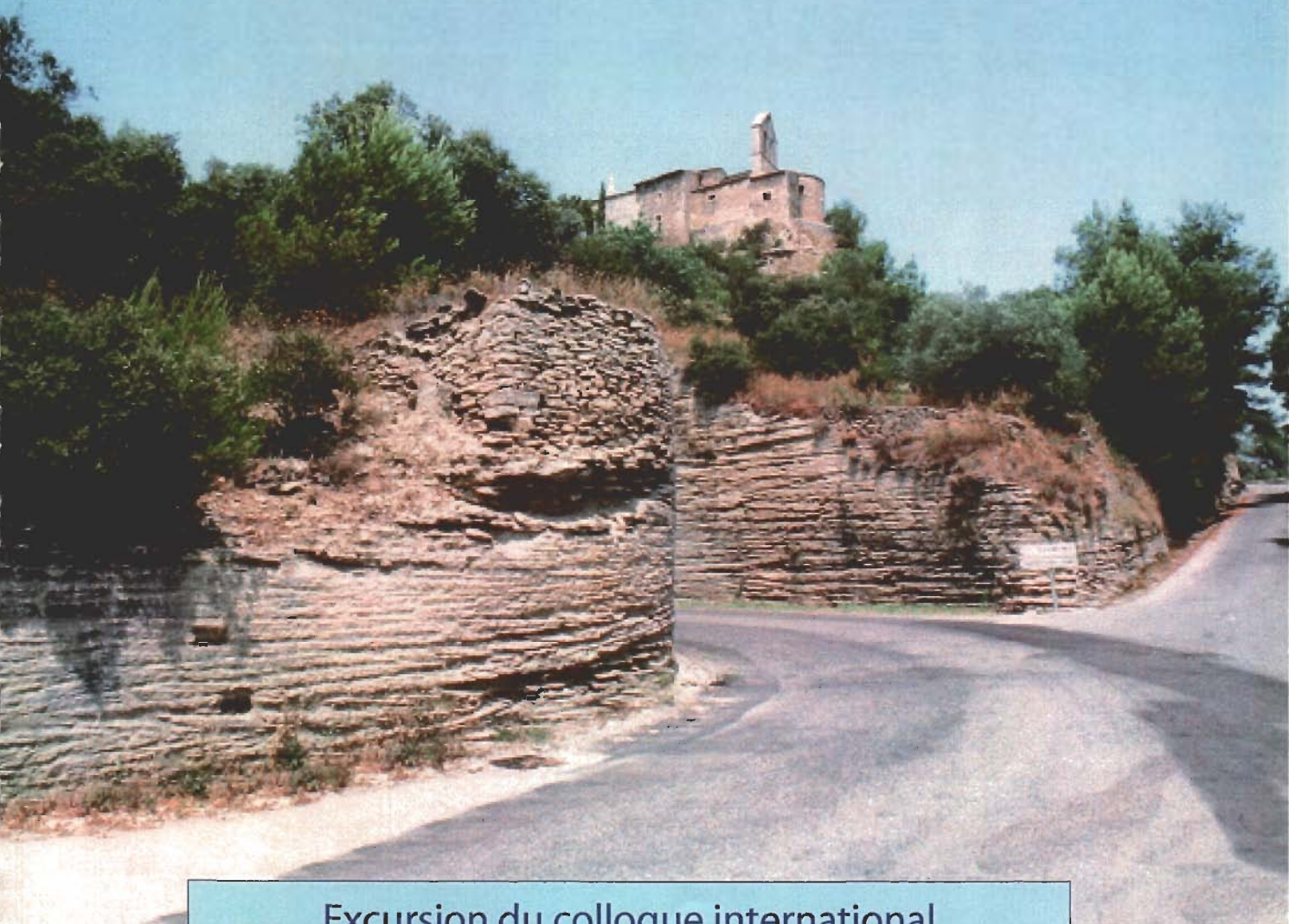




**Architecture et organisation interne
de corps sablo-bioclastiques en remplissage
de complexes de vallées incisées
dans le bassin Miocène d'Avignon - Carpentras.**



Excursion du colloque international
"Anatomie des corps carbonatés" : 12 mai 2001

Olivier PARIZE*, Jean-Loup RUBINO** et David BESSON*

*ECOLE DES MINES DE PARIS, **TOTAL

ARCHITECTURE ET ORGANISATION INTERNE DES CORPS SABLO-BIOCLASTIQUES EN REMPLISSAGE DE COMPLEXES DE VALLÉES INCISÉES DANS LE BASSIN MIOCÈNE D'AVIGNON-CARPENTRAS

O. PARIZE*
J-L. RUBINO◇
D. BESSON*

Avec la collaboration de :
G. CLAUZON**
J. COLSON*
R. DALRYMPLE◇◇
C. JAVAUX◇
C. LAPORTE-GAALA◇
J-M.VILAIN◇
H. SOUDET◇

Ce livret-guide, établi pour une excursion dans le cadre du colloque internationale « Anatomy of carbonate bodies (Marseille 9-12 mai 2001) », sera publié par les Annales de l'Université de Provence dans un prochain volume de Géologie Méditerranéenne (sous-presse).

Une partie de ces résultats ont été acquis dans le cadre de projets de recherche entre TotalFinaElf et Armines – Ecole des Mines de Paris. Certains travaux ont été menés dans le cadre du projet ARTEP « Quantification des corps réservoir carbonatés » dont un volet concernait « l'Etude des barres tidale miocènes de Provence »

*, École des Mines de Paris, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau
◇; TOTALFINAELF, CSTJF, Pau
**, Université d'Aix-Marseille
◇◇, Queen's University, Kingston, Canada

**ARCHITECTURE AND INTERNAL ORGANISATION
OF BIOCLASTIC SANDBODIES INFILLING A
INCISED VALLEY FILL COMPLEXES IN THE
MIOCENE CARPENTRAS - AVIGNON BASINS**

ENGLISH SUMMARY

This field trip is organised in connection with the International meeting Carbonates reservoir Anatomy 2001.

The aim of this field trip is to analyse in a quite short time (a single day) the architecture of Miocene bioclastic sandbodies infilling an incised valley complex.

The Rhodano-Provençal Molassic Basin constitutes the southernmost part of the peri-alpine foreland basin developed from the Austria to the Mediterranean sea. In this basin the accommodation record the interaction between eustasy, flexural subsidence and uplift and local tectonism related to thrusts and strike slip faults.

In this part of the basin the transgression coming from the south starts during the Aquitanian along the Mediterranean coast and grows very rapidly to the North during late Lower Miocene to form during the Upper Burdigalian the Perialpine Seaway. The Miocene transgression occurs on a highly differentiated topography, Demarcq 1970, This topography is the consequence of multiphase structural and geomorphic inheritance including: - Lower Cretaceous erosion

- Upper Cretaceous and Tertiary folding and erosion (Pyrenean Phase)
- Oligocene rifting and planation
- Pre and syn Burdigalian erosion

The most singular feature is the occurrence of numerous incised valley fill by the Lower to Middle Miocene marine deposits.

- The aim of the field trip is to analyse one of the best example of such a valley located along the subalpine ranges in the area of the Monts de Vaucluse.

The incised valley system are located in the SE of Carpentras basin and east of Avignon and correspond to the Saumane-Venasque Palaeovalley and the Fontaines de Vaucluse Paleovalley. The second one being a tributary of the first one.

The valley incision occur in various lithology ranging from the Cretaceous limestones to Fluvio-lacustrine Oligocene.

The depth of the incision regarding the interfluvies is quite variable, but could exceed 100m. Because of the proximity of the bayline, it can not solely be related to Lower Miocene eustatic sea falls, but is necessarily enhanced by tectonic uplift. Such uplift has been primarily related to the forebulge uplift and its westward migration, Rubino and Clauzon (1996). This interpretation is probably still valid for the Pre Burdigalian uplift. However a more detailed topographical analysis of these valleys complexes Besson (2000) have shown that the Intra Burdigalian incision is strongly enhanced by the coeval growing of the St Gens anticline.

The first valley is filled by early Burdigalian Siliciclastic deposits poorly preserved and corresponding to la Cremade Fm. The second valley is reincised in the previous and is eastward shifted. It is mainly filled by The Saumane Molasse Fm. The transgressive system tract of this sequence (S2) consists of bioclastic tidal bars. The petrographical content of the Fm is characteristic of mid latitude carbonates (FORAMOL type). The Tidal sandbodies show a

wide range of internal structures, which fit quite well with the J.R.L. Allen (1980) Classification's.

They are dominated by Large scale 2D and 3D Dunes and composites sand Waves.

Tidal influence is also recorded in the prograding high stand series ; this is related to the important confinement of the system which do not significantly overflow the valley interfluvial before the Sequenece S3 corresponding to the St Gens Molasse . Bioclastic sandbodies are still present in this unit . Finally the onlap increase again during the Serravallian and the Monts de Vaucluse reliefs are flooded.

1. INTRODUCTION

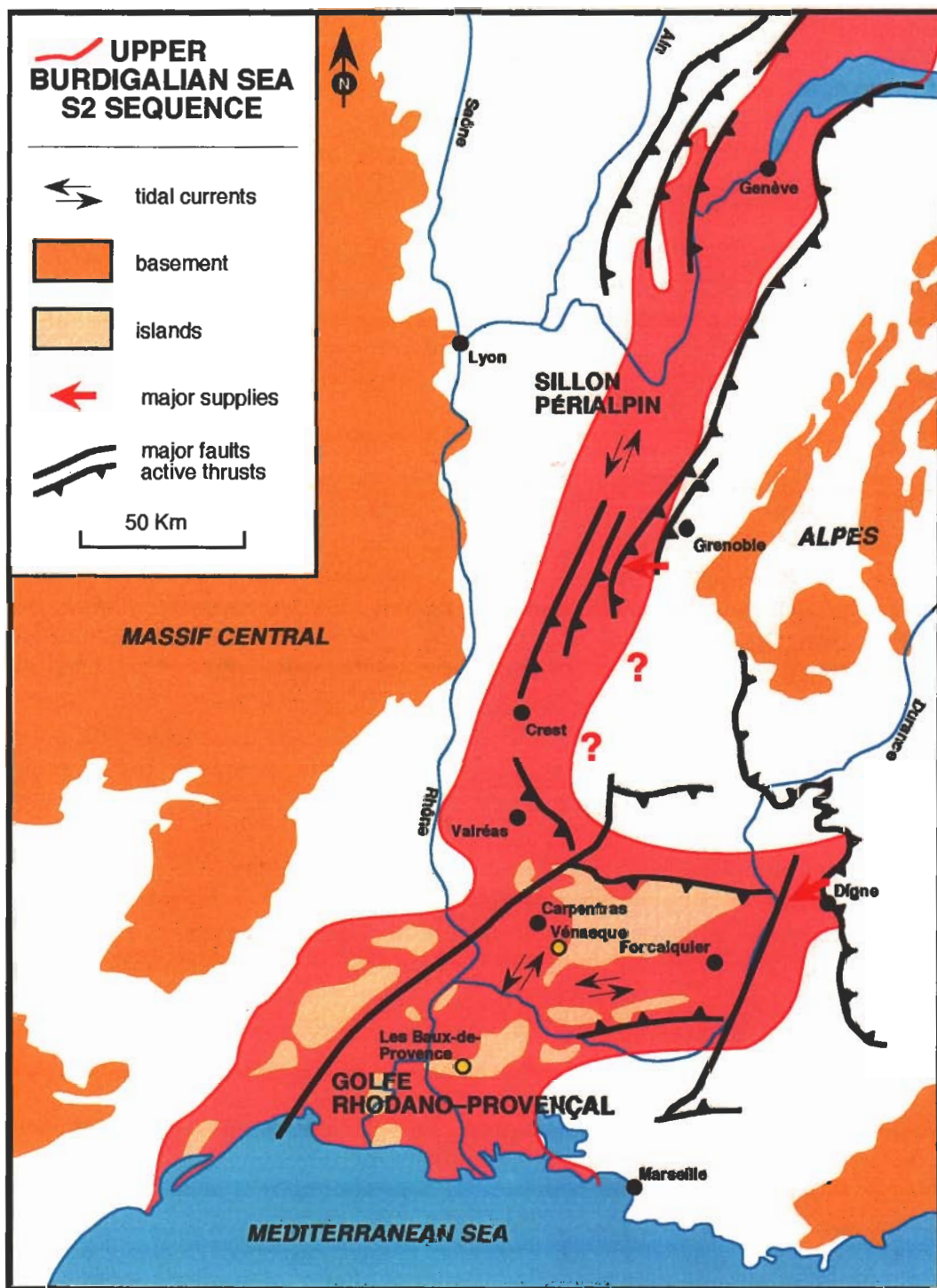
(J-L. RUBINO & O. PARIZE)

Le bassin molassique rhodano-provençal constitue l'extrémité méridionale du Sillon péri-alpin, développé au Miocène au front de l'arc Alpin depuis l'Autriche jusqu'à la Méditerranée. Fig.(1) Dans ce bassin d'avant-pays, ou l'accommodation résulte essentiellement de la subsidence flexurale, les limites de séquences et l'ampleur de l'empiètement continental sont en revanche essentiellement associées aux variations eustatiques à différents ordres. Dans le bassin rhodano-provençal, la transgression marine Miocène vient sur une topographie préexistante très différenciée (Demarcq, 1970). Cette topographie est la conséquence d'un héritage structural et géomorphologique polyphasé : érosion pendant le Crétacé supérieur, plissement puis érosion liés à la phase pyrénéo-provençale (Crétacé Sup-Éocène), extension durant l'Oligocène, enfin érosion anté et syn-Burdigalien. Cette complexité du schéma structural du SE de la France est illustrée par la figure 2.

Le caractère le plus singulier de la transgression miocène est certainement le fait qu'elle s'effectue localement dans un système de vallées incisées dont le comblement est assuré principalement par des dépôts du Miocène inférieur à moyen. Cette caractéristique se retrouve d'Est en Ouest depuis la vallée de la Durance (Ganagobie), le front de l'axe Ventoux-Lure (Châteauneuf-Miravail), dans les bassins de Carpentras (Crillon-le-Brave), d'Avignon (Saumane et Fontaine-de-Vaucluse) Fig. (3-4) et de Valréas (Saint-Restitut, Chantemerle, Nyons), ainsi que plus au nord jusque dans le substratum. L'incision de ces vallées s'effectue dans des terrains d'âge et de nature très différents. Par l'ampleur, cette phase d'érosion anté ou syn-Burdigalien d'origine fluviale peut être au moins reliée à deux phénomènes : une chute du niveau de base et un soulèvement tectonique dû par exemple à la migration du bourrelet périphérique des Alpes occidentale comme l'envisagent Rubino et Clauzon (1996).

La restitution morphologique détaillée de ces paléovallées incisées doit certainement apporter des éléments pouvant aider à discriminer l'influence relative des variations relatives du niveau marin et de la tectonique et de quantifier le comportement géodynamique du bassin flexural. Ceci doit permettre de différencier les mouvements locaux des influences à plus grande longueur d'ondes 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.

Au SE de Carpentras et à l'E d'Avignon, entre Vénasque au Nord et Fontaine-de-Vaucluse au Sud, un réseau complexe de vallées a été reconnue par Parize (1997) et Parize et *al.* (1997) et son analyse détaillée a été entreprise par Besson (2000) : il s'agit des paléovallées de Saumane-Venasque et de Fontaine-de-Vaucluse, Fig. (3). Les terrains incisés les plus récents y sont des dépôts continentaux de l'Oligocène terminal, Fig.(5), ce qui a permis de réfuter une possible incision durant la longue phase d'émersion entre la fin du Crétacé et le Tertiaire (Rubino et *al.*, 1997). Les premiers sables marins qui ennoient ces vallées sont datés du Burdigalien inférieur. Aux débouchés de ces vallées dans le bassin d'Avignon, le remplissage miocène atteint une centaine de mètres, principalement représenté par le Burdigalien supérieur. Ces faits montrent que l'incision s'est effectuée pendant l'Aquitaniien ou le Burdigalien inférieur, c'est-à-dire entre 24 Ma et 17.5 Ma. Dans ce secteur, l'incertitude sur l'âge de la phase d'incision est donc la plus courte actuellement connue dans le bassin rhodano-provençal.



Modified from Rubino *et al.* [1992]

**Extension de la mer miocène dans le Sud-Est de la France :
différentiation entre l'étroit sillon péréalpin
et le golfe rhodano-provençal [Demarcq, 1970]
aux nombreuses îles organisées en archipel.**

FIG.1

Le comblement de ces paléovallées incisées est assuré principalement par des sables bioclastiques à faciès Foramol. Ces sables bioclastiques constituent essentiellement les cortèges transgressifs des séquences de dépôt du Burdigalien supérieur et du Langhien ; ils constituent aussi localement le remplissage de la partie proximale de ces paléovallées en fin de cortèges de haut-niveau. Ces dépôts sont sous l'influence prépondérante des courants de marée et peuvent sans aucun doute constituer des deltas de flot. L'influence de la houle et des tempêtes se surimpose à celle de la marée au cours de l'intervalle progradant de haut niveau marin mais reste cependant accessoire.

