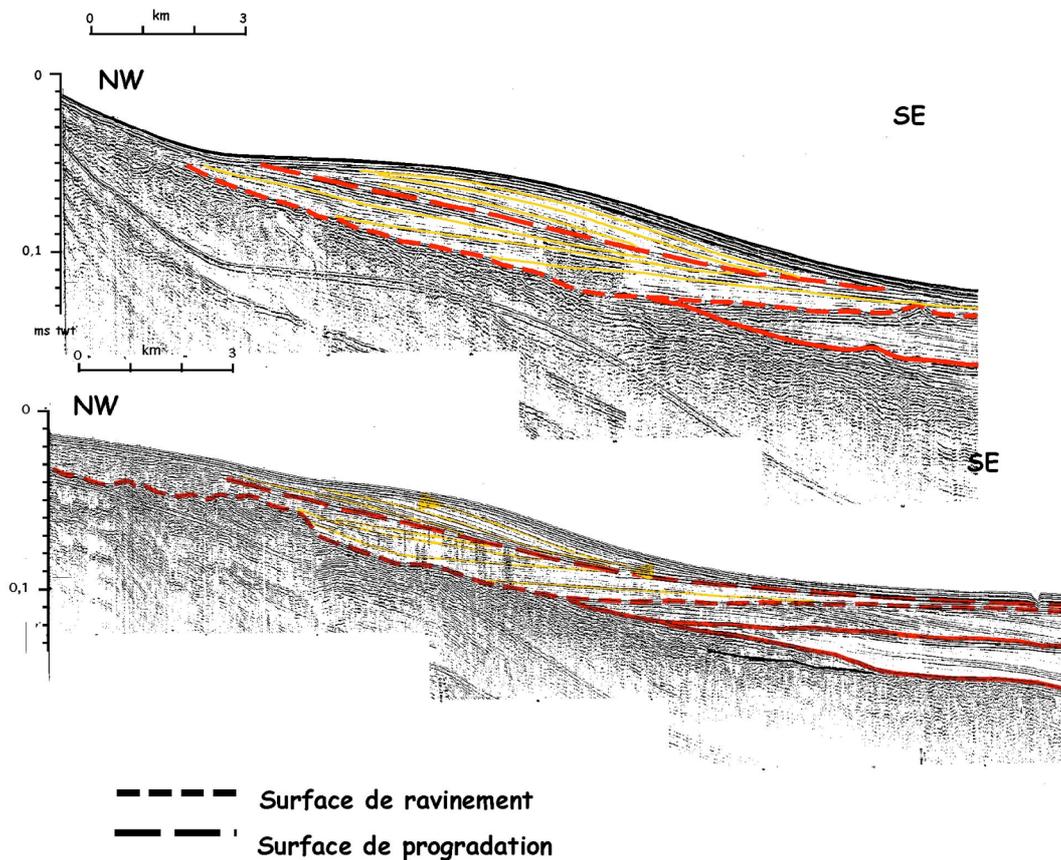
L'unité 1, située entièrement sur la plate-forme et observable dans sa totalité, apparaît constituée par plusieurs sous-unités en forme de lobes, avec des réflecteurs à pendages divergents, séparées par des surfaces érosionnelles. Les cliniformes progradants se prolongent vers le continent par des réflecteurs à pendage inverse (**fig. 23**), rétrogradants vers la cote, qui viennent se terminer en downlap dans une zone en creux (dépression) située à l'arrière du corps progradant.

Les profils 3.5 kHz présentent globalement les mêmes caractères sismiques, mais la partie supérieure des réflecteurs apparaît acoustiquement sourde.

Les prélèvements par carottages effectués suivant des radiales en différents points de l'unité 1 montrent une série granocroissante évoluant du sommet à la base des sables à des dépôts silto-argileux organiques, identiques aux dépôts prodeltaïques actuels.



**FIG. 23** Ligne sismique montrant l'organisation interne de l'unité progradante (1)



**Fig. 24 Lignes sismiques montrant l'organisation interne de l'unité progradante (2)**

### Interprétation

Ces unités progradantes présentent des caractéristiques sismiques et lithologiques identiques à celles des zones de plage sous-marine et prodeltaïques actuelles.

Le faciès sismique (réflecteurs obliques tangentiels à pendages décroissant vers le bas) et les données de carottage indiquent la présence de dépôts à organisation granocroissante, sableux à la partie supérieure de l'unité (réponse acoustique sourde du 3.5 kHz) devenant de plus en plus fins vers le bas.

La disparition soudaine des réflecteurs est un phénomène identique à celui observé dans les zones prodeltaïques actuelles où il est connu sous le nom de phénomène de "table" ou "faciès à bulles". Il est causé par la présence au sein de dépôts argileux organiques, de microbulles de gaz (méthane) jouant le rôle d'écran acoustique. Il indique donc la présence de dépôts fins riches en matière organique à fort taux d'accumulation.

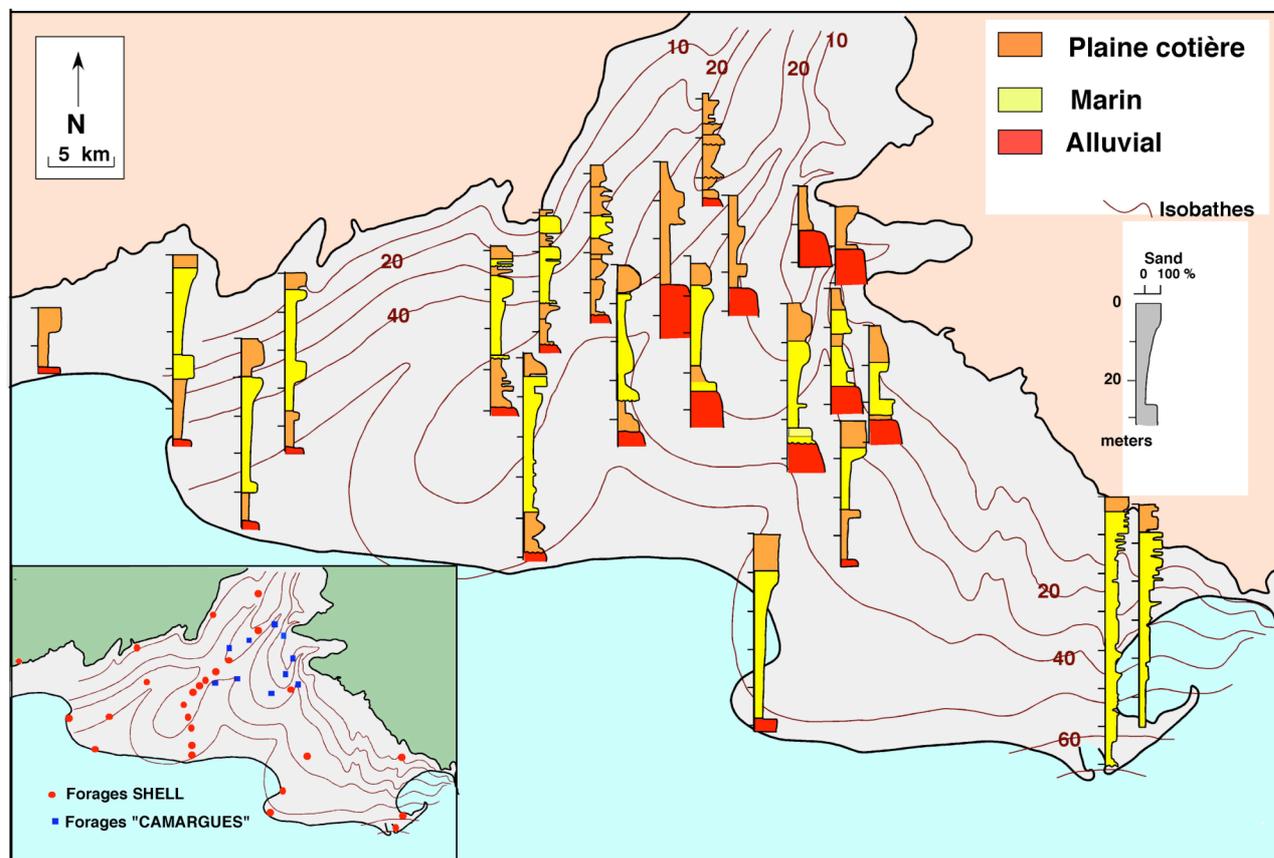
Les réflecteurs rétrogradants à pendages dirigés vers le continent marquent des phases de recul de l'unité progradante avant son ennoïement et la création à son toit d'une surface de ravinement.

Ces unités sont interprétées comme des barrières littorales formées à partir de la progradation de lobes deltaïques.

## 2.2 les dépôts de la plaine deltaïque

### 2.2.1 Description

Une synthèse de l'analyse des forages réalisés sur la plaine deltaïque permet de reconnaître, au sein du remplissage, deux grands ensembles (fig. 25 et 26) :



**Figure 25 : Synthèse lithologique des données de forages réalisés sur la plaine deltaïque et isobathes de la base des dépôts postglaciaires**

Synthèse établie à partir de données de forages carottés (Oomkens, 1970 ; Rapport Camargue, 1974)

- Un ensemble inférieur reposant sur des dépôts alluviaux grossiers (graviers et galets) que les sondages n'ont pas traversés. Il est constitué par des dépôts argilo-silteux refermant des faunes saumâtres ou d'eaux douces, avec localement des niveaux de paléosols et des dépôts plus grossiers de remplissage de chenaux. Leur limite supérieure est constituée par une surface érosionnelle, surmontée par un mince placage (< 1m) de dépôts grossiers contenant une faune marine.

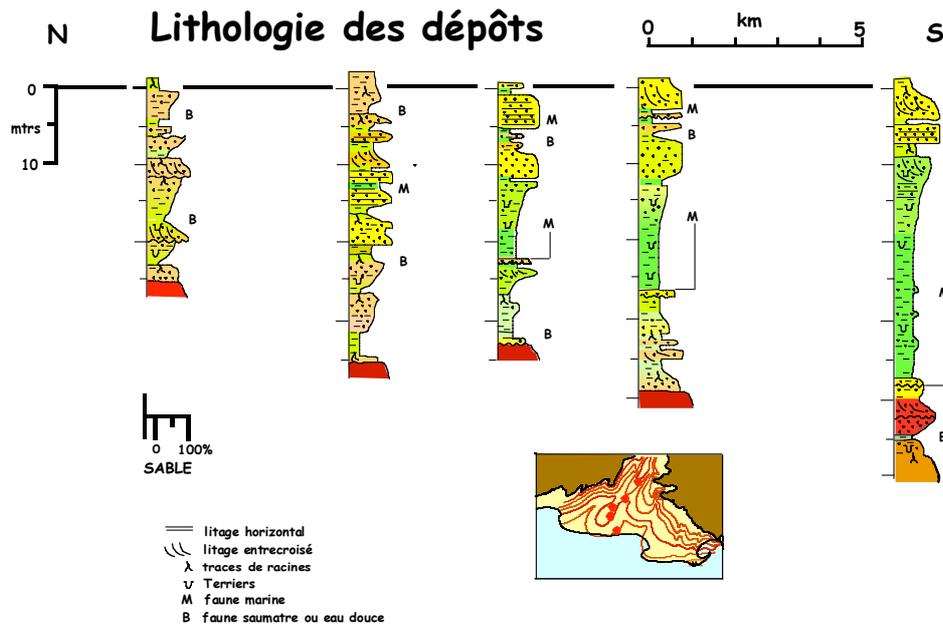
- Un ensemble supérieur de dépôts marins formant un prisme qui s'épaissit en direction de la plate-forme et se biseaute à environ 15 km de la ligne de rivage actuelle. La partie inférieure de cet ensemble est constituée d'argiles silteuses bioturbées à faune marine ; la partie supérieure forme une série globalement granocroissante (augmentation progressive des passées silteuses et sableuses) qui se termine par des sables purs à litage horizontal. Elle est parfois interrompue par une surface d'érosion. La partie tout à fait supérieure de ces dépôts est érodée par les chenaux de la plaine deltaïque actuelle.

