

# Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires

Michel Tesson et Georges Allen

C.R. Acad. Sci. Paris,  
t. 320, série II a,  
p. 39 à 46,  
1995

M. T. : Environnements Sédimentaires  
et Stratigraphie, Université de  
Perpignan, 52, avenue de Villeneuve,  
66680 Perpignan, France ;

G. A. : TOTAL CST, Domaine  
de Beauplan, route de Versailles,  
78470 Saint-Rémy-les-Chevreuse,  
France.

**Résumé** L'organisation stratigraphique, à échelle régionale, des dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion montre que les effets du glacio-eustatisme haute fréquence sont doublés par ceux d'un contrôle tectonique dont la cyclicité est d'un ordre de grandeur comparable. Les composantes de cette tectonique, à la fois longitudinale et transverse, déterminent 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 à caractéristiques spécifiques. Une origine par contrôle structural profond et réajustement sédimentaire est envisagée, mais une chronologie précise en regard des variations du niveau marin reste à établir.

**Mots-clés** : Tectonique, Eustatisme, Stratigraphie haute résolution, Quaternaire, Marge siliciclastique.

**Abstract** **Tectonic and high frequency eustatic control on geometry and sequence stratigraphy of deposits from a pericratonic shelf. Quaternary deposits of the "Golfe du Lion" (Mediterranean Sea, SE France)**  
The stratigraphic organisation of Quaternary shelf deposits of the Golfe du Lion shelf shows that a tectonic control interplays with high frequency glacioeustatic cycles. The tectonic components, at the same time dip and strike, in part control the stacking pattern and the location of coastal onlap, depot-centre and incised valleys; there results a subdivision into areas with specific features. A deep structural control and sedimentary readjustment origin are proposed, although the timing relative to sea level changes is still uncertain.

**Keywords** : Tectonics, Eustacy, High-resolution stratigraphy, Quaternary, Siliciclastic margin.

**Abridged  
English  
Version**

## INTRODUCTION

RECENT developments in sequence stratigraphy (Mutti, 1992; Posamentier and Allen, 1993) emphasised the effect of tectonics on third order sequence genesis and constitute a significant development of preliminary concepts.

This paper presents the analysis of the fourth to fifth order sequence architecture related to late Quaternary glacio-eustatic cycles and shows evidence of tectonic control over the genesis of such very high order cycles.

## STRATIGRAPHIC PATTERN

### Shelf deposit architecture

Shelf deposits are organised into a complex of stacked prograding wedges, thickening seaward (up to 200 m at the shelfbreak), showing an overall regressive pattern (Tesson *et al.*, 1990). Each individual wedge is onlapping landward on a regional unconformity and is truncated at the shelfbreak by slumping and canyon incisions. Upper and lower boundary (toplap and downlap surfaces) of the wedges have a regional extent. The uppermost

### Note

présentée par  
Georges Pédro.

remise le 14 mars 1994,  
acceptée après révision  
le 21 juillet 1994.

prograding wedge has been dated and correlated on both sides of the incised valley (Gensous *et al.*, 1993; Tesson *et al.*, 1994). Two types of sedimentary bodies are locally intercalated between the wedges: (i) isolated and lens shaped units, with high energy facies, located mainly on the outer shelf; (ii) regressive units, thickening and backstepping landward, intercalated at the landward extremities of the prograding wedges. The Rhône "incised valley" deeply cuts across the shelf from the modern delta to the "Petit-Rhône" canyon head. It presents a complex feature of superimposed incisions repeatedly located in the same vicinity through geological time.

#### Sequence stratigraphy

The wedges were interpreted as coastal prograding events (Tesson *et al.*, 1990, 1993) and constitute a "shelf perched lowstand prograding wedge complex" in the sense of Posamentier and Vail (1988). <sup>14</sup>C dating indicate that the wedge complex, build up during lowering and lowstand sea level phases of the Würm period (4th order sea level cycle), and that the individual wedges are related to 5th order cycles. The sequence boundary must be pointed at the base, even if it is not clear here. The intercalated bodies are interpreted as transgressive deposits; the backstepping units above the uppermost wedge constitute the post-glacial transgressive systems tract, overlaid near the modern shoreline by the regressive highstand modern delta. Individual units can be considered either as "parasequence" (Van Wagoner *et al.*, 1988), "simple sequence" (Vail *et al.*, 1991) or "genetic sequence" (Guillocheau, 1991). So far we cannot observe evidence of a relative sea level fall associated with progradation, therefore we have to consider them as type II sequences.

