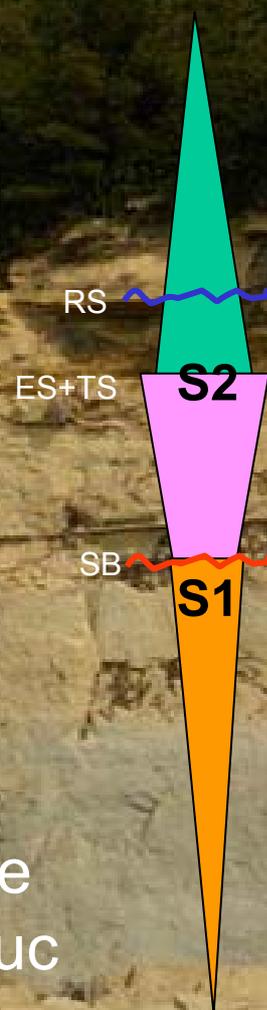


Le NEOGENE du BASSIN d'AVANT PAYS RHODANO-PROVENCAL

**Strati 2002
Excursion
5-6-7 Juillet**

David Besson, George Clauzon
Renaud Coueffe, Yann Dexcote
Serge Ferry, Gonzalo Jimenez
Ludovic Moncochain, Olivier Parize
Jean- Loup Rubino, Jean- Pierre Suc
Bernadette Tessier



**CONGRES « STRATI 2002 » - EXCURSION
5 – 6 – 7 Juillet 2002**

**LE NEOGENE
DU BASSIN D'AVANT-PAYS
RHODANO-PROVENCAL**

**David Besson¹, George Clauzon², Renaud Coueffé¹⁻³,
Yann Dexcote⁴, Serge Ferry⁵, Gonzalo Jimenez⁵,
L. Moncochain², Olivier Parize¹, Jean-Loup Rubino⁶
Jean-Pierre Suc⁵, Bernadette Tessier³**

1 : Ecole des mines de Paris, CGES-sédimentologie, Fontainebleau.

2 : Cerege, Université d'Aix-Marseille.

3 : Département de Géologie, Université de Caen.

4 : ENSPM/IFP, Rueil-Malmaison.

5 : Centre des sciences de la terre, Université Claude Bernard, Lyon.

6 : TOTALFINAELF, CSTJF, Pau.

Avertissement

Ce document a été établi comme livret guide de l'excursion pré congrès « Strati2002 » du 5 au 7 juillet 2002.

En avril 2007, il a été repris *in extenso* et imprimé sous forme « pdf » pour que sa diffusion soit optimale.

Depuis 2002, la cartographie des réseaux fluviaux du Burdigalien basal, du Burdigalien supérieur... a été achevée : elle est présentée et discutée dans le mémoire de thèse de D. Besson (2005) et publié au C.R. Géoscience (2005). Une excursion ASF a été réservée en 2005 pour présenter tous les éléments sédimentologiques, stratigraphiques et géomorphologiques qui s'y rapportent.

Les lecteurs intéressés sont priés de consulter tous ces documents qui actualisent certaines parties de ce livret-guide.

Avril 2007

Pour citer ce document

J.-L. Rubino, O. Parize, G. Clauzon, J.-P. Suc éditeurs (2002).

Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal. Excursion pré-congrès « Strati2002 », 6,7 et 8 juillet 2002, coanimée par D. Besson, G. Clauzon, R. Coueffé, Y. Dexcote, S. Ferry, G. Jimenez, L. Moncochain, O. Parize, J.-L. Rubino, J.-P. Suc, B. Tessier.

Livret guide, 165 p.

Version « .pdf » mise en ligne en 2007 : *référence du site à indiquer*

Nous remercions TOTAL pour avoir assuré les impressions du livret guide pour l'excursion et pour sa diffusion via l'ASF.

Un exemplaire original de ce livret guide avait été déposé aux bibliothèques de la Société Géologique de France et de l'École des Mines de Paris en septembre 2002.

Avril 2007

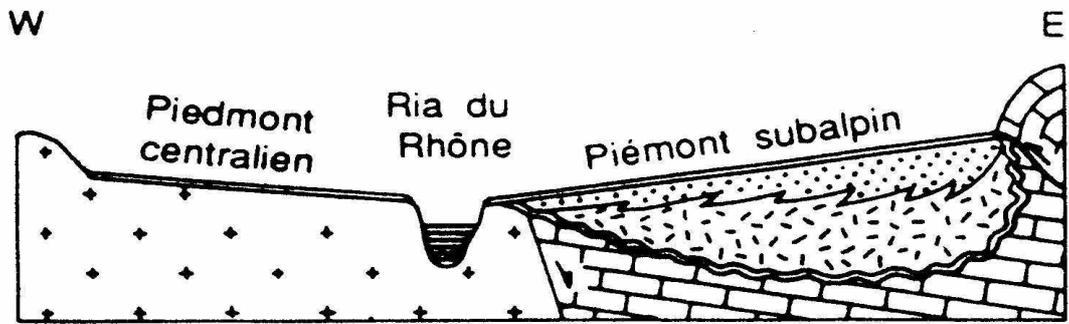
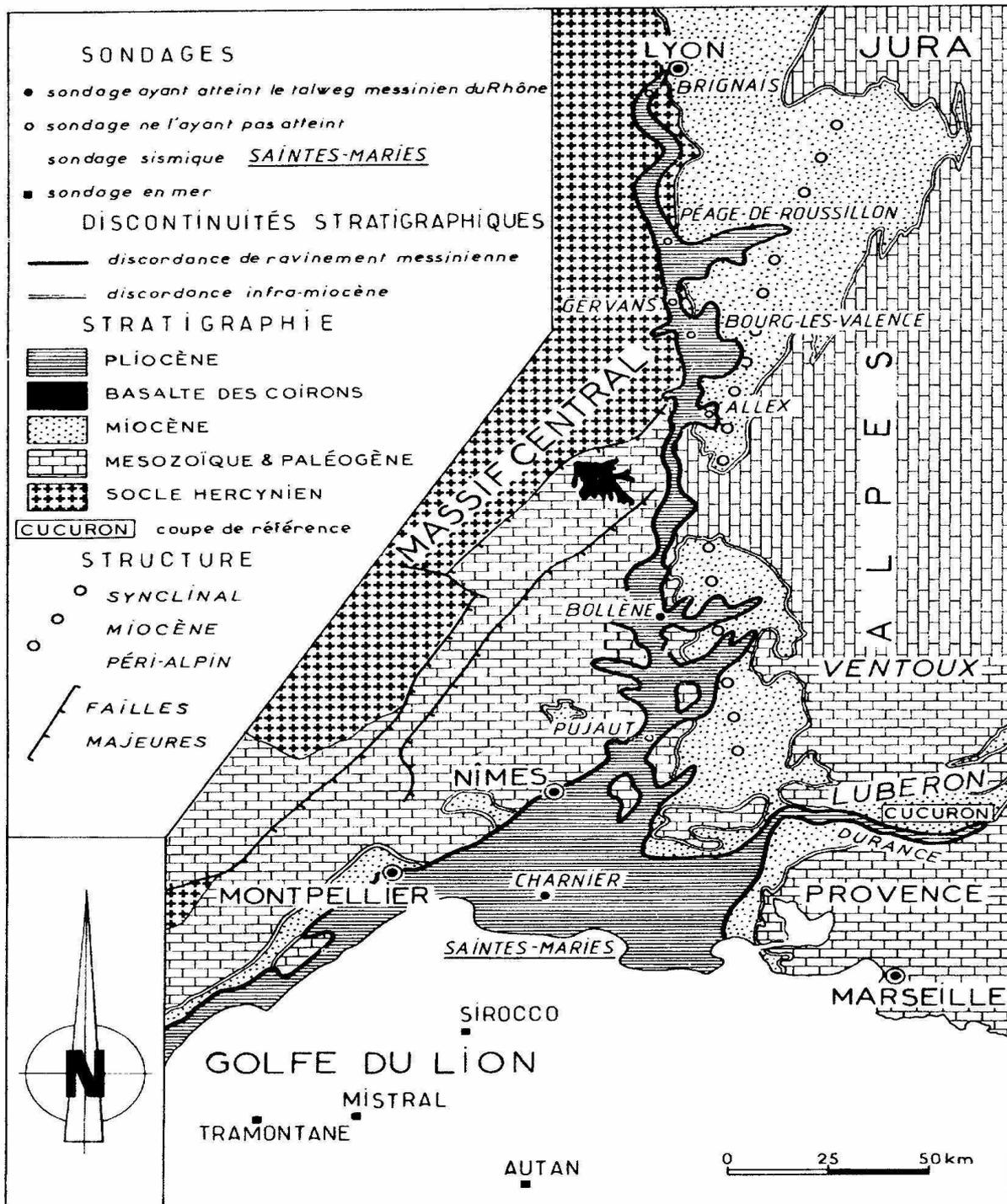


Figure 1 - RELATIONS GÉOMÉTRIQUES ENTRE LES DEUX BASSINS MIOCÈNE ET PLIOCÈNE DU COULOIR RHODANIEN

Le Néogène subalpin comporte deux mégaséquences sédimentaires de 2^{ème} ordre: l'une d'âge miocène, l'autre d'âge pliocène. L'une comme l'autre débutent par des faciès marins et s'achèvent par des épandages fluviaux (cailloutis des Valensole 1 et 2 et leurs "équivalents latéraux plus distaux"). C'est à peu près leur seul point commun car, en dehors de celui-ci, tout les oppose à commencer par leur durée: le cycle miocène couvre près de 17 Ma (de l'Oligocène terminal à la crise messinienne) tandis que le cycle pliocène ne dépasse guère 3 Ma (5,32 à 2 Ma). Néanmoins l'opposition la plus flagrante de ces deux mégaséquences réside dans l'origine de leur bassin: le premier est presque uniquement lié à la subsidence et l'autre lié à l'érosion messinienne.

I. BASSIN MIOCENE *versus* BASSIN PLIOCENE

La différence d'origine entre ces deux bassins est telle qu'ils n'ont ni la même extension, ni la même configuration ni la même bathymétrie (Fig. 1). De la Méditerranée à la Parathétys le bassin miocène est un bassin flexural typique qui moule la face externe de l'arc alpin révélant ainsi son origine tectonique. Ce bras de mer périphérique à la chaîne est appelé "**mer subalpine**". A l'opposé le bassin pliocène affiche une configuration arborescente de réseau hydrographique submergé (celui des canyons messiniens du Rhône). Désigné "**ria pliocène**" (Fontannes, 1882 ; Baulig, 1928 ; Denizot, 1952 ; Ballesio, 1972 ; Clauzon, 1982, 1989 ; Baumard, 2002), il exprime par cette désignation l'origine eustatique (endoréique) de l'ingression qui a submergé les canyons messiniens.

En plus de leur configuration propre, la disposition réciproque de ces deux bassins est révélatrice de l'évolution géodynamique originale qui les a façonnés, en quelque sorte "en relais". Alors que d'ordinaire les épisodes successifs du fonctionnement d'un bassin sont superposés et plus ou moins décalés, on constate que (Fig. 1) **le bassin pliocène est systématiquement emboîté ainsi que très largement déboîté par rapport au bassin miocène** ce qui individualise, entre eux deux, une sorte d'interfluve de terrains plus anciens. C'est ce qu'on observe, entre Lyon et Remoulins, avec le socle hercynien qui affleure dans cet espace entre Lyon et Valence tandis que, plus au Sud, ce sont les terrains mésozoïques qui forment cloison entre les deux bassins. Comment la continuité de fonctionnement de ces deux bassins a-t-elle pu se réaliser en dépit de l'obstacle de ce barrage intermédiaire ?

II. L'INEGALE STRUCTURATION TECTONIQUE DES FORMATIONS MIOCENE ET PLIOCENE

Presque partout les séries miocènes subalpines ont subi des déformations plicatives voire des chevauchements dont l'intensité va s'amortissant depuis le front de la nappe de Digne jusqu'au Massif Central. En outre, en raison du phénomène de réorientation du champ de contrainte sur les structures anciennes, les plis pyrénéo-provençaux, est-ouest, sont souvent réactivés au Miocène et conditionnent la géométrie des dépôts et la subsidence des différents sous-bassins que nous allons observer pendant cette excursion. Pour l'essentiel, ces déformations sont intervenues au cours du Miocène. Elles étaient achevées quand débute la crise messinienne. Dans le secteur méridional, le bassin est sous le contrôle de l'interaction entre la partie distale du bassin d'avant-pays et l'évolution de la marge du Golfe du Lion (du rift à la subsidence thermique). De manière synthétique, deux axes de subsidence privilégiée caractériseraient la partie méridionale du bassin flexural périalpin, soulignant l'importance de la réorientation des contraintes autour du bloc Ventoux-Lure:

- un axe constitué par le sillon rhodanien dont l'exemple le plus singulier est celui du sous-bassin de Valréas dont la forte subsidence permet l'accumulation d'une colonne sédimentaire de près de 800 mètres d'épaisseur dans le sondage de Villedieu (*in* Demarcq, 1970) (ce qui correspond à une série miocène intégrale de l'ordre de 1000 mètres)

- un axe allant de Digne à Aix-en-Provence dont les variations d'accumulations de plus de 1500 m sous le Valensole et de l'ordre de 600 m dans le synclinal de Durance reflètent la complexité du fonctionnement de cette partie du bassin.

A l'inverse le Pliocène s'avère peu déformé sauf le long de certains accidents affectés de réactivations. Cela s'observe sur le versant méridional des Alpilles mais plus encore sur le Front subalpin, au droit de Puimoisson. La nappe de Digne, à l'aval comme à l'amont de cette localité, offre la double particularité d'être fossilisée par la rétrogradation du Pliocène continental (unité du Valensole 2) et d'imprimer des déformations néotectoniques à ce matériel.

D'une manière lapidaire, on peut dire que l'évolution du bassin miocène fut contrôlée en priorité par l'orogénèse alpine tandis que le bassin pliocène fut tributaire, au premier chef, de la crise de salinité messinienne.

III. EVOLUTION GEODYNAMIQUE

1. La mégaséquence pré-évaporitique miocène

Il s'agit, sur sa longue durée, d'un cycle transgressif/régressif classique, brutalement interrompu par le déclenchement inopiné de la crise messinienne. Ce cycle, qui superpose faciès marins et faciès continentaux, est encadré par deux discontinuités: à la base les surfaces de transgression diachrones associées aux différentes séquences de dépôts, **au toit, la surface d'abandon pré-évaporitique**. De surcroît, à la limite des deux faciès, se place une troisième discontinuité: la transition marin/continental. Comme la première, cette surface est fortement diachrone puisqu'elle enregistre les différentes phases de la migration de la ligne de cote, ponctuées au rythme des séquences de 3^{ème} ordre constituant le cycle néogène.

Depuis son initiation à l'Oligocène terminal/Aquitaniens, cette mégaséquence enregistre la succession paléogéographique de quatre paysages différents:

- Une « timide » transgression, d'abord limitée au littoral méditerranéen puis s'insinuant dans les vallées,
- l'établissement du bras de mer périalpin d'extension variable selon les pics eustatiques et la migration des dépôts-centres,
- la construction progradante du piémont subalpin,
- la surface d'abandon pré-évaporitique.

A. STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET PALEOGEOGRAPHIE DU MIOCENE RHODANO-PROVENCAL

La succession marine

La série marine du Miocène Rhodano-Provençal est subdivisée en 10 séquences de dépôts, entre l'Oligocène terminal/Aquitaniens et la base du Tortonien. Les trois premières qui couvrent l'Oligocène terminal et l'Aquitaniens (Solig, S-1 et S0) ne sont présentes qu'à l'extrémité sud du bassin, le long de la côte méditerranéenne et partiellement sous la Camargue. Ce sont des séries de type synrifts à fortes affinités avec les séries du Golfe du Lion dont elles constituent le prolongement onshore. Elles ne seront pas analysées durant l'excursion. Un résidu du premier sillon péri-alpin marin de même âge (Oligocène et Aquitaniens) pourrait aussi se développer au front de la nappe de Digne sans que les connections soient aujourd'hui clairement établies avec le reste du bassin. Ceci dérive des attributions stratigraphiques de Lalai *et al.* (1987) ou celles plus récentes basées sur les isotopes de l'Oxygène et du Carbone publiées par Lopez *et al.* (2000) et Bialkowski *et al.* (soumis) dans le secteur de Châteauredon.

Les sept autres séquences (S1 à S7) (Fig. 2 et 3) impliquant des dépôts marins sont plus largement représentés dans le bassin. Néanmoins leur expression varie fortement en fonction de paramètres locaux et surtout leur présence est fonction des variations de l'empiètement marin.

Celui-ci varie en fonction du grand cycle eustatique du Néogène tel que définit par Bartek *et al.* (1992) ainsi que par la migration des dépôts-centres dont la localisation au cours du temps est fonction de la position relative du maximum de subsidence flexurale et du bourrelet périphérique

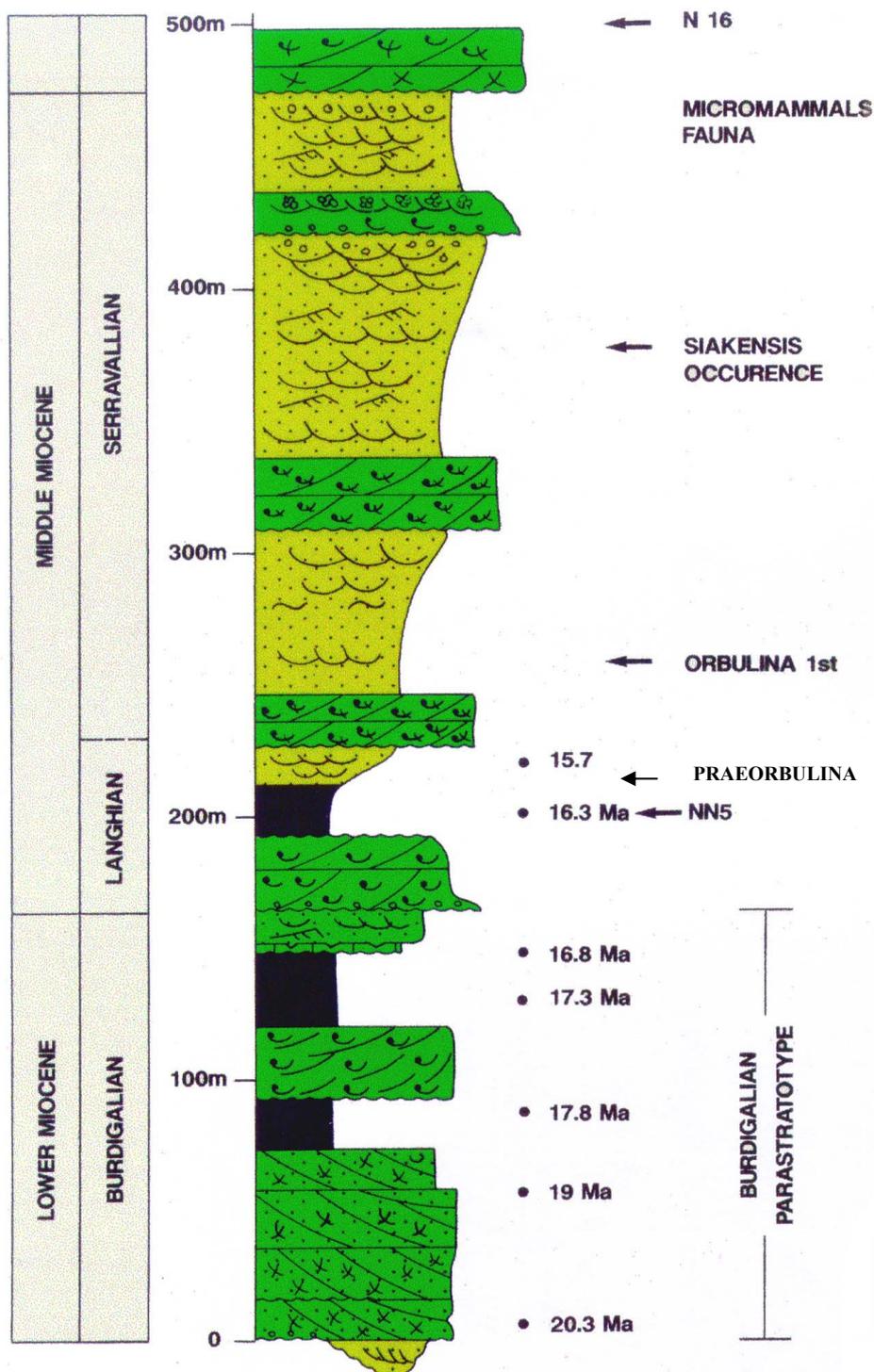


FIGURE 2 - LA SUCCESSION LITHO-STRATIGRAPHIQUE DU MIOCÈNE RHODANIEN

Ces séquences et notamment la caractérisation des cortèges transgressifs ou régressifs bien encadrés par les contraintes biostratigraphiques fournissent un découpage beaucoup plus commode de la série Néogène que le traditionnel découpage lithostratigraphique.

Quelques cartes (Fig. 4) montrent clairement l'évolution au cours du temps de la paléogéographie et illustrent bien d'abord l'établissement du sillon péri-alpin puis le déplacement du système vers la périphérie du bassin.

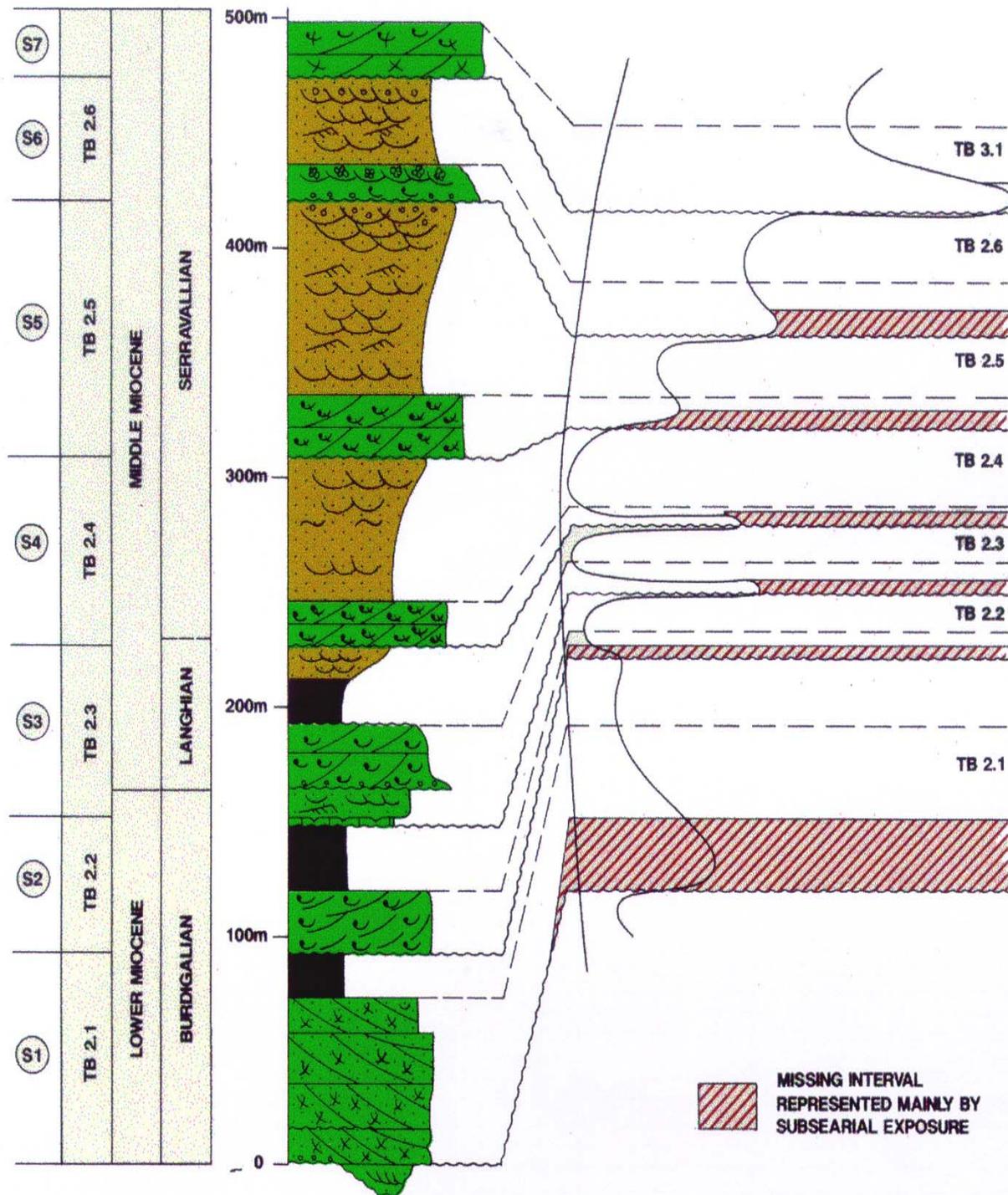


FIGURE 3 - L'ORGANISATION EN SÉQUENCE DE DÉPÔT DU MIOCÈNE RHODANIEN. COMPARAISON AVEC LA COURBE DES VARIATIONS EUSTATIQUES DE HAQ ET AL. (1987).

La 1^{ère} séquence burdigalienne (S1) est associée à la première phase significative de transgression marine dans le sillon péri-alpin. Toutefois elle n'atteint pas le bassin Molassique Suisse et la transgression ne dépasse pas la région de Montélimar dans la vallée du Rhône. Cette

transgression est comme nous le verrons fortement influencée par le réseau de vallées fluviales pré-miocènes au moins pendant l'intervalle transgressif. La transgression associée à cette séquence atteint aussi la vallée de la Durance. Entre autres formations, cette séquence comprend la Molasse Marine Inférieure du bassin de Digne, la Molasse verdâtre de Saint-Restitut et les Marnes de Salles ainsi que la Calcarénite Blanche et les Marnes et Sables d'Istres pour ne citer que les formations que nous verrons durant l'excursion.

La séquence du Burdigalien Supérieur, S2, se caractérise par une forte augmentation régionale de l'empiètement; le bassin Rhodano-Provençal est alors connecté avec le bassin Molassique Suisse au travers de la Savoie et du Vercors. L'influence du réseau de drainage pré-miocène reste important sur la répartition des dépôts. Cette séquence comprend: le sommet de la Molasse Marine Inférieure, la Molasse Calcaire de Saint-Restitut et une partie des Marnes de Faucon, la Calcarénite de Quinsanne et la moitié Inférieure des Marnes de Bayanne au Sud ainsi que la Molasse de Forcalquier et celle de Buoux. C'est dans cette séquence que les faciès bioclastiques associés aux cortèges transgressifs ont leur développement maximum et participent souvent au comblement des vallées incisées.

La séquence S3 est datée du Langhien, l'empiètement régional initialement plus important que celui de S2 est souvent difficile à mettre en évidence par suite des érosions tardives. Cette séquence inclut les formations suivantes: la Molasse de Grignan, la base de la Molasse Marine Supérieure, le sommet des marnes de Bayanne, le sommet de la Molasse de Lourmarin et plus généralement le début des Molasses Sableuses.

La séquence S4 est datée du Serravallien, elle repose généralement sur une importante surface d'érosion associée à une baisse eustatique majeure. C'est lors du dépôt de cette séquence que l'empiètement atteint un maximum régionalement. Ce maximum d'empiètement marin coïncide avec celui du cycle de deuxième ordre du Néogène (Bartek *et al.*, 1991; Vail *et al.*, 1991; Haq *et al.*, 1988; Hardenbol *et al.*, 1998) (Fig. 5).

Inversement en position très proximale, c'est dans cette séquence que s'amorce la progradation terrigène et que s'initient les systèmes rhodaniens et duranciens. Elle comprend à la base: la Molasse de Suze la Rousse, la Molasse Rousse de Saint-Chamas et diverses molasses bioclastiques dans la vallée de la Durance et du Coulon qui constituent le terme transgressif de la séquence, tandis que la progradation est associée au début des Sables de Valréas, aux Sables de la Madeleine au Sud, et enfin à la Molasse de Carpentras.

Les séquences S5 et S6, par suite d'une accélération de l'influx terrigène lié à la déformation alpine, sont plus difficiles à différencier. Néanmoins, en position favorable, on peut identifier au sein des formations sableuses (les Molasses), les épisodes transgressifs toujours caractérisés par la présence de corps tidaux bioclastiques ou silicoclastiques. En position très proximale, on trouve des vallées incisées remplies par des fans deltas conglomératiques rétrogradants comme le Conglomérat de Nyons surmonté par les Marnes de Saint-Pantaléon. Au Sud, en Provence, les séquences sont regroupées au sein des Sables Coquilliers et des Calcaires Sableux Coquilliers de Sulauze. Enfin, dans le bassin de Digne, ces séquences se traduisent par une rapide progradation des Conglomérats de Valensole et le début de la construction du piémont.

La séquence S7 est associée à la transgression tortonienne, ultime invasion marine avant celle du Pliocène à avoir affecté le bassin. La transgression semble avoir empiété très au Nord (au nord de Lyon) par contre le dépôt-centre est souvent en position périphérique traduisant la forte migration de la subsidence flexurale. La série transgressive comprend notamment: la Molasse de Cucuron dans la vallée de la Durance, les Calcaires de Sulauze en Provence. Le cortège progradant inclut: les Marnes de Cabrières; différents niveaux sableux et surtout les faciès conglomératiques qui se généralisent dans presque tout le bassin.

L'émersion de l'ensemble du bassin pendant les bas niveaux marins

En terme de stratigraphie séquentielle, il est fondamental de noter que lors des maximums de bas niveaux marins, l'ensemble du bassin Rhodano-Provençal est émergé, ceci même lorsque se développent des épisodes de régression forcée. Quatre systèmes de ce type ont été mis en évidence deux en Provence et deux dans le Bassin de Valréas.

Le premier d'âge Burdigalien est associé à la base de la séquence S2, et se développe au sommet sables du Castellon vers Istres en bordure de la camargue.

Le second est associé à la séquence S3, il correspond à un prisme littoral posé sur les marnes de plate-forme près de Fos / Mer Dexcote (2001) probablement ouvert vers le Golfe du Lion

Le troisième est situé dans les Sables de Valréas (Parize *et al.*, 2000), à la base de la séquence (S6).

Le dernier est au-dessus des Marnes de Saint-Pantaléon (base S7) et se marque par l'apparition brutale de sables littoraux sur les argiles marines.

Cette vidange du bassin pendant les épisodes de bas niveaux marin est cohérente d'une part avec les superpositions de faciès observables dans les séries qui montrent très généralement une absence des termes progradants les plus régressifs et d'autre part avec la mise en évidence de plus en plus souvent d'indices d'émersion associées aux limites de séquences (sols, altération) . Enfin ceci va de pair avec la mise en place de réseaux de vallées diversement développées, associées avec chacune de ces phases d'émersion (Besson , travaux en cours).

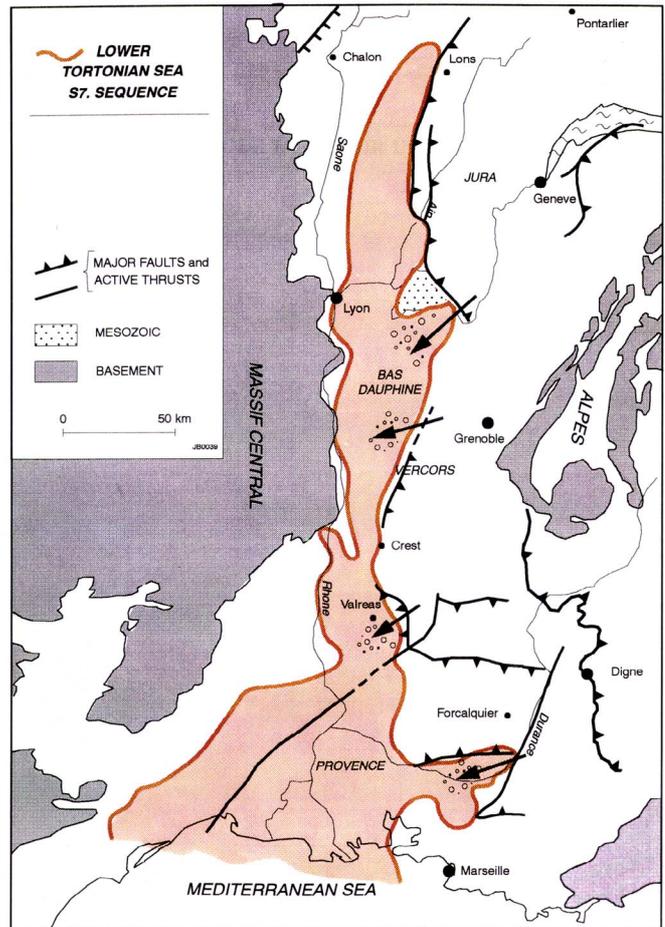
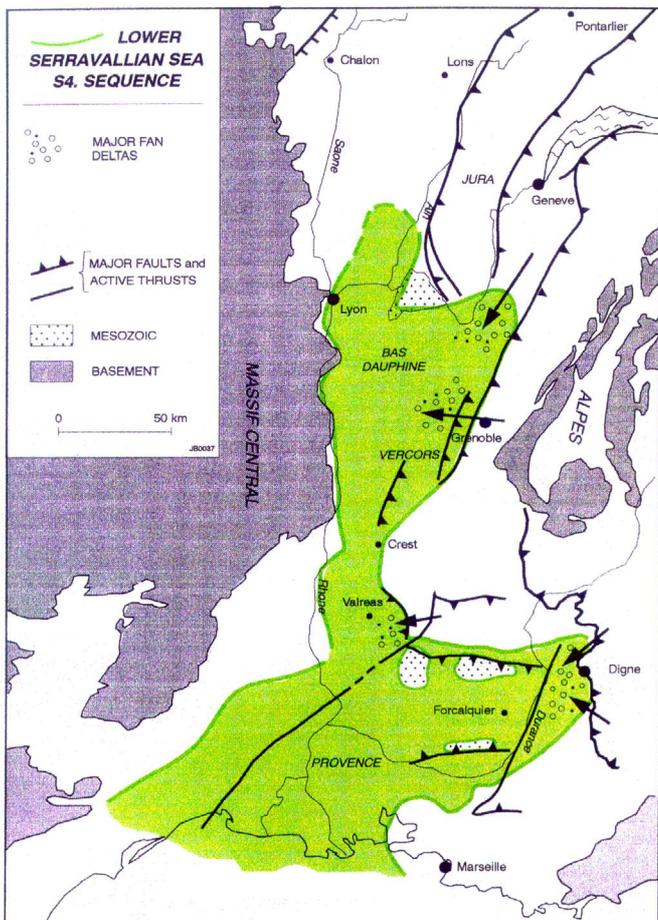
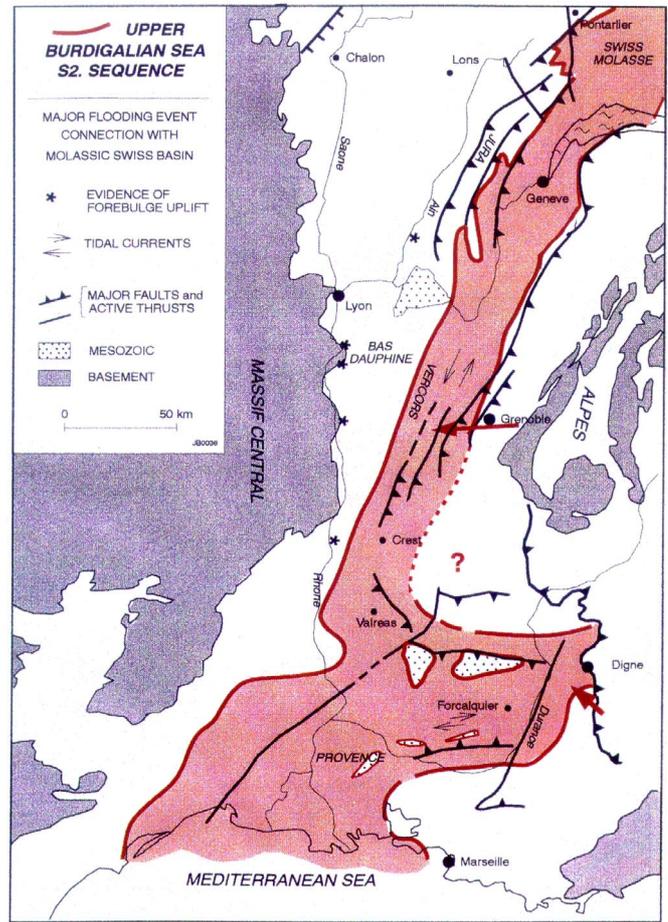
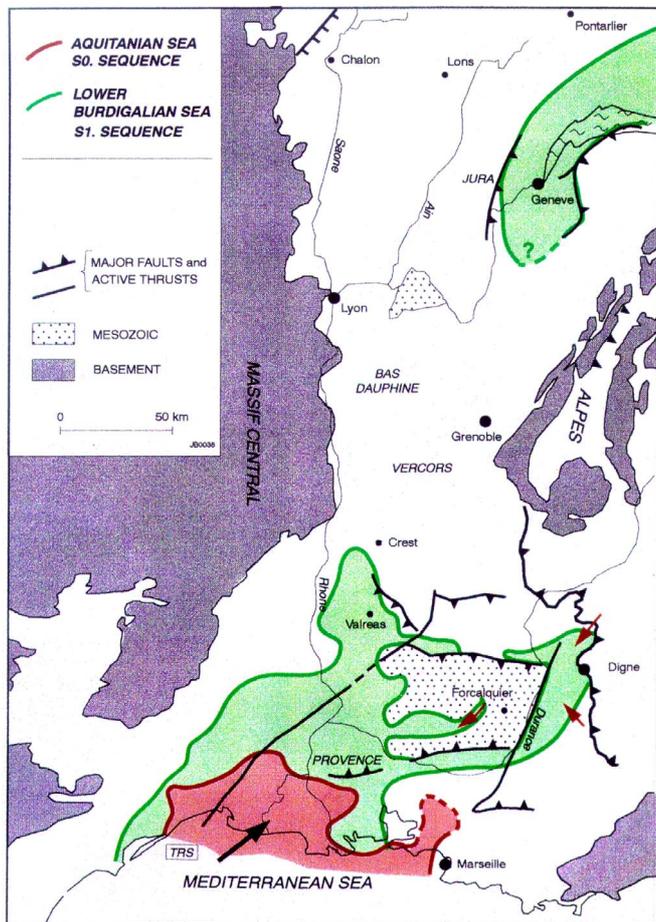
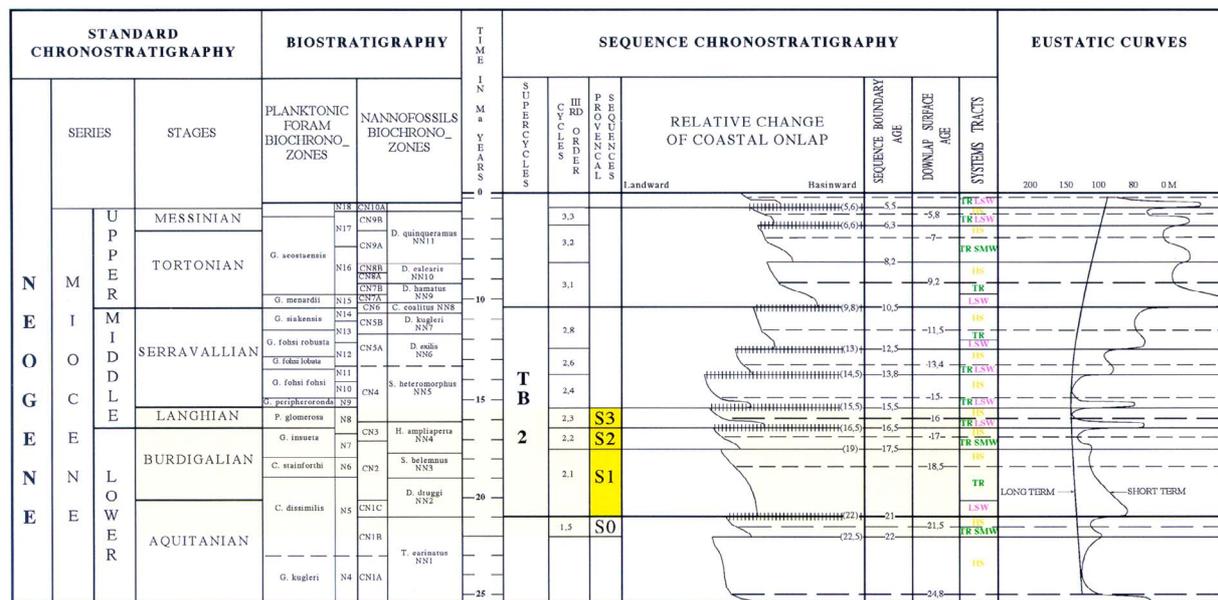


FIGURE 4 - L'EXTENSION DES TRANSGRESSIONS MIOCÈNES DANS LE BASSIN RHODANIEN (D'APRÈS RUBINO ET AL., 1990).



After HAQ et al., 1987. Modified

FIG. 5. LA CHARTE DES VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU DE LA MER (SELON HAQ ET AL., 1987).

Caractéristique générale des faciès

Au niveau de l'analyse des faciès une règle maintenant solidement établie tend à montrer que pour l'essentiel les cortèges transgressifs sont dominés par la marée, tandis que la majorité des systèmes progradants sont dominés par les houles, les tempêtes ainsi que par l'influx fluvial. Ceci s'explique pour le tidal par la morphologie des incisions continentales qui confinent les courants de marée, tandis qu'après les maximums transgressifs alors que les morphologies préexistantes sont régularisées soit par comblement, soit par action de la houle, et que l'empiètement marin est maximal, le "fetch" peut se développer et la houle prédominer.

Outre cette règle concernant le processus dominant selon le cortège, trois grands ensembles de faciès sont reconnus: (1) les molasses, zoogènes ou bioclastiques parfois mixtes qui correspondent le plus souvent à des complexes de barres tidales et sont typique du faciès Foramol (Fig. 6a) au sens de Lee et Bullers (1972), c'est-à-dire des dépôts carbonatés associés au zones tempérées, (2) des faciès plus diversifiés incluant les intervalles marneux et marno-calcaires correspondant à des dépôts de plate-forme marine situés sous la limite d'action des vagues de tempêtes, (3) des grès associés soit aux manifestations de la houle et des tempêtes, soit des molasses plus ou moins hétérolitiques dominées par la marée. Les différents faciès et leur cortèges son résumés sur la figure 6b.

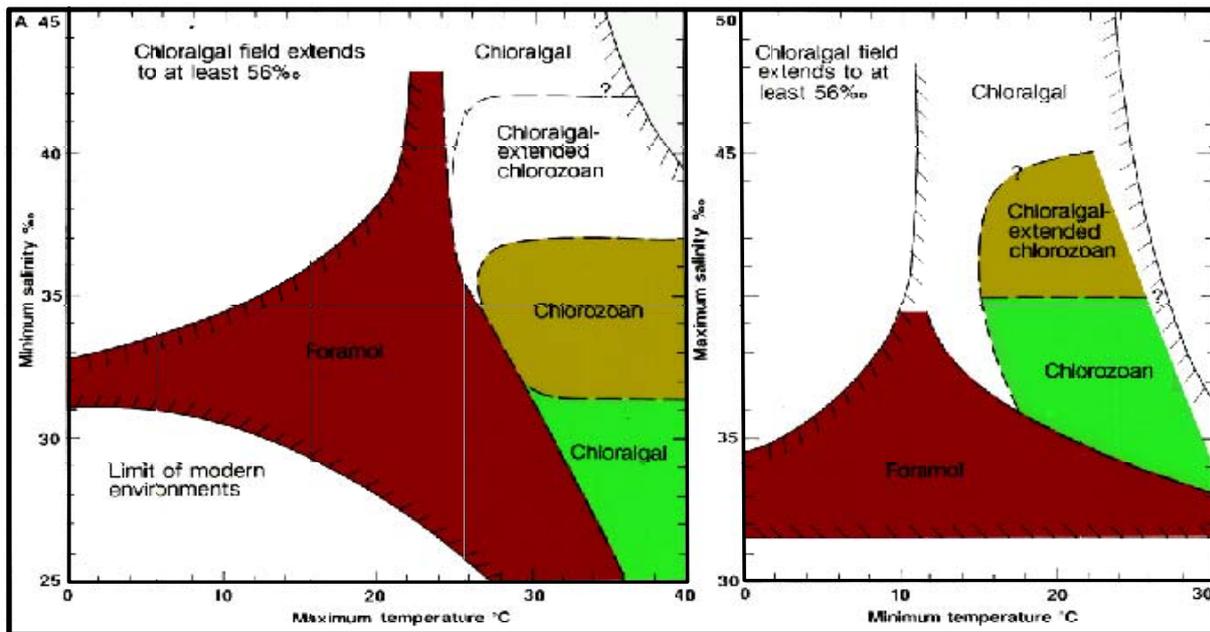
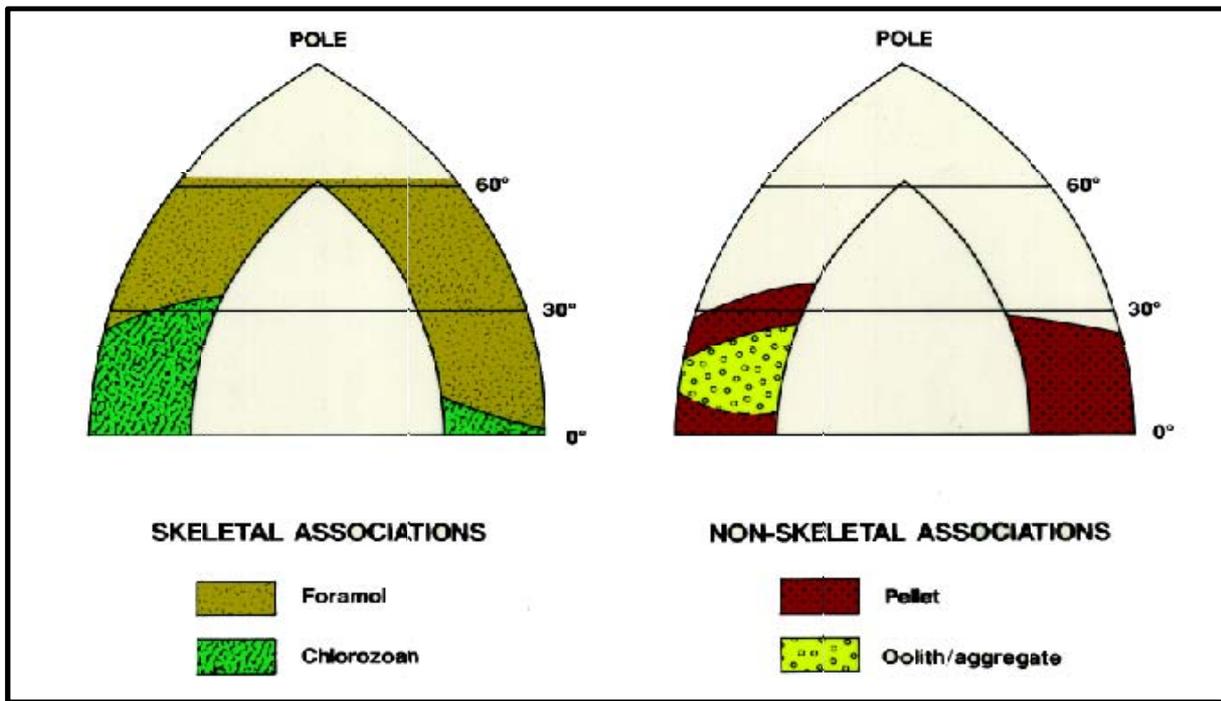


FIG. 6A. DISTRIBUTION LATITUDINALE ET CARACTERISTIQUE DU FACIES FORAMOL FROM LEE & BULLERS (1972)

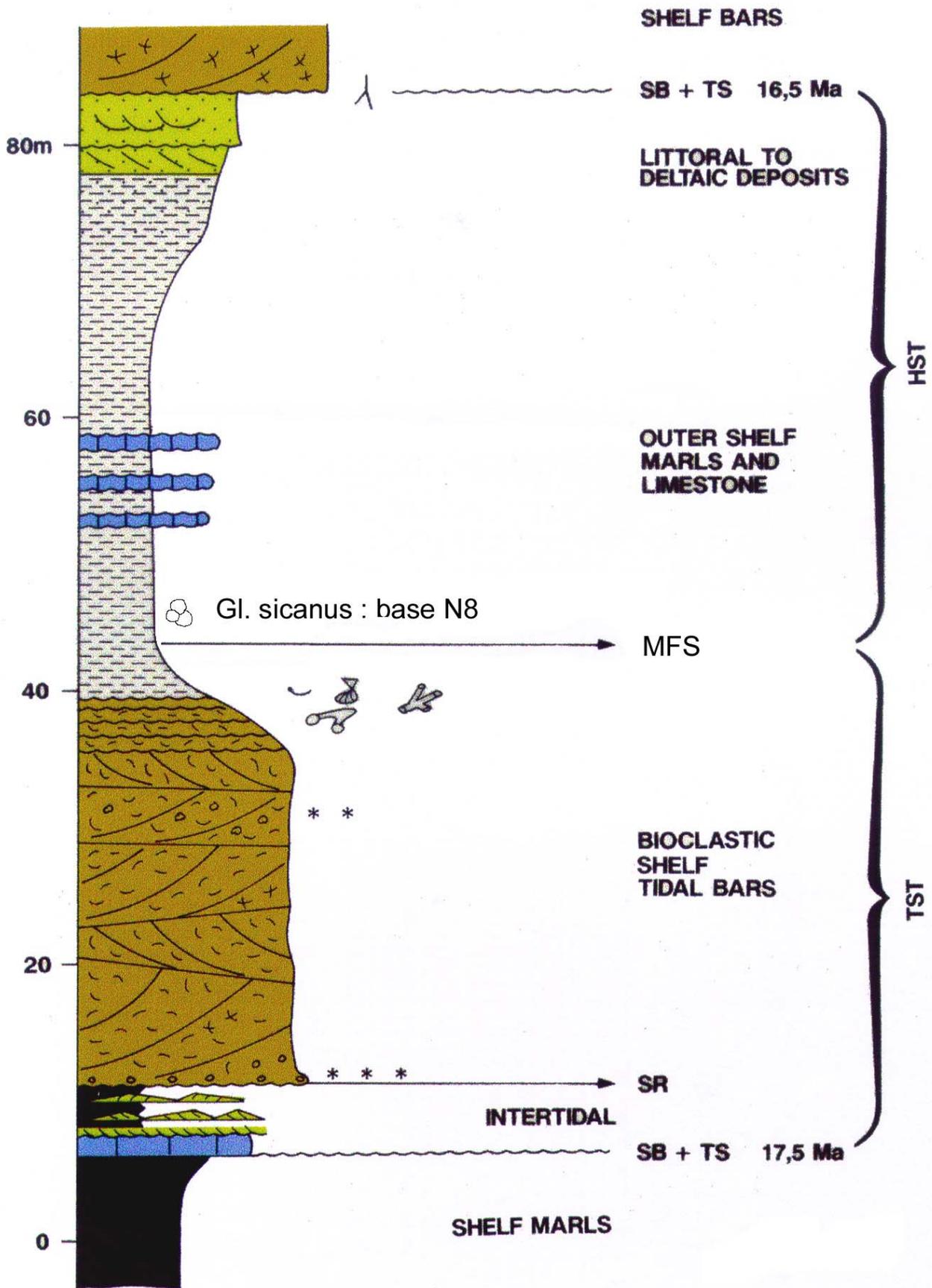


FIG. 6B. L'ORGANISATION TYPE D'UNE SÉQUENCE DE DÉPÔT DU MIOCÈNE RHODANIEN.

Exemple pris de la séquence S2 du Burdigalien supérieur.
 Noter le contraste faciologique entre les dépôts du TST et du HST.

B MODALITÉS GÉOMÉTRIQUES DE L'ENNOIEMENT DES RELIEFS

Lorsque la mer miocène envahit la Provence et la périphérie du bassin alpin, le paysage est très diversifié. En effet, cette zone est demeurée en milieu continental depuis le Crétacé supérieur; elle a, en outre, été fortement structurée lors de la phase pyrénéo-provençale. Les situations locales sont donc très contrastées, elles se regroupent néanmoins en quatre grandes familles.

Concordance stratigraphique

C'est le cas le plus simple. En de nombreux points, la transgression miocène est subconcordante sur l'Oligocène sous-jacent dont elle n'est parfois séparée que par la surface de ravinement transgressive. Cette surface de transgression contribue d'ailleurs souvent à accentuer la régularisation du profil paléotopographique, déjà largement pénéplané à la fin du développement des bassins lacustres oligocènes. Ce cas de concordance stratigraphique entre le Miocène et l'Oligocène est naturellement très développé dans les points bas de la topographie, voire en bordure des reliefs les moins prononcés.

On-lap passif des paléoreliefs

C'est aussi une situation relativement fréquente en Provence. La transgression se fait alors par *on-lap* passif de paléoreliefs résiduels de la phase pyrénéo-provençale. Ces reliefs résiduels constituaient autant d'îles et d'îlots pendant les premiers stades de la transgression burdigalienne, conduisant au fameux archipel du Golfe rhodano-provençal de Demarcq (1970). Selon l'ampleur du relief, l'ennoiement est diachrone et peut alors s'étaler sur plusieurs séquences de dépôts comme à Châteauneuf-de-Gadagne ou sur le Massif des Angles dans le bassin d'Avignon.

On-lap divergent

Cette situation est moins fréquente que les deux cas précédents. Elle présente un certain nombre d'analogies avec la précédente puisqu'il existe un *on-lap* et que fréquemment la divergence résulte d'une réactivation d'une structure antérieure constituant un paléorelief. Elle peut également se faire dans des secteurs bien moins structurés ou déjà largement régularisés mais qui sont affectés par les premières phases de la déformation alpine comme, par exemple, une grande partie de la bordure occidentale des Baronnies (Fig. 7) ou celle du massif de Séguret, ainsi que dans les Alpilles.

Comblement de paléovallées

C'est la situation la plus originale. Elle se retrouve en différents endroits, en particulier en bordures du bassin de Valréas (Fig.7c) (Lesueur *et al.*, 1990), dans les synclinaux frontaux du Ventoux comme celui de Montbrun-les-Bains et celui de Châteauneuf-Miravail (Guy *et al.*, 1989) et en bordure du bassin de Carpentras (Parize *et al.*, 1997; Rubino *et al.*, 1997) ainsi que dans toute la Provence (Besson, 2002) et le Gard. Ces incisions sont rapportées à des mécanismes d'érosion fluviales en domaine continental.

Cette situation est quelque peu paradoxale car dans de nombreux cas mentionnés ci-dessus le substratum des vallées incisées n'étant pas d'âge crétacé, leur creusement ne peut être rapporté à la longue période continentale comprise entre le Maestrichtien et l'Éocène supérieur. En effet, ces incisions peuvent se faire au détriment des dépôts lacustres et continentaux de l'Eocène, de l'Oligocène, voire d'un Oligocène tout à fait supérieur et même au dépens de dépôts du Burdigalien inférieur. Ceci implique pratiquement que le creusement doit avoir immédiatement précédé la première transgression burdigalienne: il est donc datable Oligocène terminal - Aquitaniens. Rubino et Clauzon (1996) ont récemment rattaché ces incisions à une forte amplification tectonique dans la mesure où d'une part l'amplitude des variations eustatiques aquitaniennes est faible et d'autre part la région ne se trouvant jamais très loin de la ligne de baie, il est difficile de justifier l'ampleur des incisions. Il s'agit plutôt d'une tectonique à grand rayon de courbure, donc à forte composante verticale, interprétée comme une surrection du bourrelet périphérique de l'avant-pays des Alpes

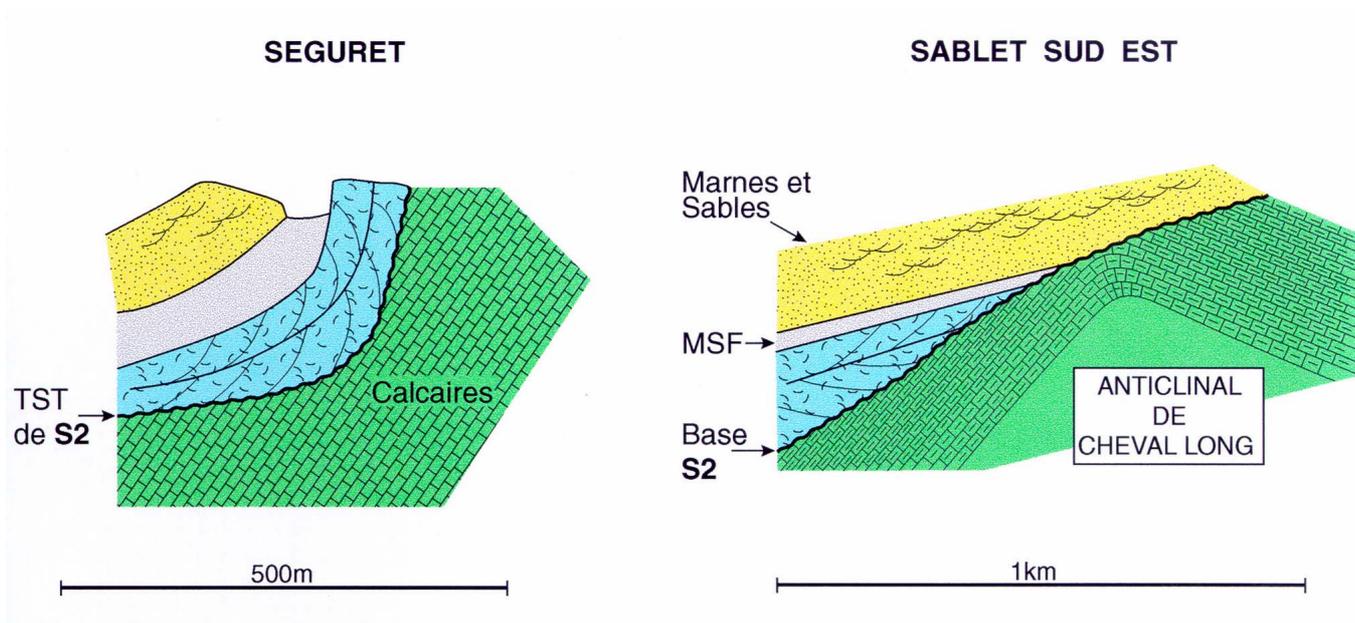
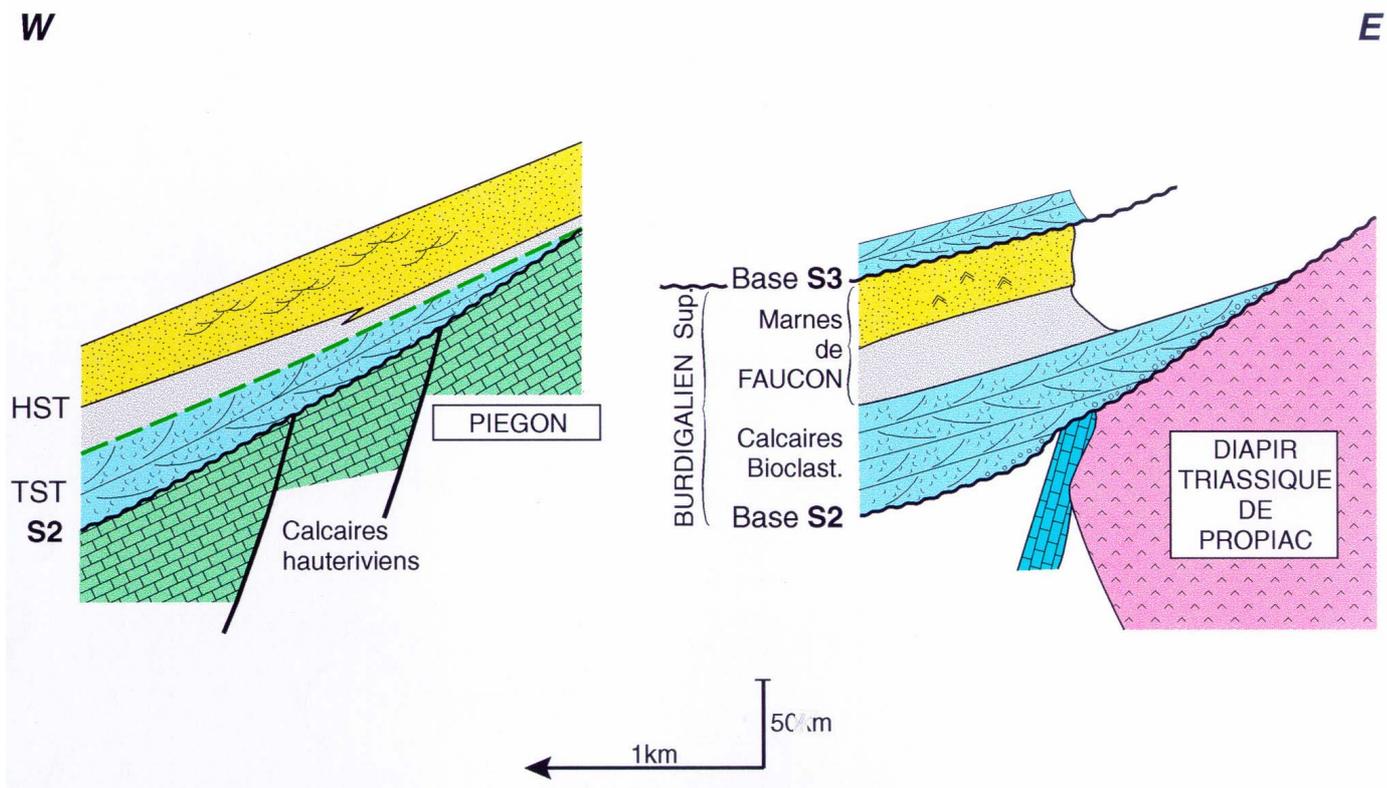


FIG. 7A. DIFFÉRENTES MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION MIOCÈNE LE LONG DES CHAÎNES SUBALPINES

occidentales. Cette interprétation à le mérite d'intégrer le diachronisme du creusement depuis les zones externes des Alpes jusque dans le Gard et surtout elle fournit une explication probante au paradoxe de la coexistence entre une transgression s'effectuant sur des secteurs pénéplanés et une transgression dans de profondes vallées dont l'extension est forcément limitée. Ce modèle est cependant largement compliqué par l'héritage structural et la proximité du Golfe du Lion en cours d'ouverture.

Par ailleurs l'existence de nombreuses autres vallées incisées associées à toutes les autres séquences de dépôts montre la pérennité des creusements fluviaux associés à chacune des séquences et notamment la permanence de certains bassins versants, notamment celui du Plateau de Vaucluse, (Besson, 2002).

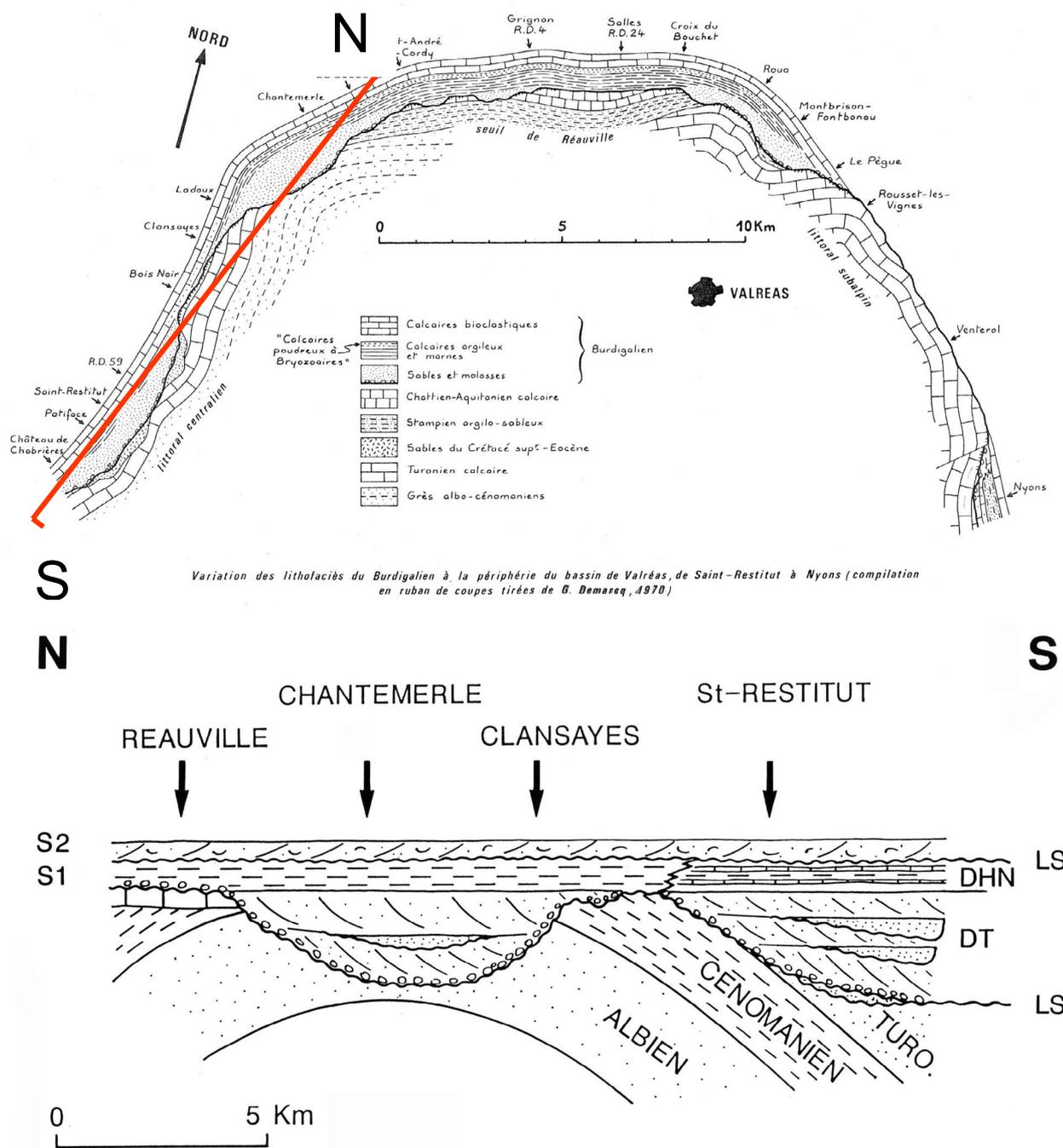


FIG. 7B. LES PALÉOVALLÉES À REMPLISSAGE BURDIGALIEN EN PÉRIPHÉRIE DU BASSIN DE VALRÉAS : MISE EN ÉVIDENCE DES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR (DEMARCO, 1970; NELLY, 1978) ET INTERPRÉTATION STRATIGRAPHIQUE (LESUEUR ET AL., 1990)

C : INVESTIGATION DU PRISME CONTINENTAL PERIALPIN MIOCENE

Ce prisme discontinu correspond à trois unités topographiques, du Nord au Sud:

- le piémont du Bas Dauphiné,
- le piémont de Valréas,
- la formation miocène de Valensole (Valensole 1).

L'analyse de ces trois unités repose sur les récoltes paléontologiques (Rongeurs et Grands Mammifères) qu'elles ont livrées lors de leur investigation (Fig. 7c). Ce sont ces gisements qui permettent, en particulier, de mesurer les vitesses de progradation des piémonts.

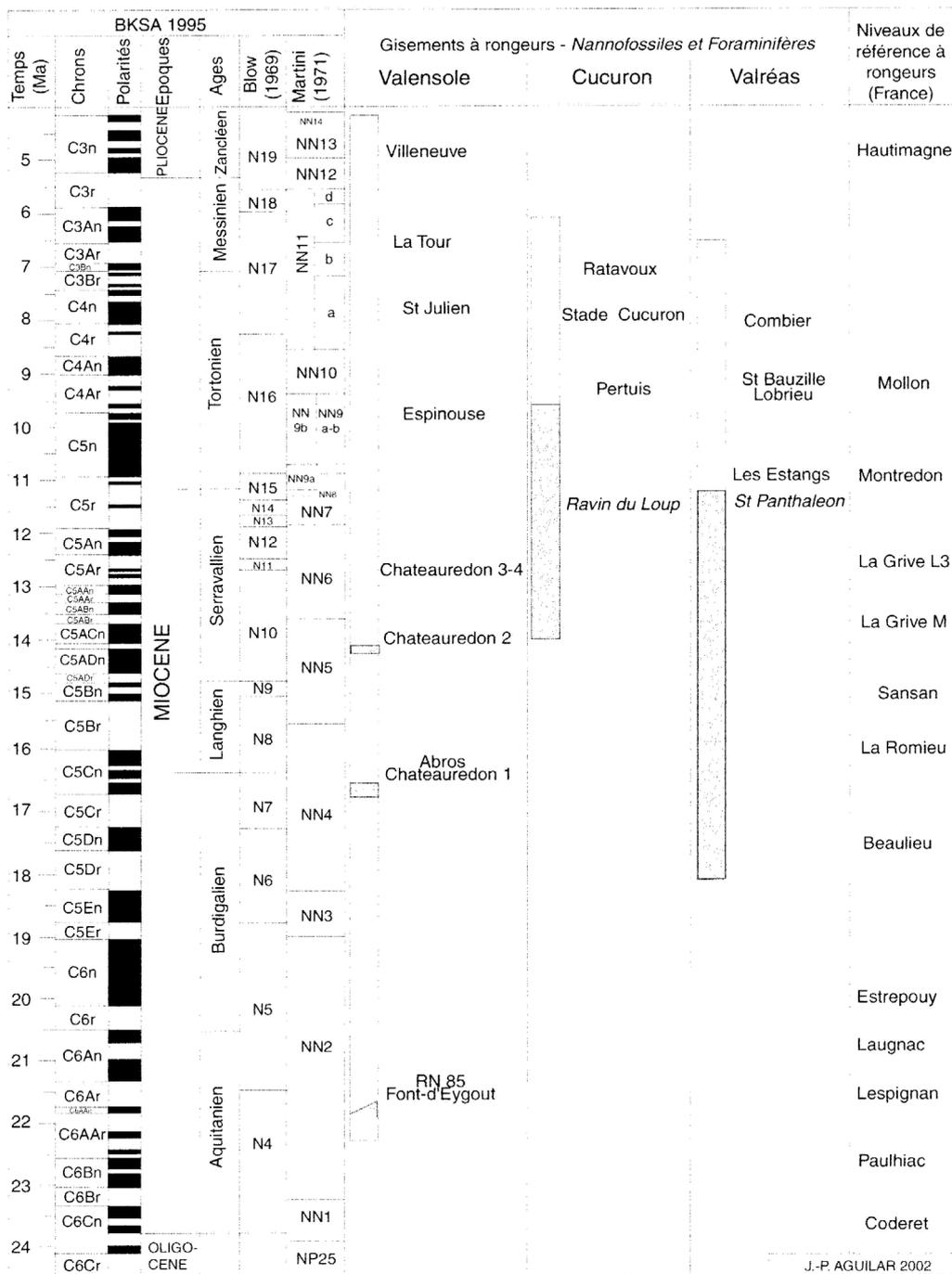


FIG. 7c. BIOCHRONOLOGIE DES LOCALITÉS DE MAMMIFÈRES DU SUD-EST DE LA FRANCE.