### ***2.2.2 Interprétation***

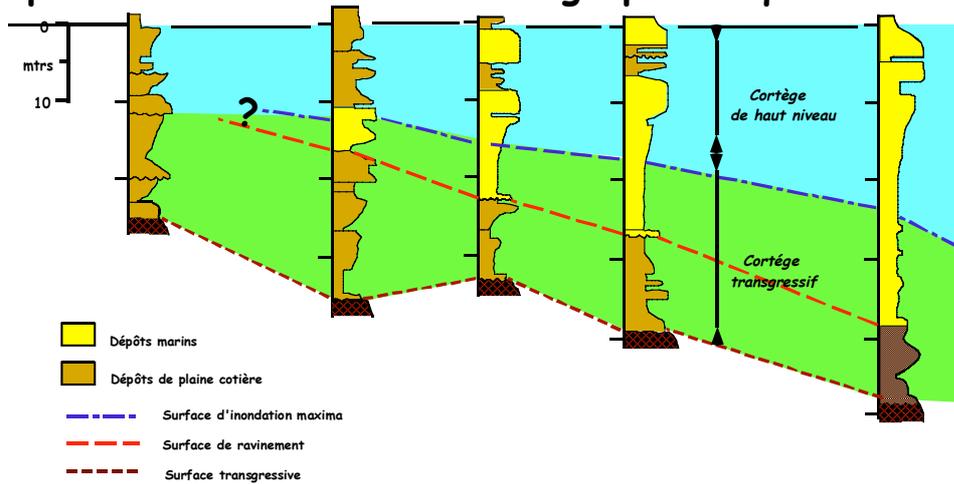
L'ensemble inférieur correspond à des dépôts de remblaiement de plaine côtière qui se sont mis en place à l'arrière des unités progradantes situées la plate-forme interne.

La surface érosionnelle qui les surmonte est une surface de ravinement formé lors du passage de la ligne de rivage

L'ensemble supérieur représente les dépôts marins qui se sont mis en place postérieurement à cette phase transgressive. Ils sont recouverts par les dépôts progradants de l'actuelle plaine deltaïque.



### Interprétation en terme de stratigraphie séquentielle



(D'après les données de Oomkens, 1968)

### Fig. 26 Coupe à travers la plaine deltaïque du Rhône

#### 2.3. Conclusion

L'ensemble des données nous a permis de réaliser sur des coupes temps un habillage lithologique montrant la répartition des principaux types de dépôts sur l'ensemble du système margino-littoral (Fig. 27).

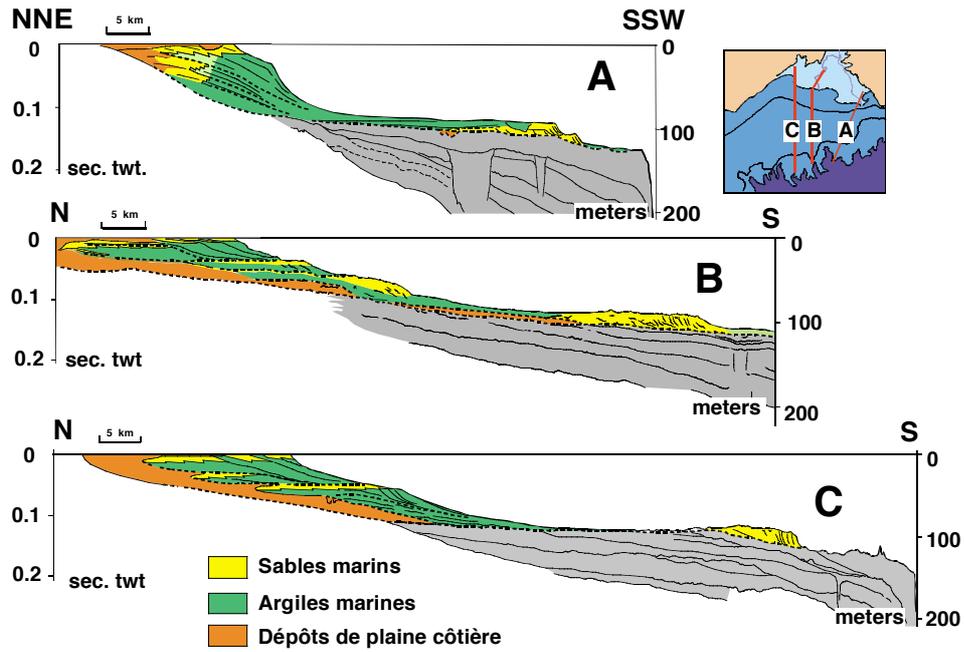


Fig. 27 lithologie et mileux de dépôts des sédiments postglaciaires

### 3 - INTERPRÉTATION EN STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

L'ensemble des dépôts à disposition générale rétrogradante présente les caractéristiques (attributs) d'un *Cortège Transgressif* (fig. 28).

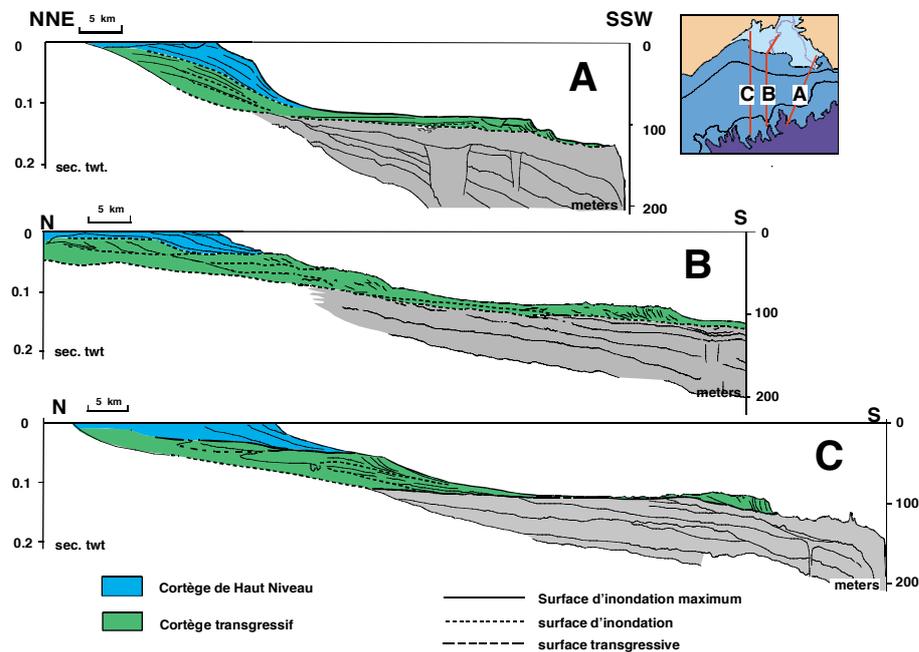


Fig. 28 stratigraphie Séquentielle des dépôts postglaciaires

Ils reposent en contact érosionnel sur le complexe de prismes de bas niveau par l'intermédiaire de la *surface transgressive*.

Les corps à structure interne progradante qui le constitue représentent des *paraséquences transgressives*.

L'ensemble régressif qui le surmonte au niveau de la plaine deltaïque constitue le *Cortège de Haut Niveau Marin* qui s'est mis en place lors du ralentissement de la remontée du niveau marin à la fin de la transgression postglaciaire.

La surface qui le sépare du cortège transgressif est la *surface d'inondation maxima*.

### 3.1 Le Cortège Transgressif.

#### 3.1.1 Les dépôts à réflecteurs subhorizontaux rétrogradants.

Ils sont caractéristiques des périodes durant lesquelles, le taux d'apport sédimentaire étant inférieur au taux de remontée du niveau marin, la ligne de rivage a migré de façon régulière et continue vers le continent. La surface située au-dessus est une surface d'inondation marquant une accélération du taux de remontée. Elle est matérialisée par un niveau coquillier surmonté par une section condensée.

#### 3.1.2 Les dépôts à réflecteurs discontinus ou à faciès chaotiques.

Ils représentent les dépôts de remplissage (plate-forme externe) et de débordement (plate-forme médiane et interne) qui se sont mis en place, au niveau de la vallée incisée, lors de la remontée postglaciaire du fait de l'ajustement du niveau de base du Rhône. Sur la plate-forme externe, ces dépôts sont en continuité avec ceux du bas-niveau. Sur la plate-forme médiane, ils reposent en contact franc sur les dépôts alluviaux grossiers. Les dépôts à réflecteurs chaotiques, limités par un talus, rappellent par leur morphologie, et leur position dans l'axe de la vallée incisée, les massifs de retraits. Ils marquent le trajet de recul de l'embouchure du Rhône lors de la transgression.

#### 3.1.3 Les unités progradantes.

Elles se sont mises en place à des périodes durant lesquelles, le taux d'apports sédimentaires était supérieur au taux de remontée du niveau marin relatif.

Leur extension à l'échelle de la plate-forme conduit à leur attribuer une origine allocyclique. Elles représentent des *paraséquences transgressives*.

Chaque paraséquence est limitée par deux surfaces d'inondation marquant deux épisodes de migration de la ligne de rivage vers le continent ("erosional flooding surfaces") encadrant sa mise en place.

##### 3.1.3.1 La paraséquence de la plate-forme externe

Elle est interprétée comme un vaste système littoral, formé d'une série de barrières sableuses coalescentes. Ses dimensions importantes et la nature entièrement sableuse des dépôts résultent de conditions de mise en place particulières :

- La position bathymétrique de cette unité indique qu'elle s'est mise en place au début de la remontée postglaciaire. Durant cette période, le taux de remontée du niveau marin a été relativement faible (0,5 m/an de 20 à 15 Ka BP selon Bard et al., 1990) mais les modalités précises de la remontée ne sont pas connues dans le détail. Une (des) éventuelle(s) phase(s) d'arrêt ou de fort ralentissement de la remontée pourrait être à l'origine de sa mise en place

- La période qui précède la transgression postglaciaire marque le maximum du cycle glaciaire würmien (stade isotopique 2) durant lequel le niveau marin s'est abaissé à -120m. Cette forte baisse eustatique, qui correspond sur la plate-forme à un hiatus sédimentaire, a provoqué l'abaissement du niveau de base du Rhône, et son encaissement au niveau de la vallée incisée. Durant les premiers stades de la remontée, il est probable que la majeure partie des apports du Rhône est restée piégée dans la vallée incisée et a contribué à son remblaiement. Les dépôts de débordement de cette dernière se situent d'ailleurs plus en retrait sur le plateau médian. La construction de ces barrières littorales à partir des seuls apports du Rhône semble donc peu probable. En l'absence d'apports continentaux importants, l'autre source de matériaux ne peut provenir que de l'érosion transgressive par la houle des dépôts du prisme de bas niveau sous-jacent. Les carottages effectués sur le plateau externe ont recoupé, à la partie supérieure de ce prisme, des dépôts de milieu marin peu profonds (plage sous-marine à plate-forme interne). L'épaisseur de dépôts érodés peut être estimée à 7-10 m (limite d'action des houles de beau temps) ce qui est en accord avec l'érosion attendue lors d'une phase transgressive (en prenant pour référence les milieux côtiers actuels du Golfe du Lion).

Plus à l'ouest, au niveau du canyon de l'Aude, cette unité devient plus épaisse (plus de 35m), érode profondément le prisme sous-jacent et semble le prolonger. Des données récemment acquises (Juillet 94) montre la présence, sur la plate-forme, d'une vallée incisée représentant le prolongement de la vallée de l'Aude. Il est possible que, dans ce secteur, la mise en place de cette unité soit associée à l'existence d'un delta de bordure de plate-forme ayant fonctionné en fin de période de baisse et début de hausse du niveau marin.

### Conclusion

Cette paraséquence représente un corps sédimentaire remarquable par ses dimensions et sa composition entièrement sableuse. Des équivalents à cette unité sont présents dans les dépôts pléistocènes sous-jacents sous forme de corps prismatiques intercalés entre les grands prismes de bas niveau. Ceci indique que les mêmes conditions ont dû se répéter lors des cycles glacio-eustatiques précédents. De par leur nature, leur volume et leur position isolée ces unités représentent de bons modèles de réservoirs.