#### TECTONIC CONTROL

##### Seaward tilting

Unit boundaries show seaward dipping angles, increasing with the age of the considered unit (maximum for the oldest and lower unit). It can reach 0.5°, and the dipping angle is neither in agreement with the present seafloor topography and the relatively flat surface that a coastal plain would have. If we re-

place the surfaces horizontally, it appears that seaward thickening of the successive units remains similar and that each one has prograded on the tilted upper boundary of the underlying one. It implies that tilting occurred during the transgressive periods intercalated between the two prograding phases.

The tilting intensity (angular value) varies regionally and decreases westward of the Rhône incised valley.

The landward converging point of the unit boundaries represents the hinge point (or hinge line) at regional scale. It was seaward of this point that subsidence occurred, with a symmetric landward uplift. East of the Rhône incised valley, the "hinge line" is located near the shelfbreak; but it migrates landward until the modern coastal plain in the western area.

##### Shore parallel component

In the eastern area shore parallel seismic lines and contour maps of the unit boundaries exhibit folding with N-S axis. The folding intensity decreases landward, and upward. It seems also to have been episodic. Moreover, each syncline axis is connected to a major canyon head at the shelfbreak.

##### Cumulative effects

Contour maps of the different wedge boundaries show that in the area east of the Rhône incised valley, the seaward tilting is more important in the vicinity of the shelf-break (closer isobathymetric lines). A lateral (south-west oriented) component is superimposed on the regional seaward tilting (converging lines of maximum dipping angle). It results that, on shelf-break parallel sections, the surfaces are westward dipping in the eastern area and are not at the same level on both sides of the Rhône incised valley.

#### DISCUSSION

##### Processes

Seaward tilting of the shelf is the main process that controls the accommodation needed for sedimentary deposit. The more or less landward location of the hinge point (hinge line at regional scale), is a limiting factor of the landward extension of the prograding wedges (Tesson *et al.*, 1993). When the hinge point is located landward of the shoreline of the previous wedge, any tilting will

be expressed by a relative sea level rise, with or without eustatic rise. The surface of progradation of the next prograding wedge will be nearly horizontal, so that the lower tilted surface and the horizontal upper surface are seaward diverging. Conversely, without any component of seaward tilting, the lower surface would remain horizontal and the upper surface of the next prograding wedge (implying a eustatic rise) will be so. This is not the pattern observed on the Rhône shelf where boundaries are seaward diverging.

#### Subsidence

Subsidence may be due to tectonism, hydrostatic or sediment loading, large scale instabilities of deeper layers and/or mobility of plastic layers (salt or clay).

The eustatic adjustment under excess load may be fast, and reach tens of meters with added column 50-100 m sediment or water (Matthews, 1974). It is possible to propose a cumulative effect of sediment loading at the end of the wedge progradation, and hydrostatic load when rising sea level flood the outer shelf.

Westward tilting of the eastern area seems to be associated to a north-south fault, transverse to the shelf, and located at the place of the Rhône incised valley. It is assumed that this fault is relevant from the structural control exerted by the Provençal area (which is part of the Alps orogen) whose boundary is deepening westward under this area of the Rhône shelf. This long standing control (since Tertiary) would explain the preferential route of fluvial drainage during successive sea level lowering.

The north-south folding connected with the canyon heads may result from large scale mass movements on the slope (maybe in deep layers) and retrogressive slumps at the shelfbreak, evolving landward to plastic bend-

ing of unconsolidated material on the shelf. These events are episodic and a major problem remains to determine their exact timing and possible relations with eustatic cycles. They would be correlative to the end of the relative sea level lowering, and/or the transgression.

#### CONCLUSION

1. Shelf offlapping units build up during high frequency eustatic cycles of the Würmian (late Quaternary) lowstand. They are parasequences or high frequency sequences which reflect the glacio-eustacy cycle dissymmetry.