Dans le cas du Golfe durancien, allongé selon un axe NE/SW, les gisements extrêmes de Pré Foran (Clauzon *et al.*, 1987 et 1989) et de Pertuis (Aguilar & Clauzon, 1982) – distants d'une centaine de kilomètres – ont permis la mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma (Clauzon *et al.*, 1987). Plus récemment, la découverte du gisement encore plus ancien d'Abros (Fig. 7c et Annexes) permet de vieillir au Burdigalien supérieur/Langhien la première manifestation proximale du cailloutis de Valensole (unité stratigraphique du Valensole 1).

En domaine subalpin rhodanien, on relève une double polarité dans la construction du piémont subalpin comme on relevait un double axe de subsidence:

- une polarité "autochtone", transverse à la chaîne (donc E-W), nourrie par celle-ci (piémonts du Bas -Dauphiné et de Valréas);
- une polarité rhodanienne, parallèle à la chaîne (donc N-S), nourrie d'apports diversifiés allochtones. Désigné "piémont alluvial" (Baulig, 1928), c'est lui qu'on observe dans le cailloutis rhodanien du belvédère de Saint-Restitut

En section transverse (transect Les Estangs/Lobrieu) on enregistre ainsi un diachronisme de l'ordre de 1 Ma tandis qu'en section longitudinale méridienne (transect Ecotet/Molon/Dionay/Pertuis), il est de l'ordre de 2 Ma.

La construction de ce piémont de substitution, à l'emplacement même du sillon subalpin prend fin brutalement avec le déclenchement de la crise messinienne à 5,95 Ma (Gauthier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999).

Du point de vue sédimentologique, en l'absence d'une étude stratigraphique récente il est difficile de bien caractériser les systèmes de dépôt continentaux des piémonts Miocène supérieur, ni par contre coup d'en fournir un découpage séquentiel. A cette difficulté s'ajoute le caractère partiel de la préservation de ces derniers suite à l'érosion messinienne et à la forte dissolution qui affecte la série en position d'interfluve. On peut toutefois noter en accord avec l'évolution longitudinale, une réduction de l'amalgamation des chenaux conglomératiques vers l'aval qui va de pair avec le développement plus important des niveaux de plaine d'inondation avec des paléosols ceci dans le Valensole ainsi que la présence, en particulier dans le bassin de Valréas (Piémont de l'Ouvèze), de niveaux lacustres suggérant soit des remontées temporaires des niveaux de base associés aux pics eustatiques Tortono-messinien, soit le développement de bassins seuillés induit par la déformation.

2. L'épisode du ravinement messinien

L'événement messinien (*i.e.* l'effondrement du plan d'eau méditerranéen d'environ 1500 mètres) possède 2 signatures:

- ce sont, d'une part, les **évaporites** du domaine abyssal resté sous-aquatique pendant toute la crise;
- c'est, d'autre part, la **surface d'érosion messinienne** en domaine sub-aérien de la marge et de son hinterland avec son expression suprême: **les canyons** (Fig. 8).

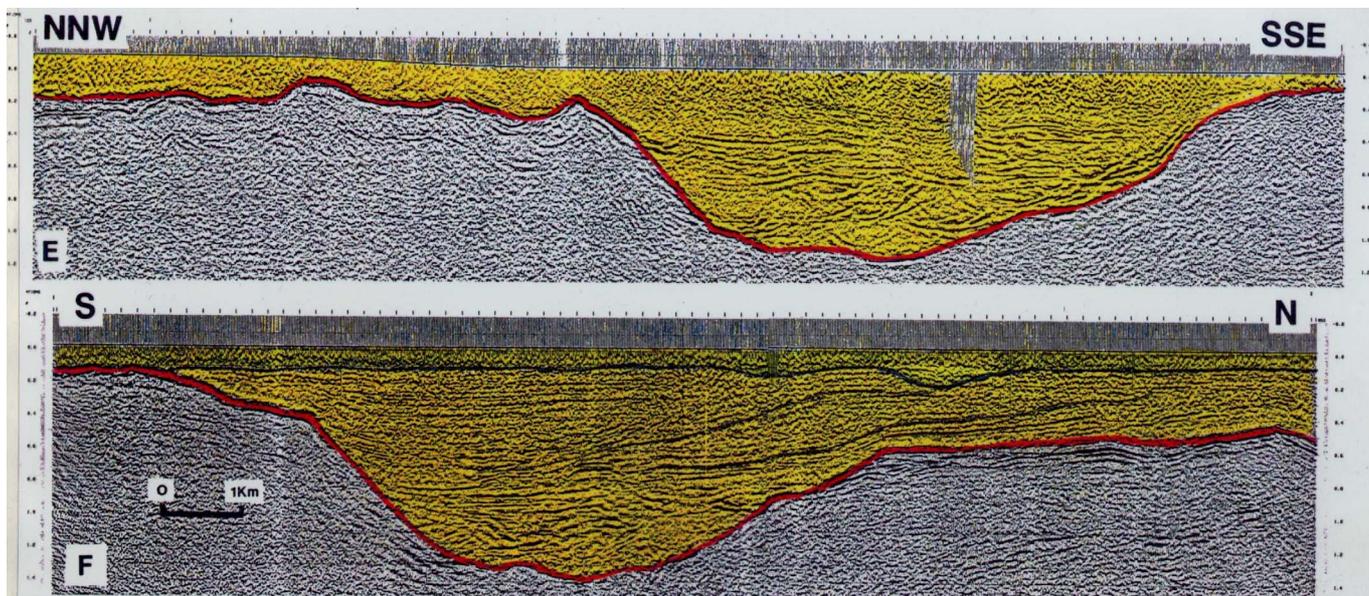


FIG. 8. PROFILS SISMIQUES DU CANYON MESSINIEN CREUSÉ PAR LE RHÔNE.

A terre et singulièrement à proximité des canyons, cet événement représente une coupure morphologique et stratigraphique majeure qui a généré deux niveaux repères correspondant respectivement au déclenchement et au dénouement de la crise (Fig. 9). En effet tant l'entrée que la sortie de crise ont donné lieu à des inversions de processus hydrodynamiques quasi instantanées.

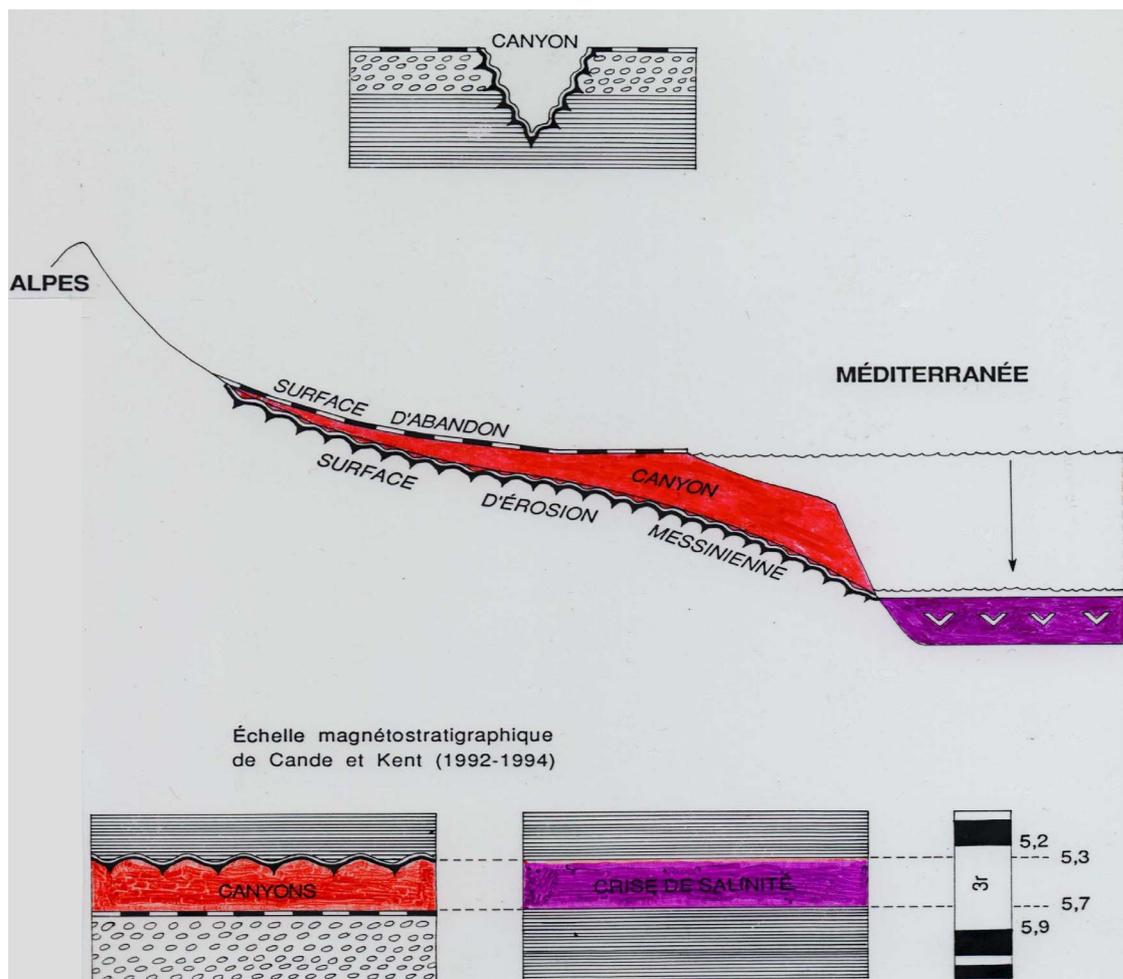


FIG. 9. DATATION DES NIVEAUX REPÈRES ENCADRANT LA CRISE PAR CORRÉLATION AVEC LE MUR ET LE TOIT DES ÉVAPORITES.

Avant la crise, les fleuves, dans leur partie aval, travaillaient en aggradation. Dès son déclenchement ils fonctionnent en incision ce qui métamorphose la surface d'aggradation en **surface d'abandon** fossile. Cette surface fossile est une *isochrone du début de la crise*, morphologiquement inscrite dans le paysage.

Symétriquement, mais à l'issue de la crise, la remise en eau du bassin opère une inversion similaire. En effet, juste avant cette échéance, le fleuve travaillait en érosion tant sur son talweg que sur ses versants mais en quelques années (26+10 ans selon P-L Blanc : Blanc, 2002) le canyon est submergé en ría ce qui le transforme en une surface de dépôt fossile synchrone de la fin de la crise et que l'on désigne sous le terme de **canyon messinien** ou, plus généralement, de surface d'érosion messinienne.

Ainsi, où que l'on soit dans le canyon, le recoupement de ces deux surfaces (quand l'une et l'autre sont conservées) donne la mesure locale de l'incision messinienne enfermée très exactement dans la durée de la crise puisque ces deux surfaces sont des isochrones de son ouverture et de sa clôture (Fig. 9). Ce cas de figure pédagogique sera examiné à Cadenet sur la Durance ainsi qu'à Pierrelatte sur le Rhône.

Le creusement de ces canyons obéit à une impulsion purement eustatique d'ampleur inusitée, véritablement tétatologique puisqu'elle affecte la marge sur toute sa hauteur dans le cas d'un organisme puissant comme le Rhône. Ce ravinement ubiquiste, particulièrement efficace sur la marge, procède d'une vague d'érosion régressive. Néanmoins la durée de la crise est trop brève (0,3 Ma) pour que les fleuves retrouvent leur profil d'équilibre. Ce sont donc des talwegs immatures qu'on détecte sous les remblaiements pliocènes, le creusement maximum se trouvant à l'aval du profil.

Les deux canyons qui seront suivis et remontés à l'occasion de l'excursion sont ceux du Rhône et de la Durance ainsi que de leurs tributaires.

Lorsqu'on restitue, pour un même fleuve (et singulièrement pour le Rhône) son tracé messinien et son tracé actuel, on constate qu'ils ne sont jamais sur la même verticale tout au long de leur cours actuel (Fig. 10). Cela implique que le fleuve messinien s'est extrait du fond de son canyon – souvent implanté à plusieurs centaines de mètres en contre-bas – afin de pouvoir migrer dans l'espace. Une telle migration, opérée au cours du Pliocène, pose des problèmes de réalisation. C'est la grande originalité du Pliocène méditerranéen que d'avoir rendu possible ces inimaginables sauts de mouton.

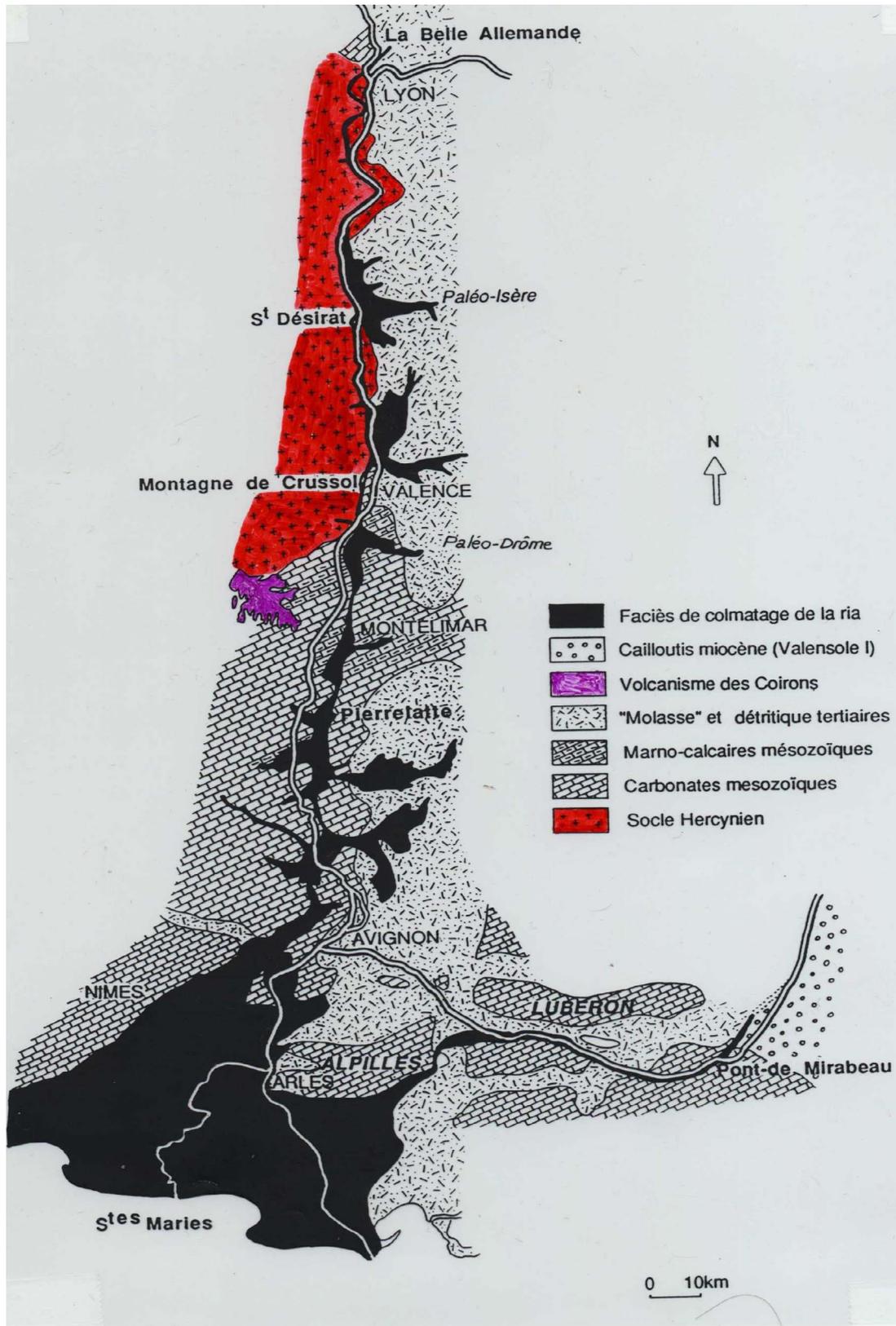


FIG. 10. DICHOTOMIE DES TRACÉS MESSINIEN ET ACTUEL DU RHÔNE.

3. Le remblaiement pliocène en Gilbert deltas

L'incision messinienne des canyons et le remblaiement pliocène des rias bien que successifs sont génétiquement indissociables, celui-ci étant contrôlé par celle-là. On a affaire en effet à deux moments du même cycle sédimentaire: le cycle de 3^{ème} ordre TB 3.4/3.5 *sensu* Haq *et al.* 1987 (Fig. 11) affecté d'une amplification hors normes en domaine méditerranéen. L'incision messinienne

correspond au premier temps de ce cycle tandis que le remblaiement pliocène constitue son quatrième temps: le prisme de haut niveau.

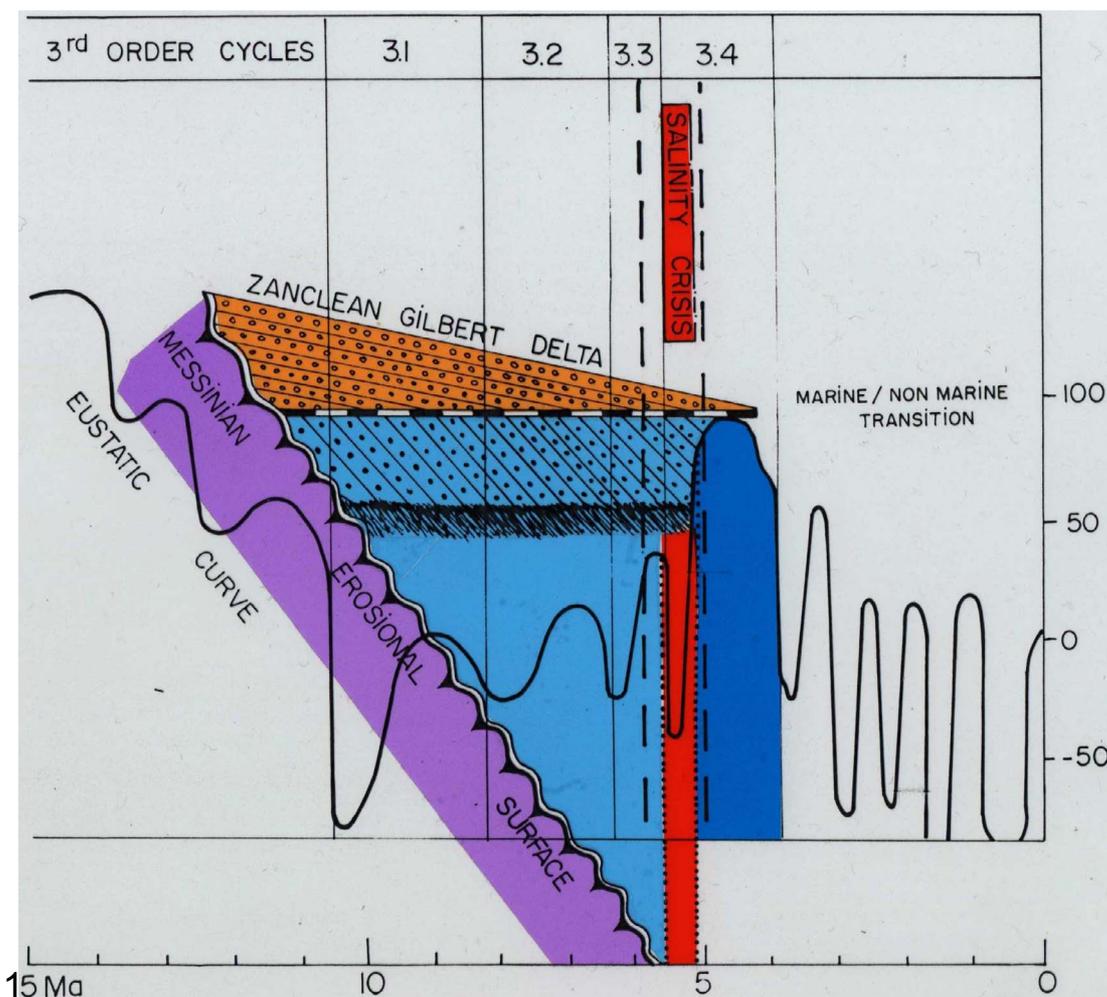


FIG. 11. L'IMPULSION EUSTATIQUE DES CANYONS MESSINIENS (COURBES HAQ ET AL., 1987) ET STRUCTURATION DE LEUR REMBLAIEMENT.

L'amplification est due pour l'essentiel à l'effondrement du niveau de base méditerranéen à l'abri du seuil occidental (de l'ordre de 1500 m) auquel il faut ajouter le haut niveau eustatique (+70/80 NGF) de la remise en eau. Il en est résulté dans la marge la création d'un espace disponible tout autant inusité, tant par son ampleur que par sa configuration. Elle atteint 1300 m dans le cas du Rhône, à l'aplomb du littoral (Clauzon *et al.*, 1995) et, par ailleurs, il s'agit d'une physiographie compartimentée dans un système de talwegs et d'interfluves ayant pour effet d'inhiber toute redistribution du flux détritique livré par les fleuves à l'apex des rias.

Il faut ajouter à cela la durée inhabituelle du *high stand* du cycle T.B. 3.4/3.5 (5,3/3,8 Ma) qui en fait un *still stand sea level* très long en durée et très stable en élévation. Tout se passe comme si, aussi bien durant la crise que dans ses lendemains, était intervenue une conjonction de facteurs inusités.

La profonde originalité du comblement des rias pliocènes méditerranéennes réside dans leur structuration systématique (Gilbert, 1885) en Gilbert type fan deltas (Clauzon & Rubino, 1988, 1989, 1990, 1992 ; Clauzon *et al.*, 1987). Ceux-ci comportent deux prismes superposés en disposition inverse: un prisme sous-aquatique ouvert vers l'aval surmonté d'un prisme sub-aérien ouvert vers l'amont. L'interface de ces deux sous-unités (la transition marin/continental) fournit un enregistrement eustatique contemporain de la migration de l'appareil.

Ces appareils possèdent 3 niveaux repères (Clauzon, 1996) (Fig. 12):

- au mur, la **surface d'érosion messinienne**; il s'agit d'une surface isochrone qui marque conjointement la fin de la crise par la remise en eau brutale du bassin;
- au toit, la **surface d'abandon des piémonts dauphinois et de Valensole** (respectivement: piémont dauphinois 2 et Valensole 2); dans les deux cas on a affaire à une surface isochrone datée à 2 Ma par les gisements de grands vertébrés de Saint-Vallier (Viret, 1954 ; Debard et al., 1994) et du Ravin de Cornillet (Heintz & Dubar, 1981) ;
- enfin, au sein de l'appareil, la **transition marin/continental** déjà évoquée en tant que marqueur eustatique hétérochrone de la progradation de l'appareil.

On a vu que, dans la perspective séquentielle, le Gilbert delta rhodanien représentait le prisme de haut niveau du cycle T.B. 3.4/3.5.

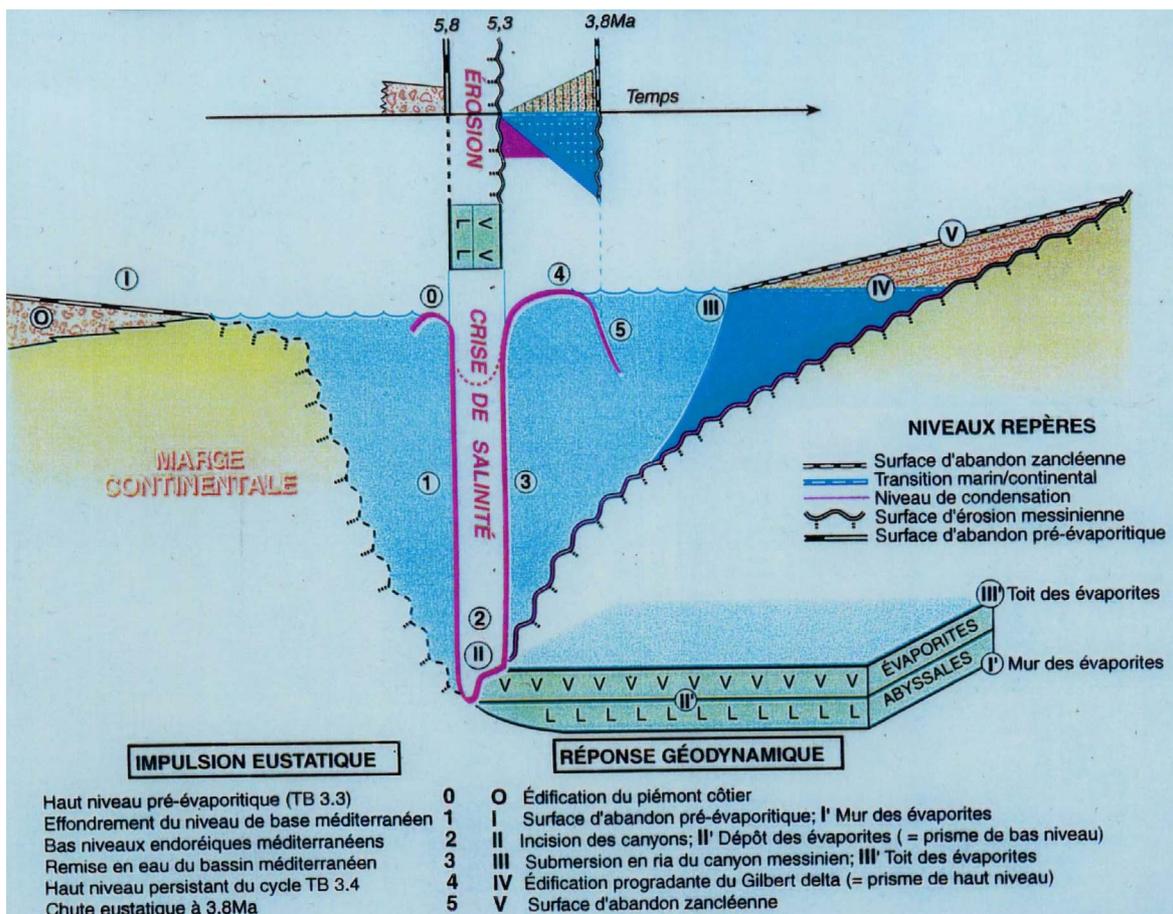


FIG. 12. LES IMPACTS DE LA CRISE DE SALINITÉ MESSINIENNE DANS L'ESPACE ET DANS LE TEMPS.

Qu'en est-il du prisme de bas niveau synchrone de la crise ? La sismique marine révèle qu'il correspond aux cônes de bas de pente situés au débouché des canyons et qui passent latéralement aux évaporites du bassin (Clauzon *et al.*, 1995). Cependant une surprenante omission reste à signaler: l'absence d'intervalle transgressif en *on lap* sur la surface d'érosion messinienne confirmée par la présence en *down lap* des marnes pliocènes sur cette même discontinuité majeure (Clauzon, 1998). L'absence de cortège transgressif ne prouve évidemment pas que la remontée eustatique n'a pas eu lieu mais tout simplement que sa rapidité "fulgurante" n'en a pas permis l'enregistrement.

L'indépendance stratigraphique des bassins miocène et pliocène est due à la surimposition de celui-ci par rapport à celui-là, la surimposition s'étant réalisée à la faveur du ravinement messinien initié à partir de la surface d'abandon pré-évaporitique. Dans le même ordre d'observation, on a relevé une dichotomie des cours messinien et quaternaire des rivières qui résulte d'une autre surimposition opérée à partir de la surface d'abandon des Gilbert deltas pliocènes. Pour autant ce

cheminement de l'inadaptation ne suffit pas à expliquer comment les rivières pliocènes ont pu s'extraire de leurs canyons messiniens. La clé d'une telle évation (Fig. 13) réside dans l'extraordinaire potentiel d'aggradation observé dans les prismes continentaux des Gilbert deltas pliocènes (Clauzon, 1998). Elle excède 200 mètres dans les exemples visités de la moyenne Durance. Ce processus original d'évasion/migration a été appelé "épigénie d'aggradation".

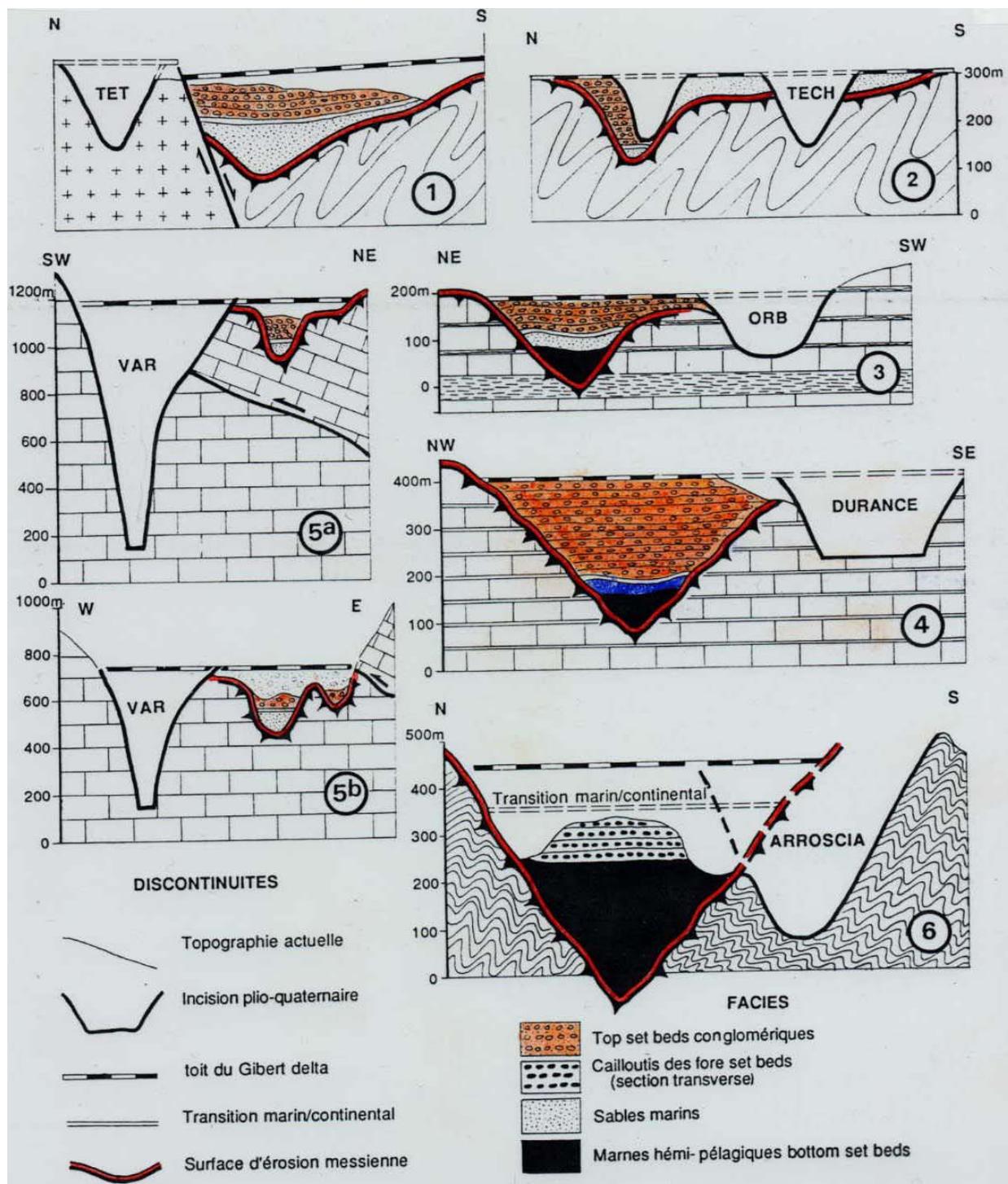


FIG. 13. L'ÉPIGÉNIE D'AGGRADATION DANS LES RIAS PLIOCÈNES NORD-OUEST MÉDITERRANÉENNES.

III. VEGETATION ET CLIMAT

La végétation et le climat de la fin du Burdigalien et du Langhien du domaine nord-ouest méditerranéen ont été explorés par Bessedik (1985). Les diagrammes polliniques synthétiques (Fig. 14) révèlent l'existence d'éléments tropicaux au Nord (Provence, Languedoc) où prédominent les groupements subtropicaux (à *Engelhardia*, *Platycarya* et Sapotaceae) tandis que les éléments tropicaux sont abondants au Sud (Catalogne espagnole) à côté de formations herbacées bien développées. *Avicennia* (mangrove appauvrie) est le constituant marquant des groupements tropicaux. Son maximum devrait souligner le moment le plus chaud du Miocène. Toutefois, ce pic est difficile à identifier dans la mesure où le moment le plus chaud doit coïncider avec le plus haut niveau marin: alors, les sites polliniques, marins littoraux pour la plupart, se trouvent en situation plus distale et le pollen de Pin masque la flore littorale. Il semble toutefois qu'il ait été trouvé dans le site lacustre de Châteauredon (Driss, 1998). Le climat a été quantifié par S. Fauquette (*in* Safsaf, 2001) qui a obtenu, pour le Langhien du Vallès Pénédès, une température moyenne annuelle de l'ordre de 20°C, une température moyenne du mois le plus chaud autour de 25°C, du mois le plus froid autour de 14°C, et des précipitations annuelles proches de 900-1000 mm. Ce qui est compatible avec la présence des édifices récifaux dans ce secteur.

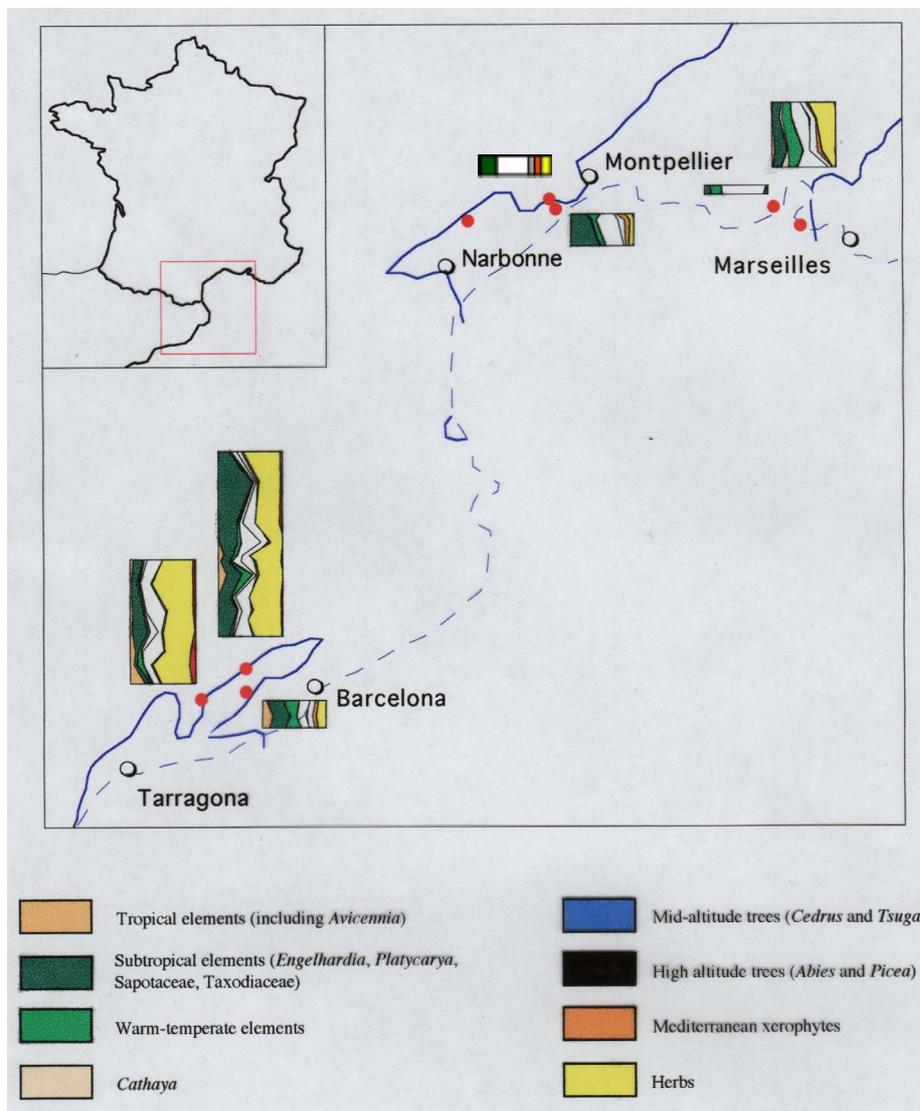


FIG. 14. DIAGRAMMES POLLINIQUES SYNTHÉTIQUES DU BURDIGALIEN SUPÉRIEUR – LANGHIEN EN MÉDITERRANÉE NORD-OCCIDENTALE

Au Serravallien, il semblerait que la mangrove à *Avicennia* ait disparu des littoraux nord-méditerranéens (Golfe du Lion: Bessedik, 1985; Bassin Pannonique: Jimenez, recherches en cours) sans que l'on puisse affirmer si la cause réside dans le refroidissement climatique ou dans la fermeture des relations entre la Méditerranée et l'océan Indien. En faveur de la première hypothèse est le maintien de cette mangrove aux latitudes plus basses (Sicile, Afrique du Nord, mer Noire) d'où elle disparaîtra lors de la crise de salinité messinienne.

Le midi de la France ne possède que très peu de localités polliniques du Tortonien (Suc *et al.*, 1999). Ils suggèrent un changement profond dans la végétation avec la quasi disparition des taxons subtropicaux pouvant produire des fruits toute l'année, ce qui pourrait expliquer l'extinction des Primates de la région ouest-européenne. La région ne possède aucun site du Messinien, les plus proches se situent dans la plaine du Pô.

Au Zancléen, la végétation a encore changé avec la disparition des plantes tropicales et la raréfaction des plantes subtropicales (maintenant dominées par les Taxodiaceae: marécages littoraux et forêts de versants proches de la mer) (Suc *et al.*, 1995) (Fig. 15). Les variations climatiques de grande ampleur (cycles de 400 ka) se font déjà sentir dans la région et annoncent les cycles glaciaire-interglaciaire qui débiteront à 2,6 Ma avec le développement de la steppe à *Artemisia*. Dans la région, au Zancléen, la température moyenne annuelle était de l'ordre de 16,5 °C et les précipitations annuelles de l'ordre de 1300 mm (Fauquette *et al.*, 1999a). En région nord-ouest méditerranéenne, le climat zancléen était plus chaud et plus humide qu'aujourd'hui; il était plus chaud et plus sec qu'aujourd'hui en domaine sud-ouest méditerranéen. La quantification du climat zancléen a permis d'estimer les paléoaltitudes des massifs littoraux (Mercantour: Fauquette *et al.*, 1999b; Canigou) à 70% environ de leur altitude actuelle (en accord avec les travaux géomorphologiques: G. Clauzon). L'élaboration de paléocartes de végétation (par interpolation des données polliniques) permet notamment d'envisager un étagement altitudinal des végétaux moins contrasté que cela avait été supposé (Charlet, 2002).

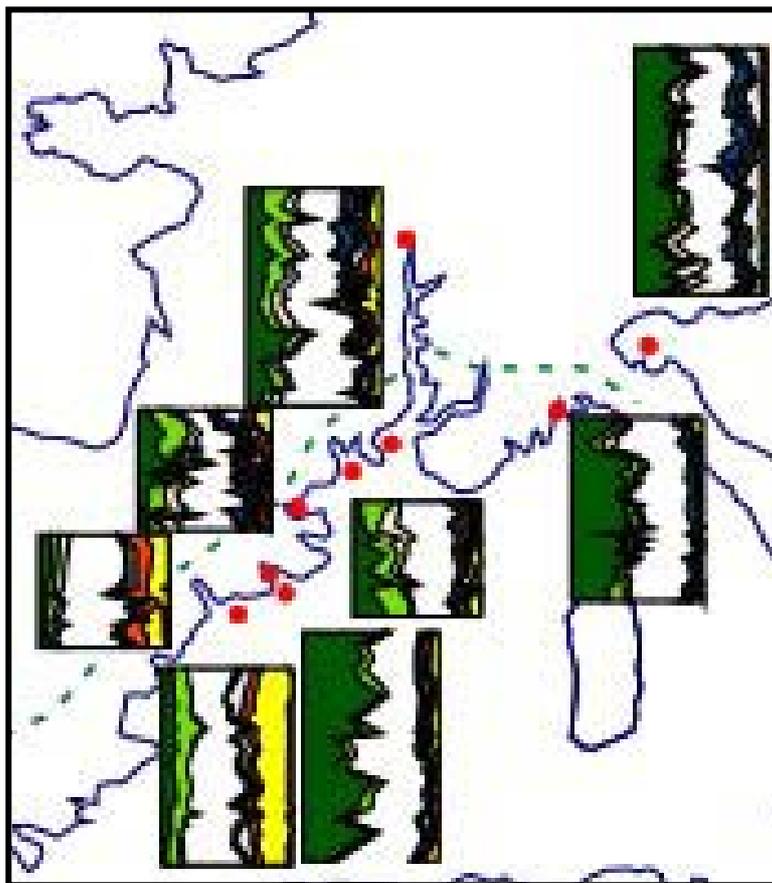


FIG. 15. DIAGRAMMES POLLINIQUES SYNTHÉTIQUES DU ZANCLÉEN EN MÉDITERRANÉE NORD-OCCIDENTALE (MÊME LÉGENDE QUE POUR LA FIGURE 14).

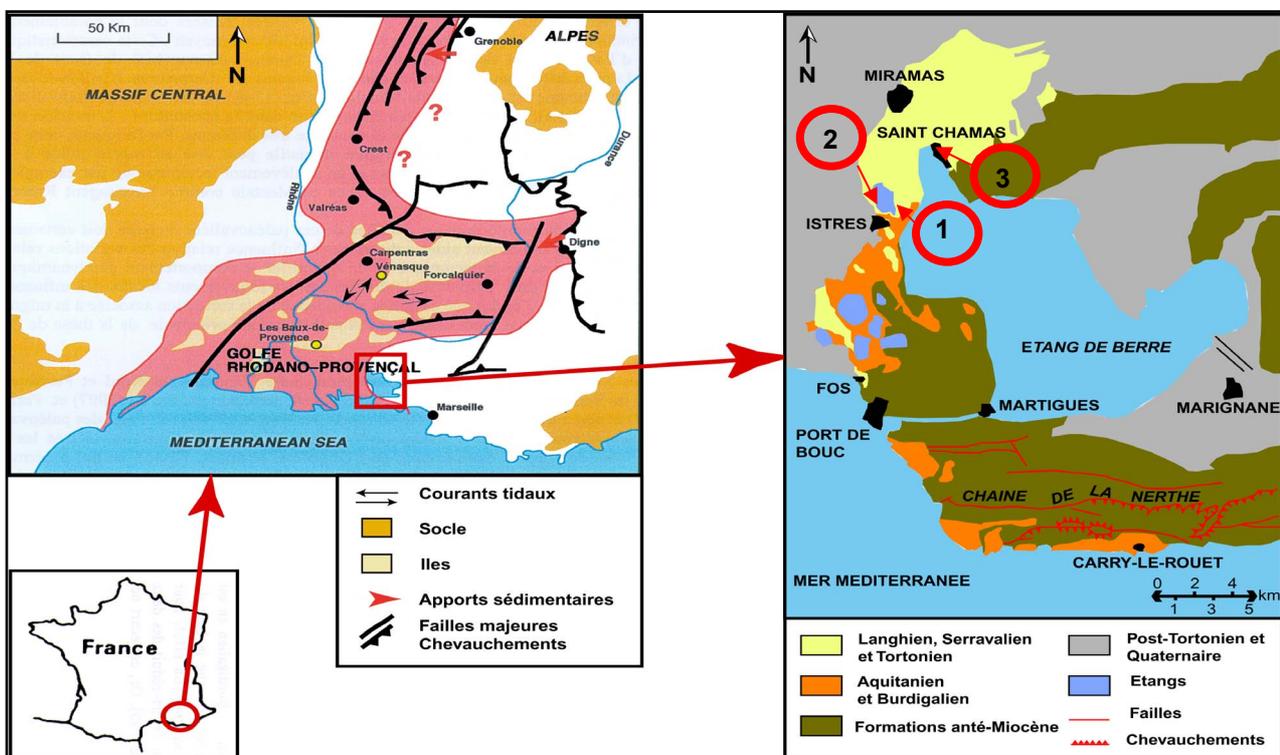
LES SEQUENCES DE DEPOT DU MIOCENE DE BASSE-PROVENCE



Jour 1 : Le Miocène de Basse Provence et le Mio-Pliocène Durancien

Introduction sur le Miocène de Basse Provence

Cette excursion portant sur le Néogène rhodanien débute dans la région où les dépôts les plus distaux du comblement du bassin néogène péri-alpin ont été reconnus à l’affleurement. Cette région de Basse-Provence assure la liaison avec le Golfe du Lion: au Miocène inférieur, ce secteur était situé sur une frontière géodynamique entre un bassin en cours d’ouverture et d’océanisation et un bassin de type flexural en compression (Fig. 16).



**FIGURE 16 - LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GÉOGRAPHIQUE DE LA BASSE PROVENCE.
LOCALISATION DES ARRÊTS 1, 2 ET 3 DE CETTE PREMIERE JOURNEE.**

Alors que pour l’essentiel la série mésozoïque s’est déposée avant ou au début de la déformation pyrénéo-provençale, c’est-à-dire en contexte de marge passive (Fig. 17) ou en proto-bassin flexural, toute la série néogène est post-déformation pyrénéenne et se dépose au-dessus d’une surface d’érosion qui affecte les structures anticlinales créacées et éocènes, lesquelles constituent l’essentiel du canevas structural local. La région, bien que située en marge du domaine péri-alpin, est suffisamment loin du front de déformation pour ne pas être directement affectée par les déformations alpines; les mouvements tangentiels les plus méridionaux ne dépassent pas l’axe E-W formé par les Alpilles et la Chaîne des Costes, situées au nord du secteur visité au début de cette excursion (arrêt 5 : Silvacane).

Par conséquent, l’évolution géologique de la zone est plutôt associée à l’ouverture du Golfe du Lion (e.g. Gattacceca, 2000). Ainsi, l’Aquitanien est synchrone de la période de *rifting* mais les

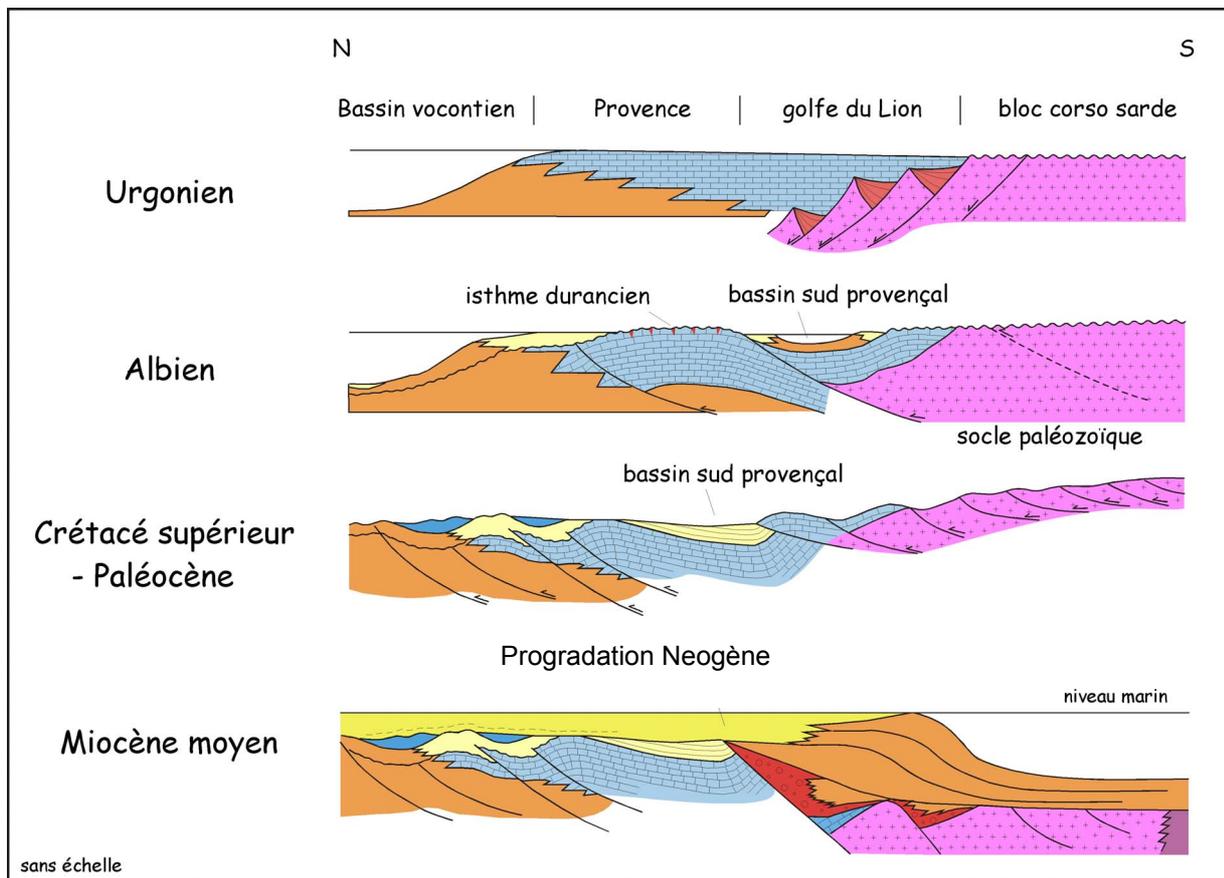


FIGURE 17 - EVOLUTION STRUCTURALE DE LA PROVENCE

mouvements différentiels, le long des failles, sont limités et se concentrent surtout sous la Camargue et *offshore*. Le Burdigalien est synchronique de la phase de *drifting* (océanisation) et le reste du Néogène est associé à la période de subsidence thermique de la marge. Dans ce contexte, le volcanisme basaltique de Beaulieu, situé près d'Aix-en-Provence et daté de $\pm 17,5$ Ma (Aguilar *et al.*, 1996; Baubron *et al.*, 1975) est synchronique de l'océanisation.

Cette histoire géologique très simplifiée, qui d'ailleurs passe rapidement sur la phase extensive oligocène - peu marquée dans le secteur, explique pourquoi, aussi bien (1) le Miocène de la Nerthe, situé en bordure du littoral que (2) celui affleurant à la périphérie de l'étang de Berre sont peu déformés et affectés uniquement par des mouvements verticaux post Tortonien moyen, voire plio-quaternaires, dont nous discuterons l'ampleur.

Géographiquement la première matinée de l'excursion se déroule autour de l'étang de l'Olivier, au nord d'Istres (arrêts 1 et 2) et au nord-est de l'étang de Berre, dans le secteur de St Chamas (arrêt 3), à la terminaison de l'anticlinal de la Fare qui limite au Nord le bassin de l'Arc et d'Aix (Fig. 16).

Modalités de la transgression néogène

La transgression néogène dans le sud-est de la France débute en toute rigueur à l'Oligocène terminal (Chattien) dont les premiers niveaux marins datés sont situés au sommet de la formation dite des **Conglomérats de Rouet** et celle de **Cap Jamet**. Cette transgression est strictement limitée à la région de Marseille et à certains secteurs déprimés de l'ouest de la Nerthe, notamment la partie sud-est du massif où les dépôts marins reposent sur les formations conglomératiques continentales de l'Oligocène inférieur et moyen (Nury, 1984).

La transgression néogène se poursuit à l'Aquitaniens mais l'empiètement vers le Nord reste modéré et le massif de la Nerthe n'est pas submergé. C'est durant cet étage que se développe un système de récifs frangeants au sud du massif de la Nerthe, dans le secteur de Carry-le-Rouet.

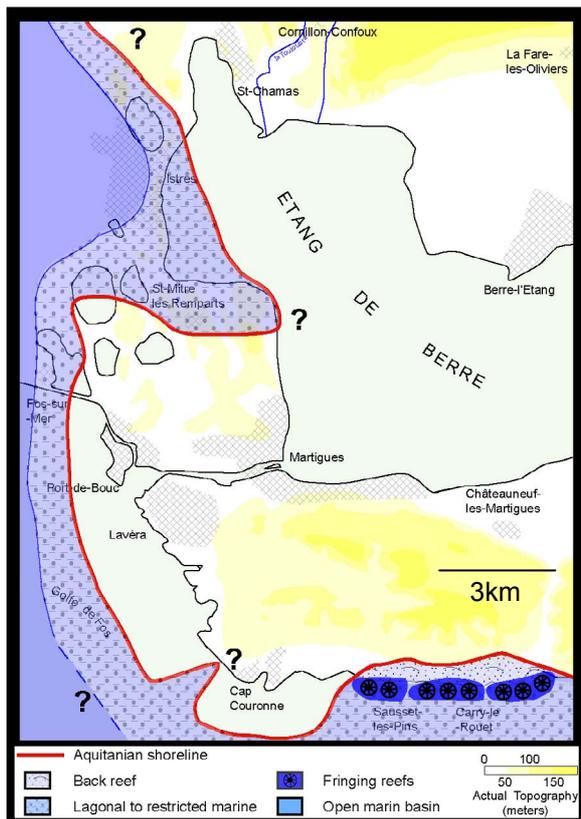


FIGURE 18 - L'EXTENSION DE L'AQUITANIEN EN BASSE PROVENCE ET LES FACIÈS À LUMACHELLE DES ZONES RESTREINTES.

Alors que la bordure SW du massif vers Cap Couronne n'a pas été atteinte par la transgression aquitanienne, la mer semble avoir été largement présente vers l'Ouest en Camargue. Le littoral avait alors une morphologie complexe et se situait vers Fos-sur-Mer: il formait un rentrant au niveau de Saint-Mitre-les-Remparts puis remontait vers le Nord à l'est d'Istres (Fig. 18). Cet Aquitanien, mis en évidence par Dexcoté (2001), est constitué par des faciès lagunaires ou marins restreints appartenant aux **Argiles de Saint-Mitre**. Ils constituaient en fait la bordure orientale du Golfe de Camargue et les faciès ont un caractère margino-littoral.

Au Burdigalien inférieur, l'empiètement n'augmente pas significativement par rapport à l'Aquitaniien, à l'exception des bordures méridionale et occidentale de la Nerthe qui sont alors couvertes de Carry à Port de Bouc. Le Burdigalien transgresse alors directement sur le Crétacé arasé. Vers le Nord, la limite d'extension ne dépasse par une ligne Nord-Sud passant entre Istres et Saint-Chamas (Fig. 19). Au nord de la Couronne, l'empiètement a cependant commencé à progresser significativement vers le relief en développant une remarquable surface d'abrasion liée à la houle.

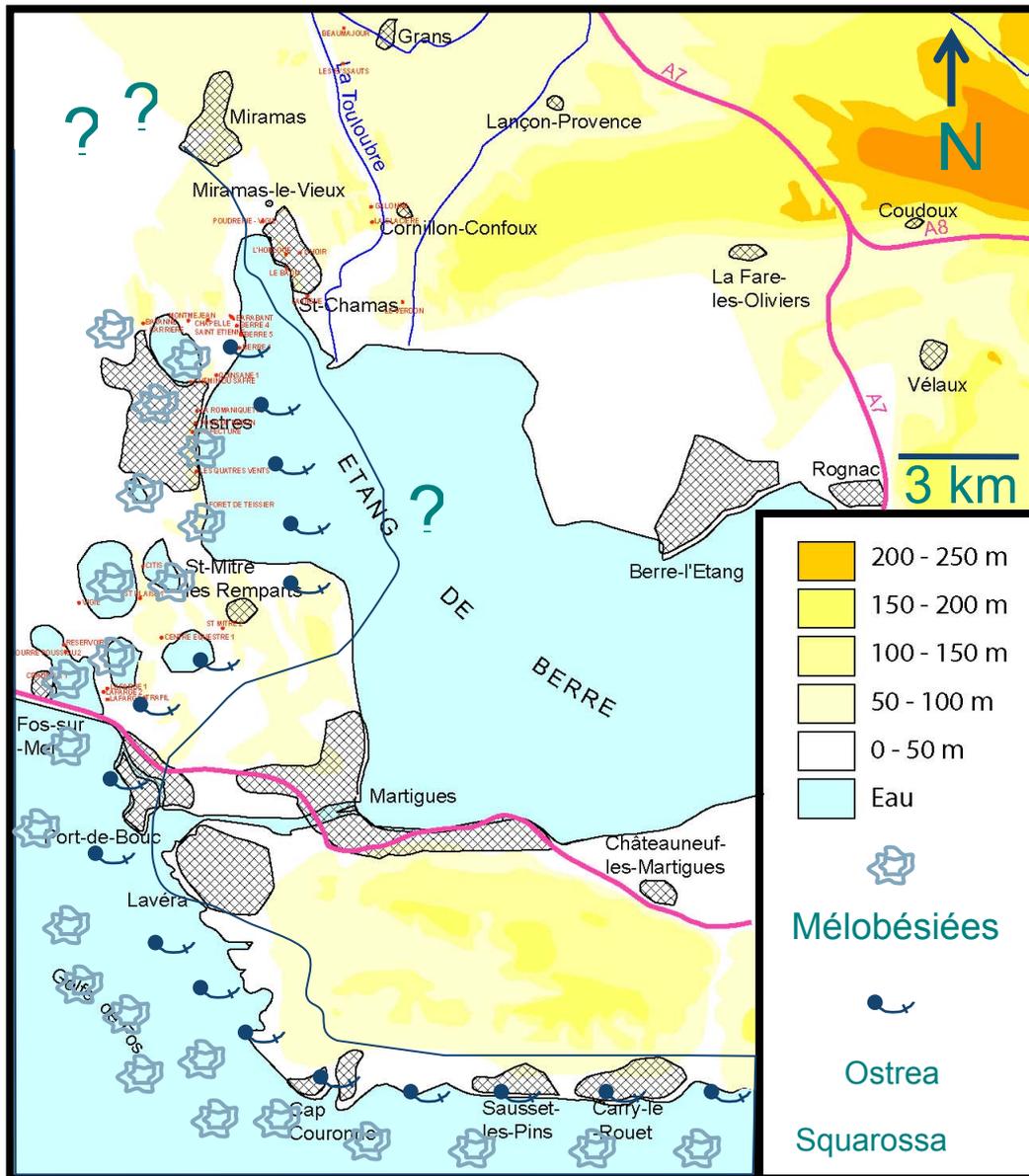


FIGURE 19 - EXTENSION DU CORTÈGE TRANSGRESSIF DU BURDIGALIEN INFÉRIEUR (TST DE S1 : *cf.* FIGURE)

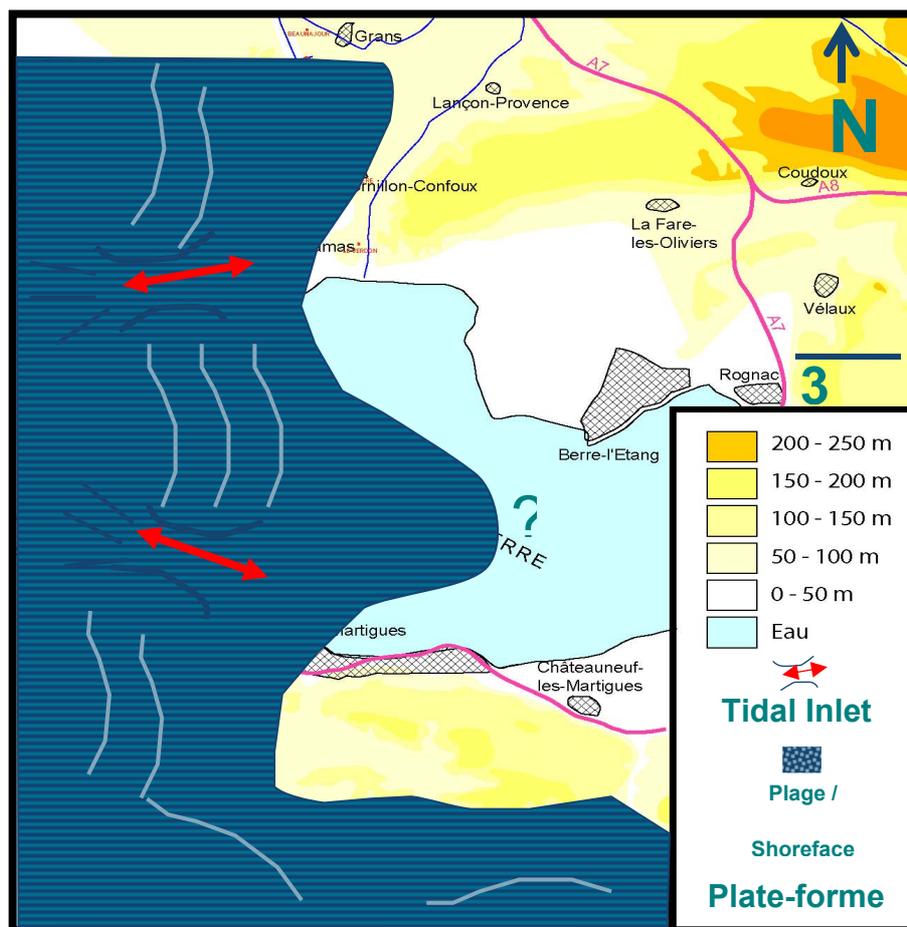


Fig. 20. EXTENSION DU CORTÈGE PROGRADANT DU BURDIGALIEN SUP. (HST DE S2)

Au Burdigalien supérieur (Fig. 20) et au Langhien, la transgression se poursuit notamment vers le Nord et à l'est de Saint-Chamas où, comme sur la Nerthe, elle est associée à une seconde surface d'aplanissement qui se développe sur le massif.

Au Serravallien puis au Tortonien, la transgression ne fait que progresser en direction des points hauts des reliefs, (Fig. 21) en poursuivant la régularisation topographique des profils d'érosion. C'est au Tortonien que l'empiètement est maximum et que la transgression devait alors couvrir tous les reliefs pour atteindre le pied de la montagne Sainte-Victoire vers Aix-en-Provence.

A partir du Miocène terminal, on passe rapidement à l'édification d'un piémont continental très peu épais constitué par des conglomérats et des calcaires lacustres et dont la préservation est très restreinte. Ce dernier est très peu épais car la surrection régionale qui débute au Tortonien moyen entretient les profils fluviaux sans qu'il soit nécessaire d'aggrader de fortes épaisseurs de dépôts fluviaux et sa préservation est restreinte en raison de l'érosion des canyons messiniens pendant l'effondrement du plan d'eau méditerranéen, notamment celui du Rhône et de la Durance sous la Crau, et des petites rivières locales dans la zone d'étude (Touloubre et Arc).

Les séquences de dépôts du Miocène de Basse Provence

Neufs séquences de dépôts de troisième ordre (*sensu* Vail *et al.*, 1977 et 1991) impliquant des faciès marins ont été reconnues dans la zone d'étude (Fig. 22). Comme toutes les séquences comprises entre le Burdigalien et le Tortonien ont été initialement reconnues dans la partie rhodanienne du bassin périalpin et afin de ne pas modifier la nomenclature existante, les deux nouvelles séquences de dépôts se développant dans ce secteur à l'Aquitaniens ont été définies différemment.

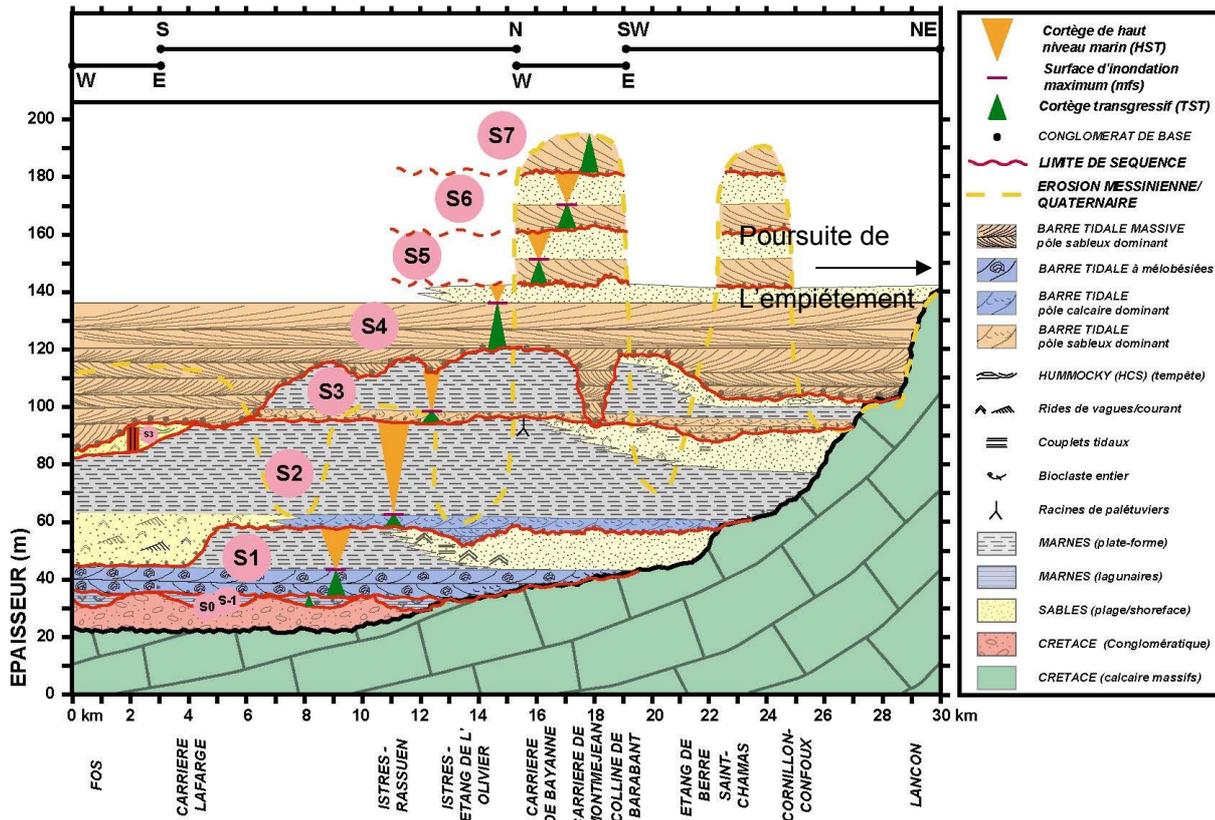


FIG. 21. L'EMPIÈTEMENT DES SÉQUENCES DE DÉPÔT MIOCÈNES SUR LE SUBSTRATUM CRÉTACÉ DU MASSIF DE LA FARE.

Aperçu de la géométrie de la transgression du Miocène en Basse Provence.

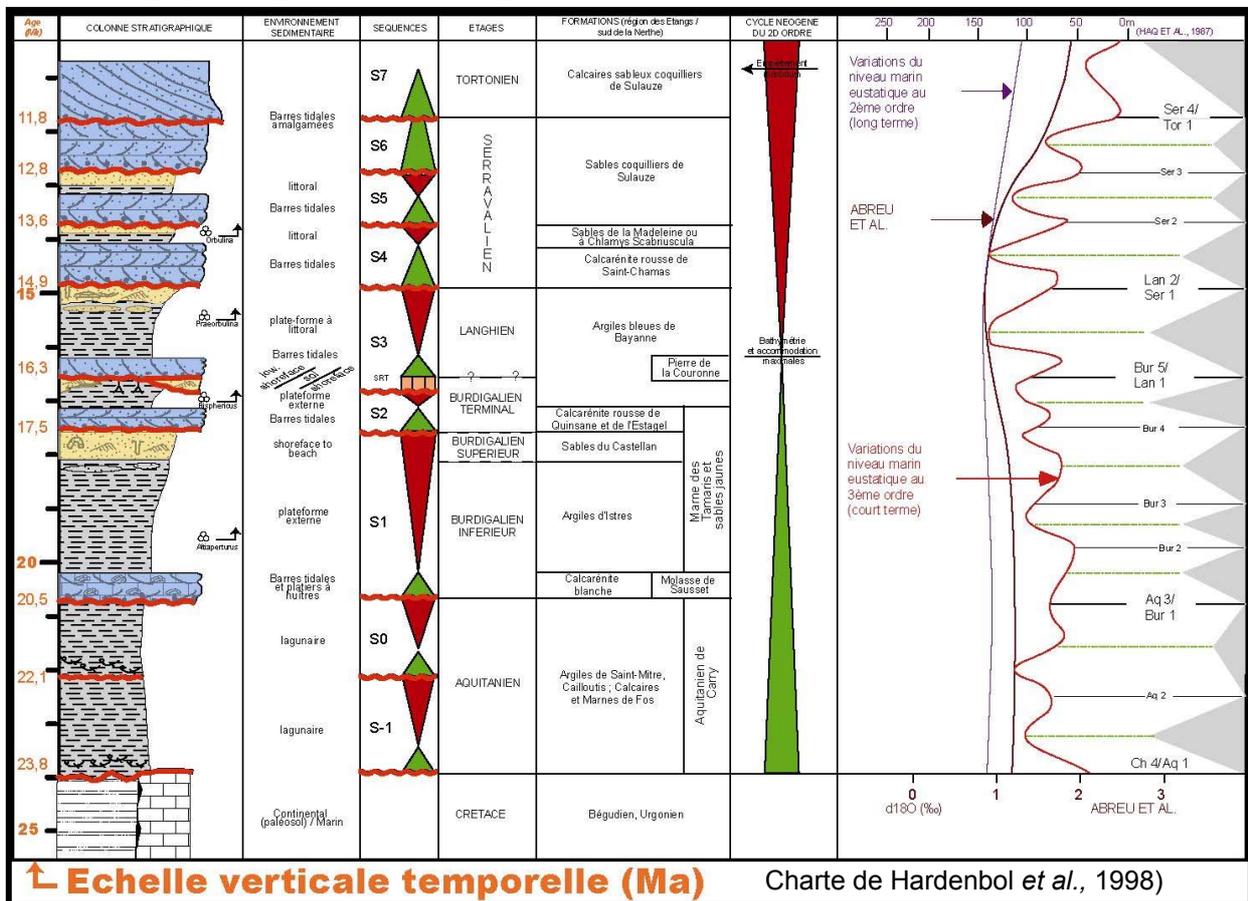


FIG. 22. LES SÉQUENCES DE DÉPÔT DU MIOCÈNE DE BASSE PROVENCE (DEXCOTÉ *ET AL.*, 2001).