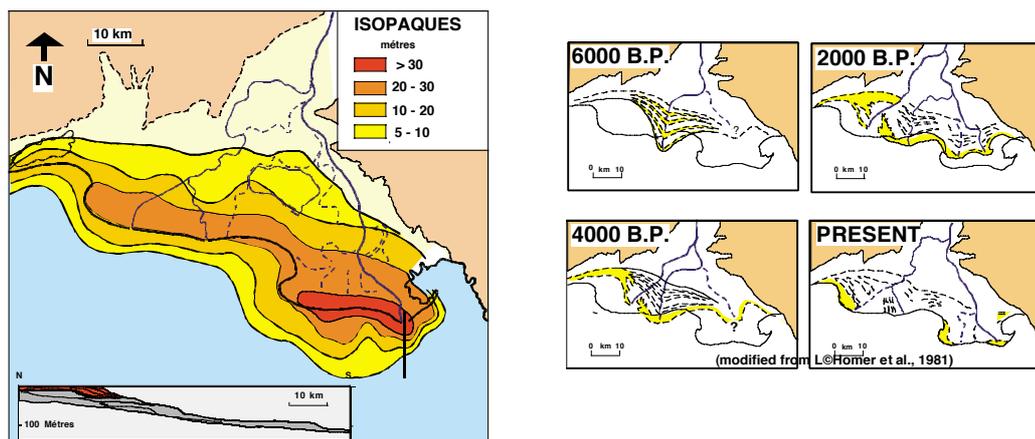
#### **3.1.3.2 Les paraséquences de la plate-forme interne**

Elles sont interprétées comme d'anciens systèmes littoraux formés par progradation successives de lobes deltaïques remaniés ensuite en cordons littoraux. Elles se sont mises en place lors de périodes au cours desquelles s'est produit soit une diminution du taux de remontée, soit une augmentation importante du taux d'apports sédimentaires

La forme arquée de la paraséquence 1, constituée de sous-unités en forme de lobes, et sa position sur le plateau interne de part et d'autre de la vallée incisée indiquent que la source d'apports a dû se situer principalement dans l'axe de cette dernière. La paraséquence 2, située au-dessus et plus en retrait sous la plaine deltaïque, présente une plus grande extension latérale. Son développement à l'ouest de la plaine deltaïque suggère une migration des sources d'apports vers ce secteur.

### **3.2 Le Cortège de Haut Niveau**

Il se présente sous forme d'un ensemble de dépôts régressifs, allongé parallèlement à l'actuelle ligne de rivage et formant la partie supérieure de la plaine deltaïque (**fig. 28**). Il se biseaute d'une part vers le continent à environ 15 km du rivage d'autre part sur le plateau interne où son épaisseur devient rapidement inférieure à 5 mètres.



a - Carte isopaque des dépôts du Cortège de haut-niveau

b - Evolution des principaux lobes deltaïques

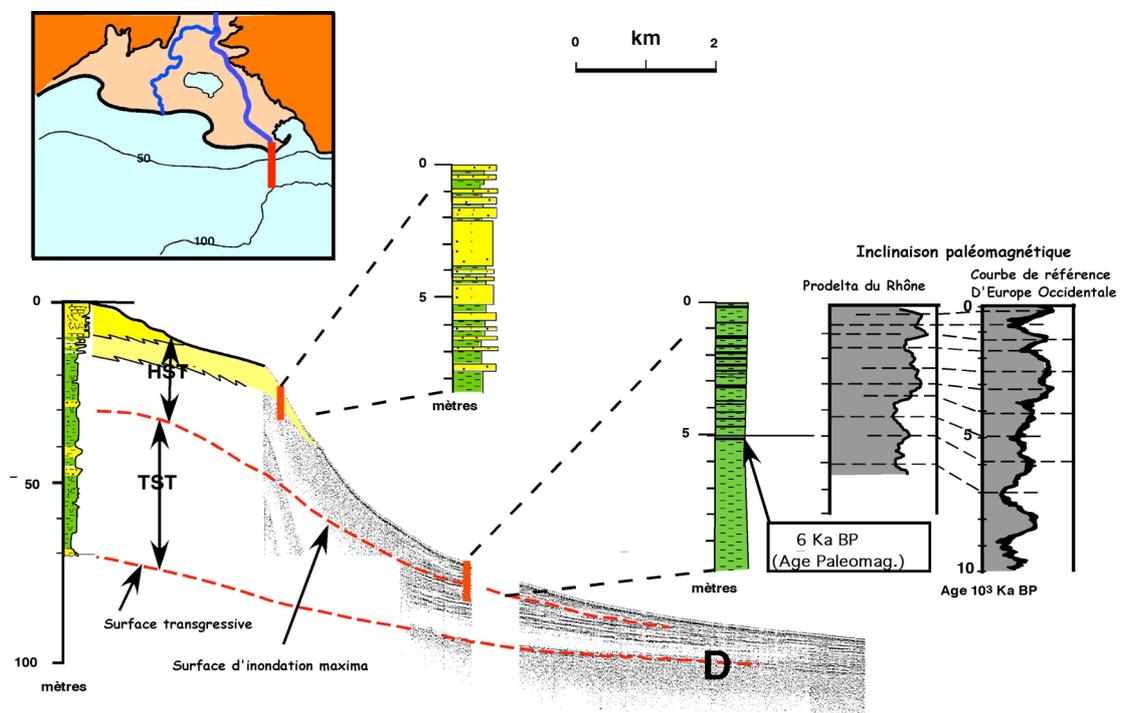
### **Fig. 29 Le Cortège de Haut Niveau**

La morphologie actuelle de la plaine deltaïque est caractérisée par la présence d'anciens chenaux et cordons sableux qui isolent des dépressions marécageuses plus ou moins colmatées (**voir fig. 9 a**). Les études de ces vestiges réalisées à partir de données satellitaires (l'Homer et al., 1981) montrent que la progradation du cortège de haut niveau s'est effectué, de 6000 ans à nos jours, par le fonctionnement de plusieurs complexes deltaïques majeurs (**fig. 29**) résultant de la migration latérale de(s) l'embouchure(s) du

Rhône. Les âges proposés doivent cependant être considérés avec précaution car ils résultent de la datation  $^{14}\text{C}$  de coquilles prélevées dans les cordons littoraux et ont donné des âges très disparates (Archambault-Guezou, 1982).

Les premières phases de progradation se sont développées dans la partie centrale et occidentale de la plaine deltaïque en dépassant la ligne de rivage actuelle, puis les centres de dépôts ont migré dans la partie orientale alors que les dépôts antérieurs étaient partiellement érodés.

Le complexe le plus récent, situé dans la partie orientale, fonctionne depuis 2000 ans ; la position actuelle de l'embouchure du Grand Rhône a été artificiellement stabilisée à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle et constitue la seule zone de progradation du littoral. Elle est constituée par des barres d'embouchures sableuses remaniées par la houle en flèches littorales. Les dépôts de la plage (**fig. 30**) se prolongent au-delà d'un talus par des dépôts prodeltaïques fins très organiques. L'étude paléomagnétique de ces dépôts a permis de reconnaître l'extension verticale du Cortège de Haut Niveau. Il faut remarquer que, dans ce secteur, le dénivelé important du talus prodeltaïque actuel résulte, non pas de la forte épaisseur des dépôts de haut niveau, mais de leur position perchée sur le Cortège Transgressif.



**Fig. 30 Le Cortège de Haut Niveau à l'embouchure actuelle du Rhône**  
Le calage chronologique a été obtenu par la méthode des variations séculaires du champ géomagnétique

#### 4 - LES FACTEURS DE CONTRÔLE.

##### 4.1 Les variations eustatiques

###### 4.1.1 Le problème des courbes dites eustatiques

De nombreuses courbes régionales de variations du niveau marin durant la période postglaciaire ont été établies, essentiellement à partir de datations  $^{14}\text{C}$  de sédiments superficiels ou prélevés par carottage (Bloom, 1977). Ces courbes ont souvent été appelées de façon impropre courbes eustatiques, mais il est très important de garder à l'esprit qu'elles ne représentent pas les variations eustatiques "nettes" mais, au mieux, les variations locales du niveau marin relatif.

Kidson (1982) a passé en revue les principales causes d'erreurs et/ou d'incertitudes intervenant dans l'établissement de ces courbes.

*Un premier groupe est lié à des problèmes de méthodologie* (échantillons analysés non en place ou contaminés, erreur ou imprécision de l'évaluation de la tranche d'eau); les erreurs résultantes peuvent être réduites et/ou évaluées mais sont rarement prises en compte.

*Un second groupe englobe d'autres facteurs parmi lesquels :*

Les variations du Géoïde : La surface des océans est une surface équipotentielle présentant des dénivelés, pouvant atteindre plusieurs mètres à échelle mondiale. Cette topographie dynamique est liée au champ de gravité terrestre et donc soumise aux mêmes variations dans le temps (Morner, 1976 ; 1978). Le niveau marin actuel présente un intérêt pratique, mais ne peut servir de référence absolue.

La réponse hydro-isostatique : conséquences de l'émergence des concepts de tectonique globale, les études sur les propriétés rhéologiques du manteau ont montré que les variations d'épaisseur de la tranche d'eau provoquent, dans les régions non englacées, une réponse hydro-isostatique comparable à la réponse glacio-isostatique des régions couvertes par les calottes polaires. Chapell (1974) a tout d'abord montré que cette réponse était particulièrement sensible dans les zones marginales et pouvait représenter, sur la plate-forme externe, près de 30% de la variation du niveau marin relatif. Clark et al. (1978) ont ensuite montré que cette réponse variait suivant les secteurs. Les zones adjacentes aux secteurs englacés sont affectées depuis la dernière déglaciation par une subsidence induite par la remontée glacio-isostatique des secteurs voisins (zone de "forebulge" des auteurs anglo-saxons) ; ces zones enregistrent, entre 0 et 6000 ans B.P., une montée du niveau marin relatif. A l'inverse, dans les zones situées à des latitudes plus basses (non affectées par le "forebulge"), la compensation hydro-isostatique à la surcharge d'eau des zones marginales a provoqué une surélévation des zones continentales et littorales adjacentes. Ces secteurs enregistrent une baisse relative du niveau marin depuis 6000 ans B.P. (donc un niveau marin relatif supérieur à l'actuel il y a 6000 ans B.P.).

Il apparaît donc que, contrairement à ce que l'on pensait il y a 30 ans, le signal eustatique ne peut être très précisément connu à partir des courbes régionales qui représentent des courbes de variations relatives du niveau marin.

Ces courbes présentent cependant des caractéristiques communes qui expriment, de façon globale, la réponse eustatique au phénomène de déglaciation.

#### **4.1.2 Caractères généraux de la remontée eustatique postglaciaire.**

Dans les années 70, il était admis que la forme de la courbe de remontée du niveau marin liée à la dernière déglaciation était globalement sigmoïdale, le point d'inflexion de la courbe étant centré sur 11 Ka B.P.

De nouveaux modèles établis à partir de données isotopiques (affranchies des problèmes de tectonique locale) ont amené à reconsidérer les mécanismes et les modalités de la dernière déglaciation (Ruddiman et Duplessy, 1985). Il est maintenant admis que la décroissance du volume des calottes glaciaires (et donc la remontée eustatique) s'est déroulée en deux étapes principales séparées par une pause (épisode du Dryas récent).

Ce schéma général de la remontée postglaciaire du niveau marin a été confirmé (Hamelin et Bard, 1991) par la datation ( $^{14}\text{C}$  et U/Th) de coraux de l'île de la Barbade (**Fig. 31**). Ces travaux ont aussi mis en évidence une erreur systématique des datations par  $^{14}\text{C}$  (Bard et al., 1993) qui atteint 3 Ka B.P. pour des âges de 20 Ka B.P. Ces nouvelles données ne remettent pas en cause le schéma général de la remontée post glaciaire mais amènent à reconsidérer toutes les courbes de variations du niveau marin basées sur des datations par  $^{14}\text{C}$  et les taux de remontée du niveau marin relatif qui jouent un rôle prépondérant sur l'architecture des dépôts. En particulier, L'âge du dernier maximum glaciaire passe de 17 à 20 Ka B.P., ce qui devrait entraîner une révision des modèles de réajustement glacio et hydro-isostatiques.