2. Interplay between eustacy and subsidence controls the stacking pattern and the position of the coastal onlap and depocentre (on shelf or seaward of the shelfbreak).

3. Tectonic is expressed by: (i) seaward tilting; (ii) westward shore parallel tilting in the eastern area; (iii) shelf transverse folding, landward decreasing and seaward connected with trough and canyon heads.

4. The seaward tilting is attributed to sediment and hydrostatic loading, and would take place between the end of wedge progradation and the end of following transgression. The hinge point location seems controlled by deep structural features and sedimentary processes.

5. Shore parallel tilting of the eastern area is related to the alpine orogen which dips westward under the Rhône margin. It may be related to a faulting area constraining the location of the Rhône valley incision during each relative sea level lowering.

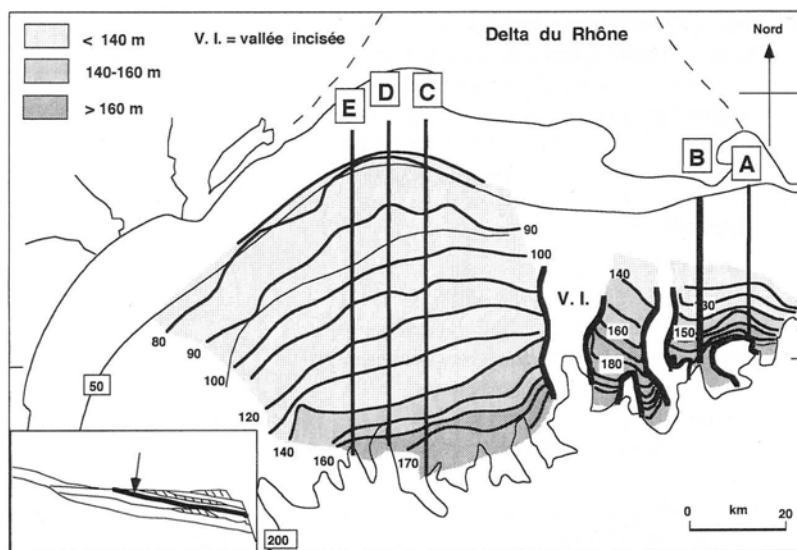
6. Plastic deformation and folding, along shelf transverse axis, are the surface expression of the deep structural behaviour under stresses. It is assumed that their episodic aspect would be related to relative sea level changes and stresses on the different blocs of the deep alpine orogen.

#### INTRODUCTION

Les premières publications de stratigraphie séquentielle admettaient que la tectonique ne pouvait pas à elle seule engendrer des limites de séquences à l'échelle des cycles de 3<sup>e</sup> ordre (Vail *et al.*, 1991). Cependant, plusieurs auteurs (Mutti, 1992; Posamentier et

Allen, 1993) ont suggéré que le contexte tectonique pouvait modifier l'organisation interne des séquences, voire créer des séquences d'origine purement tectonique, avec une périodicité de 3<sup>e</sup> ordre ou plus.

L'objectif de cette Note est d'illustrer les effets du contrôle tectonique sur l'organisa-



**Figure 1** Géométrie des unités de dépôt du Quaternaire terminal (section B, **figure 2**). L'éventail des prismes superposés du Quaternaire (unité A) est surmonté des dépôts transgressifs et de haut niveau post-glaciaires (unités B et C).

Late Quaternary sedimentary unit geometry (section B, **figure 2**). The fan made of late Quaternary stacked wedges (A unit) is overlaid by transgressive and highstand deposits (B and C units) of post-glacial age.

tion stratigraphique des dépôts quaternaires du plateau continental au large du delta du Rhône appartenant à une marge réputée comme relativement stable. Elle s'appuie sur une base de 2 500 km de sismique HR et 30 carottages Kullenberg couvrant l'ensemble de la plate-forme.

### ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE

**Les dépôts de la plate-forme rhodanienne** sont organisés en un ensemble de prismes sédimentaires superposés formant un biseau sédimentaire, présentant une évolution globalement régressive, atteignant plus de 200 m d'épaisseur en bordure de plate-forme (Tesson *et al.*, 1990).