Les séquences aquitaniennes S-1 et S0

L'Aquitaniens inclut deux séquences de dépôts, S-1 et S0, que ce soit au sud de la Nerthe ou dans le secteur des étangs.

Dans le secteur de la Nerthe, l'Aquitaniens correspond à la trilogie suivante, par ailleurs classique:

- la **Formation Saumâtre de Rousset**,
- la **Formation bioclastique de Carry**,
- la **Formation biodétritique de Sausset les Pins**.

Dans le secteur des étangs, ces deux séquences sont représentées par

- la formation des **Calcaires et Marnes de Fos**,
- les **Marnes et les Cailloutis de Saint-Mitre**.

Des nannoflores de la zone NN1 ont été décrites pour la première fois dans ce secteur. Ces deux séquences très peu épaisses occupent la bordure du golfe et étaient antérieurement interprétées comme appartenant au Burdigalien inférieur par Combaluzier (1932) qui en avait d'ailleurs réalisé une carte très détaillée autour de Fos. L'épaisseur maximale de ces formations ne dépasse pas 20 mètres.

Les faciès à caractère margino-littoral sont assez différents de ceux que l'on trouve dans le Burdigalien, et là encore plus proches des associations décrites dans les coupes des parastratotypes de Carry (Andreieff *et al.*, 1972).

Les systèmes transgressifs de S-1 et S0 se composent de calcaires gréseux, parfois vacuolaires et à petits galets, comprenant des bioclastes, souvent de mer ouverte, et indiquant une certaine énergie de dépôt, probablement associée à un contexte littoral. Ils passent latéralement et rapidement (quelques centaines de mètres) à des niveaux marneux très riches en bioclastes, constituant parfois même des lumachelles décimétriques.

Les cortèges de haut niveau marin de S-1 et S0 sont faiblement développés (au plus quelques mètres) et sont constitués de marnes bioturbées incluant des niveaux de coquilles d'ostréidés à caractère lagunaire.

Le Burdigalien inférieur (S1)

Cette séquence présente une bien plus grande extension géographique que l'Aquitaniens puisqu'on la retrouve sous forme d'affleurements largement répartis le long de la Nerthe au Sud, et de Fos jusqu'à Istres. Cinq formations distinctes constituent cette séquence de dépôt:

à la base, la **Calcarénite Blanche** ou la **Molasse de Sausset** qui correspond au cortège transgressif, au milieu les **Marnes d'Istres**,

au sommet les **Sables du Castellon** dans le secteur de Fos et leurs équivalents latéraux (la base des **Marnes des Tamaris et les Sables Jaunes** sur la Nerthe).

La **Calcarénite Blanche** correspond au cortège transgressif de la séquence, c'est parfois l'unique formation préservée sur les buttes comme à Saint-Mitre. En terme de faciès, il s'agit typiquement d'une formation carbonatée à faciès Foramol, du type Rhodalgal selon la nomenclature de Carrannante *et al.* (1988), constituée presque exclusivement de mélobésiées et caractérisée par la présence de dunes métriques. C'est dans ce cortège transgressif reposant parfois directement sur le Valdono-Fuvélien que l'on observe les passages des faciès les plus clairs au sein d'un cortège rétrogradant. En effet, dans certains secteurs notamment le long de l'étang de Berre ou à Istres, le cortège débute par des faciès conglomératiques à huîtres, interprétés comme une limite de littoral, et dans d'autres secteurs on observe des superpositions entre des dunes tidales définitivement sous-aquatiques et des accumulations d'*Ostrea Squarossa* (P. Barrier, communication orale), typiques des platiers intertidaux. Leurs intercalations avec les dunes subtidaux indiquent soit l'enregistrement d'une cyclicité à haute fréquence dans le cortège transgressif (Fig. 23), soit celui de nouvelles cyclicités de 3^{ème} ordre récemment identifiées (Abreu, Hardenbol *et al.*, 1998) et bien documentées par des variations significatives des isotopes de l'Oxygène. Nous reviendrons sur ces séquences le dernier jour à Saint-Restitut.

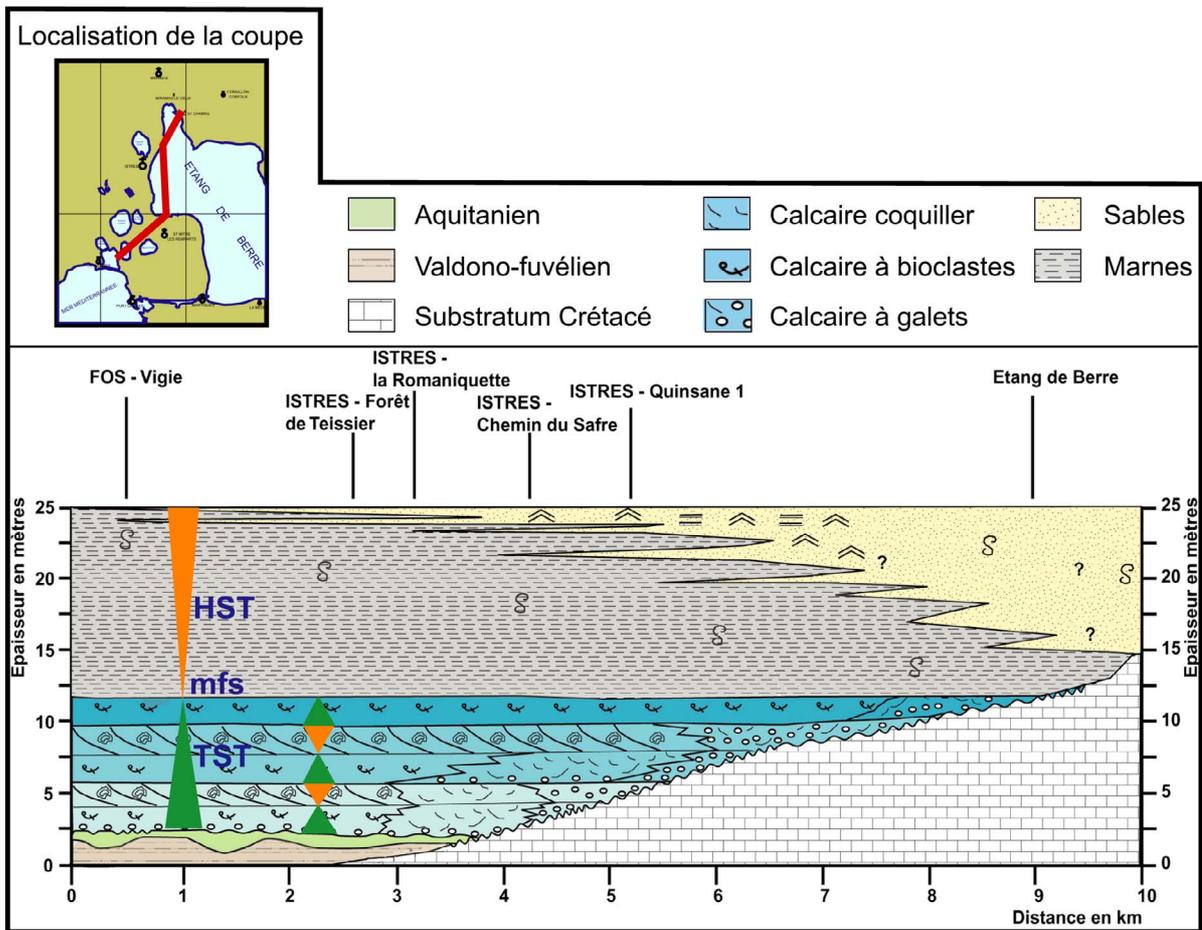


FIG. 23. L'ÉVOLUTION LATÉRALE DE LA SÉQUENCE S1 EN BASSE PROVENCE.

L'épaisseur cumulée maximale de ce cortège transgressif est de l'ordre de 30 mètres.

Le cortège de haut niveau marin se compose de marnes silteuses bioturbées, comprenant localement des associations de faunes typiques de milieu de plate-forme moyenne (bryozoaires, pectens, foraminifères benthiques et planctoniques), déjà décrites partiellement par Maurel-Ferrandini (1976). Ces argiles marines progradantes passent progressivement à des sables fins bioturbés, puis à des faciès d'avant-plage. On note enfin au sommet de ces sables et sous la formation suivante une surface d'altération pour laquelle nous privilégions une origine subaérienne plutôt qu'une altération phréatique.

Cette séquence est caractérisée dans le secteur des étangs par deux points fondamentaux: le cortège transgressif purement bioclastique est dominé par l'action tidale; l'existence de vastes platiers à huîtres va aussi dans le sens d'un fort marnage permettant l'émersion de vastes zones; les variations d'épaisseur suggèrent que le contrôle de la paléotopographie anté-miocène reste prépondérant, c'est-à-dire que le comblement des paléovallées fluviales, initié à l'Aquitanien, continue durant cette séquence.

Cette séquence sera analysée à l'arrêt 1 (Estagel) et éventuellement brièvement le long de l'étang de Berre si le temps le permet.

L'âge de cette séquence repose sur la présence de foraminifères planctoniques typiques du Burdigalien inférieur décrits par Maurel Ferrandini (1976). Ces âges recourent les datations faites par Gourinard *et al.* (1985) le long du littoral.

Le Burdigalien supérieur (S2)

Cette séquence est la mieux préservée régionalement. Elle se caractérise également par une grande variabilité latérale de faciès que l'on peut observer de manière spectaculaire à une échelle inférieure au kilomètre (Fig. 24). On compte en moyenne entre 30 et 50 mètres de série sédimentaire, ce qui en fait l'unité la plus épaisse.

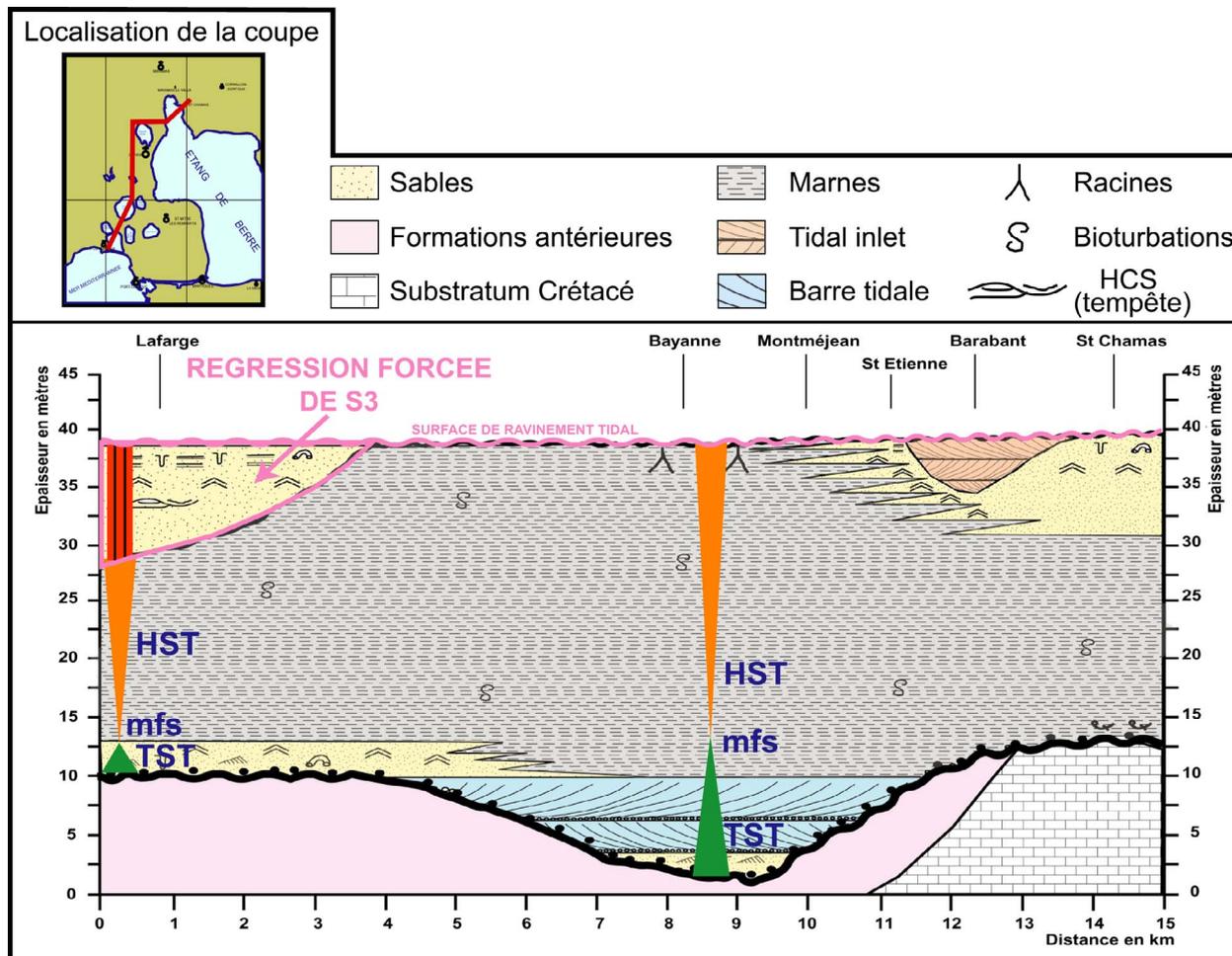


FIG. 24. L'ÉVOLUTION LATÉRALE DE LA SÉQUENCE S2 EN BASSE PROVENCE.

Cette séquence comprend dans le secteur des étangs deux termes définis sur les notices des cartes géologiques régionales:

à la base, **la Calcarénite de Quinsanne**,

au sommet, **les Marnes de Bayanne et de Saint-Chamas** qui passent graduellement à des sables, notamment vers le Nord-Est.

Dans le secteur des étangs, la transgression est marquée par une succession de barres tidales aux structures internes assez complexes, constituées de faciès du type Molechfor toujours au sens de Carannante *et al.* (1988) ou mixte. Vu la nature des structures sédimentaires dans la classification des corps tidaux d'Allen (1980), il s'agit d'ensembles de type IV, voire V ou V I. (Fig. 25). Cette prédominance des corps tidaux au niveau d'Istres va de pair avec un maximum d'épaisseur qui suggère l'existence d'une dépression topographique dans le secteur de l'étang de l'Olivier, correspondant probablement à une nouvelle paléovallée d'orientation plutôt Est-Ouest.

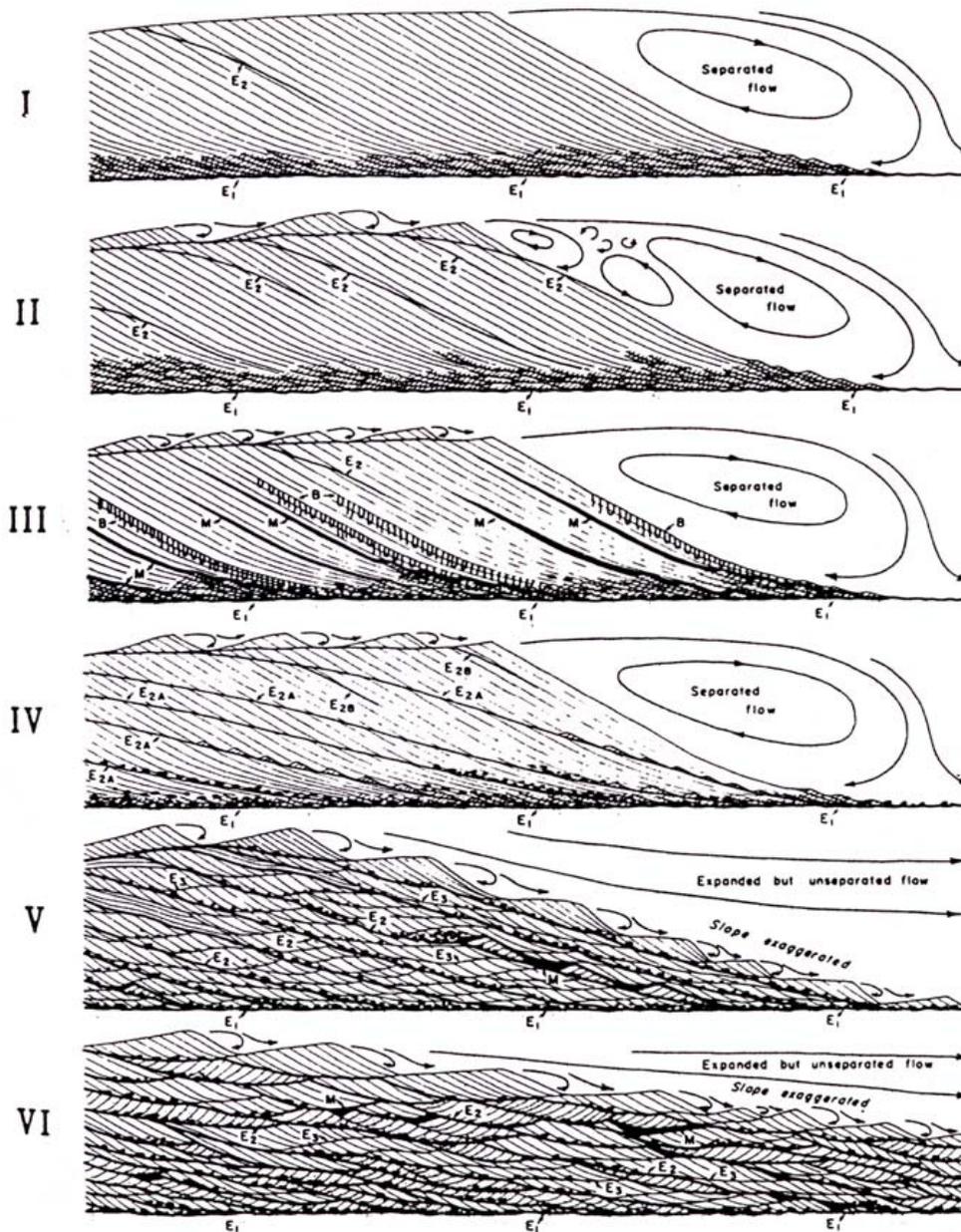


FIG. 25. LA CLASSIFICATION DES BARRES TRANSVERSES AU COURANT D'ALLEN (1980)
(voir discussion dans le texte): application à la caractérisation des barres tidales.

Contrairement aux autres cortèges de dépôt qui sont assez homogènes, celui-ci présente de grandes variations latérales de faciès et d'épaisseur. Dans le secteur de Fos, il passe à des faciès exclusivement silico-clastiques purement dominés par la houle, déposés en domaine de *shoreface* et directement transgressifs sur la **Calcarénite Blanche**. On se trouve ici probablement en position d'interfluve ou dans une zone non confinée et soumise à la dérive littorale; aux Tamaris, sur la Nerthe, le milieu de dépôt est un peu plus profond et là encore dominé-tempête.

Le cortège de haut niveau marin se présente à la base sous forme de marnes de plate-forme sans structure sédimentaire et donc déposées sous la limite d'action des vagues de tempête. Ces marnes se retrouvent dans toutes les coupes. Celles-ci passent latéralement et verticalement à des marnes renfermant désormais soit des niveaux de tempête granoclassés, soit des niveaux silteux à rides de houle, isolés au sein des marnes et indiquant aussi un environnement de plate-forme moyenne. Cette interprétation est cohérente avec la présence de foraminifères planctoniques (S. Iaccarino,

communication personnelle) dans ces marnes ainsi qu'avec l'index planctonique élevé décrit par Maurel-Ferrandini (1976).

Ces marnes ont livré le foraminifère planctonique *Globigerinoides sicanus* aux Tamaris, à Fos et dans la carrière de Bayanne (arrêt 2). Cette espèce est capitale car son *datum* se situe aux environs de 17 Ma; de plus, elle est typiquement du Burdigalien supérieur ou prolongé. Ceci est cohérent avec une grade-datation réalisée dans ces niveaux par Gourinard *et al.* (1986) et qui avait fourni un âge de 16,9 Ma.

Le cortège de haut niveau marin se termine par une progradation littorale très développée à l'Est, à Saint-Chamas, et s'amortissant vers l'Ouest de part et d'autre de l'étang de l'Olivier. Celle-ci se caractérise par le développement d'une série sableuse de *shoreface* dominée par les vagues à Saint-Chamas (arrêt 3b), passant rapidement d'abord à des sables décimétriques isolés dans les marnes (coupe de Montméjean) pour se terminer par une série exclusivement marneuse à Bayanne (arrêt 2).

A ce faciès dominé-vague il faut ajouter la présence de spectaculaires *tidal inlets* (à Barabant et à Saint-Chamas: arrêt 3c) qui viennent inciser le sommet de la série progradante et notamment le *shoreface*. D'orientation générale Est-Ouest, ils indiquent en outre la présence probable d'une barrière littorale d'orientation Nord-Sud en arrière de laquelle devait se développer une lagune, ceci en direction de la bordure du massif de La Fare et donc pas très éloignée de la côte.

On dispose ainsi d'une illustration remarquable de la zonation des faciès, du littoral vers le large, (Fig. 24). Les sables du sommet du cortège de haut niveau marin forment une bande de largeur plus ou moins constante délimitant la zone littorale.

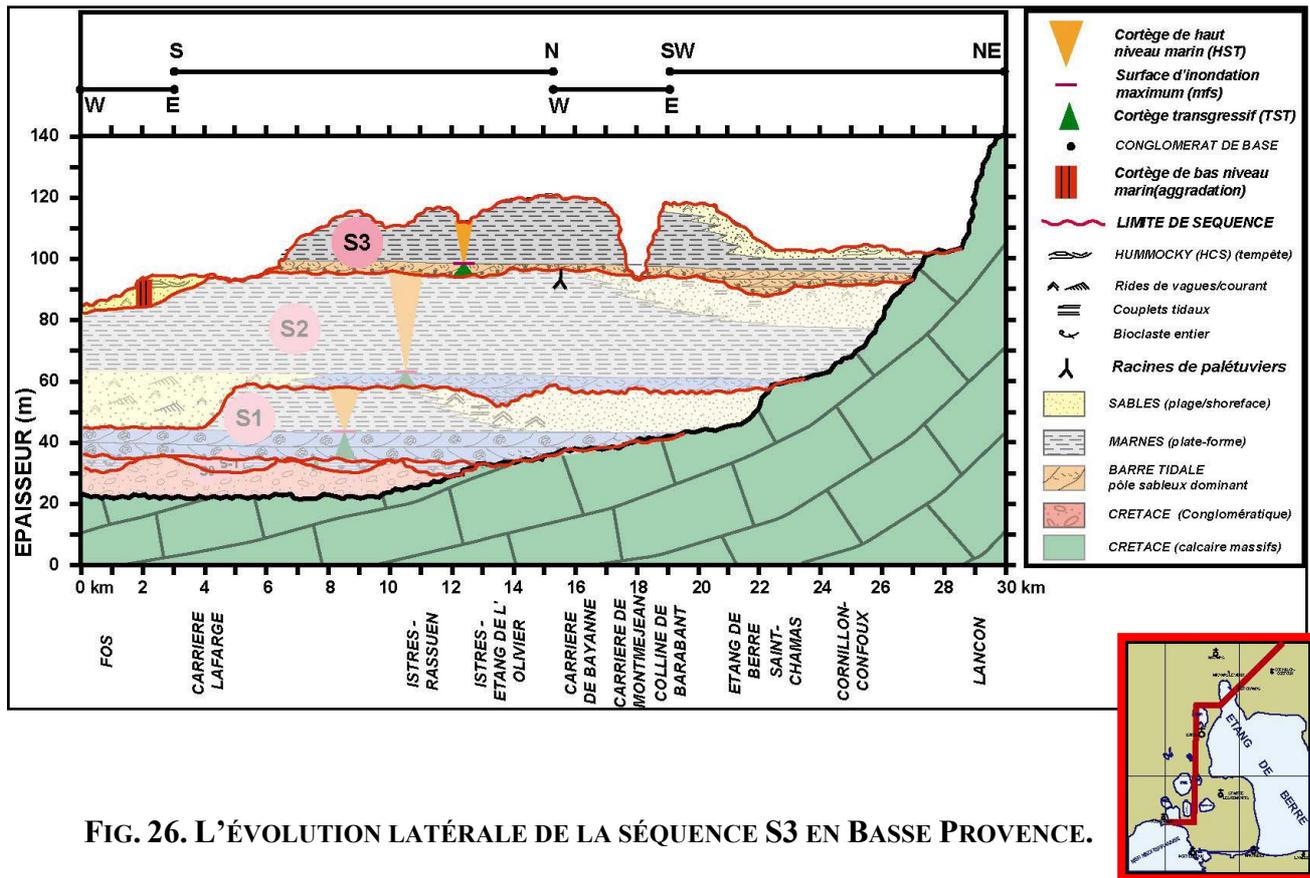
En conclusion, cette séquence S2 présente deux caractéristiques notables:

- elle présente des cas spectaculaires de variation latérale de faciès, et ce à une échelle horizontale très réduite, d'ordre hectométrique; on commence à trouver ici une fraction silico-clastique importante au sein des complexes de haut niveau marin; enfin, on décrit pour la première fois une influence significative de la marée dans les cortèges progradants;
- les émergences associées aux limites de séquences inférieures et supérieures sont très claires et soulignées par des profils d'altération, voire des paléosols (?).

Le Langhien (S3)

Le Langhien se caractérise généralement par une faible épaisseur à l'échelle de tout le bassin; ceci est valable dans ce secteur de Basse-Provence comme dans le bassin de Valréas (jour 3); en effet, il est rare d'observer plus de 20 mètres de série. Cette faible épaisseur est liée d'une part à la faible durée de la séquence (1 Ma en comptant le cortège de bas niveau souvent absent) et d'autre part à la forte érosion qui précède le dépôt du cortège transgressif de la séquence sus-jacente S4: cette érosion serravalienne pouvant, comme à Montméjean ou vers Fos-sur-Mer, descendre jusque dans la séquence S2, voire la séquence S1 (Fig. 26). Nous discuterons les implications morphologiques et stratigraphiques de cette érosion lors de l'arrêt 5 de cette journée.

Malgré tout, on dispose probablement du meilleur exemple de séquence aussi bien en terme d'illustration des surfaces que d'enchaînement des cortèges sédimentaires. En terme lithostratigraphique, cette séquence correspond à la partie supérieure des **Marnes de Bayanne**, dans lesquelles la calcarénite transgressive basale, peu épaisse, n'a souvent pas été différenciée pas plus que les séries sableuses présentes dans la zone proximale et qui n'ont souvent pas été différenciées des **Sables de Saint-Chamas**, appartenant en fait à la séquence S2.



Dans d'autres endroits, cette séquence S3 se présente légèrement différente:

- en position plus proximale, où les indices d'émergence ont disparu, la limite de séquence qui est cette fois amalgamée avec la surface de transgression et la surface de ravinement, ne se distingue que par le changement lithologique entre les grès du sommet de S2 et la calcarénite de la base de S3;
- en position intermédiaire (coupe de la Chapelle Saint-Etienne), la surface de ravinement et la surface de transgression sont dissociées, et un cortège transgressif précoce sous faciès lagunaire s'intercale entre les grès du sommet de S2 et la calcarénite transgressive, ce cas de figures très fréquent dans les cortèges transgressifs du Miocène rhodanien trouve ici une bonne illustration, (Fig. 26) .
- Enfin en position distale, vers le Sud-Ouest, dans la carrière des ciments Lafarge (Fig. 27), près de Fos-sur-Mer, on observe pour la première fois dans le Miocène rhodanien un cortège de bas niveau marin. Celui-ci est caractérisé par le développement d'une série sableuse à base abrupte sur les marnes de plate-forme de S2. De plus, cette série sableuse apparaît comme déconnectée par rapport aux sables littoraux progradants de la séquence S2. Il s'agit donc d'un système du type régression forcée. Malheureusement l'érosion sus-jacente par S4 ne permet pas de voir la totalité du cortège. D'un point de vue environnemental, ce cortège de bas niveau semble dominé par les vagues, on observe en effet des faciès à rides de houles, des laminations planes ou d'angle faible. Mais le point le plus important réside dans l'existence de grandes structures convexes vers le haut et interprétées comme des *lunate megaripples*, diagnostiques des avants-plages à forte énergie de houle (Clifton, 1974). Deux ensembles témoignant d'une cyclicité à plus haute fréquence peuvent être caractérisés.

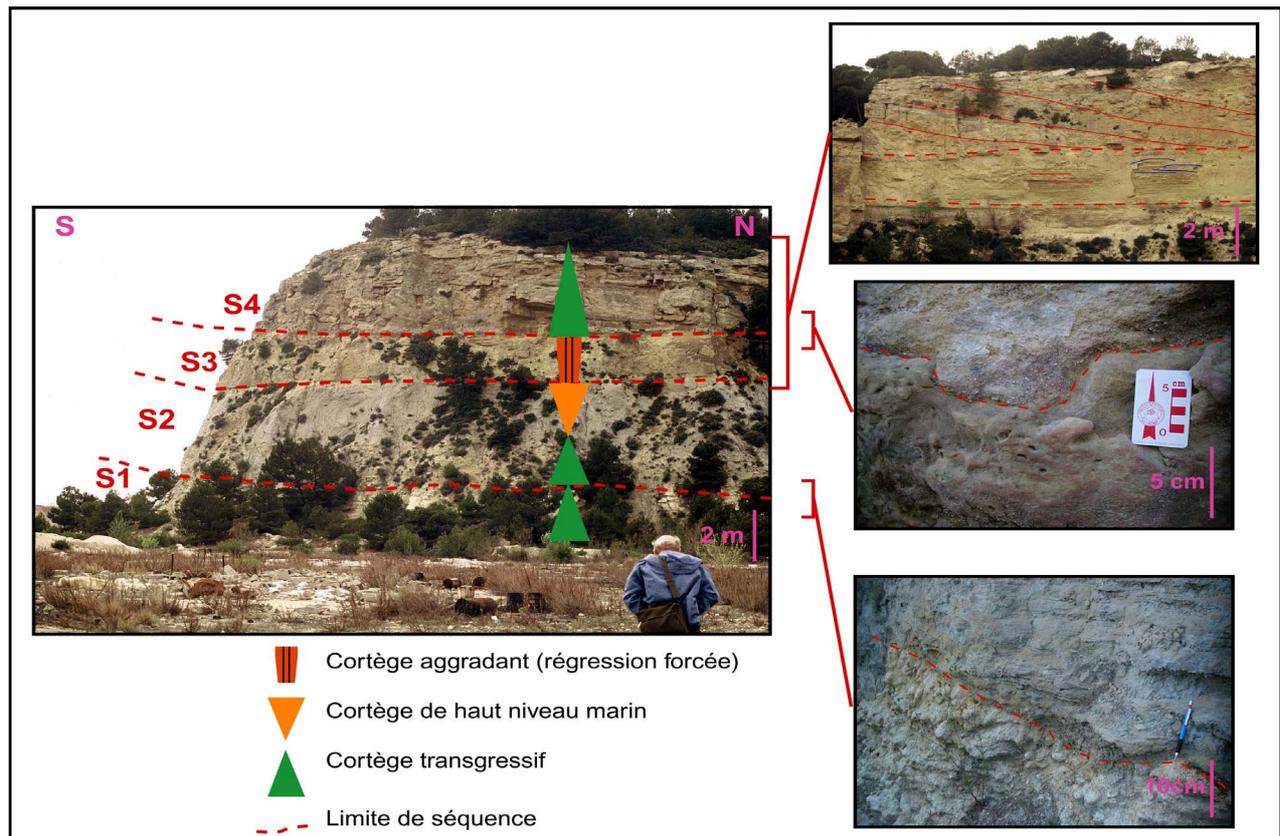


FIGURE 27 - L'EXPRESSION DE LA RÉGRESSION FORCÉE À LA BASE DE S3
(carrière Lafarge de Fos-sur-Mer).

Ceci marque l'importante migration de la ligne de rivage associée à cette première régression forcée. Comme l'on dispose d'une bonne contrainte chronostratigraphique pour cette séquence, à la fois par grade-datation et aussi par la présence des Praeorbulines dans le forage d'Istres 101 et dans les coupes de Bayanne et de Saint-Chamas (S. Iaccarino, communication orale), on peut associer cette limite de séquence à la baisse eustatique limitant le cycle de 3^{ème} ordre [anciennement TB 2-3 sur la charte de Haq *et al.* (1987)] et repris sans changement sur la charte de Hardenbol (1998).

Au-dessus de la limite de séquence, on retrouve, comme dans les séquences sous-jacentes, un cortège transgressif uniquement constitué de barres tidales mais dont l'épaisseur et les faciès varient fortement. Par exemple:

- à Bayanne, la barre placée directement au-dessus du niveau à racines, d'une épaisseur de 3 mètres, se biseaute progressivement vers l'Est, en quelques 300 mètres et est caractérisée par un faciès du type Molechfor;
- au nord-est de l'étang de Berre, à la Poudrerie de Saint-Chamas, le cortège s'épaissit pour atteindre 15 mètres; il comble alors une large dépression (vallée incisée ?) dont l'incision débute dans la falaise de Saint-Chamas et peut être suivie vers le Nord en direction de Miramas-le-Vieux; le cortège de barres tidales est ici constitué uniquement de *sand-waves* correspondant à la classe V de Allen (1980) et qui sont exclusivement silico-clastiques.

En plus de l'évolution entre un cortège transgressif précoce à caractère lagunaire et le passage aux barres tidales décrit plus haut, également observable sur la colline du Baou à Saint-Chamas, on note comme pour la séquence S1 une évolution latérale des dépôts qui se marque par le passage des barres tidales à des faciès conglomératiques à huîtres, à proximité de la zone où s'observe l'*onlap* contre le Crétacé, au sud-est de Saint-Chamas. Cette disposition se confirme sur la carte paléogéographique, indiquant que la mer "butte" sur un relief crétacé, au sud de Saint-Chamas (Fig. 21).

D'un point de vue régional, en terme de faciès (Fig. 26), on retiendra que les barres tidales passent progressivement, du Sud vers le Nord, d'un pôle carbonaté à un pôle silico-clastique; cela est cohérent avec la localisation des zones d'apports terrigènes, situées vers le Nord, au débouché du sillon rhodanien (secteur de Salon de Provence; cf. discussion arrêt 5c de ce jour 1).

Le cortège de haut niveau marin du Langhien n'appelle à aucun commentaire particulier; il se compose de marnes de plate-forme moyenne, puis de sables de *shoreface* dominés par l'action des vagues dans des positions plus littorales.

Comme pour la séquence sous-jacente, on notera qu'à Bayanne la progradation des sables n'a peut-être pas atteint ce secteur, ou alors ces derniers ont été totalement remobilisés durant l'émersion pré-S4 (Fig. 26). Les considérations paléogéographiques font état d'une migration très nette de la ligne de côte vers l'Est sans toutefois submerger l'ensemble des paléoreliefs du Crétacé.

Le Langhien a donc pour caractéristique principale une faible épaisseur cumulée. De manière plus globale, cette séquence, qui se place autour du pic transgressif du cycle néogène (Bartek *et al.*, 1991) et qui devrait normalement montrer à la fois les faciès les plus marins et une augmentation significative de l'empiètement, est ici difficile à analyser, en raison de sa faible préservation. Seule la poursuite de la transgression vers l'Est, contre le relief crétacé, peut être bien documentée .

La première séquence serravallienne (S4)

La première séquence du Serravallien (S4) a la particularité notable d'être présente sur la quasi-totalité de la bordure occidentale de l'étang de Berre, ainsi que dans le Nord. Elle est totalement absente au sud de la Nerthe, bien que, comme nous l'avons vu, la mer a probablement submergé le massif. Son extension géographique considérable est facilitée par la grande épaisseur des cortèges transgressifs qui la composent; de manière générale, la séquence S4 atteint des extensions verticales comprises entre 10 mètres et 35 mètres. Cette séquence de dépôt est aussi la dernière à être directement datée par grade-datation (travaux de Gourinard *et al.*) et par la présence des *Orbulines* au niveau du maximum de transgression.

Les deux cortèges sédimentaires de cette séquence sont constitués par la **Calcarénite Rouse de Saint-Chamas** et les **Sables de la Madeleine** ou à *Chlamys scabriuscula*. C'est une séquence de dépôt dont la base est très érosive (Fig. 28).

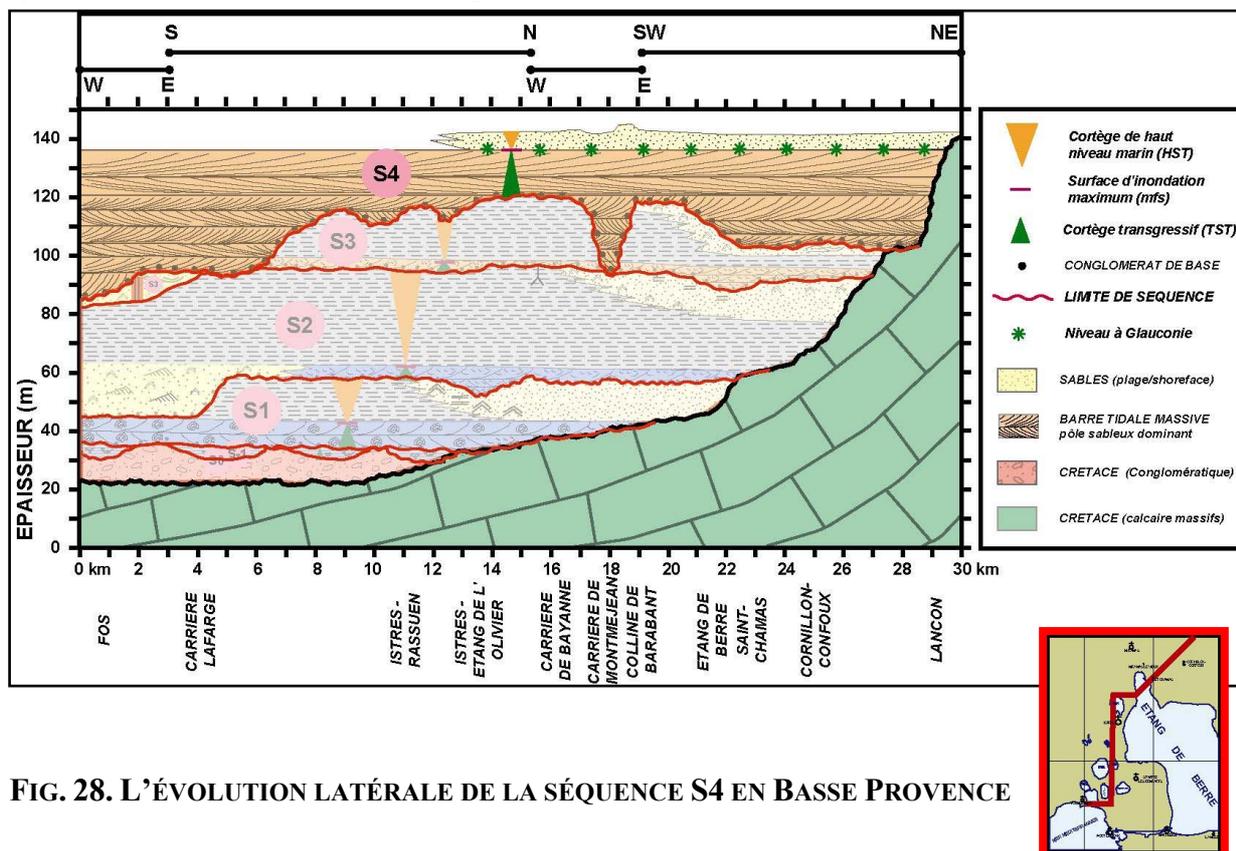


FIG. 28. L'ÉVOLUTION LATÉRALE DE LA SÉQUENCE S4 EN BASSE PROVENCE

Ceci se voit remarquablement dans la région de Fos, sous la Citadelle, ainsi que dans la carrière des Ciments Lafarge (Fig. 27) ou au nord de l'étang de l'Estomac, où en plus de l'érosion totale de S3, la base de S4 peut reposer directement sur S1. Cette érosion est associée à la forte chute du niveau marin connue à la limite Langhien / Serravallien et qui s'enregistre bien dans tout le domaine méditerranéen (Anglada *et al.*, 1986; Rubino *et al.*, 1990). Le complexe de barres tidales de la base de cette séquence est celui qui inclut les plus grandes structures; on trouve en effet souvent des dunes plurimétriques. C'est dans la tranchée de la voie de chemin de fer à l'est de Saint-Chamas et à Miramas (Fig. 29a) qu'elles offrent leur plus fort développement et à Fos sur mer que l'on trouve les plus grandes dunes tidales (Fig. 29b). Suivant la classification de Allen (1980), la plupart des corps sont de type intermédiaire (types III et IV), mais on remarque quelques cas isolés de corps de type I (Allen, 1980). Ces corps tidaux sont à faciès mixtes.

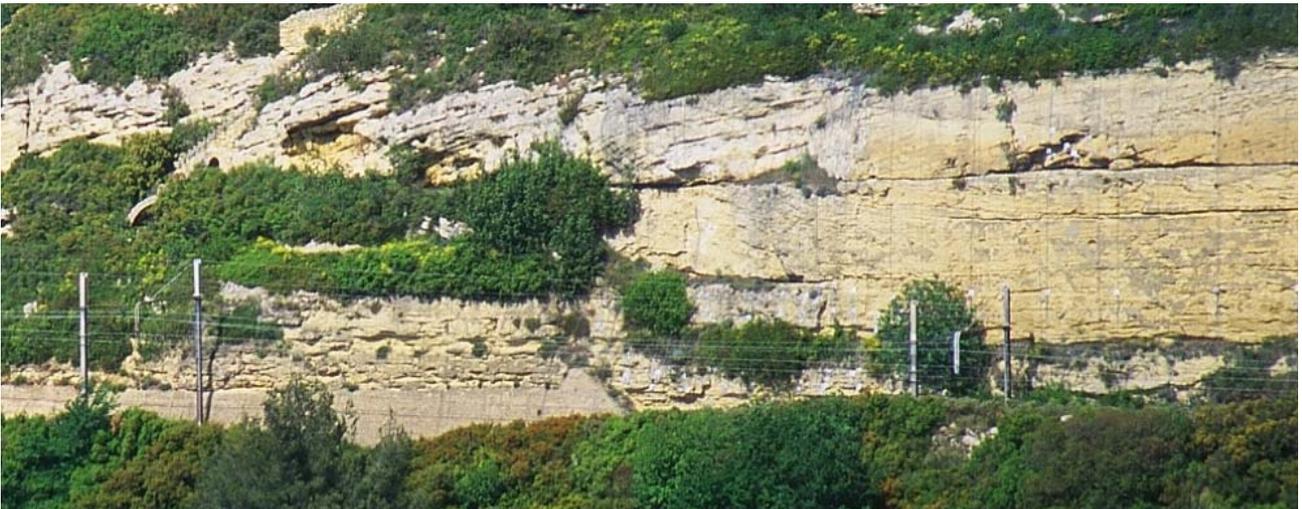


FIG. 29A. LES BARRES TIDALES DU TST DE S4 LE LONG DE LA VOIE FERRÉE DE SAINT-CHAMAS.



FIG. 29B. GRANDE DUNE TIDALE À LA BASE DE S4 SOUS LA CITADELLE DE FOS-SUR-MER

A la différence des séquences précédentes et ultérieures, il est possible de reconnaître un niveau de condensation glauconitique (Fig. 28) indiquant la surface d'inondation maximale (MFS). Ce niveau se situe juste au-dessus des barres tidales dont le sommet a dû être rapidement submergé afin de les rendre inactives ou seulement remaniées par les grandes tempêtes comme le suggèrent les graviers et les horizons lumachelliques présents avec les grains de glauconie. Ce niveau est très bien visible à Bayanne (arrêt 2).

La série progradante de haut niveau marin est représentée par des sables bioturbés, et plus rarement par des marnes silteuses passant verticalement à des sables. La mauvaise exposition de ces derniers sables ne permet pas une analyse de faciès correcte, donc un rattachement à un environnement de dépôt précis.

Le Serravallien moyen (S5, S6) et le Tortonien (S7)

Les trois dernières séquences de dépôts (Fig. 21) impliquant des faciès marins correspondent aux **Sables Coquilliers de Sulauze** pour S5, S6 (Serravallien), et aux **Calcaires Sableux Coquilliers de Sulauze** pour S7 (Tortonien). Par rapport aux formations sous-jacentes, ces séquences sont beaucoup moins bien exposées. Elles ont comme première particularité commune d'être peu épaisses et de ne plus avoir de faciès vraiment marneux au niveau des cortèges progradants, qui sont tous sableux. En outre, il n'est pas toujours facile de les différencier l'une de l'autre, hormis l'unité sommitale (base de S7), très cimentée qui couronne souvent les affleurements et qui est rattachée au Tortonien.

Leur seconde caractéristique est de poursuivre l'empiètement vers l'Est, au-delà de Cornillon-Confoux (Fig. 21), ce dernier culminant avec les **Calcaires Sableux de Sulauze** qui reposent directement sur le Crétacé au sommet du massif de La Fare. Une surface d'érosion particulièrement spectaculaire coiffe ce massif. Celle-ci, déjà remarquée par Combaluzier (1932), est en fait une surface en palier qui se raccorde à la surface inférieure située sous S2.

Les coupes de l'ouest de Berre montrent une succession d'unités plus carbonatées, en alternance avec des sables, sans que les contacts soient toujours bien visibles. Le découpage séquentiel est essentiellement basé sur cette dualité lithologique partant du principe valable dans tout le Néogène que les calcarénites sont transgressives et les sables régressifs. La stratigraphie isotopique basée sur les isotopes du Strontium, bien qu'encore discutable, a confirmé un âge serravallien pour les séquences S5 et S6 et un âge tortonien pour la base de la séquence S7 du moins si l'on se réfère à la charte de l'océan mondial avec la chronologie de Bergreen (1995). D'un point de vue environnemental, les corps mixtes ou bioclastiques sont toujours des barres tidales tandis que, dans les sables, prédominent des faciès bioturbés avec une dynamique de courant (faciès à rides).

L'ensemble des séquences de dépôts du Miocène de Basse Provence, que nous observerons lors du premier arrêt de cette excursion, s'organise en terme paléobathymétrique et d'accommodation conformément au grand cycle global de 2^{ème} ordre du Néogène tel que défini par Bartek *et al.* (1992). Mais, paradoxalement, c'est dans la partie progradante de ce cycle, à la base du Tortonien (S7), Fig. (22) que la transgression empiète le plus largement les reliefs crétacés. La diminution d'épaisseur globale de ces séquences de dépôt et les faciès incontestablement plus proximaux, notamment dans les cortèges progradants, sont conformes à l'évolution globale du cycle néogène dont la partie supérieure serravallo-tortonienne est globalement régressive et progradante, et s'accompagnent d'une réduction de l'accommodation dès le sommet du Miocène moyen. On constate ainsi que l'empiètement continental augmente fortement alors que les faciès tortoniens sont moins profonds. On a ainsi un diachronisme entre le maximum de l'empiètement global du cycle néogène qui est serravallien basal et l'empiètement local. Ce changement est à mettre sur le compte d'une augmentation locale de la subsidence dans cette partie du bassin. On peut associer ce phénomène à ce qui se passe dans le Golfe du Lion voisin où la subsidence thermique s'accélère (Gorini, 1993 et 1994; Guennoc *et al.*, 1994; Gattacceca, 2000). Une autre hypothèse voudrait que

ceci soit lié à une migration de la subsidence flexurale alpine vers l'Ouest, laquelle coïncide d'ailleurs avec le paroxysme de la déformation dans toute la Provence. Le secteur étudié est trop limité pour apporter une réponse définitive, mais en l'absence d'évidence d'une tectonique tangentielle au sud des Alpilles, ainsi qu'au sud du Lubéron, c'est l'influence du Golfe du Lion qui est privilégiée.

Description des Arrêts

Les arrêts de la première partie de cette journée sont localisés sur la Figure 30.

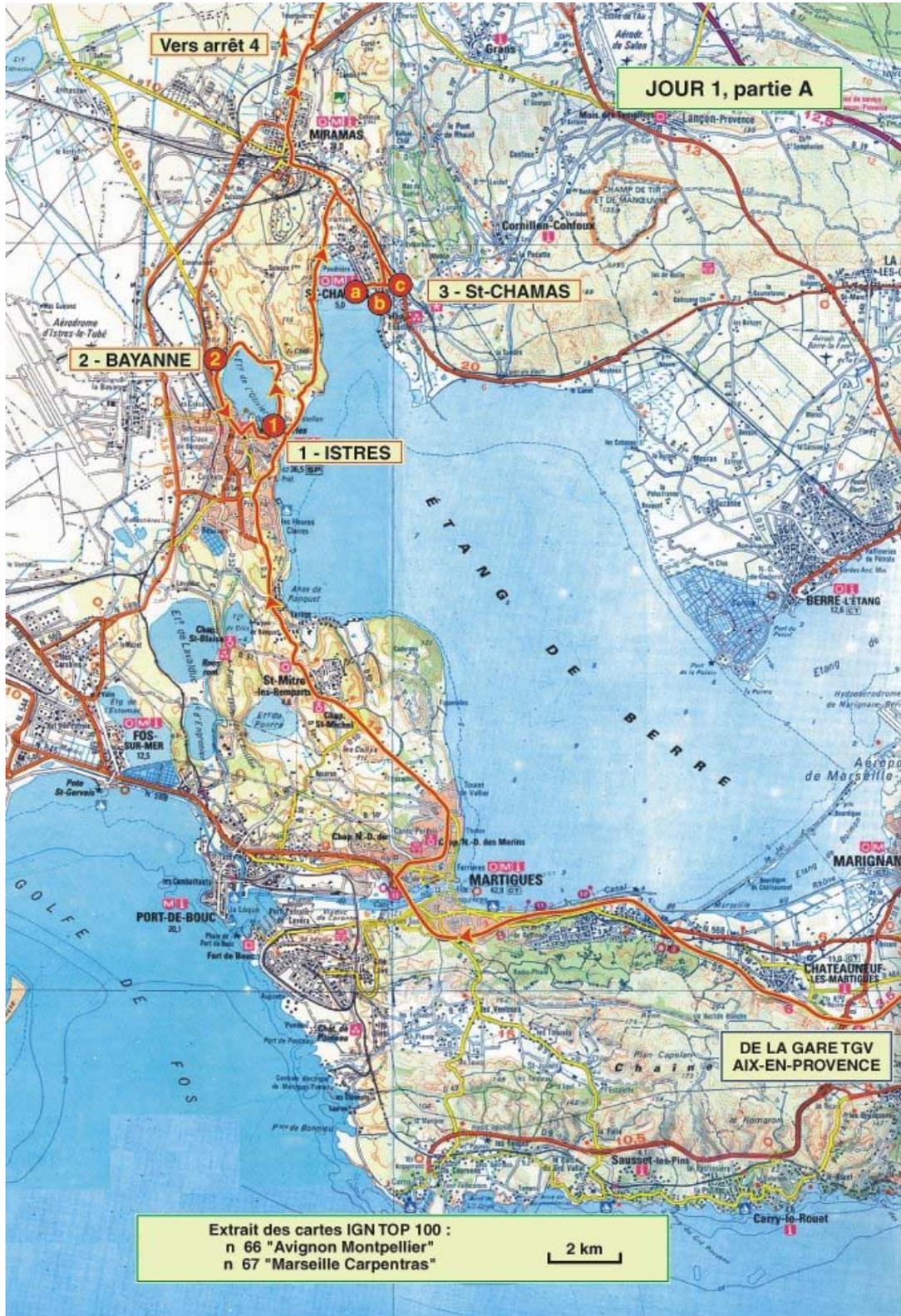


FIG. 30. LOCALISATION DES ARRÊTS DE LA PREMIÈRE PARTIE DU JOUR 1.

Arrêt 1: Istres, Estagel

L'objet de cet arrêt est

- (1) de présenter la série du Néogène de Basse Provence dans sa coupe la plus complète et son découpage séquentiel puis
- (2) d'analyser la première séquence de dépôt du Burdigalien S1.

Panorama sur la série néogène de basse-Provence

Depuis ce premier arrêt, nous disposons en effet d'un bon panorama sur la périphérie de l'étang de l'Olivier permettant d'appréhender à la fois la disposition régionale de la série néogène de Basse Provence subhorizontale et les variations latérales qui affectent les différentes unités constituant cette série.

Dans la colline de Bayanne (Fig. 31) où est ouverte la carrière du même nom, la quasi totalité de la série néogène est exposée et va nous servir de coupe de référence. Cette série est constituée d'une alternance de barres bioclastiques et d'unités plus tendres argileuses, argilo-silteuses, voire sableuses. On note une augmentation progressive des sables vers le sommet de la série. Six des sept séquences de dépôt représentées sur la Figure 22 sont présentes. A la base de la série, affleurent les **Marnes de Bayanne**, avec en leur sein une intercalation bioclastique signant la base du Langhien. Celles-ci sont surmontées par la **Calcarénite Rousse** au-dessus laquelle fut trouvé le premier niveau à Orbulines. L'ensemble de la série sus-jacente n'avait jamais été décrit en détail, sauf la barre carbonatée supérieure ou **Calcaire de Sulauze**, traditionnellement attribué au Tortonien sur la base des faunes de Pectinidés et en raison de la position sous les premiers niveaux continentaux du Miocène supérieur (Combaluzier, 1932). L'analyse de cette coupe a été l'un des résultats du travail récent de Dexcoté (2001).

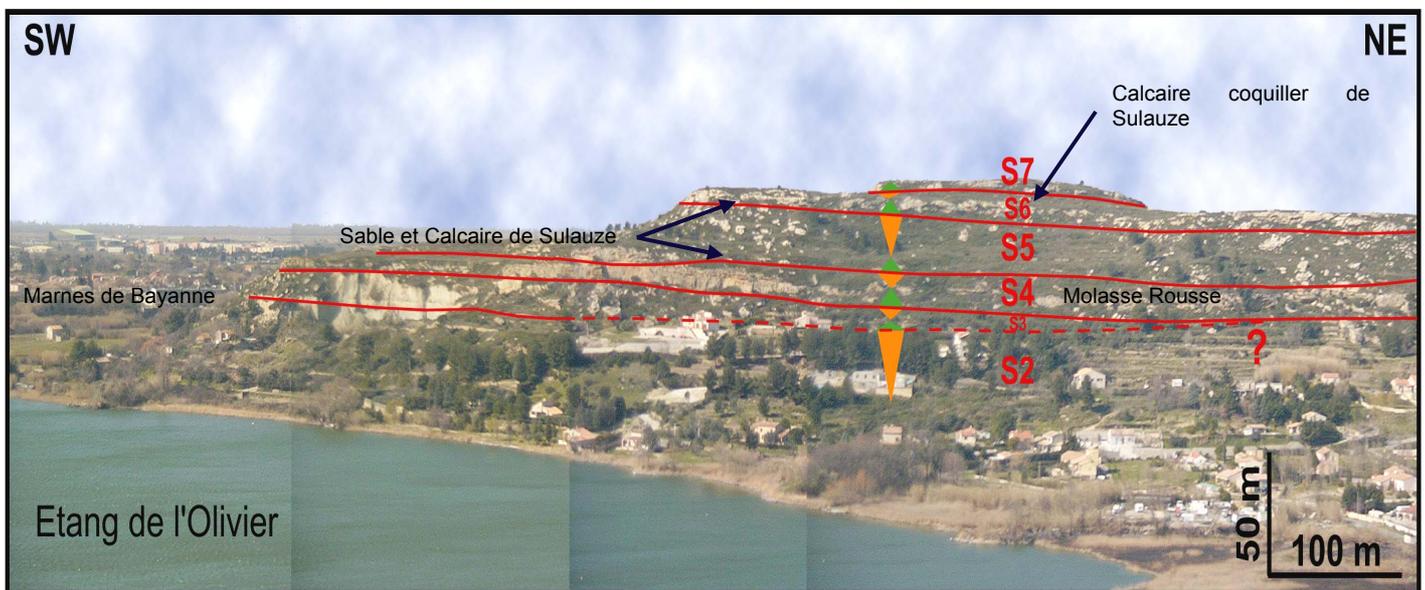


Figure 31 - La colline de Bayanne: vue générale des séquences de dépôt du Miocène (Dexcoté *et al.*, 2001)

Les analyses isotopiques du Sr réalisés en 2001 par Dexcoté sur les barres bioclastiques et leur réinterprétation par Besson (2002) fournissent, pour la première fois dans le Néogène rhodanien, une bonne évidence de Serravallien, voire de Tortonien du moins si l'on se réfère d'une part à la chronologie de Bergreen (1995) et d'autre part aux valeurs isotopiques de la courbe d'Oslick *et al.* (1994) ou de celle de Dennebouy (2001), avec des âges isotopiques consistant compris entre 14,9 Ma et 11,5 Ma (Fig. 32).

TABLEAU DES RESULTATS DES ANALYSES DU RAPPORT $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$								
Secteur de Basse-Provence (données Y.Dexcoté, 2001 réinterprétées au regard d'une compilation des courbes de l'océan mondiale et de la courbe Apennin).								
N°	Nom échantillon	Nature de l'échantillon	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (NBS987=0.710248)	Sigma (off line)	Age Ma (courbe Apennin)	Attribution stratigraphique correspondante (courbe Apennin)	Age Ma (compilation courbes de l'Océan mondial)	Attribution stratigraphique Correspondant à l'océan mondial
20	BAY 6a	Bioclastes	0.708753	0.000023	12.25+/-0.85	Ser. S5 / S6	16.23* 14.25+/-2.2	Langhien (S3) à Ser (S4, S5, S6)
21	BAY7	Bioclastes	0.708798	0.000027	10+/-3	M. Sup. (S5) / S6 / S7 / S8	14.9* 13+/-3.25	M. moy. (S3) à Sup. (S4, S5, S6, S7)
22	BAY8	Bioclastes	0.708827	0.000021	9.95+/-2.95	M. Sup. S5 / S6 / S7 / S8	13.8* 12.9+/-3.1	M. moy. (S3) à Sup. (S4, S5, S6, S7)
23	BAY11	Bioclastes	0.708845	0.000023	9.95+/-3	M. Sup. S5 / S6 / S7 / S8	13.12* 12.1+/-2.25	M. Sup. (S4, S5, S6, S7)
24	BAY12a	Bioclastes	0.708881	0.000021	10+/-3	M. Sup. S5 / S6 / S7 / S8	11.77* 9.5+/-3.5	M. Sup. (S5, S6, S7, S8)
25	BAY12b	Bioclastes	0.708888	0.000023	9.9+/-3.05	M. Sup. S5 / S6 / S7 / S8	11.50* 9.5+/-3.5	M. Sup. (S5, S6, S7, S8)

* Valeur obtenu par Y. Dexcoté, 2001 ; en utilisant les formules suivantes :

- (Age en Ma) = $26661.43 \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.708730) / (0.708730 - 0.708789)$ pour des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0.708730 et 0.708789.
- (Age en Ma) = $10393.19 \cdot (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - 0.708788) / (0.708788 - 0.708805)$ pour des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre 0.708788 et 0.708805.

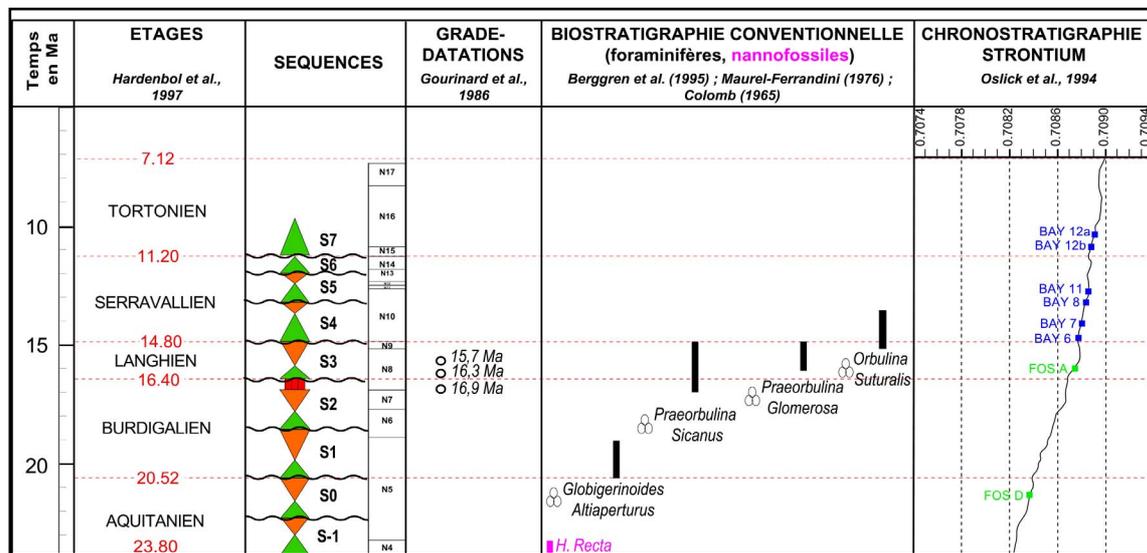


Figure 32 - Les résultats de l'analyse isotopique du strontium sur les calcaires bioclastiques de la colline de Bayanne (Dexcoté *et al.*, 2001, Besson, 2002)

Analyse des faciès de la séquence S1

Le chemin d'Estagel est situé au sommet du cortège transgressif de la première séquence burdigalienne S1 près de la surface d'inondation maximale soulignée par une des traces d'oxydation (Fig. 23). Le cortège transgressif que nous observerons, peut-être brièvement, le long de l'étang de Berre - coupe dite des Cabanes Fig. (33a) - est constitué, nous l'avons vu dans l'introduction, d'une succession de platiers à huîtres Fig. (33b) intercalés avec des barres tidales bioclastiques dominées par les algues rouges et les Bryozoaires. Seul le sommet du platier à huîtres est visible ici. Le cortège de haut niveau marin est représenté par **les Marnes d'Istres**. Fig. (33c) Ce sont des marnes bioturbées d'une quinzaine de mètres d'épaisseur, déposées en contexte de plate-forme sous la limite d'action des vagues ou éventuellement en environnement restreint compte tenu de la rareté des foraminifères planctoniques. Elles s'enrichissent en silts et en sables bioturbés vers le haut, ces derniers enregistrant la progradation de prisme littoral qui devrait se situer quelque part sous l'étang de Berre vers l'Est puisque cette séquence est absente à Saint-Chamas de l'autre côté de l'étang (Arrêt 3).



FIG. 33A COUPE DES CABANNES TST DE S1



FIG. 33B PLATIER À OSTREA SQUAROSSA



FIG. 33C LES SABLES DU CASTELLAN AU SOMMET DU HST DE S1

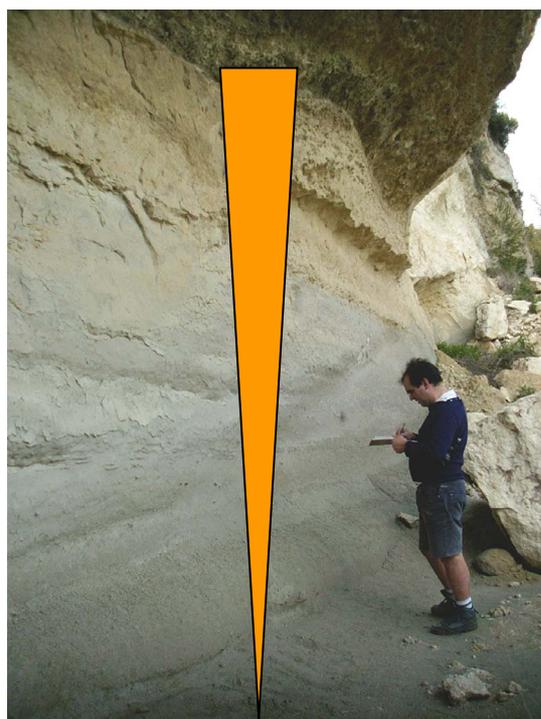


FIG. 33D LES MARNES D'ISTRES HST DE S1

Le sommet de la séquence est marqué par une altération des faciès sous les barres bioclastiques de la base de la séquence S2. Cette séquence montre le premier système de régression forcée du Néogène ,800m au Nord de l'étang de l'Olivier (*photo de couverture*), celui-ci se marque par un contact abrupt entre des sables littoraux et des argiles de plate-forme puis une altération du sommet des sables. Un autre argument en faveur de la limite de séquence, et compte tenu du contexte littoral, est l'absence des faciès les plus régressifs au sommet de S1, notamment dans la zone proximale où ils ont probablement été érodés

Toujours depuis cet arrêt 1, on peut observer l'augmentation d'épaisseur vers le Nord de la **Calcarénite de Quinsanne** qui forme le cortège transgressif de la séquence S2. Il s'agit probablement du remplissage d'une vallée incisée orientée Est-Ouest dont on observe depuis ce point le flanc sud uniquement.

Les marnes de la séquence S1 se sont révélées extrêmement riches en grains de pollen (Fig. 33) avec une fréquence assez élevée des éléments tropicaux et subtropicaux ici très diversifiés (*Avicennia*, *Buxus*, Euphorbiaceae, Rubiaceae, Passifloraceae, Meliaceae, Acanthaceae, ..., *Engelhardia*, Melastomataceae, *Microtropis fallax*, *Distylium*, Loranthaceae, Sapotaceae, Arecaceae, etc.) (analyses: G. Jimenez). La faible abondance relative du Pin souligne la position assez proximale du site.

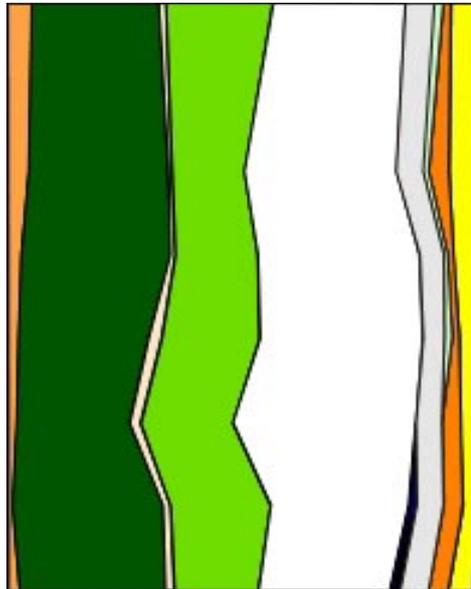


Fig. 33. Diagramme pollinique synthétique d'Estagel (légende, voir Fig. 14).

Arrêt 2: Carrière de Bayanne

Cette carrière localisée au NW de l'étang de l'Olivier (Fig. 34) fait partie des arrêts traditionnels pour illustrer la stratigraphie du Néogène rhodano-provençal, car la formation dites des **Marnes de Bayanne** renferme une faune planctonique bien calée chronostratigraphiquement par la méthode traditionnelle ainsi que par la méthode des grade-datations (Wallez *et al.*, 1985). Ces marnes représentent les cortèges progradants de deux séquences de dépôts, la séquence du Burdigalien supérieur (S2) pour toute la partie inférieure de la coupe et la séquence langhienne (S3) pour son sommet. Si l'ensemble des marnes n'est pas été différencié en deux entités, c'est que la barre tidale qui barre le front de taille et qui sépare ces marnes en deux unités est discontinue et peut se biseauter latéralement vers le nord de la colline. D'autres part, l'érosion associée à la base de la séquence S4 est telle que, localement, les barres tidales de la base de S4 peuvent reposer directement sur la séquence S2, voire même beaucoup plus bas, ce qui est le cas au nord de l'étang de l'Olivier.