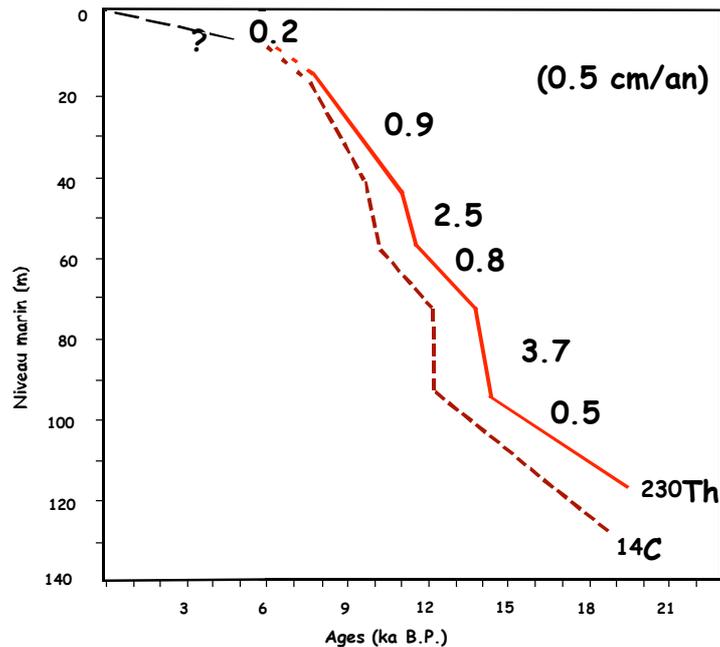


Fig.31 Courbe de remontée du niveau marin durant la période postglaciaire (D'après Hamelin et Bard, 1992)

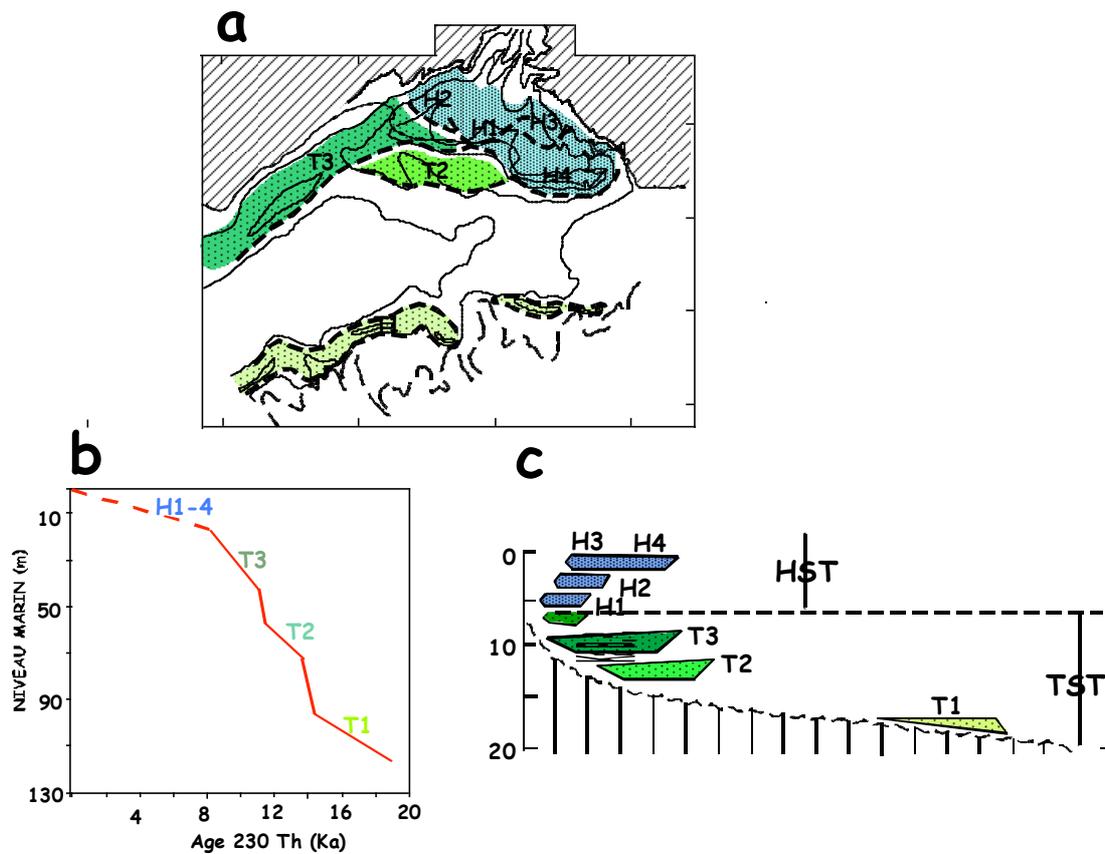
Il est actuellement difficile de connaître avec plus de précision les modalités de la remontée postglaciaire. D'autres mécanismes, comme la détérioration épisodique mais rapide de glace marine (Anderson and Thomas, 1991) par suite du découplage avec le substratum sur lequel elle reposait, a pu provoquer des variations eustatiques à haute fréquence ( $10^2$  à  $10^3$  ans) et relativement faible amplitude ( $> 10\text{m}$ ) mais celles-ci ne peuvent être décelées à partir du signal isotopique.

#### 4.1.3 La remontée postglaciaire du niveau marin sur la plate-forme rhodanienne.

Lors des études menées antérieurement sur la plate-forme rhodanienne (Monaco, 1971, Aloisi et al. 1975, 78), les étapes de la remontée postglaciaire ont été déterminées par datation  $^{14}\text{C}$  de niveaux coquilliers qui étaient censés représenter les vestiges de la ligne de rivage. En fait, c'est la surface érosionnelle (surface de ravinement) située à la base des niveaux coquilliers qui marque le passage de la ligne de rivage ; ces derniers ne représentent que les dépôts abandonnés à l'arrière immédiatement après son passage (lag deposits) et durant l'intervalle de sédimentation condensée qui lui succède. A titre d'exemple, 2 datations  $^{14}\text{C}$  effectués respectivement à la base et au sommet d'un niveau coquillier qui, sur la plate-forme externe scelle la surface transgressive ( voir fig. 10) indiquent des âges respectifs de 11 et 9 ka B.P. Outre l'intervalle de temps important que ce niveau représente, ces âges ne correspondent pas à celui de la formation de la surface érosionnelle sous-jacente qui, vu sa position bathymétrique s'est formée durant les premiers stade de la remontée postglaciaire ( $> 15$  Ka B.P.). Les âges trouvés représentent la moyenne d'âge des débris coquilliers de la section condensée qui s'est formée postérieurement à la surface de ravinement. D'une façon générale, les surfaces de discontinuité sont associées à des hiatus sédimentaires et ne peuvent donner une indication chronostratigraphique très précise.

Le moyen le plus sûr et le plus précis pour déterminer l'âge de mise en place d'une unité consiste à effectuer les datations sur des organismes prélevés à l'intérieur de l'unité, tels les foraminifères appartenant à des paléobiocoénoses. Cela implique une étude micropaléontologique préliminaire et la datation des échantillons par AMS  $^{14}\text{C}$ . Cette méthode a été employée pour dater le prisme de bas-niveau supérieur a donné des résultats cohérents et importants (Gensous et al., 1993).

Les dépôts postglaciaires n'ont pas fait l'objet d'une étude micropaléontologique systématique (pas de spécialistes disponibles en France) et, de ce fait, nous ne pouvons fournir de données détaillées sur l'âge de mise en place des paraséquences. Seuls les dépôts de haut niveau, situés à l'embouchure du Rhône ont pu être datés par la méthode paléomagnétique (Williamson, 1991, Gensous et al., 1993). En l'absence de données plus précises que celles obtenues par datation des niveaux coquilliers, nous avons confronté les résultats de nos travaux avec la courbe de remontée du niveau marin établie par Hamelin et Bard (1991) qui paraît actuellement la plus fiable. Il existe une bonne correspondance (**fig. 32**) entre le nombre et la position bathymétrique des paraséquences et les périodes de diminution du taux de remontée eustatique. Le contrôle eustatique joue donc globalement un rôle prédominant et cela n'a rien d'étonnant, cependant les caractéristiques et l'agencement des dépôts et en particulier des paraséquences s'expliquent par l'intervention d'autres facteurs.



**Fig. 32** a - Répartition des principales paraséquences transgressives (T) et de haut niveau (H).  
 b - Corrélation avec la courbe de remontée du niveau marin.  
 c - Relations chronostratigraphiques

## 4.2 La tectonique

En Stratigraphie Séquentielle, le terme tectonique regroupe plusieurs paramètres (subsidence thermique sédimentaire, hydroisostasique, compaction, rejeu d'accidents profonds) qui ont pour effet

commun de provoquer des mouvements verticaux de la surface de sédimentation qui se combinent aux variations eustatiques pour faire varier la hauteur de la tranche d'eau et l'accommodation.

Sur la marge rhodanienne, L'étude des dépôts pléistocènes montre (Tesson et Allen, 1994) que le facteur tectonique interagit avec le glacio-eustatisme et contrôle en partie l'architecture des dépôts. Il se manifeste principalement par :

- Une subsidence différentielle vers le large qui serait due à la surcharge sédimentaire et hydrostatique et se produirait en phase terminale de la progradation d'un prisme et/ou durant la remontée eustatique suivante.

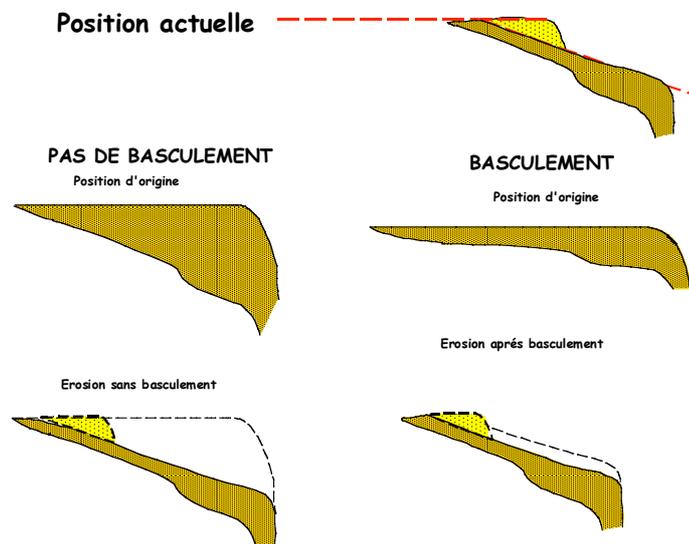
- Un basculement transverse vers l'ouest, parallèle au rebord du plateau, qui affecte le secteur oriental. Il serait lié à des accidents d'origine alpine qui contrôlèrent également la position de la vallée incisée.

Si l'on examine la topographie actuelle de la plate-forme, il n'apparaît en section transverse (ouest-est) de dénivelé topographique entre les secteurs occidental et oriental. Le décalage qui existe entre les deux prismes supérieurs, de part et d'autre de la vallée incisée, est cacheté par le remplissage postglaciaire, mais il n'est pas possible de dire si ce décalage est synsédimentaire ou s'il est immédiatement postérieur à la mise en place des prismes.

Les coupes temps longitudinales (nord-sud) montrent que la surface transgressive est subhorizontale sur la partie médiane de la plate-forme et pentée vers le large sur la plate-forme externe. La rupture de pente se situe à la limite amont des corps sableux formant la paraséquence T1. Cette disposition indique que cette surface inclinée s'est formée par basculement lors de la transgression (**fig. 33**) :

- Durant la progradation en bas-niveau, la surface supérieure des prismes représentait une plaine deltaïque à faible pente. Un basculement du substratum durant cette période aurait accentué le phénomène d'aggradation aux dépens de la progradation, mais la surface supérieure des prismes serait demeurée subhorizontale ou légèrement concave.

- Cette surface ne peut résulter uniquement de l'érosion transgressive des prismes de bas-niveau car, d'une part, le volume des corps sableux est largement inférieur à celui qui aurait résulté de l'érosion des prismes s'ils étaient demeurés subhorizontaux et, d'autre part, le ravinement pendant la transgression n'aurait pas modifié la forme de la surface de "toplap", mais seulement enlevé une certaine épaisseur de dépôt.



**Fig. 33** Hypothèses concernant l'origine de la pente topographique de la partie externe de la plate-forme

Il apparaît donc que l'inclinaison de la surface transgressive sur la plate-forme résulte en grande partie d'un phénomène de basculement postérieur à la mise en place des prismes. Il s'est certainement produit durant les premières phases de la transgression car la surface de ravinement à la partie supérieure des corps sableux, qui s'est formée lors de l'étape de remontée suivante, est demeurée horizontale.