Chaque prisme se termine vers le continent par un biseau d'aggradation sur une discordance régionale, et s'épaissit vers l'aval pour atteindre 20 à 50 m de puissance au niveau du rebord du plateau (**figure 1**), où il est tronqué par des incisions de canyons fossiles et départs de « slumps ». Des datations  $^{14}\text{C}$  (AMS Tandétron) sur foraminifères ont permis de dater et de corrélérer le prisme supérieur de part et d'autre de la « vallée incisée » du Rhône (Gensous *et al.*, 1993; Tesson *et al.*, 1994). En l'absence de données au-delà de 40 ka BP, les unités sous-jacentes ont été corrélées selon le principe de superposition.

Des unités à caractères particuliers sont intercalées entre les prismes : (i) des unités lenticulaires isolées ou en échelons, à faciès haute énergie, parfois rétrogradantes, localisées au niveau du plateau externe ; (ii) des corps prismatiques rétrogradants, s'épaississant vers l'amont, localisés au niveau du plateau interne entre les extrémités « amont » des prismes.

Une « vallée incisée » entaille profondément la plate-forme depuis la plaine deltaïque du Rhône jusqu'au rebord de plateau, où elle se raccorde au canyon du Petit-Rhône (Tesson *et al.*, 1990, 1994). Elle est constituée d'incisions répétées et surimposées, présentant un caractère de pérennité au cours des cycles successifs de variations eustatiques.

### Interprétation séquentielle

Sur la base des données sismiques et sédimentologiques, il a été proposé que la mise en place des prismes résultait d'épisodes de progradation côtière pendant les périodes de bas niveau marin (Tesson *et al.*, 1990, 1993) et qu'ils constituaient un complexe de prismes de bas niveau perché, selon le modèle de Posamentier et Vail (1988). Les datations  $^{14}\text{C}$  indiquent que ce complexe de prismes s'est mis en place pendant le Würm, donc en période de bas niveau marin de 4<sup>e</sup> ordre ; les unités individuelles correspondent à des cycles d'ordre 5 à l'intérieur du Würm (Gensous *et al.*, 1993; Tesson *et al.*, 1994).

La limite de séquence se situe donc à la base de l'ensemble mais on ne la distingue pas particulièrement.

Les dépôts intercalés entre les prismes sont interprétés comme des accumulations déposées en périodes de transgression (Tesson *et al.*, 1993). Les dépôts qui coiffent le complexe de prismes de bas niveau représentent les dépôts transgressifs mis en place lors de la dernière remontée post-glaciaire. Ils sont surmontés, au niveau du plateau interne et de la plaine deltaïque, par le cortège de haut niveau marin holocène.

Selon la terminologie utilisée, chaque unité sédimentaire peut être considérée comme une paraséquence, une « simple séquence », une séquence de haute résolution, ou une séquence génétique (Vail *et al.*, 1991 ;

Guillocheau, 1991). Tant que l'on n'observe pas une baisse relative du niveau marin au-delà du « offlap break » de l'unité précédente (Posamentier *et al.*, 1988), il faut considérer qu'il s'agit de séquences de type II.

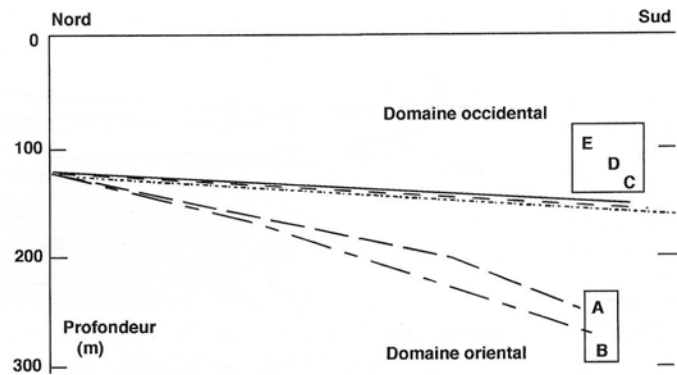
## LES EFFETS DE LA TECTONIQUE

### Le basculement vers le large

Les unités prismatiques superposées constituent un ensemble en forme d'éventail ouvert vers le large (figure 1), les limites d'unités les plus anciennes montrant un angle de pendage croissant et atteignant  $0,5^\circ$ . Cette inclinaison des surfaces de biseau sommital n'est conforme ni à la surface actuelle du plateau, ni à la surface relativement horizontale que devait constituer la plaine côtière formée lors de la propagation du rivage. Elle indique qu'il y a eu un basculement progressif de la plate-forme créant l'espace nécessaire pour permettre l'accumulation du prisme suivant. La comparaison des lignes sismiques perpendiculaires au rivage, sur l'ensemble du plateau, montre (figure 3) que le basculement a été moins important à l'Ouest de la vallée incisée.