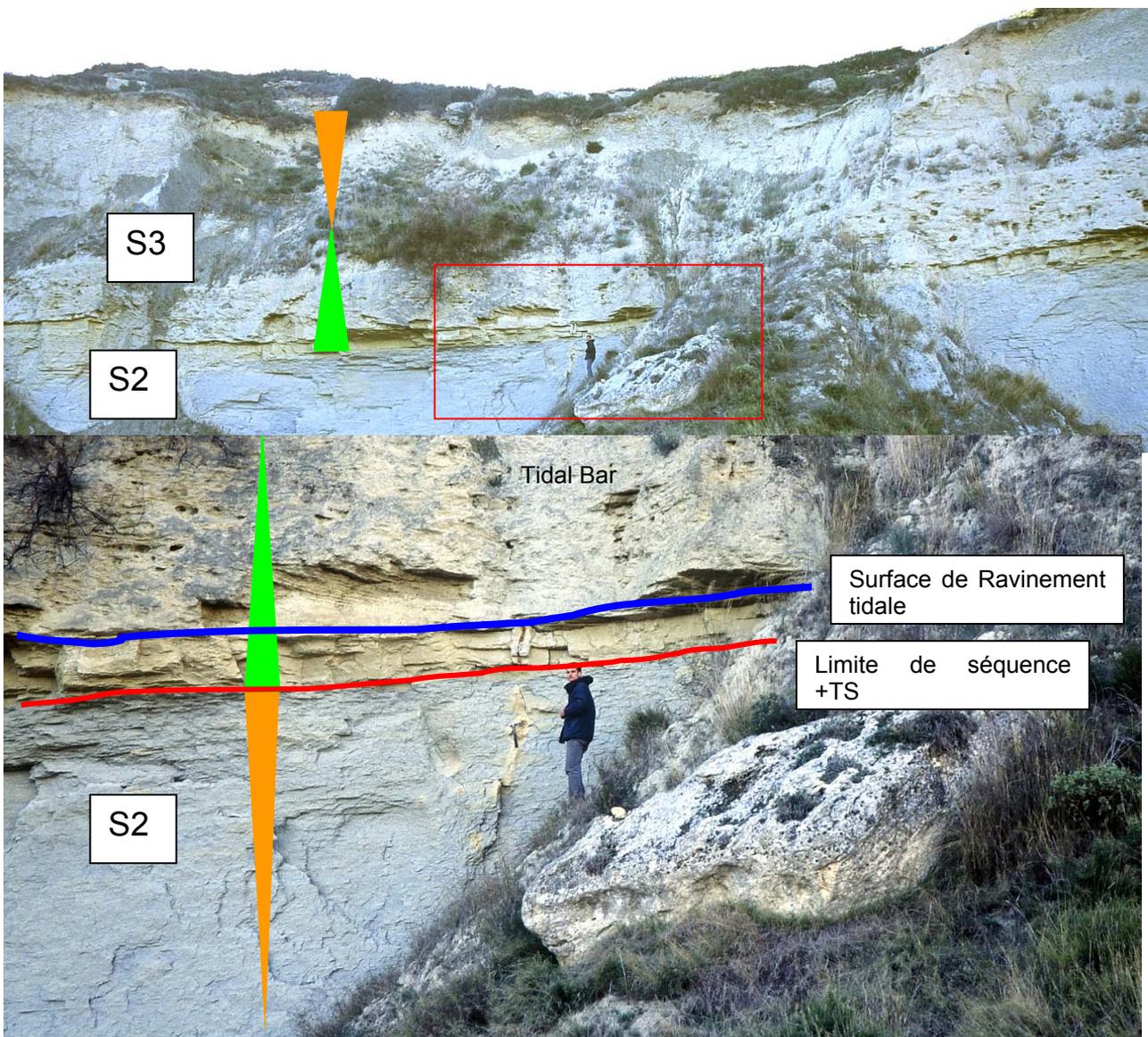


FIG. 34. LES SÉQUENCES DE DÉPÔT S2 ET S3 DE LA CARRIÈRE DE BAYANNE: LE PASSAGE ENTRE LE BURDIGALIEN ET LE LANGHIEN.

La **partie inférieure des marnes de Bayanne** qui affleure depuis le carreau de la carrière correspond au cortège de haut niveau marin de la séquence S2. Une subtile évolution des faciès témoigne du caractère régressif et progradant de ces marnes. Elles passent en effet de marnes homogènes à la base de la coupe, déposées sous la limite d'action des vagues de tempêtes à des marnes plus silteuses au sein desquelles commencent à s'intercaler de minces horizons silteux granoclassés ou à subtiles rides témoignant d'un début d'influence des houles et des tempêtes. Ces marnes restent cependant des faciès de plate-forme ouverte comme l'indique la présence d'un fort indice planctonique tout le long de la coupe. Au sommet de l'unité inférieure, entre les marnes et la barre tidale bioclastique (Fig. 34) qui marque la base du cortège transgressif de la séquence S3, on peut observer un niveau à racines se développant au détriment des marnes ainsi qu'un horizon d'altération. Ce niveau est caractérisé par le développement de racines métriques cylindriques et manchonnées qui s'enfoncent sur plusieurs mètres.

Du temps de l'exploitation de la carrière, ces racines, fort nombreuses, montraient de plus l'existence de racines adventives, décrites par Collomb (1969) : elles ont été interprétées comme des racines de palétuviers. Les récentes analyses palynologiques effectuées à ce niveau montrent une abondance des *Avicenia*, ce qui tend à conforter l'interprétation de dépôt de mangrove pour cette unité. Comme elle repose sur les marnes à planctoniques ceci traduit une superposition de faciès anormale, diagnostique d'une limite de séquence. Comme de plus ce niveau a fourni la première *Praeorbuline*, nous tendons à interpréter ce mince niveau à racines comme le début de la séquence langhienne. En d'autres termes, il s'agit du cortège transgressif précoce du Langhien caractérisé par une mangrove littorale. La base de la barre tidale sus-jacente correspondrait alors non pas à la limite de séquence mais à la surface de ravinement tidale. La limite de séquence est aussi supportée par le développement d'un cortège de bas niveau marin plus en aval bassin à Fos-sur-mer (Fig. 27).

Au-dessus de la barre tidale transgressive de la base de S3, on trouve une dizaine de mètres de marnes silteuses, lesquelles ont livré plusieurs niveaux à *Praeorbulines*, diagnostiques du Langhien, constituant le cortège progradant de S3. Ce cortège progradant montre une faune planctonique assez diversifiée et pourrait représenter le niveau le plus profond de la série (Iaccarino, communication personnelle).

La base de la séquence S4 est de nouveau caractérisée par une barre tidale très bioclastique (**Calcarénite Rousse de Saint-Chamas**). Elle est constituée par des dunes tidales bioclastiques à matériel très grossier, principalement de type I et de type IV. A son sommet se développe un niveau de condensation à glauconie, incluant des galets verdis remaniés par les tempêtes. Au-dessus, les sables bioturbés du cortège progradant ont livré des *Orbulines* (Collomb, 1959) dont la première occurrence en contexte de plate-forme est classiquement serravallienne. Ceci est confirmé par la datation isotopique Sr qui fournit au sommet de la barre tidale, près de la surface d'inondation maximale un âge de 14,9 Ma, celui-ci est à comparer avec le pic transgressif global qui est daté de 15 Ma.

Si le temps le permet, nous irons brièvement analyser les cortèges de dépôts des séquences supérieures S5 à S7 qui constituent le sommet de la butte (Fig. 31). Jusqu'à présent, tout cet ensemble était regroupé sous le terme de **Sables coquilliers de Sulauze**.

Les cortèges progradants de ces séquences sont terrigènes, par contre les cortèges transgressifs sont toujours constitués de barre tidales bioclastiques à faciès dominant du type Molechfor. Ce sont des barres tidales plurimétriques de type *sand wave* appartenant essentiellement aux classes IV et V de la classification de Allen (1980). Les analyses isotopiques du Sr (Fig. 32) confirment les âges serravallien et tortonien du moins si l'on se base sur la courbe de distribution de l'océan mondial, ce qui compte tenu du caractère très ouvert de cette partie du bassin est cohérent.

Du point de vue pollinique, cette coupe livre encore des éléments tropicaux accompagnés d'éléments subtropicaux (analyses: G. Jimenez) (Fig. 35). Cette flore pollinique ressemble à celle

de Pont Gayé à Fos-sur-mer (Bessedik, 1985). L'échantillon situé immédiatement au-dessous du niveau à racines est le plus riche en pollens d'*Avicennia*, ce qui souligne bien le caractère littoral du site riche en indices de mangrove appauvrie. Le Pin augmente fortement immédiatement au-dessus de ce niveau, ce qui indique un environnement plus distal qui est souligné également par une diversité plus élevée chez les foraminifères planctoniques (Iaccarino, communication personnelle).

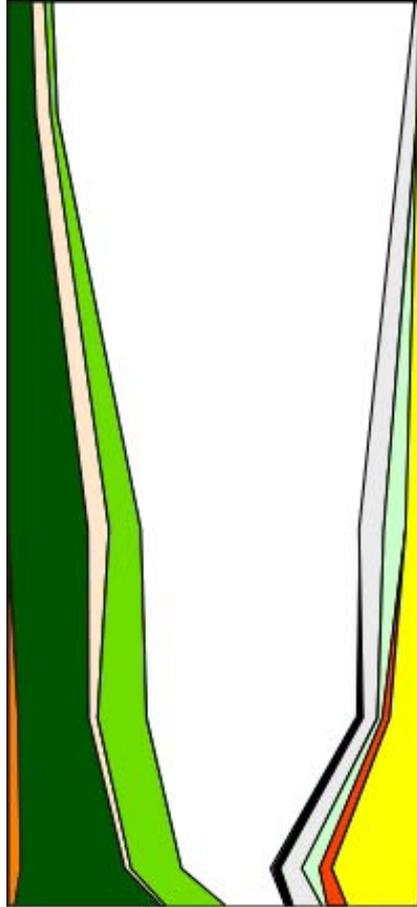


Fig. 35. Diagramme pollinique synthétique de Bayanne (légende, voir Fig. 14).

Arrêt 3a: Saint-Chamas, le Port

Cet arrêt panorama (Fig. 36) permet l'observation du même intervalle stratigraphique que celui observé à la carrière de Bayanne mais en position plus proximale, d'où l'évolution vers des faciès plus sableux et une géométrie différente et ceci sur une courte distance (< 5 Kilomètres).

Il est par ailleurs important de noter une totale lacune des dépôts transgressifs de la base de S2 dans ce secteur. En effet, un kilomètre au Sud, les marnes de haut niveau marin reposent directement sur les calcaires crétacés perforés. Par ailleurs, dès 1932, Combaluzier avait noté que les marnes reposait directement sur une surface d'abrasion marine horizontale et bien développée à l'est de Saint-Chamas (secteur du pont romain).



FIG. 36. SAINT-CHAMAS: PANORAMA DU PORT SUR LA COLLINE. VUE GÉNÉRALE DES MARNES DE SAINT-CHAMAS (HST DE S2) ET DE LA SÉQUENCE DE DÉPÔT S3 DU LANGHIEN.

L'essentiel de la falaise, au-dessus du port est associé à la progradation du cortège de haut niveau de la séquence S2 du Burdigalien supérieur. La base de la série est constituée par des marnes silteuses bioturbées. Leur épaisseur cumulée atteint 30 mètres (20 m à l'affleurement, plus 10 mètres dans les puits). Elles passent verticalement à des sables bioturbés puis à des dépôts sableux de *shoreface* dominés par la houle avec intercalations de quelques *rip channels*. Au sommet de cette série on note une importante surface d'érosion qui plonge vers le Nord, c'est-à-dire vers la Poudrerie de Saint-Chamas où la séquence S3 repose alors directement sur les Marnes de la base de S2 ; ceci constitue la base d'une vallée incisée d'orientation générale Est-Ouest dont on voit là encore uniquement le flanc sud.

Associée à cette limite de séquence, on observe une forte altération des sables du sommet de la progradation qui signe l'émersion associée à la limite de séquence de la base de S3.

Le réservoir sommital est sur la **Molasse Rousse** qui est le cortège transgressif du sommet de S4, tandis que la séquence S3 bien que présente est en partie couverte. Seul le cortège bioclastique

transgressif est visible au-dessus de la surface d'altération. Ce dernier présente, outre une forte variation d'épaisseur vers le Nord en direction de l'axe de la vallée, une notable évolution des faciès: en effet, alors qu'il est 100% silicoclastique vers le Nord, il passe au Sud en position d'interfluve à des faciès mixtes puis à des calcarénites tidales. Les Marnes de haut niveau de la séquence S3 ne sont pas visibles, le talus étant végétalisé . nous les observerons le long de la RN 113.

Arrêt 3b: Saint-Chamas, le Viaduc

Ce bref arrêt a pour but d'aller analyser les faciès littoraux du sommet de la séquence S2, afin de faciliter les comparaisons entre les arrêts 2 et 3b. On se trouve ici au sommet de la série sableuse progradante. Les dépôts sont constitués uniquement de sables fins à moyens entièrement dominés par la houle, sans évidence de l'influence des tempêtes. Ils caractérisent une bathymétrie potentielle de quelques mètres. On peut, sur le coté nord du viaduc, visualiser la limite de séquence et les dépôts tidaux de la base de S3. On note un fort taux d'amalgamation des faciès sableux et l'impossibilité de différencier des unités stratigraphiques à haute fréquence.

Arrêt 3c:

Saint-Chamas, tranchée de la Route Nationale

Ce dernier arrêt permet d'observer, une nouvelle fois, une spectaculaire variation latérale de faciès au sommet du cortège progradant de la séquence S2.

On observe ainsi de bas en haut de la coupe le contact entre les sables de *shoreface* dominés vague, du sommet de S2, comparables à ceux observés au viaduc de Saint-Chamas. Puis on note l'incision d'une unité sableuse à stratifications obliques, montrant de nombreux *flaser* argileux et des mégarides tidales avec des *bundles* diagnostiques de la marée.

Cette unité est interprétée comme un chenal de marée faisant communiquer une zone restreinte avec la mer ouverte et qui incise les dépôts d'avant-plage dominés par la houle. Son orientation semble être SE-NW puisqu' il n'existe pas à Saint-Chamas, mais semble présent vers la poudrière un peu au Nord.

La tranchée de la route permet aussi d'observer la totalité de la séquence langhienne S3 (Fig. 37). Celle-ci débute par une barre tidale à faciès bioclastique qui vient éroder le *tidal inlet* sableux du sommet de S2. Ce cortège transgressif montre de façon démonstrative la géométrie des barres tidales constituées par de grandes cliniformes tangentiellles d'angle faible progradant vers le Nord tandis que de nombreuses mégarides ou dunes métriques migrent dans la direction opposée; ce sont de très belles dunes de la classe I de Allen (1980). Au sommet du cortège transgressif et signant l'abandon des barres tidales par approfondissement, se développe un niveau de condensation typique: rubéfié et bioturbé. Celui-ci est couvert par des marnes de plate-forme marine qui ont livré pour la première fois dans le sud-est de la France la Praeorbuline *Praeorbulina glomerosa*, espèce marqueur du sommet de la zone N8 et diagnostique du Langhien (Iaccarino, communication orale).

Ces marnes, peu épaisses, constituent les dépôts de haut niveau marin de S3; elles sont érodées par la **Molasse Rousse** qui forme la base de S4 et qui existe au-dessus des maisons en contre-haut.

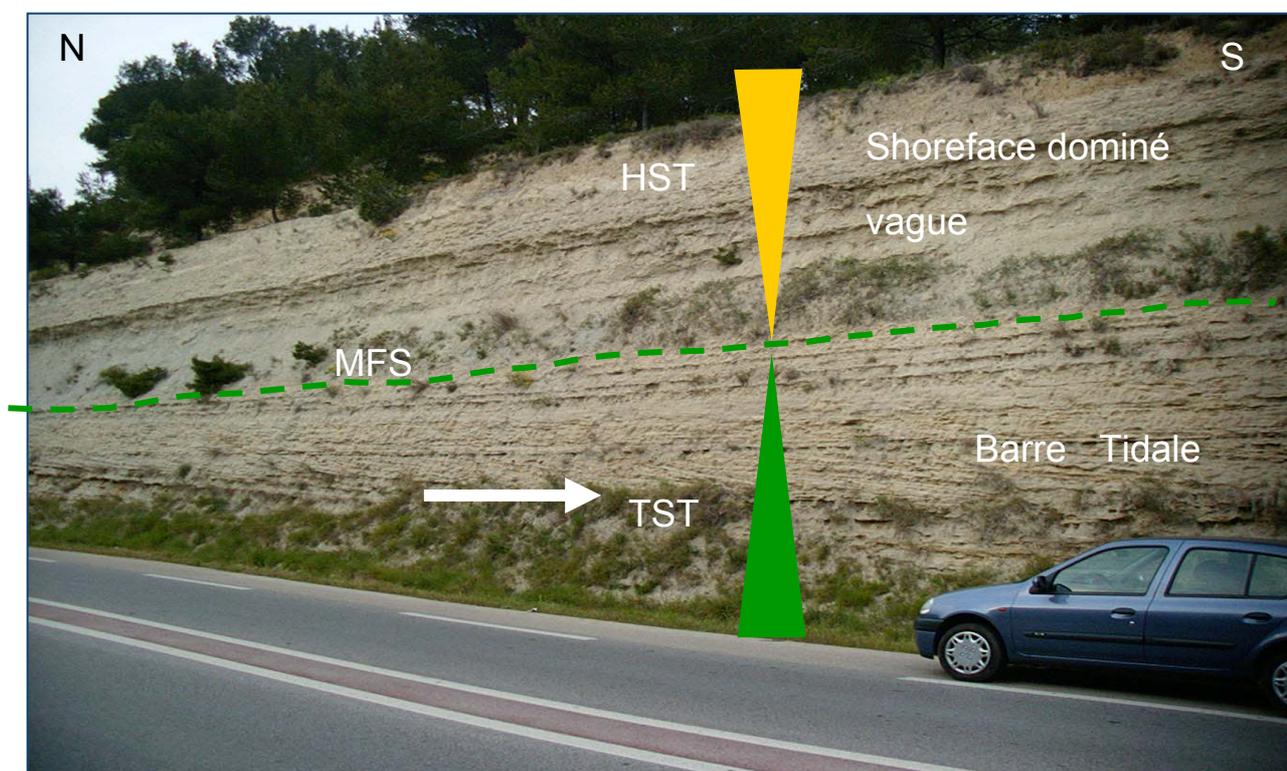


FIG. 37. SAINT-CHAMAS, LA TRANCHÉE DE LA ROUTE NATIONALE: LA SÉQUENCE DE DÉPÔT S3 (DEXCOTÉ ET AL., 2001).

Un bilan à l'issue des arrêts 1 à 3

A l'issue des trois premiers arrêts de cette excursion, nous avons pu observer l'empilement stratigraphique des séquences de dépôt du Néogène. Hormis des érosions parfois très importantes aux limitex de séquences, il y a superposition des dépôts. Le principal enseignement à tirer est l'importance des phases d'érosion et l'existence des dépôts associés aux régressions forcées déplaçant vers l'aval, c'est-à-dire vers le domaine marin, des prismes sédimentaires et le caractère contrasté ("Règle des 80-20%") des faciès selon le cortège: (1) dominé tidal dans les cortèges transgressifs certainement à mettre en relation avec le confinement hérité des érosions fluviales en bas niveau marin et (2) dominé vague dans les prismes de haut niveau aux paysages certainement beaucoup plus régularisés. Nous verrons que l'importance des érosions fluviales sur la répartition spatiale des dépôts transgressifs donc sur l'organisation paléogéographique est beaucoup plus importante que ces trois premiers arrêts localisés en position très distale ont pu longtemps le laisser penser.



**LE MIO-PLIOCENE
DU BASSIN
DE LA DURANCE**

Arrêt 4: Saint-Pierre de Vence

Ce site comporte 4 stops disposés (à l'exception du premier) d'amont en aval plus un cinquième rattaché pour ordre. Leur localisation est indiquée dans la Figure 38.

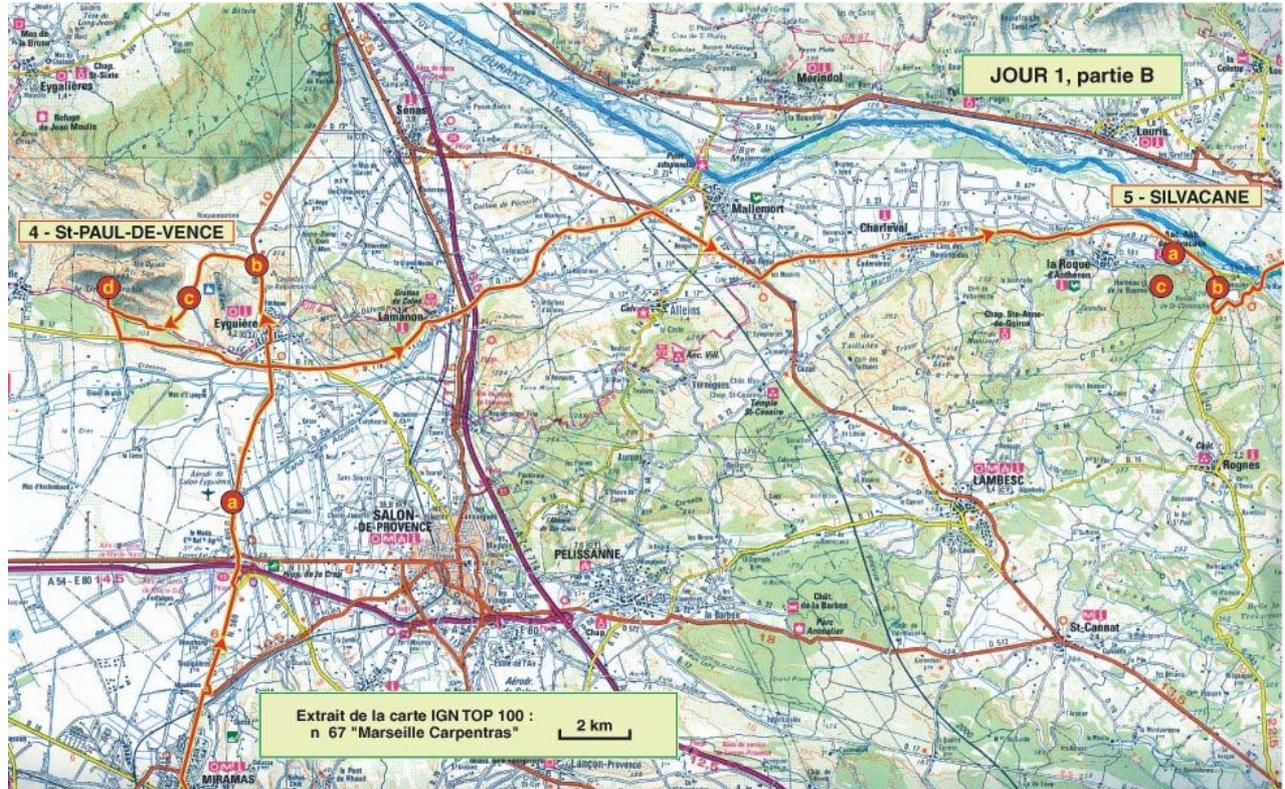


FIG. 38. LOCALISATION DES ARRÊTS DE LA SECONDE PARTIE DU JOUR 1.

Arrêt 4a: Aérodrome de Salon-Eyguières

La piste de l'aérodrome offre, vers le Nord, un dégagement paysager permettant de visualiser cette spectaculaire vallée morte dans son contexte structural. Par ailleurs il est possible d'appréhender les migrations successives du cailloutis durancien (Collomb et Roux, 1978, 1986) qui ont façonné la plaine de Crau au cours du Quaternaire (Fig. 40).

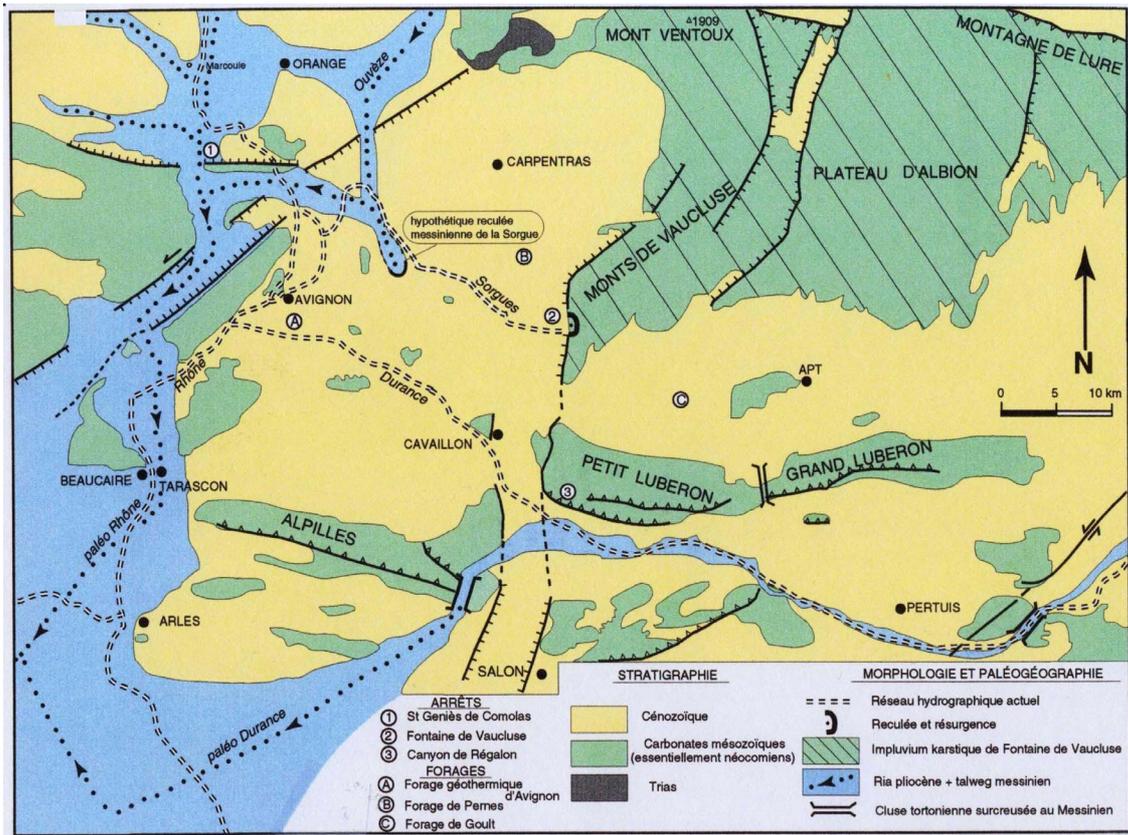


FIG. 39. LES RÉSEAUX HYDROGRAPHIQUES MESSINIEN ET ACTUEL EN BASSE PROVENCE.

Cette vallée morte est une cluse durancienne implantée dans la terminaison périclinale du pli des Alpilles (Clauzon, 1979).

Du point de vue morphologique, il s'agit de la première manifestation subaérienne du canyon messinien de la Durance. En aval ce même canyon reste enfoui de plus en plus profondément sous la Crau ou la Camargue où il n'est révélé que par la sismique (Fig. 40).

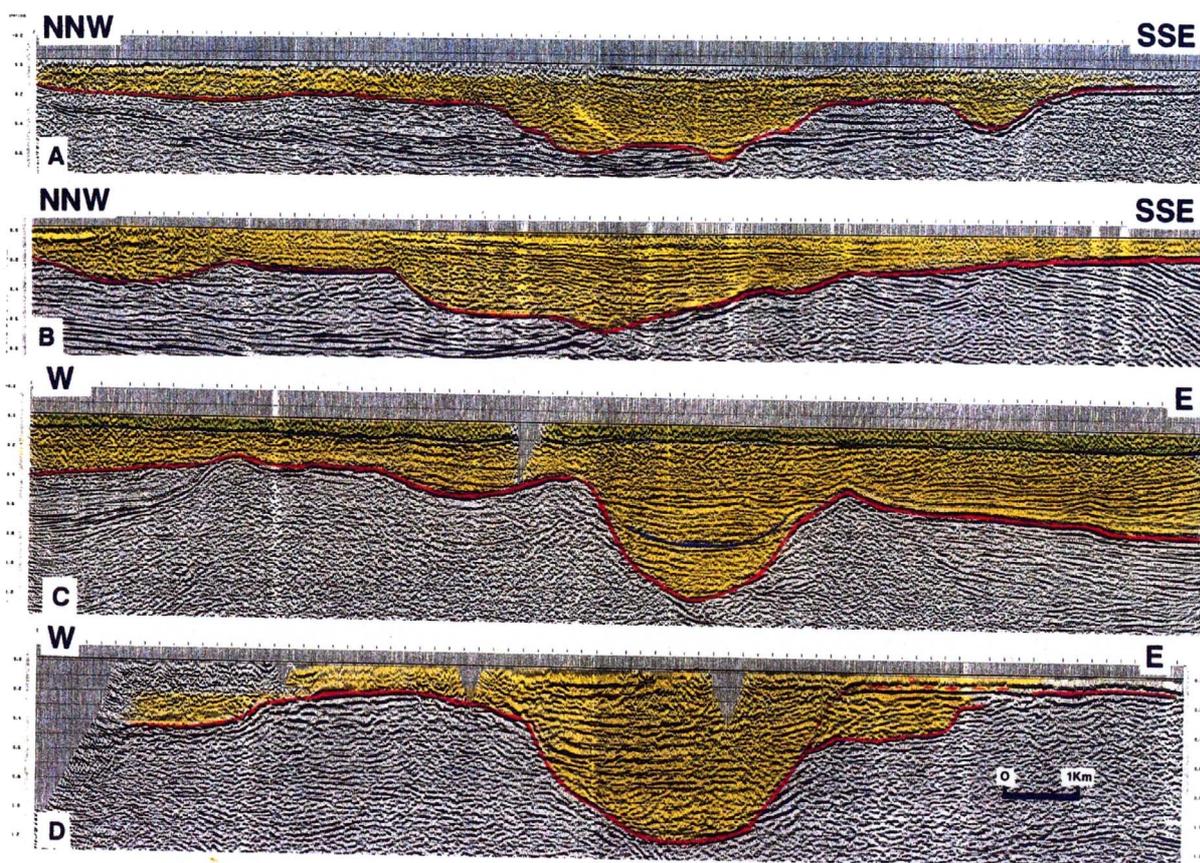


FIG. 40. PALÉOVALLÉE MESSINIENNE DE LA DURANCE (CLAUZON *ET AL.*, 1995).

Arrêt 4b: Roquemartine

L'arrêt se situe tout à fait à l'amont de la cluse, au nord-est du château de Roquemartine, à proximité de la route D 569. Il s'agit d'y observer les différents stades d'évolution du site depuis sa métamorphose par submersion de canyon messinien en ria pliocène jusqu'au colmatage de celle-ci. Le fonctionnement s'opère d'abord en vacuité pour finir en enfouissement sédimentaire: l'enregistrement de ces environnements successifs étant tour à tour biologique (perforations de lithophages), biochimique microbien (surface de condensation) et enfin sédimentaire (silts bleus fossilifères).

Arrêt 4c: L'apex de la vieille Crau dans le vallon des Glauges

Le cheminement le long de la piste Saint-Pierre de Vence/Aureille (Fontannes, 1882 ; Denizot, 1939 ; Ballezio, 1972) permet de suivre le log sédimentologique (Fig. 41) depuis le mur jurassique du flanc ouest du canyon jusqu'au cailloutis de Valensole (Valensole 2) en traversant successivement les silts bleus (révélés par sondage), les sables sous-aquatiques en fore sets et enfin le cailloutis fluviatile durancien qui marque l'émersion.

Le belvédère de l'apex de la Crau d'Arles ou d'Eyguières permet d'esquisser une synthèse de l'évolution géodynamique du site. Le talveg du canyon messinien a été identifié par sondage électrique autour du zéro NGF (Clauzon, 1979). Plein Nord, sur la ligne d'horizon, s'observe l'aplanissement d'Orgon qui recoupe sur 30° le pendage du substratum néocomien. Il s'agit d'une *wave cut surface*, attestée par des perforations de lithophages sur substrat horizontal, probablement d'âge miocène moyen. La surrection de l'anticlinal (saillant par rapport à cette surface) se place donc entre ces deux repères morphologiques. Par ailleurs, il paraît évident que la cluse procède d'une antécédence pré-pliocène. Toutefois il n'est guère possible – sur les seules données du site – de l'imputer (ou non) à la crise messinienne.

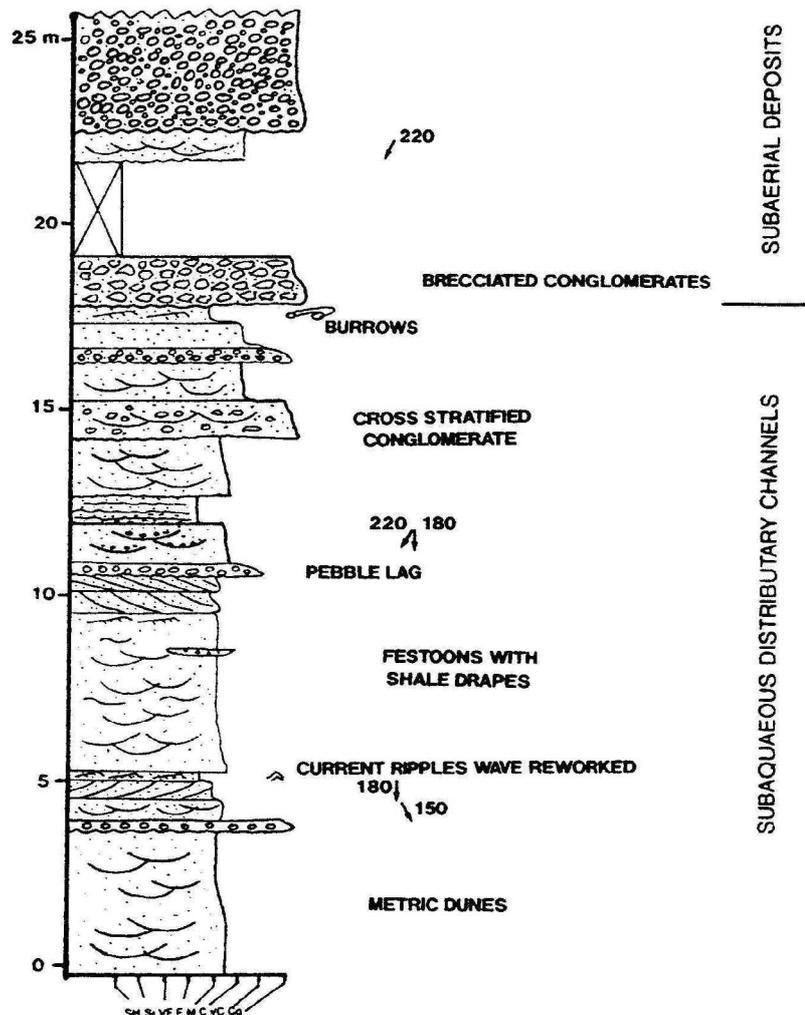


FIG. 41. LOG DE LA COUPE DE SAINT-PIERRE DE VENCE (CLAUZON *ET AL.*, 1995).

Arrêt 4d: Genèse du piémont méridional des Alpilles

Entre Eguières et Aureille, la transition Alpilles/Crau s'opère par un piémont intermédiaire monogénique à éléments jurassiques. L'attribution d'une origine périglaciaire à cette formation (carte géologique d'Eyguières, 993, 1975) s'avère sans fondements. *A contrario*, un relevé carographique à grande échelle révèle que cette brèche recouvre sur toute sa largeur le cailloutis observé à l'arrêt précédent. Il atteint ainsi, à la cote 150, le contact avec le Jurassique. Sur une transversale méridienne ce même cailloutis (Fig. 42) s'incline régulièrement jusqu'à la cote 65 NGF, au Grand Brahis, démontrant ainsi un basculement nord-sud de cet épandage fini-pliocène. Cette conclusion est corroborée par la multiplication des indices micro-tectoniques relevés au sein du cailloutis.

Cette déformation quaternaire est fossilisée par les épandages duranciens plus récents, en premier lieu celui de la Crau du Luquier (feuille Eyguières, 993, 1975), indemne de déformations. On en déduit que la déformation est à placer dans le Pléistocène inférieur.

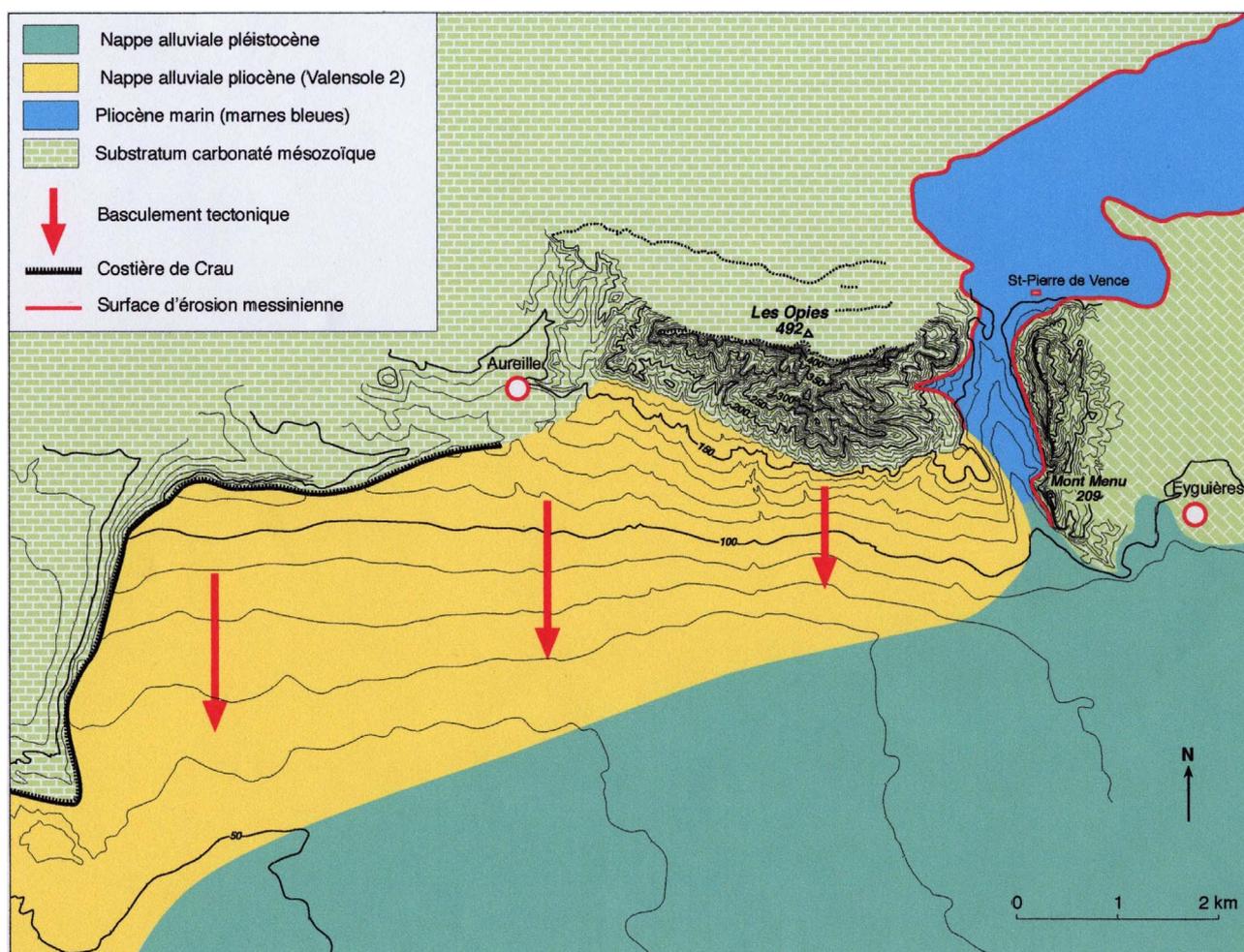


FIG. 42. LA VALLÉE MORTE MESSINIENNE-PLIOCÈNE DE SAINT-PIERRE DE VENCE.

Arrêt 4e: Evolution géodynamique néogène du Petit Lubéron

Rattaché pour ordre aux Alpilles dont il ne fait pas partie, cet arrêt 4e est paradoxalement un arrêt itinérant qui se fera en roulant ou, au mieux, en bord de route. Il s'avère nécessaire car le Petit Lubéron constitue, du point de vue de l'investigation géodynamique, un indispensable maillon intermédiaire entre les Alpilles et le Grand Lubéron dans la mesure où il possède des informations absentes chez ses deux voisins.

Comme ceux-ci, il est longé par le canyon messinien de la Durance et pénétré par l'un de ses tributaires: le touristique (à cause de son étroitesse) canyon du Régalon (Martin, 1900 ; Goguel, 1932 ; Granier, 1966 ; Ballesio, 1972 ; Clauzon *et al.*, 1977), fossilisé par du Pliocène marin.

Cependant, l'originalité de ce chaînon réside ailleurs et elle est double (Fig. 43):

- son enveloppe extérieure dessine une surface à facettes particulièrement bien exprimée à l'Ouest avec une facette externe transgressée par le Burdigalien et une troncature sommitale (sans doute identique et contemporaine de celle des Plaines d'Orgon) sans doute d'âge Miocène moyen;
- sa deuxième originalité tient au fait que cette même surface se dédouble vers l'Est où elle se trouve impliquée dans les déformations plicatives, voire chevauchantes qui affectent le chaînon et qui sont – comme ailleurs en Basse Provence – scellées par le Pliocène inférieur.

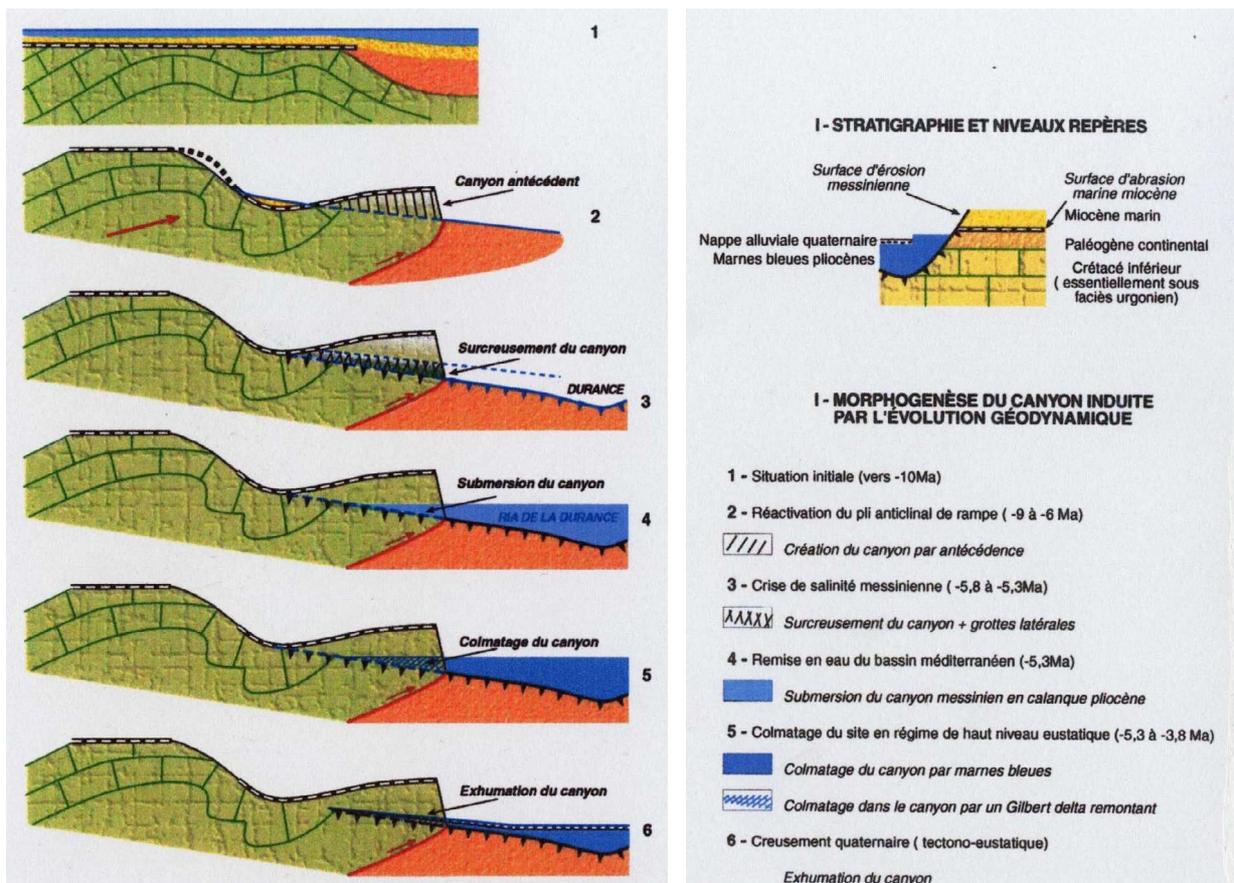


FIG. 43. EVOLUTION GÉODYNAMIQUE DU PETIT LUBÉRON DEPUIS 15 MA.

Arrêt 5:

Retenue de Saint-Christophe, Abbaye de Silvacane

La Figure 44 présente la localisation des arrêts de la troisième partie du jour 1.

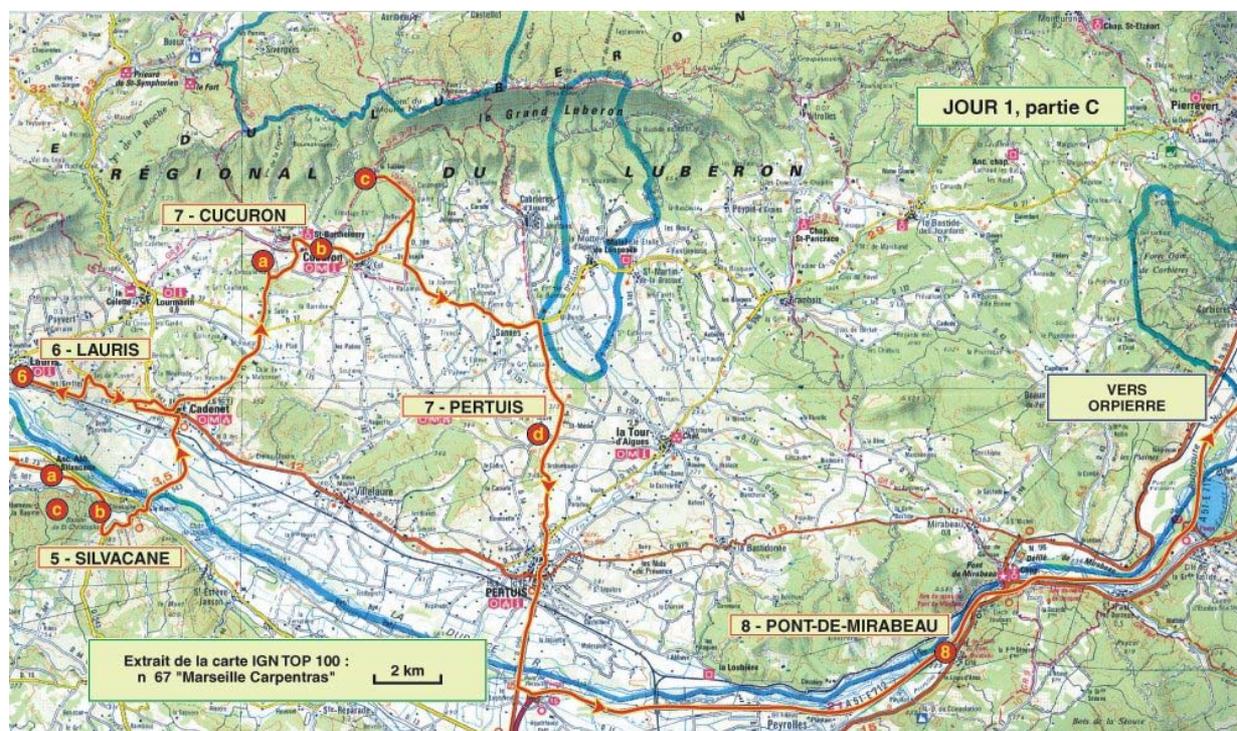


FIG. 44. LOCALISATION DES ARRÊTS DE LA TROISIÈME PARTIE DU JOUR 1.

Entre, à l'aval, la cluse de Saint-Pierre de Vence à travers les Alpilles et, à l'amont, celle de Pont de Mirabeau, le canyon messinien de la Durance se situe en continu sous le lit de la rivière (Fig. 6) à l'exception du secteur de Saint-Christophe (Fontannes, 1882 ; Ballesio, 1972) où il s'écarte de la plaine alluviale durancienne pour traverser en gorges épigénique le secteur de Saint-Christophe ce qu'atteste, sur tout le parcours en gorges, les marnes bleues pliocènes identifiées par Fontannes lors de la construction du barrage de la retenue (1882) (Fig. 7).

Le contact entre ces marnes et l'encaissant carbonaté crétacé rappelle celui observé dans les Alpilles avec une épaisse et **spectaculaire surface de condensation** (digne d'un classement au titre du patrimoine géologique). Cet encroûtement ferrugineux recouvre les moindres anfractuosités du mur crétacé correspondant au versant septentrional du canyon messinien. Sont également revêtues de cette concentration ferrugineuse les valves d'huîtres adhérentes sur la paroi.

Du point de vue génétique ce vallon de Saint-Christophe constitue le premier exemple rencontré d'épigénie d'aggradation (Fig. 8) opérée à partir de la surface d'abandon du cailloutis de Valensole miocène dont un lambeau subsiste, sur le plateau des Gardis qui domine le village de Cadenet, en rive nord de la Durance.

La retenue de Saint-Christophe est un bassin de décantation construit à la fin du XIX^{ème} siècle par la Société des Eaux de Marseille afin d'éviter l'exportation sur cette ville (où cette eau servait à la consommation domestique) des indésirables limons duranciens. De fait et sans doute à l'insu du constructeur, **la retenue est un simple réaménagement de la ria durancienne, restaurée** – à quelques mètres près - dans l'état qui fut le sien, 5 Ma auparavant.

A un kilomètre à l'aval le contact des marnes bleues pliocènes (jaunies par l'altération superficielle) avec le substratum crétacé s'opère d'une manière brutale qui, à première vue, évoque

un plan de faille. De fait, comme précédemment, il s'agit du versant du canyon messinien comme l'attestent les perforations de lithophages qu'on y observe. L'affleurement se situe à 160 m NGF soit 10 mètres en contre-haut du talveg durancien.

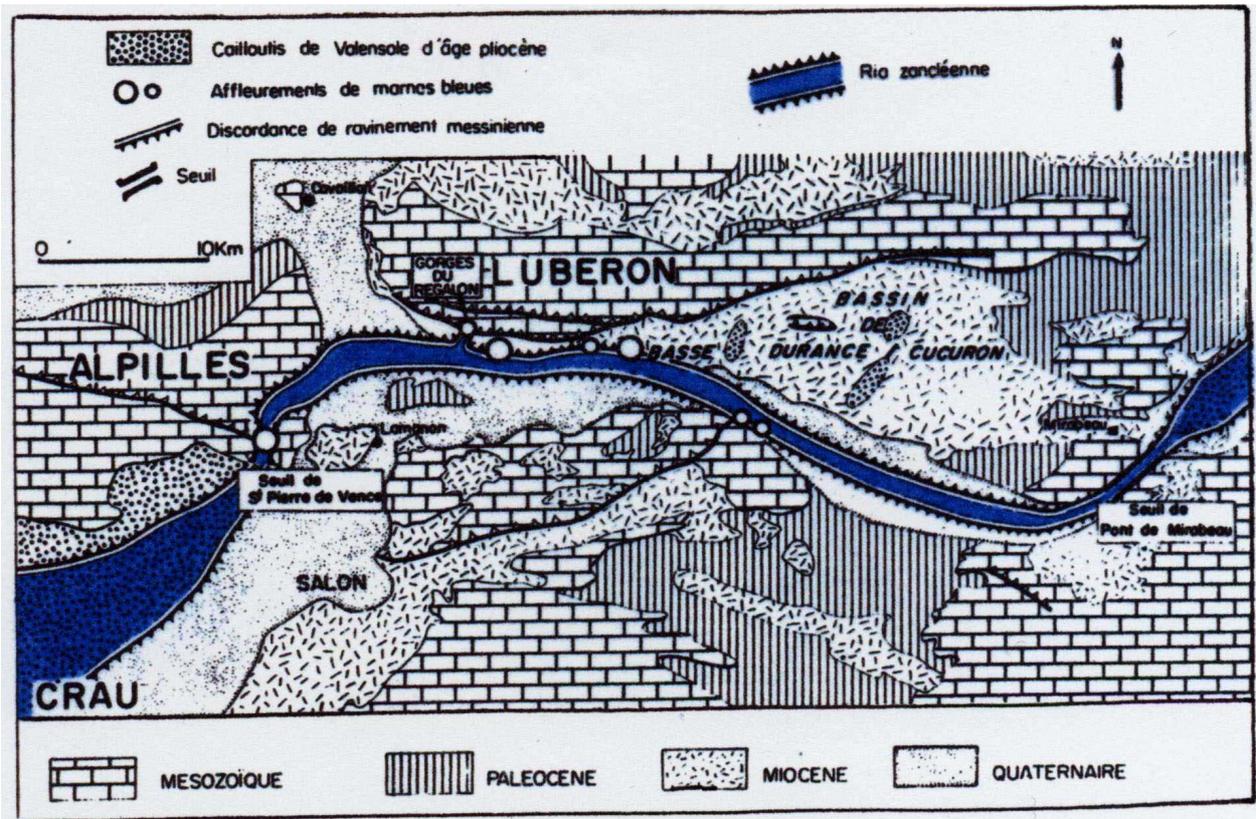


FIG.45. LA RIA DE LA DURANCE AU DROIT DU LUBÉRON ET DES ALPILLES (CLAUZON, 1988).

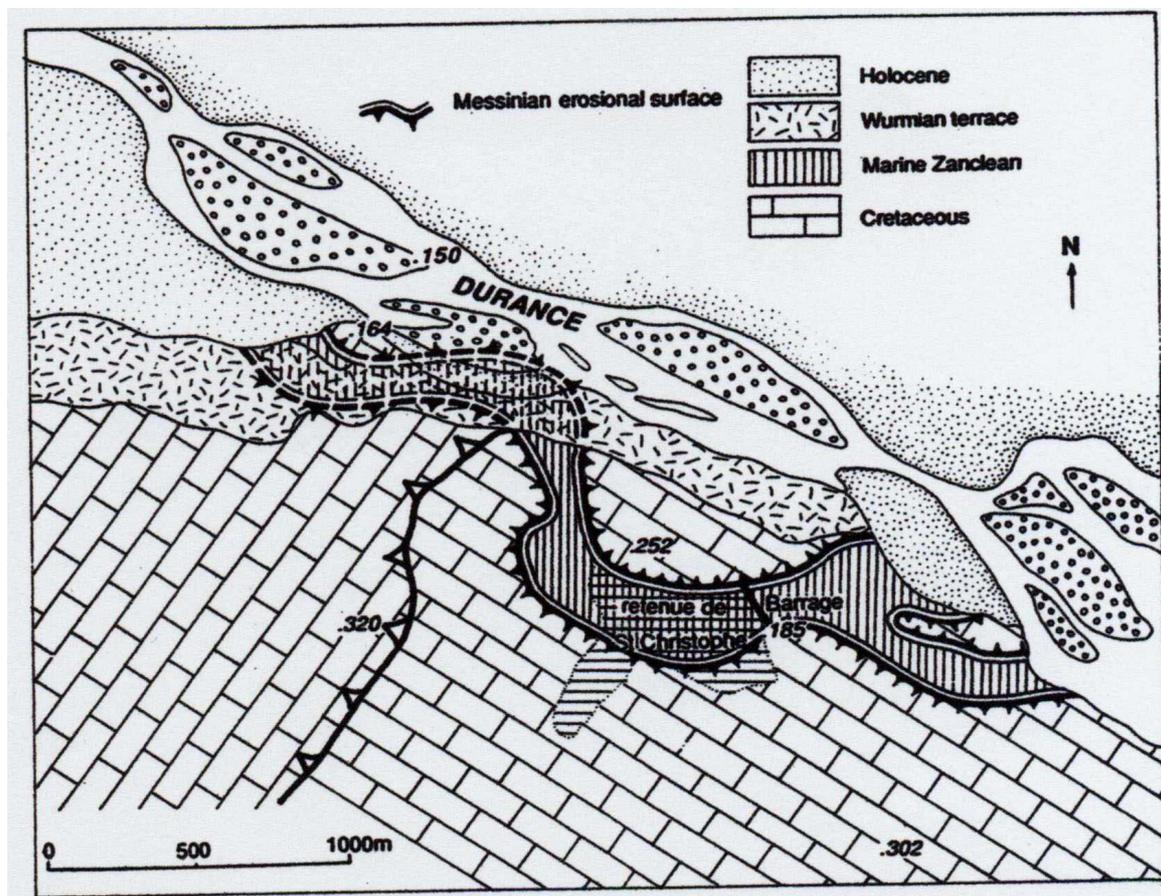


Fig. 46. La canyon messinien de la Durance dans sa section épigénique.

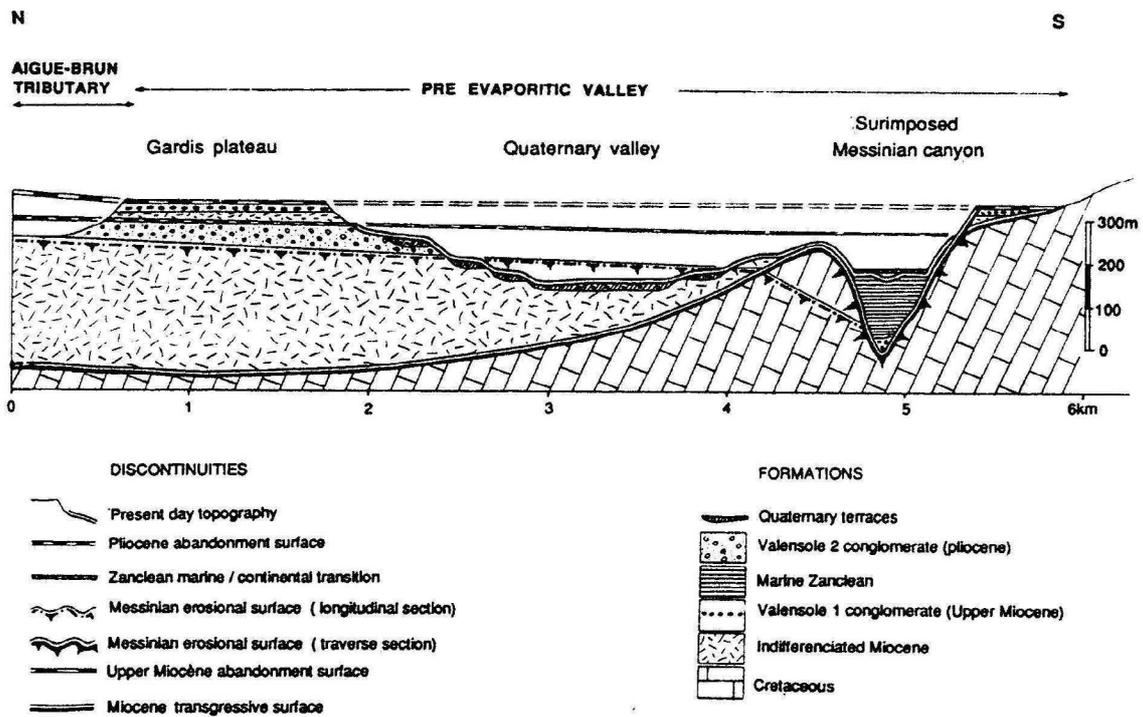


FIG. 47. SECTION TRANSVERSE DE LA VALLÉE DE LA DURANCE ENTRE CADENET ET L'ABBAYE DE SILVACANE.

Depuis le bord du canal hydro-électrique implanté au nord de la butte crétacée, il s'avère possible d'esquisser une restitution de l'activité hydrodynamique de la Durance jalonnée par les différents niveaux repères (Fig. 48) qui s'étagent entre 340 m (plateau des Gardis) et 150 m (lit de la Durance).

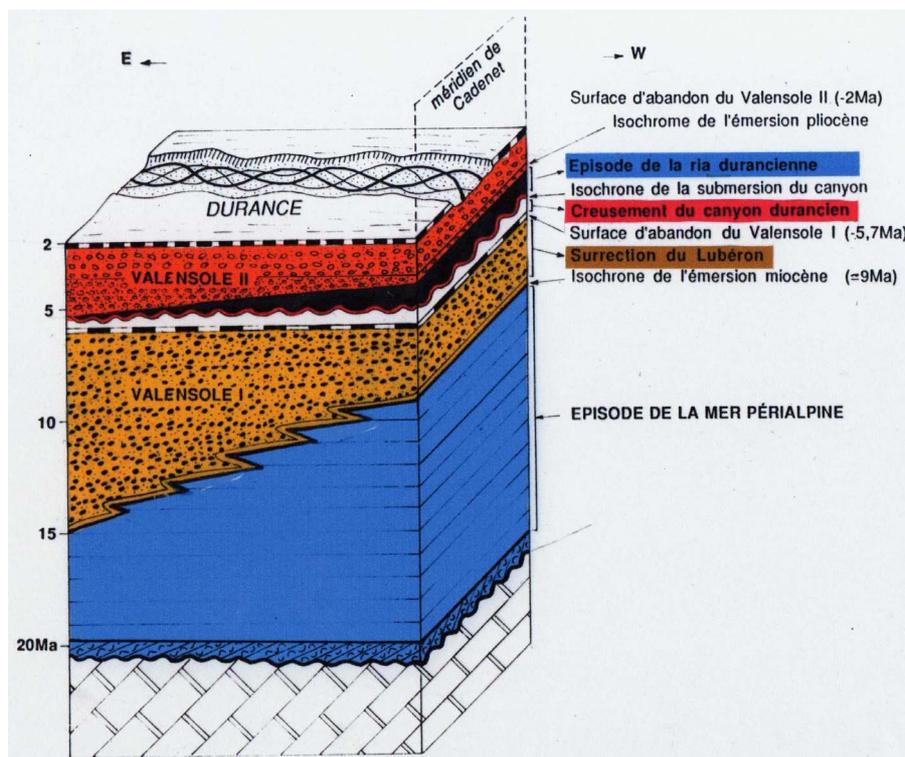


FIG. 48. LES NIVEAUX REPÈRES DANS LE TEMPS: NIVEAUX ISOCHRONES/NIVEAUX HÉTÉROCHRONES.

Le plateau des Gardis déjà évoqué, correspond à l'extrémité aval du cailloutis de Valensole miocène (Valensole 1) (Clauzon, 1978). On a donc affaire à la surface pré-évaporitique datée à 5,96 Ma (Gauthier *et al.*, 1994 ; Krijgsman *et al.*, 1999). Par interpolation des sondages amont (Pont-de-Mirabeau) et aval (Saint-Pierre de Vence) on peut localiser le talweg messinien de la rivière environ 300 mètres en contre-bas de cette surface d'abandon (Clauzon, 1988) ce qui fournit – sur ce site – la mesure de l'incision messinienne. La transition marin/continental pliocène est repérée autour de 200 NGF ce qui implique un refoulement vertical amont de la Durance de l'ordre de 160 mètres et une épaisseur d'aggradation du prisme continental de l'ordre de 100 mètres, la surface d'abandon pliocène se situant autour de 260 NGF. Au cours du Pléistocène enfin, par paliers de terrasses étagées successives, la rivière a atteint sa cote actuelle: 150 NGF.

Les réseaux de drainage miocène

La logique géométrique observée en Basse-Provence, notamment à Bayanne, ou prochainement dans le bassin de Valréas (Jour 3) et qui consiste en une superposition quasi-normale des séries du Burdigalien au Tortonien, peut être considérée comme exceptionnelle. Des travaux menés depuis une dizaine d'années (Rubino *et al.*, 1990; Parize *et al.*, 1997, 2001; Rubino *et al.*, 1997) avaient déjà mis en évidence des emboîtements stratigraphiques liés à l'existence de vallées incisées. Les travaux en cours de Besson (1999, 2000, 2002) montrent leur existence presque générale du Burdigalien au Tortonien, ce qui conduit à généraliser la logique d'emboîtement stratigraphique et à multiplier les successions lacunaires selon la localisation des séries par rapport aux interfluves et l'ampleur des érosions dans les talwegs. Par ailleurs, la restitution morphologique détaillée de paléovallées incisées peut apporter des éléments-clés pour mieux apprécier l'influence de la tectonique et quantifier les mouvements affectant le bassin flexural.

Ceci doit permettre de différencier les mouvements locaux des influences à plus grande longueur d'onde que ce soit la subsidence ou la surrection associée à la migration du bourrelet périphérique; ceci constituant la problématique principale de la thèse de David Besson. L'inventaire des vallées incisées, couplé avec le découpage séquentiel, a conduit à reconsidérer complètement la géométrie des transgressions marines miocènes.

Le caractère le plus singulier, voire le plus général, de la première transgression miocène quel que soit son âge, est donc le fait qu'elle s'effectue dans un système complexe de vallées incisées. En ce qui concerne les nouvelles vallées intercalées dans toute la série, celles-ci soulignent:

- soit la pérennité des réseaux de drainage et des bassins versants, leur partie amont n'étant pas toujours submergée,
- soit elles matérialisent la création d'un nouveau bassin versant fortement influencé par la tectonique.

En plus des exemples déjà mentionnés dans l'introduction on peut maintenant ajouter les nouvelles vallées mise en évidence avec, d'Est en Ouest et du Sud vers le Nord:

- la vallée burdigalienne de la Durance: Ganagobie (Besson et Parize, 2001),
- un système serravallo-tortonien à l'est de la faille de la Durance mais ouvert vers l'Ouest dans le secteur de Mirabeau, les Jouques et Cadarache (Besson et Parize, 2002),
- l'existence potentielle (?) d'un "mégasystème" burdigalien (Fig. 49) démarrant au front de l'axe Ventoux-Lure: dans les synclinaux de Châteauneuf-Miravail et de Montbrun-les-Bains (Guy *et al.*, 1989) et s'étendant en Provence depuis le plateau de Courenne (Fig. 50 à 54) jusque sous la Camargue en traversant le Lubéron et la chaîne des Costes (Fig. 55) en bordure de laquelle nous nous trouvons (Besson et Parize, 2002),
- un système burdigalien dans le secteur d'Uzès (Besson, 1999),

- un système serravallien composite sinuant dans le bassin d'Apt
- un système serravallien dans la chaîne des Costes
- un système serravallien dans le bassin de Carpentras orthogonal au réseau burdigalien (Fig. 56)

Ces trois derniers systèmes s'organisant de façon rayonnante par rapport au bloc Ventoux - Lure. (Besson *et al.*, 2002):

- sur la bordure du bassin de Valréas: les vallées de Taulignan, d'Entrechaux (travaux de Besson, Parize et Rubino) (Fig. 57),
- dans le secteur de Vienne une meilleure caractérisation de la vallée de la Vega (David, 1962; Besson, 1999).

Si le premier réseau de vallées anté-burdigalien doit son origine, comme nous l'avons discuté précédemment aux variations eustatiques aquitaniennes, couplées essentiellement à la surrection du bourrelet périphérique, les incisions intra-miocène sont toutes associées aux limites de séquences eustatiques et renforcées par l'activation de structures tectoniques locales (plis, mouvements décrochants, basculements, mouvements verticaux *sensu lato*).

Ainsi par rapport au schéma général, il apparaît donc qu'une géométrie en *onlap* passif des comblements miocènes sur leurs substrats successifs n'indique pas nécessairement une paléotopographie insulaire conduisant (1) au fameux archipel rhodano-provençal de Demarcq (1972) et (2) à la segmentation du bassin périalpin en "bassins élémentaires". Cette géométrie pourrait en fait refléter la préservation partielle du réseau de vallées, au moins pendant la période transgressive des séquences dans la mesure où c'est généralement le cortège transgressif qui en assure l'essentiel du comblement.

Les implications de cette nouvelle paléogéographie sont très nombreuses:

- 1) Certaines rivières burdigaliennes peuvent être aujourd'hui suivies sur plus de 100 kilomètres depuis la Camargue vers les Baronnies: par exemple Salon-de-Provence – Sèze – Lourmarin – Buoux – Courenne – Vachères, etc. L'extension des cortèges transgressifs est limitée à ces rias. Le remplissage de certaines de ces vallées sera par la suite déformé par la tectonique alpine (*e.g.* flancs du Lubéron ou des Baronnies) ou restera dans l'état (plateau de la Sèze).
- 2) Il apparaît que les remplissages du Miocène supérieur sont topographiquement plus bas que ceux du Miocène inférieur. Ceci conduit notamment à revoir certaines attributions stratigraphiques basées sur le modèle de la "variation-latérale-de-faciès": par exemple, dans le secteur d'Entrechaux, les **Marnes de Faucon** (jusqu'alors d'âge Burdigalien supérieur) sont quasiment toujours situées en contre-bas des Molasses burdigaliennes, outre le fait que ces marnes correspondent en fait au dépôt des cortèges de haut-niveau marin des trois premières séquences de dépôt du Miocène dans leur lieu de définition.
- 3) L'architecture des dépôts du Plio-Quaternaire a toujours été analysées comme résultant principalement des variations eustatiques et, en opposition, celle des dépôts miocènes comme contrôlée par la tectonique alpine. L'inventaire des réseaux de drainage miocènes montre au contraire que les effets de chute du niveau de base ont conditionné la répartition des dépôts tout au long du Miocène.

Il faut rappeler les remarques de Gignoux (1959) qui s'étonnait de constater, sur la base des attributions stratigraphiques de l'époque et de l'usage fait de la "variation-latérale-de-faciès", que les transgressions marines se développaient tout d'abord en périphérie des bassins avant d'en occuper le centre.