Ce basculement peut avoir plusieurs causes qui ne s'excluent pas l'une l'autre. Il peut résulter

:

- Des effets additionnés de la surcharge sédimentaire occasionnée par la mise en place du prisme de bas-niveau et de la surcharge hydrostatique lors de la remontée du niveau marin.
- De mouvements d'instabilité (glissements, failles de croissance) au niveau du talus continental dont l'existence est attestée par les déformations transverses qui affectent les dépôts pléistocènes (Tesson et Allen, 1994)

### **4.3 Le taux d'apports sédimentaires**

Bien que le taux d'apports sédimentaires soit considéré comme un des facteurs clefs contrôlant l'organisation stratigraphique des dépôts, ce paramètre est encore mal connu. Dans le modèle initial proposé par Jervey (1998) et développé par Posamentier et al. (1988), le taux d'apports sédimentaires est supposé constant. De nombreux auteurs (Clothing, 1993 ; Galloway, 1989a, 1989b ; Miall, 1993 ; Sloss, 1988) ont émis l'hypothèse que, durant les périodes géologiques non glaciaires, donc sans variations eustatiques importantes à l'échelle des cycles d'ordre supérieurs à 3, l'arrangement séquentiel des dépôts était contrôlé par les variations du taux d'apports sédimentaires résultant de changement climatiques et/ou tectoniques mais le rôle de ce paramètre est invoqué "par défaut" sans qu'il soit possible de le caractériser.

Le taux d'apports sédimentaires dépend des caractéristiques du bassin versant à savoir de sa taille, des conditions climatiques et des variations du profil d'équilibre des fleuves. Durant un cycle de variations du niveau marin haute fréquence seuls les deux derniers sont susceptibles de varier de façon significative. Il est généralement admis qu'une baisse eustatique provoque un abaissement du niveau de base des fleuves, un accroissement de l'érosion et donc des apports sédimentaires ; au contraire, durant les périodes transgressives, la remontée du niveau de base entraîne une baisse de la compétence des fleuves et une diminution des apports qui sont piégés au niveau des vallées. Les travaux récents (Schumm, 1992) montrent cependant que les variations du niveau de base (dus aux variations eustatiques) n'affectent le profil d'équilibre des fleuves qu'à leur extrémité aval (150 Km pour le Mississippi). Les variations climatiques joueraient par contre un rôle important par l'intermédiaire de l'évolution des précipitations et du couvert végétal, mais aucune relation, même semi-quantitative, n'est proposée.

Le taux d'apports sédimentaires et ses variations demeurent pour l'instant un des paramètres le moins bien connu ; il présente pourtant un intérêt majeur dans la mesure où il est fortement lié au facteur climatique. Une étude détaillée des paraséquences, associée à un calage chronologique précis, permettrait, par le calcul des taux de progradation, d'obtenir des données quantifiées de ce paramètre.

#### Remarque :

Dans le modèle de stratigraphie séquentielle, le terme apports sédimentaires désigne les matériaux directement introduits dans le système par les fleuves. Les résultats précédents montrent que durant une période transgressive, certaines paraséquences peuvent se former en grande partie par reprise des dépôts antérieurs donc sans apports sédimentaires conséquents. En fait, l'évolution d'un système littoral (et donc le sens de migration de la ligne de rivage) n'est pas uniquement dépendant du taux d'apports par les fleuves mais plus globalement par la quantité de matériel disponible susceptible d'être mobilisé par les agents dynamiques. Cet aspect du problème doit être pris en compte lors de l'établissement d'un bilan sédimentaire.

### **4.4 La Physiographie**

Il s'agit d'un paramètre qui n'est pas pris en compte dans le modèle initial mais dont l'importance a ensuite été soulignée, en particulier en ce qui concerne la mise en place des dépôts de bas niveau (Posamentier et al., 1993 ; Posamentier et Allen 1993).

Lors de la période transgressive, la topographie antérieure sur laquelle va migrer la ligne de rivage joue un rôle important car elle contrôle :

- La quantité d'espace disponible pour la sédimentation.
- L'agencement des paraséquences

- La vitesse de déplacement de la ligne de rivage et donc la durée durant laquelle les différents secteurs de la plate-forme seront à l'action des agents dynamiques littoraux.

Au début de la transgression, La plate-forme médiane-externe présente une topographie très plane qui correspond à la surface subaérienne de la plaine deltaïque construite lors du bas-niveau antérieur. Cette topographie a favorisé (conjointement au fort taux de remontée eustatique) une migration rapide de la ligne de rivage ce qui explique le décalage important entre les paraséquences du plateau externe et interne et la faible épaisseur des dépôts sur la plate-forme médiane. Cette disposition particulière des paraséquences transgressives (sur le plateau externe et interne) se retrouve de façon systématique au niveau des dépôts pléistocènes.

Sur le plateau interne, la position relative des paraséquences **T2** et **T3** est également contrôlée par la topographie antérieure : elles sont superposées (aggradantes) dans les secteurs situés de part et d'autre de la plaine deltaïque où le substratum (pliocène et Mésozoïque) remonte rapidement ; elles sont décalées (rétrogradantes) au niveau de la plaine deltaïque, dans le prolongement de la vallée du Rhône à pente plus faible.

#### 4.5 Les conditions dynamiques

Elles représentent en période transgressive un paramètre important puisqu'une partie des dépôts transgressifs résulte de l'érosion de dépôts antérieurs par migration de la zone littorale à forte énergie.

Dans le cas de la plate-forme rhodanienne, les conditions dynamiques de la zone littorale sont en partie contrôlées la situation géographique : les houles de secteur E/SE sont les seules qui peuvent se développer sur un fetch important et la résultante du transit littoral est dirigée vers l'ouest. Les conditions dynamiques ont pu être plus sévères (fréquence des tempêtes) durant les périodes de bas-niveau, mais elles n'ont pu être fondamentalement différentes de celles qui règnent actuellement. Elles ont induit et induisent encore actuellement un transit littoral dont la résultante est dirigée vers l'ouest. Cette situation est en grande partie responsable du développement des dépôts postglaciaires à l'ouest de la vallée incisée.

#### 4.6 Conclusions

Le glacio-eustatisme exerce un contrôle prépondérant sur la mise en place des dépôts postglaciaires, mais ne permet pas d'expliquer à lui seul toutes les informations contenues dans le message sédimentaire. L'intégration de données à échelle régionale nous a permis de mettre en évidence, de façon qualitative, le rôle joué par certains autres facteurs (**Fig. 34**). Une approche quantitative, permettant d'extraire les effets des différentes composantes, passe par une étude plus détaillée des corps sédimentaires (géométrie, nature des dépôts), associée à un calage chronologique précis.

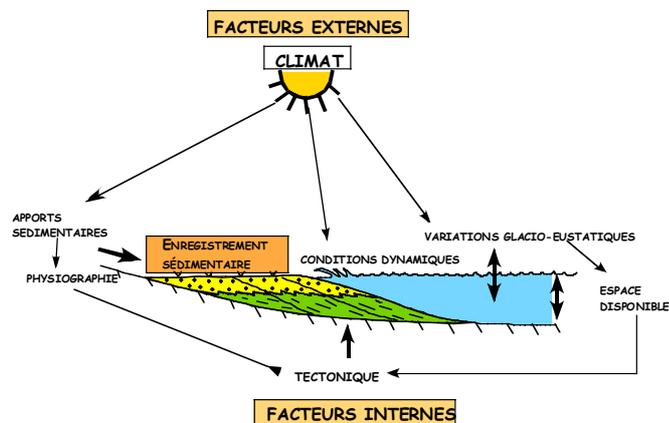


Fig. 34 Interactions entre les facteurs de contrôle

## Chapitre 5

# BILAN ET PERSPECTIVES

### 1- LES PRINCIPALES ÉTAPES DE LA REMONTÉE POSTGLACIAIRE (fig. 35)

La transgression postglaciaire fait suite à une période de forte baisse eustatique qui a conduit la ligne de rivage au niveau du rebord de pente, provoqué la formation, sur la plate-forme, d'une surface érosionnelle en milieu subaérien et le surcreusement de la vallée incisée.

Durant les premières phases de la transgression (**fig. 35a**), le taux de remontée du niveau marin est peu élevé, la migration de la ligne de rivage provoque, par action de la houle, le remaniement de la partie sommitale des prismes de bas niveau et la formation d'une surface érosionnelle (surface transgressive) qui reprend la surface d'érosion de bas-niveau. Il en résulte la mise en place de grandes barrières littorales sableuses. Les modalités de formation de ces grands corps sableux ne sont pour l'instant pas connues dans le détail (études en cours) mais il est probable que la faible pente de la surface transgressive a permis à la houle d'agir sur de grandes étendues. Dans le même temps se produit un basculement de la partie externe de la plate-forme, ce basculement, en favorisant les phénomènes d'accrétion, est peut-être à l'origine de l'épaisseur importante des corps sableux. Durant cette période, la vallée incisée, ennoyée, débute sa phase de remblaiement.

La deuxième étape est marquée par une accélération importante du taux de remontée. Il s'ensuit une migration rapide de la ligne de rivage sur la plate-forme médiane, favorisée par la topographie très plane de ce secteur. Du fait de cette migration rapide, seule la partie supérieure des corps sableux est remaniée en grands bancs sableux superficiels. Au niveau de la vallée incisée se mettent en place des dépôts de débordement qui sont modelés en massifs de retrait lors du passage de la ligne de rivage.

Une période de ralentissement se produit ensuite. Du fait du réajustement du profil d'équilibre du Rhône, le taux d'apports sédimentaires devient supérieur au taux de remontée ; des complexes deltaïques et de barrières littorales se mettent en place et progradent sur le plateau interne (**fig. 35 b**) en venant s'appuyer sur les dépôts de débordement de la vallée incisée. A l'arrière, des dépôts de plaine côtière se développent au niveau de la plaine deltaïque actuelle.

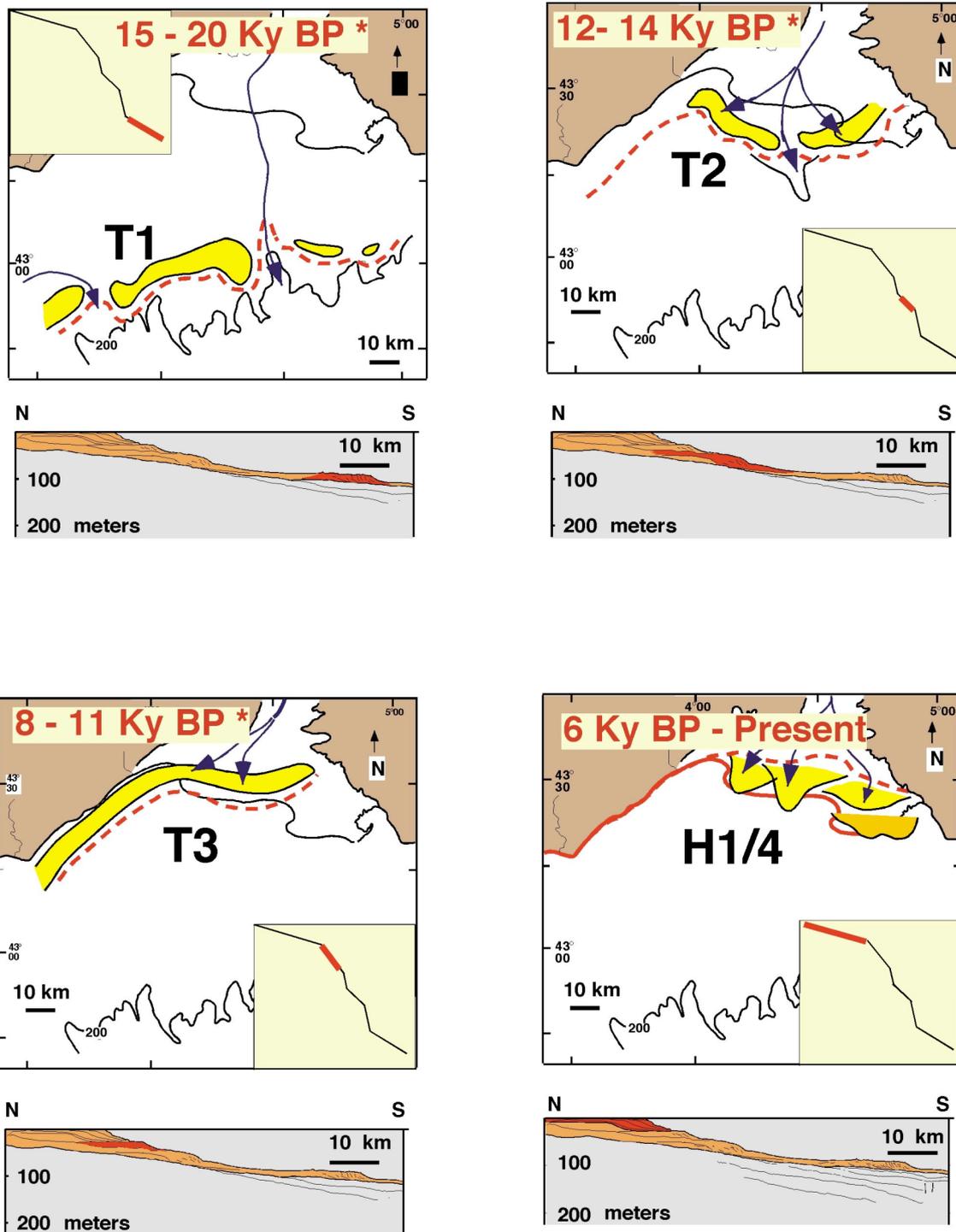


Figure 35 : Les principales étapes de la transgression postglaciaire

**\* Les ages sont donnés à titre indicatif**

Une courte phase d'accélération de la remontée puis un nouveau ralentissement entraîne la mise en place d'un second ensemble de corps progradants (fig. 35 c) qui, selon les conditions topographiques, se trouvent décalés en arrière ou au-dessus des dépôts antérieurs.