En remettant successivement à l'horizontale les surfaces de biseau sommital, on observe que l'épaississement vers le large des différentes unités est relativement similaire et que chacune d'elles s'est développée sur le sommet basculé de l'unité précédente. Ceci indique que le basculement s'est effectué au cours de la transgression qui sépare les épisodes de progradation des unités. En effet, si le basculement s'était produit pendant la progradation, la surface de biseau sommital devrait être concave vers le haut, ce qui n'est pas le cas; par ailleurs, le ravinement pendant la transgression n'aurait pas modifié la forme de la surface de biseau sommital, mais seulement enlever une certaine épaisseur de dépôt.

Du fait de ce basculement, les surfaces de biseau de progradation qui limitent les unités convergent vers l'amont et leur intersection représente le point charnière du basculement. La position de ce point charnière permet de distinguer deux secteurs situés de part et d'autre de la vallée incisée du Rhône; à



l'Est de la vallée, la position moyenne des points charnière est située plus près de la bordure de la plate-forme actuelle, tandis qu'à l'Ouest, elle migre progressivement vers le continent et se situe même en amont de la ligne de côte actuelle.

Figure 2 Paléo-topographie du toit de l'unité progradante *d*.

Contour map of the upper boundary of the prograding unit *d*.

### Les déformations transverses

Outre le basculement vers le large, les dépôts du plateau sont affectés par des plissements d'axes N-S qui s'expriment par des ondulations perceptibles sur les cartes isobathes des surfaces de biseau de progradation et sur les coupes parallèles au rebord de plateau (figure 4). Ces déformations s'amortissent latéralement en direction du continent et verticalement dans les unités superficielles. Par ailleurs, le phénomène paraît discontinu dans le temps (polyphasé), et chaque gouttière synclinale N-S est directement connectée à une tête de canyon majeur incisant le talus et le rebord de plateau.

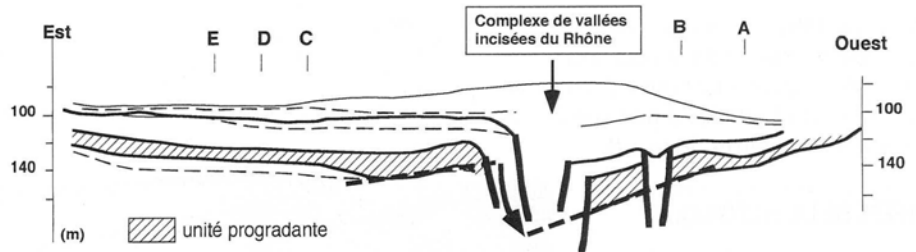
### Effets cumulés

Les cartes isobathes des surfaces de biseau de progradation (figure 2, surface de biseau de progradation de l'unité *d*) montrent que le basculement de la plate-forme vers le large est accompagné par un léger gauchissement matérialisé par le fait que les lignes de plus grande pente (perpendiculaires aux courbes isobathes) sont convergentes.

À l'Est de la vallée incisée du Rhône, le pendage des surfaces de biseau de progradation augmente fortement à l'approche du rebord de plate-forme (plus que dans le secteur ouest) et les lignes de plus grande pente s'orientent vers le SW, indiquant qu'une

**Figure 3** Base de l'unité progradante  $d$ : lignes de plus grande pente. Diagramme construit à partir des sections sismiques indiquées sur la figure 2. Noter la différenciation en deux domaines.

Lower boundary of the prograding wedge  $d$ : maximum dipping angle. Drawing issued from the seismic sections of figure 2. The western and eastern areas are different.



composante transverse de basculement (orientée vers l'Ouest et la vallée incisée) s'additionne au basculement vers le large.