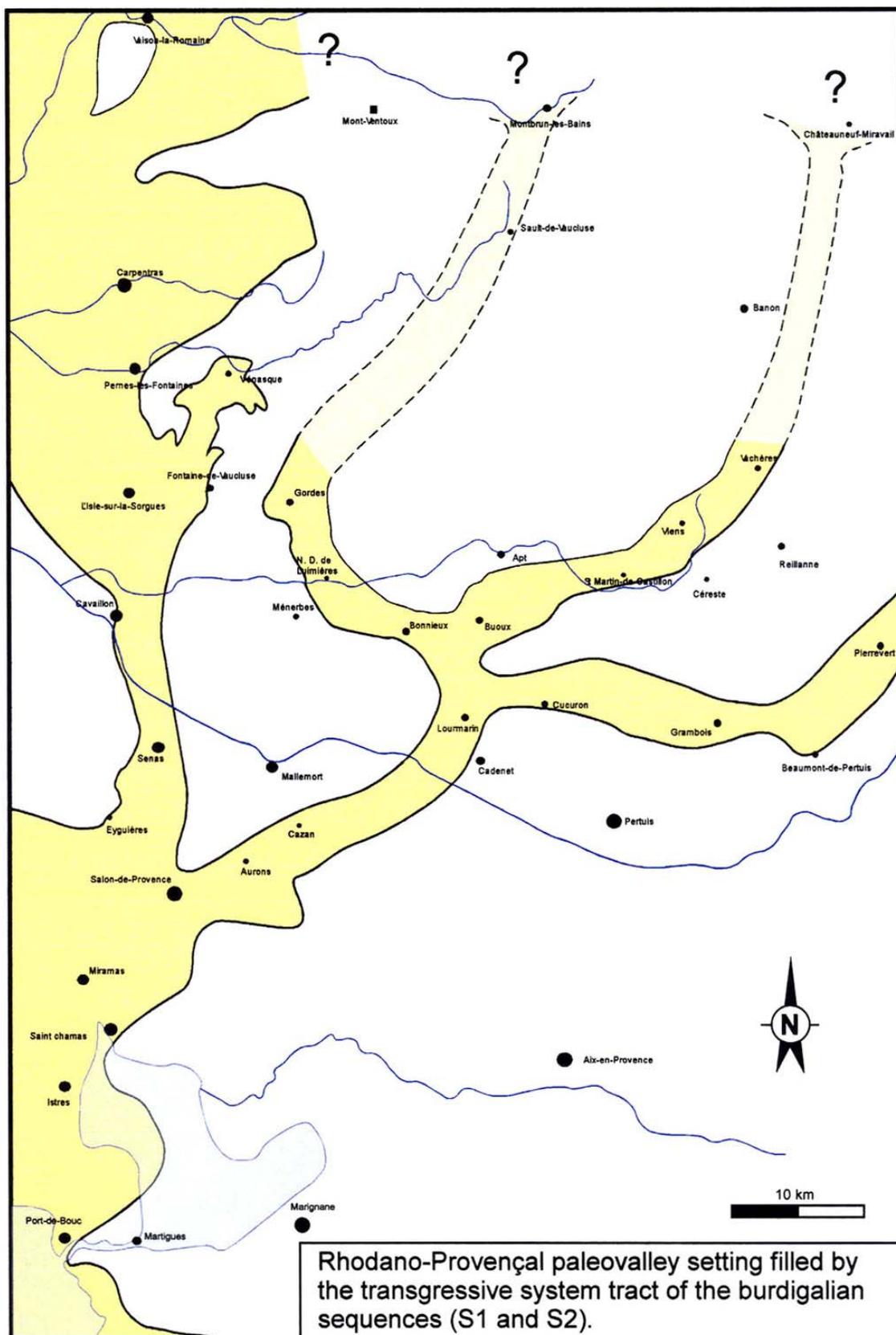


FIG. 49. LE RÉSEAU DE DRAINAGE DU BURDIGALIEN SUPÉRIEUR (ÉROSION FLUVIATILE PROVOQUÉE PAR LA CHUTE DU NIVEAU DE BASE ENTRE S1 ET S2 ET SON COMPLEMENT PAR LE CORTÈGE TRANSGRESSIF DE S2. IL SE SUPERPOSE ÉTROITEMENT AU SYSTÈME COMBLÉ PAR S1 (BESSON ET AL., 2002).

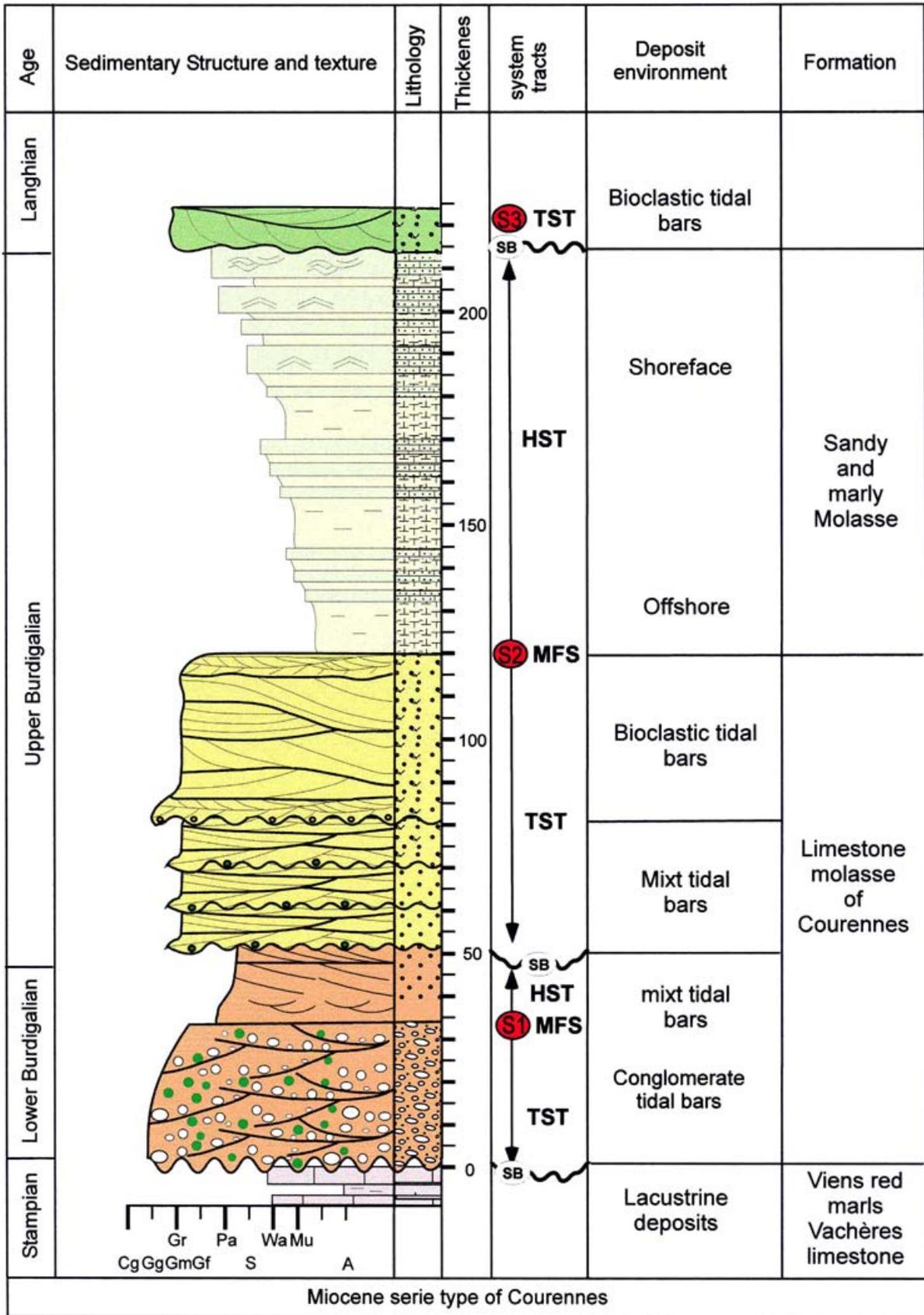


FIG. 50. LE RÉSEAU DE DRAINAGE DU MIOCÈNE INFÉRIEUR: LA SÉRIE MIOCÈNE DE COURENNES DANS L'AXE DU REMPLISSAGE DU COMPLEXE DES PALÉOVALLÉES BURDIGALIENNES (BESSON *ET AL.*, 2002).

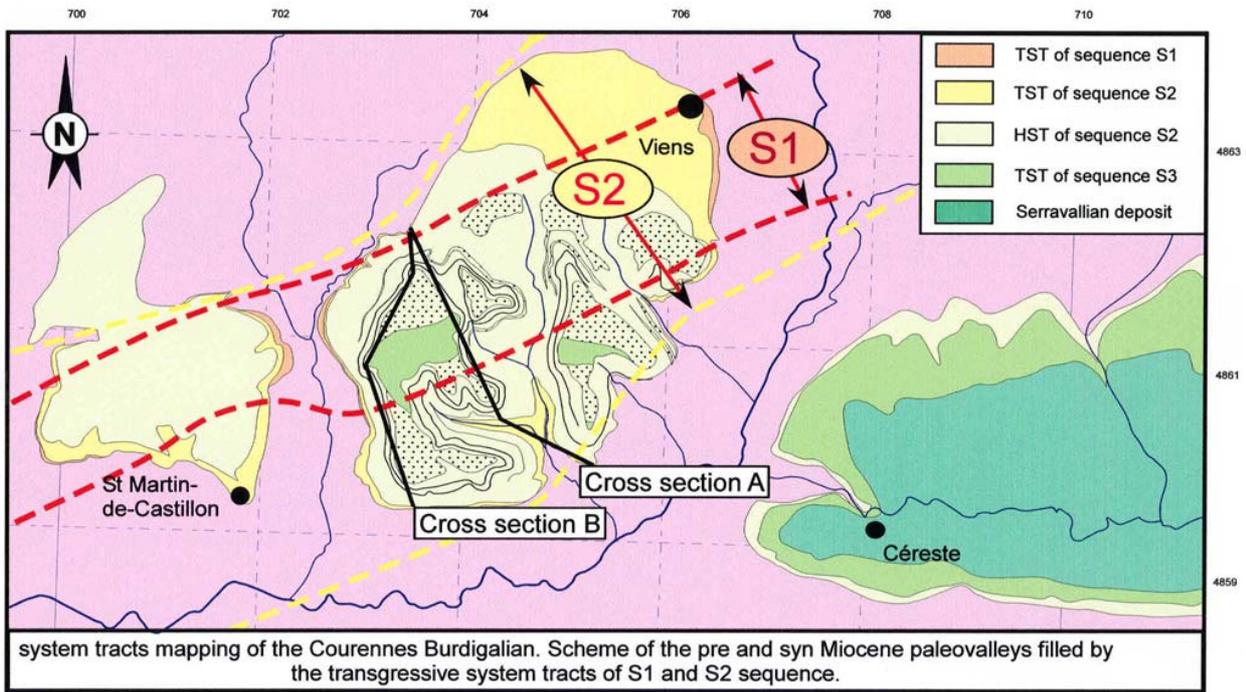


FIG. 51. LE RÉSEAU DE DRAINAGE DU MIOCÈNE INFÉRIEUR: LES PALÉOVALLÉES À REMPLISSAGE BURDIGALIEN DE COURENNES .

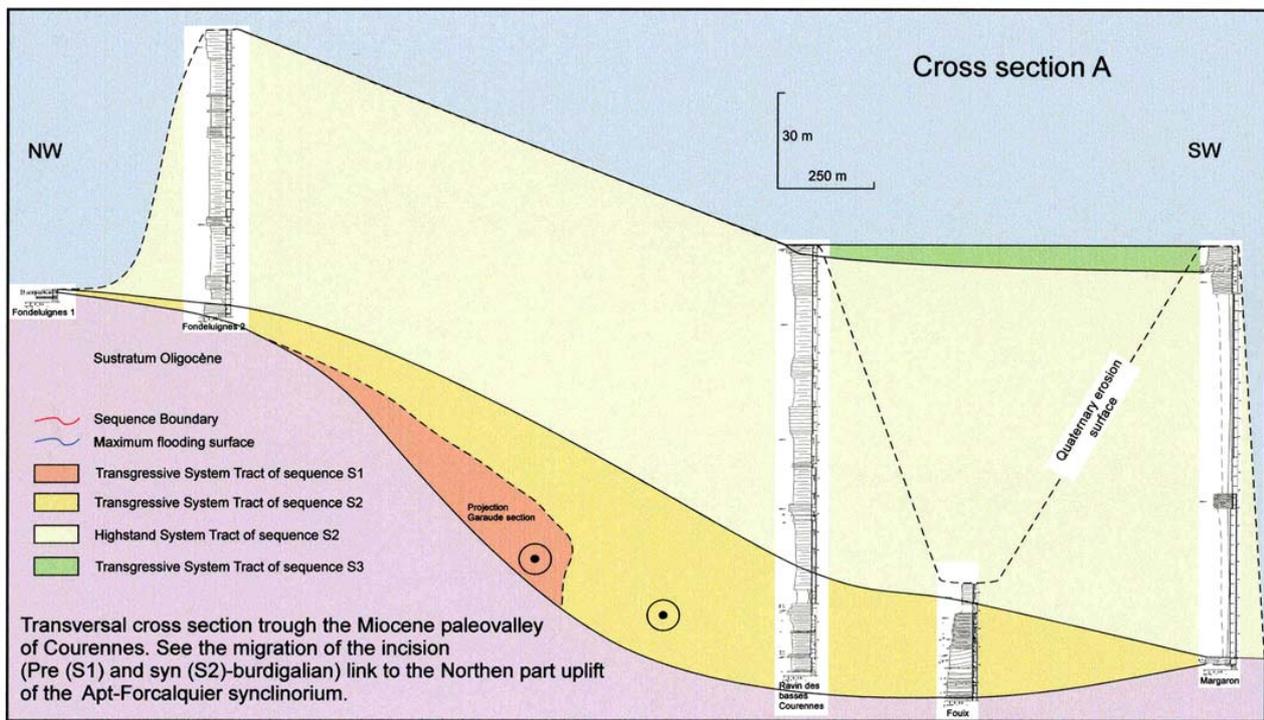


FIG. 52. LES PALÉOVALLÉES À REMPLISSAGE BURDIGALIEN DE COURENNES: PROFIL A (BESSON ET AL., 2002).

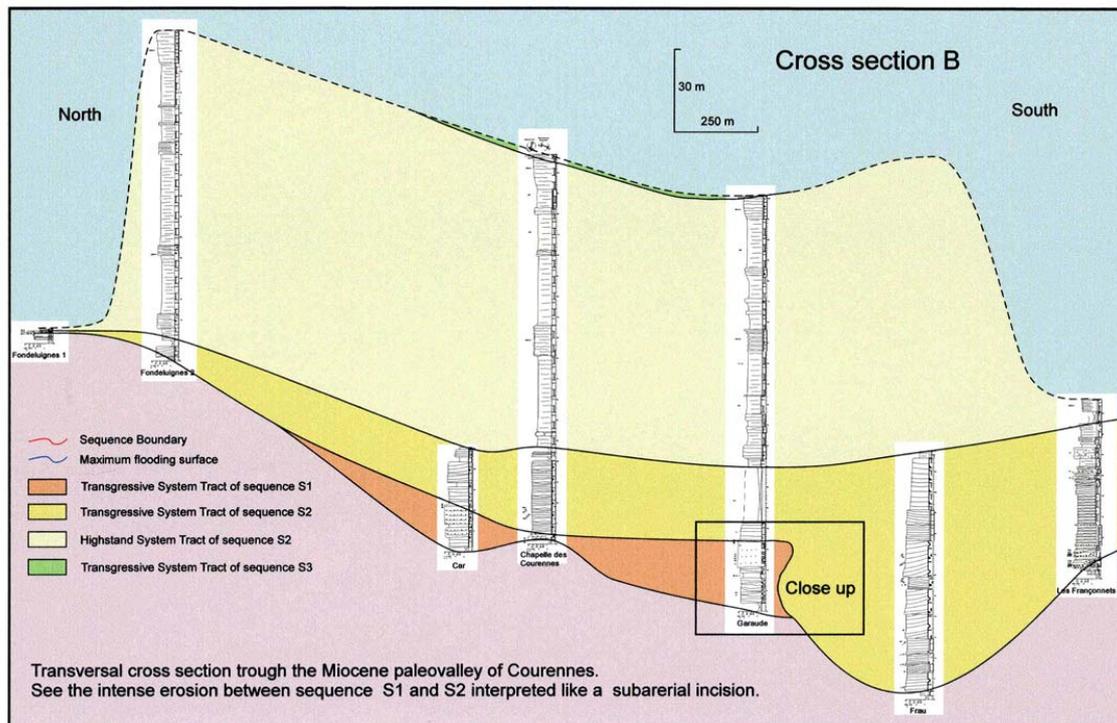


FIG. 53. LES PALÉOVALLÉES À REMPLISSAGE BURDIGALIEN DE COURENNES: PROFIL B (BESSON ET AL., 2002).

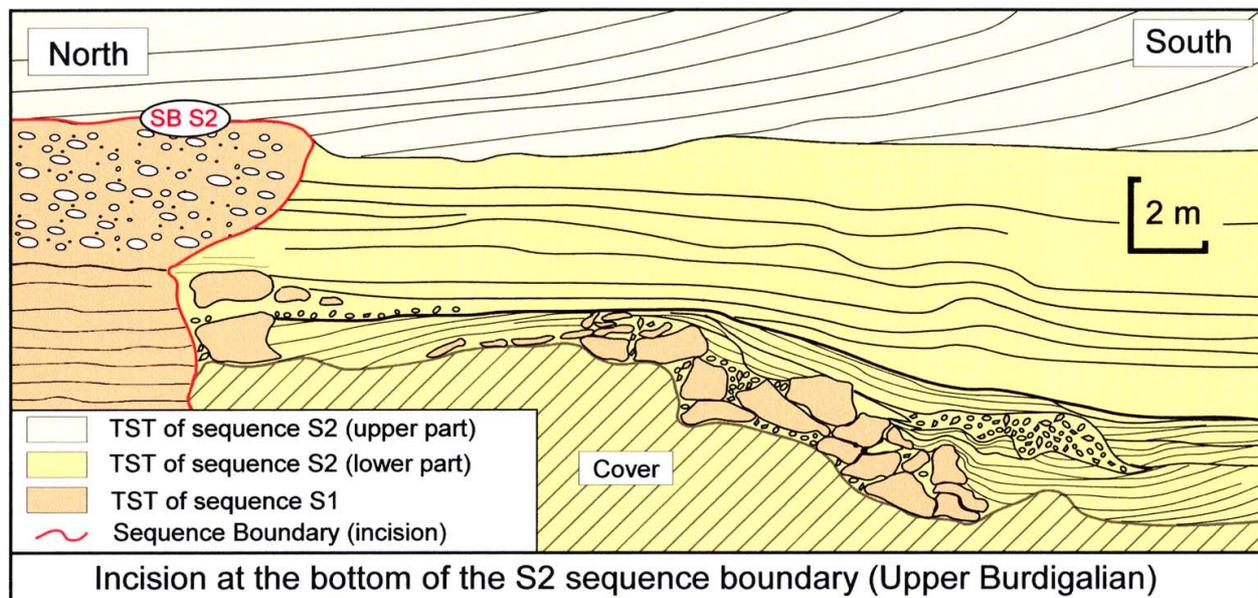
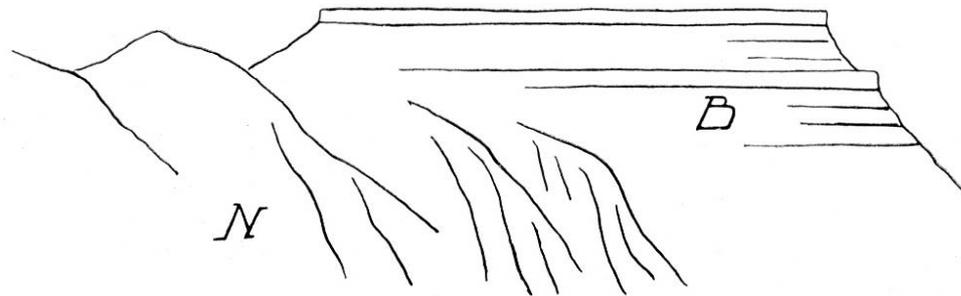


FIG. 54. LES PALÉOVALLÉES À REMPLISSAGE BURDIGALIEN DE COURENNES: DÉTAIL DE L'INCISION DE S2 DANS S1.

S N

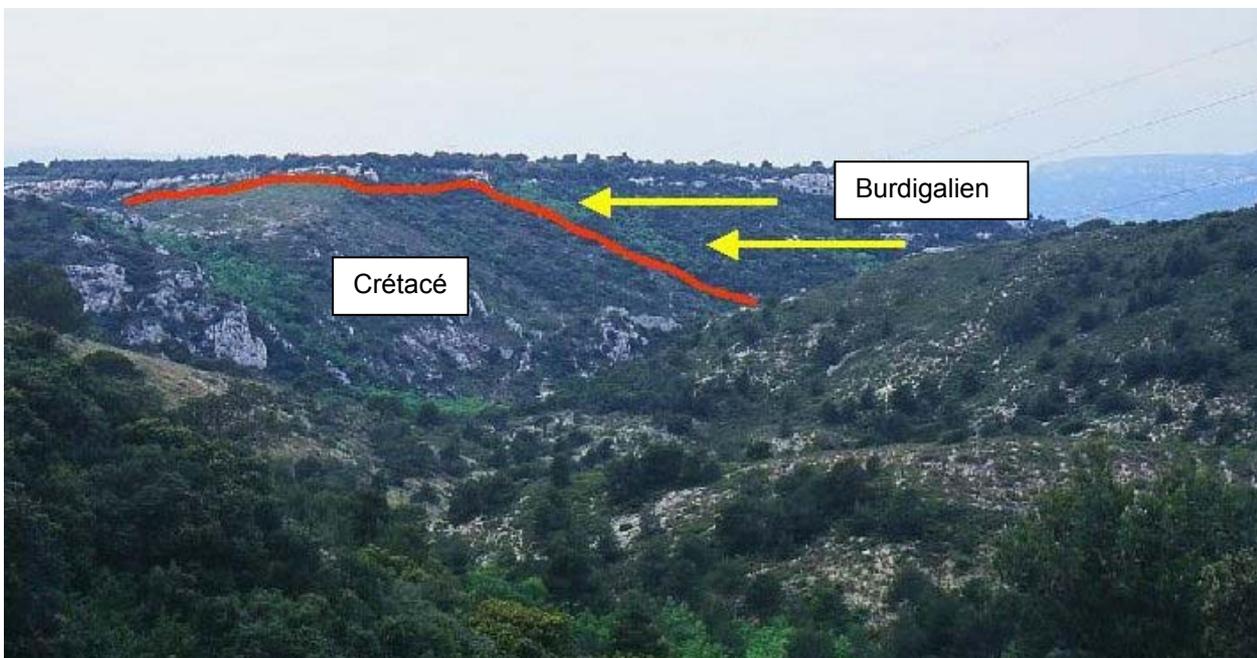
D'une transgression marine sur un paléorelief (Combaluzier, 1932) au comblement d'une paléovallée



La plaine de Cèze, vue de l'Est, montre le biseau burdigalien sur le Néocomien redressé.

FIG. 55. LE REMPLISSAGE EN *ONLAP* PASSIF DE LA PALÉOVALLÉE DU MIOCÈNE INFÉRIEUR DANS LE SECTEUR DE SALON DE PROVENCE.

Cette paléovallée appartient à un réseau de drainage qui peut être suivi sur plus de 100 kilomètres depuis la Camargue vers la montagne de Lure: Lourmarin – Buoux – Courennes – Vachères (Besson *et al.*, 2002)



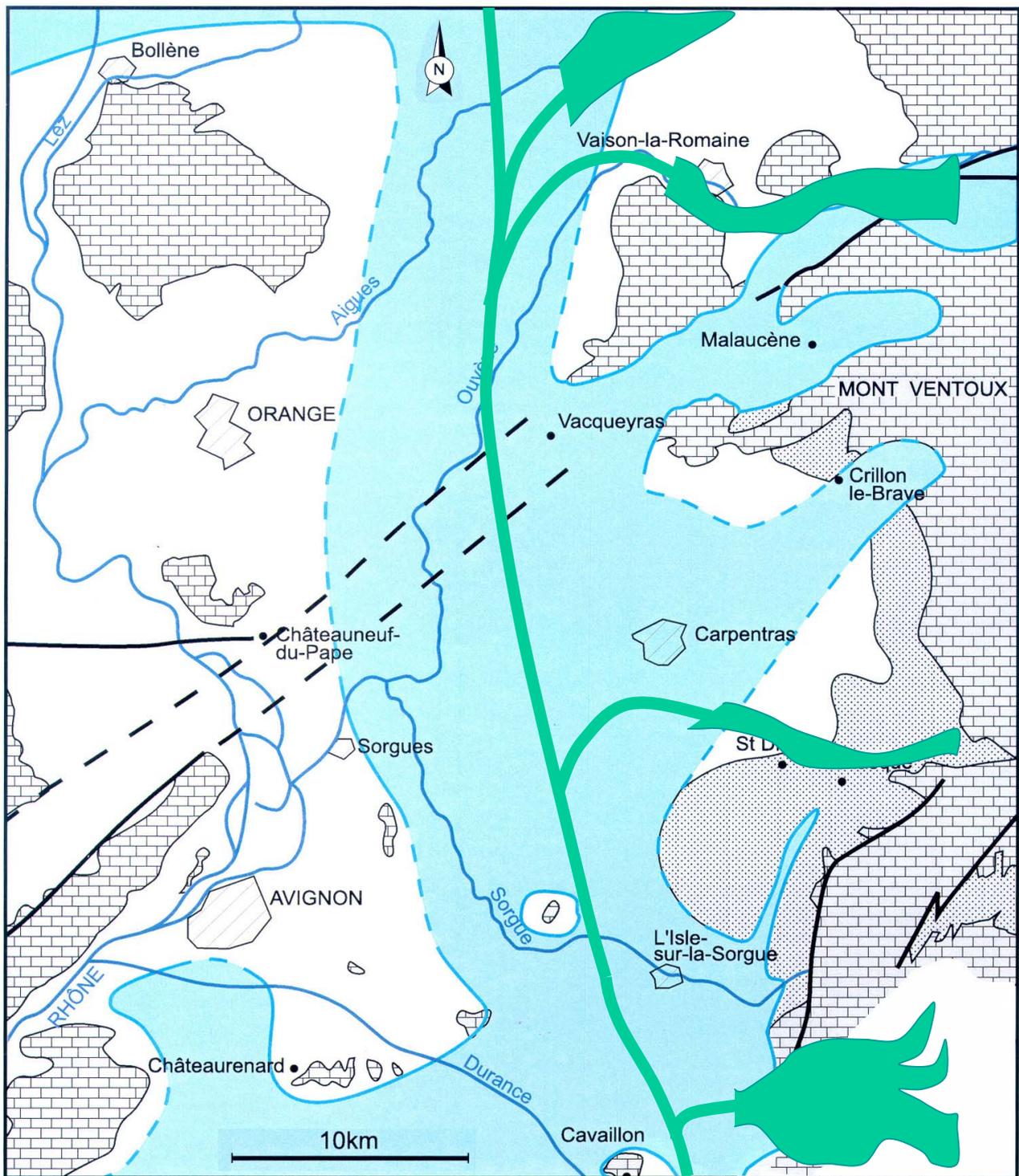


FIG. 56. COMPARAISON ENTRE LES RÉSEAUX DE DRAINAGE DU MIOCÈNE INFÉRIEUR (S1) ET SUPÉRIEUR (S4) DANS LA PARTIE MÉDIANE DU BASSIN RHODANIEN (BESSON *ET AL.*, 2002).

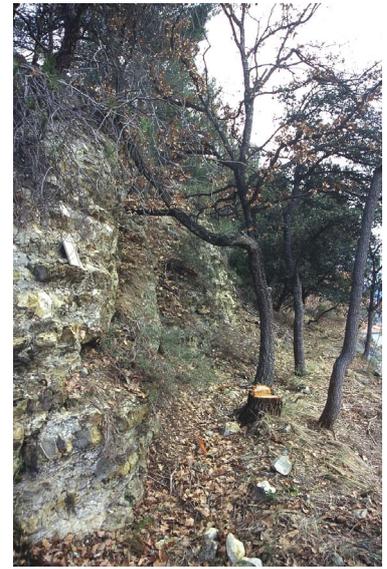
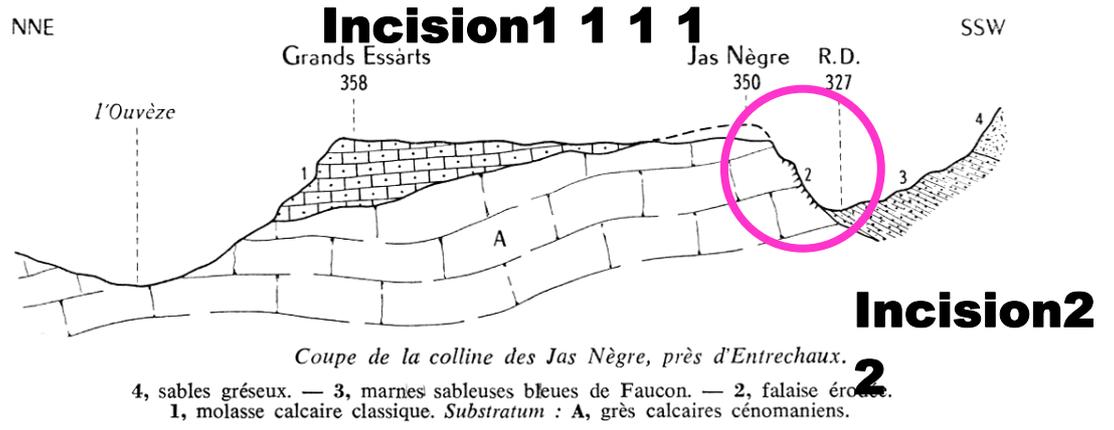


FIG. 57. LA SURFACE D'INCISION À LA BASE DES MARNES DE FAUCON:
 au moins localement elles ne peuvent appartenir à la même
 séquence de dépôt que la Molasse "classique".
 La coupe des Jas Nègre est de Demarcq (1970).

Arrêt 6: Le Cimetière de Lauris

Le rond point qui fait face au cimetière de Lauris ménage une excellente vue panoramique sur le piémont néogène du Lubéron qui se déploie entre ce chaînon et le couloir durancien. On y retrouve les mêmes niveaux repères qu'à l'arrêt précédent mais observés en sections transverses, à l'exception des tributaires de la Durance qui se présentent en sections longitudinales. S'y ajoutent deux niveaux supplémentaires antérieurs qui seront observés dans les arrêts futurs. Il s'agit:

- de la transition marin/continental miocène,
- de la surface de transgression du Burdigalien.

Au total, on dispose ainsi de **6 niveaux repères**, échelonnés sur près de 20 Ma, **grâce auxquels il est possible de restituer l'évolution géodynamique de ce piémont**.

Il apparaît ainsi (Fig. 58) que la déformation pllicative affecte l'intégralité du Miocène marin, qu'elle se poursuit en s'atténuant dans le Miocène continental – ce qu'atteste la discordance progressive des brèches de Cucuron – mais qu'elle épargne la surface d'abandon pré-évaporitique restée parfaitement horizontale en section transverse. Cette surface d'abandon est constituée, en position distale, par le cailloutis de Valensole I et, en position proximale, par la brèche de Cucuron.

La surrection du Lubéron s'est donc produite entre la transition marin/continental datée à 9/10 Ma par le gisement de Pertuis (Aguilar et Clauzon, 1982) et la surface d'abandon pré-évaporitique à 5,95 Ma. Les déformations postérieures à cet isochrone sont, pour l'essentiel, de nature épirogénique.

L'orogénèse tortonienne du Luberon - dont on verra ultérieurement qu'elle a un caractère ubiquiste – est donc plus ancienne qu'il n'était admis jusqu'ici. On note au passage que son âge vieilli interdit d'en faire (sous le nom de phase rhodanienne) le moteur interne de l'incision des canyons messiniens.

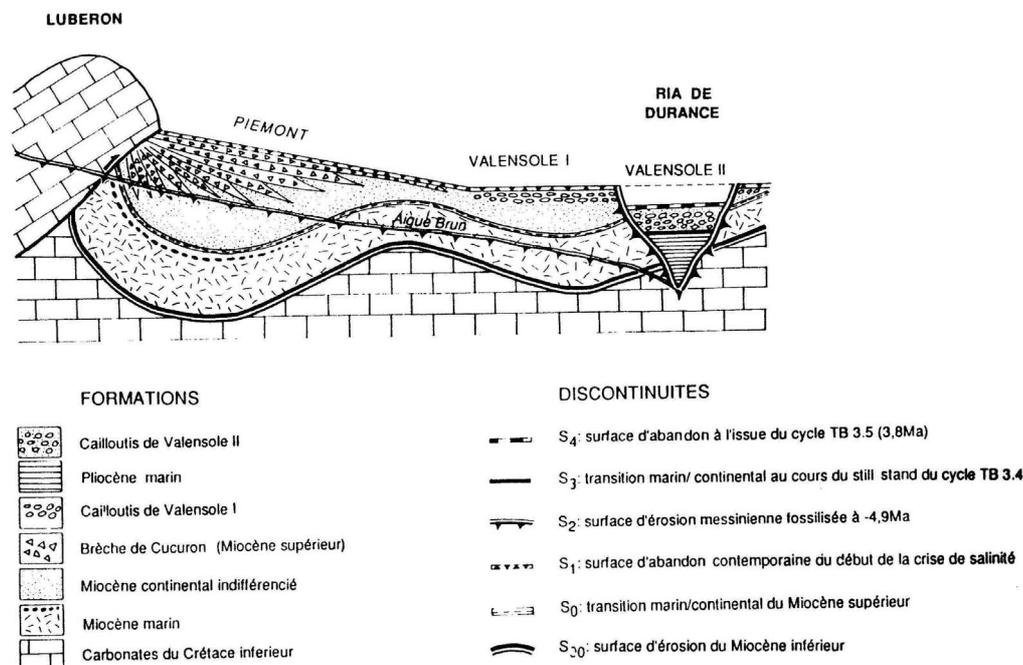


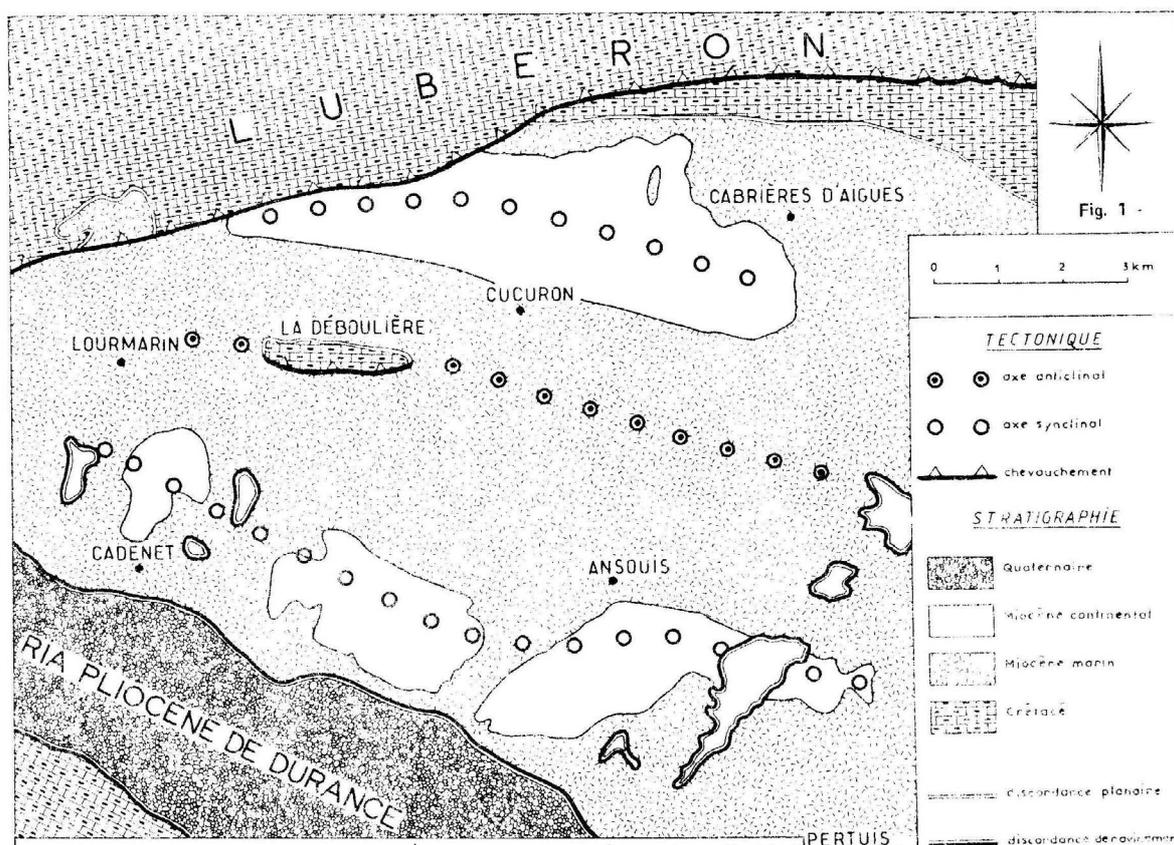
FIG. 58. COUPE DE L'AVANT-PAYS DU LUBÉRON INCORPORANT LES SIX NIVEAUX REPÈRES NÉOGÈNES (CLAUZON ET AL., 1995).

Arrêt 7: Le Piémont du Lubéron

Ce thème, consacré au piémont néogène du Lubéron, est subdivisé en 4 arrêts subordonnés.

Arrêt 7a: La Déboulière

Cet arrêt de bord de route est consacré à une structure qui constitue une sorte de réplique mineure du Lubéron, au cœur de son avant-pays (Fig. 59). On peut y voir le plus ancien des niveaux repères : la surface de transgression miocène couverte de perforations de lithophages, en position sub-horizontale. Ce contact stratigraphique Néocomien/Miocène est surmonté par un contact tectonique en faille inverse Miocène/Néocomien. Comparée à celle du Grand Luberon qui recouvre intégralement la série du Miocène marin la flèche du chevauchement de la Déboulière est réduite. Ce noyau anticlinal crétacé est en inversion de relief dans l'avant-pays miocène puisqu'il est dominé, au Nord, par le synclinal de Cucuron et, au Sud, par celui de Cadenet/Pertuis.

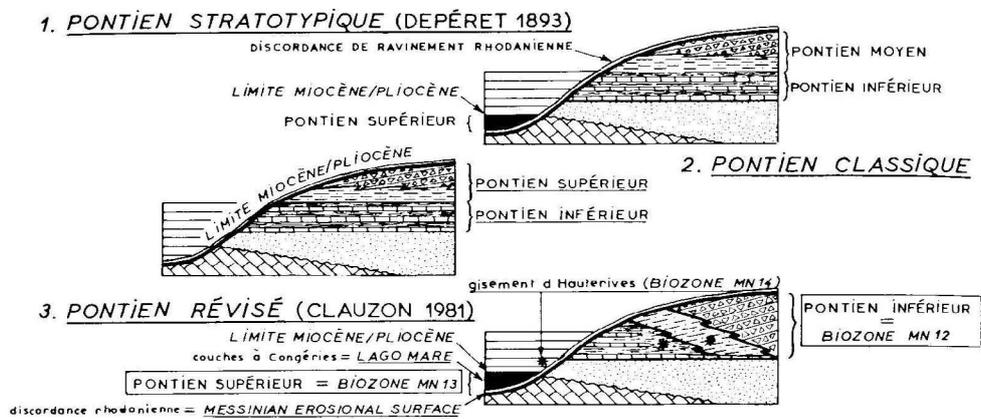


**FIG. 59. CARTE STRUCTURALE DU BASSIN DE CUCURON/BASSE DURANCE
(BALME ET AL., 1998).**

Arrêt 7b:

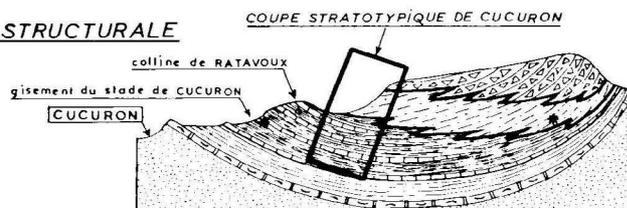
Le synclinal miocène de Cucuron (Ecole/La Tuilière)

Il s'agit d'une analyse sédimentologique comparée des deux flancs de cette unité structurale du Miocène supérieur (Fig. 60). Elle met en évidence (Clauzon, 1981) une variation latérale de faciès consécutive à la progradation méridienne d'une séquence de piémont impulsée par la surrection du pli du Lubéron: brèche monogénique de Cucuron/limons roses à grands vertébrés (faune du Mont Lubéron)/marnes grises palustres/calcaires lacustres. Cette séquence de faciès est complétée par une séquence géochimique de minéraux argileux (Clauzon & Robert, 1984): les smectites sont fortement prédominantes dans les limons rouges ainsi que dans les marnes palustres; en revanche les minéraux fibreux apparaissent et se développent dans les carbonates lacustres, en position distale dans la séquence (Fig. 61). La calcrète enfin qui marque l'émersion possède une signature typée à attapulгите.



II. LA SÉRIE STRATOTYPIQUE DE CUCURON

1. DISPOSITION STRUCTURALE



2. LA SÉQUENCE SÉDIMENTAIRE DE PIÉDMONT DU LUBERON

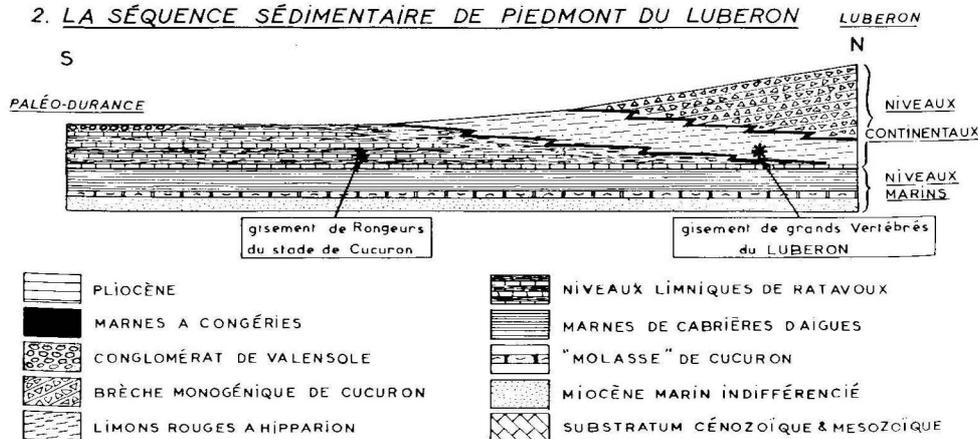


FIG. 60. LES VARIATIONS LATÉRALES DE FACIÈS DANS LE SYNCLINAL DE CUCURON ET LES DÉFINITIONS SUCCESSIVES CONTINENTAL PONTIEN.

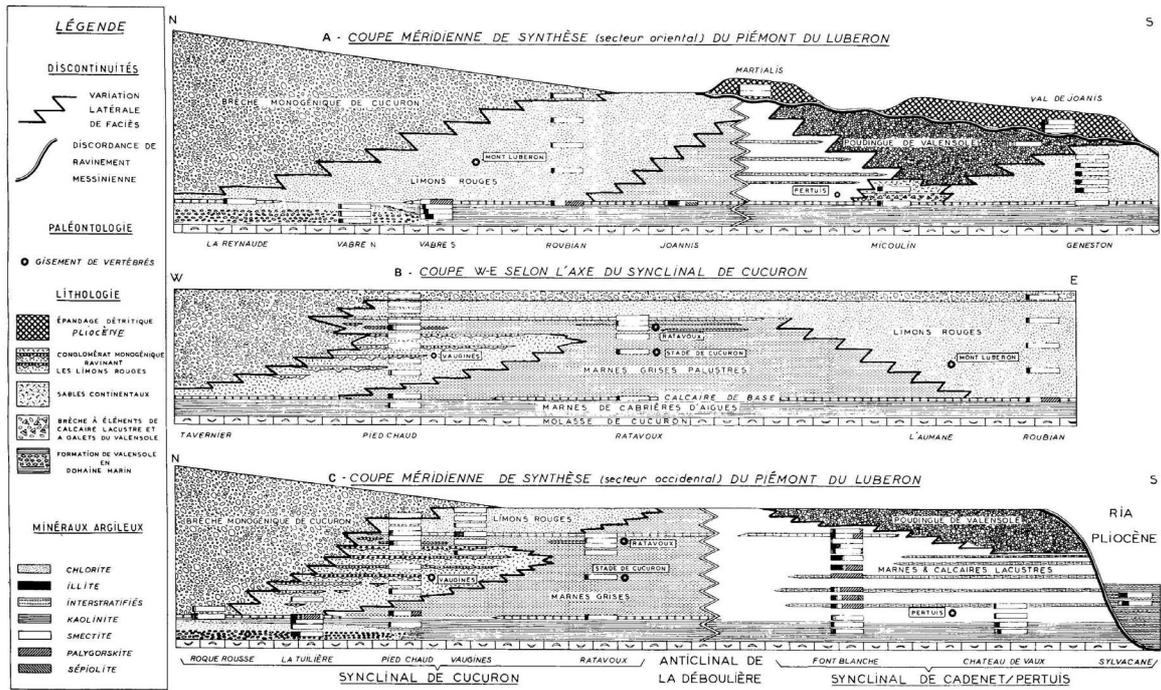


FIG. 61. LES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES ET LES SPECTRES DE MINÉRAUX ARGILEUX DU BASSIN DE CUCURON/ BASSE DURANCE.

De manière concomitante la séquence s'exhause en se déformant en position proximale (discordance progressive des brèches de Cucuron) tandis qu'en position distale elle prograda vers le Sud. Cette migration s'exprime en particulier par le transfert méridien du cailloutis allochtone de Valensole (Valensole 1) qu'on observe sur le flanc nord au sein des marnes de Cabrières d'Aigues immédiatement sus-jacentes à la barre de Cucuron et qu'on retrouvera, dans le synclinal de Pertuis, au-dessus de la calcrète qui jalonne l'émersion (Arrêt 7c). Cette première manifestation de la Durance dans cet avant-pays du Lubéron est par conséquent antérieure à 10 Ma. C'est donc sur toute cette durée qu'on peut suivre l'évolution de la rivière sur ce piémont.

Il est nécessaire de rappeler que la coupe du versant sud de ce synclinal a été érigée en coupe de référence (complétée par celle de Bollène) par Depéret en 1893 (Fig. 60) lors de la création de l'étage Pontien (*ibid.*). Enfin, ce même versant a livré plus récemment les faunes de rongeurs du stade de Cucuron (Mein & Michaux, 1979) et de Ratavoux (Aguilar & Clauzon, 1982) intermédiaires entre celle de Pertuis et, au toit de la brèche de Cucuron, la surface d'abandon pré-évaporitique.

Arrêt 7c: La vallée morte messino-pliocène de Pertuis/Micoulin (route D56)

Dans un espace limité, ce secteur offre une exceptionnelle concentration de données structurales et stratigraphiques.

Du point de vue structural, on se trouve dans la terminaison périclinale du synclinal de Pertuis/Cadenet. La ligne de relief qu'elle constitue et qui domine le paysage est, du point de vue morphologique, un synclinal perché résultant d'une inversion de la topographie par rapport à la structure.

Par ailleurs, du point de vue stratigraphique, on y compte quatre niveaux repères:

- la transition marin/continental miocène, sous-jacente au gisement de Pertuis, ce qui lui confère un âge voisin de 10 Ma;
- la surface d'abandon pré-évaporitique vers 370 m NGF;
- la surface d'érosion messinienne qui encadre la vallée morte méridienne affluente de la Durance;
- la surface d'abandon pliocène vers 340 m.

Il faut reconnaître toutefois que les deux surfaces d'abandon, placées en contre-haut par l'inversion de relief, sont passablement dégradées, les cailloutis de l'une ayant tendance à baver sur le toit de l'autre à la faveur de l'emboîtement qui les individualise.

Par ailleurs, comme il a été dit précédemment, le cailloutis allochtone de Valensole apparaît peu au-dessus de la calcrète de la transition marin/continental en sorte qu'il occupe la plus grande partie de l'espace compris entre cette transition et la surface d'abandon pré-évaporitique. On se souvient, qu'à l'extrémité occidentale de ce même synclinal, ce même cailloutis n'avait qu'une épaisseur pelliculaire. On en déduit une vitesse de propagation longitudinale très lente du cailloutis de Valensole au sein du lac de Basse Durance, sans doute due au fait que le synclinal de Pertuis, en cours de plissement a fonctionné en dépôt-centre.

Arrêt 8:

Pont de Mirabeau/Rocher de Saint-Eucher

Ces deux sites s'échelonnent d'aval en amont dans la vallée messiniennne de la Durance mais leur évolution quaternaire fut radicalement divergente puisque le premier reste emprunté par la Durance tandis que le second est devenu une vallée morte.

Arrêt 8a:

La cluse du Pont de Mirabeau

L'investigation de la cluse de Pont de Mirabeau repose sur ses données subaériennes complétées par les informations souterraines fournies par le sondage Pont de Mirabeau 1 (Clauzon, 1978, 1988).

Le problème posé – identique à celui non résolu de la cluse de Saint-Pierre de Vence – est celui de la genèse de ce canyon.

L'anticlinal de Pont de Mirabeau est un pli en genou chevauchant, à vergence NE, dont l'enveloppe (en ce point similaire à celle du Petit Lubéron) est une surface à facettes. L'incision en cluse s'est opérée à partir de la troncature sommitale de cette surface attribuée au Tortonien inférieur. Or, cette troncature est déformée en vrille. Son altitude en rive droite, à l'aplomb du canyon, s'établit à 520 m, tandis qu'en rive gauche, elle est de 430 m en sorte qu'à la verticale de la rivière on peut la restituer vers 480 m.

Le lit de la Durance est aujourd'hui à 230 m tandis que son talveg messinien – reconnu par le sondage Pont de Mirabeau 1 – se trouve à + 80 NGF. La profondeur du canyon – lors de la crise – était donc de 400 m. S'agit-il, pour autant, d'un canyon messinien ? Bien évidemment non: si l'on prend en compte les observations aval de l'arrêt 5 (Saint-Christophe/Silvacane) où l'incision mesurée – intégralement imputée à l'érosion régressive messinienne – était de 300 m. Il découle de cette donnée que la cluse amont de Pont de Mirabeau préexistait à la crise de salinité dans une proportion supérieure ou au mieux égale à 100 mètres: la mesure amont de l'érosion régressive ne pouvant en aucun cas excéder sa mesure aval.

Le piémont du Lubéron nous a permis de démontrer que l'orogénèse de ce chaînon est intervenue entre 9,5 et 6 Ma (Clauzon, 1996). C'est donc cette même phase qui est responsable de l'incision initiale antécédente de la cluse de Mirabeau et, plus généralement, de toutes les cluses du domaine nord-provençal.

De la sorte on peut procéder à une restitution morphologique de cette Provence à la veille de la crise de salinité, vers 6 Ma (Fig. 62):

- le pli du Grand Lubéron et celui de Manosque qui le prolonge au NE sont alors des structures juvéniles incorporant deux cluses antécédentes majeures, celles de l'Aigue Brun et du Largue;
- simultanément, cet anticlinal chevauchant à vergence sud, a généré, sur son versant méridional, un piémont détritique plissé qui passe en continuité aval au cailloutis allochtone du Valensole 1;
- les anticlinaux chapeautés de surfaces à facettes (Alpilles, Petit Lubéron, Pont de Mirabeau) sont réactivés en structures chevauchantes et incisés par des cluses associées;
- la morphologie est donc fondamentalement une morphologie jurassienne juvénile qui compartimente le paysage provençal à travers lequel vient se propager la terminaison aval du cailloutis allochtone de Valensole; celui-ci se distribue ainsi en bassins-ombilics comme celui de Cucuron/Basse-Durance fermé, à l'amont comme à l'aval, par les cluses de Pont de Mirabeau et de Saint-Pierre de Vence.

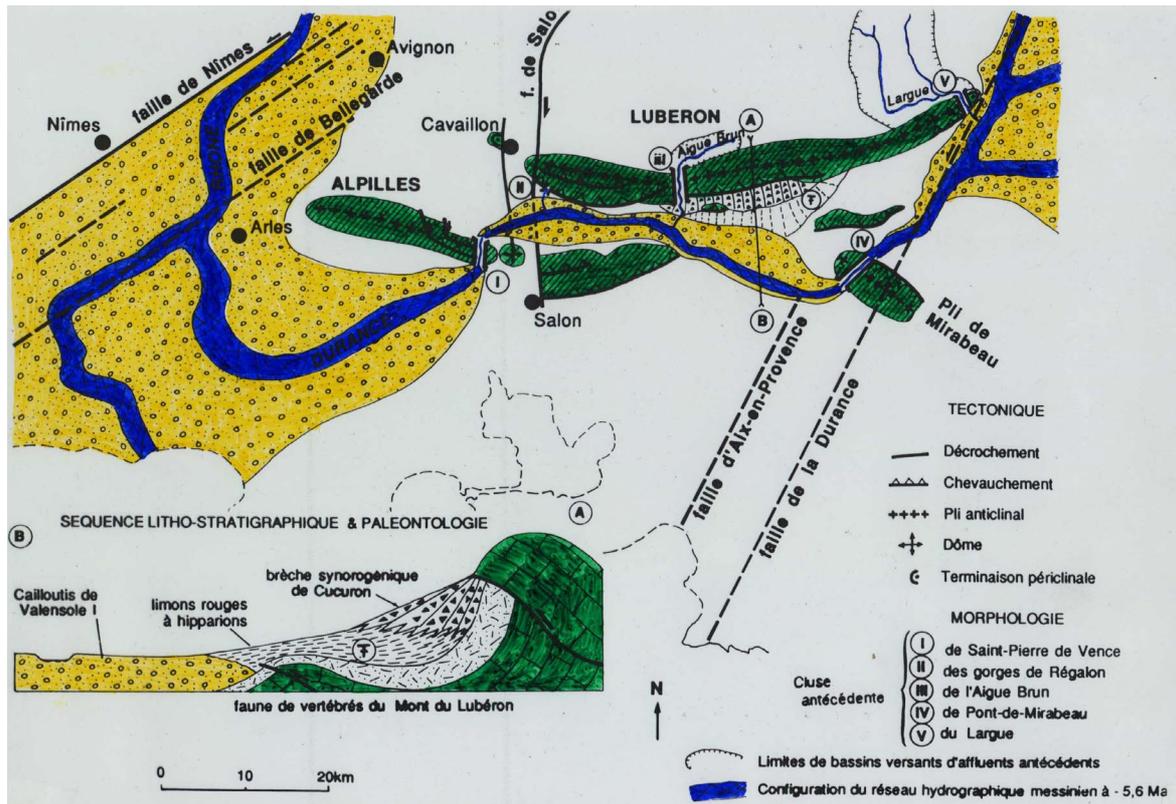


FIG. 62. RESTITUTION PALÉOMORPHOLOGIQUE DE LA PROVENCE SEPTENTRIONALE VERS 6 MA (CLAUZON ET AL., 1995)

Arrêt 8b: La cluse fossile du Rocher de Saint-Eucher

La présence ininterrompue (sauf lors de son refoulement temporaire par l'ingression pliocène) de la Durance dans sa cluse de Pont de Mirabeau depuis 10 Ma n'a pas permis la conservation de son remblaiement pliocène hormis la base de celui-ci préservée sous le lit de la rivière et révélée par le sondage de Pont de Mirabeau établi dans ce lit.

Tel n'est pas le cas, plus à l'amont, au droit du Rocher de Saint-Eucher où ce remblaiement subsiste dans son intégralité incluant la surface d'abandon fini-pliocène. La raison d'une telle disparité est simple, concrétisée par la carte du secteur (Fig. 63) qui exprime: au droit de Saint-Eucher la dichotomie des cours messinien et actuel de la Durance et à Pont de Mirabeau, leur superposition au sein de la cluse. Il s'agit là d'un cas exemplaire (et reconnu comme tel dans le tableau de la Figure 13 de l'Introduction) **d'épigenie d'aggradation**.

En cumulant les informations "hautes" préservées tant à l'amont (Rocher de Saint-Eucher) qu'à l'aval (plateau de Pey de Durance) et celles souterraines livrées par le sondage de Pont de Mirabeau, on parvient à élaborer (Fig. 64) une restitution longitudinale du Gilbert delta de la Durance (Clauzon, 1988). On y relève un biseautage vers l'amont du prisme sous-aquatique (reportant l'apex de ria à la latitude de Manosque ?) tandis qu'au contraire, on enregistre l'ouverture, dans cette même direction, du prisme continental qui se dilate d'une manière

spectaculaire pour constituer la morphologie du plateau de Valensole (correspondant à l'unité stratigraphique du Valensole 2).

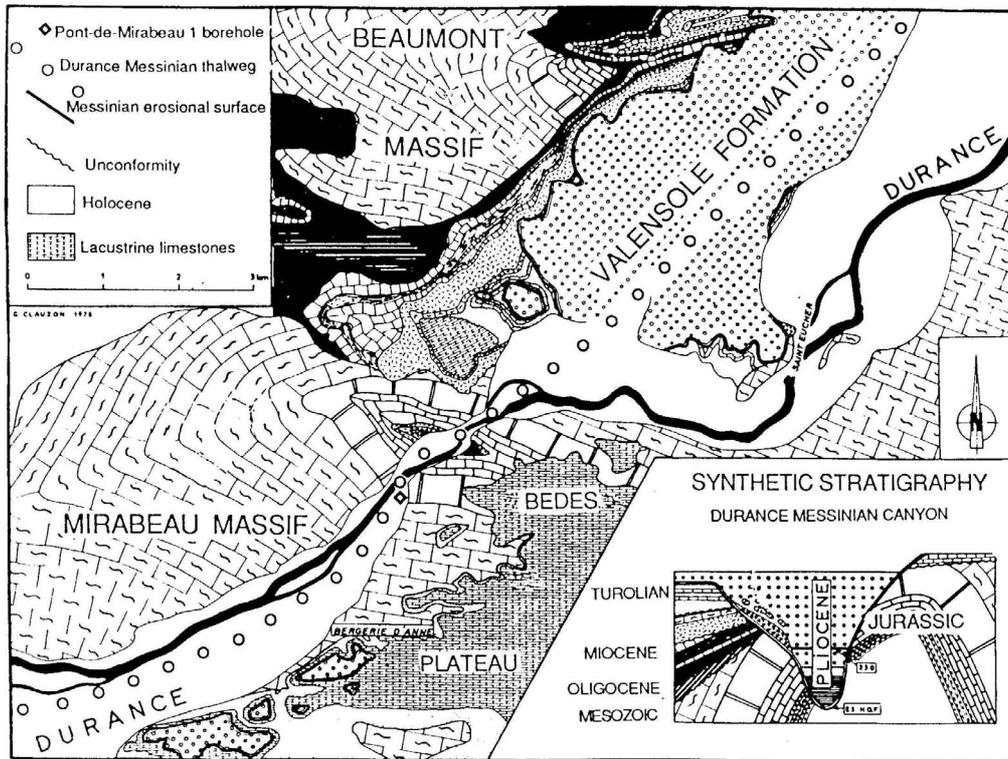


FIG. 63. DICHOTOMIE DES COURS MESSINIEN ET ACTUEL DE LA DURANCE DANS LE SECTEUR DE MIRABEAU, (CLAUZON, 1979).

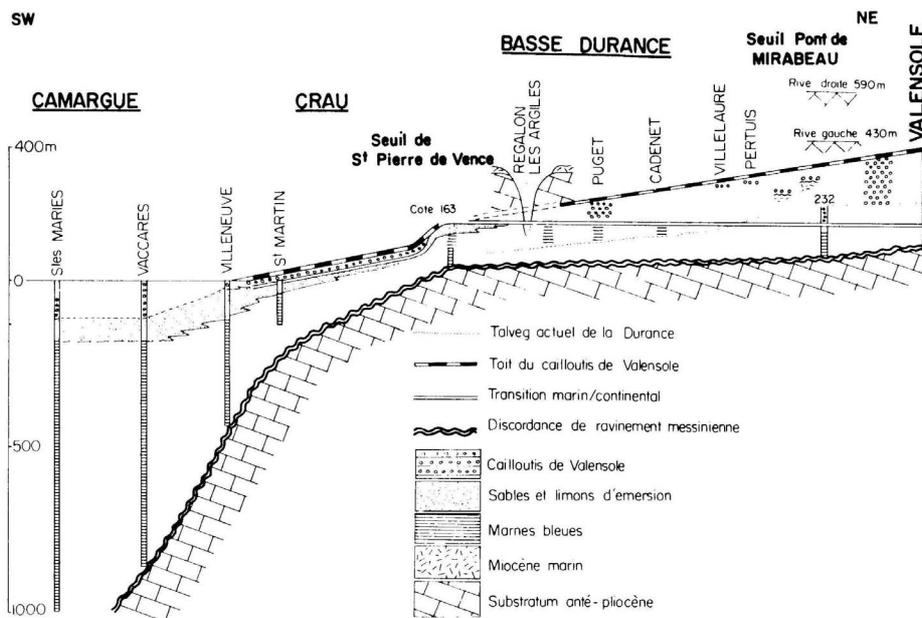


FIG. 64. COUPE LONGITUDINALE DU GILBERT DELTA DE LA DURANCE DE MIRABEAU JUSQU'À LA MÉDITERRANÉE, (CLAUZON, 1988).

La discussion entamée à Silvacane sur les vallées incisées miocènes sera poursuivie lors de cet arrêt et sera alimentée par les Figures 65 à 68.

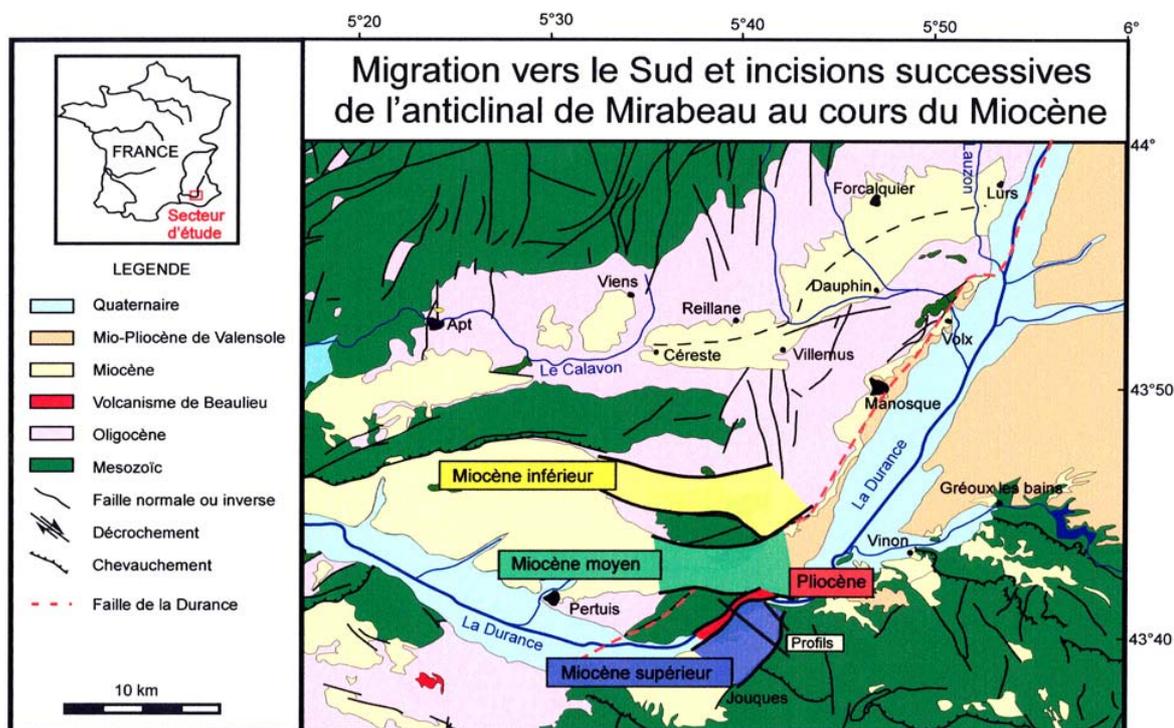


Fig. 65. Le secteur de Mirabeau: localisation des réseaux de drainage fluvial du Burdigalien à l'Actuel (Besson & Parize, 2001 ; Besson *et al.*, 2002).

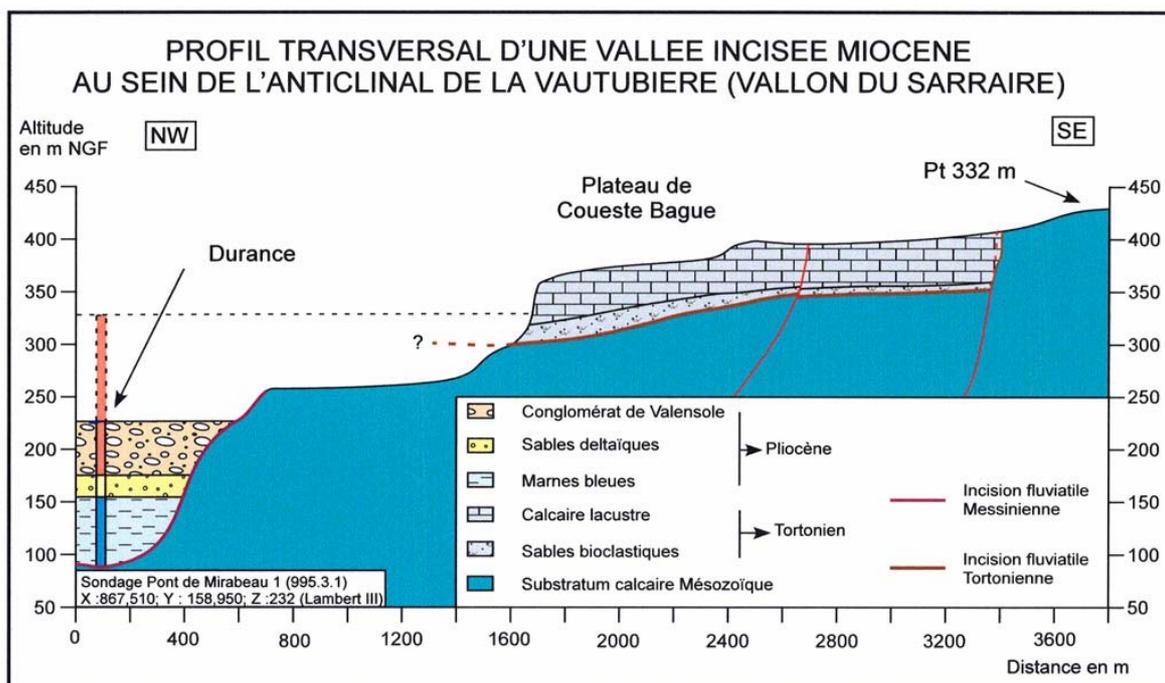


FIG. 66. LA PALÉOVALLÉE À REMPLISSAGE TORTONNIEN DU SECTEUR DES JOUQUES: PROFIL A (BESSON & PARIZE, 2001). Noter sa position par rapport à l'incision messinienne.

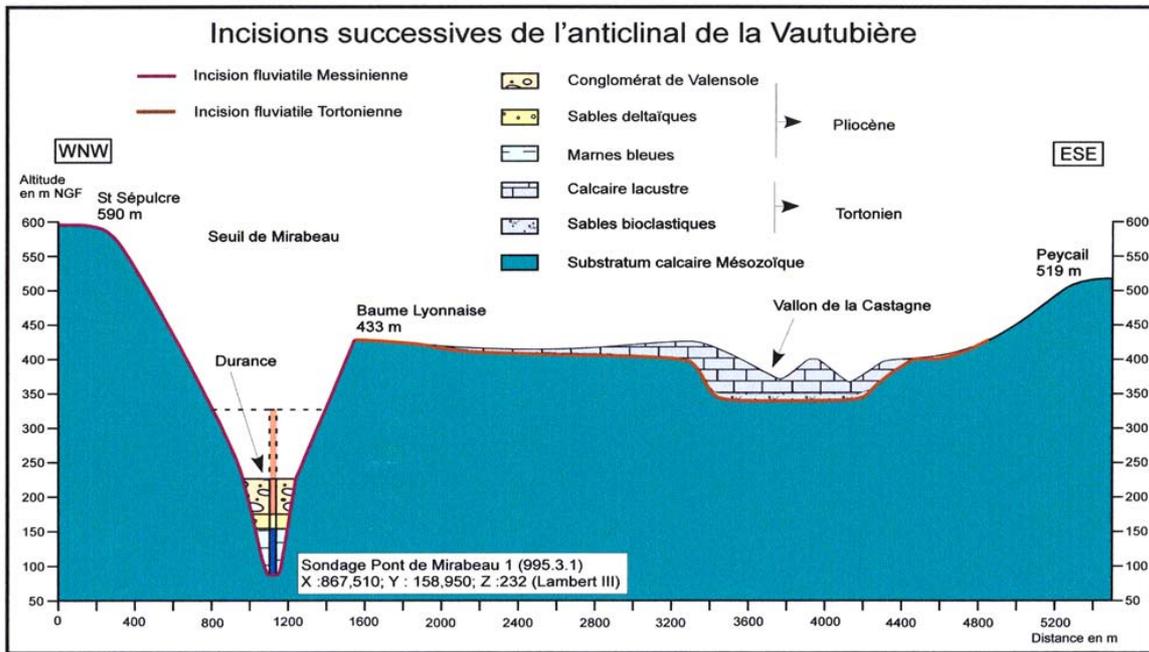


FIG. 67. LA PALÉOVALLÉE À REMPLISSAGE TORTONIEN DU SECTEUR DES JOUQUES: PROFIL B (BESSON & PARIZE, 2001).

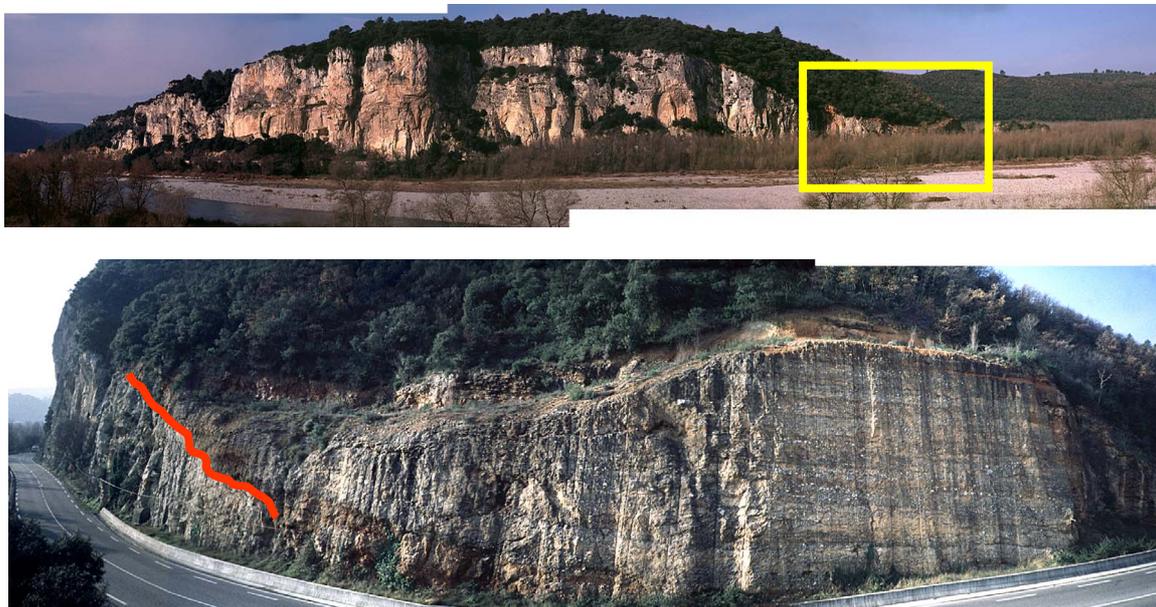


FIG. 68. L'ANTICLINAL DE SAINT-EUCHER: SON SCÈLEMENT PAR LE CÔNE CONGLOMÉRATIQUE (IN BESSON & PARIZE, 2001).