2. LE MIOCENE DES BASSINS D'AVIGNON ET DE CARPENTRAS DANS LE CADRE RHODANIEN (J-L. RUBINO, O. PARIZE, D. BESSON & G. CLAUZON)

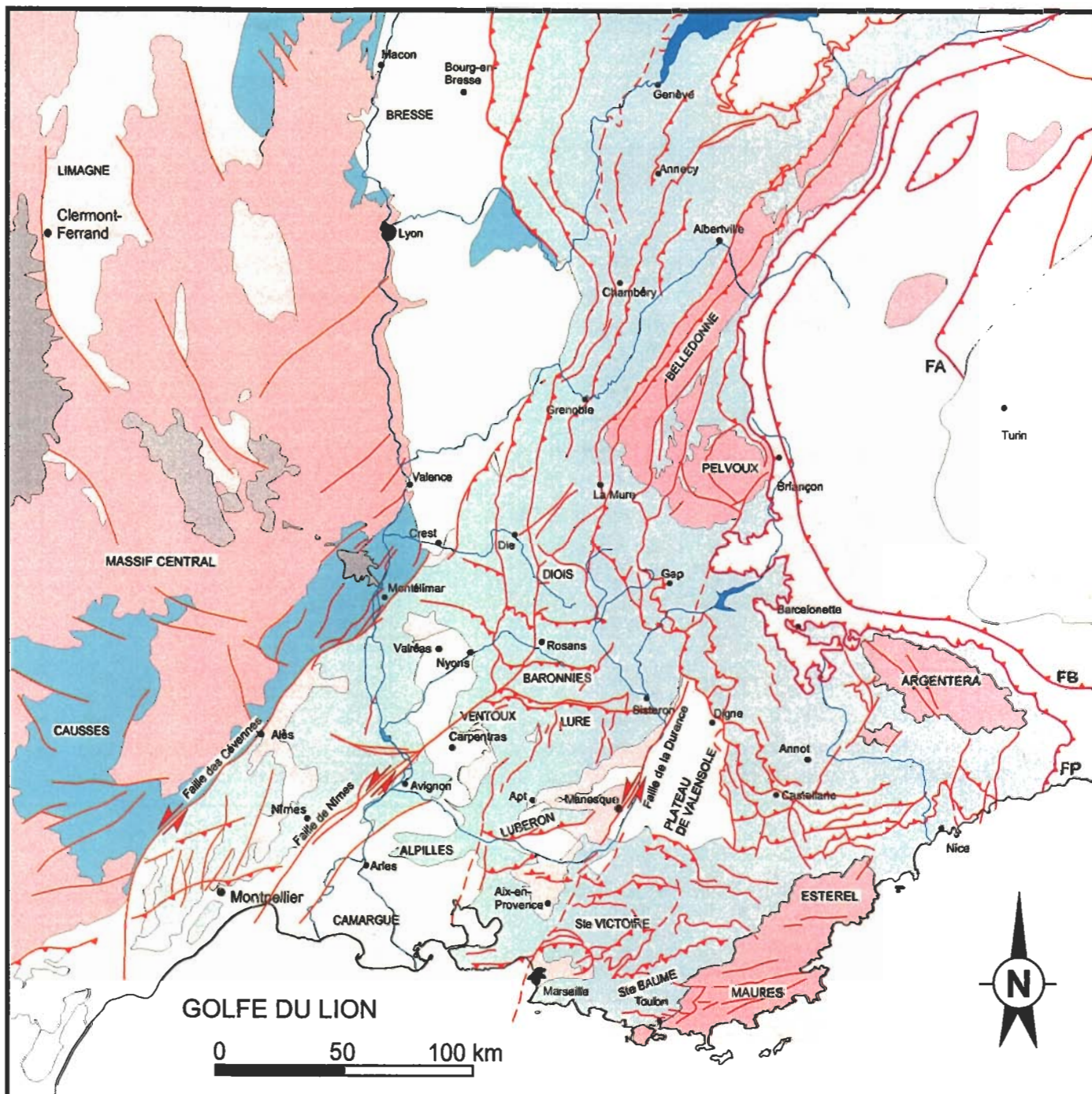
Les vallées incisées de Saumane-Venasque et de Fontaine-de-Vaucluse qui convergent, s'ouvrent sur le bassin d'Avignon. Elles se développent en bordure des Monts de Vaucluse au SE du bassin de Carpentras, Fig.(3-4). La série miocène de cette région sera tout d'abord replacée dans le cadre plus général du Miocène rhodanien ; un intérêt particulier sera porté aux dépôts du Miocène inférieur et moyen qui sont seuls présents dans la zone étudiée .

A la suite des travaux de Demarcq (1970) - dernière synthèse en date sur cette région pour cet intervalle et qui faisait un bilan exhaustif de toute la phase d'investigation que nous appellerons traditionnelle -, les dépôts miocènes qui viennent combler la dépression périalpine sont rapportés à une inondation qui débute à l'Aquitaniens en Basse Provence suivi d'une continentalisation progressive qui débute au Serravallien et s'achève au Tortonien. Le principe de la "Variation latérale de faciès" servait de base à l'investigation et à l'analyse : les faciès bioclastiques sont littoraux, les sables plus distaux et les marnes et marno-calcaires représentent les dépôts de plate-forme externe. Cette conception, associée aux incertitudes inhérentes à une biostratigraphie basée presque exclusivement sur les échelles de pectinidés avait pour défaut principal de rendre synchrone des séries totalement diachrones.

L'ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE

Des travaux sont menés depuis une dizaine d'années (Anglada et *al.* 1987, Lesueur et *al.*, 1990 ; Rubino et *al.*, 1992 ; Rubino et *al.*, 1997 ; Parize et *al.*, 1997, Wallez M-J et *al.* 1986). Ils ont conduits, en combinant analyse de faciès, organisation des dépôts en séquences de faciès et nouvelles données biostratigraphiques (Grade-datations, nannoflores calcaires, foraminifères planctoniques) à proposer un nouveau schéma stratigraphique qui servira de cadre à ce livret.

L'analyse de faciès permet désormais de caractériser deux grands ensembles : (i) Des faciès dominés par la marée comprenant les molasses gréseuses, zoogènes ou mixtes qui correspondent le plus souvent à des complexes de barres tidales et (ii) des faciès plus diversifiés incluant : les intervalles marneux et marno-calcaires correspondant à des dépôts de plate-forme marine et des grès associés aux manifestations de la houle et des tempêtes , voir à des sables littoraux. Ces derniers étant rares dans la zone étudiée. Combinés aux données biostratigraphiques, il apparaît également que les molasses, loin de constituer un seul ensemble homogène, constituent les événements sédimentaires successifs reconnus sur l'ensemble de bassin rhodanien et pouvant alors servir de marqueurs stratigraphiques



Carte structurale synthétique du bassin d'avant pays alpin du Sud-Est de la France

ZONES EXTERNES

- Néogène
- Oligocène
- Mésozoïque autochtone
- Mésozoïque allochtone
- Volcanisme
- socle

ZONES INTERNES

- Mésozoïque des zones penniques (Valaisan, Briançonnais, Liguro-piémontais)
- Socle Austro- et sud-alpin domaine continental apulo-africain
- FP: Chevauchement Pennique frontale
- FB: Chevauchement Briançonnais frontale
- FA : Chevauchement Austroalpin frontale
- Faille normale ou inverse
- Décrochement
- Chevauchement

Modifié, Parize...; F. Roure, J. P. Brun, B. Colletta et R. Vially, 1994; Y. Philippe, E. Deville et A. Mascle, 1998; M. Lemoine, 1970; M. Lemoine, P.C. Graciansky, et P. Tricart, 2000

FIG.2

régionaux comme l'avait démontré Combaluzier (1932) dans les régions de Marseille et d'Aix-en-Provence.

Ces dépôts peuvent être regroupés en séquence de faciès séparés par des discontinuités érosives majeures témoignant d'une émergence quasi généralisée par « vidange » du bassin rhodano-provençal et transfert des systèmes de dépôts dans le Golfe du Lion. En raison de la très forte influence des courants de marées et du ravinement qui leur aient associés la préservation des indices d'émergence est exceptionnelle, cependant dans différents cas elle a pu être mise en évidence par le développement de paléosols dans les marnes de plate-forme et par des surfaces d'altération. Mais dans la plupart des cas, les limites de séquences et les surfaces d'émergences sont déduites des successions anormales de faciès basées sur des critères sédimentologiques, ainsi que sur le développement de surfaces d'érosion. Les maxima de transgression quant à eux sont souvent associés aux argiles ou aux marnes et coïncident avec les maximums de foraminifères planctoniques ; ils se situent souvent immédiatement au-dessus des complexes de barres tidales.

La série marine du Miocène rhodanien peut être découpée en 7 séquences de dépôt de IIIème ordre sensu Vail et al. (1991) Fig. (6). Non comprises les séquences aquitaniennes restreintes à la région de Marseille et les séquences de dépôts exclusivement continentales du Tortonien. Les séquences du Burdigalien inférieur, du Burdigalien supérieur et du Langhien correspondent respectivement aux séquences S1, S2 et S3. Ce sont les seules qui seront observées dans le secteur de Venasque. Les complexes de barres tidales constituent l'essentiel des dépôts transgressifs (TST dans la suite du rapport), les marnes sont généralement associées aux surfaces d'inondation maximale (MFS), les cortèges de haut niveau (HST) sont tout d'abord représentés par des marno-calcaires puis par des dépôts sableux dominés par les vagues de houle ou de tempête. Les cortèges de bas niveau sont quasi absents du bassin rhodano-provençal, hormis deux exemples de régression forcée dans le Miocène supérieur (Parize et al., 2000), car durant les périodes de bas niveau marin et en période de glacio-eustatisme, l'ampleur des chutes relatives du niveau marin conduit à l'émergence de toute cette région. Il faut rappeler que le caractère tidal des cortèges transgressifs s'explique par leur mise en place sur un paysage structuré par les érosions fluviales contemporaines de la période de bas niveau précédente facilitant le confinement des courants de marée et leur préservation alors que celui des systèmes progradants est lié au paysage régularisé où l'influence des houles et des tempêtes peut s'affirmer sans contrainte.

LES DIFFÉRENTES TRANSGRESSIONS DU MIOCÈNE INFÉRIEUR ET MOYEN

L'évidence de phases successives de transgressions suivies de régressions aboutit ensuite à proposer des schémas paléo-géographiques séquences de dépôt par séquences de dépôt (Rubino et al., 1992), voire cortèges sédimentaires par cortèges sédimentaires (Rubino et al., 1997). Nous passerons rapidement en revue les cinq premières transgressions.

Venant du Sud, les différentes transgressions aquitaniennes atteignent seulement la bordure méridionale du bassin rhodanien, ne débordant que faiblement vers le nord la ligne de côte actuelle que sur le littoral de la Nerthe, à l'Ouest de Marseille (Sausset et Carry-le-Rouet) et dans la région Montpellier, ainsi que sous la Camargue.

Longtemps l'extension de la mer burdigalienne a été résumée sur une seule carte (Depéret, 1894 ; Demarcq, 1970). Il faut désormais considérer deux transgressions au cours du

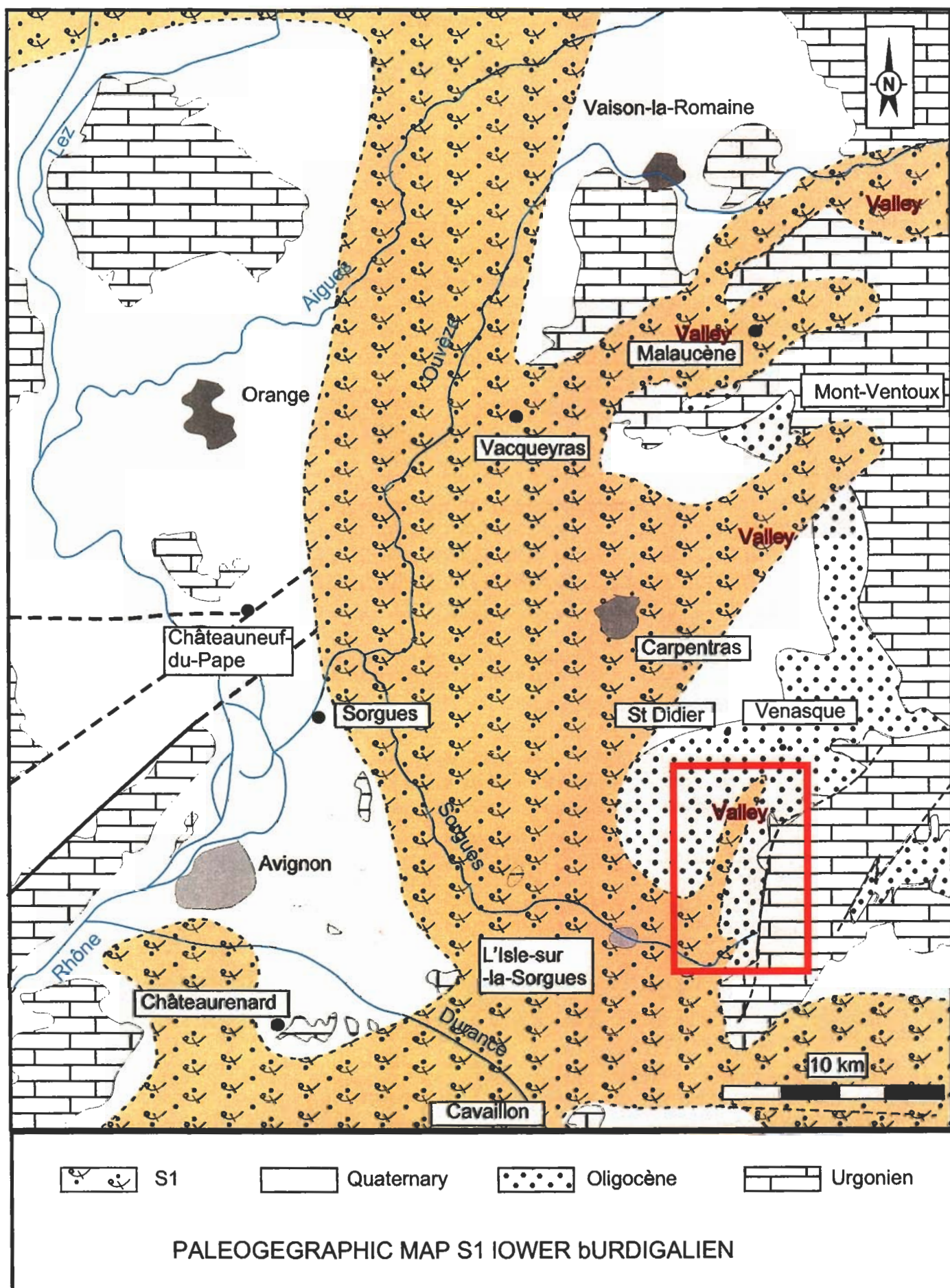


FIG. 3

Burdigalien (Gignoux, 1960 ; Rubino et *al.*, 1990). Au Burdigalien inférieur, Fig. (3) la transgression de la séquence S1, partant du Golfe du Lion, déborde rapidement et largement les rivages aquitaniens vers le Nord pouvant peut-être même atteindre Montélimar et vers l'Est la région de Digne en passant par le bassin durancien. Elle définit alors le Golfe rhodanien ou Golfe rhodano-provençal (Demarcq, 1970), sans parvenir à recouvrir l'ensemble Ventoux - Lure - Albion - Monts-de-Vaucluse ; la mer envahit seulement des paléovallées côtières dessinant alors un littoral découpé de rias ou de calanques.

C'est au Burdigalien supérieur, Fig. (1-4) que la transgression associée à la séquence S2 définit la mer miocène périalpine depuis l'actuelle Méditerranée et Marseille jusqu'au bassin des Carpates et Vienne, reliant ainsi la Téthys à la Paratéthys par l'intermédiaire d'un étroit (?) sinus ou sillon péri alpin correspondant aux bassins du Royans-Vercors et de Savoie. Dans sa partie méridionale, les limites de la transgression associée à la séquence S2 du Burdigalien supérieur débordent légèrement celles de la séquence S1. Elle y correspond toujours au Golfe rhodanien, parsemé d'îles ou de larges terres émergentes, voire de hauts-fonds, lui donnant un aspect marqué d'archipel : le Luberon, les Alpilles, le massif Ventoux - Lure - Albion - Monts-de-Vaucluse en sont les principales zones hautes *lato sensu*. Les limites de ce golfe sont assez nettement indentées comme au Sud du bassin de Valréas (Casagrande, 1989 ; Pouyet et *al.*, 1984).

Les limites de la transgression langhienne S3 sont plus difficiles à établir précisément par suite des érosions tardives. Dans la partie méridionale du bassin, par suite de l'accentuation de son empiètement, son extension est légèrement plus importante que celle du Burdigalien supérieur tout en gardant les grandes lignes.

Le maximum d'inondation marine est atteint lors de la transgression serravalienne associée à la séquence S4. Ce maximum d'empiètement marin, coïncide avec celui du cycle de deuxième ordre néogène (Bartek et *al.* 1991, Vail et *al.* 1991, Haq et *al.*, 1988 ; Hardenbol et *al.*, 1998). Dans le secteur de Vénasque, les Monts-de Vaucluse sont alors totalement ennoyés : la surface morphologique actuelle de cette région correspond à une surface d'abrasion par les vagues polyphasée (S2 à S4) ; la surface sommitale d'aplanissement est attribuée à S4.