Une section reconstituée, parallèle au rebord de plateau (figure 4), permet de souligner l'importance de la composante de basculement vers l'Ouest. le fort décalage des surfaces, de part et d'autre de la vallée incisée, montre que le domaine oriental du plateau se comporte comme un bloc basculé suivant un axe de rotation situé plus à l'Est. L'examen de plusieurs sections parallèles souligne l'amplification de ce phénomène vers le rebord du plateau.

## DISCUSSION

### Les mécanismes et leurs effets

Il ressort clairement que deux composantes de subsidence ont affecté le plateau rhodanien pendant le Pléistocène, l'une orientée vers le large et l'autre, transverse, orientée E-W.

Le basculement vers le large est le mécanisme principal qui contrôle l'espace disponible pour l'accumulation des dépôts sédimentaires. Il crée une accommodation croissante vers la partie externe du plateau et provoque une divergence (expansion stratigraphique) des surfaces stratigraphiques vers le large. S'il n'y avait pas eu de basculement, la surface de transgression au toit d'une unité progradante serait demeurée sub-horizontale et parallèle à la surface de biseau sommital de l'unité suivante. Cette situation ne correspond pas au modèle rhodanien, pour lequel la disposition en coins de toutes les unités s'explique par les effets d'un basculement.

La position de l'axe de basculement (plus ou moins vers l'amont ou l'aval) est un facteur qui détermine la limite d'extension vers

l'amont des unités sédimentaires progradantes. En se combinant avec les mouvements eustatiques, il est à l'origine de l'évolution dans le temps de la position des terminaisons amont (Tesson *et al.*, 1993). Lorsque l'axe de rotation est situé en amont de la ligne de rivage, le basculement provoque, même s'il n'y a pas de remontée eustatique, une remontée du niveau marin relatif, une augmentation de l'accommodation et la mise en place d'une nouvelle unité progradante venant se superposer à la précédente. Si le niveau eustatique remonte, les effets se cumulent.

### L'origine de la subsidence

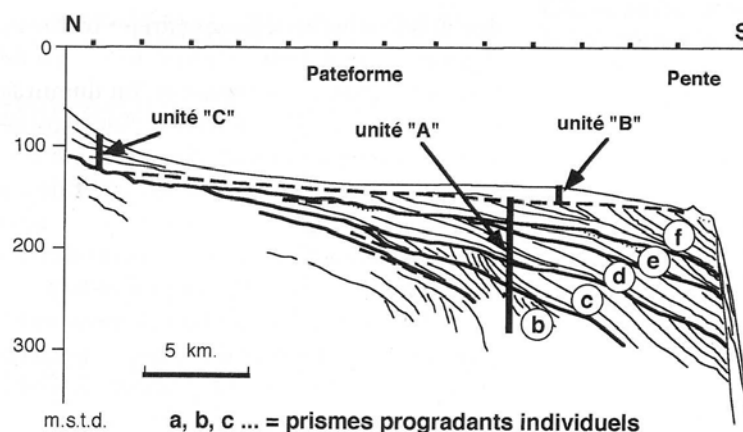
Le basculement du plateau vers le large peut être dû à des causes tectoniques, à la surcharge sédimentaire et/ou hydrostatique, ou à l'instabilité à grande échelle des dépôts du talus. Des mouvements profonds de type diapirique (argiles ou de sel) ou le rejeu de failles de croissance à l'aplomb du talus ou du plateau externe peuvent aussi créer des zones de subsidence localisées. Le taux de subsidence tectonique de la marge du Golfe du Lion est, par ailleurs, considéré comme anormalement élevé par rapport aux valeurs calculées pour des marges équivalentes, avec un fort taux d'accélération depuis 5-7 Ma d'années (Bessis et Burrus, 1986; Kooi et Cloething, 1992), sans que toutefois il nous soit possible de préciser comment ceci peut être relié aux variations très courtes périodes étudiées ici.

Le réajustement isostatique d'un plateau à une surcharge sédimentaire et/ou hydrostatique peut être très rapide (Matthews, 1974) et se traduit par une subsidence potentielle de plusieurs dizaines de mètres sous l'effet de l'accumulation de 50-100 m de sédiment ou d'eau. Sur la plate-forme rhoda-

nienne, les effets cumulés de la mise en place rapide d'une unité progradante suivie d'une augmentation de la tranche d'eau par remontée eustatique, pourraient ainsi induire une subsidence rapide et une augmentation importante de l'espace disponible (accommodation) en bordure de plate-forme. En ce qui concerne les autres mécanismes invoqués, seules les remobilisations gravitaires au niveau du talus seront invoquées ultérieurement; pour le reste, aucune indication n'est actuellement disponible.