**L'HISTOIRE D'UN
PIEMONT**

Jour 2: Le Mio-Pliocène à l'est de la faille de la Durance et le piémont subalpin

L'itinéraire de cette seconde journée est donné dans la Figure 69.



FIG. 69. ITINÉRAIRE DU JOUR 2.

Arrêt 1: Sourribes, l’affleurement de rythmites tidales de la Rosée par Renaud Coueffé et Bernadette Tessier

Contexte général

Le Bassin de Digne – Valensole

Le Bassin de Digne-Valensole appartient au système de bassins d’avant-pays tertiaires qui s’étendent depuis le domaine rhodano-provençal jusqu’au domaine suisse le long du “sillon molassique périalpin” reliant la Téthys à la Paratéthys (Allen *et al.*, 1985).

La géométrie du remplissage du Bassin a fortement été contrôlée par une tectonique synsédimentaire en relation avec le fonctionnement de trois éléments structuraux (Gigot *et al.*, 1974) (Pl. 1, Fig. 1): (1) la Nappe de Digne en bordure est; (2) l’écaille de Mélan-Clamensane en bordure nord; (3) la faille de la Durance en bordure ouest.

La subsidence rapide liée à l’activité de ces éléments a conduit à la mise en place d’une puissante série molassique de 3000 m constituée de deux formations: (1) la **Molasse Marine** miocène (MMM) et (2) les **Conglomérats de Valensole** d’âge mio-pliocène.

La Molasse Marine

Age

Sur la base de données biostratigraphiques (Gigot & Mein, 1973; Clauzon *et al.*, 1987), l’âge de la Molasse Marine du bassin de Digne s’étend de l’Aquitaniens moyen au Langhien, soit sur une période de temps de l’ordre de 6 à 7,5 Ma.

Lithostratigraphie générale

Avec une épaisseur pouvant atteindre 1300 m, la MMM est classiquement subdivisée en quatre membres lithostratigraphiques (Beaudoin et Gigot, 1971), chacun témoignant d’un paléoenvironnement différent (de la base au sommet, M1 à M4; Pl. 1, Fig. 2): M1 (0-330m): dépôts grésocalcarénitiques intertidaux à subtidaux soumis à une dynamique de houle dominante; M2 (80-320m): dépôts marneux subtidaux d’offshore; M3 (50-500m): dépôts gréseux subtidaux à intertidaux soumis à une dynamique tidale dominante; M4 (0-500m): dépôts marno-gréseux intertidaux à supratidaux soumis à une dynamique mixte tidale et fluviale. Cette succession indique une évolution générale transgressive (M1 et M2) puis régressive (M3 et M4) à mettre en relation avec le fonctionnement propre du *foreland*.

Découpage séquentiel (Pl. 1, Fig. 2; Fig. 70)

L’analyse fine des faciès de la MMM permet d’identifier des séquences de dépôt de 4^{ème} ordre (durée moyenne ~ 800 000 ans) et de 5^{ème} ordre (durée moyenne ~ 100 000 ans) dont la variabilité en termes d’épaisseur et de faciès a pu être examinée en détail le long des bordures du bassin, en particulier la bordure ouest (Pl. 1, Fig. 3).

L'affleurement de rythmites tidales de la Rosée

Situation géographique

L'affleurement dit "de la Rosée" est situé en bordure ouest du bassin de Digne (Pl. 1, Fig. 3), près de la commune de Sourribes (région de Sisteron), en rive sud du ravin de la Rosée (position: X = 895,01; Y = 3211,94; Zone Lambert III, Carte topographique IGN 1/25000 Digne-les-Bains).

Position stratigraphique

L'affleurement de la Rosée appartient au Membre 3 de la MMM (Pl. 1, Fig. 2) pour lequel un âge burdigalien est attribué, et dont l'épaisseur atteint dans cette partie du bassin environ 300 m. L'affleurement représente une séquence de 5^{ème} ordre appartenant à la première séquence de 4^{ème} ordre de M3.

Description générale

La séquence de 5^{ème} ordre de l'affleurement est constituée par une succession de quatre unités de faciès tidaux (U1 à U4; Pl. 1, Fig. 4) reflétant une évolution régressive depuis un milieu de dépôt subtidal vers un milieu intertidal supérieur. U1 et U3 correspondent à des superpositions de dunes sableuses, tandis que U2 et U4 représentent des passées de faciès hétérolithiques à rythmites tidales.

Analyse des rythmites tidales

Les 13 m supérieurs de l'unité 2 ont fait l'objet d'une analyse très détaillée par mesures systématiques de l'épaisseur des doublets de grès-argile successifs qui composent le faciès hétérolithique (Pl. 2, Fig. 5). Ces mesures couplées à une étude précise des faciès, montrent que la succession correspond à l'enregistrement de quatre ordres de cycles tidaux, tous parfaitement identifiables sur le terrain (Pl. 3 et Fig. 71):

- 1) le cycle semi-diurne (12 h) représenté par le doublet élémentaire lit gréseux / lit argileux (ou silteux) (quelques mm à quelques cm);
- 2) le cycle semi-lunaire de morte-eau / vive-eau / morte-eau (14 jours) représenté par des paquets de 10 à 25 doublets semi-lunaires qui se dilatent et s'amincissent progressivement (7 à 40 cm);
- 3) le cycle lunaire de grande vive-eau / petite vive-eau (28 jours) matérialisé par une paire de cycles semi-lunaires plus épais / moins épais (15 à 60 cm);
- 4) le cycle semi-annuel (182 jours) correspondant à une succession de 10-13 cycles semi-lunaires au sein de laquelle le contraste d'épaisseur entre cycle plus épais et cycle moins épais diminue et augmente progressivement (quelques mètres).

La section de rythmites tidales mesurées de l'Unité 2 compte un total de 80 cycles semi-lunaires organisés en 6 (presque 7) cycles semi-annuels (Pl. 2, Fig. 5).

Les épaisseurs des doublets successifs de l'Unité 4, bien qu'identifiables, n'ont pu être mesurées en raison de l'altération des terrains. Seules les épaisseurs des cycles semi-lunaires ont été relevées (Pl. 2, Fig. 6). Ces mesures montrent que les cycles semi-lunaires (14 jours) ne contiennent que 8 à 15 doublets semi-diurnes. Les cycles semi-annuels sont également reconnus, regroupant chacun 12-13 cycles semi-lunaires. Les cycles lunaires ne sont pas enregistrés. L'ensemble de rythmites tidales de l'Unité 4 compte une cinquantaine de cycles semi-lunaires organisés en au moins 5 cycles semi-annuels.

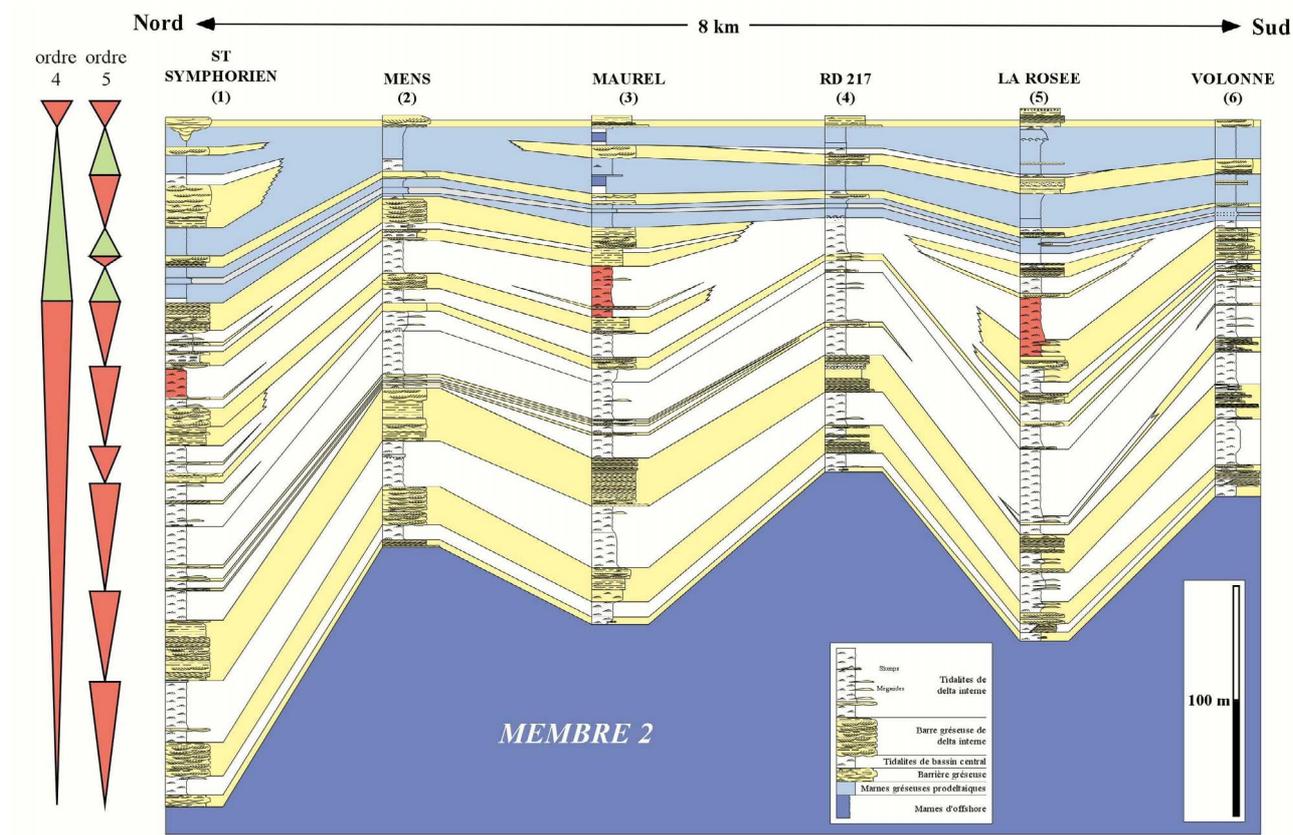


FIG. 70. CORRÉLATIONS À L'INTÉRIEUR DE LA 1^{ÈRE} SÉQUENCE DE 4^{ÈME} ORDRE DU MEMBRE 3 DE LA MOLASSE MARINE ENTRE SIX COUPES ÉTUDIÉES LE LONG DE LA BORDURE OUEST DU BASSIN DE DIGNE.

En rouge, position stratigraphique de l'affleurement de La Rosée et de ses équivalents latéraux (cf. Pl. 1, Fig. 3 pour la localisation des coupes 1 à 6)

Discussion: sur l'origine tectonique de la mise en place des rythmites tidales

Toutes les caractéristiques faciologiques de la succession de rythmites tidales de l'Unité 2 (absence de surface d'érosion majeure, de passées bioturbées, pérennité des structures sédimentaires et de la lithologie) ainsi que l'organisation des cycles tidaux (emboîtement cohérent des différents ordres) montrent que:

- le dépôt de la succession étudiée s'est réalisé de façon continue pendant 3 ans avec un taux de sédimentation relativement constant de l'ordre de 20 à 40 cm / mois;
- la profondeur de dépôt n'a pas évolué de manière significative pendant ces 3 ans de dépôt (Pl. 1, Fig. 4). Ce dernier point n'est pas vérifié dans la succession de U4 où l'évolution des faciès (apparition de la bioturbation, augmentation du taux d'amalgame et diminution de l'épaisseur des cycles ME / VE) indique très clairement un processus de comblement progressif (Pl. 2, Fig. 6).

Cela implique que l'espace nécessaire à la mise en place de la succession de l'Unité 2 s'est créé au moins en partie pendant le dépôt, c'est-à-dire à un taux similaire à celui de l'accrétion des rythmites, soit de l'ordre de 4 m / an !

Le suivi sur le terrain des séquences de 5^{ème} ordre composant la première séquence de 4^{ème} ordre du Membre 3 de la MMM le long de la bordure ouest du bassin (Fig. 70), montre que les rythmites tidales de l'Unité 2 ont une extension latérale plurikilométrique. Ce fait permet:

- d'écarter l'hypothèse de processus locaux (remplissage de chenal) à l'origine de l'accommodation;
- d'affirmer que le facteur responsable de la création de l'espace nécessaire à la mise en place des rythmites tidales de l'Unité 2, a une valeur au moins régionale.

Compte tenu du taux d'accommodation estimé (plusieurs mètres par an), l'origine purement eustatique de ce facteur peut être écartée.

Seule une création d'espace d'origine tectonique permet d'expliquer un taux aussi rapide à l'échelle du bassin. Ces mouvements tectoniques syn-sédimentaires peuvent être en particulier rattachés à l'activité sismique de la bordure ouest, en relation avec le fonctionnement de la faille de la Durance. Cette interprétation est corroborée par le fait que (1) les rythmites tidales étudiées appartiennent à la séquence de 5^{ème} ordre qui subit les plus fortes variations latérales d'épaisseur le long de la bordure ouest (Fig. 70); (2) ces variations d'épaisseurs peuvent être mises en correspondance avec la position des axes des plis en-échelon témoins du fonctionnement décrochant de la faille de la Durance: les épaisseurs maximum sont observées dans l'axe des plis synclinaux tandis que les épaisseurs minimum sont à l'aplomb des axes anticlinaux (Pl. 1, Fig. 3; Fig. 70).

En dépit de ces arguments qui attestent d'une déformation tectonique pendant le dépôt des séquences de 5^{ème} ordre renfermant les successions pluriannuelles de rythmites tidales, on ne peut établir une relation directe entre cette activité tectonique et les événements de subsidence très rapide mis en évidence au sein des successions de rythmites tidales ; aucune signature de séismes (figures d'échappement de fluides, sismites) n'a été observée en association avec les rythmites. Néanmoins, la dynamique tidale la mieux exprimée est toujours enregistrée au sein de la même séquence de 5^{ème} ordre, les faciès des séquences sus- et sous-jacentes indiquant qu'une dynamique de houle était localement surimposée aux processus tidaux. Pour expliquer ce fait, l'hypothèse d'un phénomène d'amplification tidale liée à la croissance rapide des plis en-échelon peut être suggérée.

Conclusion

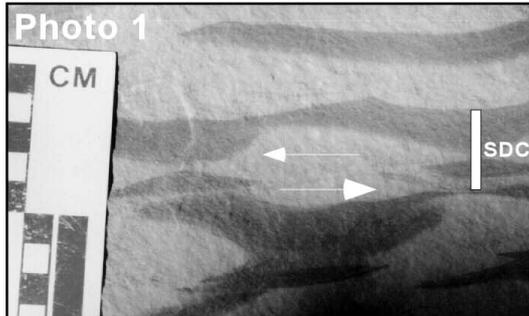
La **Molasse Marine** miocène du bassin de Digne-Valensole montre de très belles successions de rythmites tidales. Certaines d'entre elles représentent des enregistrements sédimentaires continus de plusieurs années avec un taux de sédimentation de plusieurs mètres par an, sans évidence de diminution de profondeur. Ces successions de rythmites tidales sont interprétées comme un indice d'événements de subsidence extrêmement rapide en relation avec l'activité sismique de la faille de la Durance.

Dans la Molasse Marine, les rythmites tidales telles celles de la Rosée sont présentes dans un intervalle stratigraphique bien défini au sein du Membre 3 (Tessier et Gigot, 1989; Couëffé *et al.*, 2001) dont l'âge peut être attribué au Burdigalien moyen à supérieur d'après les données biostratigraphiques fournies par les ensembles sédimentaires sous- et sus-jacents. Cela suggère qu'à cette période du remplissage du bassin de Digne, est enregistré un paroxysme tectonique marqué par une forte activité sismique. D'autres séries (molasse suisse, molasse dauphinoise, molasse du Sud-Est) montrent localement d'impressionnantes successions de rythmites tidales dans des intervalles stratigraphiques restreints. On peut par conséquent se demander si, à l'image de ce que l'on observe dans la Molasse Marine du bassin de Digne, ces intervalles à rythmites tidales représentent la signature sédimentaire de processus tectoniques.

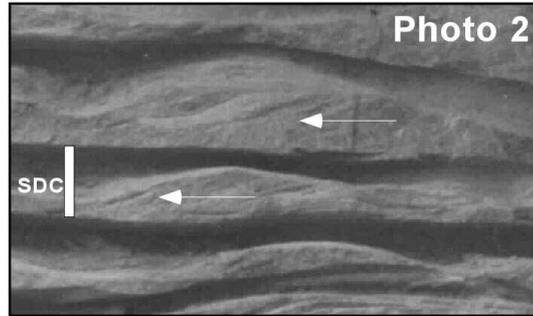
Planche 3

Affleurement de la Rosée - Unité 2
Les différents ordres de cycles tidaux

Le cycle semi-diurne (SDC)

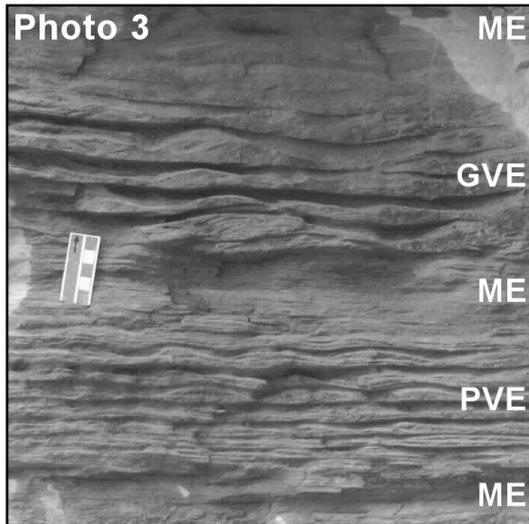


SDC complet avec courants dominant et subordonné

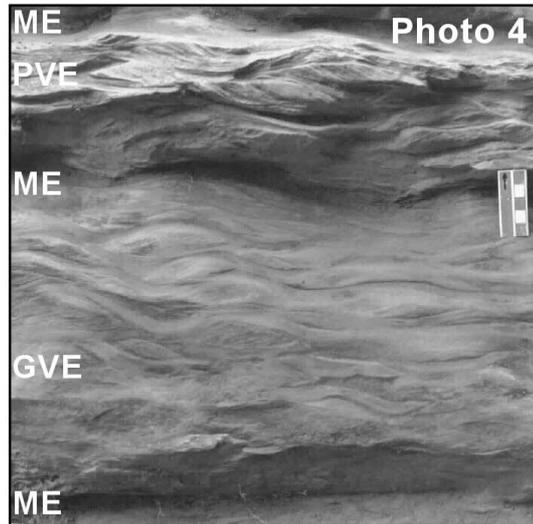


SDC avec courant dominant uniquement

Les cycles semi-lunaire (ME / VE / ME) et lunaire (GVE / PVE)

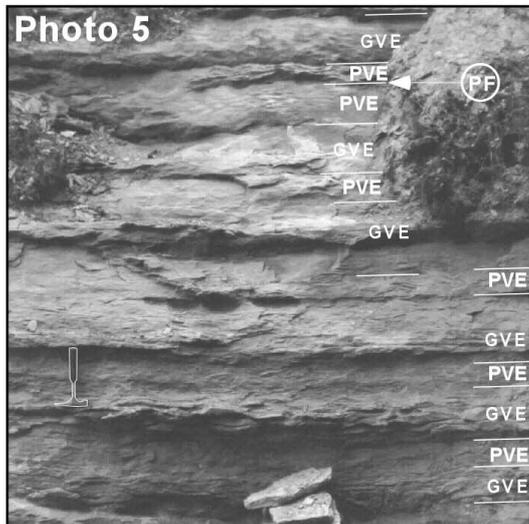


Cycles semi-lunaire et lunaire en wavy- et lenticular-bedding



Cycles semi-lunaire et lunaire en flaser- et wavy-bedding

Le cycle semi-annuel



Vue partielle d'un cycle semi-annuel



Vue partielle de l'affleurement de la Rosée avec au moins trois cycles semi-annuels successifs



Vue d'ensemble de la succession de rythmites tidales de l'Unité 2 de l'affleurement de la Rosée. Cette succession enregistre une phase de sédimentation continue durant plus de 3 ans, à des vitesses de l'ordre de 4 m / an sans évidence d'évolution de la paléoprondeur de dépôt

FIG. 71. L’AFFLEUREMENT DE RYTHMITES TIDALES DE LA ROSÉE: UN ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE EXCEPTIONNEL.

Arrêt 2:

Le canyon messinien fossile du Rancurel

L'arrêt se situe sur le versant rive gauche de la Durance, au sud d'Oraison, 27 kilomètres en amont du Rocher de Saint-Eucher. C'est l'ultime manifestation reconnue du ravinement messinien dans la vallée de cette rivière. En dépit de son caractère flagrant par éclairage d'après-midi, il aura fallu attendre 1983 pour que ce canyon fossile soit identifié et publié par M. Dubar (Dubar, 1983).

L'affleurement comporte trois unités stratigraphiques:

- une unité inférieure constituée par le cailloutis de Valensole (Valensole 1) en position sub-horizontale;
- une unité médiane – emboîtée dans la précédente et surmontée par la troisième – dessinant le fameux canyon fossile au sein du Valensole 1 et remblayé par du matériel coloré d'origine locale. Cette origine locale ainsi que la configuration de cette vallée fossile permettent d'identifier la marque d'un paléo-Rancurel; il s'agit donc – non de la Durance elle-même – mais d'un affluent à proximité de leur confluence; le talveg de cette vallée fossile est sous-jacent à la plaine alluviale durancienne mais, très vraisemblablement à faible profondeur;
- l'unité supérieure est superposée aux deux précédentes selon une discordance planaire très visible sur l'affleurement; c'est une récurrence du cailloutis de Valensole mais qui appartient (par continuité géométrique) à l'unité pliocène de ce faciès.

Cette approche en pure géométrie stratigraphique est corroborée par les données biostratigraphiques fournies par 3 gisements de rongeurs récoltés dans le secteur (Fig. 72):

- l'unité 1 a livré latéralement (affleurements de la vallée de l'Asse) les faunes de Saint Julien et de La Tour, respectivement étalonnées à 8 et 6,5 Ma (Fig. 7);
- l'unité 2 (ou plus exactement son équivalent en rive droite) a fourni le gisement du Pigeonnier de l'Ange vieux de 5 Ma (Fig. 73).

On retrouve donc bien, dans cette coupe, le schéma classique d'aval du ravinement messinien grâce auquel le remblaiement pliocène s'emboîte dans son substratum pré-évaporitique.

Arrêt 3:

Le belvédère du poteau de Telle

Ce poteau concrétise en rase campagne le carrefour des routes D 953 et D 8. De fait il s'agit d'un belvédère touristique implanté en bordure NE du plateau de Valensole et qui domine de 250 mètres la vallée de l'Asse. Il ménage un exceptionnel panorama circulaire aussi bien sur le Front subalpin que sur les deux formations de Valensole de son avant-pays.

La distinction paysagère de ces deux formations est effectivement frappante:

- au Sud, on a affaire au Valensole pliocène (Valensole 2) apparemment exempt de déformations et chapeauté par une surface d'abandon remarquablement conservée (Fig. 74). Ce piémont règne sans partage au sud de l'Asse. On le retrouve également au nord de cette rivière où ses limites septentrionales sont moins évidentes. Il s'agit là, morphologiquement, du plateau de Valensole. Sa ligne de plus grande pente est disposée NE/SW; il culmine vers 900 m au contact du Front subalpin.
- au nord d'une ligne Estoublon/Bras d'Asse/Malijai, il s'agit du Valensole miocène ou Valensole plissé (Valensole 1). Le contraste morphologique est saisissant: le plateau est remplacé par un dédale de hautes échines séparées par des dépressions ou des vallées. C'est un relief très différencié dont l'altitude culmine à 1435 m au Sommet de Vaumuse.

Cet avant-pays – plissé ou pas – est dominé de plusieurs centaines de mètres par le Front subalpin en alignement festonné méridien.

On observe dans le panorama deux sortes de relations entre ce front et son avant-pays:

- au nord de l'Asse, les structures plissées du Valensole 1 sont chevauchées par la nappe de Digne avec un recouvrement pluri-kilométrique particulièrement évident dans le lobe de la Robine. Ce contact est visible dans le paysage lointain sur le flanc méridional du Cousson (1511 m) où les termes inférieurs (Trias + Lias) de la série mésozoïque subalpine sont en recouvrement sur le cailloutis du Valensole 1 de l'enveloppe du dôme autochtone de Châteauredon.
- au sud de l'Asse, la surface d'abandon du Valensole 2 – datée à 2 Ma – vient buter contre le front selon, semble-il, un contact stratigraphique. On verra, au cours du prochain arrêt, qu'il s'agit là également d'un chevauchement mais d'ampleur beaucoup plus limitée.

S'ajoute à cette investigation paysagère cette donnée chronostratigraphique: le Valensole 1 chevauché par la nappe de Digne n'a jamais livré la moindre microfaune postérieure à 6,5 Ma (gisement de La Tour) (Fig. 7). Par ailleurs, le Valensole 2 appartient intégralement au Pliocène. Il semble donc, sous réserve de vérifications (arrêt 5) qu'on s'achemine vers une conclusion en cohérence avec celle du piémont du Luberon: la mise en place de la nappe de Digne précède le ravinement messinien.



FIG. 74. LA SURFACE D'ABANDON DU CAILLOUTIS DU VALENSOLE PLIOCÈNE.

Arrêt 4: Puimoisson / Ségriès

L'arrêt, partagé entre plusieurs sites proches les uns des autres, se déroule au contact du Front subalpin et du piémont de Valensole. Il a pour objet de mettre en évidence la déformation tectonique qui affecte l'apex de la surface d'abandon. Cette déformation, qui n'était pas perceptible à distance (cf. Arrêt 3), résulte d'une réactivation du Front subalpin.

La surface d'abandon du Valensole pliocène correspond, dans sa partie proximale, aux cônes de piémont coalescents de l'Asse, au NE et du Verdon au SE auxquels il faut sans doute ajouter quelques torrents issus du Serre de Mondenier. Toutefois, dans l'interfluve aggradant de Ségriès, elle se confond avec le toit d'un travertin, probablement positionné au débouché d'une résurgence karstique : le travertin de Ségriès.

Cette formation – tant à cause de sa position structurale que de son environnement paléogéographique – possède un rôle d'enregistrement primordial. En effet, elle intègre à son toit la surface d'abandon du Valensole 2 et, immédiatement au-dessous, une faune de grand vertébrés qui lui confère son âge: la faune du ravin de Cornillet (Heintz & Dubar, 1976) équivalente à celle de Saint Vallier datée à 2 Ma.

Par ailleurs, au contact de l'écaille du Castillon, elle a subi une phase de plissement qui l'a redressée à la verticale. Cette structuration fut par la suite tronquée par une surface de ravinement, elle-même fossilisée par la brèche de Balène (Clauzon, 1982), exempte de déformations (Fig. 75).

L'épisode tectonique est donc cerné par deux niveaux repères : au mur la surface d'abandon à 2 Ma, au toit la surface de ravinement sous-jacente à la brèche de Balène, elle-même antérieure à l'enfoncement du réseau hydrographique pléistocène (Fig. 76). Avec une relative approximation cette argumentation place la déformation entre 2 et 1 Ma ce qui la rend contemporaine de celle déjà observée sur le piémont méridional des Alpilles (Arrêt 4d).

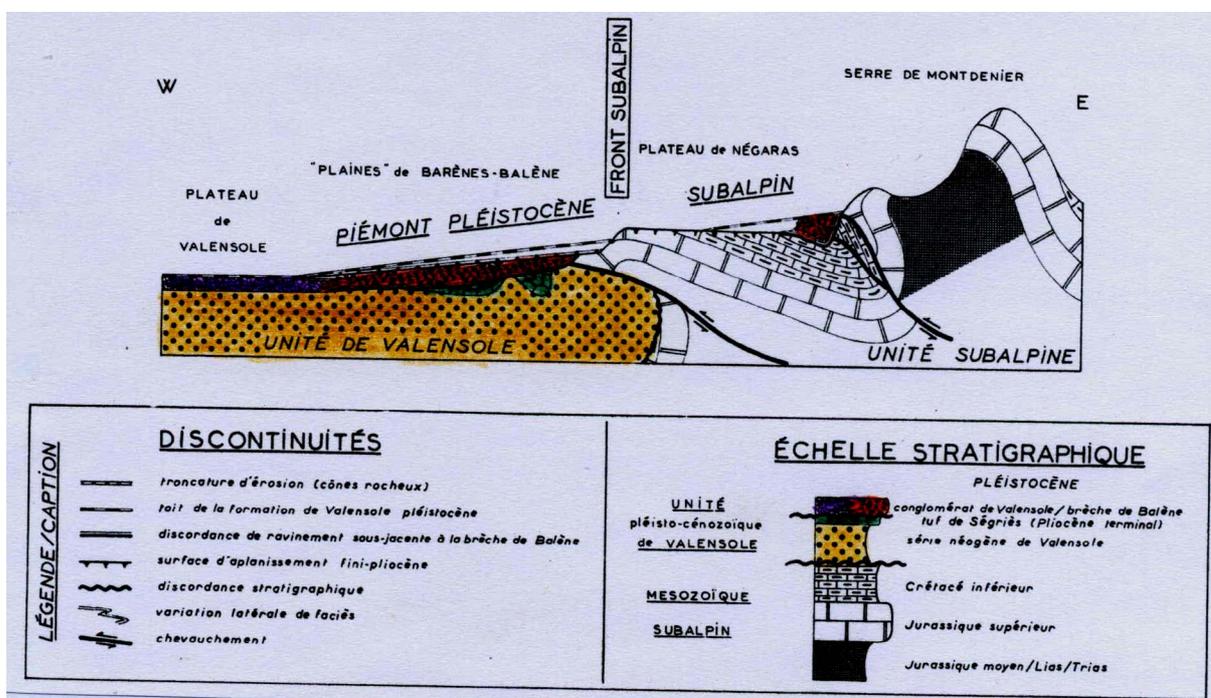


FIG. 75. LA BRÈCHE DE BALÈNE DANS SON CADRE STRUCTURAL.



LÉGENDE / CAPTION

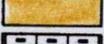
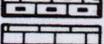
-  BRÈCHE DE BALÈNE (Pléistocène inférieur)
-  TUF DE SÉGRÎÈS (Pliocène terminal)
-  FORMATION DE VALENSOLE
-  CRÉTACÉ INFÉRIEUR
-  JURASSIQUE SUPÉRIEUR
-  JURASSIQUE MOYEN / LIAS / TRIAS

FIG. 76. LE CONTACT DU FRONT SUBALPIN ET DU PIÉMONT PLIOCÈNE DE VALENSOLE.

Arrêt 5/6: Le canyon messinien de la Bléone à Digne

La Bléone traverse le Front de la nappe de Digne dans cette ville. Cette disposition était déjà acquise avant même le déclenchement de la crise de salinité, vers 6 Ma. La démonstration repose sur de multiples affleurements disséminés aussi bien à l'amont qu'à l'aval de la ville ce qui nécessite un dédoublement de l'arrêt.

La plupart des cours d'eau ont atteint, aujourd'hui, un profil longitudinal proche de l'équilibre. Tel n'était pas le cas lors de la crise de salinité où ces mêmes profils avaient une forme immature convexe, fortement pentée à l'aval. Il en résulte un recoupement de ces deux profils successifs en sorte qu'à l'aval le talweg messinien est systématiquement sous-jacent au lit de la rivière (comme on a pu le constater jusqu'ici) tandis qu'à l'amont, (comme on va le vérifier dans la région de Digne) le talweg messinien se présente en inversion de relief, perché en contre-haut du lit actuel de la Bléone.

Arrêt 5: Le canyon messinien en amont de Digne

A deux reprises dans ce secteur (au Collet de Meunière et à Chauvet), on retrouve la fréquente dichotomie observée ailleurs, entre le cours messinien de la rivière et son cours actuel. Dans ces deux exemples la vallée messinienne subsiste en vallée morte où se trouve piégé le remblaiement pliocène grâce auquel s'est opérée la translation spécifique à l'épigénie d'aggradation. Cette signature caractéristique du cycle messino-pliocène est complétée ici – en arrière du Front subalpin – par une hypertrophie du prisme continental. En effet, au droit de la Grand Colle, son épaisseur atteint 200 m entre le talweg messinien du Collet Meunière (800 NGF) et la surface d'abandon de la Grand Colle (1000 NGF). C'est sans doute cette épaisseur hors normes, dans l'optique d'une imputation de cette accumulation au Quaternaire, qui a amené les auteurs de la carte géologique (La Javie, 1989) à fragmenter cet affleurement d'un seul tenant en un dispositif de terrasses étagées

La révision proposée a en outre l'avantage d'intégrer d'autres affleurements de faibles superficies, disséminés à l'est de Digne, dans la même unité paléomorphologique: le prisme continental rétrogradant pliocène de la Bléone. Dans ces sites, des déformations néotectoniques majeures ont été signalées (Gigot, 1973 ; Jorda *et al.*, 1978 ; J-C. Hippolyte, communication orale).

On est donc amené à formuler une double conclusion:

- la mise en place de la nappe de Digne est antérieure à la crise de salinité messinienne dès lors que le Front subalpin est scellé par le prisme rétrogradant pliocène qui a livré la faune du Ravin de Cornillet;
- par ailleurs, cette structuration discordante pliocène est elle-même affectée par d'évidentes manifestations néotectoniques quaternaires.

Arrêt 6:

Le canyon messinien en aval de Digne

Les affleurements de l'arrêt précédent ont bénéficié d'une miraculeuse préservation occasionnée par leur statut de vallée morte. Rien d'équivalent en aval de Digne où la Bléone n'a pas changé de cours depuis 6 Ma. Au cours du Pléistocène elle s'est donc appliquée à éroder en la refaçonnant l'énorme accumulation du prisme continental pliocène. L'authentification pliocène de ce matériel alluvial, réputé quaternaire (carte géologique de Digne, 1982), repose sur deux considérations:

- comme à l'amont, mais dans une moindre mesure pour les raisons évoquées, on constate la même hypertrophie des nappes de cailloutis (50 m à Siéyès; 100 m aux Grandes Plaines);
- le toit de ces fausses terrasses est systématiquement regradé en glacis de versants transverses.

Comme à l'amont de Digne et, en particulier au contact du Mésozoïque du Front subalpin, ce matériel est empreint de manifestations micro-tectoniques (J-C. Hippolyte, travaux en cours).



**LES SEQUENCES DE DEPOT
DU NEOGENE
DU BASSIN DE VALREAS**

Jour 3:

Le Mio-Pliocène du Bassin de Valréas et le Pliocène Rhodanien

Présentation générale du bassin de Valréas

Situé dans la moyenne vallée du Rhône, dans le prolongement septentrional du bassin de Carpentras, le bassin de Valréas (Fig. 77) est limité au Nord par le synclinal de Dieulefit, au Nord-Est par l'anticlinal de la Lance, au Sud-Est par les Baronnies et à l'Ouest par la vallée du Rhône.

Ce bassin miocène correspond géographiquement à une vaste cuvette de 25 km de diamètre. La subsidence miocène est beaucoup plus active au centre du bassin que sur ses bordures qui sont affectées continuellement par une déformation synsédimentaire dont nous analyserons les modalités.

C'est sur la bordure orientale, le long de la Montagne de la Lance, qui correspond à un anticlinal NW-SE que la déformation synsédimentaire se manifeste le plus clairement, notamment par l'*onlap* des formations les plus récentes (Langhien-Serravallien) directement sur le substratum crétacé supérieur, notamment entre Rousset-les-Vignes et le nord de Nyons. Ceci implique donc que la déformation compressive a débuté au cours de l'intervalle Burdigalien-Langhien (Riché et Tremolières, 1988). Nous verrons aussi que la déformation affecte aussi la partie ouest du Bassin notamment le massif de Saint-Restitut.

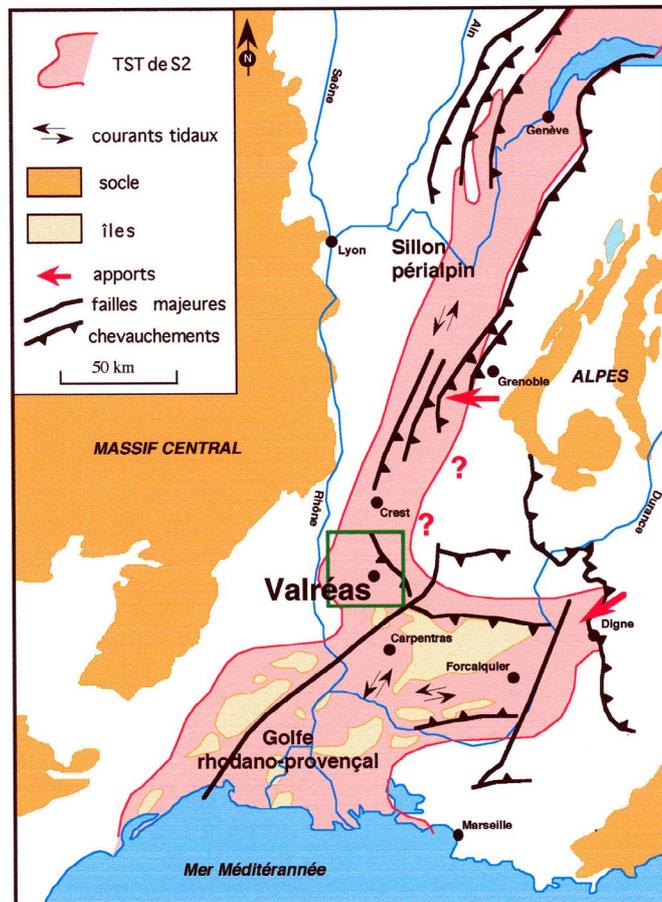
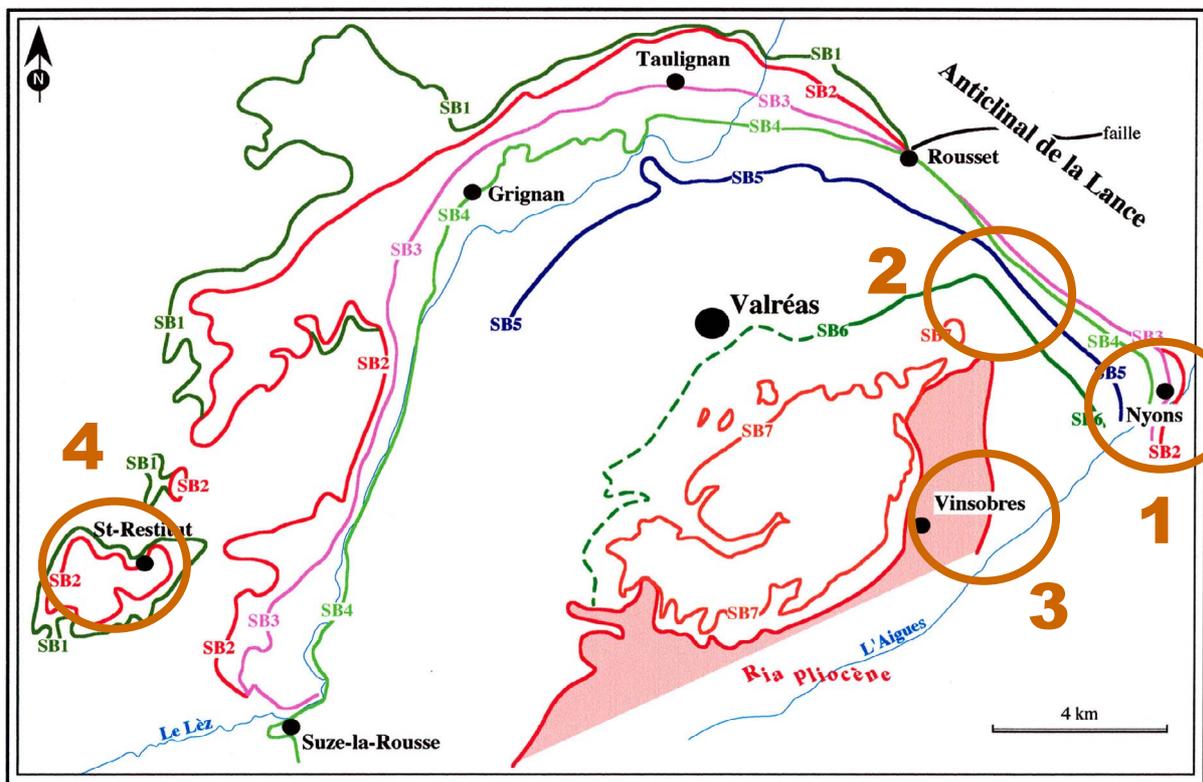
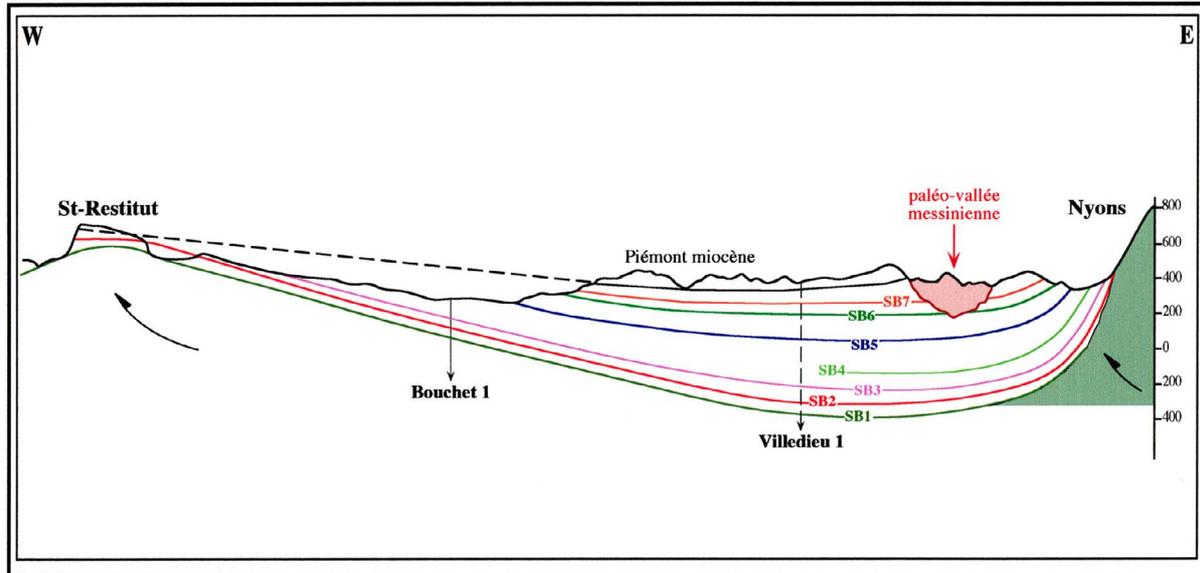


FIG. 77. LE SECTEUR DE VALRÉAS LORS DE L'EXTENSION MAXIMALE DE LA TRANSGRESSION MIOCÈNE DANS LE SUD-EST DE LA FRANCE: LE SILLON PÉRIALPIN

Le bassin de Valréas correspond en grand à un unique bassin flexural

L'héritage structural anté-miocène, contrairement à ce qui se passe plus au Sud, ne semble pas jouer un rôle primordial dans la répartition des sédiments miocènes. En effet, les structures E-W (plis du Tricastin, flanc sud du synclinal de Dieulefit), formées durant la phase pyrénéo-provençale éocène sont pénéplanées puis réincisées avant la transgression burdigalienne. Dans le détail, une nouvelle analyse cartographique conduirait certainement à mettre en évidence une tectonique dite d'interférence entre les anciennes structures pyrénéo-provençales et les structures alpines.



78. LE "BASSIN" MIOCÈNE DE VALRÉAS: UN EXEMPLE DE BASSIN FLEXURAL EN POSITION EXTERNE Cartographie par séquences de dépôt. Les arrêts du jours 3 sont indiqués

Certaines failles, comme la faille du Pontias au nord de Nyons, parallèle à la faille de l'Aygues qui est un des linéaments régionaux majeurs ultérieurement en décrochement sont susceptibles d'avoir contrôlé la localisation des vallées fluviales anté-burdigaliennes. Quant aux failles ayant pu jouer lors de la phase distensive oligocène (Riché *et al.*, 1988) et pour lesquelles il est déjà difficile de démontrer leur rôle dans le contrôle morphologique des bassins au cours de cette période, elles sont scellées par la transgression miocène et éventuellement réactivées. (Demarcq, 1970).

En comparaison avec des bassins d'avant-pays classiques et même avec le bassin du Bas-Dauphiné ou celui de Crest, l'origine de la subsidence du bassin de Valréas est beaucoup plus complexe et pose encore de nombreuses questions. En effet, l'ampleur du chevauchement de la Lance qui n'implique pas le socle ne peut à lui seul être responsable d'une surcharge lithosphérique compatible avec la subsidence. Par conséquent, il faut nécessairement invoquer une composante grande longueur d'onde impliquant tout l'avant-pays et notamment sa zone périphérique.

La série miocène du bassin de Valréas

Depuis les descriptions anciennes de Fontannes (1876, 1878, 1881), le bassin de Valréas est le plus connu et le mieux étudié des bassins miocènes de la Vallée du Rhône car

- ce bassin présente une série sédimentaire "continue" du Burdigalien au Pliocène, marine puis continentale,
- il correspond à l'autre stratotype du Burdigalien (hors du bassin d'Aquitaine) choisi par Depéret (1895) à la fin du siècle dernier,
- il a été choisi comme le bassin-type du Miocène rhodanien par Demarcq (1959, 1962, 1970),
- il contient finalement les deux parastratotypes du Burdigalien: celui de Saint-Restitut et celui de Montbrison Fortbonnau (Nely, 1978; Demarcq 1980).

La succession lithostratigraphique

La série miocène du bassin de Valréas peut être subdivisée en trois grands ensembles:

- un ensemble inférieur constitué d'une alternance de formations gréseuses ou bioclastiques et de marnes ou marno-calcaires qui correspondent au Burdigalien et au Langhien,
- une formation presque exclusivement sableuse qui doit correspondre dans ses grandes lignes au Serravallien (ex Helvétien moyen et supérieur) et qui demeure aujourd'hui encore très mal datée,
- une formation continentale argilo-conglomératique datée du Tortonien par les micro-mammifères,

Nous continuerons, malgré ses imperfections, à utiliser la nomenclature lithostratigraphique de Demarcq (1959, 1970).

L'organisation séquentielle

La partie marine de la série découpée en sept séquences de dépôt entre le Burdigalien et la base du Tortonien (Fig. 39). Par contre, aucun découpage n'est aujourd'hui possible dans le Tortonien-Messinien continental qui termine la série.

La première séquence de dépôt S1 correspond au Burdigalien inférieur. Elle débute par la **Molasse verdâtre de Saint-Restitut** et son équivalent latéral les **Sables de Chantemerle**. Ces dépôts transgressifs surmontent un conglomérat de transgression glauconitisé. Le matériel de ce conglomérat provient pour l'essentiel du remaniement *in situ* de la plupart des éléments résistants amputés au substratum, notamment les silex. Ces sables montrent des variations spectaculaires d'épaisseur. On peut globalement interpréter les barres tidales qui comblent ces vallées comme des

dépôts "estuariens" subtidiaux. L'ensemble de ces deux faciès définit le cortège transgressif de la première séquence. La transgression débute à 20,3 Ma comme l'indique la grade-datation obtenue à la base de la séquence dans le conglomérat à Monbrison-Fontbonau (Gourinard *et al.*, 1985). Ces sables transgressifs, sur lesquels nous reviendrons, comblent les dépressions anté-miocènes qui correspondent à des paléovallées fluviales. Au niveau des interfluves, le conglomérat est soit très réduit, soit inexistant et les marnes de haut niveau reposent alors, par l'intermédiaire d'une surface perforée, directement sur le substratum (Demarcq, 1970); Lesueur *et al.*, 1988-1990).

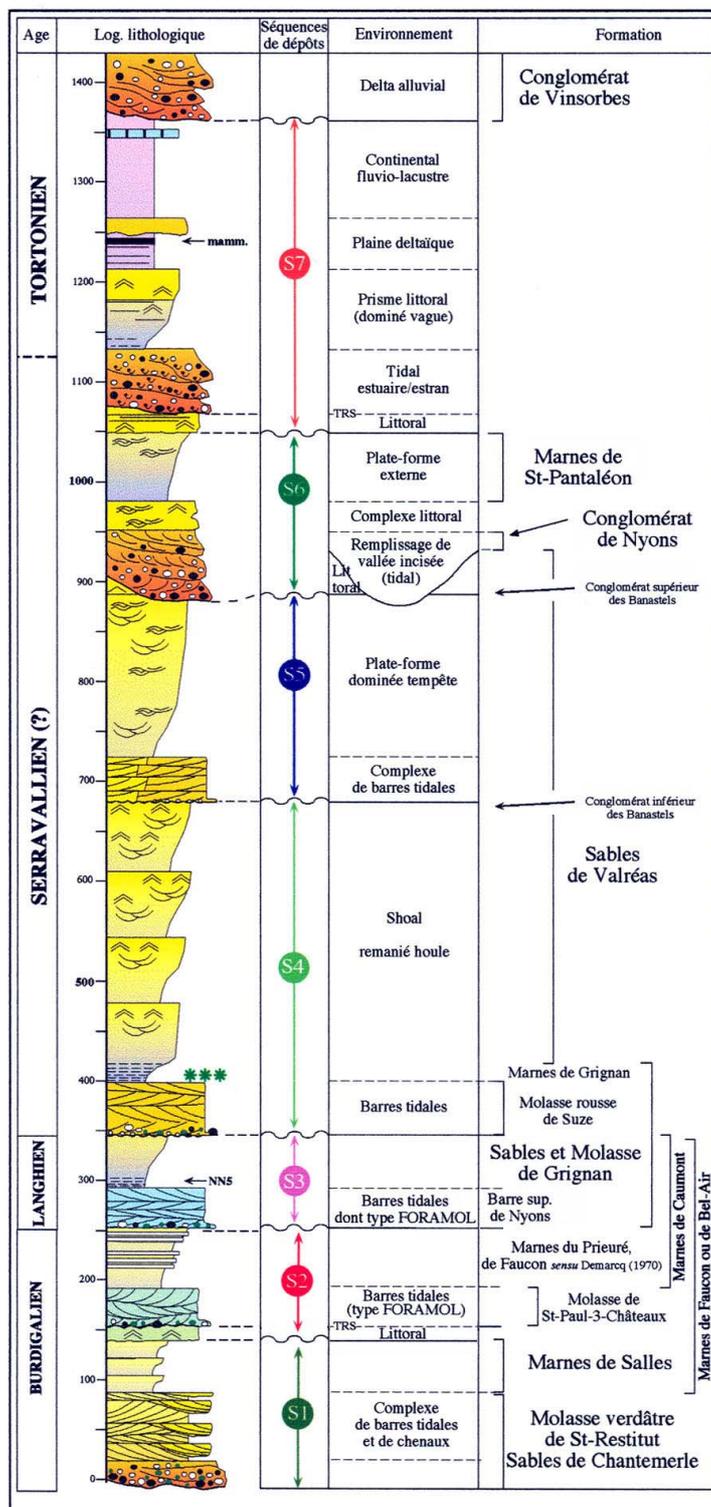


FIG. 79. L'ORGANISATION SÉQUENTIELLE DU REMPLISSAGE MIOCÈNE DU "BASSIN" DE VALRÉAS. Synthèse des travaux de D. Besson, Y. Callec, J.-L. Lesueur, O. Parize et J.-L. Rubino; modifié d'après Parize *et al.* (1999).

Cette séquence S1 sera analysée au cours de l'arrêt 4 de cette journée.

Les dépôts de haut niveau, les **Marnes de Salles** sont plus développées au nord et au centre du bassin où elles ont été reconnues par sondage. Il s'agit de marnes passant latéralement à des marno-calcaires de plate-forme à caractère régressif. Ces marnes se sont probablement développées en milieu confiné sous la limite d'action des vagues, comme l'indique la rareté du plancton.

Au sommet de ces marnes se différencie un faciès marno-calcaire: **les marno-calcaires de Roua** à bryozoaires (faciès Foramol typique). Ce faciès indique un environnement moins profond mais largement ouvert. Il correspond en fait à deux configurations séquentielles tout à fait différentes:

- La continuité et la progressivité de passage entre les marno-calcaires et les faciès à bryozoaires, l'importance des structures de remaniement par la houle et les vagues de tempête (sillons et gouttières d'érosion) semblent montrer l'appartenance de ce faciès au prisme de haut niveau progradant de la séquence S1. La limite entre S1 et S2 est alors placée à la base de la Molasse bioclastique sus-jacente dite **de Saint-Paul les Trois Châteaux**.
- Dans d'autres cas, comme à Montbrison-Fontbonau, une barre bioclastique, assez massive, très riche en oursins, pectens, fréquemment encroûtés par des bryozoaires, peut être caractérisée sous le complexe de barres tidales immédiatement sus-jacent et appartenant à S2. Elle est interprétée comme un complexe de régression forcée: coupes de Montbrison Fontbonau ou de Taulignan. La limite entre S1 et S2 est alors placée à la base des **calcaires de Roua**.

La séquence S2 débute généralement directement par un contact brutal à la base d'un complexe de barres tidales bioclastiques qui correspondent à la **Molasse zoogène de Saint-Paul lesTrois-Châteaux**, activement exploitée dans les carrières de Saint-Just (arrêt 4). Ces calcaires bioclastiques transgressifs débordent régionalement sur le substratum au-delà des dépôts de la séquence S1, en particulier le long de la Montagne de la Lance. Au Nord-Est ou vers Nyons, ce sont de très grandes barres tidales où dominent les dunes de type I/II selon la classification d'Allen (1980).

Le cortège de haut niveau marin de la séquence S2 correspond aux **Marnes du Prieuré** (décrites à Montbrison Fontbonau). Celles-ci ont livré *G. sicanus* (Demarcq *et al.*, 1984) et de nombreuses grade-datations obtenues dans leur équivalent latéral, les **Marnes de Faucon** (de 17,4 à 17 Ma), attestent de leur âge burdigalien supérieur (Gourinard *et al.*, 1985). Elles affleurent bien dans la coupe du parastratotype de Montbrison-Fontbonau. Ces marnes passent vers le sommet à des faciès moins profonds, deltaïques, voire à des barres d'embouchure. Autrefois attribuées à l'Helvétien, ces marnes anté-langhiennes ont été rattachées au Burdigalien en 1978 (Congrès RCMNS de Bratislava).

Toutes les corrélations régionales du Miocène inférieur sont basées sur la continuité et l'isochronisme des **Marnes du Prieuré, de Faucon, de Bel Air, de Fontbonau, de Caumont**, etc. Comme dans leur localité-type (Fig. 57), ces marnes ne peuvent plus caractériser le seul intervalle de haut niveau du Burdigalien supérieur, il convient désormais de considérer avec précaution et comme provisoires toute les tentatives de corrélation dans cet intervalle.

La séquence S3 correspond aux **Sables et Molasse de Grignan**. Elle débute aussi, assez souvent, par une barre tidale bioclastique surmontant un *lag* conglomératique rubéfié (Demarcq, 1962), rapidement surmontée par des sables. Nous discuterons cette séquence lors de l'analyse de la coupe du tunnel de Nyons. Elle est datée du Langhien (zone NN5) par les nannofossiles présents dans cette formation, à proximité de la localité-type (Carbonnel et Martini).

La Séquence S4 débute par la **Molasse Rousse** dite **de Suze-la-Rousse**. Cette barre tidale bioclastique très grossière est située à la base des Sables de Valréas. Localement elle peut reposer directement sur les **Marnes du Prieuré** du Burdigalien supérieur. Le prisme de haut niveau de cette séquence correspond au moins à la moitié inférieure de l'épaisse formation (450 à 500 mètres) des **Sables de Valréas**. Il s'agit d'un complexe de barres d'embouchures et de chenaux dominés fluvial avec un remaniement par la houle et le clapot en sommet de séquence de faciès (Fig. 80). Ces sables attribués au Serravallien reposent localement en *onlap* direct sur le substratum crétacé au centre de la Montagne de la Lance.



**FIG. 80. LES SABLES DE VALRÉAS (SÉQUENCE S4 DANS LE SECTEUR DE VENTEROL):
DES SABLES DÉPOSÉS SOUS INFLUENCE DE LA HOULE.**

La séquence S5 peut être facilement différenciée dans le secteur de Nyons, vers Venterol grâce à la présence au sein des **Sables de Valréas**, d'une corniche d'épaisseur décamétrique, à faciès très grossier et graveleux, à caractère tidale (Fig. 81). Elle est interprétée comme le TST de la séquence S5 correspondant à la partie supérieure des **Sables de Valréas**. Cette corniche se retrouve dans le secteur de Saint-Pantaléon recouvrant un banc infra-métrique de conglomérats, nettoyés et perforés: le **conglomérat inférieur des Banastels**. Le cortège progradant correspond au sommet des **Sables de Valréas** (Fig. 82) qui constituent un important complexe de barres d'embouchures interstratifiées avec des chenaux conglomératiques à influence marine (*Fan delta*). Ces derniers correspondent aux premières influences du système torrentiel de la paléo Aigues qui débouche dans le secteur de Venterol montant ainsi que la croissance de la structure de la Lance est plus récente, mais qu'un bassin versant pourvoyeur de matériel grossier existait dans les chaînes subalpines au moins dès le Serravallien. Latéralement, la limite de séquence entre S4 et S5 se distingue dans les **Sables de Valréas** par de profondes incisions affectant les dépôts de tempêtes progradant de S4. Les vallées sont alors remplies par des dépôts subtidaux comme à Rousset (Fig. 83).

La séquence S6 est bien définie tout le long de la Montagne de la Lance. Elle débute par le **Conglomérat de Nyons** ou par des sables tidaux. Ces conglomérats à galets perforés intercalés avec des sables à structures bidirectionnelles comblent une large paléovallée dissymétrique (Fig. 82). Les **Marnes de Saint-Pantaléon** à gastéropodes (Fig. 84) constituent le cortège progradant de la séquence S6. Nous avons précisé les relations géométrique et stratigraphique de ces marnes qui étaient jusqu'alors considérées en variation latérale de faciès avec les conglomérats sous- et sus-jacents, alors qu'elles surmontent les conglomérats de S6 et sont érodées par ceux de la base de S7. Ces marnes montrent une spectaculaire cyclicité des faciès. Elle s'enrichissent vers le sommet en niveaux sableux à influence de houle et se terminent par des dépôts de plage.

La séquence S7 débute soit par des sables de *shoreface* en contact brutal sur les marnes de Saint-Pantaléon qui correspondent à une régression forcée (Fig. 84) soit par des conglomérats transgressifs à influence tidale qui passent à des marnes au niveau du maximum transgressif et qui n'avaient jamais été formellement différenciés des **conglomérats de Nyons**. Ces conglomérats à

huîtres comblent une seconde vallée décalée par rapport à celle de la séquence S6. La série progradante est constituée par des grès très fins à influence de houle et de tempête; enfin son sommet devient continental par l'intermédiaire de faciès palustres puis de chenaux conglomératiques fluviaux appartenant aux **Conglomérats de Vinsobres**.

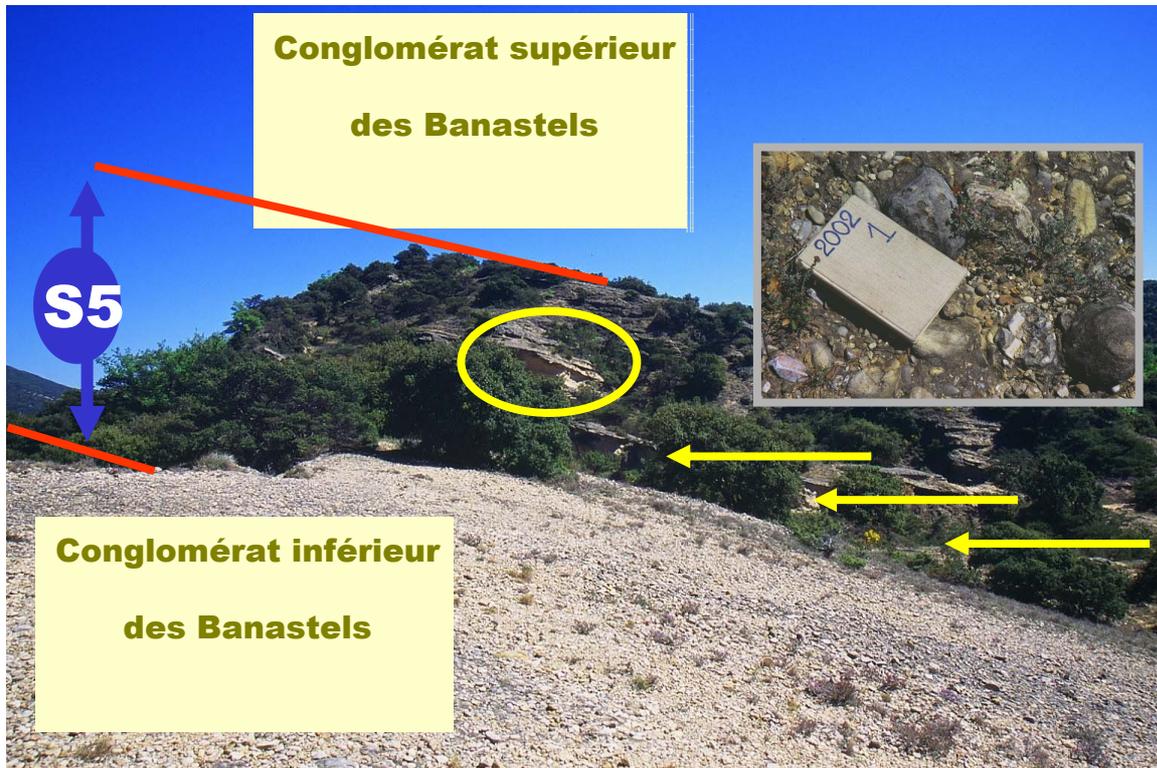


FIG. 81. LA SÉQUENCE S5 DANS LE SECTEUR DE VENTEROL.

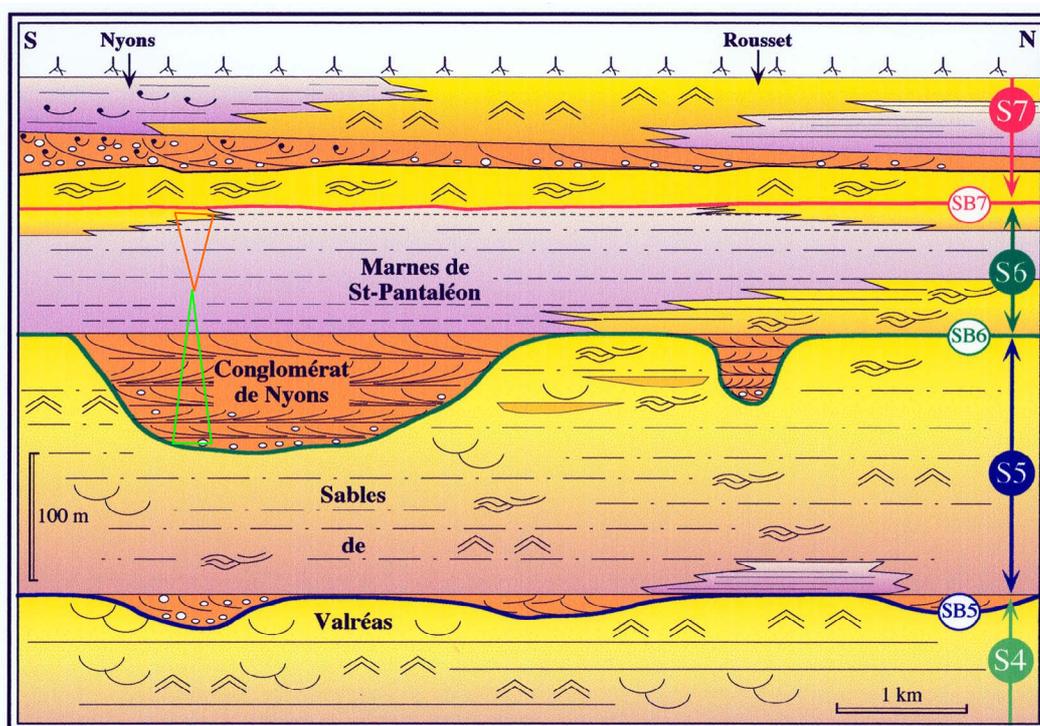


FIG. 82. LES SÉQUENCES DE DÉPÔT DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR DANS LE SECTEUR DE VENTEROL.

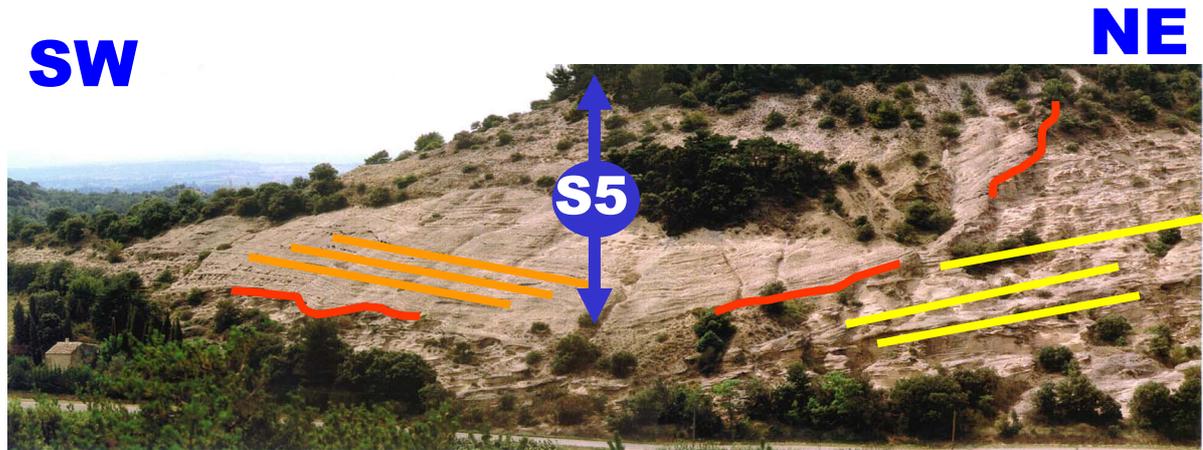


FIG. 83. L'INCISION DES SABLES DE VALRÉAS (HST DE S4 À FACIÈS A HCS) À LA BASE DE LA SÉQUENCE S5 ET SON COMPLEMENT PAR DES DEPOTS TIDAUX.



FIG. 84. LES MARNES DE SAINT-PANTALÉON ET LA LIMITE DE LA SÉQUENCE S6:
un exemple de régression forcée dans le Miocène , Noter la cyclicité dans les marnes.

Le passage marin-continental (Fig. 85) est très bien marqué par des paléosols recouverts par un intervalle métrique de marnes brun noir d'origine palustre. C'est cet horizon qui a livré une faune de mammifères du Tortonien Inférieur plus ancienne que la faune de Lobrieux située 10 kilomètres

à l'Ouest dans cette même formation (J.-P. Aguilar communication orale; liste faunique ci-jointe en annexe).

Ensuite se développent les piémonts continentaux de l'Aygue et de l'Ouvèze (Fig. 86) qui constituent les surfaces remarquables dans le paysage. **Les conglomérats de Vinsobres** qui constituent les faciès amont de ce piémont passent au **cailloutis de Saint-Restitut** et sont un des éléments du **Conglomérat rhodanien**.



FIG. 85. LA TRANSITION MARIN-CONTINENTAL AU SEIN DE LA SÉQUENCE S7 DU TORTONIEN DANS LE SECTEUR DE VENTEROL.



FIG. 86. LE PIÉMONT MIOCÈNE SUPÉRIEUR DE L'OUVÈZE (MASSIF DU BUISSON) VU DEPUIS GIGONDAS.

Description des Arrêts

Les arrêts de cette journée sont localisés sur la Figure 87.

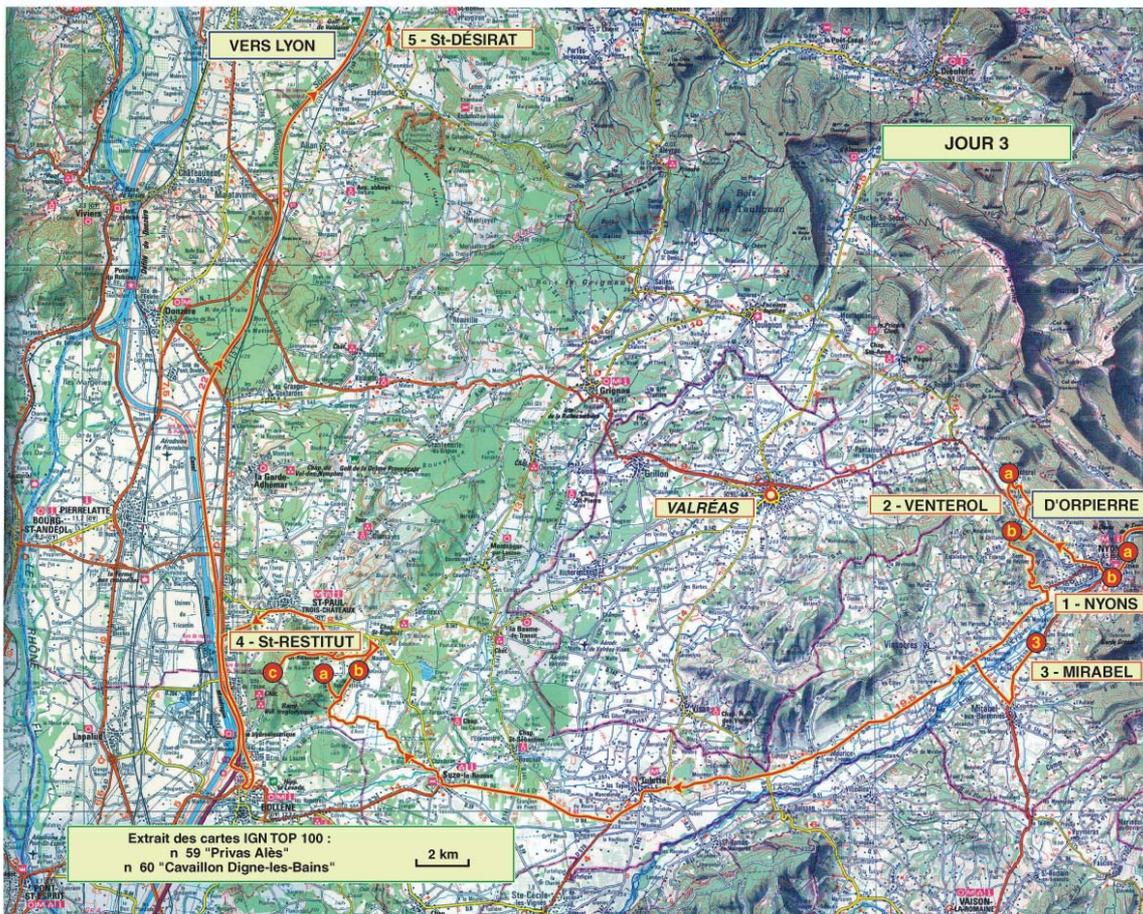


FIG. 87. ITINÉRAIRE DU JOUR 3.