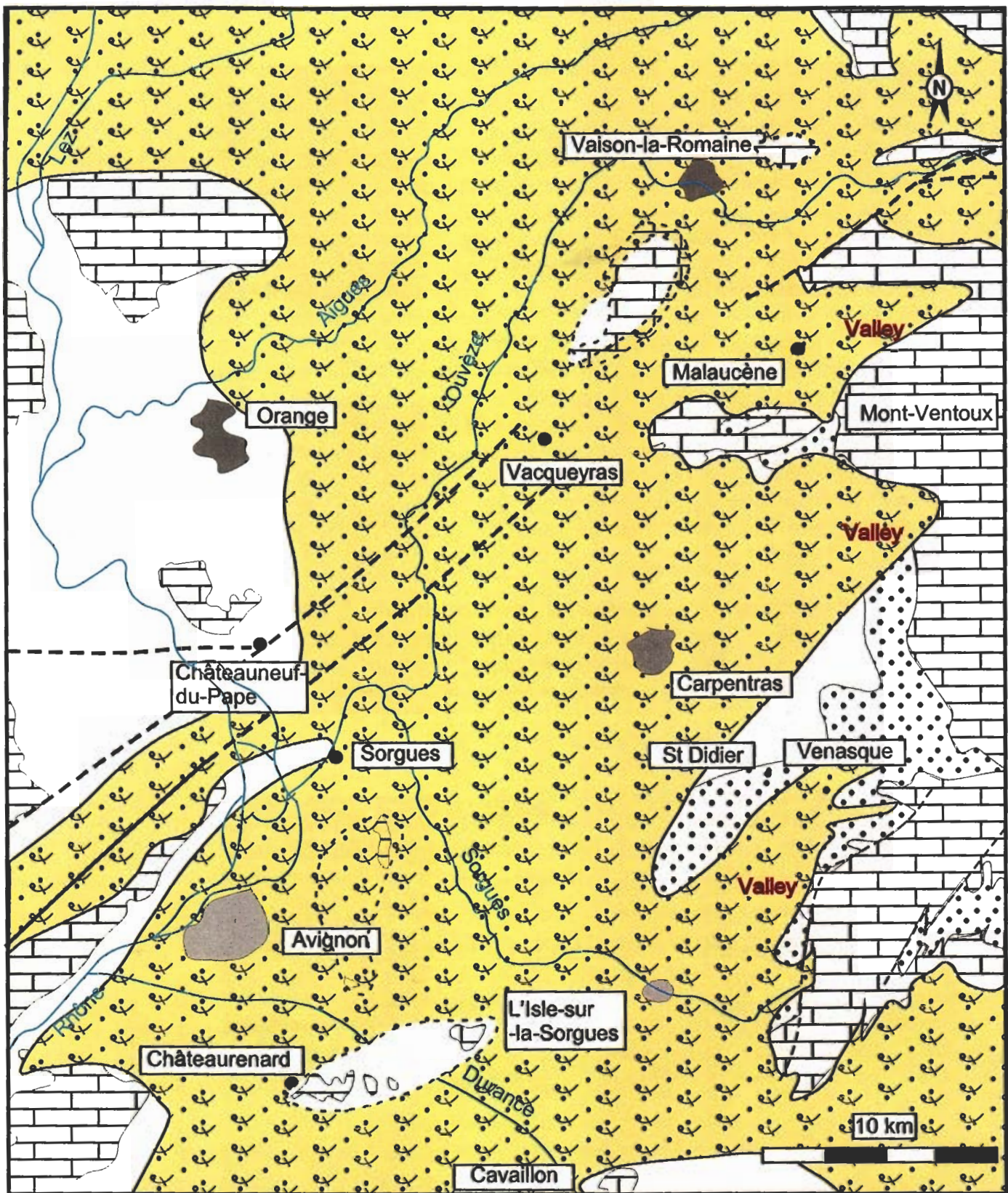
MODALITES GEOMETRIQUES DE L'ENNOIEMENT DES RELIEFS

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.



S1

Quaternary

Oligocène

Urgonien

PALEOGEOGRAPHIC MAP TST S2 UPPER BURDIGALIEN

FIG. 4

SCHEMATIC INFILLING BY LOWER AND MIDDLE MIOCENE DEPOSIT
OF SAUMANE INCISED VALLEY
(Scheme realised in the middle part of the valley)

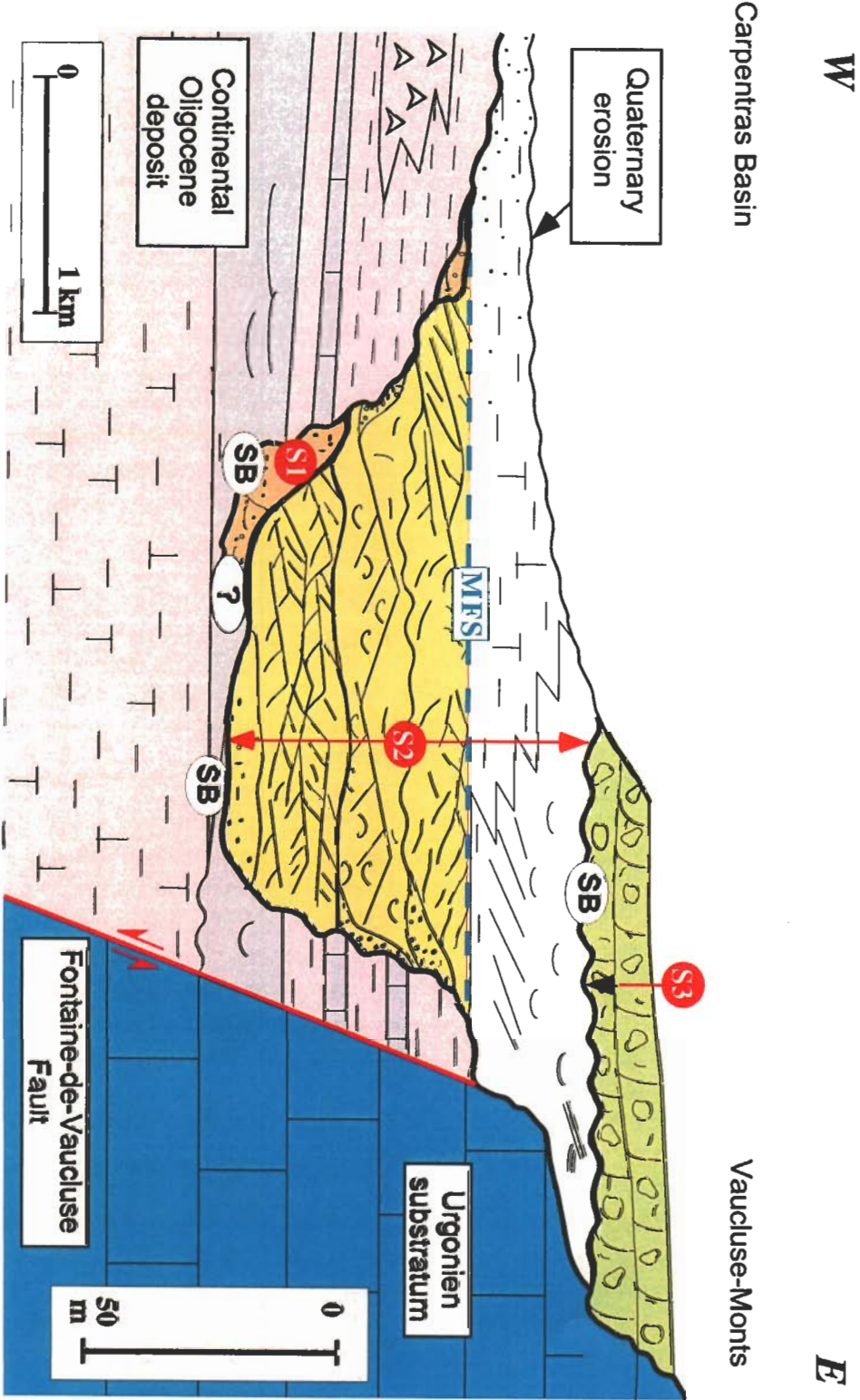


FIG 5

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'ennoïement 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

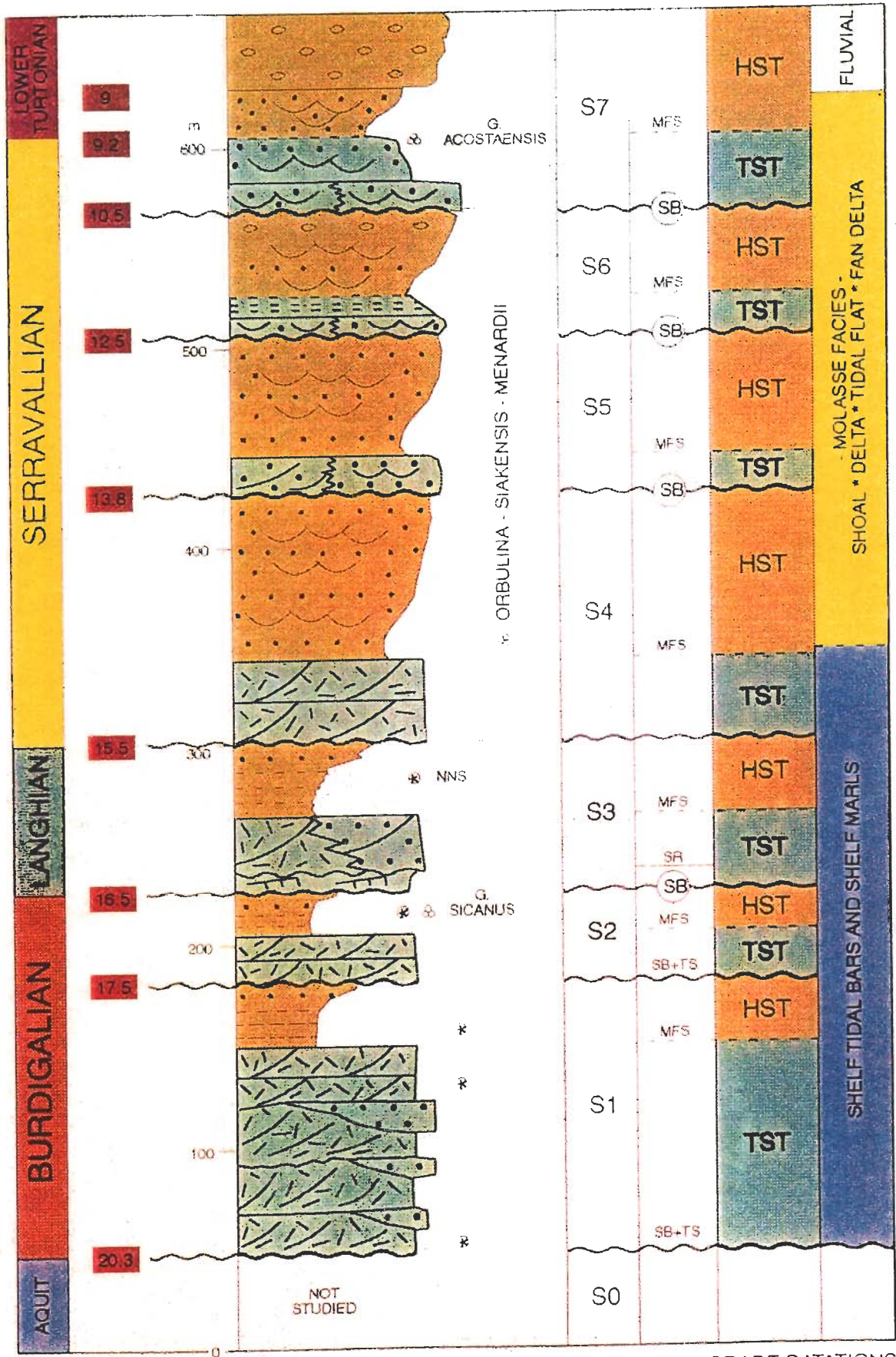
C'est la situation la plus originale. Elle se retrouve en différents endroits, en particulier en bordures du bassin de Valréas (Lesueur et *al.*, 1990), dans les synclinaux frontaux du Ventoux comme celui de Montbrun-les-Bains et celui de Châteauneuf-Miravail (Guy et *al.*, 1989) et en bordure du bassin de Carpentras (Parize et *al.*, 1997 ; Rubino et *al.*, 1997).

Ces incisions sont rapportées à des mécanismes d'érosion fluviales en domaine continental. Cette situation est quelque peu paradoxale car dans tous les 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 dépend de dépôts du Burdigalien inférieur. Ce qui implique pratiquement que le creusement doit avoir immédiatement précédé la première transgression burdigalienne ou la seconde : il est donc datable Oligocène terminal - Burdigalien inférieur.

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 ou burdigalienne 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 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.

MIOCENE MARINE DEPOSITIONAL SEQUENCES

FIG.6



* = GRADE DATATIONS

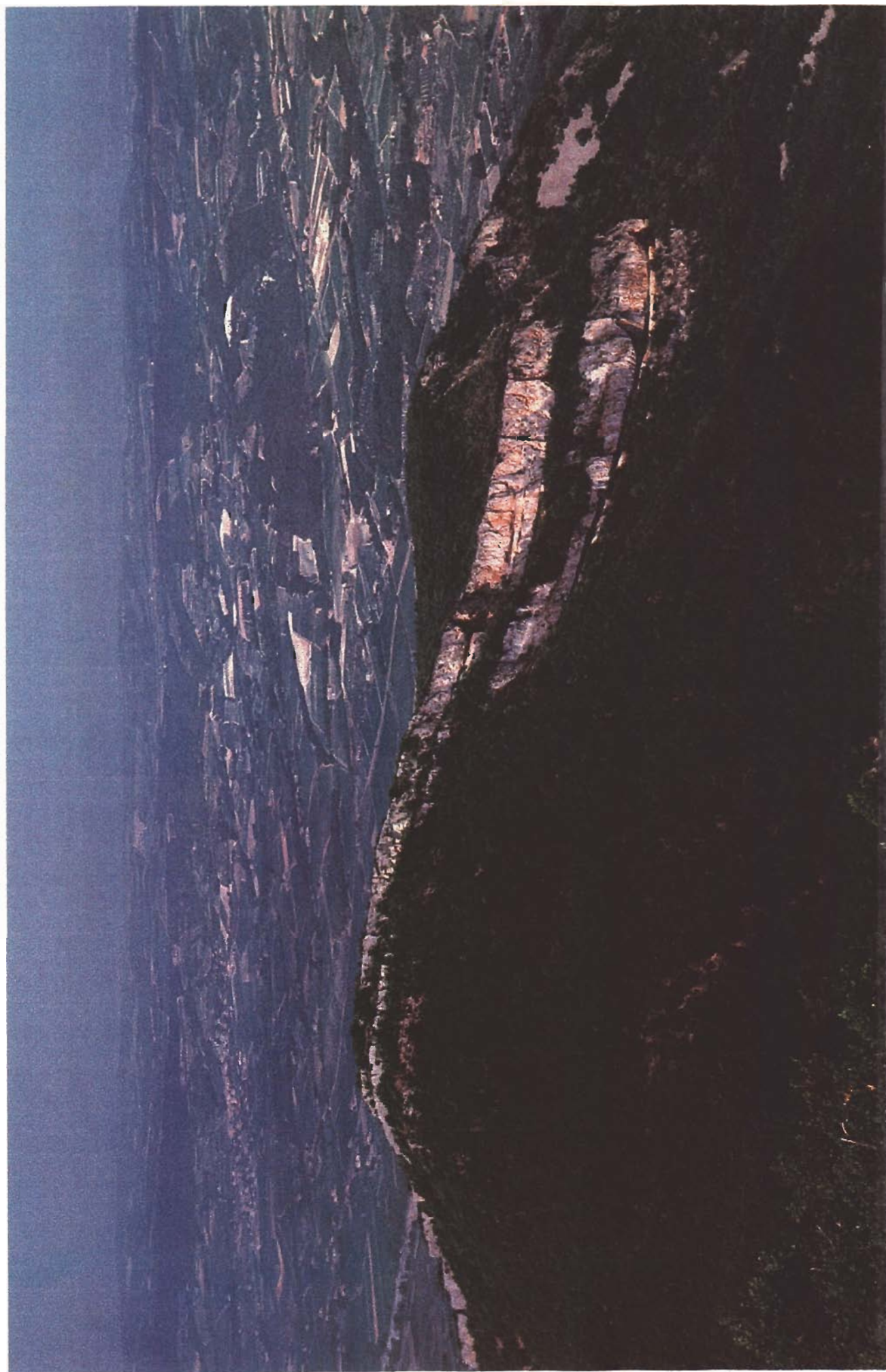


FIG.7 : On lap divergent du cortège transgressif de S2 au front des chaînes subalpines

3. ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DU MIOCENE INFÉRIEUR ET MOYEN DE LA RÉGION DE VENASQUE.