La période suivante est marquée par une ultime avancée de la ligne de rivage (fig. 35 d) puis un ralentissement (ou un arrêt ?) de la remontée. Les dépôts de haut niveau progradent sur les dépôts transgressifs et la ligne de rivage migre à nouveau vers la plate-forme.

## 2 - BILAN DE LA SEDIMENTATION POSTGLACIAIRE

L'importante base de données, à échelle régionale, dont nous disposons nous a permis de calculer, à partir des cartes isopaques, le volume des différentes composantes du cortège transgressif et de haut niveau.

Nous avons effectué ce calcul pour le secteur de la plate-forme compris entre les méridiens passant par le Cap Couronne à l'est et le Cap d'Agde à l'ouest.

Etant donnée les dimensions de la maille sismique (4 à 6 km), les valeurs calculées doivent être considérées comme une première estimation permettant d'établir un bilan général des dépôts stockés sur la plate-forme depuis le début de la remontée postglaciaire (**fig. 36**) :

Le volume total des dépôts postglaciaires est estimé à  $6,5 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ .

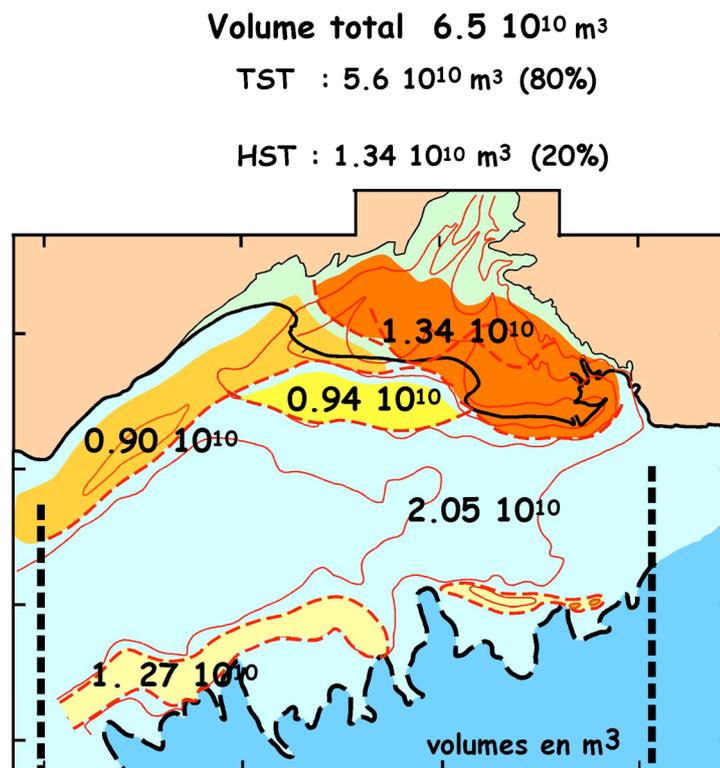
Le cortège transgressif ( $5,16 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ ) représente 80% de ce total.

A l'intérieur du cortège transgressif, les paraséquences représentent 60% du volume total, le reste étant constitué par les dépôts rétrogradants et surtout les dépôts de remblaiement de la vallée incisée.

La paraséquence T1 située sur la plate-forme externe est la plus importante ( $1,27 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ ), une majeure partie du matériel provient de l'érosion transgressive des dépôts antérieurs (25%).

Les paraséquences T2 et T3, situées sur la plate-forme interne, ont une égale importance (respectivement  $0,90 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$  et  $0,94 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ ). Elles se sont mises en place à partir des apports rhodaniens et représentent un volume équivalent à celui des dépôts mis en place au niveau de la vallée incisée.

Le cortège de haut niveau est relativement peu développé ( $1,34 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$ ) et ne représente que 20% des dépôts postglaciaires.



**Fig. 36** Volume des dépôts stockés sur la plate-forme et la plaine deltaïque durant la période postglaciaire

En l'absence d'un cadre chronologique très précis, il n'est pas possible, pour l'instant, de tirer à partir de ce bilan, des informations significatives sur les taux d'accumulations aux différentes étapes de la transgression.

### 3- LES DÉPÔTS TRANSGRESSIFS ET DE HAUT NIVEAU

#### 3.1 Les dépôts postglaciaires

Il ressort de cette étude que le schéma d'organisation stratigraphique des dépôts postglaciaires est proche de celui proposé par Posamentier et al. (1988) : Le cortège transgressif se présente sous forme d'un ensemble de paraséquences rétrogradantes, limitées par des surfaces d'inondation. Il est surmonté par les paraséquences du cortège de haut niveau. Dans le détail, un certain nombre de particularités apparaissent :

- La position des paraséquences transgressives aux extrémités de la plate-forme. Elle est la conséquence de la présence, sur la plate-forme, de dépôts de bas-niveau de type deltaïque (non envisagée dans le modèle initial) :

En début de transgression, l'érosion de la partie supérieure des prismes de bas-niveau conduit à la mise en place sur le plateau externe d'une paraséquence formée de grandes barrières littorales.

Lors de l'étape suivante, du fait de la très faible pente topographique de la plate-forme médiane (héritée de la période de bas-niveau précédent), la ligne de rivage va parcourir très rapidement cet espace, jusqu'à la plate-forme interne où l'augmentation de la pente topographique et la diminution du taux de remontée conduisent à une nouvelle période de progradation.

- La décroissance du potentiel sableux des paraséquences (voir **fig. 27**) :

La paraséquence T1 s'est formée, en début de transgression dans un environnement de haute énergie par remaniement de dépôts sableux. Lors des phases ultérieures, le remblaiement de la vallée incisée étant accompli, la remontée du niveau de base et donc la diminution de la pente du Rhône a entraîné une baisse de sa compétence, une augmentation relative de la charge en suspension et l'élaboration de systèmes deltaïques qui présentent des caractéristiques proches du milieu deltaïque actuel avec prédominance des dépôts fins.

- Le faible développement du cortège de haut niveau

Il résulte certainement d'un taux d'apports sédimentaires plus faible que durant les périodes de bas-niveau, mais les causes n'en sont pas clairement connues (remontée du niveau de base ?, facteur climatique ?). Sa faible extension s'explique également par sa position, perché sur le cortège transgressif. Il en résulte que lorsque le front de progradation arrive sur la plate-forme interne, à la limite des paraséquences transgressives, la progradation est fortement ralentie du fait de l'augmentation importante de l'accommodation.

Il y a donc peu de chances pour que les grands prismes de la plate-forme se soient formés en période de haut niveau.

#### 3.2 Les équivalents pléistocènes

La période actuelle représente au point de vue climatique et donc glacio-eustatique une période chaude interglaciaire faisant suite à une longue période froide. La même situation s'est reproduite durant le Quaternaire supérieur avec une cyclicité de 100.000 ans environ. Les dépôts mis en place durant la période postglaciaire représentent donc des cortèges transgressifs et haut niveau liés à des cycles d'ordre 4.

Au sein des dépôts pléistocènes, les cortèges transgressifs et de haut niveau sont relativement peu développés. On retrouve, les équivalents bien conservés de la paraséquence T1 sous forme de corps sableux intercalés entre les grands prismes de bas-niveau (voir **fig. 9**) et ils seraient donc liés à des cycles d'ordre 5. Par contre les dépôts correspondant au cortège transgressif tardif et au cortège de haut niveau sont généralement très réduits. Ils apparaissent sous forme de vestiges situés à la partie amont des prismes et leur identification est rendue délicate par la présence du multiple.

Cette situation résulte de plusieurs causes :

Durant la majeure partie du Pléistocène, les maxima transgressifs ont atteint un niveau inférieur au niveau actuel et ne sont pas parvenus jusqu'à la plate-forme interne. De plus, ces

périodes ont été de courte durée, ce qui n'a pas permis la mise en place, après la période de remblaiement de la vallée incisée, de quantités importantes de matériel sur la plate-forme.

Les périodes transgressives et de haut niveau équivalentes à la période actuelle (cycle d'ordre 4) ont été peu nombreuses et n'ont duré généralement que quelques milliers d'années. Même si l'on suppose que les cortèges transgressifs et de haut niveau ont eu des dimensions équivalentes à ceux du postglaciaire, leurs chances de préservation ont été faibles car, lors des cycles suivants, la plate-forme interne était émergée et a subi une érosion importante du fait du déplacement du profil d'équilibre du Rhône. Il est donc probable que la majeure partie des dépôts transgressifs (y compris les dépôts accumulés au niveau de la vallée incisée) et de haut niveau ont été érodés lors des périodes de baisse suivantes et ont participé à l'édification des prismes de bas-niveau. Seules les paraséquences de la plate-forme externe ont été préservées car elles ont été recouvertes par les dépôts progradants qui se sont mis en place sur la plate-forme en fin de période de bas-niveau.

Etant donné le faible taux de préservation des dépôts, les périodes transgressives et de haut niveau ne sont donc pas, au niveau de l'enregistrement sédimentaire, des périodes d'accumulations importantes de matériaux. Elles apparaissent plutôt comme des périodes de remaniement des dépôts préexistants. Ces remaniements peuvent être à l'origine de phénomènes d'enrichissement (dépôts sableux) présentant un intérêt au plan de la recherche de substances utiles. D'autre part, c'est au cours des périodes transgressives que se produisent les phénomènes de subsidence différentielle qui vont créer l'espace disponible pour la mise en place des dépôts lors de la période de bas-niveau suivante.

#### **4 - FUTURS AXES DE RECHERCHE**

Dans ce travail, Nous avons établi l'organisation stratigraphique générale des dépôts postglaciaires et reconnu les principaux types d'environnement associés. L'interprétation en stratigraphie séquentielle nous a permis de proposer une chronologie des grandes étapes de la mise en place des unités et d'évaluer l'importance relative des facteurs qui ont contrôlé à l'évolution sédimentaire. Un bilan volumétrique a été établi.

A l'échelle des cycles hautes fréquence du quaternaire, Le facteur glacio-eustatique joue un rôle prépondérant dans la mise en place des dépôts. Cependant, une étude détaillée de l'architecture et des caractéristiques des corps sédimentaires montre que, même à l'échelle de la période postglaciaire, d'autres facteurs (tectonique, taux d'apports, physiographie, conditions dynamiques) interviennent. Tous ces facteurs interagissent et la résultante s'inscrit dans le message sédimentaire. L'intérêt des études en haute résolution est de pouvoir reconnaître et évaluer la part relative des différents facteurs et en particulier le facteur climatique.

A ce stade des études, de nombreuses questions restent encore posées et de nouvelles sont apparues. Nous proposons ici quelques directions de recherche qui peuvent être abordées dans un court terme :

##### La Reconstitution précise des environnements de dépôts.

###### *Les dépôts en mer*

Les données acquises à ce jour ont permis de déterminer les conditions générales de mise en place des corps sédimentaires, des études plus détaillées sont nécessaires pour approcher de plus près les environnements de dépôts et remonter aux processus sédimentaires.