Arrêt1:

Panorama de la montagne de Nyons

Cet arrêt permet d'étudier les relations géométriques entre la série du Néogène du bassin de Valréas et les chaînes subalpines. On observe ainsi clairement un spectaculaire *onlap* divergent sur la Montagne de Garde Grosse qui borde ici les chaînes subalpines. C'est le cortège transgressif de la séquence S2 du Burdigalien supérieur qui enregistre l'essentiel de la déformation (Fig. 88).

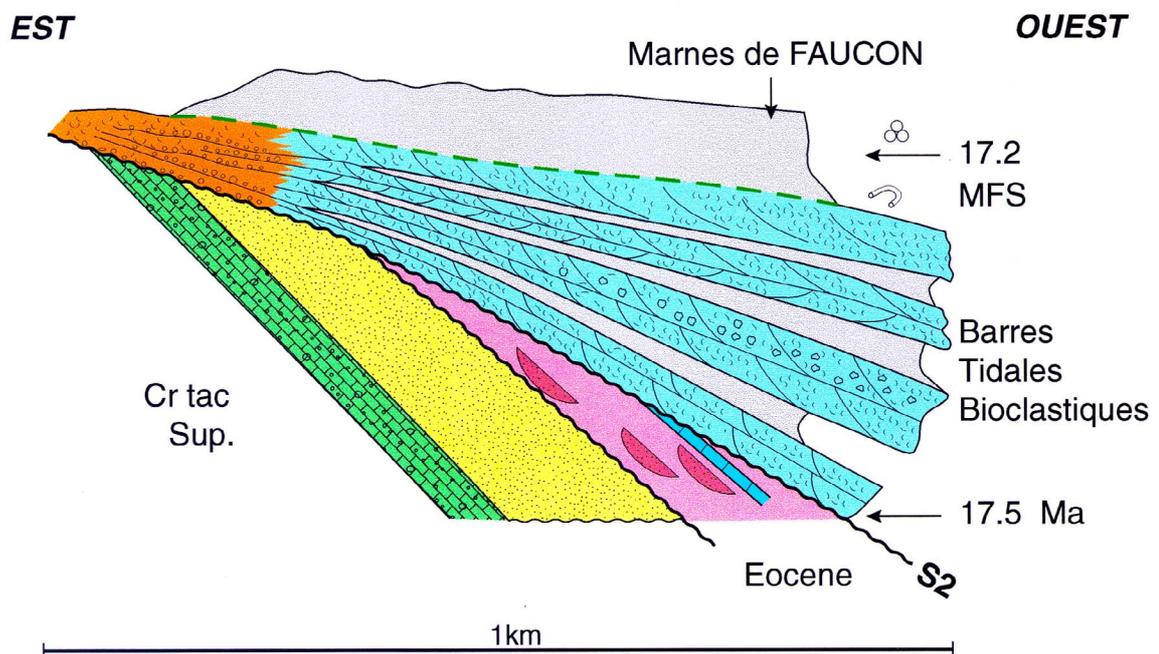


FIG. 88. L'ONLAP DIVERGENT DE GARDE GROSSE EN FACE DE NYONS.

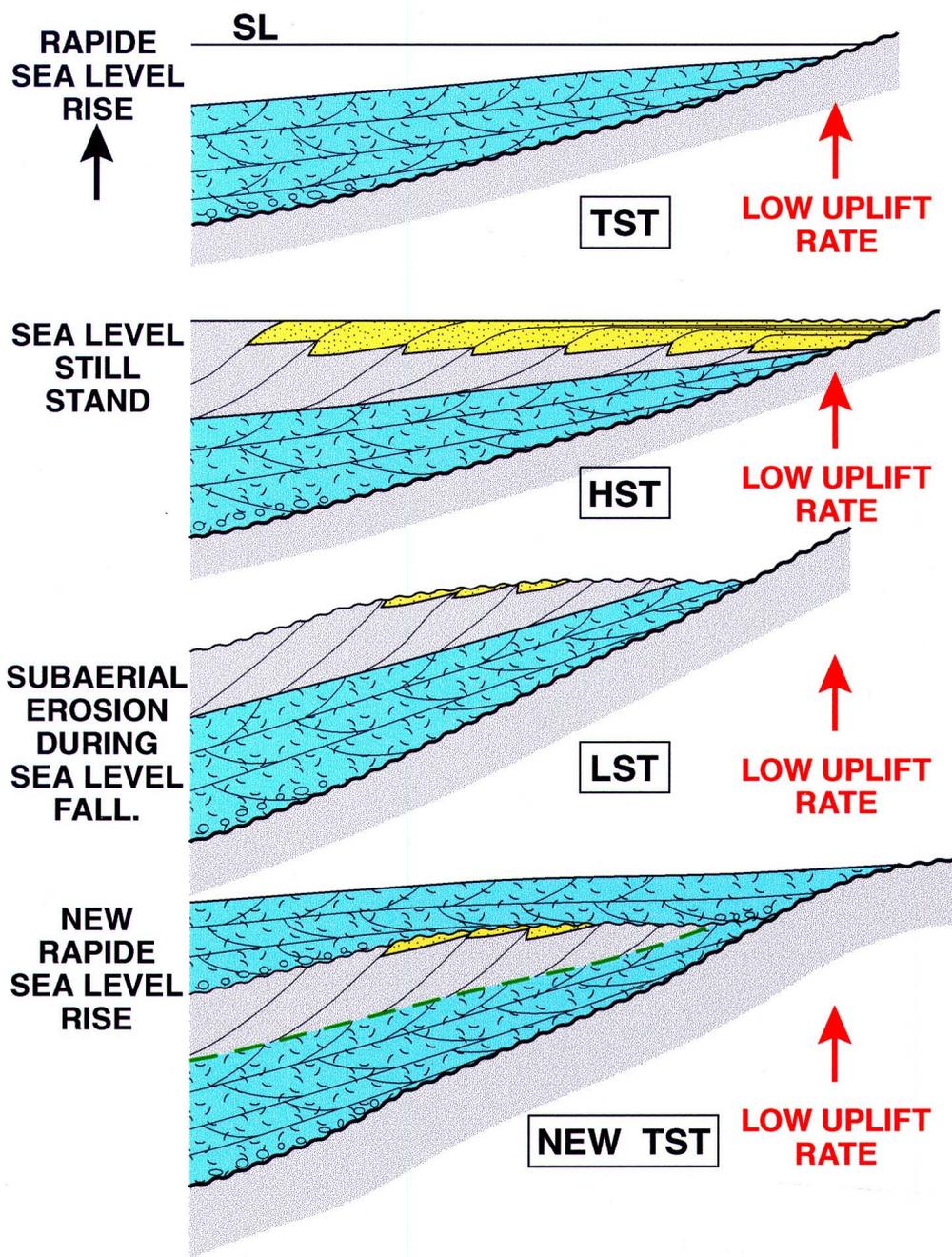


FIG. 89. UN EXEMPLE DE RELATION ENTRE TECTONIQUE ET SÉDIMENTATION:
LA CRÉATION D'ESPACE EN BORDURE D'UN PLI.

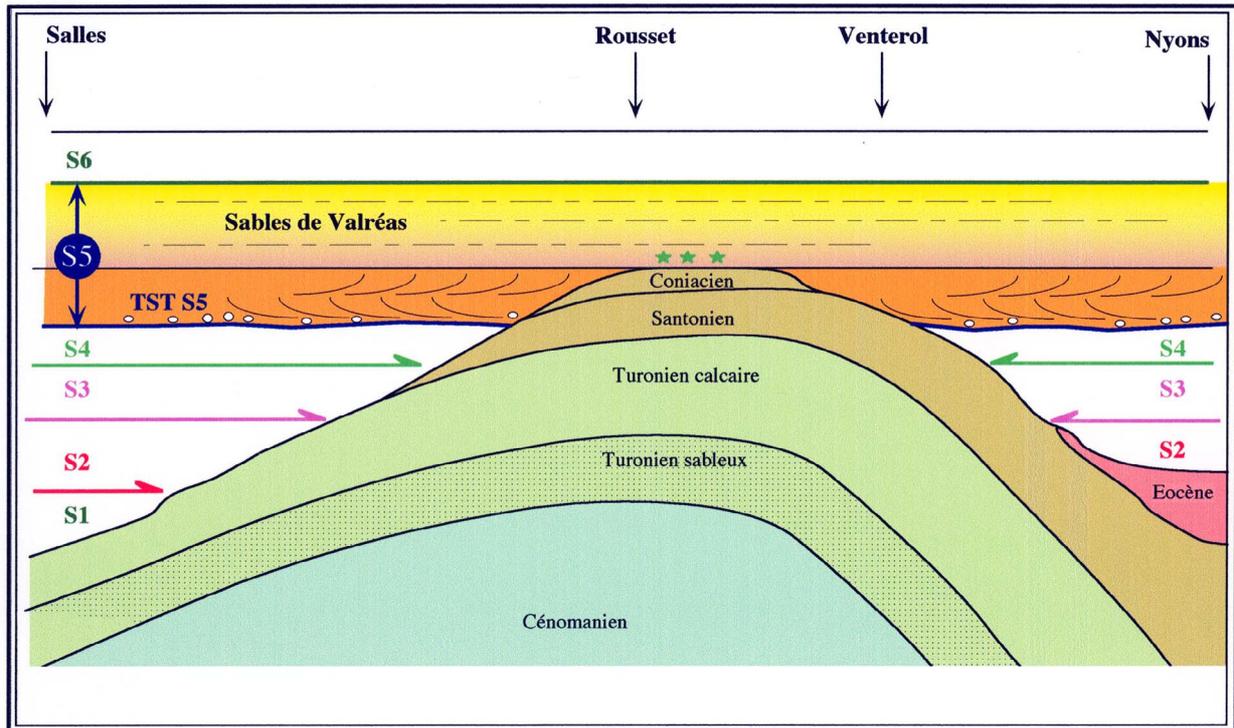


FIG. 90. L'ONLAP DU MIOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN DE PART ET D'AUTRE DU PLI FOSSILE DE ROUSSET-LES-VIGNES.

On observe tout d'abord l'amincissement des différents corps sableux vers l'Est, c'est-à-dire en direction du relief. Par ailleurs, une analyse plus détaillée des faciès montre que l'on passe de faciès conglomératiques à boulets algaires près du relief à une série de barres tidales bioclastiques intercalées avec des argiles marines ayant livré des foraminifères planctoniques (Fig. 88). Ceci indique clairement que la vitesse de remontée du niveau de la mer durant l'intervalle transgressif est supérieure à celle de la surrection du massif (Fig. 89). La surrection du massif est en fait associée à la croissance de l'anticlinal se développant lui-même obliquement par rapport à une protostructure pyrénéo-provençale à très grand rayon de courbure qui a été érodée (Demarcq, 1970) avant le Burdigalien (Fig. 90) et sur laquelle se produit un *onlap* des différentes séquences du Miocène.

Par rapport à l'évolution géodynamique du bassin d'avant-pays périalpin, on constate un total synchronisme de la déformation depuis la zone proximale du bassin d'avant-pays au front de la Nappe de Digne jusqu'à la zone périphérique, cet affleurement se trouvant en position intermédiaire. Il montre aussi très clairement comment déformation et eustatisme interagissent en domaine de bassin d'avant-pays.

Si les raccourcissements et la déformation sont synchrones à l'échelle de tout le bassin d'avant-pays périalpin, par contre la subsidence maximale est totalement diachrone. Ainsi alors qu'au Vélodrome au nord de Digne en position très proximale, la subsidence maximale est atteinte au Burdigalien inférieur, dans le bassin de Valréas, la subsidence maximale est serravallienne et associée à la séquence S4.

Nous verrons lors de s'arrêt 4 de cette même journée que cette déformation se propage loin vers l'Ouest jusqu'à proximité du Massif Central puisque l'ensemble du massif de Saint-

Restitut est associé à un chevauchement aveugle actif durant le Burdigalien et dont l'activité se poursuit probablement jusqu'au Tortonien puisque c'est le Conglomérat rhodanien finimiocène qui vient reposer sur les marnes de S2 au sommet de Saint-Restitut (arrêt 4).

Arrêt 1b:

Coupe du tunnel de Nyons

- Analyse des séquences S2 à S4 (Burdigalien au Serravallien)

- Carbonates tempérés à Facies Foramol du type Rhodalgal

Après avoir observé dans le paysage l'architecture en grand du cortège transgressif de la séquence S2, cette coupe redressée à la verticale permet d'observer en détail les successions de faciès de l'ensemble de la séquence ainsi que celles de la séquence de dépôt suivante attribuée au Langhien (S3) par corrélations régionales. L'attribution biostratigraphique de la série est sujette à caution. En effet, cette séquence est rattachée au Burdigalien supérieur (S2) sur la base des relations géométriques observées le long de la Montagne de la Lance. On dispose, toutefois d'une grade-datation inédite indiquant au niveau du maximum transgressif un âge de 17,2 Ma qui semble confirmer l'attribution au Burdigalien supérieur. Cependant cet âge n'est pas basé sur un nombre suffisant d'individus pour que l'on puisse s'affranchir de l'incertitude de l'ordre de 0,4 Ma. Une attribution stratigraphique similaire a aussi été indiquée pour cet ensemble par Visontin (1992).

La coupe (Fig. 91) débute par un conglomérat de transgression épais d'un mètre surmontant les dépôts continentaux de l'Eocène. Le caractère très angulaire du matériel exclut toute influence de la houle. Ce faciès suggère plutôt un littoral escarpé (voire le flanc d'une vallée incisée). Ce faciès de base de la transgression est surmonté par des carbonates bioclastiques dans lesquels abondent les nulipores (algues lithotamniées) dans une matrice de *mudstones*. Ce faciès typique des carbonates de moyenne latitude est caractéristique du faciès Foramol et de la sous-classe Rhodalgal telle que définie par Carannante *et al.* (1988). Il indique généralement un dépôt associé à un fort hydroynamisme, ce qui est en accord avec le caractère tidal des dépôts. La stratonomie montre le caractère non parallèle des bancs. Ces dépôts correspondent localement aux *bottom sets* de barres tidales bioclastiques, très tangentielles de grande taille. Ces barres passent graduellement à des dépôts carbonatés de plate-forme plus profonde, s'enrichissant en glauconie, au niveau du maximum de la transgression. Les faciès de haut niveau marin sont constitués par des marnes et des marno-calcaires en miches, déposés en contexte de plate-forme profonde. A noter qu'une faille vient perturber le contact mais sans en modifier la stratigraphie.

Au sommet de la falaise précédente, le niveau de condensation est bien exprimé par une intense bioturbation de la surface sommitale des barres, des encroûtements ferrugineux et des silts glauconieux à la base des marno-calcaires de la progradation.

Au niveau du tunnel, un contact abrupt sépare ces dépôts de plate-forme de la barre bioclastique sus-jacente (35 m). Ce contact correspond à la limite de base de la séquence S3 attribuée au Burdigalien terminal tandis que les carbonates sus-jacents sont attribués au Langhien sur la base de considérations régionales et aussi par encadrement dans la mesure où une troisième barre bioclastique équivalente à la **Molasse de Suze-la-Rousse** est présente immédiatement au-dessus.

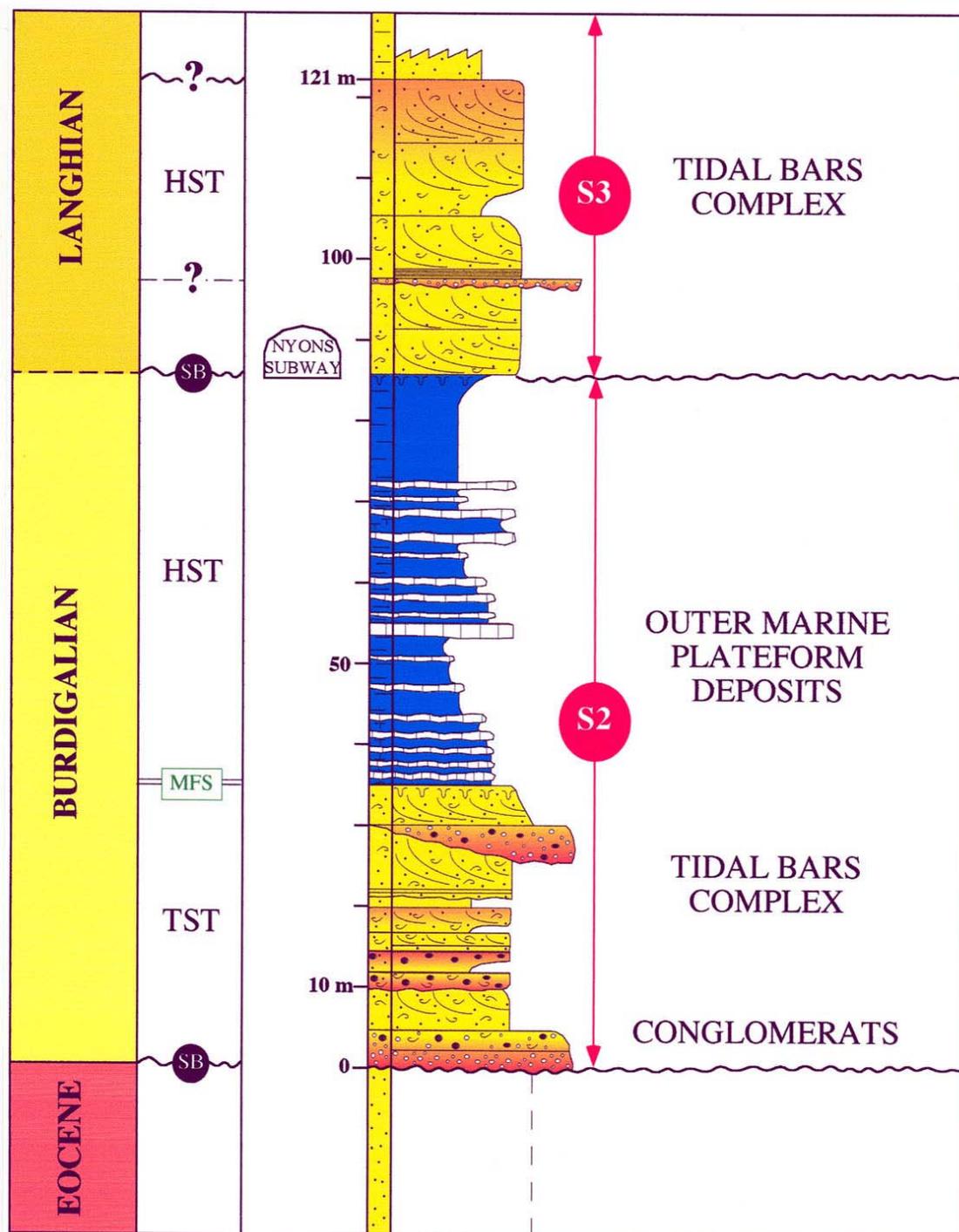


Fig. 91. La coupe du tunnel de Nyons: les séquences de dépôt du Burdigalien supérieur (S2) et du Langhien (S3) .

Exemples de barres tidales à faciès Rhodalgal.

Comme la barre transgressive de la séquence sous-jacente S2, cette barre tidale est constituée par des faciès bioclastiques grossiers à stratifications obliques métriques. La géométrie de détail des corps sableux est ici difficile à préciser. A intervalle régulier, de minces horizons conglomératiques sont interstratifiés dans ces carbonates bioclastiques qui semblent toujours témoigner de la proximité d'un relief et du débouché d'une paléovallée drainant les chaînes subalpines et faisant communiquer le bassin de Valréas avec le lambeau miocène de Montaulieu coincé dans un couloir de faille 10 kilomètres à l'Est (De Graciansky *et al.*, 1992). Le maximum transgressif de S3 s'exprime, au-dessus des faciès bioclastiques, par le développement de silts argileux rapidement surmontés par des sables fins molassiques dans lequel il est difficile de définir des structures et un milieu de dépôts (sables bioturbés de prodelta ?). Cette série est un équivalent latéral des **Sables et Molasse de Grignan** et peut être suivi le long de la route jusqu'à la base de la séquence S4 qui voit le retour des dépôts bioclastiques grossiers. Le cortège transgressif de la base de S4 atteint un maximum d'épaisseur dans la vieille ville de Nyons sous le château.

Cette coupe du tunnel de Nyons est bien complétée par celle de Monbrison Fonbonau dans le prolongement de la coupe parastratotypique du Burdigalien. Il est important de mentionner qu'un complexe plurimétrique de barres tidales silico-clastiques existe bien au-dessus des **Marnes du Prieuré**, HST de S2, et en-dessous de **la Molasse de Suze-la-Rousse**, attribuée au TST de S4. Ce complexe de barres tidales silicoclastiques est donc attribué au TST de S3, il se prolonge par un intervalle peu épais de sables et des sables marneux parfois « slumpés ».

Arrêt 2: Venterol

Arrêt 2a: Cimetière de Venterol

- **Panorama depuis la bordure est du Bassin de Valréas sur les séquences de dépôts du Miocène Moyen.**

Ce panorama (Fig. 92) permet de voir les incisions successives des séquences S6 et S7 qui affectent respectivement le sommet des **sables de Valréas** et les **marnes de Saint-Pantaléon**. Il permet aussi d'appréhender transversalement la vallée incisée associée au **conglomérat de Nyons** puis celle associée au **conglomérat à huîtres** et montre ainsi où était localisé le débouché de la paléoAigues c'est-à-dire moins de 4 kilomètres au nord de la vallée actuelle

Arrêt 2b: Venterol Coupe des Etangs (Fig. 93)

- **Analyse des séquences de dépôts du Serravallien moyen-supérieur et du Tortonien**
- **Comparaison des faciès entre cortèges progradants et rétrogradants**
- **Analyse du Remplissage d'une vallée incisée et aggradation continentale finimiocène**

La première phase érosion-comblement du complexe de vallées incisées de Venterol est comblée par le **conglomérat de Nyons** qui présente des évidences marines et des caractères tidaux (bidirectionnalité des courants) entre les décharges torrentielles. On note l'existence de faciès tractifs même au sein des conglomérats dans lesquels abondent les mégarides (*gravel bars*).

L'épaisseur de cette formation est d'environ 50 mètres. Elle est recouverte brutalement par les **Marnes de Saint-Pantaléon** traduisant une submersion rapide; inversement, la diminution de la bathymétrie pendant l'intervalle progradant est très progressive: on passe d'abord par des dépôts hétérolitiques de *shoreface* inférieur qui passe vers le haut à des faciès de plage.

La base de la séquence S7 est marquée par une nouvelle paléovallée au remplissage grésoconglomératique complexe à chenalisation multiples avec de très nombreuses huîtres: le **conglomérat à huîtres** tel que nous l'appelons. Cette nouvelle formation grésoconglomératique repose localement sur le **conglomérat de Nyons**, c'est-à-dire que toutes les marnes de **Saint-Pantaléon** sont érodées. Elle peut être découpée, au moins, en deux para-séquences bien visibles le long de la route des Estangs. L'analyse géométrique de ces dépôts indiquerait qu'il s'agit d'un environnement littoral (Fig. 93) avec des chenaux méandriiformes de marée (*point bars* de hauteur plurimétrique).

Le delta alluvial tortonien du **Conglomérat de Vinsobres** et enfin l'apex de l'incision messinienne du Coriançon vont terminer ce complexe (Fig. 94) de vallées incisées emboîtées. Ce secteur de Venterol correspond donc bien à un débouché fluvial important (paléoAigues) dès le Serravallien supérieur. Une question reste ouverte: le complexe de barres tidales très grossières décrites au nord-ouest de Nyons pour la première fois lors de cette étude et correspondant au TST de S5 peut-il constituer le remplissage d'une première paléovallée? Par corrélation, il correspond au complexe de barres tidales grossières immédiatement sus-jacentes à l'**horizon inférieur des Galets des Banastel** (Fig. 79).

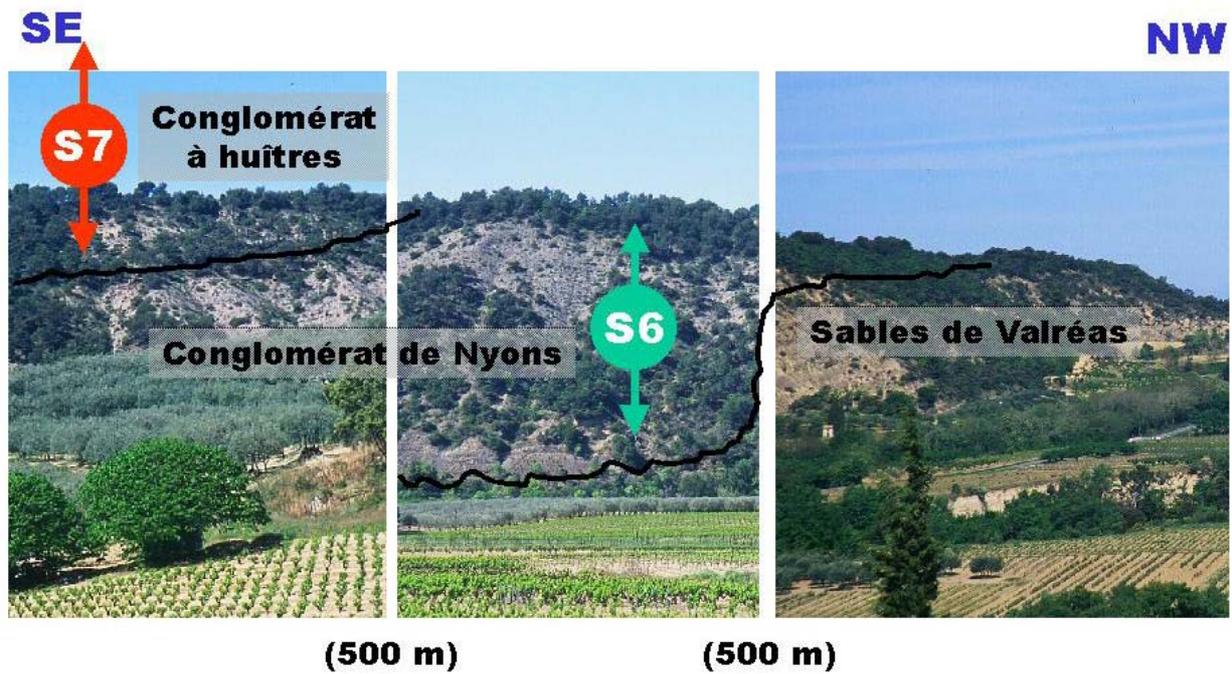


FIG. 92. LE COMPLEXE DES VALLÉES INCISÉES DU MIOCÈNE SUPÉRIEUR DE VENTEROL: LE DÉBOUCHÉ DU PALÉOAIGUES.

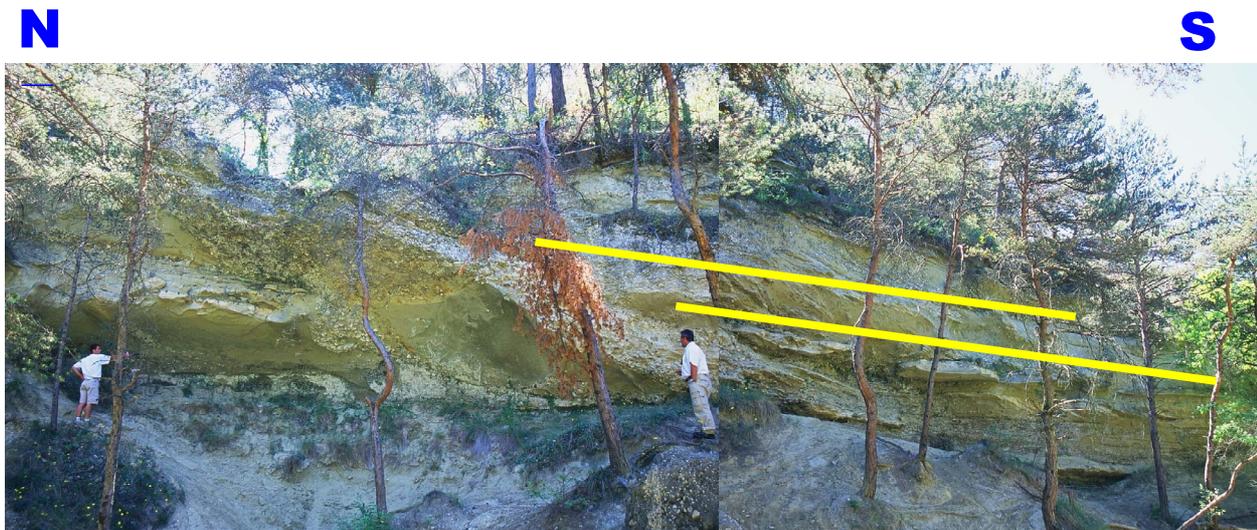


FIG. 93. LE SYSTÈME GRÉSO-CONGLOMÉRATIQUE DE LA BASE DE S7: DES CHENAUX TIDAUX MÉANDRIFORMES

Arrêt 3:

Mirabel aux Baronnies

- **Panorama sur le Piémont Fini Miocène et le Canyon messinien du Coriançon avec son remplissage Pliocène**
- **Introduction à la problématique messinienne du secteur Rhodanien**

Les piémonts continentaux de l'Aygues (Fig. 94) et de l'Ouvèze (Fig. 86) constituent les surfaces morphologiques remarquables dans le paysage des deux côtés de la vallée de l'Aigues. Ces piémonts sont conservés en position d'interfluve par rapport aux incisions quaternaires. Les **conglomérats de Vinsobres** qui constituent les faciès amont de ce piémont passent **au cailloutis de Saint-Restitut** vers l'aval. Ces conglomérats constituent le sommet du cycle régressif continental de 2^{ème} ordre. Ce piémont, adossé aux Chaînes Subalpines, est synchrone de celui du Valensole I, analysé la veille. Bien que les chenaux conglomératiques soient bien développés, ils ne sont jamais amalgamés et sont interstratifiés avec d'épaisses séries de plaine alluviale dans lesquelles abondent les paléosols. Dans le piémont de l'Ouvèze, on trouve même des niveaux d'inondation lacustres entre Rouaix et Villedieu. Par rapport au piémont du Valensole (jour 2), on est ici en présence d'un système fluviatile plus distal et dont le gradient longitudinal est faible. Ceci est conforté par le fait que le piémont actuel est fortement soulevé et basculé. Ce dernier culmine vers Vinsobres à 438m d'altitude auquel il faut déduire 245m de surrection.

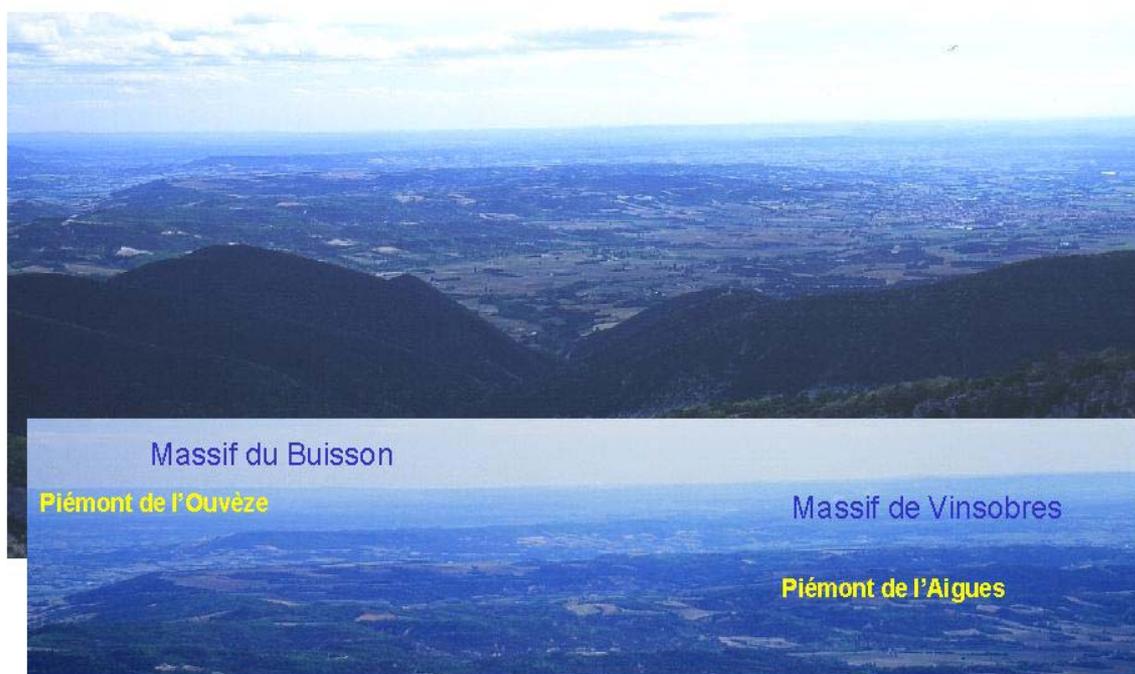


FIG. 94. LES PIÉMONTS FINI-MIOCÈNES DU BASSIN DE VALRÉAS.
La photographie est prise depuis la montagne de la Lance.

On déduit cette valeur de l'altitude de la transition marin/continental du Pliocène dans le Coriançon situé autour de 315m d'altitude pour un niveau de départ vers 4 Ma de 70m NGF; ceci implique que le secteur a été soulevé de l'ordre de 245 m. Cette valeur est à comparer à celle de la région de Villedieu où la même transition marin/continental se situe vers 240 m, donc un soulèvement de 170 m. Ceci implique un gauchissement régional de ce piémont et un gradient de pente initiale très faible puisqu'au débouché de l'Ardèche on note une valeur restaurée de 60 m. Il existe toutefois une seconde incertitude relative à l'altitude initiale du piémont. En effet, il semble que la dissolution en climat méditerranéen puisse résorber facilement 30 m y compris de matériel siliceux. Par conséquent, le piémont originel devait être un peu plus épais que les 200/ 250 m actuellement préservés.

Ce panorama est aussi l'occasion d'observer dans sa partie amont un des plus remarquables exemples d'incision messinienne (Fig. 95) et son remplissage pliocène emboîté à l'intérieur du canyon du Coriançon (Fig. 96).

Ce canyon et son remplissage (Fig. 97b) constituent la partie la plus amont d'un système de rias tributaires du Rhône (Fig. 97). On constate tout d'abord l'emboîtement des séries pliocènes dans le Miocène (Fig. 97b). Ceci a été bien décrit par Ballesio (1972) de qui sont reprises, parfois modifiées, la plupart des figures illustrant cet arrêt. Ce canyon comme les vallées incisées sous-jacentes du Serravallien et du Tortonien associées à la paléoAigues coulait alors localement du Nord vers le Sud avant de s'infléchir vers l'Ouest. Ceci est une nouvelle illustration de la notion d'épigénie d'aggradation au cours du Pliocène supérieur et du Quaternaire. Puisque le point d'entrée des sédiments miocènes était resté stable entre 13,8 Ma et 5,95 Ma tandis qu'il va se déplacer vers le Sud lors de l'aggradation pliocène entre 4 Ma et 2 Ma, l'essentiel devant se faire au Pliocène tout à fait terminal.

On retrouve dans le remplissage et latéralement les principales surfaces repères discutées depuis le début de l'excursion, à savoir la surface d'abandon au sommet des **Conglomérats de Vinsobres**, la surface d'érosion messinienne et la transition marin/continental qui correspond ici à des niveaux saumâtres dit à *Potamides basteroti*, très constants dans la partie aval du système rhodanien.

Sur la dernière figure (Fig. 98), une reconstitution régionale du piémont est proposée.

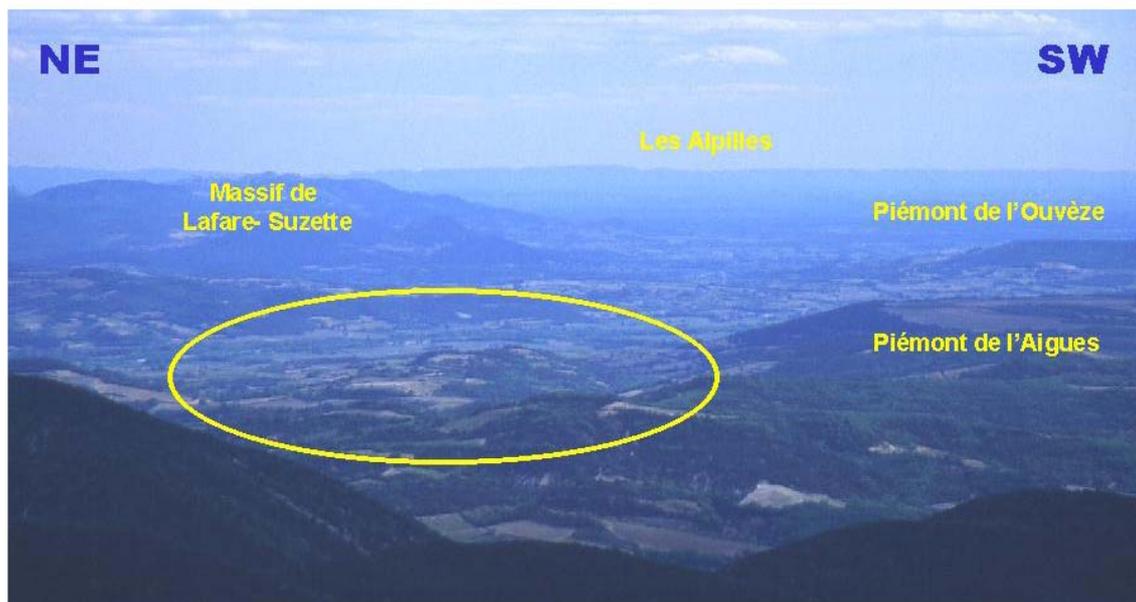


Fig. 95. L'amont de la ria messinienne de l'Aigues dans le secteur du Coriançon: vue de la montagne de la Lance.

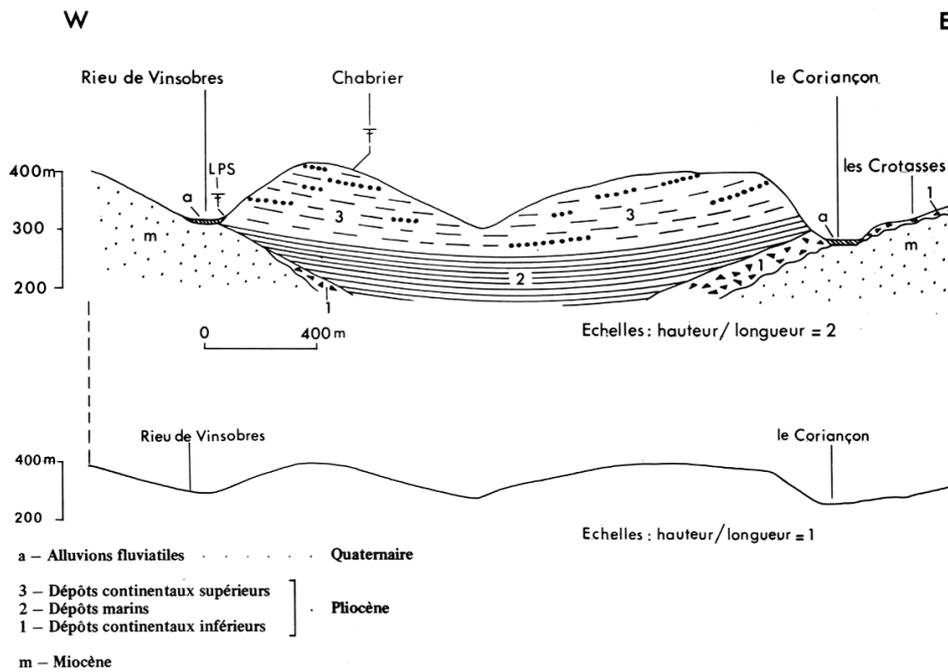
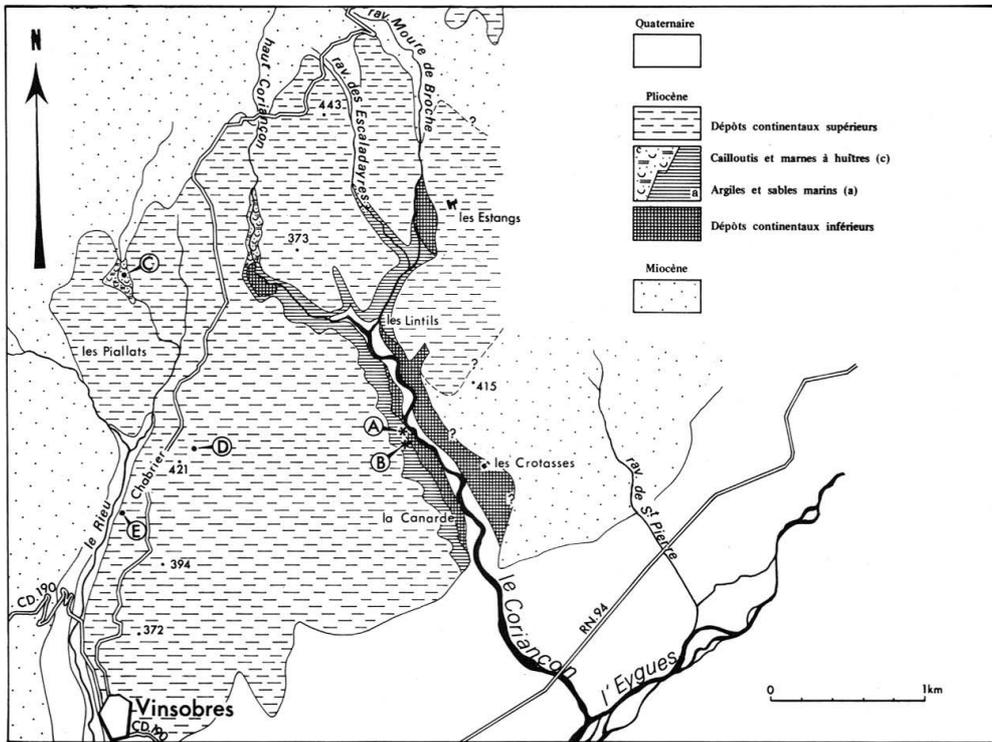


FIG. 96. LE PLIOCÈNE DU CORIANÇON:
A, CARTOGRAPHIE; B, COUPE TRANSVERSALE
DU REMPLISSAGE DE L'APEX DE LA RIA
MESSINIENNE D'APRÈS (BALLESIO, 1972).

Stop 4 a, b, c:

Saint-Restitut D7

- **Analyse d'une coupe historique du Burdigalien inférieur en terme de stratigraphie séquentielle**
- **Stratigraphie séquentielle à haute fréquence**
- **Sédimentologie de faciès et typologie des barres tidales**

Cette coupe de Saint-Restitut est en effet, avec celle des Faluns de Saucats dans le Bordelais, celle à laquelle fait référence Dépéret dans la définition qu'il donne de l'étage Burdigalien en 1893. On dispose sur cette coupe de datations conventionnelles basées essentiellement sur la distribution des lamelibranches, mais on dispose surtout de quelques *grade-datations* récentes (Gourinard *et al.*, 1985)

Cet arrêt a pour but d'illustrer la typologie des barres tidales comblant une vallée incisée et d'analyser l'organisation interne du premier cortège transgressif du Burdigalien (séquence S1) en terme de cyclicités à haute fréquence.

Le massif de Saint-Restitut (Fig. 99) a également la particularité d'être affectée par une tectonique synsédimentaire miocène, notamment anté-Burdigalien supérieur, qui est associée à un chevauchement aveugle et se traduit par des fortes variations d'épaisseur (Fig. 100) des **Marnes de Salles** à la fois par *onlaps* divergents et par troncature sous la limite de séquence de S2.

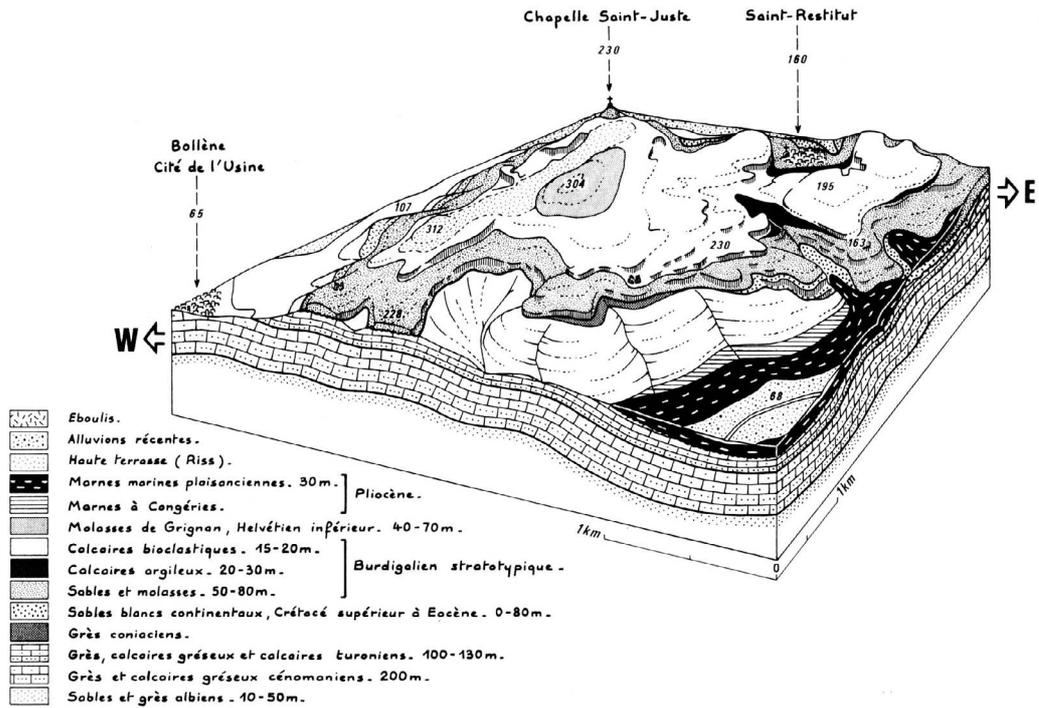
La coupe (Fig. 101) verticale montre 80 mètres de sables à stratifications obliques, **la Molasse verte de Saint-Restitut**, surmontés par moins de 20 mètres de marno-calcaires, les **Marnes de Salles**. Enfin le sommet de la coupe correspond aux dépôts bioclastiques de la **Molasse zoogène de Saint-Paul-Trois-Châteaux** qui constitue le cortège transgressif de la séquence S2.

Organisation interne de la Molasse de Saint-Restitut, typologie des barres tidales

Le complexe de barres tidales qui constitue le cortège transgressif de S1 ou la **Molasse verte de Saint-Restitut** surmonte un conglomérat de base autrefois bien exposé dans la carrière en bas du vallon (Fig. 102) Celui-ci se développe au dessus des sables du Crétacé supérieur (Porthault & Truc, 1974; Malartre, 1993).

On distingue au sein de la **Molasse verte de Saint-Restitut**, à stratifications obliques, quatre grands types de faciès correspondant chacun à un type d'organisation des corps sableux. Les deux premiers types de corps sableux sont associés à des formes transverses par rapport aux paléocourants de marées.

Faciès 1: le plus commun, il est constitué de sables mixtes, moyens à grossiers, voire microconglomératiques, la fraction bioclastique est toujours importante; ils montrent des stratifications obliques tangentielles décimétriques à métriques migrant sur des surfaces faiblement inclinées (Fig. 103). Dans le détail, la régularité est interrompue par des surfaces de réactivation et on note localement une bidirectionnalité marquée des paléocourants; des galets d'argile soulignent certains plans de stratification. Sur les affleurements perpendiculaires, ces stratifications apparaissent comme des festons. Ces ensembles sont recoupés par des surfaces d'érosion. Leur organisation interne peut être comparée aux "**sand waves**" de la classe V et VI de Allen (1980) (Fig. 24). Ils indiquent une faible asymétrie des courants de marée.



Bloc-diagramme de la colline de Saint-Restitut en perspective cylindro-conique.

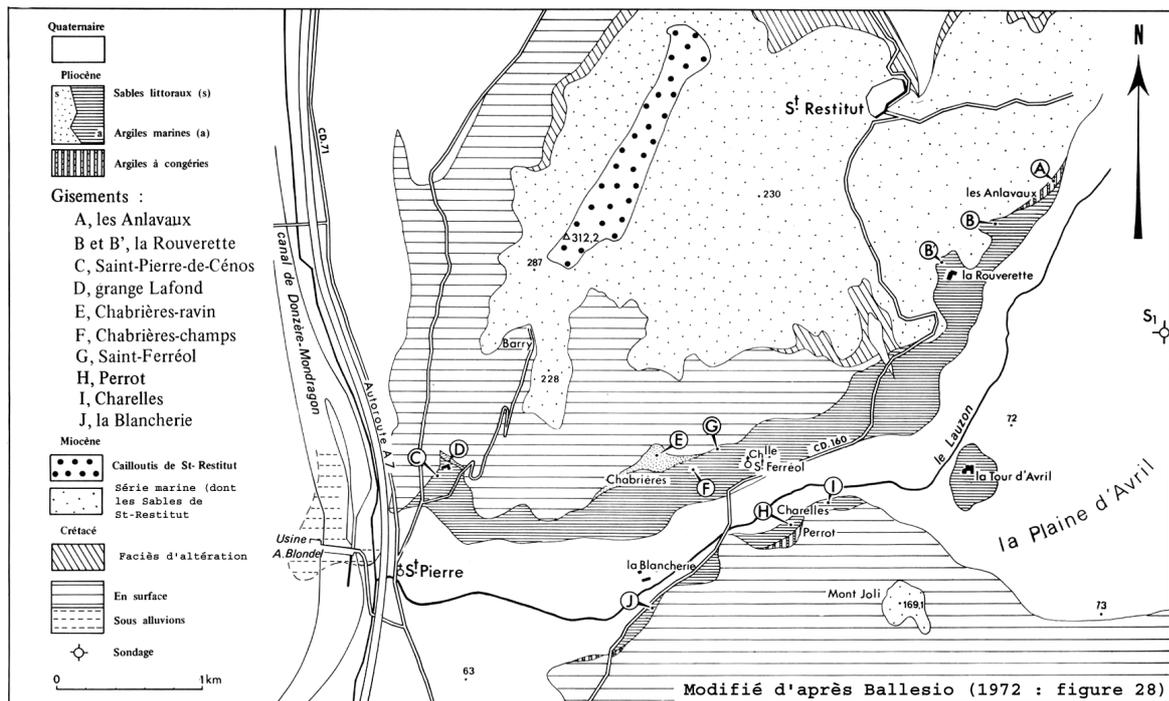


FIG. 99. LE MASSIF DE SAINT-RESTITUT: EN BLOC-DIAGRAMME (NELY, 1978) ET CARTOGRAPHIE DES PRINCIPAUX ENSEMBLES LITHO-STRATIGRAPHIQUES NÉOGÈNES (MODIFIÉ D'APRÈS BALLEZIO, 1972).

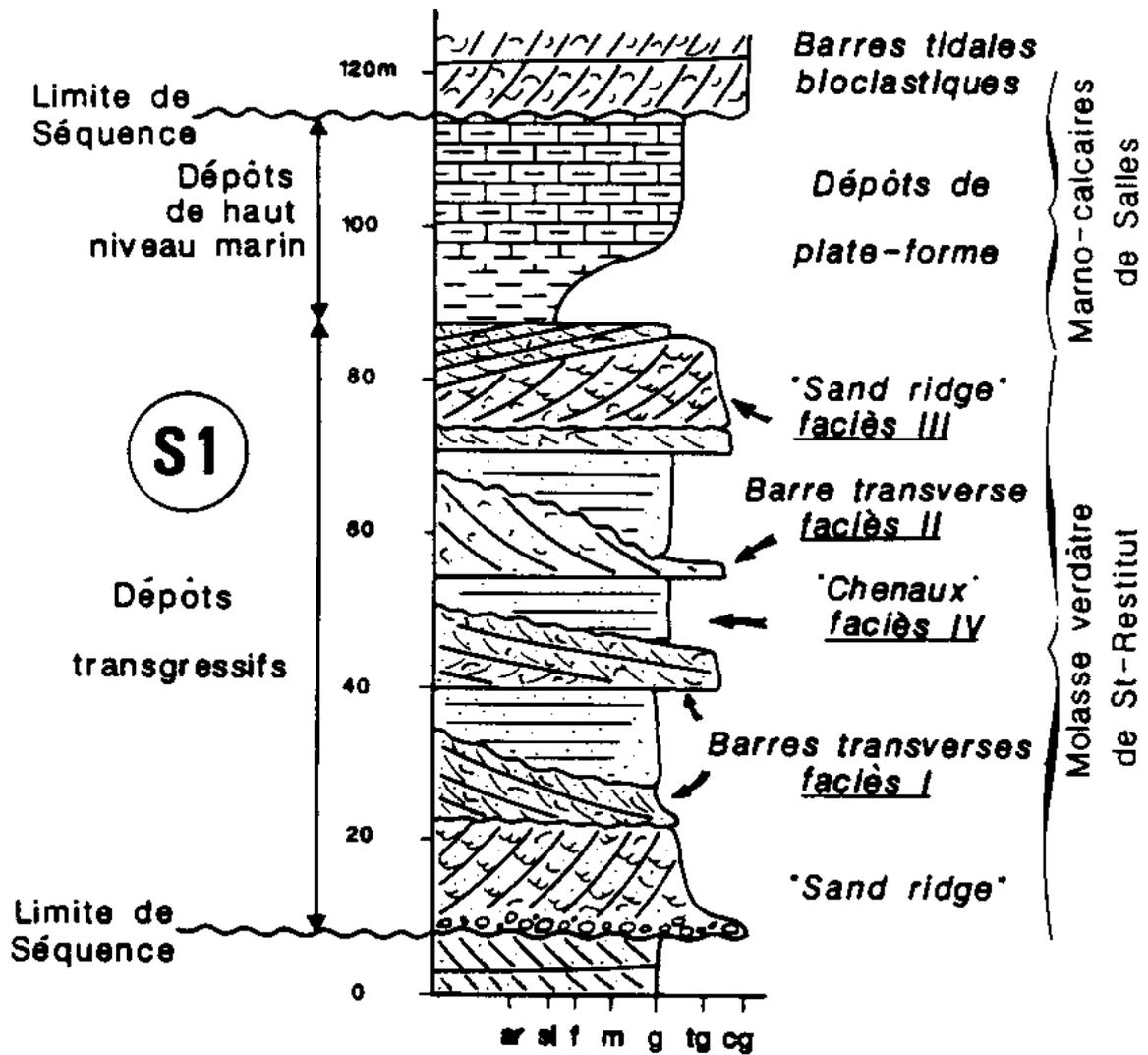


FIG. 101. LA COUPE DU BURDIGALIEN DE SAINT-RESTITUT.

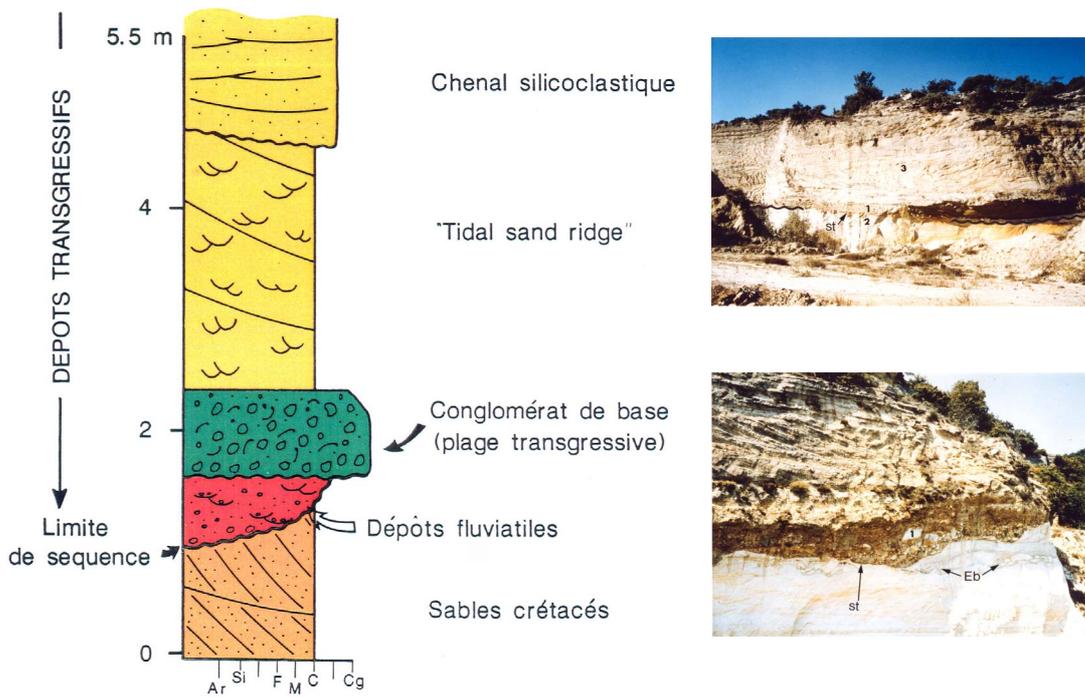


FIG. 102. LA PARTIE BASALE DE LA SÉRIE MIOCÈNE DE SAINT-RESTITUT, STRATOTYPE DU BURDIGALIEN
(photographies prises en 1982).

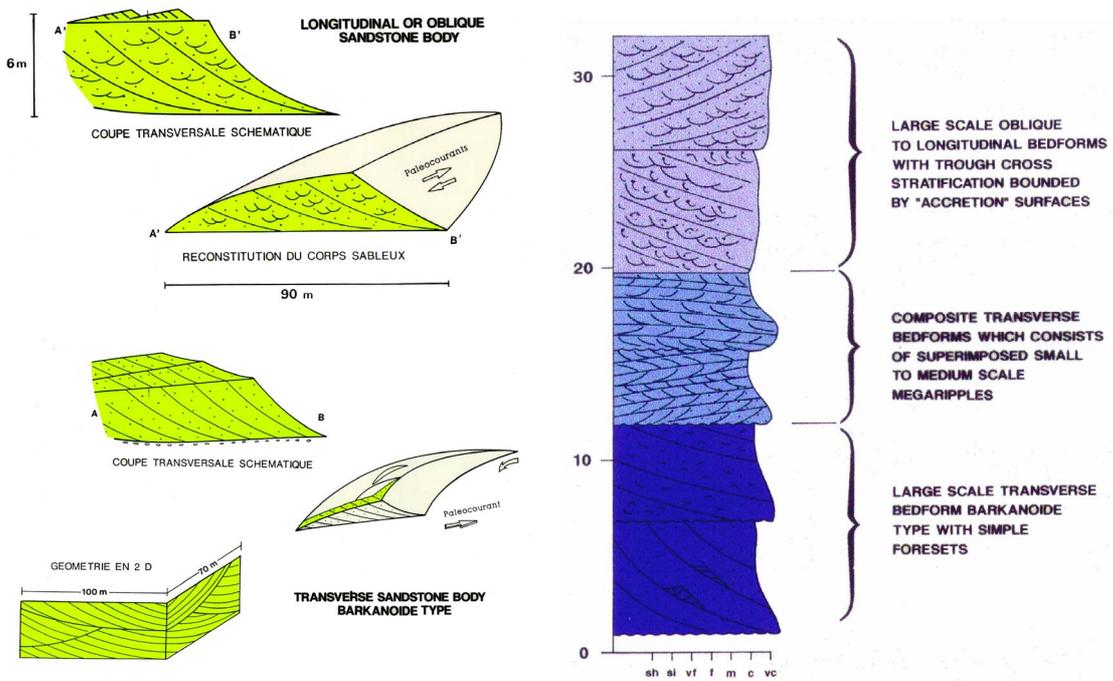


FIG. 103. ARCHITECTURE INTERNE DES PRINCIPAUX CORPS RIDAUX DE LA MOLASSE DE SAINT-RESTITUT: BANCS LONGITUDINAUX, DUNES DE TYPE V-VI ET DE TYPE I-IV.

Faciès II: le second type de faciès se distingue principalement du précédent par la taille des stratifications obliques tangentielles. Elles peuvent dépasser 8 mètres de haut et se caractérisent par un granoclassement accusé dans les *foresets* (Fig. 104). On note la présence de rides de courant subordonné remontant très haut sur les *foresets*. Les corps sédimentaires qui en résultent sont des barres transverses (Fig. 103); ils correspondent aux dunes des classes I et II de Allen (1980) et indiquent une forte asymétrie des courants de marées. Ces corps montrent une direction de progradation homogène vers le Sud avec faible dispersion angulaire des paléocourants.

Faciès III: le troisième type de faciès semble être associé à des formes longitudinales. Le meilleur exemple (Fig. 104) – au sommet de la coupe - montre en section transverse de grandes surfaces obliques inclinées d'une dizaine de degrés vers le Sud, entre lesquelles on observe de petits festons décimétriques indiquant des directions de paléocourants perpendiculaires ou obliques à la direction des surfaces principales. Ce corps sableux est surmontés par un train de mégarides unidirectionnelles migrant vers le Sud. Les surfaces majeures sont interprétées comme des surfaces d'accrétion, puisqu'il existe une obliquité entre les directions des paléocourants et celles de déplacement prédominant du corps sableux.

Le corps sableux migre donc à la fois parallèlement aux paléocourants et transversalement par accrétion latérale. Ce type d'organisation, déjà décrit dans le Protérozoïque de Finlande (Johnson, 1977) ou dans les "Saint Peter Sandstones" (Pryor et Amaral, 1971), pourrait correspondre à celui des *sand ridges* de Mer celtique ou de Mer du Nord. La structure interne de ces bancs, qui demeure mal connue, a été schématisée par Houbolt (1968). Ce type de corps sableux pourrait aussi être assimilé aux barres longitudinales se développant en contexte estuarien mais dont le sommet présente souvent un caractère intertidal.

Faciès IV: le quatrième type de faciès correspond au remplissage de vastes dépressions érosives, d'allongement E-W, par des sables fins à moyens, silicoclastiques d'aspect massif en raison de l'intensité de la bioturbation; une analyse fine révèle cependant la présence de stratifications obliques d'angle faible ou de laminations planes. Ce faciès se retrouve dans trois niveaux distincts fortement chenalisés intercalés au sein des barres tidales (Faciès I, II et III) décrites précédemment et peuvent même se télescoper. Le remplissage de ces "chenaux" s'effectue clairement en *onlap* sur les marges (Fig. 105).

Les relations géométriques entre ces deux types de dépôts (barres et chenaux) impliquent qu'aux phases de progradation des barres tidales transverses ou longitudinales succèdent des phases de creusement des "chenaux" puis de comblement en *onlap* avant la reprise de la progradation. Cette superposition de faciès peut être mise en relation avec les processus autocycliques (divagation latérale du système de dépôts), mais dans le cas de Saint-Restitut, un certain nombre d'arguments nous fait pencher plutôt pour une origine allocyclique.

Il s'agit tout d'abord de la différence dans la composition du matériel (prédominance du silicoclastique dans les chenaux, plus forte concentration du matériel bioclastique dans les barres) et surtout de la superposition sur une même verticale des chenaux qui indique une stabilité spatiale des incisions peu compatible avec l'extrême instabilité des barres tidales. Par conséquent, il existe un diachronisme probable entre les deux types de faciès. Ce diachronisme est probablement associé à une phase de baisse relative du niveau de la mer au cours de laquelle se réalisera le creusement.

Cette organisation est fondamentale car elle revient à introduire à l'intérieur d'un cortège sédimentaire de troisième ordre au sens de Vail *et al.* (1987, 1991) la même logique que celle qui existe au niveau d'une séquence de dépôt d'ordre supérieure mais à l'échelle des *paraséquence-sets* (Van Wagoner *et al.*, 1987).

C'est-à-dire:

- à creuser des chenaux au détriment des barres tidales pendant la phase de chute avec développement potentiel de *Lowstand ST* en aval bassin,
- puis à les combler par des dépôts plutôt dominés vague et déferlement lors de la transgression,
- et enfin à faire prograder les barres tidales en haut niveau marin lorsque les interfluves secondaires sont submergées .

D'abord considérée comme des séquences à haute fréquence complexifiant l'organisation interne du cortège transgressif de la séquence S1 (Lesueur *et al.*, 1988), ces séquences pourraient en fait vraiment correspondre à des séquences de 3^{ème} ordre global et d'origine glacio-eustatique. En effet, d'une part l'ensemble du Néogène est aujourd'hui considéré comme une période glaciaire et d'autre part le Burdigalien inférieur (la longue séquence S1) est maintenant découpée en quatre séquences de dépôts. Ce découpage qui correspond à la nouvelle charte d'Abreu (Hardenbol *et al.*, 1998) est solidement corroboré par la courbe des variations isotopiques de l'oxygène dans différents bassins (Haddad *et al.*, 1998). Ainsi, même dans la coupe stratotypique du Burdigalien, on retrouverait ces séquences de dépôt.

Enfin, c'est encore dans le cortège transgressif du Burdigalien inférieur S1 aussi bien le long de l'étang de Berre que dans la série dilatée du Vélodrome à Digne que se manifestent le mieux les cyclicités à haute fréquence dans ce cortège. Ceci pourrait tendre à généraliser le découpage séquentiel global du Burdigalien inférieur à l'ensemble du bassin rhodano-provençal.

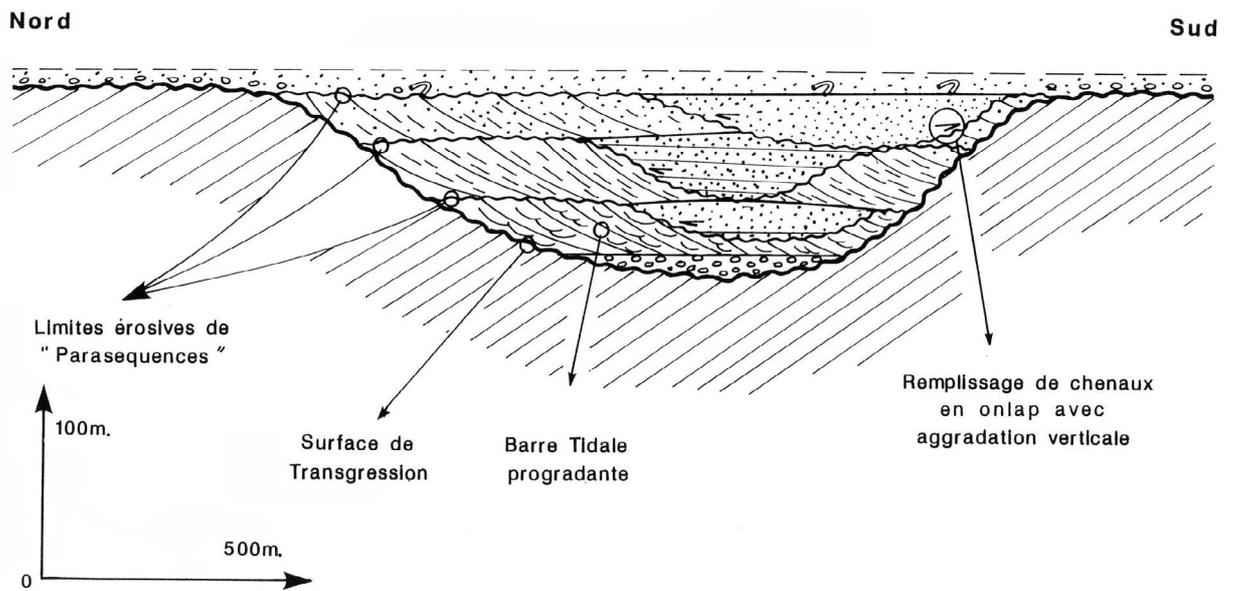
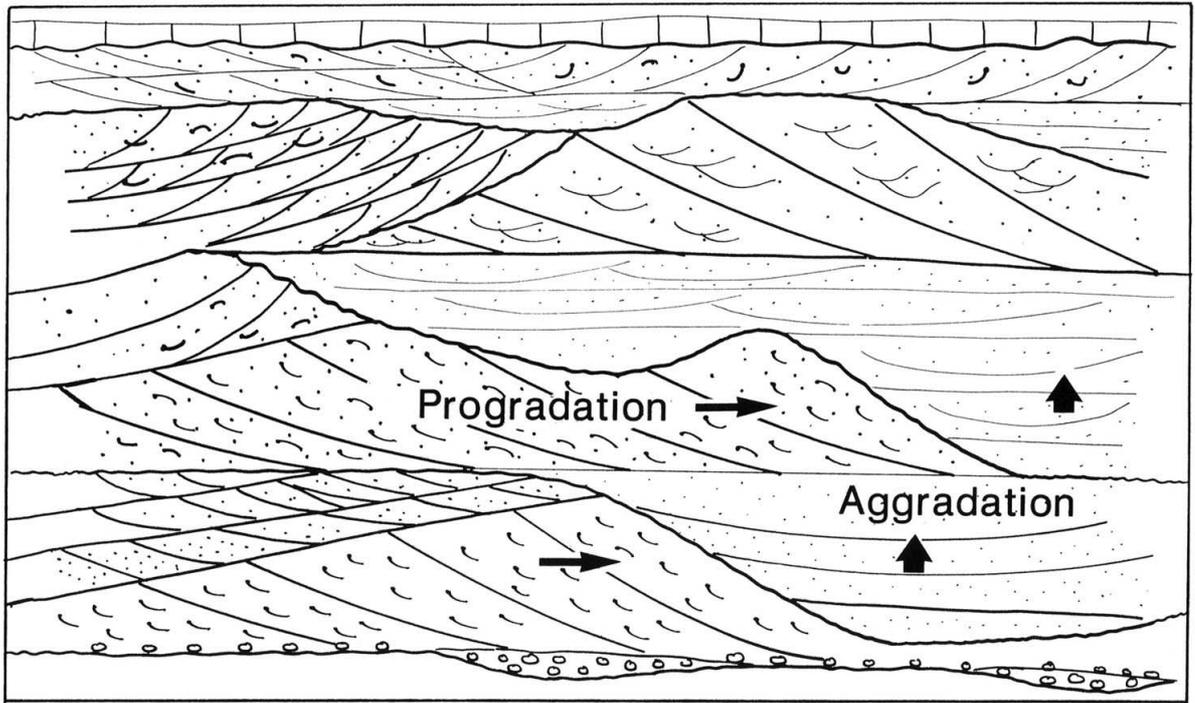


FIG. (106A) MODALITÉS DE FONCTIONNEMENT ET RELATIONS BARRES-CHENAUX

Arrêt 4b: Saint-Restitut /Les Anlavaux

- Le canyon messinien affluent du Lauzon
- Signification des niveaux à Congéries
- Historique du parastratotype du Pontien et liaison avec la Paratéthys

Arrêt 4c: Saint-Restitut Belvédère

- Le cortège progradant du Burdigalien supérieur
Le long du chemin qui conduit au sommet de la butte de Saint-Restitut où affleure le **Conglomérat rhodanien**, on recoupe une série argilo-silteuse d'une quinzaine de mètres. Cette série, repose sur un niveau rubéfié au-dessus des barres tidales bioclastiques de la **Molasse zoogène de Saint-Paul**. Cet horizon est interprété comme le niveau de condensation associée à la surface d'inondation maximale de S2; la série argilo-silteuse, non datée à ce jour, est interprétée comme le cortège progradant de S2 et équivalent aux **Marnes du Prieuré**.
- Le **Conglomérat rhodanien**: son utilisation géodynamique
- Le seuil de Malataverne: sa géométrie surface et en subsurface
- Ré-interprétation des niveaux karstiques ardéchois en fonction de la géodynamique externe

De tous les sous-bassins pliocènes rhodaniens, celui de Pierrelatte est le plus instructif:

- parce qu'il possède les quatre niveaux repères générés par la crise;
- parce que le sondage de Pierrelatte (Demarcq, 1959) a traversé le cailloutis rhodanien au fond du canyon messinien;
- parce qu'il apparaît que le fonctionnement de l'endokarst ardéchois a été piloté par la dynamique rhodanienne lors de la crise (Mocochain, 2001, 2002);
- et enfin parce que les travaux du TGV Méditerranée viennent de livrer une image 3 D du "défilé de Donzère" messinien.