(O. PARIZE, J-L. RUBINO, D. BESSON, C. LAPORTE-GAALA, J-M. VILLAIN & H. SOUDET)

La région de Vénasque correspond au secteur occupé par les vallées incisées de Saumane-Venasque et de Fontaine-de-Vaucluse et leurs interfluves. Elle est à cheval sur les Monts de Vaucluse qui appartiennent à la Provence subalpine et sur les collines de Pernes appartenant à la bordure orientale du bassin Rhodanien. Les Monts-de-Vaucluse y montrent clairement une structure anticlinale de direction équatoriale appelée par Rivier (1960) structure de Saint-Gens qui serait contemporaine du bombement durancien et associée à une direction de raccourcissement méridienne. La transition morphologique entre les Monts-de-Vaucluse et les Collines-de-Pernes correspond à la faille de Fontaine-de-Vaucluse. Cette faille est scellée par les dépôts miocènes, Fig.(5). Elle change d'orientation de part et d'autre du secteur de Saint-Gens : au sud, elle présente une direction subméridienne dans le prolongement septentrional de la faille de Salon-de-Provence et au Nord, elle présente une direction N040 dans le prolongement des failles de Sault. Les collines de Pernes regroupent les plateaux de Vénasque, du Beaucet, de la Roque-sur-Pernes et de Saumane. Elles sont constituées de dépôts molassiques burdigaliens surmontant la série gypseuse oligocène. Ces dépôts burdigaliens, en inversion de relief sont en contre-haut de la plaine de Carpentras auréolée des marnes et des sables langhiens à serravalliens.

L'ÉTAT DE CONNAISSANCE SUR LE MIOCÈNE DE LA RÉGION DE VENASQUE

Au Sud de Vénasque, la région de Saumane et en particulier les tranchées de la route vers Fontaine-de-Vaucluse sous l'église Saint-Trophime Fig. (25) (33), offrent de remarquables conditions d'affleurements où des dépôts molassiques burdigaliens se présentent comme un empilement de mégarides à matériel mixte jaunâtre. Ce faciès avait servi à Demarcq (1959, 1970) de modèle à l'ensemble des dépôts burdigaliens de cette région.

Lors de l'établissement de la feuille de Carpentras (Blanc *et al.*, 1975), Anglada & Colomb (1975) subdivisent finement la Molasse gréseuse de Saumane (Demarcq, 1959, 1970) en caractérisant 5 grandes unités lithologiques et cartographiques dont l'épaisseur cumulée atteindrait 150 mètres, soit de bas en haut :

- Molasse de Saumane ou unité 1 (notée m1b1-2 sur la carte géologique) : Cette Molasse de Saumane (Anglada & Colomb, 1975) peut être découpée elle-même en une Molasse inférieure de Saumane (notée m1b1), localement très silici-clastique, et une Molasse supérieure de Saumane (notée m1b2), davantage calcaire, qui fait alors corniche dans le paysage. À partir du Beaucet et en allant vers le Nord, la Molasse de Saumane constituerait un ensemble, semble-t-il, homogène (*Ibid.*). Il apparaît que la Molasse inférieure de Saumane, définie par Anglada & Colomb (1975), correspond assez bien à la description de la Molasse gréseuse de Saumane de Demarcq (1959, 1970).

- Marnes et calcaires argileux en petits bancs friables ou unité 2 (notée m1b3).

- Calcaires argileux à oursins formant l'unité 3 (notée m1b4).

- Molasse calcaire correspondant à l'unité 4 (notée m1b5) : Cette molasse calcaire, riche en débris coquilliers, s'organise en bancs réguliers. Selon Anglada et Colomb (1975), cette unité 4 passerait latéralement à l'unité 5 suivante. Au Nord de la structure de Saint-Gens, les unités 3 et 4 se confondent et l'unité 4 diminue de puissance.

- Calcaires grossiers à Cellopora ou unité 5 (notée m1b6) : Ces calcaires sont les derniers témoins des dépôts burdigaliens de cette région selon Anglada et Colomb (1975). Ils

correspondent à une molasse exclusivement bioclastique. Ils sont exploités dans la carrière de Saint-Gens. Cette unité 5 sera désormais appelée Molasse de Saint-Gens.

En conclusion :

La Molasse de Saumane était, jusqu'à notre travail, le premier dépôt miocène du secteur (Demarcq, 1959, 1970 ; Anglada & Colomb, 1975). Elle repose en fait sur une formation silico-clastique qui avait jusqu'alors été intégrée à l'Oligocène (Triat & Truc, 1974 ; Blanc et *al.*, 1975) et que nous avons appelée Formation de la Crémade et datée du Burdigalien.

D'autre part la révision lithostratigraphique, menée par Anglada et Colomb (1975), ne concerne cependant pas les terrains miocènes de la bordure orientale du bassin de Carpentras (notés m2aA/S sur la carte géologique) comme, par exemple, au SE de Saint-Didier : ces dépôts restent toujours attribués à l'"Helvétien" (*ie.* Miocène moyen) (*eg.* Demarcq, 1959) : ils sont donc plus récents que ceux de la région de Vénasque.

LA SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE DU MIOCÈNE DE VÉNASQUE

Les observations réalisées ces dernières années (Parize et *al.*, 1997 ; Besson, 2000) et les nouvelles attributions biostratigraphiques permettent de proposer le schéma stratigraphique suivant, Fig. (8) :

La séquence S1 (Burdigalien inférieur)

Cette séquence regroupe tous les termes de la formation de la Crémade (Parize et *al.*, 1997) allant de conglomérats assez bien triés à des dépôts argilo-gréseux. Ainsi les termes de cette séquence sont silico-clastiques, à la différence des dépôts de S2 et S3 mixte à carbonatés. Les dépôts conglomératiques de la Formation de la Crémade affleurent assez largement au SE de la Roque-sur-Pernes, La Grange-Neuve, le Fraichamp et la Crémade. Les dépôts tidaux montrent une dominance des paléocourants vers le Nord : ils témoignent très certainement de deltas de flot (affleurements du Fraichamp et de la Grange Neuve). Ils constituent les dépôts transgressifs de S1.

Les termes du HST, bien visibles dans le vallon de Saumane, sont interprétés comme des dépôts de barres d'embouchure. Un échantillon prélevé au sommet de ces dépôts ne contient qu'*Helicosphaera ampliaperta*, ce qui indique une fourchette d'âge assez large comprise entre les nannozones NN2-4, toutefois la présence d'*ampliaperta* indique un Burdigalien. Inférieur élevé. Nous verrons que ceci est en accord avec l'âge de la séquence S2.

La séquence 2 (Burdigalien supérieur)

La base de la séquence S2 est marquée par une importante érosion : la quasi totalité des dépôts du Burdigalien inférieur est ainsi érodée. Une surface de pédogénèse a été reconnue au toit des calcaires oligocènes dans le secteur de Vénasque (Rocher aux Corbeaux ou Saint-Siffrien par exemple) ; plus vers le débouché du bassin d'Avignon, le sommet des dépôts de S1 correspond à une surface perforée par de lithophages associées à des galets et encroûtements ferrugineux.

Cette seconde séquence du Burdigalien débute localement par un intervalle marneux. En effet immédiatement sus-jacents à la surface d'érosion au sommet de S1, se rencontrent ponctuellement des affleurements métriques à plurimétriques de marnes blanchâtres à grisâtres. Ces marnes sont surmontées par le conglomérat de transgression à galets verdis et/ou perforés, puis par le complexe de barres tidales. Ces marnes sont interprétées comme les témoins de faciès lagunaires ou déposées en milieu protégé derrière une barrière pendant les tous premiers stades de la transgression (« early » TST).

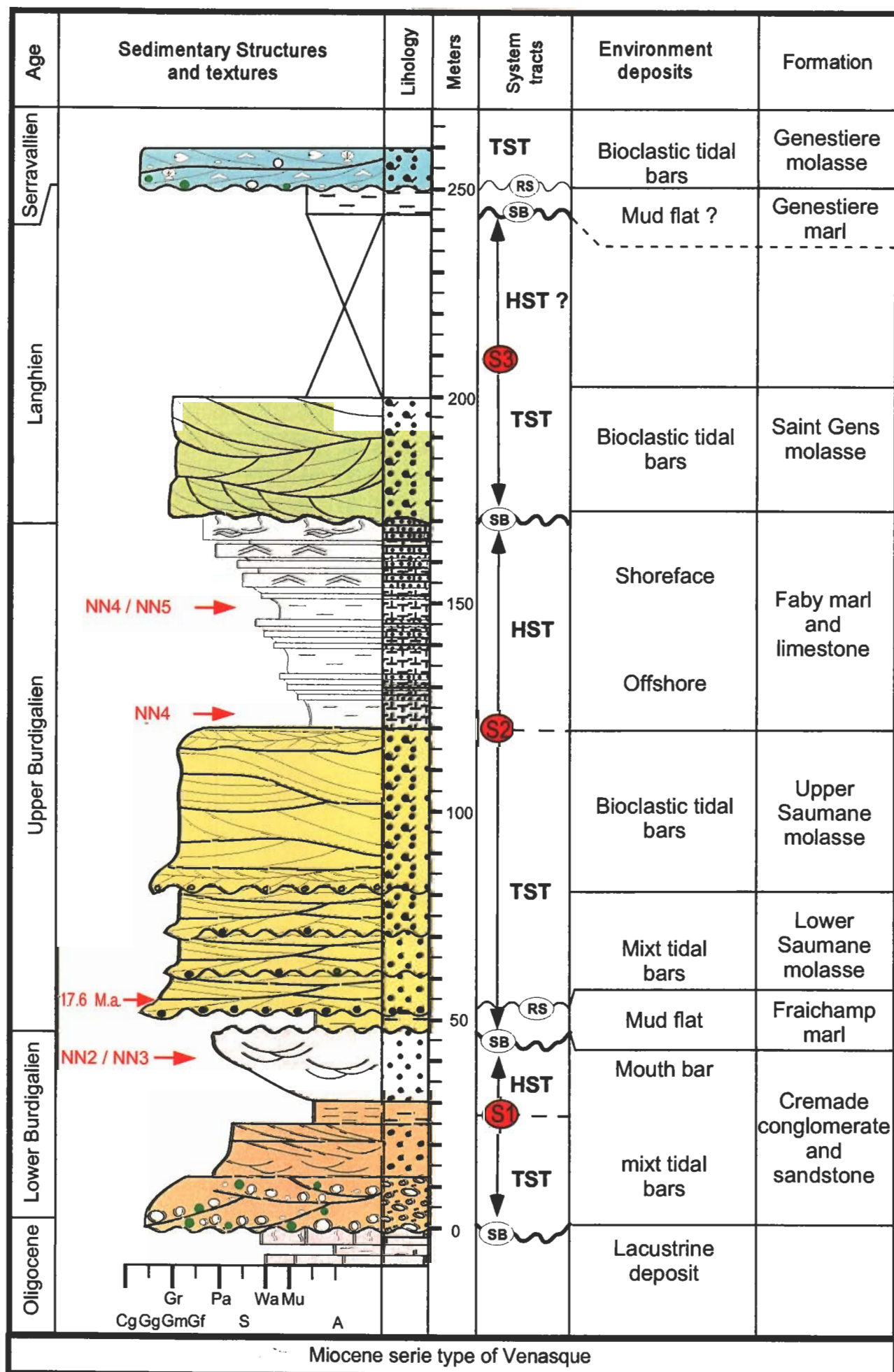


FIG.8

La Molasse de Saumane correspond au TST de la séquence. La caractérisation d'une Molasse supérieure et d'une Molasse inférieure, correspondant respectivement à des dépôts bioclastiques et à des dépôts mixtes (Demarcq, 1970 ; Anglada et Colomb 1975) est justifiée à partir du Nord de Saumane en direction de Vénasque. Vers le Sud, il apparaît désormais qu'il y a 3 cycles du type molasse mixte puis molasse bioclastique au sein même de la Molasse inférieure. Les directions de migrations des corps dunaires sont le plus souvent vers le N ou le NE. Ils sont interprétables comme les témoins de deltas de flot (B. Dalrymple, comm. orale). La conséquence de ces observations et de cette interprétation, c'est que l'essentielle du matériel bioclastique a une origine plus distale.

Les dépôts du HST de S2 montrent une organisation faciologique particulière : Au Nord de Vénasque, dans le secteur de Payan, ou des Roches Rouges, les calcarénites sommitales du HST présentent de nombreuses évidences tidales, remaniées par les vagues de houle. Ce caractère tidal s'estompe rapidement vers le Sud. Ce critère sédimentologique est un argument important attestant de la pérennité des courants de marée en période de haut niveau marin relatif, donc de l'existence d'un confinement morphologique encore important. Il s'agit d'une observation importante car elle est plutôt exceptionnelle ; dans la mesure où dans tout le reste du bassin Rhodanien, les faciès tidaux sont presque systématiquement associés aux systèmes transgressifs.

L'âge de cette séquence est établi grâce à la présence de *Globigerinoïdes Sicanus* dans les marnes de la base du cortège de haut niveau marin à St Didier en position d'interfluve par rapport à la vallée. Cette datation est cohérente avec l'âge d'horizon marneux synchrones dans l'ensemble du bassin, Pouyet et *al.* (1984), Wallez et *al.* (1986), Gourinard et *al.* (1985).

La séquence langhienne S3

La base de la séquence S3 est bien caractérisée par une surface d'émersion comme sous les Gardy ou à Saint Gens. La séquence langhienne S3 n'est représentée que par la Molasse de Saint-Gens correspondant à son cortège transgressif. Elle n'est pas datée biostratigraphiquement ; son attribution au Langhien se fait sur la base de corrélations régionales, notamment avec le bassin de Valréas Parize et *al.* (1999) ou la Basse Provence, Anglada et *al.* (1987).

La séquence serravallienne S4

Enfin les barres tidales très grossières de la Genestière constituent très certainement les dépôts transgressifs de la séquence S4 (la séquence serravallienne). Cette attribution est établie pour le moment à la fois sur des bases géométriques et des corrélations notamment avec le Lubéron. Cette attribution ainsi que celle de la barre de la molasse de St Gens devra être confirmée faute de microfaune par des datations isotopiques (en cours). Comme dans le cas de S2, il existe un terme marneux précédent immédiatement l'installation du complexe tidal.

Cette révision stratigraphique n'a pas été limitée au seul complexe des paléovallées incisées du secteur de Vénasque. Dans le bassin de Carpentras, la succession litho-stratigraphique se résume désormais comme indiqué sur le tableau ci-joint.

Découpage séquentiel (ce	Formations lithologiques travail)	Demarcq (1959) : Région de Vénasque	Demarcq (1959) : Bassin de Carpentras	Anglada et Colomb (1975) : (in Blanc et al., 1975)
S3 - HST	(n'affleurent pas sur la zone de Vénasque)	(n'affleurent pas sur la zone de Vénasque)	"Sables et grès Stériles de Carpentras"	m2a A/S pro parte
S3 - TST	"Molasse de Saint-Gens"	"Molasse sableuse de Saumane"	"Molasse zoogène du Comtat"	Unité 5 : m1b6
S2 - HST	molasse et marno-calcaires		"Marnes et argiles bleutées de Caumont"	Unité 4 : m1b5
				Unité 3 : m1b4
				Unité 2 : m1b3, m2aA/S pp.
S2 - TST	"Molasse de Saumane"		"Molasse sableuse de Saumane"	supérieure : m1b2 Unité 1 : inférieure : m1b1
TST/HST - S1	"Formation de la Crémade"	Oligocène		

Tableau 3 :

Nouvelle correspondance entre les différentes formations miocènes de la région de Carpentras et de Vénasque. Signification séquentielle.

4. ORGANISATION GEOMETRIQUE DU MIOCENE INFERIEUR ET MOYEN DE LA REGION DE VENASQUE : LES PALEOVALLEES INCISEES DE SAUMANE ET DE FONTAINE-DE-VAUCLUSE. (O. PARIZE, D. BESSON & J-L. RUBINO)

Cette organisation a pu être appréhendée par

- la cartographie de détail des dépôts miocènes de ce secteur établie cortège par cortège, Fig.(9) ;
- la réalisation d'une cartographie en isopaches du complexe de barres tidales de S2 (TST de S2) contrainte par une centaine de coupes dans le remplissage et autant de valeurs ponctuelles au niveau des interfluves, Fig. (10) ;
- l'établissement de profils longitudinaux et transversaux à travers les paléovallées de Saumane-Venasque et de Fontaine de Vaucluse, Fig. (11-12-13-14- 15).

La cartographie des séquences de dépôts du Miocène de la région de Vénasque met en évidence (i) l'existence d'une vallée incisée antéburdigalienne (Parize et *al.*, 1997) avec la présence d'une incision profonde en marches et paliers dans le substratum oligocène, (ii) d'une nouvelle incision entre S1 et S2 (Besson, 2000) et démontre l'influence de la déformation syn-sédimentaire.

L'EXTENSION DES SEQUENCES ET DES CORTEGES SEDIMENTAIRES

- Les dépôts de la séquence S1 sont préservés entre les massifs oligocènes de Pernes-les-Fontaines et le talweg de la paléovallée remplie par S2 Fig.(5)(9). Ils constituent une bande étroite de quelques centaines de mètres. Les dépôts plongent vers le Sud et n'affleurent du fait de leur érosion, qu'au Sud de la Roque sur Pernes (pour les dépôts du TST) et à l'Ouest de Saumane (ceux du HST).
- Les dépôts tidaux du TST de S2, Fig (5) (9) (10) s'organisent selon une bande d'orientation NNE - SSW. Les limites occidentale et orientale sont irrégulières et dessinent de nombreuses indentations. Les plus importantes se trouvent dans le secteur de la Roque-sur-Pernes ou à l'Est de Saint-Didier. L'axe Le Beaucet - Saint-Gens constitue un changement morphologique majeur. Ce secteur où les dépôts sont confinés dans une passe de largeur plurihectométrique, limite un secteur sud centré sur Saumane largement ouvert sur le bassin d'Avignon et un secteur nord où les dépôts dessinent une cuvette ovoïde.