Une étude de ce type est actuellement en cours, sur les paraséquences sableuses situées sur la plate-forme externe, dans le cadre d'une collaboration avec IFREMER (programma BASAR). Une couverture sismique très haute résolution détaillée est en cours d'acquisition sur des zones ateliers. Elle sera complétée cet été par une étude morphologique précise qui sera effectuée cet été à l'aide d'un sondeur multifaisceau (EM 950) et d'un sonar latéral. L'objectif est de réaliser par la suite un modèle numérique de terrain. Une seconde étape, faisant appel à des moyens lourds (prévu pour 96), permettra de réaliser des prélèvements de ces corps sableux par vibrocarottages.

Une autre projet, concernant le prisme de bas-niveau le plus récent débutera en 1995 dans le cadre du programme DYTEC II.

### *Les dépôts à terre*

Nous avons, pour les besoins de cette étude, repris des données de forage réalisées sur la plaine deltaïque et tenter de les corrélérer avec les données sur la plate-forme. Outre l'hétérogénéité des données, la densité d'informations n'est pas comparable à celle obtenue par la prospection sismique. La réalisation de nouveaux forages est, dans l'immédiat, financièrement hors de portée. Par contre, un nouvel outil, le GDR (Ground Penetrating Radar) permettrait d'obtenir des informations équivalentes à celles acquises sur la plate-forme par sismique haute résolution. La mise en oeuvre de cet appareil ne nécessite pas de gros moyens et apporterait des informations nouvelles sur les dépôts postglaciaires et les dépôts pléistocènes éventuellement préservés. Cet instrument, s'il était acquis par le CNRS au titre de matériel national, pourrait également être utilisé avec profit en d'autres secteurs du littoral ou pour l'étude de lacs actuellement asséchés.

### La Chronologie de mise en place des dépôts.

Il s'agit d'un paramètre clef car il permet en fin de compte d'effectuer les corrélations.

Nous avons discuté des problèmes posés, lors de l'établissement d'une chronologie, de la validité des datations effectuées sur les surfaces limites et en particulier les niveaux coquilliers.

Nous proposons la mise en oeuvre de deux approches complémentaires, dont la faisabilité a été vérifiée, et qui nous paraissent pouvoir représenter un pas en avant pour déterminer l'âge de mise en place des corps sédimentaires.

- La datation Par AMS  $^{14}\text{C}$  de la microfaune en place prélevée dans de niveaux à l'intérieur des corps sédimentaires. Outre l'accès à des moyens de mesure performants (Tandemtron), Cette méthode nécessite, en préalable une étude micropaléontologique détaillée. Elle a permis de dater le prisme de bas-niveau supérieur (Gensous et al., 1993), mais n'a pas encore été appliquée aux dépôts postglaciaires pour des raisons de coût et le faible intérêt de la communauté des micropaléontologistes.

- La datation par la méthode paléomagnétique des variations séculaires. Elle permet d'obtenir des données chronologiques dans des dépôts où la microfaune est rare ou absente. Cette méthode a jusqu'à présent, été surtout utilisée pour les dépôts lacustres. Son application aux dépôts prodeltaïques situés à l'embouchure du Rhône (Williamson, 1991, Gensous et al., 1993) a donné des résultats probants car ces dépôts présentent des propriétés magnétiques adéquates. Elle pourrait être utilisée pour dater les paraséquences deltaïques situés sur le plateau interne. Dans la mesure où elle fournit un enregistrement continu de la chronologie, elle permettrait d'avoir accès aux taux d'accumulation et de progradation qui sont des paramètres clefs pour la reconstitution des taux d'apports et donc du contexte paléoclimatique.

Ces deux approches nécessitent au plan de l'acquisition des données les mêmes impératifs, à savoir :

Une image sismique détaillée des corps sédimentaires avec résolution compatible avec la longueur des prélèvements.

Un positionnement précis (GPS différentiel)

Des prélèvements de longueur suffisante pour traverser les corps sédimentaires dans leur totalité (15 à 25 m) et donc la mise en oeuvre de moyens à la mer appropriés pour réaliser des carottages grande longueur.

*A plus long terme, un des objectifs majeurs s'inscrivant dans la poursuite et la valorisation des travaux sur le chantier rhodanien est la réalisation de forages carottés grande longueur, permettant de recouper la colonne sédimentaire sur une épaisseur de 100 à 200 m, d'échantillonner plusieurs séquences dans leur totalité et de caler, au point de vue chronologie et faciès, l'interprétation sismique*

*Etant donné le coût d'une telle opération, seul un nombre réduit de forages est envisageable. Nous disposons actuellement d'une base de données suffisantes pour déterminer les sites présentant un intérêt majeur.*

*Suite aux colloques de Dijon (Mai 92) et de Toulon (Novembre 92) et aux échanges et collaborations au niveau international, une équipe scientifique, comprenant des laboratoires universitaires européens et des partenaires du secteur privé, a été constituée en 1993. Un projet de forages profonds ("STRARHO") d'un budget de 15 MF (dans lequel TOTAL Exploration investissait 3.0 MF et IFREMER 1.0 MF) a été élaboré et soumis pour financement à la C.E.E. (programme Joule). Ce projet n'a pas été retenu par les commissions de la C.E.E., mais de nouvelles tentatives seront faites dans un avenir proche.*

*Du fait de son acquis scientifique, l'équipe de recherche en stratigraphie séquentielle de l'Université de Perpignan (co-animateurs Gensous et Tesson) joue dans ce projet un rôle fédérateur et de leadership scientifique.*

## Références bibliographiques

ALLA G., BYRAMJEE R., DIDIER J., DURAND J., LOUIS J., MONTADERT L., MUGNIOT J.F. et VALERY P., 1973. Structure géologique de la marge continentale du Golfe du Lion. *Rapp. Comm. Int. Mer Med.*, Monaco, **22**, 2a, 38-40.

ALLA G., DESSOLIN D., GOT H., LEENHARDT O., REBUFFATTI A. et SABATIER R., 1969. Résultats préliminaires de la mission "François Blanc" en sondage sismique continu. *Vie et Milieu*, **XX**, 211-220.

ALLEN G.P. and POSAMENTIER H., 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde Estuary, France. *Jour. Sed. Petrol.*, **63**, 378-391.

ALOISI J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à l'étude des marges passives. *Thèse Doct.*, Univ. Perpignan, 162 pp.

ALOISI J.C., MONACO A., PLANCHAIS N., THOMMERET J. and THOMMERET Y., 1978. The holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France, paleogeographic and paleobotanical evolution. *Geogr. Phys. Quat.*, **XXXII**, 145-162.

ALOISI J.C., MONACO A., THOMMERET J. et THOMMERET Y., 1975. Interprétation 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. et Géol. Dyn.*, **16**, 13-22.

ALOÏSI J.C. et MOUGENOT D., 1989. Stratigraphie séquentielle du Quaternaire des plate-formes progradantes de la Méditerranée occidentale. *Strata*, Série 1, **5**, 59-61.

ANDERSON J.B. and THOMAS M.A., 1991. Marine ice sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea level change : the record of such events and their influence on sedimentation. *Sed. Geol.*, **70**, 87-104.

ARCHAMBAULT-GUEZOU J., 1982. Apports de l'analyse paléocéologique à l'interprétation historique des cordons littoraux holocènes de la région D'Aigues Mortes (Gard-France). *Geol. Med.*, **IX**, 69-88.

BARD E., ARNOLD M., FAIRBANKS R.G., and HAMELIN B., 1993.  $^{230}\text{Th}$ - $^{234}\text{U}$   $^{14}\text{C}$  ages obtained from mass spectrometry on corals. *Radiocarbon*, **35**, 191-199

BARD E., HAMELIN B. and FAIRBANKS R.G., 1990. U-Th obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130.000 years. *Nature*, **346**, 456-458.

BERTRAM G and VAN WAGONER J.C. (Editors), 1993. Sequence stratigraphic of foreland basins deposits - Outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America. *Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol.*

BLOOM A.L., 1977. Atlas of sea level curves. International Geological Correlation Program, Sea level project 61. Cornell University, Ithaca, New York,

BOURCART J., 1952. La théorie de la flexure continentale. XIV<sup>ème</sup> Congr. Intern. Geogr. Lisbonne, 167 - 170.

- BRUNN P., 1962. Sea level rise as a cause of shore erosion. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, *Journal of the Waterways and Harbors Division*, V. **88**, 117 - 130.
- CANALS M. et GOT H., 1986. La morphologie de la pente continentale du Golfe du Lion : une résultante structuro-sédimentaire. *Vie et Milieu*, **36**, 153-163.
- CHAPPELL J., 1974. Late Quaternary Glacio and Hydro-isostasy, on a layered earth. *Quat. Res.*, **4**, 429-440.
- CLARK J.A., FARRELL W.E and PELTIER R.W., 1978. Global changes in post-glacial sea level : a numerical calculation. *Quat. Res.*, **9**, 265-287.
- CLOETHING S., 1986. Intraplate stresses : a new mechanism for relative fluctuations of sea level. *Geology*, **14**, 617 - 620.
- CLOETHING S., SASSI W., HORVATH F. and PUIGDEFABREGAS C., 1993. Basin analysis and dynamics of sedimentary basin evolution - an introduction. *Sed. Geol.*, **86**, 1 - 4.
- DROZ L., 1983. L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du Lion) : grands traits morphologiques et structure semi profonde. *Thèse 3ème Cycle*. n° 83-10. Univ. P. et M. Curie, Paris, 195 pp.
- EINSELE G, and SEILACHER A., 1982. Cyclic and event Stratification, symposium, Springer Verlag, Berlin, 550p.
- EL HMAIDI A., 1989. Géochronologie des dépôts holocènes de la plate-forme rhodanienne. *D.E.A. Univ. Aix Marseille*, Perpignan, 30 p. (dépôt Univ. Perpignan).
- EL HMAIDI A., 1993. Unités sédimentaires et paléoenvironnements du Quaternaire terminal sur la marge rhodanienne (Golfe du Lion, France). *Thèse université*. Univ. Perpignan, 171 p. (dépôt Univ. Perpignan).
- GALLOWAY W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : architecture and genesis of flooding-surface-bounded depositional units. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* , **73**, 125-142.
- GALLOWAY W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II : Application to the northwest Gulf of Mexico. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **73**, 125-142.
- GENSOUS B., WILLIAMSON D. AND TESSON M., 1993. Late Quaternary Transgressive and Highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France). in : *Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework* (ed. H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen.) Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment. **18**,197-211.
- GENSOUS B., WILLIAMSON D., TESSON M. et EL HMAIDI A., 1990. Cortèges sédimentaires sur la plateforme rhodanienne. Caractéristiques faciologiques, calage chronologique. *Rapp. Comm. Int. Mer Méd.*, Perpignan, **32**, 108.
- GENSOUS, B., EL HMAÏDI, A., WILLIAMSON, D. & TAÏEB, M., 1989. Caractérisation chronologique et sédimentologique des dépôts récents de la marge rhodanienne. *2ème Congr. Fra. Sédimentol.*, Paris, 113-114.
- GENSOUS, B., TESSON, M. et ARNOLD, M., 1993. Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pleistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (France) : confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. **317**, Série II, 803-810.