Le basculement vers l'Ouest du domaine oriental du plateau fait penser à un mouvement de faille normale orientée perpendiculairement au plateau et localisée dans la zone de la vallée incisée du Rhône. Les profils sismiques effectués à la limite orientale du plateau rhodanien montrent que les éléments structuraux secondaires de l'orogène tertiaire des Alpes de Provence, constituant le socle acoustique, s'enfoncent très rapidement vers l'Ouest. Cette subsidence transverse pourrait résulter de la présence d'accidents profonds toujours actifs. Cela expliquerait pourquoi l'écoulement fluvial du Rhône a emprunté toujours le même trajet pendant les périodes de bas niveaux marins.

La connexion des axes synclinaux d'axe N-S, avec les têtes de canyons, suggère que ces déformations sont liées à des mouvements gravitaires, à grande échelle, sur le talus. La déstabilisation et le fluage de masse d'argiles sous-compactées du talus vers le bassin provoquent, au niveau de la pente supérieure, des glissements rétrogressifs se prolongeant sur le plateau par des déformations plastiques en gouttières s'atténuant progressivement vers l'amont. Entre ces gouttières, les sédiments moins affectés apparaissent comme des antiformes. Les corrélations entre ces phases de mouvement gravitaire et les étapes de variations eustatiques sont encore incertaines (probablement post-progradation des grandes unités prismatiques, et donc en fin de baisse relative, et durant les phases de transgression).



## CONCLUSIONS

1. Les cycles eustatiques haute fréquence du Quaternaire terminal (Würm) engendrent une série d'unités progradantes de bas niveau sur le plateau externe; ces unités représentent des cycles régressifs-transgressifs assimilables à des paraséquences ou séquences de dépôt de haute fréquence, dont l'asymétrie est à relier à la dissymétrie des cycles glacio-eustatiques.

2. La tectonique joue un rôle primordial dans l'organisation séquentielle de ces dépôts, sur des intervalles de temps très courts (4<sup>e</sup> et 5<sup>e</sup> ordre de Vail *et al.*, 1991). Elle est responsable de la disposition générale des unités en éventail ouvert vers le large. Par combinaison avec l'eustatisme, elle contrôle la position des terminaisons amont (donc la limite d'extension amont des séquences) et la possibilité d'existence ou de préservation des centres de dépôt sur le plateau).

3. Cette tectonique semble pouvoir se décomposer en trois éléments: (i) une composante de subsidence différentielle vers le large; (ii) un basculement transverse vers l'Ouest, parallèle au rebord du plateau, affectant le domaine situé à l'Est de la vallée incisée du Rhône; (iii) des déformations souples sous forme d'ondulations d'axes N-S dans différents secteurs du plateau, aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest de la vallée incisée du Rhône.

4. La subsidence croissante vers le large participe, avec les remontées eustatiques, à la création de l'espace disponible pour la mise en place des prismes progradants. Elle serait

**Figure 4** Section synthétique parallèle au rivage. Le domaine oriental est basculé vers l'Ouest. la vallée incisée marque la limite entre les deux compartiments. Sa position est probablement liée aux rejeux successifs d'un accident profond, méridien, dans cette région.

Constructed shore-parallel line drawing. The eastern area is tilted westward. The incised valley constitutes the boundary between the two areas. Its location is related to repetitive motion of a deep and north-south oriented feature at this place.

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. Son expression est également contrôlée dans une certaine mesure par la position du point de rotation (« hinge point »), qui est un élément fixé par les caractères du bâti structural et des réajustements sédimentaires profonds.

5. La composante de basculement transverse du secteur oriental est une expression locale de l'enracinement profond de l'orogène alpin qui limite le bassin sédimentaire à l'Est et s'enfoncé progressivement vers l'Ouest, avec un mouvement de bascule encore perceptible. La limite occidentale de l'aire d'influence de cet orogène semble très nette et se marque par un rejeu en faille normale décalant les séquences sédimentaires.