L'EMBOITEMENT DES SEQUENCES

De ce fait, le schéma simple d'une seule incision entre l'Oligocène et le Burdigalien inférieur que nous avons précédemment proposé, doit être abandonné. En effet une première incision a bien lieu avant le dépôt de la séquence S1 mais une seconde incision se situe à la base de la séquence de S2 soit aux environs de 17.5 Ma. Cette seconde érosion est responsable de la quasi-disparition de S1 dans la région, Fig. (5).

Cette observation a des répercussions importantes sur la géométrie de la surface enveloppe des paléovallées mais également sur les géométries du remplissage. La séquence S2 est emboîtée dans la séquence S1 et l'axe de son talweg est décalé vers les Monts-de-Vaucluse. La surface enveloppe des séquences S1 et S2 est une surface composite qui a évolué non seulement au cours des deux phases d'incision fluviale mais également lors des phases de transgression (surface d'abrasion par la houle).

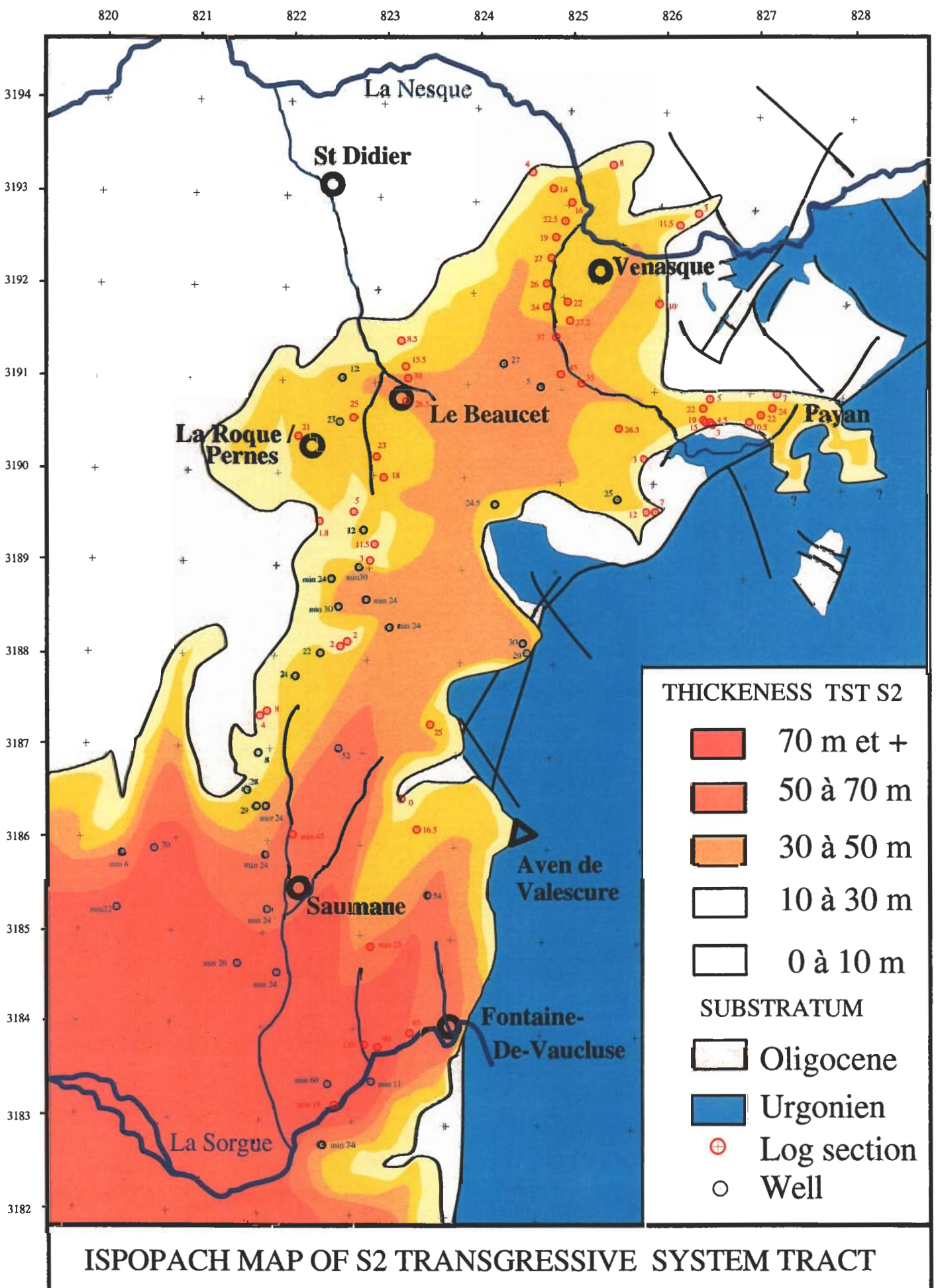
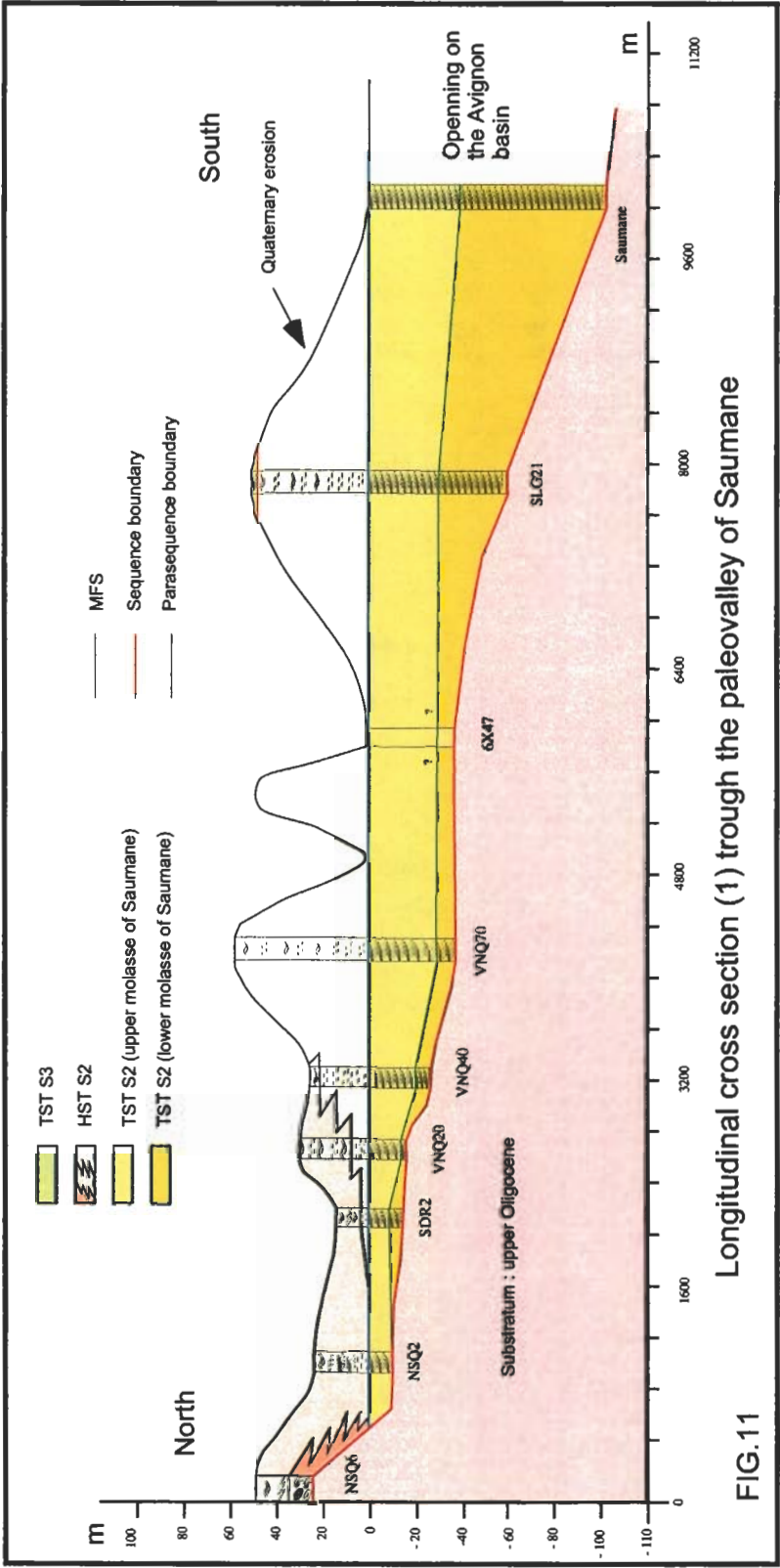


FIG. 10



Longitudinal cross section (1) through the paleovalley of Saumane

FIG.11

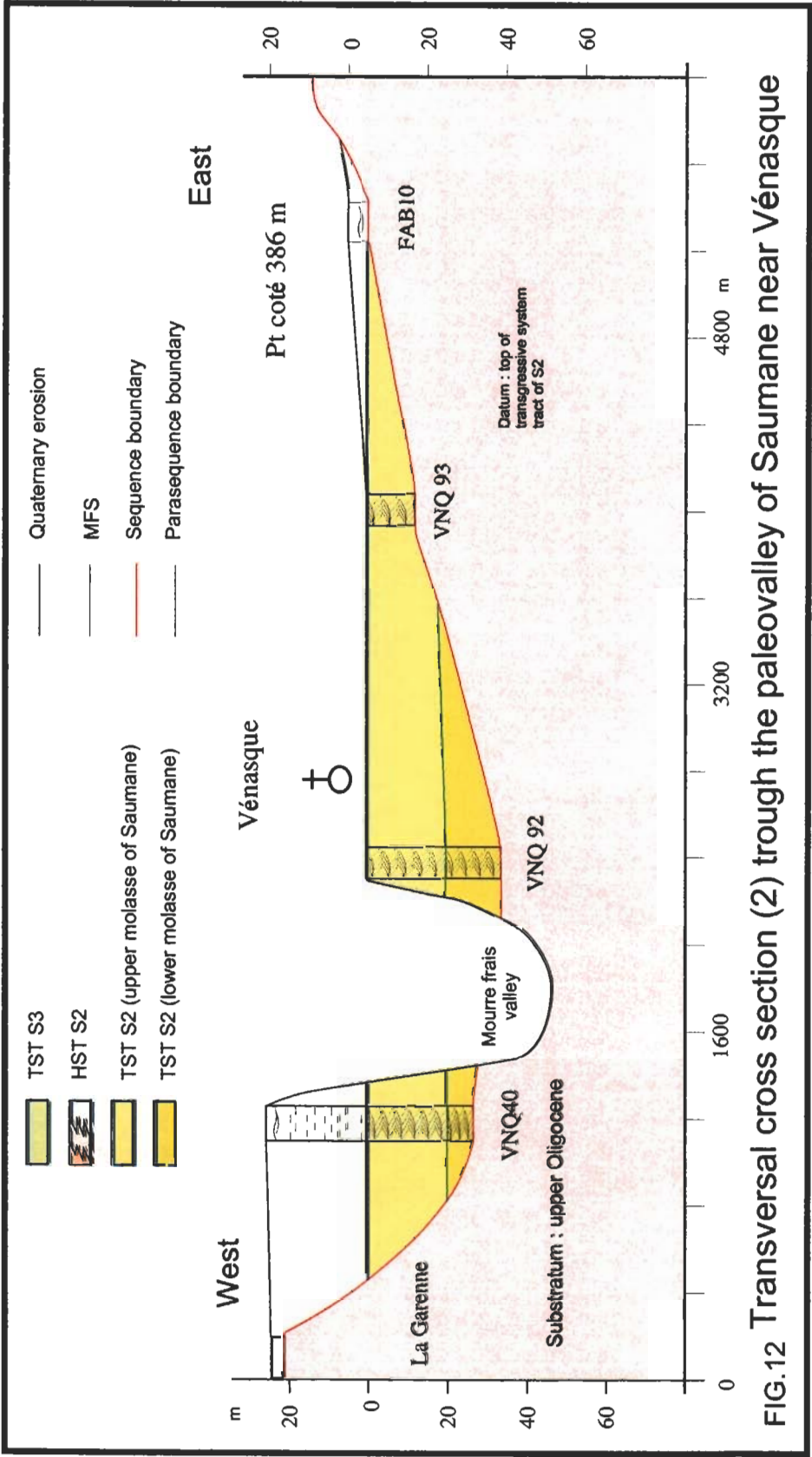


FIG.12 Transversal cross section (2) trough the paleovalley of Saumane near Vénasque

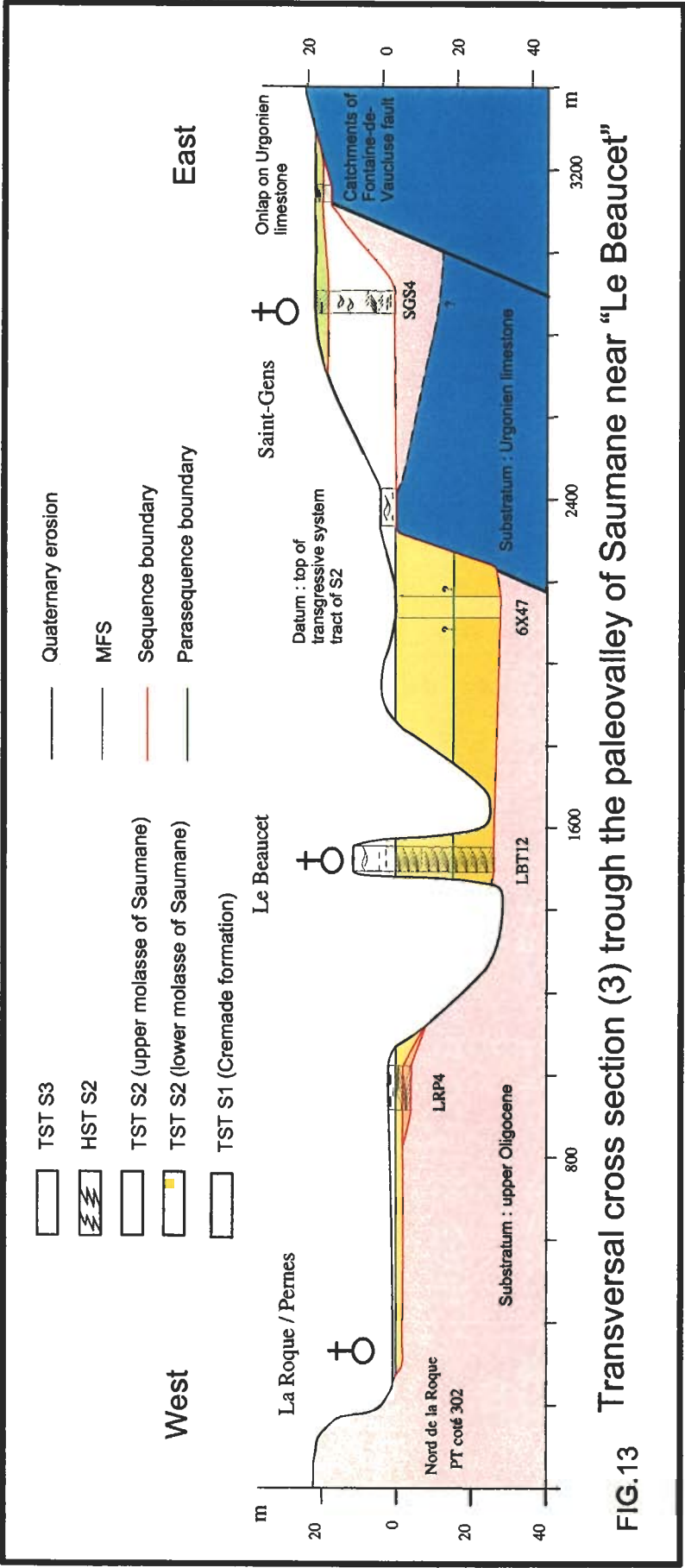


FIG.13 Transversal cross section (3) trough the paleovalley of Saumane near "Le Beaucet"