- GOT H., ALOÏSI J.C. et MONACO A., 1985. Sedimentary processes on deltas and shelves of the Mediterranean Sea. In: *Geological evolution of the Mediterranean basins*. F.C. Wezel and D.J. Stanley (Editor), Pergamon press, 355-376.
- GOT H., MONACO A. et LEENHARDT O., 1971. Grands traits structuraux et sédimentaires du précontinent pyrénéen au large du Roussillon et de l'Ampurdan. *Revue Inst. Fr. Petr.*, **XXVI**, 355-368.
- HAMELIN B. et BARD E., 1991. Datations par le <sup>14</sup>C : une meilleure justesse. *La Recherche*, **22**, 244-246.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., and VAIL P.R., 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*. **194**, 1121-1132.
- HUBBARD R.J., 1988. Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and early cretaceous rifted continental margins. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **72**, 49 - 72.
- JERVEY, M.T., 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rocks and their seismic expression In : *Sea Level Changes - An integrated approach* (Eds. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagoner J.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., **42**, 47 - 70.
- KIDSON C., 1982. Sea level changes in the Holocene. *Quat. Sc. Rev.*, **1**, 121-151.
- L'HOMER A., BAZILE F., THOMMERET J. et THOMMERET Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 ans BP à nos jours ; variations du niveau marin. *Océanis*, **7**, 389-408.
- LAGAAJ R. and HOPSTEIN F.P.M.W., 1964. Typical features of a fluvio-marine offlap sequence, in deltaic and shallow marine deposits. In: *6th Inter. Sedim. Congr.*, 1963 (Ed. by L.M.J.V. Van Straaten), *Proc. Amsterdam Elsevier Publishing Company*, 216-226.
- LEENHARDT O., PIERROT , REBUFFATTI A. et SABATIER A. , 1969. Etude sismique de la zone de Planier (Bouches du Rhône). *Rev. IFP*, **XXIV**, 1261-1287.
- LEFEBVRE D., 1980. Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 163 p.
- LOUCKS R.G. AND SARG J.F. (Editors), 1993. Carbonate Sequence Stratigraphy : recent developments and applications. *Mem., Am., Assoc., Pet, Geol. ,Spec. Publ.*, **57**, 545 p.
- MEAR Y., 1983. Séquences et unités sédimentaires du glaciais rhodanien (Méditerranée occidentale). *Thèse 3ème cycle*, Univ. Perpignan, 214 p.
- MIALL A.D., 1986. Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy : a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **70**, 131 - 137.
- MIALL A.D., 1993. Exxon global cycle chart : an event for every occasion ? *Geology*, **20**, 787 - 790.
- MITCHUM, JR. and VAIL, P.R., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 7 : Seismic Stratigraphy Interpretation Procedure. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) *Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol.* **26**, 135 - 143.
- MITCHUM, JR., VAIL, P.R. and SANGREE J.B. , 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6 : Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) *Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol.* **26**, 117 - 133.

- MITCHUM, JR., VAIL, P.R. and THOMPSON S. III, 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2 : The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol. **26**, 53-62.
- MONACO A., LABEYRIE J., LALOU C. ET THOMMERET J., 1976. Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de - 33000 ans à nos jours. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **282** D, 349 - 352.
- MONACO A, et THOMMERET M., 1969. Sur l'age des affleurements rocheux du plateau continental du Roussillon. *C.R. Acad. Sc. Paris*, **268** D, 1-3.
- MONACO A, THOMMERET M. et THOMMERET Y., 1973. L'age des dépôts quaternaires sur le plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). *C.R. Acad. Sc. Paris*, **274** D, 2280-2283.
- MONACO A., 1971. Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Perpignan, 295 p.
- MORNER N.A., 1976. Eustasy and geoid changes. *J. Geol.* **84**, 123-151.
- MORNER N.A., 1978. Paleoclimatic, Paleomagnetic and Paleogeoidal changes : complexity and interaction. Proceeding CNES, Colloque international "*Evolution of planetary atmosphere and climatology of the earth.*", Nice, 221-232.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 1983. North American Stratigraphic Code. *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **67**, 841-875.
- OOMKENS E., 1967. Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. En Mijnbouw*, **46**, p 265 - 279.
- OOMKENS E., 1970. Depositional sequences and sand distribution in the post glacial Rhône delta complex. In : *Deltaic sedimentation*. Soc. of Ec. Pal. and Min., special publication **15**, 198-212.
- PAYTON, C.E., (eds.), 1977. Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. *Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol.* **26**. 516 p.
- PERLMUTTER M.A. and MATTHEWS M.D., 1989. Global cyclostratigraphy - a model. in *Quantitative Dynamic Stratigraphy* (ed. T.A. Cross), Prentice Hall, 223-260.
- PITMAN, W.C., III and GOLOVCHENKO, X., 1983. The Effect of sea level change on the shelf edge and slope of passive margins. In : *The shelfbreak : critical interface on continental margins* (eds. Stanley D.J. and Moore G.T.) Soc. of Ec. Pal. and Min., special publication **36**, 41 - 58.
- PITMAN, W.C., III, 1978. Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **89**, 1389 - 1403.
- POSAMENTIER H. W. and ALLEN G.P., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp type basins. *Geology*, **21**, 455 - 458.
- POSAMENTIER H. W. and ALLEN G.P., 1993. Variability of the sequence stratigraphic model : effects of local basin factors. *Sed. Geol.*, **86**, 91 - 109.
- POSAMENTIER H. W. and JAMES D. P., 1993. An overview of sequence stratigraphic concepts : uses and abuses. in : *Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework* (ed. H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen.) Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. **18**, 3 - 18.

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

POSAMENTIER H. W., ALLEN G.P., JAMES D. P. and TESSON M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples, and exploration significance. *Am., Assoc., Petrol., Geol.* **76**, 1687 - 1709..

POSAMENTIER H. W., JERVEY M.T. and VAIL P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I-Conceptual framework. In : *Sea Level Changes - An integrated approach* (Eds. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagoner J.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., **42**, 109-124.

RAPPORT "CAMARGUE", 1970. Etude hydrogéologique, pédologique et de salinité. *Dir. Dep. Agri. et Cie Nat. Aménag. Reg. Bas-Rhône et Languedoc*, Nîmes, France (non publiée).

RUDDIMAN W.F. and DUPLESSY J.C., 1985. Conference on the last deglaciation : timing and mechanism. *Quat. Res.*, **23**, 1-17.

SANGREE J.B. and WIDMIER J.M., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 9 : Seismic Interpretation of Clastic Depositional Facies. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol. **26**, 165 - 184.

SARG. J.F., 1988. Carbonate Sequence Stratigraphy. In : *Sea Level Changes - An integrated approach* (Eds. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagoner J.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., **42**, 155 - 182.

SCHLAGER W., 1992. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms, a short course. Education short course notes *Am., Assoc., Petrol., Geol.* **34**, 71 p.

SCHUMM S.A., 1992. River response to base level changes : implications for sequence stratigraphy. *Jour. Geol.* **101**, 279 - 294.

SLOSS L. L., 1988. Forty years of sequence stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1661 - 1665.

SUMMERHAYES C.P., 1986. Sealevel curves based on seismic stratigraphy : their chronostratigraphic significance. *Palaeogeog. Paleoclim. Paleocol.*, **57**, 27 - 42.

SWIFT D.J.P., PHILLIPS S. and THORNE J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, IV : lithofacies and depositional systems. In : *Shelf sand and sandstone bodies, Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy* (ed. Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W. and Thorne J.A.) Spec. Pubs. Int. Ass. Sediment. **14**, 89 - 152.

TESSON M. et ALLEN G.P., 1995. Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l'architecture et de la stratigraphie des dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et les dépôts quaternaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, Série II a : 39-46.

TESSON M., GENSOUS B., ALLEN G.P. ET RAVENNE CH., 1990. Late Quaternary lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Mar. Geol.*, **91**, 325-332.

TESSON M., ALLEN G.P. and RAVENNE CH., 1993. Late pleistocene lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In : *Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework* (ed.

H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen.) Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. **18**, 183 - 196.

TUCKER M.E., CALVET F. and HUNT D., 1993. Sequence stratigraphy of carbonate ramps : systems tract, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain. In : *Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework* (ed. H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen.) Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. **18**, 397 - 418.

VAIL, P.R. and MITCHUM, JR., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1 : Overview. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol. **26**, 51-52.

VAIL, P.R., MITCHUM, JR., and THOMPSON S. III, 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3 : Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol. **26**, 63-81.

VAIL, P.R., MITCHUM, JR., and THOMPSON S. III, 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4 : Global cycles of Relative Changes of Sea Level . In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol. **26**, 83 - 97.

VAIL, P.R., TOOD G., and SANGREE J.B., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 5 : Chronostratigraphic Significance of Seismic Reflections. In : *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration* (Ed. Payton, C.E.) Mem., Am., Assoc., Petrol., Geol. **26**, 99 - 116.

VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER M.W., MITCHUM R.M.Jr., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. and HARDENBOL J., 1988. An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. In : *Sea Level Changes - An integrated approach* (Eds. Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagoner J.) Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ., **42**, 39-46.

WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C. G. ST. C., POSAMENTIER, H., ROSS, C. A. AND VAN WAGONER J., (Eds.), 1988. Sea Level Changes - An integrated approach. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, **42**. 407 p.

WILLIAMSON D., 1991. Propriétés magnétiques de séquences sédimentaires de Méditerranée et d'Afrique intertropicale. Implications environnementales et géomagnétiques pour la période 30-0 Ka B.P. *Thèse Université*, Univ. Aix-Marseille II, 230 pp.

WILLIAMSON D., GENSOUS B., EL HMAIDI A., TAIEB M. and THOUVENY N. (sous presse) Deltaic platform deposits as recorders of geomagnetic oscillations. Soumis à *Geoph. Intern.*

## Liste des figures

- Figure 1** : Les facteurs qui contrôlent la sédimentation
- Figure 2** : Interaction entre Eustasie et Subsidence
- Figure 3** : Les éléments d'une séquence de dépôts - Chronologie de mise en place
- Figure 4** : Mécanismes sédimentaires lors de la migration d'une zone de barrière littorale
- Figure 5 a** : Recul de la ligne de rivage au niveau d'une barrière littorale  
**Figure 5 b** : Recul de la ligne de rivage dans une zone d'embouchure
- Figure 6 a** : Position des profils sismiques Minisparker  
**Figure 6 b** : Position des profils sismiques 3,5 KHz et des carottages Kullenberg
- Figure 7** : La marge du Golfe du Lion - Situation géographique - Cadre géologique
- Figure 8** : Répartition des dépôts superficiels sur la plate-forme et la plaine deltaïque du Rhône
- Figure 9** : Organisation stratigraphique des dépôts pléistocènes de la plate-forme rhodanienne
- Figure 10a** : Chronologie de mise en place des unités sédimentaires en fonction des variations du niveau marin relatif.
- Figure 10b** : Courbe des variations glacio-eustatiques, déduite de l'enregistrement isotopique, durant le dernier cycle glaciaire du Würm
- Figure 11** : Carte isopaque des dépôts postglaciaires
- Figure 12** : Carte isobathe de la surface transgressive située à la base des dépôts postglaciaires
- Figure 13** : Coupes "temps" montrant l'organisation stratigraphique générale des dépôts postglaciaires
- Figure 14** : Caractéristiques sismiques et lithologiques des dépôts à réflecteurs rétrogradants
- Figure 15** : Carte isopaque des dépôts de remblaiement et de débordement de la vallée incisée
- Figure 16** : Coupes sismiques recoupant les dépôts de remblaiement et de débordement de la vallée incisée
- Figure 17** : Carte isopaque de l'unité progradante située sur la plate-forme externe
- Figure 18** : Position de l'unité progradante par rapport au prisme de bas niveau sous-jacent

- Figure 19** : Lignes sismiques croisées montrant la direction des pendages et la topographie des surfaces érosionnelles au sein de l'unité progradante de la plate-forme externe
- Figure 20** : Carte isopaque de l'unité progradante (1) sur la plate-forme interne
- Figure 21** : Carte isopaque de l'unité progradante (2) sur la plate-forme interne
- Figure 22** : Coupes "temps" montrant la disposition relative des unités progradantes sur la plate-forme interne
- Figure 23** : Ligne sismique montrant l'organisation interne de l'unité progradante (1)
- Figure 24** : Lignes sismiques montrant l'organisation interne de l'unité progradante (2)
- Figure 25** : Synthèse lithologique des données de forages réalisés sur la plaine deltaïque et isobathes de la base des dépôts postglaciaires
- Figure 26a** : Coupe à travers la plaine deltaïque montrant la lithologie des dépôts
- Figure 26b** : Coupe à travers la plaine deltaïque montrant l'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle
- Figure 27** : Lithologie et milieux de dépôts des sédiments postglaciaires
- Figure 28** : Stratigraphie séquentielle des dépôts postglaciaires
- Figure 29** : Le cortège de haut niveau
- Figure 30** : Le cortège de haut niveau à l'embouchure actuelle du Rhône
- Figure 31** : Courbe de remontée du niveau marin durant la période postglaciaire
- Figure 32a** : Répartition des principales paraséquences transgressives (T) et de haut niveau (H)
- Figure 32b** : Corrélation avec la courbe de remontée du niveau marin
- Figure 32c** : Relations chronostratigraphiques
- Figure 33** : Hypothèses concernant l'origine de la pente topographique du plateau externe
- Figure 34** : Interactions entre les facteurs de contrôle
- Figure 35** : Les principales étapes de la transgression postglaciaire
- Figure 36** : Bilan volumétrique des dépôts stockés sur la plate-forme et la plaine deltaïque durant la période postglaciaire

\* \* \* \* \*