L'une comme l'autre (la surface d'abandon pré-évaporitique d'une part, la surface d'érosion messinienne d'autre part) sont des surfaces isochrones: la première à 5,95 Ma, la seconde à 5,32 Ma. Or, dans le laps de temps qui les sépare, le cailloutis rhodanien a correspondu successivement à chacune de ces deux surfaces séparées par un dénivelé de 580 mètres (Fig. 107).

Si l'eustatisme avait été l'unique moteur de cette incision, la relation géométrique finale entre la surface de départ (surface d'abandon initiale) et la surface d'arrivée (transition marin/continental) eût été la suivante:

- le niveau eustatique de départ était à + 40 NGF auquel il faut ajouter l'élévation du fleuve au droit de Pierrelatte (on retiendra sa valeur actuelle = 60 m). Référencée au 0 actuel, l'altitude de la surface de départ se trouvait donc à +100 NGF.
- le niveau eustatique de retour (+ 80 NGF) nous est fourni par la courbe eustatique (Haq *et al.*, 1987).

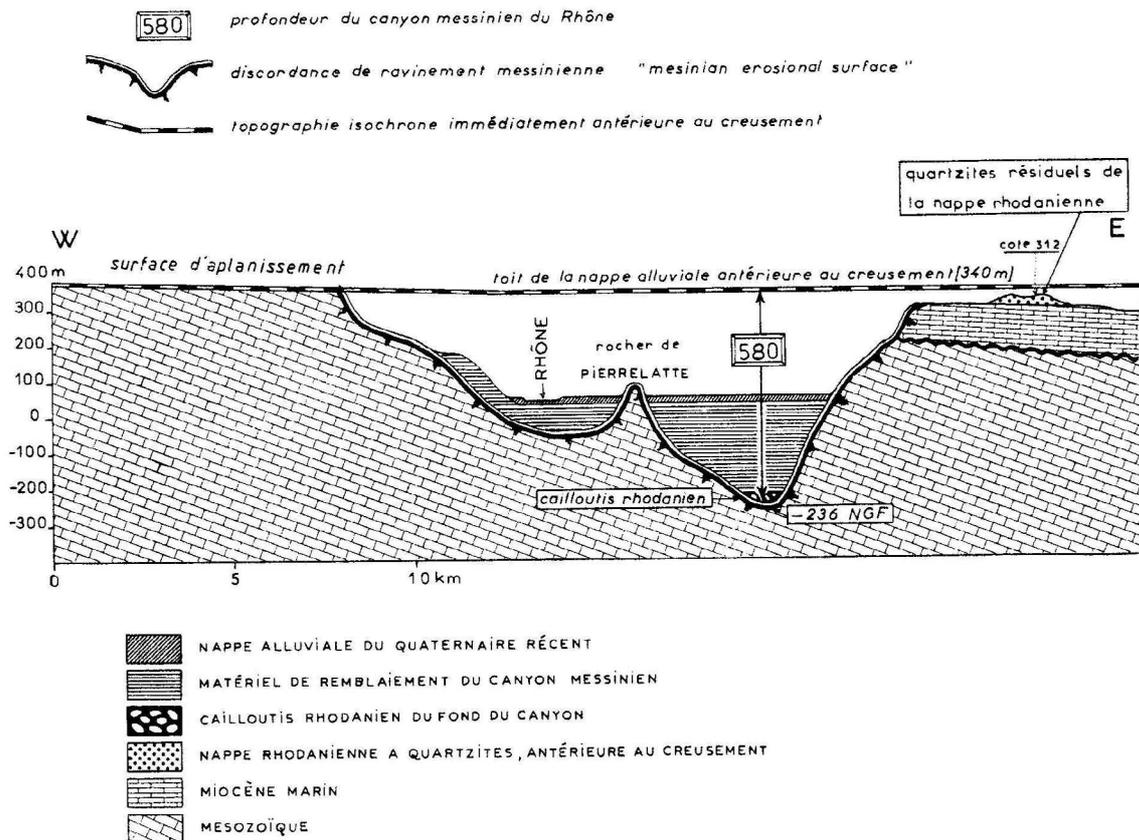


Fig. 107. Le canyon messinien du Rhône au droit de Bollène d'après le sondage S.N.P.A. DP1 Pierrelatte.

Il apparaît donc que le plan d'eau de la ria pliocène se trouvait emboîté d'à peine 20 mètres par rapport à la surface d'abandon initiale. Or l'écart enregistré est de 210 m (340 m pour la nappe rhodanienne restituée de son altération pédologique, 130 m pour la transition marin/continental).

Le site a donc subi, pendant la durée de la crise une surrection de 190 mètres. Cette exacte concomitance et le fait que la phase pllicative tortonnaise était achevée (comme il a été vu en Provence et sur le Front subalpin) nous incite à faire de cette déformation verticale la manifestation en hinterland du rebond isostatique provoqué par le délestage hydrique du bassin méditerranéen.

L'endokarst ardéchois présente deux dispositions apparemment contradictoires:

- d'une part un karst profond ennoyé (Goul de la Tannerie) qui a fait l'objet d'une prospection en plongée jusque vers - 150 mètres (id vers - 100 NGF) révélant sa disposition verticale;
- d'autre part, plusieurs réseaux secs bien inventoriés présentant une disposition sub-horizontale.

Jusqu'ici les réseaux étagés avaient toujours été interprétés comme résultant d'un façonnement *per descensum*.

L. Mocochain (2001, 2002) propose une toute autre interprétation à partir de l'investigation endokarstique des signatures de circulations hydriques (Fig. 108). Le réseau noyé profond (qui rappelle étrangement celui de Fontaine de Vaucluse) serait le réseau messinien en connexion avec le surcreusement du canyon du Rhône tandis que les réseaux horizontaux auraient été façonnés à la faveur des niveaux de stationnement de l'aggradation

correspondant respectivement: à la transition marin/continental puis à la surface d'abandon pliocène à 2 Ma.

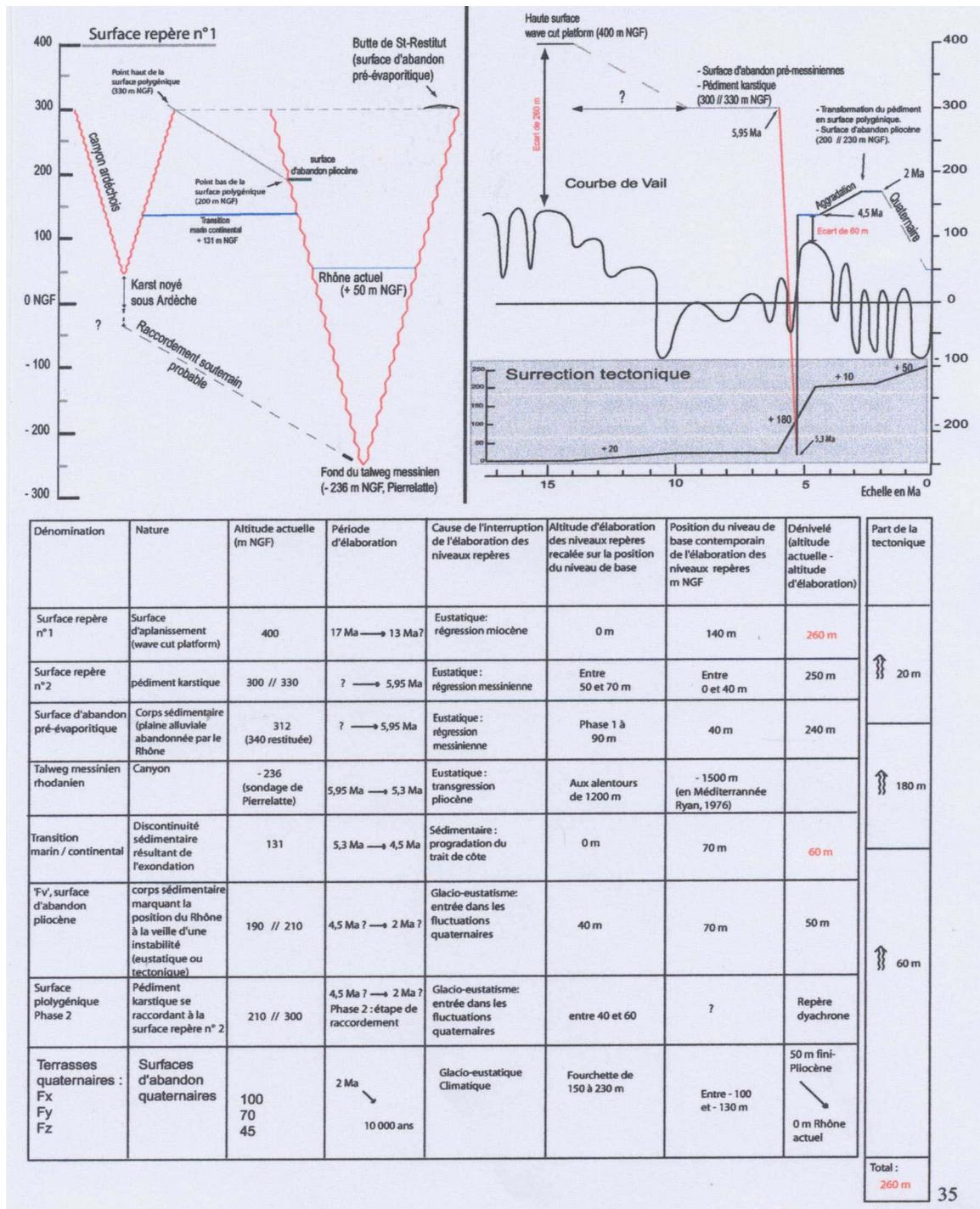
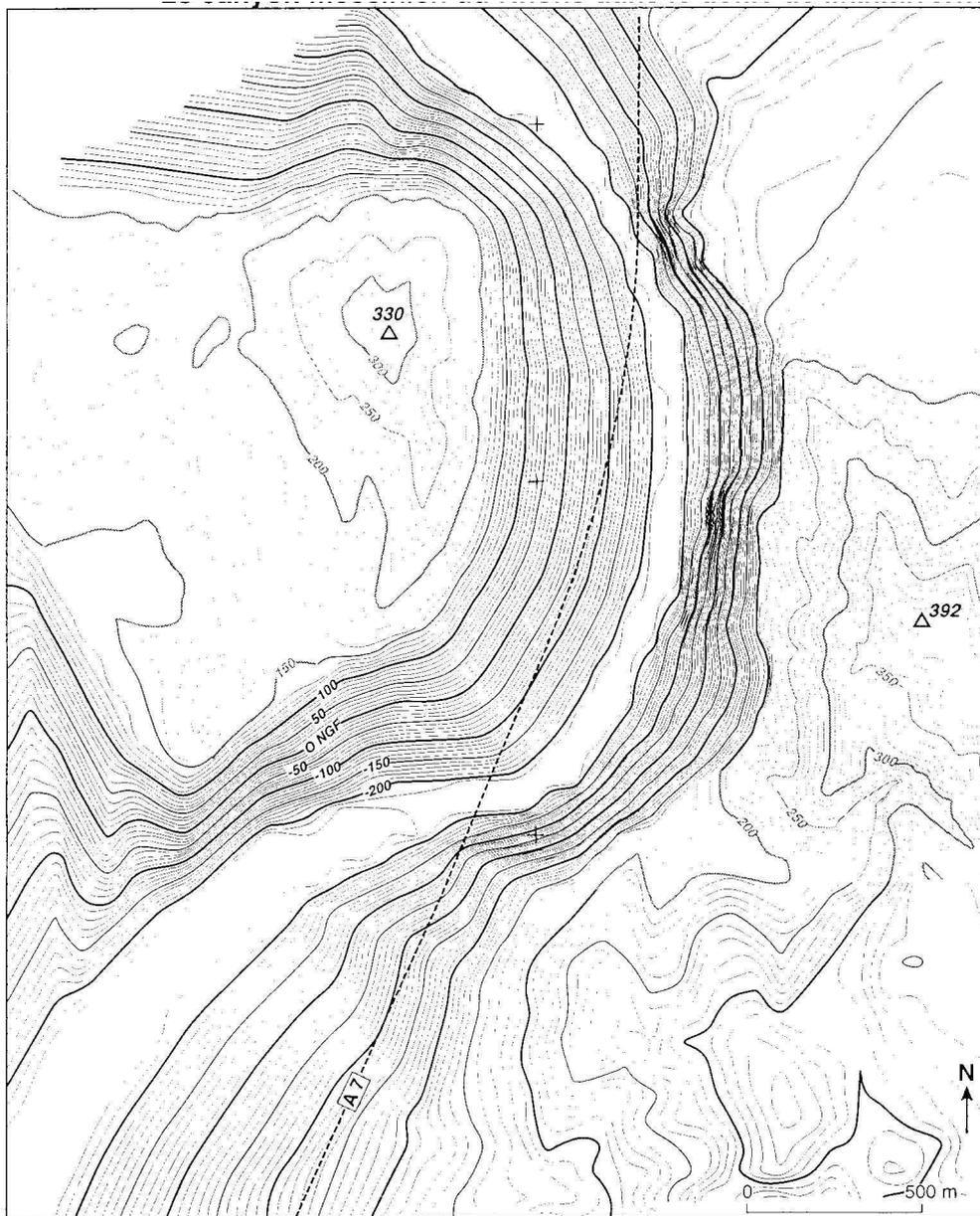


FIG. 108. LES REPÈRES CHRONOSTRATIGRAPHIQUES EN BASSE ARDÈCHE ET EN MOYENNE VALLÉE DU RHÔNE D'APRÈS MOCOCHAIN (2002).

Due aux travaux de reconnaissance préalable du TGV Méditerranée, la Figure 109 complète la panoplie d'informations du bassin de Pierrelatte. Elle fournit une restitution remarquable de la physiographie et de la profondeur du canyon messinien du Rhône dans un substrat carbonaté. Il s'agit de l'équivalent messinien de l'actuel "défilé" de Donzère.



Sources: IGN, SNCF transmis par H. Camus
D.A.O. P. Pentsch, 2002

FIG. 109. LE CANYON MESSINIAN DU RHÔNE DANS LE DÉFILÉ DE MALATAVERNE.

Le site de Saint-Restitut est également célèbre par la présence d'une faune de congéries originaires de la Paratéthys. Ballesio (1972) a démontré que ces faunes se trouvaient dans des

sédiments inscrits dans l'incision dont nous savons à présent qu'elle est messinienne. Elles datent donc du cycle pliocène. Ce résultat, associé à de multiples données obtenues sur le Messinien de Sicile, sur la Formation à Colombacci en Plaine du Pô, et surtout en Paratéthys orientale (Bassin Dacique) laissent aujourd'hui supposer que ce sont des échanges croisés (deux) à haut niveau marin qui se sont opérés juste avant (stade isotopique TG15) et juste après (stade isotopique TG5) la crise de salinité. Ils ont permis l'entrée successive en Paratéthys orientale de nannoflores méditerranéennes, relevant respectivement des zones NN11 (Messinien) et NN12 (Pliocène basal), accompagnées de dinokystes méditerranéens. En échange, ce furent les faunes (congrégies, etc.) et microflores (dinokystes) paratéthysiens qui, par deux fois (au Messinien et au Zancléen) pénétrèrent en Méditerranée. Ces résultats ont conduit à un nouveau concept du Lago Mare qui, désormais, ne peut plus être considéré comme un épisode de déversement des eaux paratéthysiennes dans une Méditerranée asséchée (Hsü *et al.*, 1973), **mais comme un épisode d'échanges à haut niveau marin entre une Méditerranée pleine (juste avant et juste après la crise de salinité) et la Paratéthys orientale** (Clauzon *et al.*, soumis) (Fig. 110 et 111). Un troisième épisode de faciès "Lago Mare" existe dans les forages profonds (DSDP et ODP) méditerranéens et est caractérisé par un développement d'ostracodes; il correspond très vraisemblablement, à l'extrême fin de l'épisode de dessiccation, au développement de conditions d'eau douce (apports fluviaux) postérieurement aux lagunes ultrasalées (Clauzon *et al.*, soumis).

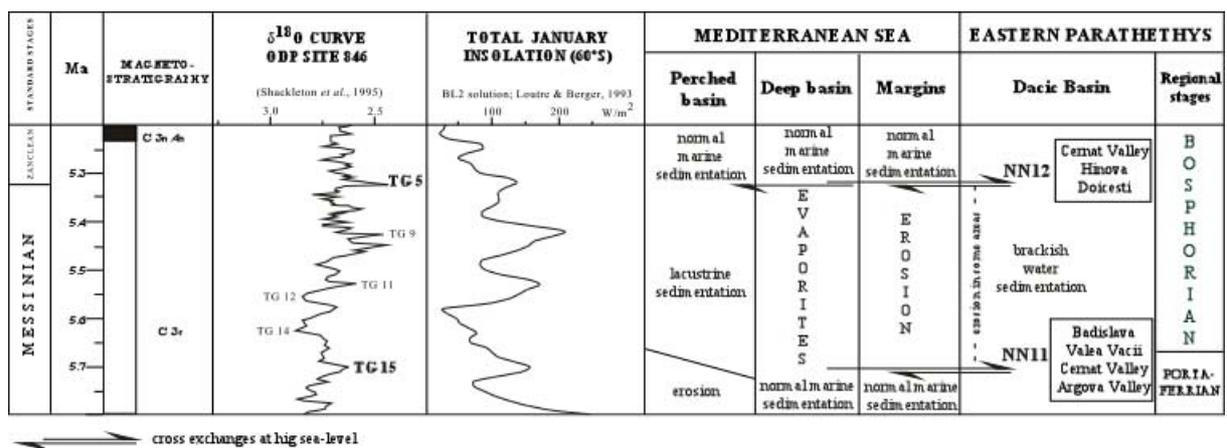


Fig. 110. Echanges à haut niveau marin entre la Mer Méditerranée et le Bassin Dacique au Messinien (stade isotopique TG15) et au début du Zancléen (stade isotopique TG5).

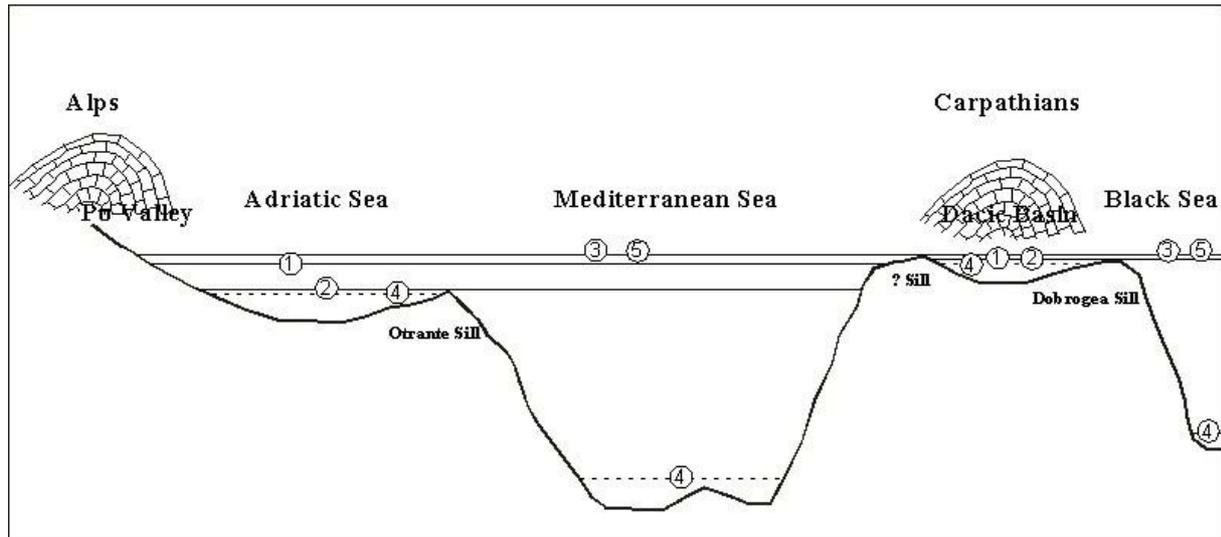


Fig. 111. Chronologie des variations du niveau marin et des échanges à haut niveau marin entre la Mer Méditerranée, la Mer Adriatique et la Paratethys orientale (Bassin Dacique, Mer Noire).

1, à environ 6 Ma; 2, entre 5,9 et 5,8 Ma; 3, à environ 5,7 Ma; 4, entre 5,6 et 5,4 Ma; 5, à environ 5,33 Ma. Les échanges à haut niveau marin seraient intervenus à environ 5,7 Ma (stade isotopique TG 15) et 5,33 Ma (stade isotopique TG 5).

Arrêt 5: Saint-Désirat

Près de 100 km en amont, la confluence du Rhône avec la paléoIsère s'effectuait dans le méandre de Saint-Désirat surimposé dans le granite du Massif Central. Le site, riche des quatre référentiels de la crise, est complété, à l'amont, par le sondage de Péage de Roussillon et, latéralement, par le gisement de grands vertébrés de Saint Vallier. Le premier permet de dater la transition marin/continental et le second (contemporain de celui du Ravin de Cornillet) la surface d'abandon pliocène à 2 Ma.

La vallée affluente (vallée morte pliocène) de la Bièvre-Valloire (Fig. 112) conserve l'emboîtement des piémonts pré-évaporitique et fini-pliocène du Bas Dauphiné. Ces morphologies fossiles autorisent la restitution de l'évolution géodynamique de l'avant-pays subalpin depuis la régression marine miocène. On peut également (Fig. 113), comme à Saint-Restitut, y mesurer la surrection contemporaine de la crise: 90 mètres.

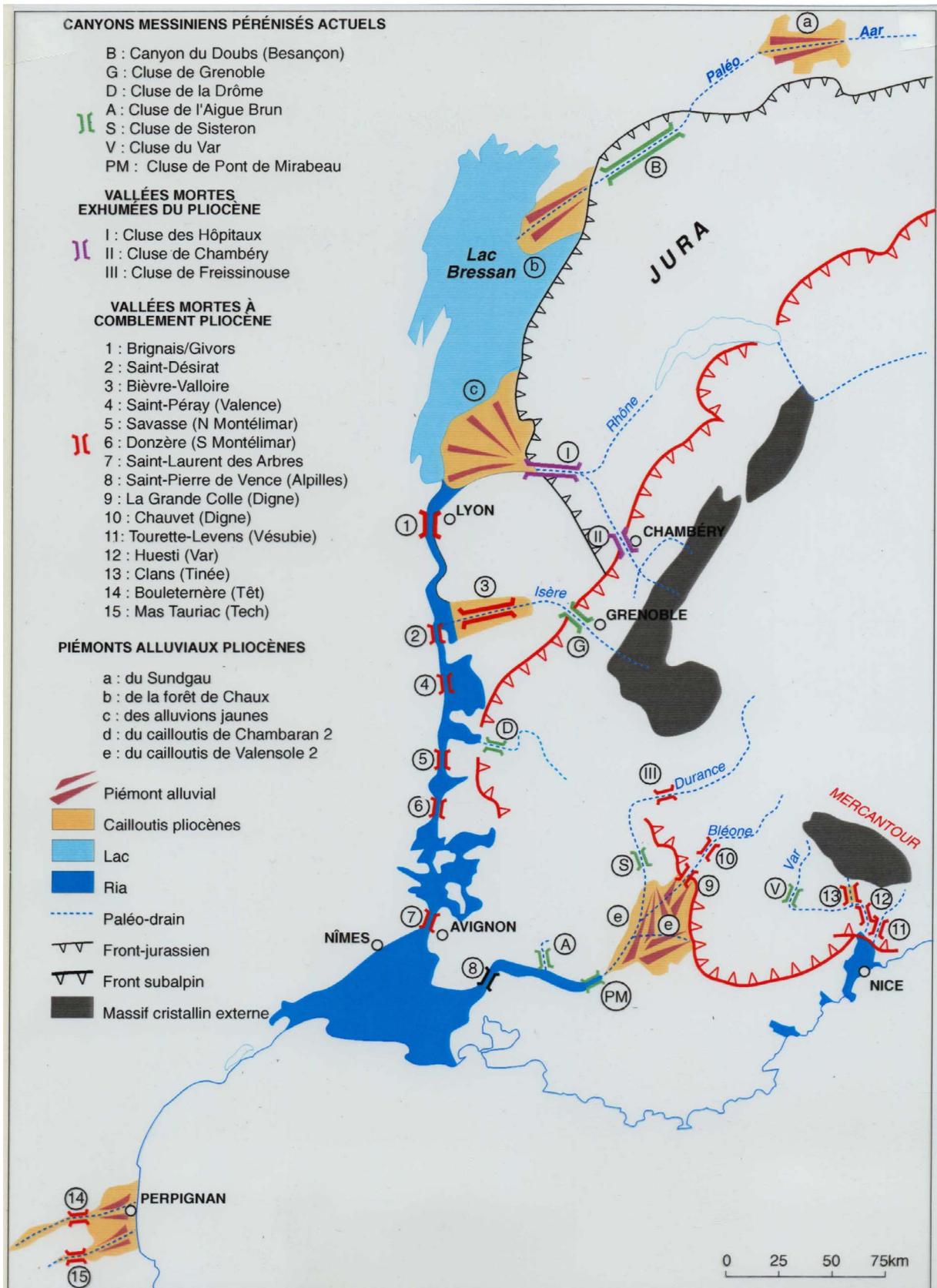


FIG. 112. PALÉOGÉOGRAPHIE MESSINO-PLOCÈNE DU SUD-EST FRANÇAIS.

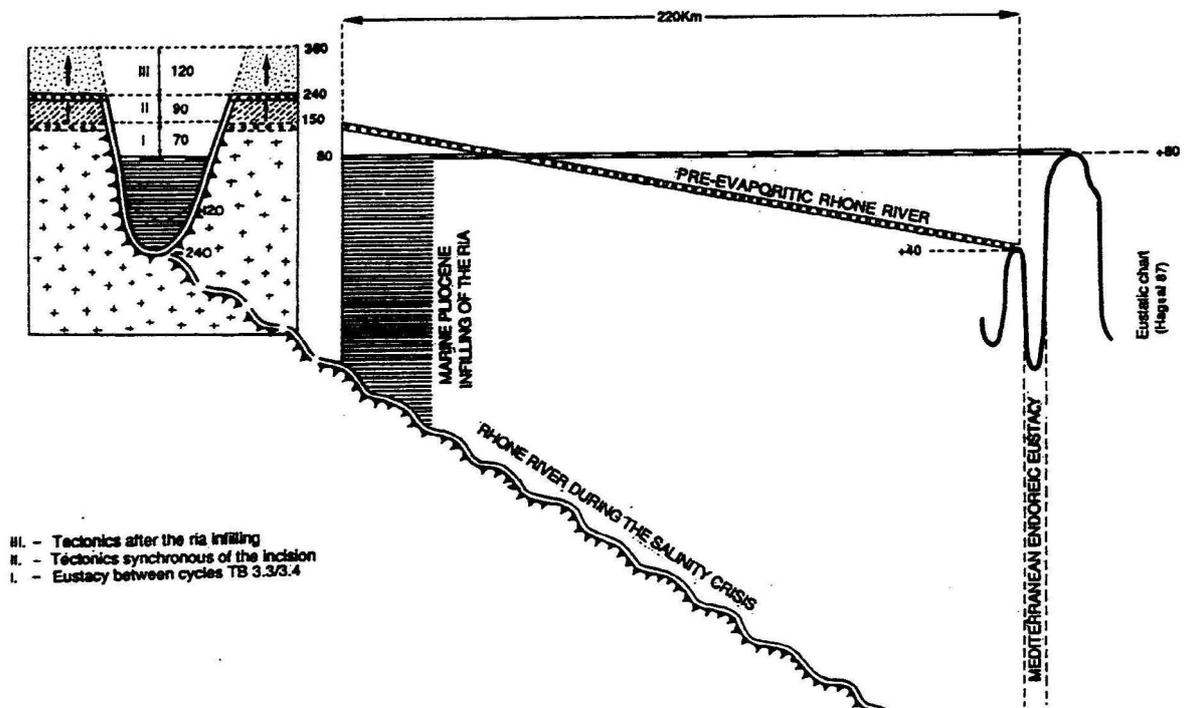


FIG. 113. MESURE DE LA SURRECTION CONTEMPORAINE DE LA CRISE DE SALINITE DANS LA VALLÉE DU RHÔNE

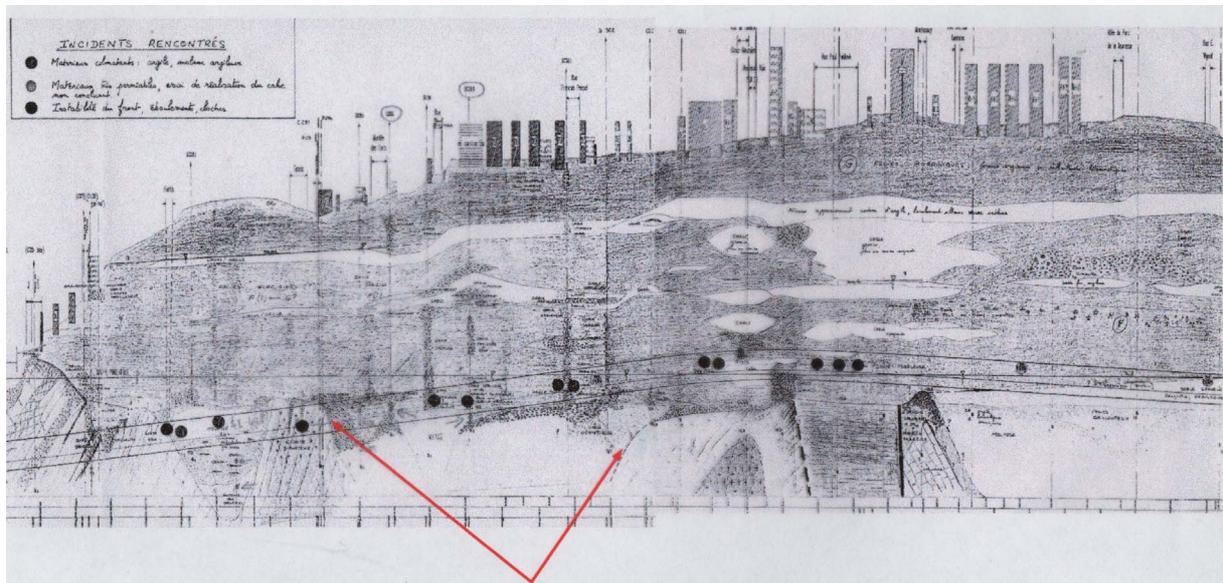


FIG. 115. LE CANYON MESSINIEN DU RHÔNE TRAVERSÉ À LYON PAR LE TUNNE ROUTIER TEO.

ORIENTATION BIBLIOGRAPHIQUE

- Aguilar J.-P. et Clauzon G., 1982. Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 293 : 309-314.
- Aguilar J.-P., Clauzon G. et Michaux J., 1989. La limite Mio-Pliocène dans le Sud de la France d'après les faunes de rongeurs ; état de la question et remarque sur les datations à l'aide des rongeurs. *Bol. Soc. Paleontol. Ital.*, 28, 2-3 : 137-145.
- Aguilar J.-P., Clauzon G. et Michaux J., 1999. Nouveaux cricétidés (*Rodentia, Mammalia*) dans le Miocène moyen de la région de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). Systématique, Biochronologie, Corrélations. *Palaeontographica*, sér. A, 253 : 1-28.
- Aguilar J.-P., Dubar M. et Michaux J., 1982. Nouveaux gisements à rongeurs dans la formation de Valensole: La Tour près de Brunet, d'âge miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange près de Villeneuve, d'âge pliocène moyen : implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. 2, 295 : 745-750.
- Aguilar J.-P., Lluzasky, de Goers de H., Maluski H., Michaux J. et Welcome J.-L., 1996. MN3 Fossils mammals bearing locality of Beaulieu (France: Biochronology, radiometric dating and lower age limit of the early Neogene renewal of the mammalian fauna in Europe. *Newletter*, 34, 3: 177-191.
- Allen J. R.L., 1963. The Classification of Cross-stratified Units, with Notes on their Origin – International Association of Sedimentology, 2: 93-114
- Allen J.R.L., 1980. Sand Waves: A Model of origin and Internal Structure. *Sedim. Geol.*, 24, 4: 281-328.
- Allen P.A. et Homewood P., 1984. Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, 31, 1: 63-81.
- Allen P.A. et Bass J.P., 1993. Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhône-Alps Region, Eastern France: implications for basin evolution. *Eclogae geol. Helv.*, 86, 1: 121-172.
- Allen P.A., Mangee-Rajetzky M., Matter A. et Homewood P., 1985. Dynamic palaeogeography of open Burdigalian sea-way. Swiss Molasse Basin. *Ecl. Geol. Helv.*, 79: 351-381.
- Anglada R., 1972. Etude des petits Foraminifères. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, sér. 2, sect. 1, 4: 29-35.
- Anglada R. et Colomb E., 1975. Miocène. In “notice explicative de la feuille de Carpentras, carte géologique de la France à 1: 50 000”: 12-13.
- Anglada R., Gourinard Y., Lesueur J.-L. et Rubino J.-L., 1986. Les Séquences de Dépôt du Burdigalien et du Langhien de Basse Provence (Littoral de la Nerthe et Région des Etangs). Livret Guide d'Excursion, 34 p.
- Arnaud C., Monleau M. *et al.*, 1988. Le Burdigalien et le Langhien de Provence occidentale (Bouches du Rhône): nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. 2: 779-784.
- Ballesio R., 1972. Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 53, 333 p.
- Balme C., Clauzon G., Denis M., Dubar M., Gigot P., Guendon J.-L., Legal S., Liouville M., Masse J.-P., Moutier L., Nicod J., Philippe M., Salesse E. et Triat J.-M., 1998. *Découverte géologique du Luberon*. BRGM (édit.), 180 p.
- Bartek L.R., P.R. Vail, J.B. Anderson, P.A. Emmet ET Wu S., 1991. Effects of Cenozoic Ice Sheet Fluctuations in Antarctica on the Stratigraphic Signature of the Neogene. *Journ. Geophys. Res.*, 96: 6753-6778.
- Baulig H., 1928. *Le Plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne*. Paris, A. Colin, 590 p.
- Baumard B., 2001. *Analyse et compréhension d'une crise majeure: la crise de salinité messinienne. Etude d'impacts, rôle de la lithologie, datations et déformations*. Thèse, Univ. Paris 6, 230 p.

- Beaudouin B., Accarie H., Berger E., Clauzon G., Cojan I., Haccard D., Mouroux B., Mercier D., 1993. La crise messinienne dans le domaine rhodanien: modalités et cadre chronologique. Rapport ANDRA-Armines, 7, 44 p.
- Beaudouin B. et Gigot P., 1971. Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux dans la molasse marine miocène de Digne, Basses Alpes (France). *Sedimentology*, 17: 241-256.
- Beaufort L., Bruneau J., Grepin A. et Jullian Y., 1954. Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *Bull. Soc. géol. France*, 6, 4, 175-184.
- Berggren W. A., Kent D. V., Swisher III C.C. et Aubry M.-P., 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. SEPM Spec. Publ., 54: 129-212.
- Bessedik M., 1985. *Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie*. Thèse, Univ. Montpellier 2, 162 p.
- Besson D., 2000. Analyse géométrique quantitative d'un système de vallées incisées: les paléovallées à remplissage miocène de Saumane et Fontaine-de-Vaucluse. D.E.A. Méth. Quant. et Modélisation des Bassins Sédimentaires. E. N. S. Mines de Paris, 60 p.
- Besson D. et Parize O., 2001. Les paléovallées miocènes de long de la faille de la Durance. E. N. S. Mines de Paris, 35 p.
- Besson D., 2002. Stratigraphie isotopique Sr dans le Miocène rhodanien.
- Besson D. Parize O. et Rubino J.-L., 2001. Les paléovallées incisées du Miocène Casper USA.
- Bialkowski A., Cojan I. et Renard M., 2002. Stable isotopes from carbonate paleosols as palaeoenvironmental and stratigraphic tools. Examples from the Digne Basin, South-eastern France. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, soumis.
- Blanc P-L., 2002. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait : assessing the size of a Cataclysm. *Geodin. Acta*: sous presse.
- Blow W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal Biostratigraphy – Bronnimann P. & Renz H.H., eds, Proc. of the first intern.conf. on planktonic microfossils (Geneva, 1967), Leiden E.J. Brill.: 199-241.
- Baubron J.-C., Donville B, Magné J. et Wallez M.-J., 1975. Datation absolue du volcanisme de Beaulieu (Bouches du Rhône) France Conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc géol. France*, sér. 7, 17, 5: 773-776.
- Cahuzac B., Turpin L. et Bonhomme P., 1997. Sr isotope record in the area of the lower Miocene historical stratotypes of the Aquitaine basin (France). In "Miocene Stratigraphy, an integrated approach", Montanari et al. (édit.): 33-56.
- Campbell C.V., 1967. Lamina, Laminaset, Bed and Bedset. *Sedimentology*, 8: 7-26
- Carannate G., Estaban M., Milliman J.D. et Simone L., 1988. Carbonate Lithofacies as Paleolatitude Indicators : Problems and Limitations. *Sedimentary Geol.*, 60: 333-346
- Carbonnel G., 1969. Les ostracodes du Miocène rhodanien. *Docum. Lab. Géol. Fasc. Sci.*, Lyon, 32: 469.
- Casagrande L., 1989. Évolution tectono-sédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône). *Géol. France*, 3: 13-20.
- Charlet V., 2002. Elaboration de cartes de paléovégétation du Pliocène en région nord-ouest méditerranéenne. DEA Paléontologie et Environnements Sédimentaires, Univ. Lyon 1, 45 p.
- Cita M.B. et Ryan W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Mar. Geol.*, 27, 3-4, 193-365.
- Champion C., Choukroune P. et Clauzon G., 2000. La déformation post-miocène en Provence occidentale. *Geodin. Acta*, 13: 67-85.
- Chevalier J.-P., 1961. Recherche sur les madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale - Atlas paléontologique. *Mém. Soc. géol. France*, sér. A, 93, 560 p.
- Clauzon G., 1975. Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Ac. Sci. Paris*, sér. D, 280: 2433-2436.
- Clauzon G., 1978. The Messinian Var canyon (Provence, Southern France): Paleogeographic implications. *Marine Geol.*, 27: 231-246.

- Clauzon G., 1979. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29, 1-2: 15-40.
- Clauzon G., 1981. Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne française au Miocène supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 293: 309-314.
- Clauzon G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "dessicated deep-basin model" (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 24, 3: 597-610.
- Clauzon G., 1982. La mise en place au Pléistocène inférieur (Villafranchien supérieur) du Front subalpin sur la bordure sud-orientale du bassin de Digne-Valensole: incidences géodynamiques. Coll. "Le Villafranchien méditerranéen", Lille: 145-169.
- Clauzon G., 1984. Evolution géodynamique d'une montagne Provençale et de son Piémont: Exemple du Lubéron (Vaucluse, France). *In* Colloque "Montagnes et Piémonts", R.G.P.S.O., 1, Toulouse: 427-442.
- Clauzon G., 1988. Evolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron / Basse-Durance (Provence, France): une mégaséquence régressive de comblement d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. 2ème Coll. sur le détritisme dans le SE de la France (Chambery, 1987). *Géologie Alpine*, Mém. h.s., 14: 215-226.
- Clauzon G., 1989. Un exemple de régularisation accélérée d'une côte à rias: le littoral méditerranéen français au Pliocène inférieur. Coll. G.F.G. "Les Littoraux", *Bull. Centre Géomorphologique de Caen*, 36:, 239-242.
- Clauzon G., 1992. Mise en évidence et quantification des déformations "ponto-plio-quadernaires" grâce aux marqueurs séquentiels tributaires de la crise de salinité messinienne: l'exemple du Midi méditerranéen français. Coll. AGSO/GFG "La quantification en Géomorphologie", Bordeaux, p. 10.
- Clauzon G., 1996. Limites de séquences et évolution géodynamique. *Géomorphologie*, 1: 3-22.
- Clauzon G., 1999. L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma. *Et. Géogr. Phys.*, 28: 33-44.
- Clauzon, G., Aguillar, J.-P. & Michaux, J. (1989). Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen français. *Bull. Soc. géol. France*, 5-2: 361-372.
- Clauzon G., Aguillar J.-P. et Michaux J., 1987. Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 305, 2: 133-137.
- Clauzon G., Puig J.-M. et Guendon J.-L., 1997. Manifestations karstiques induites par le creusement messinien: exemples rhodano-duranciens. Livret guide de l'excursion AFK du 1er octobre 1997. 33 p.
- Clauzon G. et Robert C., 1984. La sédimentation argileuse du Miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron / Basse-Durance (Provence-France): implications paléogéographiques. *Paléobiol. Cont.*, 14, 2: 205-224.
- Clauzon G. et Rubino J.-L., 1989. Les Gilbert deltas du Midi méditerranéen français. un mode de remblaiement des rias pliocènes. - 2° Congrès Français de sédimentologie, Paris, 11/89, livre des résumés, *Mémoire ASF*, 10: 73-74.
- Clauzon G. et Rubino J.-L., 1990. Le contrôle eustatique (successivement endoréique puis universel) de la création et du fonctionnement des bassins pliocènes du Midi méditerranéen français. 32ème Congr. C.I.E.S.M., Perpignan, Rapports, 32, 1, p. 94.
- Clauzon G. et Rubino J.-L., 1990. Eustatic control of Pliocene Mediterranean basin morphology and basin filling by Gilbert type fan deltas. 9^{ème} Congr. R.C.M.N.S., "Global events and Neogene evolution of the Mediterranean", Résumés, Barcelone, p. 99-100.
- Clauzon G. et Rubino J.-L., 1992. Large scale marine Pliocene Gilbert deltas around the Mediterranean Sea : a consequence of Messinian fluvial over-incision rather than tectonics. 12ème Regional Meeting IAS, Bergen, résumés, p. 19.

- Clauzon G. et Rubino J.-L., 1996. Utilisation de marqueurs morphologiques et stratigraphiques messiniens et pliocènes pour la restitution de l'évolution géodynamique des 7 derniers millions d'années : l'exemple du Var (Alpes-Maritimes, France). Réunion ASF/SGF "Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques", Guillocheau F. et Brun J.-P. (édit.), résumés, p. 14-15.
- Clauzon G., Rubino J.-L. et Savoye B., 1995. Marine Pliocene Gilbert type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. IAS-16 th Regional Meeting of Sedimentology, Field Trip Guide Book, Publ. ASF, 23, p. 144-222
- Clauzon G., Rubino J.-L. et Suc J.-P., 1996. Les rias pliocènes du Var et de Ligurie: comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Livret-Guide de l'excursion GFEN/GFG (6/8 septembre 1996), 44 p.
- Clauzon G., Suc J.-P., Gautier F., Berger A. et Loutre M.-F., 1996. An alternate interpretation of the Messinian Salinity Crisis: controversy resolved ? *Geology*, 24, 4: 363-366.
- Clauzon G., Suc J.-P., Popescu S.-M., Marunteanu M., Rubino J.-L., Marinescu F. et Jipa D., soumis. Influence of the Mediterranean Sea eustasy over the Dacic Basin (Eastern Paratethys) in the Late Neogene. *Basin Research*.
- Clifton, 1976. Wave formed sedimentary structures – a conceptual model. In "Beach and nearshore sedimentation" Davis Jr. R.A. et Ethington R.L. (édit.), *Spec. Publ. Soc. Paleont. Miner.*, 24: 128-146.
- Colomb E., 1965. Etude stratigraphique et sédimentologique des terrains d'âge miocène des bordures nord et ouest de l'étang de Berre. D.E.S Faculté Sci. Marseille, 71 p.
- Colomb E. et Roux R.-M., 1978. La Crau. Données nouvelles et interprétations. *Géol. Méditer.*, 5, 3: 303-324.
- Colomb E. et Roux R.-M., 1978. La Crau, histoire plio-pléistocène. *Méditerranée*, 58, 3: 31-42.
- Combaluzier C., 1932. Le Miocène de la Basse Provence. *Bull. Carte géol. France*, 35-182, 50 p.
- Couëffé R., Tessier B., Gigot P. et Beaudoin B., 2001. Le temps préservé sous forme de sédiments : résultats semi-quantitatifs obtenus dans la Molasse Marine miocène du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence, sud-est de la France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332: 5-11.
- Crumeyrolle Ph., Rubino J.-L. et Clauzon G., 1991. Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. In "Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level changes at active margins", Macdonald D.I.M. (édit.) *Int. Ass. Sediment.*, spéc. publ., 12: 373-390.
- Dalrymple R.W., 1992. Tidal depositional systems. In "Faciès models - response to sea level change", Walker R.G. et James N.P. (édit.), Geol. Assoc. Can., Geoscience Canada reprint Series, Geotext, 1: 195-218.
- Debard E., Faure M. et Guérin C., 1994. Stratigraphie du gisement villafranchien moyen de Saint-Vallier (Drôme). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 318: 1283-1286.
- Demarcq G., 1960. Observations à propos de la série pliocène du sondage de Pierrelatte (Drôme). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 250: 4013-4015.
- Demarcq G., 1959. Essai stratigraphique sur le Miocène des bassins de Carpentras, d'Avignon et de Camargue. *Ann. Hebert et Haug, Trav. Lab. géol. Fac. sci. Univ. Paris*, 9: 91-104.
- Demarcq G., 1970. Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 61: 257 p.
- Demarcq G., 1986. Relations géodynamiques et paléogéographiques entre les domaines rhodano-provençal et tyrrhénien au Miocène. – *Giorn. Geologia*, sér. 3, 48, 1-2: 77-84.
- Demarcq G., Magné J., Anglada, R. et Carbonnel G., 1974. Le Burdigalien stratotypique de la vallée du Rhône: sa position stratigraphique. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 16, 5: 509-515.
- Dennebouy S., 2001. Mise en évidence et caractérisation de la variabilité haute fréquence du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ du strontium océanique. Mémoire Sc. Terre ENS Mines Paris, 204 p.
- Denizot G., 1939. La Crau, la Camargue et l'étang de Berre. *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 11, 1: 5-159.

- Denizot G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. *Rev. Géogr. Lyon*, 27, 4: 327-357.
- Deperet C., 1893. La classification et le parallélisme du système Miocène. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 31: 170-266
- Depéret C., 1894. Comptes-rendus de l'excursion du jeudi 23 août dans la vallée de Saint-Ferréol, près Bollène et du vendredi 24 août, à Barri, Saint-Paul-les-Trois-Châteaux et la Garde-Adhémar et du samedi 25 août, à Visan. Réun. extraord. Soc. géol. France "Les régions de Lyon et de Bollène". *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, 22: 668-682.
- Depéret C., 1895. Aperçu sur la structure générale et l'histoire de la formation de la vallée du Rhône. *Ann. Géogr.*, 4: 432-452.
- Dexcoté Y., 2001. Architecture et Evolution des faciès des séquences de dépôts du Miocène de Basse Provence, rapport de DEA Methodes quantitatives, 45p.
- Dexcoté Y., Parize O. et Rubino J.-L., 2001. Congrès ASF, Orléans.
- Dubar M., 1983. Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole; implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 296: 855-857.
- Dubar M., 1984. Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole, Alpes-de-Haute-Provence, France. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 26, 5: 971-978.
- Fauquette S., Suc J.-P., Guiot J., Diniz F., Feddi N., Zheng Z., Bessais E. et Drivaliari A., 1999a. Climate and biomes in the West Mediterranean area during the Pliocene. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 152: 15-36.
- Fauquette S., Clauzon G., Suc J.-P. et Zheng Z., 1999b. A new approach for paleoaltitude estimates based on pollen records: example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170: 35-47.
- Fénies H., 1995. Tidal sédimentation: a quick look. 15 p.
- Fontannes F. 1878. Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. Soc. Agr., hist. Nat., Arts utiles Lyon (Paris, F. Savy), 4. Les terrains Néogènes du Plateau de Cucuron, Cabrières, La Tour d'Aigues.
- Fontannes F., 1882. Note sur l'extension et la faune de la mer pliocène dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, 11: 103-141.
- Fontannes F., 1884. Note sur la formation géologique de la Crau et de la plaine d'Avignon. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 3, 12: 463-473.
- Fournier, 1894. Sur l'existence d'un lambeau d'Helvétien dans la partie centrale de la chaîne de la Nerthe, près Marseille. *Feuilles des jeunes naturalistes*, 3, 2, 279.
- Galloni, F., Cornée, J.-J., Saint-Martin, J.-P. et Conesa G., 2001. Récifs coralliens et faciès carbonatés associés d'âge oligocène supérieur et miocène inférieur dans la chaîne de la Nerthe (W. Marseille). International meeting. Anatomy of carbonate bodies, Marseille, Livret-Guide, 30p.
- Gattacceca J., 2002. Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. *Mém. Sci. Terre ENS Mines Paris*, 41, 299 p.
- Gautier F., Clauzon G., Suc J.-P., Cravatte J. et Violanti D., 1994. Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 318: 1103-1109.
- Gignoux M., 1960. Géologie stratigraphique, 5ème édition, Masson édit., Paris, 760 p.
- Gigot P., 1973. Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au front de l'arc de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 276: 1123-1126.
- Gigot P., Grandjacquet C. et Haccard D., 1974. Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 16, 2: 128-139.
- Gigot P. et Mein P., 1973. Découvertes de mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du Golfe de Digne: *C.R. Acad. Sci. Paris*, 276: 3293-3294.
- Gilbert G.K., 1885. The topographic features of the shorelines. *U.S. geol. Surv. Rap.*, Washington, 5: 75-123.
- Goguel J., 1932. Description géologique du Luberon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 36, 186, 67 p.

- Gorini C., 1993. *Géodynamique d'une marge passive: le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale)*. Thèse, Univ. Toulouse, 256 p.
- Gorini C. *et al.*, 1994. Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea): A review. In "Exploration and Petroleum Geology of France", Mascle A. (édit.), *Eur. Ass. Petr. Geol.*, 4: 223-243.
- Granier J., 1966. Stratigraphie et faune des dépôts astiens des gorges de Régalon, à Cheval-Blanc (Vaucluse). *Bull. Soc. Et. Sc. nat. Vaucluse*, 34-36: 35-45.
- Guennoc P. *et al.*, 1994. Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion-sud France): apports des données géophysiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 18, 1: 33-57.
- Gourinard Y., Magné J., Ringeade M. et Wallez M.-J., 1985. Chronologie numérique de l'étage Burdigalien – C. R. *Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 301, 10: 715-720.
- Gourinard Y. et Magné J., 1987. Les anciens étages Aquitaniens (Mayer, 1857), Burdigalien (Depéret, 1892) et Helvétien (Mayer, 1857) correspondent aux cycles eustatiques de Vail.
- Graciansky P.C. de et Jacquin, T., 1998. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic cycles. In "e Sequence Stratigraphy of European Basins", Graciansky P. C., Hardenbol J., Jacquin T. et Vail P.R. (édit.), *Spéc. Publ.*, 60.
- Guérin C., Mein P. et Truc G., 1970. Nouveaux mammifères et mollusques continentaux d'âge pliocène terminal au toit du plateau de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 271: 2094-2097.
- Guida D., 1998. *Etudes palynologiques dans le Néogène du sud-est de la France: bassin de Digne (coupes de Pont-d'Aiguines et de Châteauredon) et de la vallée moyenne du Rhône (sondages de Vourles S1 et de Vourles S2); palynostratigraphie, paléoécologie, paléoclimat*. Thèse, Univ; Lyon 1, 120 p.
- Guillemot J. et Unalan G., 1970. Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole, Alpes-de-Haute-Provence) à l'aide de faunes continentales nouvelles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 271: 2084-2086.
- Guy L., 1988. Etude sédimentologique de la barre tidale bioclastique Miocène des Tamaris, Littoral de la Nerthe. Rapport TOTAL 4403.
- Guy L., Rubino J.-L. et Trémolières P., 1989. Stratigraphie séquentielle et modalités du comblement des vallées incisées. Le Burdigalien de Montbrun-les-Bains et Châteauneuf-Miravail (SE France). 2ème Cong. fr. Sedim., Assoc. Sedim. fr. org., Paris, 1989. Liv. Résumé., *Mém. Ass. Sédim. fr.*, 10: 147-148.
- Gunter F., 1986. *Principles of Isotopes Geology*. 2ème édition, John Wiley & Sons Edition, 589 p.
- Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Haq B.U., Hardenbol J. et Vail P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In "Sea-level changes, an integrated approach". *Spec. Publ.*, 42, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 71-108.
- Hardenbol J. *et al.*, 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins. In *Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins*, Graciansky P. de *et al.* (édit.), *SEPM Spe. Publ.*, 60.
- Homewood P., 1981. Faciès et environnements de dépôt de la molasse de Fribourg. *Eclogae Geol Helv.*, 74: 29-36.
- Hsü, K.J., Cita, M.B., and Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 13: 1203-1231.
- Hunt D. et Tucker M. E., 1992. Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tracts: Deposition During Base Level Fall. *Sedimentary Geol.*, 81: 1-9.
- Hunt D. et Tucker M., 1995. Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract : Deposition During Base-level Fall: Reply. *Sedimentary Geol.*, 95:147-160.
- James N.P. et Bourque P.-A., 1992. Reefs and Mounds. In "Facies Models, Response to sea level change. Walker R.G. et James N.P. (édit.), chap. 17: 323-348.

- Javaux C., Parize O. et Rubino J.-L., 1997. ARTEP. Les barres tidales miocènes de la région de Vénasque (quantification de la géométrie des corps réservoirs carbonatés). Livret-Guide exc. ARTEP, Vénasque, juin 1997, 25 p.
- Kenyon N. H., 1970. Sand Ribbons of European Tidal Seas. *Mar. Geol.*, 9: 25-39.
- King D. et Chafetz H., 1983. Tidal Flat to Shallow-shelf Deposits in the Cap Mountain Limestone Member of the Riley Formation, Upper Cambrian of Central Texas. *Journ. Sedim. Petrol.*, 53, 1: 261-273.
- Krijgsman W, Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J. et Wilson D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, 400: 652-655.
- Lalai D., 1987. Nouvelles faunes de rongeurs de la fin du Miocène inférieur en Provence: implications géologiques et paléogéographiques. *Paleovertebrata*, 16: 77-126.
- Lees A. et Bullers A.T., 1972. Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol.*, 13: 67-73.
- Lesueur J.-L. et Rubino J.-L., 1988. Les séquences de dépôts du Miocène de Basse-Provence (littoral de la Nerthe et région des Etangs). Rapport Total, RL 4479.
- Lesueur J.-L., Rubino J.-L. et Giraumaillet M., 1990. Organisation et Structures Internes des Dépôts Tidaux du Miocène Rhodanien. *Bull. Soc. géol. France*, 6-1: 49-65.
- Lopez S., Cojan I. et Renard M., 2000. Corrélations chimostratigraphiques entre domaines marin et continental: application à une série du Miocène inférieur (Beynes – Châteauredon, Alpes-de-Haute-Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330: 837-843.
- Mandier P., 1988. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. *Docum. Bur. Rech. géol. min.*, 151, 654, 231 p.
- Martel A.T., Allen P.A. et Slingerland R., 1994. Use of tidal-circulation modeling in paleogeographical studies: an exemple from the tertiary of the Alpine perimeter. *Geology*, 22, 10: 925-928.
- Martin D., 1900. Le canyon du Régalon (Vaucluse) et ses lambeaux de molasse marine. *Bull. Soc. Et. Hautes-Alpes*, Gap, 19, 35: 183-193.
- Maurel-Ferrandini M., 1976. Reconstitution Paléogéographique du Burdigalien du Littoral de la Chaîne de la Nerthe et de la Région des Etangs (Bouches du Rhône, France). *Trav. Lab. Géol. Historique Paléontol.*, Univ. Provence, 7, 133 p.
- Mein P. et Michaux J., 1979. Une faune de petits mammifères d'âge turolien moyen (Miocène supérieur) à Cucuron (Vaucluse) : données nouvelles sur le genre *Stephanomys* (Rodentia) et conséquences stratigraphiques. *Geobios*, 12: 481-485.
- Mocochain L., 2002. Utilisation des marqueurs chronostratigraphiques miocènes et pliocènes pour l'étude karstologique et hydrogéologique du Bas-Vivarais (Ardèche, France). Mém. DEA, Univ. de Provence (Aix-Marseille 1), 43 p.
- Monleau C., Anglada R., Arnaud M., Montaggioni L., Rosen B. et Thomassin B.A., 1989. Les constructions à Madréporaires de l'Aquitainien de la Nerthe (Provence occidentale, France). Annual Meeting of the International Society for Reef Studies, Marseille, 14-19 décembre 1989, excursion A, 38 p.
- Montaggioni L., Behairy A.K.A., El Sayed M.K. et Yussuf N., 1986. The modern reef complex, Jeddah area, Red Sea: a facies model for carbonate sedimentation on embryonic passive margins. *Coral Reefs*, 5: 127-150.
- Nury D. et Thomassin B.A., 1994. Paléoenvironnements tropicaux, marins et lagunaires d'un littoral abrité (fonds meubles à bancs coralliens, lagune évaporitique) à l'Oligocène terminal (région d'Aix-Marseille). *Géol. Médit.*, 21: 95-108.
- Nury D., 1984. Basse Provence - Oligocène. In "Synthèse géologique du sud-est de la France". *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 125: 429-433.
- Parize O., 1996. Architecture des dépôts tidaux de la région de Vénasque. Rapport Total.
- Parize O., Besson D. ET Rubino J.-L., 2001. Architecture et organisation interne des corps sablo-bioclastiques en remplissage de complexes de vallées incisées dans le bassin miocène d'Avignon

- Carpentras. Livret Guide d'Excursion du colloque international "Anatomie des Corps Carbonatés", mai 2001, 40 p.
- Parize O., Callec Y. et Rubino J.-L., 1999. Le Miocène moyen du bassin de Valréas (SE France): faciès et organisation stratigraphique. Résumé Congr. ASF, Nancy. Mémoire ASF, Paris, 33, 249-250.
- Parize O., Rubino, J.-L. et Javaux C., 1997. Architecture et Géométrie des corps tidaux bioclastiques comblant les paléovallées miocènes au Sud-Est du bassin de Carpentras, Résumé. Congr. ASF, Montpellier, Publ. ASF Paris, 27, 215-216.
- Posamentier H.W., Jervey M.T. et Vail P.R., 1988a. Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Conceptual Framework – Wilgus & al. (eds.) , Sea Level Changes: An Integrated Approach, *SEPM Spec. Publ.*, 42: 109-124.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R., 1988b. Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models. In "Sea Level Changes: An Integrated Approach", Wilgus & al. (édit.), *SEPM Spec. Publ.*, 42: 125-154.
- Posamentier H.W. et James D.P., 1992. An Overview of Sequence Stratigraphic Concepts: Uses and Abuses. In "Sequence Stratigraphy and Facies Associations", Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.U. et Allen G.P. (édit.), *Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ.*, 18: 3-18.
- Perès J. et Picard, 1964. Nouveau manuel de Bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Rec. Trav. Stn Mar. Endoume-Marseille*, 31, 47: 1-137.
- Pouyet S., David L., Demarcq G., Latreille G., Carbonnel G., Prieur A., Philippe M., Laurain M., Pajaud D., Cappetta H., Barbillat R. et Chevalier J.-P., 1984. Le faciès "Marnes bleues" du Burdigalien du bassin de Faucon - Mollans - Malaucène (sud-est de la France): essai de synthèse paléocéologique et paléogéographique. *Géol. France*, 12: 123-130.
- Puig J.-M., 1990. Le système karstique de la Fontaine-de-Vaucluse. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, 180, 208 p.
- Reynaud J.-Y., 1996. *Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale*. Thèse, Univ. Lille, 185 p.
- Rivier F., 1960. Étude géologique des Monts-de-Vaucluse (Permis de Die). Rap. COPEFA, 31 p.
- Rubino J.-L., 1985. Sedimentary facies of Tertiary molasse of Bas-Dauphiné, Southeast France. Intern. Symposium "Foreland basins", Fribourg, résumés, 111.
- Rubino J.-L., 1988. La série burdigalienne et langhienne des environs de Martigues: faciès, environnements de dépôts et stratigraphie séquentielle. In "Les séquences de dépôts du Burdigalien et du Langhien de Basse Provence (littoral de la Nerthe et région des étangs)", Anglada R., Gourinard Y., Lesueur J.-L. et Rubino J.-L., Livret-Guide excur., Coll. "Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôt", Marseille, juin 1988, Assoc. Sédim. Fr. org.
- Rubino J.-L. et Clauzon G., 1996. Approche Stratigraphique et Géomorphologique de la surrection néogène de l'avant-pays des alpes occidentales. Réunion ASF-SGF "Quantification de la tectonique et de l'eustatisme", Rennes, Publ. ASF, 25, p. 34-35.
- Rubino J.-L., Lesueur J.-L., Guy L., Granier B. et Clauzon G., 1994. Les Cortèges Transgressifs du Miocène Méditerranéen: des Plate-formes Carbonatées du Type Foramol Sous Contrôle Tidal – Séance Spéc. ASF/SGF "Géométrie et Productivité des Plate-formes Carbonatées", Paris, *Publ. ASF*, 21: 37-38.
- Rubino J.-L., Lesueur J.-L., Guy L. et Clauzon G., 1990. Sédimentologie et Stratigraphie Séquentielle du Miocène Rhodanien. Livret-Guide ASF, 67 p.
- Rubino J.-L., Lesueur J.-L., Guy L., Granier B. et Clauzon G., 1994. Les Cortèges Transgressifs du Miocène Méditerranéen: des plate-formes carbonatées du type foramol sous contrôle tidal, Séance Spéc. ASF/SGF, "Géométrie et productivité des plate-formes carbonatées", Paris, *Publ. ASF*, 21: 37-38.
- Rubino J.-L., Parize O., Javaux C., Laporte-Galla C., Delhaye-Prat V., Clauzon G. et Fonta O., 1997. Modalités de la transgression Miocène à la périphérie du bassin de Carpentras. Influence de la tectonique, Résumé Congr. ASF, Montpellier, *Publ. ASF*, 2: 239-240.

- Rubino J.-L., Parize O., Javaux C., Fonta O. et Clauzon G., 1998. Stratigraphical organisation of large scale valley fill complexes along the Southwestern Margin of the Alpine foreland. "Stratcom" SEPM-IAS Conf. "1998 Strata and séquences on shelves and slopes", Catane, résumés, 1 p.
- Russo P., 1965. *Géologie et hydrogéologie appliquée à l'urbanisme dans les collines lyonnaises. I. La Croix-Rousse* – Audin, Lyon, 205 p.
- Safsaf S., 2001. Y a-t-il eu un changement de climat en Europe vers 14 Ma ? Analyse palynologique du sondage Tengelic 2 (Bassin Pannonique), comparaison avec la Méditerranée nord-occidentale. Quantification climatique.
- Simone L. et Carannante, 1988 The fate of Foramol ("Temperate -type") Carbonate platform. *Sedimentary Geol.*, 60: 347-354.
- Suc J.-P., Bertini A., Combourieu-Nebout N., Diniz F., Leroy S., Russo-Ermolli E., Zheng Z., Bessais E. et Ferrier J., 1995. Structure of West Mediterranean vegetation and climate since 5.3 Ma. *Acta zool. cracov.*, 38, 1: 3-16.
- Suc J.-P., Diniz F., Leroy S., Poumot C., Bertini A., Dupont L., Clet M., Bessais E., Zheng Z., Fauquette S. et Ferrier J., 1995. Zanclean (~ Brunssumian) to early Piacenzian (~ early-middle Reuverian) climate from 4° to 54° north latitude (West Africa, West Europe and West Mediterranean areas). *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 52: 43-56.
- Suc J.-P., Fauquette S., Bessedik M., Bertini A., Zheng Z., Clauzon G., Suballyova D., Diniz F., Quézel P., Feddi N., Clet M., Bessais E., Bachiri Taoufiq N., Méon H. et Combourieu-Nebout N. (1999) - Neogene vegetation changes in West European and West circum-Mediterranean areas. In "Hominid Evolution and Climate in Europe", 1 "Climatic and Environmental Change in the Neogene of Europe", Agusti J., Rook L. et Andrews P. édit., Cambridge University Press: 370-385.
- Swift D.J.P., 1968. Coastal Erosion and Transgressive Stratigraphy. *Journ. Geol.*, 76: 444-456.
- Tessier B. et Gigot P., 1989. A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology*, 36: 767-776.
- Triat J.-M. et Truc G., 1968. Les massifs oligocènes compris entre l'Isle-sur-Sorgue et Malemort-du-Comtat (Vaucluse). *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, 267, 18: 1429-1431.
- Triat J.-M. et Truc G., 1974. Évaporites paléogènes du domaine rhodanien. *Rev. Géograph. phys. Géol. Dynam.*, sér. 2, 16, 2: 235-262.
- Triat J.-M. et Truc G., 1983. Le rôle des failles N 50 dans la sédimentation des temps méso- et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du Bassin du sud-est de la France. In "Rifts et fossés anciens. Tectonique – Volcanisme - Sédimentation. Apports de l'actualisme", Popoff M. et Tiercelin J.-J. (édit.), Table ronde CNRS, Marseille, 1982. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1: 425-432.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. et Perez-Cruz C., 1991. The Stratigraphic signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology: an Overview. In "Cycles and Events in Stratigraphy", Einsele *et al.*, (édit.), Spinger-Verlag, Berlin Heidelberg, 617-659.
- Vail P.R., Colin J., Du Chêne R.J., Kuchly J., Mediavilla F. et Trifilieff V., 1987. La Stratigraphie Séquentielle et son Application aux Corrélations Chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, 3: 1301-1321.
- Vail P.R., Mitchum R.M. Jr, Todd R.G., Widmier J.W., Thomson N S., Sangree J.B., Bubb J.N. et Hatledid W.G., 1977c. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. In "Seismic Stratigraphy: Application to Hydrocarbon Exploration", Payton CE (édit.), *Mem. Am. Assoc. Petr. Geol.*, 26: 49-212.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. et Hardenbol J., 1988. An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Spec. Pub. 42: 39-45.
- Villegier M., 1983. Une nouvelle interprétation de la montagne de Volx (Alpes de Haute-Provences). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 297: 363.

- Villegier M., 1984. *Évolution du panneau de couverture Nord-provençal (Mont-Ventoux- Lubéron, moyenne Durance)*. Thèse, Univ. Orsay-Paris 11, 200 p.
- Viret J., 1954. Le loess à bancs durcis de Saint Vallier (Drôme) et sa faune de Mammifères villafranchiens. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, 4, 200 p.
- Walker R. G. (1980). *Facies Model – Geoscience Canada*, p. 57-89.
- Wallez M.J., Magné J., Gourinard Y. et Demarcq G., 1987. Nouvelles Date-datations de Sédiments Burdigaliens des Régions Rhodaniennes. *Géol. Médit.*, 12-13, 1-2: 59-63.

ANNEXE

Gisement des Etangs,

Détermination J-P. Aguilar:

M2 supérieur *Progonomys cf cathalai*

M3 supérieur *Hispanomys sp*

Gisement d'Abros:

Détermination J-P. Aguilar:

Megacricetodon lalai