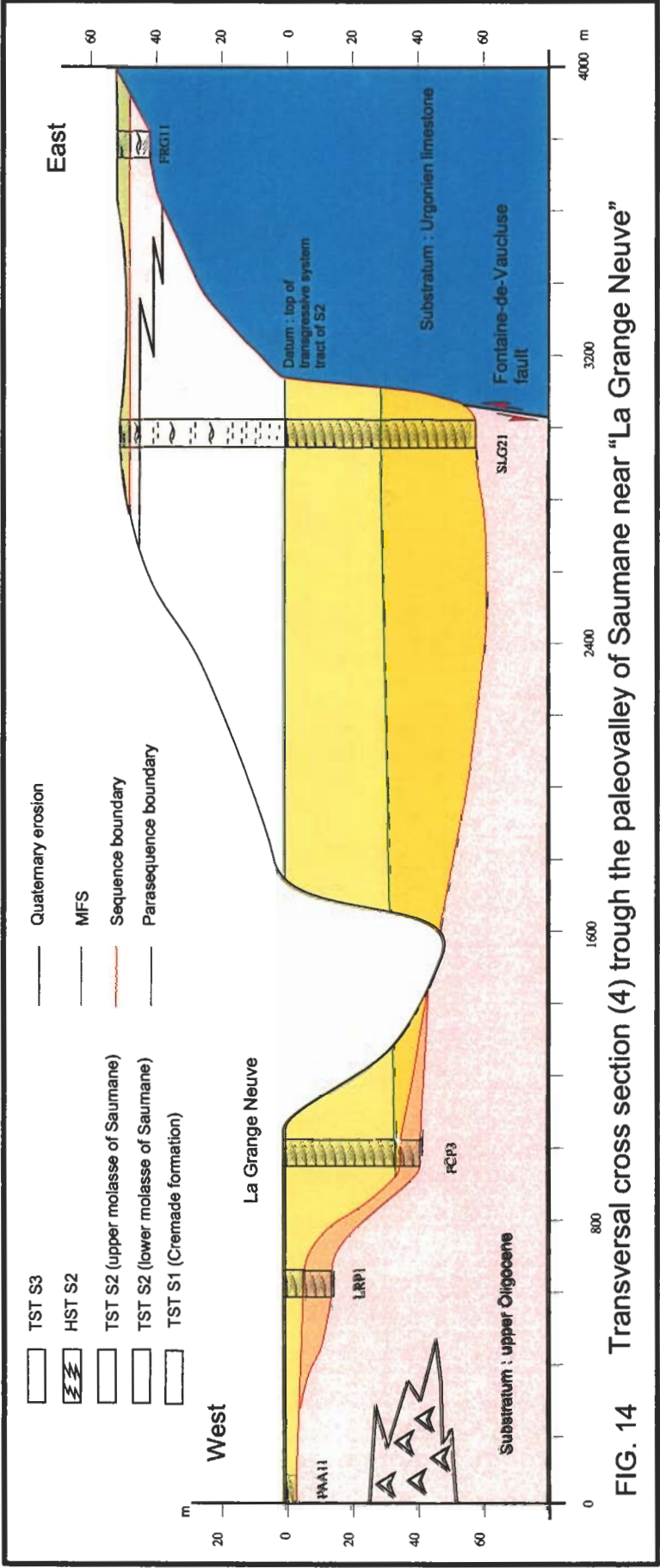
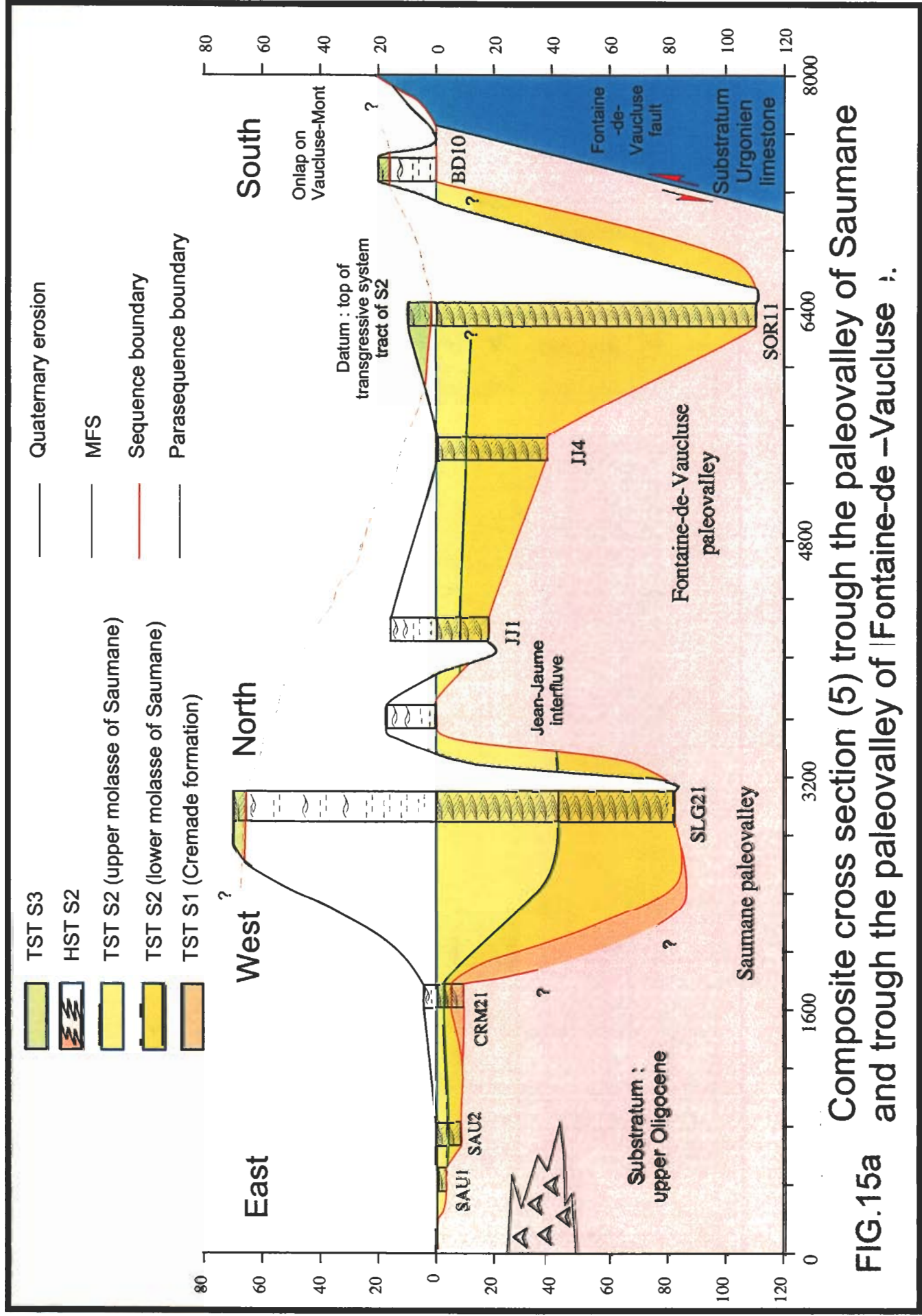
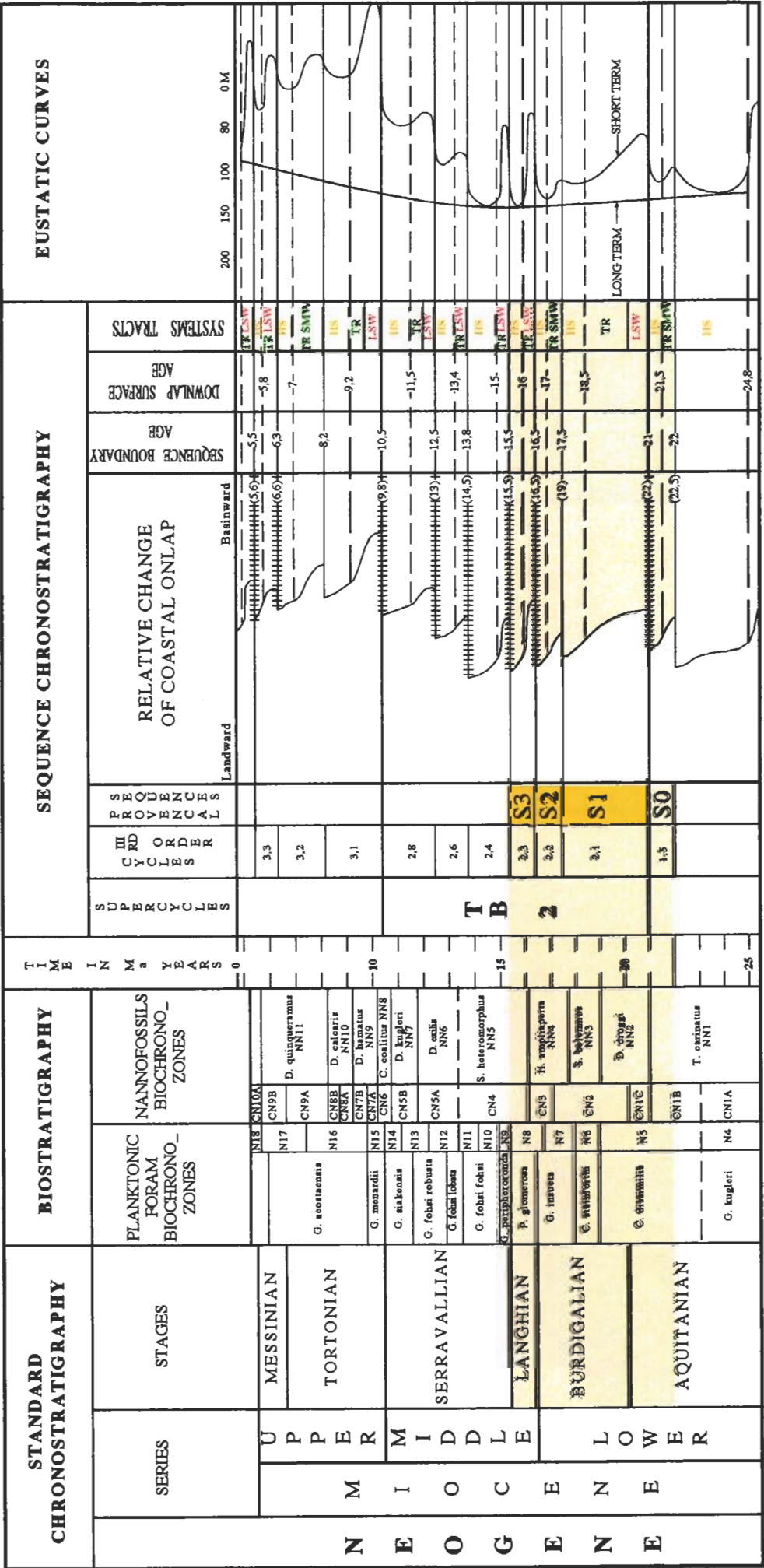


FIG. 14 Transversal cross section (4) through the paleovalley of Saumane near "La Grange Neuve"



Composite cross section (5) trough the paleovalley of Saumane and trough the paleovalley of Fontaine-de-Vaucluse

FIG.15a



LES PALEOVALLEES INCISEES DE LA REGION DE VENASQUE

Dans le secteur de Vénasque, 2 systèmes de vallées incisées sont désormais caractérisés.

Un système de vallées incisées comblé par la séquence S1.

L'épaisseur complète du remplissage peut être estimé à une soixantaine de mètres. Cette incision peut encore être rapportée au seul effet des chutes du niveau marin relatif finioligocènes ou aquitaniennes. Par effet des érosions successives, l'extension cartographique de cette paléovallée ne peut être d'avantage précisée.

Un système de vallées incisées comblé par S2

Ce système comprend 2 paléovallées principales : la paléovallée de Saumane-Venasque et la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse, Fig. (15). Elles confluent au sud de Saumane. L'épaisseur de leur remplissage est supérieur à une centaine de mètres et de l'ordre de 50 à 70 mètres sur leurs trois premiers kilomètres. Cette incision ne peut être rapportée aux seuls effets d'une baisse du niveau marin relatif entre le Burdigalien inférieur et le Burdigalien supérieur dont l'amplitude est faible, Haq *et al.* (1987) Fig. (16) , Hardenbol *et al.* (1998).

Leurs interfluves sont bien circonscrites. L'interfluve de Jean-Jaume, Fig. (15a) sépare la paléovallée de Fontaine de Vaucluse de celle de Saumane-Venasque. Les affleurements oligocènes de la Combe de Béringuier à l'Est de Saumane et des Soleillants à Fontaine de Vaucluse, Fig. (15b) montrant une surface en marche d'escalier et perforées s'ouvrant vers l'ESE en sont une illustration spectaculaire.

L'interfluve occidental de la paléovallée de Saumane est désormais bien précisé. Il n'est recouvert par les dépôts du HST de S2 qu'au sud de l'axe Le Beaucet - Saint-Gens ; au nord, les dépôts du HST de S2 viennent y reposer en *onlap* ; ils restent de ce fait confinés.

La cartographie met en évidence au sud de Valescure la fossilisation de la faille de Fontaine-de-Vaucluse et l'empiétement des dépôts miocènes sur le massif Urgonien. Cette observation combinée avec les variations d'épaisseur déduites de la carte en isopaques laisse envisager la présence d'une vallée très courte et très profonde dont l'apex se situerait en direction de l'aven de Valescure. Le fonctionnement d'une éventuelle résurgence antéburdigalienne du système karstique des Monts-de-Vaucluse (paléo-Sorgue) avait été envisagé par Parize *et al.*, (1997). En effet même si l'approfondissement du karst des Monts-de-Vaucluse est d'âge Messinien (Puig, 1990), son développement a pu démarrer dès le Crétacé supérieur et être actif durant les phases d'incisions. Cette hypothèse pourrait être argumentée par les résurgences colorées à l'apex de la paléovallée de Saumane lors des colorations entreprises sur les Monts de Vaucluse pour tracer les circulations karstiques aboutissant à la Fontaine de Vaucluse (Ruel, comm. orale).

L'existence de ces exurgences karstiques à l'amont de ces deux paléovallées aura des répercussions importante sur les associations biologiques et le développement d'organismes vivant dans des eaux claires et modérément salées.

La principale vallée incisée comblée par le Burdigalien supérieur est celle de Saumane-Venasque qui peut être suivie sur plus de 8 km du Sud vers le Nord. Au nord de l'axe Le

Beaucet - Saint Gens cette vallée va s'ouvrir en deux, la branche de Vénasque et la branche de Payan. La branche de Vénasque se dichotomise à son tour.

La branche de Payan est certainement la plus importante. Elle présente la particularité de se terminer juste en face de deux vallées sèches creusées dans l'Urgonien des Monts de Vaucluse Fig. (10). Ces deux vallées sèches présentent des flancs en palier (témoignage d'encoches littorales ?) et surtout un caractère méandriforme singulier. Une telle géométrie fluviale inscrite dans le massif rocheux carbonaté implique l'existence préalable d'un système méandriforme aggradant, lequel est passé en incision suite à une chute rapide du niveau de base.

Deux hypothèses peuvent être évoquées ici. La première consiste à envisager un débordement du piémont fini-Miocène sur les Monts du Vaucluse, d'une des rivières le drainant, puis d'associer le creusement à l'épisode messinien. La seconde hypothèse est d'imaginer un débordement des piémonts Oligocènes et d'associer le creusement au même épisode Miocène Inférieur que celui de la vallée de Saumane - Vénasque.

A l'heure actuelle aucune de ces deux hypothèses ne peut être valablement discriminée. En effet, concernant la première hypothèse, outre que l'on ne connaît aucun dépôts pliocènes dans ce secteur, on ne connaît pas non plus de canyon messinien de la Nesque de plus, La Fontaine de Vaucluse étant une résurgence karstique vraisemblablement d'origine messinienne qui draine tout le plateau de Vaucluse, il est difficile d'imaginer qu'un réseau de drainage ait commencé à s'établir, puis le karst soutirant le flux, celui soit abandonné et maintenu en contre haut. Concernant la seconde hypothèse, elle se heurte comme la première d'ailleurs à une totale absence de témoins continentaux sur le plateau, par ailleurs les deltas oligocènes étant mal préservés il est difficile d'en restituer la paléogéographie et la localisation des émissaires. De plus les talwegs des paléovallées sèches sont légèrement en contrebas des dépôts miocènes auxquels ils seraient supposés se rattacher ; certes un surcreusement voir une modeste dissolution depuis 25My pourrait peut être le justifier, mais on reste cependant très surpris par la fraîcheur des versants pour des incisions qui pourraient être si anciennes. Il est indispensable d'affiner la géométrie de ces vallées sèches et celle des paléovallées miocènes pour pouvoir assurer cette dernière hypothèse.

7. LE MIOCENE DE VENASQUE : UN EXEMPLE DE RELATION ENTRE TECTONIQUE ET EUSTATISME. (D. BESSON, O. PARIZE, J. COLSON & J-L. RUBINO)

L'usage des données classiques d'analyse géologique que sont la cartographie et les coupes ne permet pas d'appréhender complètement la réalité de formes géologiques complexes. C'est la principale raison qui justifie l'usage d'un géomodeleur, en l'occurrence GoCad, pour bénéficier de ses représentations graphiques.

UN MODE DE REPRESENTATION GRAPHIQUE 3D : LE GEOMODELEUR GOCAD 3D

Cette représentation graphique Fig. (17) est établie à partir des données cartographiques acquises lors de l'investigation terrain et numérisées et des coupes levées par Parize et *al.* (1997) et Besson (2000) et des sondages disponibles auprès de la banque de données du sous-sol, dont les cotes (x, y, z) de chacune des discontinuités ont été caractérisées.