Cette limite, transverse au plateau, a joué de façon continue un rôle de zone d'appel à la sédimentation et de point faible guidant la mise en place des paléovallées du Rhône à chaque régression. Ceci expliquerait pourquoi la plate-forme rhodanienne est caractérisée par l'existence d'un seul système de vallées incisées emboîtées très localisées.

6. Les déformations souples d'axes N-S auraient pour origine des glissements en masse rétrogressifs sur la pente, s'amortissant progressivement en déformations souples sur le plateau. Ils seraient la manifestation superficielle des rejeux profonds du bâti structural. Ces mouvements apparaissent épisodiques mais une relation entre les cycles eustatiques et une réponse sédimentaire profonde modulée par un compartimentage du bâti structural est envisageable.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BESSIS, F. et BURRUS, J., 1986. Étude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion, *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 10, p. 123-141.
- GENSOUS, B., TESSON, M. et ARNOLD, M., 1993 a. 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*, 317, série II, p. 803-810.
- GUILLOCHEAU, F., 1991. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordre de séquences de dépôt emboîtées, *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15, 2, p. 383-410.
- KOOI, H. et CLOETHING, S., 1992. Lithospheric necking and regional isostasy at extensional basins. 1. Subsidence and gravity modeling with an application to the Gulf of Lions margin (SE France), *Jour. Geophys. Res.*, 97, n° B12, p. 17553-17571.
- MATTEWS, R. K., 1974. *Dynamic stratigraphy*, Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, 367 p.
- MUTTI, E., 1992. *Turbidite sandstone*, Agip S. p. A., Italy, 275 p.
- POSAMENTIER, H. W. et ALLEN, G. P., 1993. Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors, *Sedimentary Geology*, 86, p. 91-109.
- POSAMENTIER, H. W. et VAIL, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and system tract models. In *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*, *SEPM Spec. Publ.*, n° 42, Tulsa.
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., JAMES, D. P. et TESSON, M., 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic framework: Concepts, Examples and Exploration Significance, *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, 76, n° 11, p. 1687-1709.
- TESSON, M., ALLEN, G. P. et RAVENNE, Ch., 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf, *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 18, p. 183-196.
- TESSON, M., GENSOUS, B., ALLEN, G. P. et RAVENNE, Ch., 1990 a. Late Quaternary Deltaic Lowstand Wedges on the Rhône continental Shelf, France, *Mar. Geol.*, 9, p. 325-332.
- TESSON, M., GENSOUS, B. et RAVENNE, Ch., 1994 a. Architecture of pleistocene deposits of the Languedoc shelf (gulf of Lions, France). Relations with glacio-eustatic cycles and stratigraphic implications, *Int. Assoc. Sedim. Regional meeting*, Abs., Ischia, p. 401-403.
- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. et PEREZ-CRUZ, C., 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology, in *Cycles and events in stratigraphy*, Springer Verlag, Berlin, 955 p.



Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence  
de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts  
de plate-forme péricratonique. Exemple du Golfe  
du Lion (Méditerranée, France)  
et des dépôts quaternaires (*erratum*)

Michel Tesson et Georges Allen

*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série II a, 1995, p. 39-46.

*C.R. Acad. Sci. Paris*,  
t. 320, série II a,  
p. 1035,  
1995

M. T. Environnements Sédimentaires  
et Stratigraphie, Université de  
Perpignan, 52, avenue de Villeneuve,  
66680 Perpignan, France ;

G. A. TOTAL CST, Domaine  
de Beauplan, route de Versailles,  
78470 Saint-Rémy-les-Chevreuse

Il y a une inversion des légendes et des illustrations. Les corrections à apporter sont les suivantes :

- à la légende de la figure 1, correspond l'illustration de la figure 4 ;
- à la légende de la figure 2, correspond l'illustration de la figure 1 ;
- à la légende de la figure 3, correspond l'illustration de la figure 2 ;
- à la légende de la figure 4, correspond l'illustration de la figure 3 ;

---

Note

*présentée par*  
Georges Pédro.

*remise le 14 mars 1994,*  
*acceptée après révision*  
*le 21 juillet 1994.*