Seules la surface à la base de S2 (SB S2) et la MFS de S2 ont pu être traitées et représentées dans de bonnes conditions car la qualité d'une surface modélisée, c'est-à-dire la ressemblance / cohérence avec la réalité géologique, dépend de plusieurs facteurs, à savoir:

- la quantité de données
- la précision des données
- la méthode utilisée

La numérisation des données à partir de la carte au 1 : 10000 a permis d'obtenir plus de 2500 points avec une précision inférieure à 10 m pour chacune des coordonnées. La quantité et la précision de ces données (même si elles restent nettement inférieures à celles des données GPS) sont cependant en mesure de fournir des résultats de bonne qualité. Prochainement ce travail sera complété par une saisie cartographique à l'aide d'un GPS Différentiel.

Le principe général de GoCad et son usage dans le cas particulier de surfaces complexes du type de celles d'une incision fluviale et les méthodes testées et employées pour représenter ces surfaces sont détaillées par ailleurs (Besson, 2000). Pour établir une représentation graphique la plus proche de la réalité géologique, des contraintes géologiques et géomorphologiques ont été retenues. La construction de la surface basale de S2 passe alors par plusieurs stades préparatoires

- Le contour de la vallée est défini comme contrainte par un chapelet de points de contact numérisés à partir de la cartographie
- Le talweg de la vallée est précisé par numérisation de nouveaux points créés entre les points d'observation sûrs les plus bas reconnus et en considérant que la pente entre eux était régulière. L'ensemble de ces points est également défini comme contrainte.

Une surface simplifiée de la paléo-vallée peut alors être créée à partir de ces deux groupes de points. Cette surface est peu vraisemblable car résultant d'une interpolation linéaire et d'une triangulation grossière.

Pour améliorer la représentativité de l'image, le maillage est augmenté afin de pouvoir introduire l'ensemble des données cartographiques digitalisées, des coupes et des sondages. La surface qui est alors obtenue peut être déformée à l'aide de l'ensemble des points de données pour donner l'image finale.

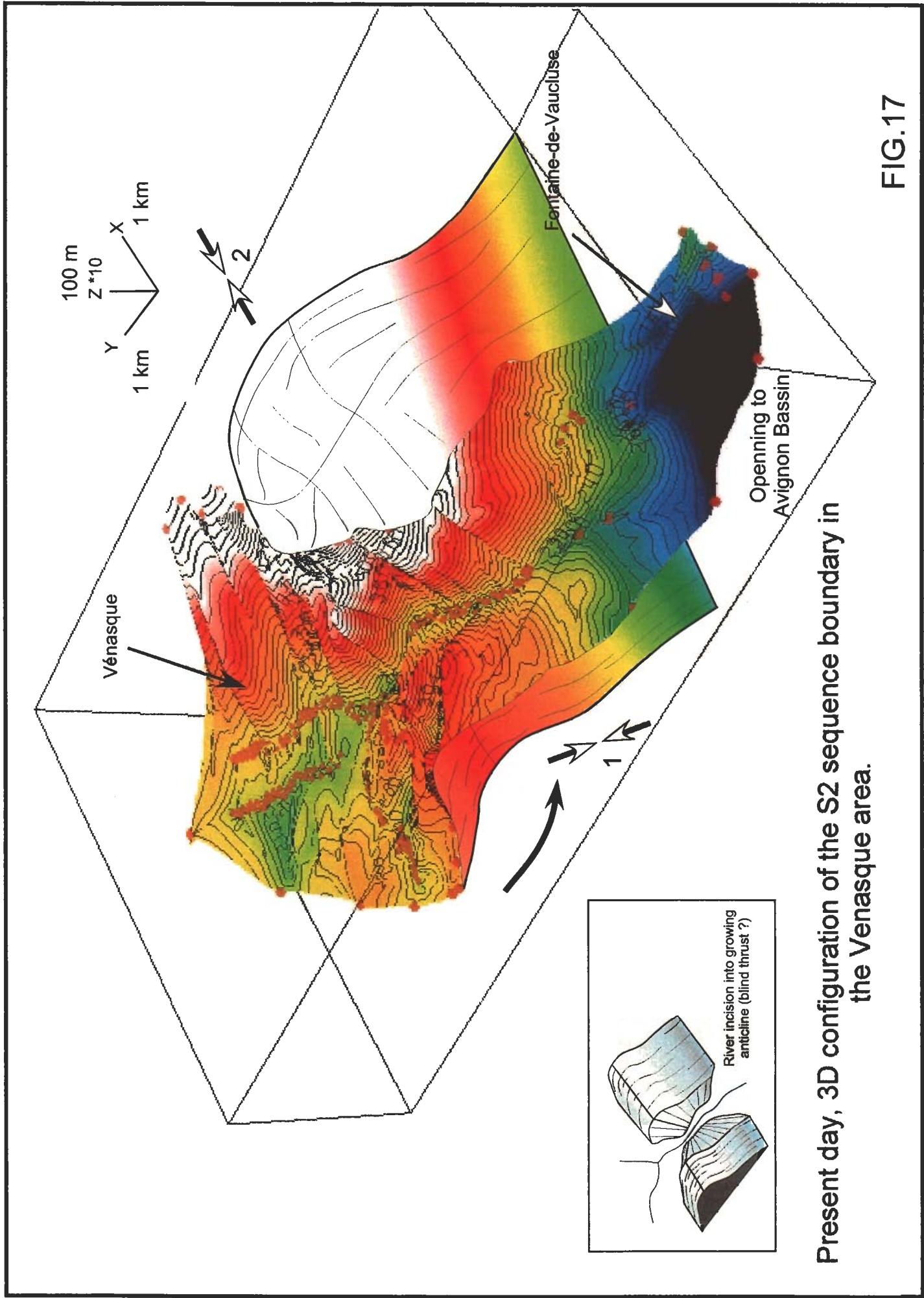
LA REPRESENTATION GRAPHIQUE 3D DU COMPLEXE DE PALÉOVALLÉES

Les résultats obtenus à l'aide du géomodeleur GoCad modifient assez nettement l'image simple du complexe de vallées incisées comblé par S2.

La base de la séquence S2 : la géométrie de l'incision anté-Burdigalien supérieur

Du Nord vers le Sud (soit d'amont vers l'aval) cette surface présente tout d'abord un petit bassin évasé avec une digitation bien marquée en direction de l'Est (branche de Payan). Cette dépression s'ouvre vers le Sud après de véritables gorges entaillées perpendiculairement à la structure anticlinale équatorienne de Saint-Gens, Fig.(17). La surface s'enfonce ensuite rapidement vers le bassin d'Avignon. La paléovallée de Saumane-Venasque présente l'image particulière d'une cuillère dont le manche serait orienté vers le sud : dépression au Nord, bombement dans la partie médiane, puis descente régulière vers le Sud.

Au Sud-Est la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse est également marquée.



Present day, 3D configuration of the S2 sequence boundary in the Vénasque area.

La MFS de S2

Cette surface présente un bombement au niveau de l'anticlinal de Saint-Gens, Fig. (18) et une flexuration très prononcée vers le SSW de l'ordre de 8°. Cette géométrie pourrait être expliquée par une faille inverse, voire un chevauchement sous-jacent. L'hypothèse d'un chevauchement aveugle à vergence Sud peut être étayée par deux observations de terrain :

- Au niveau de l'interfluve de Jean Jaume, entre JJ1 et JJ2, la MFS présente un décalage d'environ 5 à 10m, sans plus de précision compte tenu du pendage structural qui s'accroît à partir de ces points vers le sud (point de flexure).
- Sur le flanc SE du vallon de la Tapy, de petites failles inverses de direction ESE-WNW affectent la Molasse de Saumane.

Cette forme de la MFS de S2 à Vénasque rappelle celle de la MFS de S1 au niveau du massif de Saint Restitut (Ouest du bassin de Valréas) et pour laquelle le rôle d'un chevauchement aveugle est également envisagé (Parize et *al.*, 2000).

Dans la partie amont du système, dans le secteur des Faby (FY1) à l'est du Beaucet, la représentation de la surface d'inondation maximale permet de montrer un soulèvement du compartiment oriental associé avec la création d'une dépression qui est bien rendue sur le terrain par la divergence sur ses deux flancs des bancs repère du HST tandis que les termes les plus supérieurs ne sont plus affectés par cette déformation.

En conclusion :

S'il ne semble pas que la tectonique joue un rôle majeur dans la profondeur de l'incision de S1, son influence semble majeure pour expliquer l'importance de l'incision entre S1 et S2. Cette déformation se prolonge durant le dépôt du TST pour expliquer les *onlaps* divergents au sein de la Molasse inférieure de Saumane, Fig. (19) sur le flanc SSW du bombement puis certainement durant le HST (Les Faby). Cette analyse faite à l'échelle du secteur de Vénasque est bien complétée par des observations ponctuelles.

Ainsi à Fontaine-de-Vaucluse, en rive gauche de la Sorgue, des dépôts molassiques attribués à la séquence S1 sont plissés selon un axe compris entre 150 et 180°. Puis en aval, en rive droite de la Sorgue, un petit anticlinal oligocène présente une direction méridienne. Les dépôts du TST de S2 reposent en discordance avec des figures de ravinement très net, sur des calcaires oligocènes structurés en anticlinal d'axe équatorial et ne sont pas affectés à cet endroit par la déformation. Cette phase de déformation est certainement à mettre en relation avec l'amplification tectonique de la chute du niveau de base relatif.

À l'Est de Vénasque, au lieu-dit les Fabres (FAB10) les dépôts de haut niveau sont nettement ravinants et discordants sur l'Oligocène redressé à environ 20° vers l'Ouest. Cartographiquement ces dépôts sont discordants sur ceux du TST de S2 qui a lui aussi été basculé avec l'Oligocène (VNQ 93).

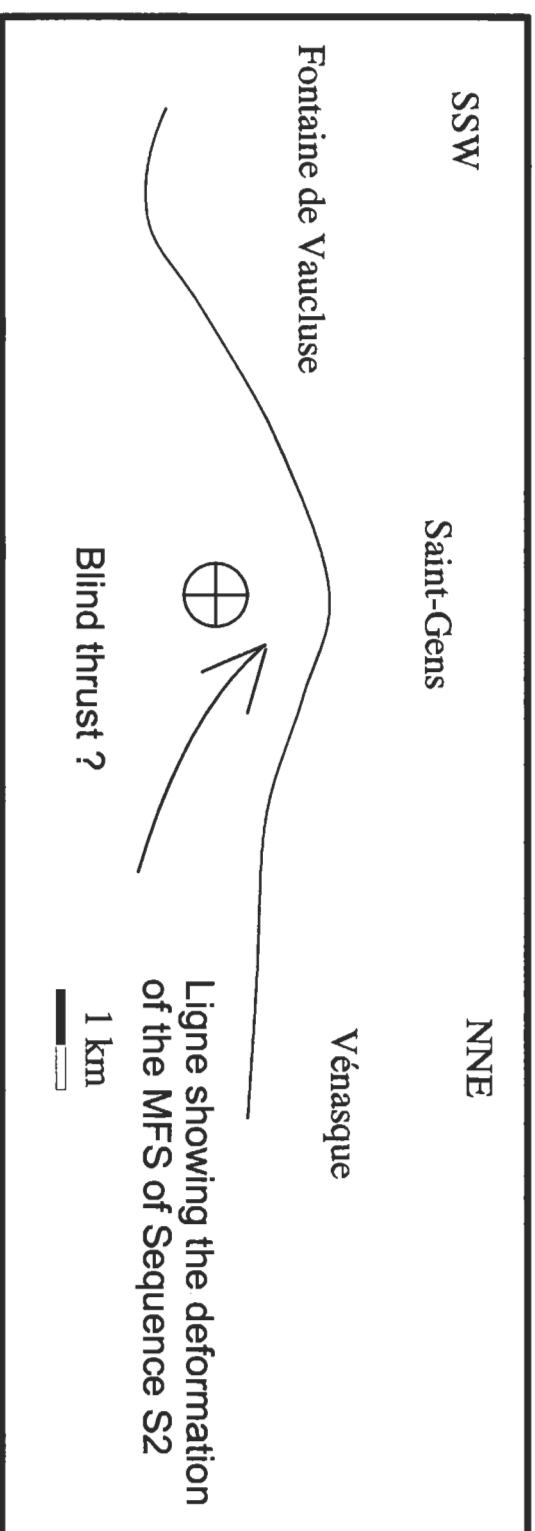
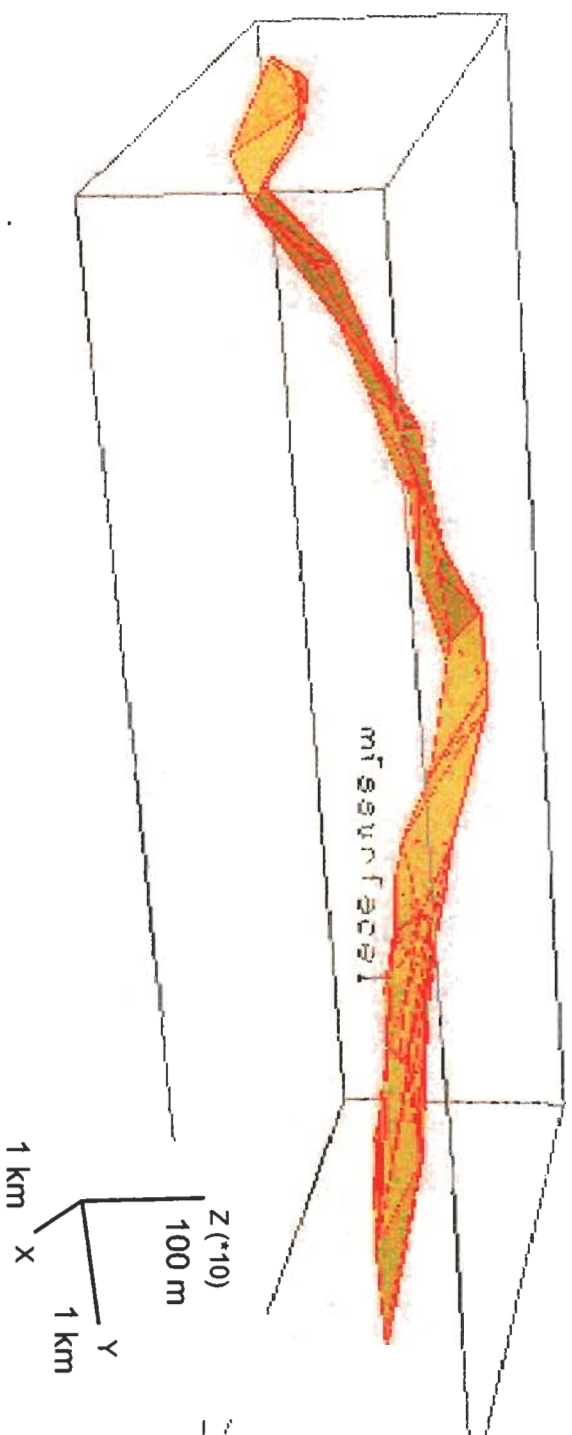


FIG. 18 : Present day configuration of the S2 maximum flooding surface showing the St Gens anticline growing.

LES EVIDENCES D'UNE DEFORMATION PENDANT LA SEDIMENTATION DU MIOCENE INFERIEUR.

Dans le secteur de Vénaque

L'évolution tectono-sédimentaire de la région de Vénaque peut être schématisée de la sorte :

À la fin de l'Oligocène, s'opèrent à la fois (i) le comblement des bassins lacustres et (ii) une pénéplénation avec développement de rivières méandriformes. Les chutes du niveau marin relatif qui suivent notamment à l'Aquitainien provoquent une première phase d'incision dans l'Oligocène supérieur. Cette érosion affecterait également l'Urgonien des Monts de Vaucluse. La part de la tectonique locale dans cette première incision n'a pu être déterminée précisément, elle semble toutefois mineure au profit d'une surrection régionale beaucoup plus large. Cette première incision est comblée tout ou en partie (?) par S1.

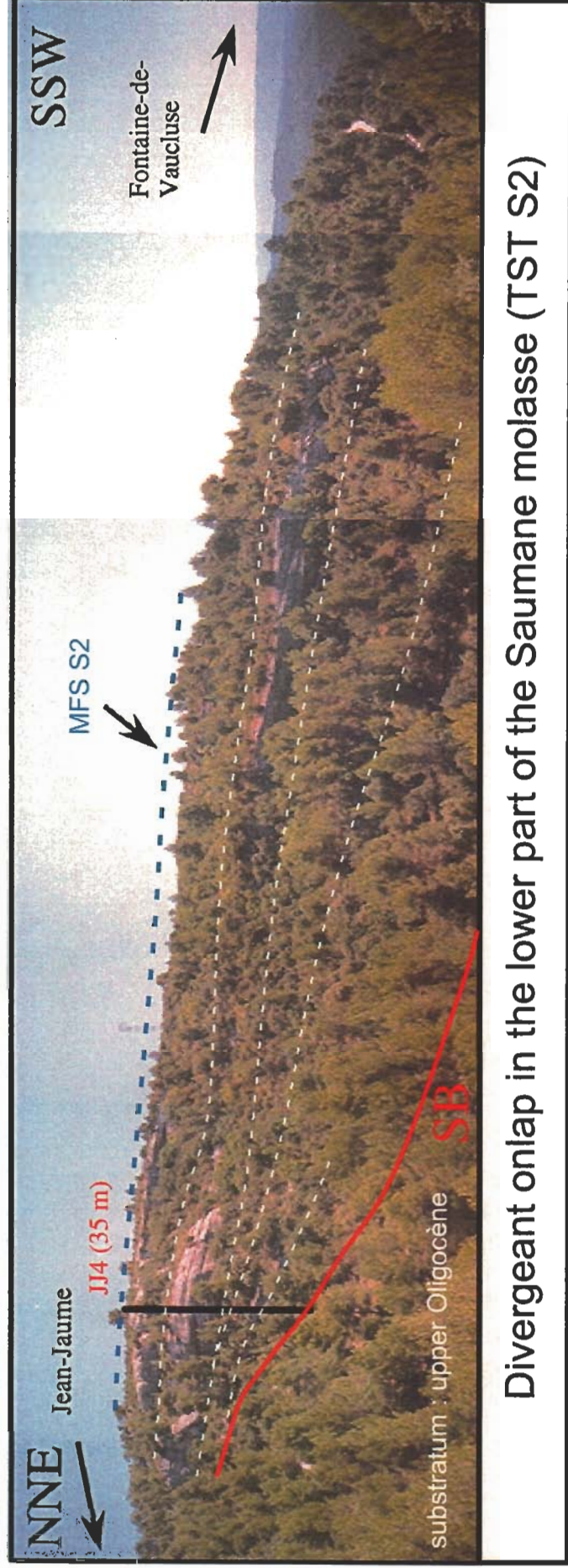
Une nouvelle phase d'incision fluviale a lieu avant le Burdigalien supérieur provoquant l'érosion partielle des dépôts de S1 et le surcreusement des dépôts oligocènes. Son axe est décalé vers l'Est par rapport à la précédente. La part de l'amplification tectonique dans la chute relative du niveau marin est supérieure à la composante strictement eustatique. Il semblerait que se soit des résurgences karstiques qui alimentent les rivières ; ce fonctionnement se prolonge durant le dépôt du TST ceci afin de rendre compte de la présence abondantes d'*Elphidium* , (Parize et al., 1997), foraminifère benthique à forte tolérance dulçaquicole

L'incision est telle que les dépôts du HST restent confinés à l'apex de la vallée de Saumane-Vénaque. Cette phase de surrection peut soit être reliée à une poursuite de la surrection régionale liée au bourrelet périphérique, soit à l'activation tectonique d'accidents locaux par suite d'une accélération de la déformation tangentielle pré Burdigalien Supérieur, Rubino et Clauzon (1996). Cette déformation se prolonge durant le TST et la plus grande partie du HST de S2. La partie ENE du secteur étudié est alors soulevée.

La séquence langhienne S3 semble ennoyer l'ensemble des paléovallées et les dépôts transgressent alors sur les Monts de Vaucluse qui sont à leur tour ennoyer par la séquence serravallienne S4.

Dans le bassin rhodanien miocène

Cette déformation locale pendant le Miocène inférieur mais notamment au Burdigalien Supérieur est en fait un phénomène qui ne se limite pas à la partie proximale du bassin : au golfe de Digne (Crumeyroille et al., 1991). En effet il existe de nombreuses évidences d'une déformation précoce affectant l'ensemble du bassin. C'est le cas dans les Alpilles où Collomb (1982) a décrit des *tops lap* dans le Burdigalien, qui sépare en fait les séquences S1 et S2. De la même façon, l'existence de surfaces à facettes sur le revers sud du Lubéron, Clauzon (1980) indique des évidences de déformation pré Helvétique (i.e. pré Burdigalien Sup.). Plus récemment, Rubino et al., 1997 ; Parize et al., 1999 ont montré que toute la bordure subalpine du bassin Rhodano-provençal était affectée par une déformation syn burdigalienne. Celle-ci se manifeste depuis Nyons au Nord (discordances progressives) Fig. (7), jusqu'à Vaison la Romaine au Sud, où comme dans le Vélodrome à Digne, il existe un plis syn Burdigalien scellé par la séquence langhienne S3. Une géométrie analogue a aussi été mentionnée au Front du Ventoux, dans le synclinal de Montbrun les Bains où la séquence langhienne scelle un plis



Divergeant onlap in the lower part of the Saumane molasse (TST S2)

FIG.19

Burdigalien. (L Guy, Com. Orale) ; par ailleurs les travaux les plus récents sur le même secteur, Montenat et *al.* (2000) semble confirmer cette déformation intraburdigalienne. Toutes ces évidences de déformation durant le Burdigalien indique que contrairement au schéma général qui traditionnellement rapportait l'essentiel de la déformation Alpine au Miocène Supérieur (Phase tortonienne) ; il existe en fait, un continuum de la déformation depuis le début du fonctionnement du bassin molassique. Qui plus est et comme dans la plupart des bassins flexuraux, cette déformation ne se limite pas aux parties internes de la chaîne ou se développent les « piggy back » mais affecte l'ensemble du bassin, jusqu'aux limites de l'avant pays.

6. LES CALCAIRES BIOCLASTIQUES DE VENASQUE : DES ASSOCIATIONS FAUNISTIQUES ET FACIOLOGIQUES DE CARBONATES D'EAU FROIDE (FACIES FORAMOL) (O. PARIZE, C. JAVAUX, J-L. RUBINO, J-M. VILAIN)

Une centaine de lames minces représentatives des différents faciès burdigaliens et notamment du cortège transgressif de S2 ont été analysées afin d'appréhender une évolution faciologique spaciale. Trois coupes en position proximale ont été échantillonnées en détail pour caractériser l'évolution stratigraphique des faciès :

- * les coupes PAY 11, Fig. (20) et PAY 33 de Payan au Sud-Est de Vénasque ;
- * la coupe VNQ 21 de Saint-Siffrein à l'Ouest de Vénasque, Fig. (21-22).

Il faut en retenir :

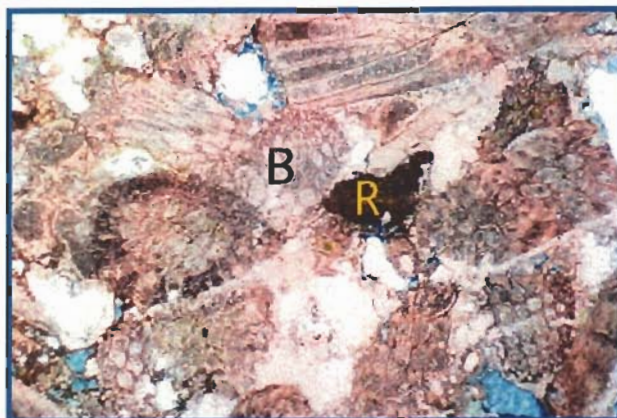
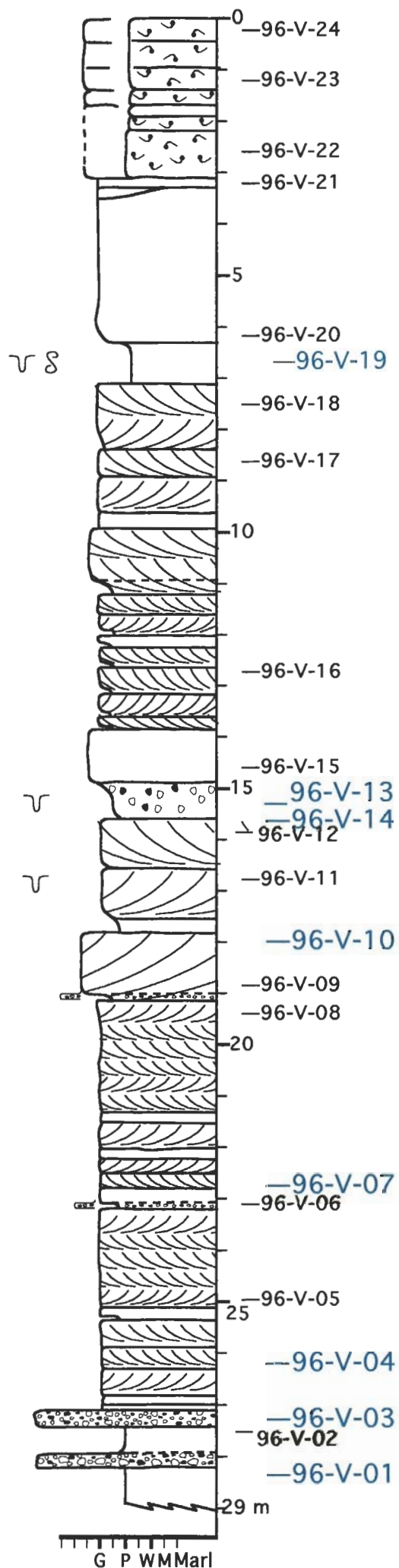
- Les dépôts burdigaliens S2 de cette région sont essentiellement mixtes : la proportion moyenne de quartz est faible, de l'ordre de 20 %. La Molasse inférieure de Saumane présente localement la plus forte proportion en quartz (jusqu'à 60%) au voisinage des dépôts silico-clastiques de la formation de la Crémade (séquence de dépôt S1) et au débouché de la paléovallée sur le bassin d'Avignon. Le matériel silici-clastique peut venir du substratum burdigalien et oligocène lors de la transgression mais peut-être d'avantage des secteurs environnants comme ceux de Valréas ou d'Apt par une dérive littorale.

Les calcaires molassiques langhiens de Saint-Gens (cortège transgressif de S3) sont exempts de quartz.

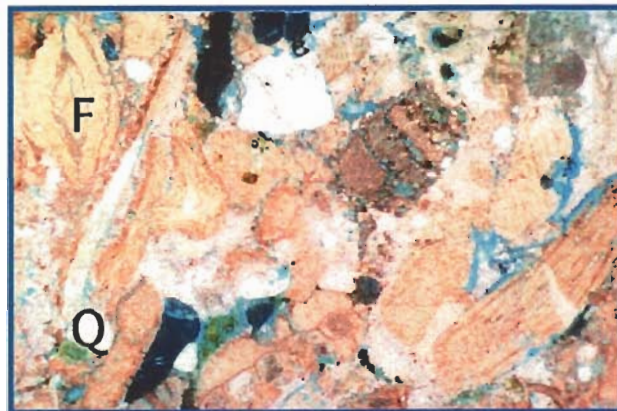
- La majorité des lames présente l'**association bryozoaires - lamellibranches - échinodermes - algues rouges - foraminifères benthiques**, Fig. (23), **typique du faciès FORAMOL caractéristique des moyennes latitudes**, Fig. (24) (Lees & Buller, 1972). Les foraminifères benthiques sont presque exclusivement représentés par des seules formes hyalines (eg. amphistégines) ; les formes agglutinées sont rares et les formes porcelanées (eg. miliolles) sont absentes. De rares fragments de balanes et de brachiopodes ont été reconnus.

Cette absence de miliolles, de dasycladacées et de polypiers isolés est fréquente dans les milieux soumis à un hydrodynamisme très important. Ce qui corrobore les observations sédimentologiques. Des coraux ont été recueillis plus au Nord, dans la région de Malaucène (Pouyet *et al.*, 1974).

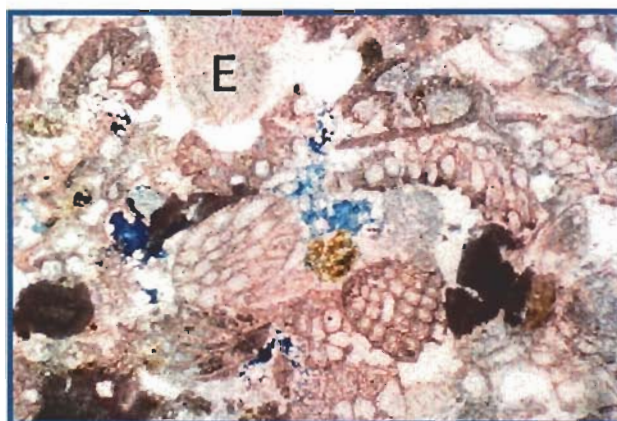
- Il existe un organisme intermédiaire entre une algue et un foraminifère (déterm. TOTALFINAELF) : *Koskinobullina* (photo 96-V-01). Cet organisme présente un test hyalin qui n'en fait pas un polypier. Il vit fixé sur un substrat lithifié (comme les balanes, voire des brachiopodes). Comme il a besoin de lumière pour assurer sa synthèse chlorophyllienne, il ne se développe pas à plus de 40 mètres de profondeur (le plus souvent entre 15 et 30 mètres) dans des eaux propres, non turbides. Il demande donc des conditions de vie comparables à celles des Amphistégines, proches des conditions subrécifales. L'importance de la zone



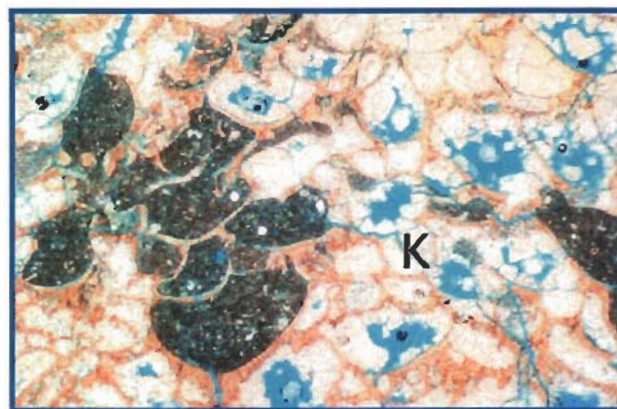
96-V-14



96-V-10



96-V-04



96-V-01

PAYAN, PAY 11

Molasse de Saumane

FIG.20

VÉNASQUE, VNQ 21 partie basale

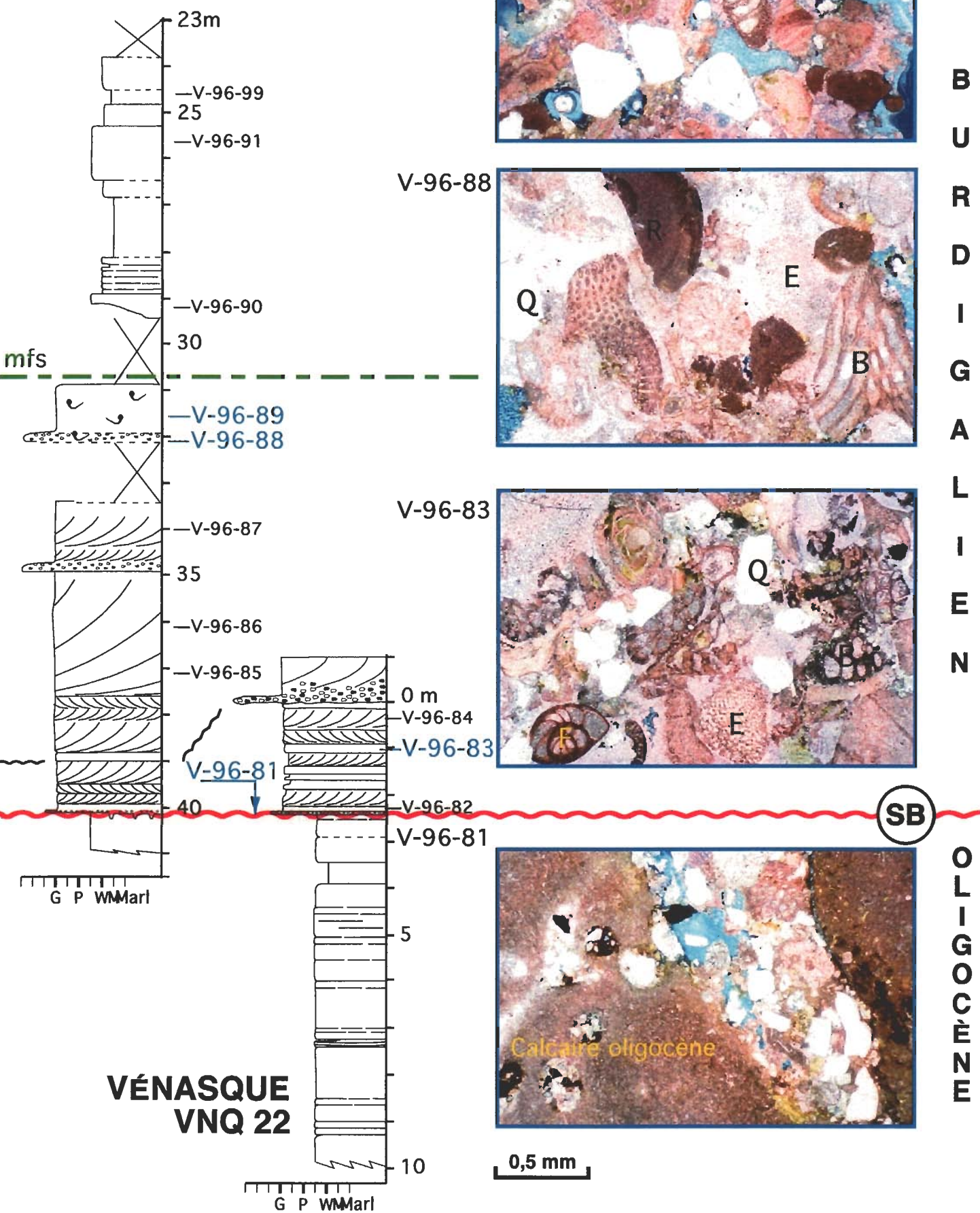
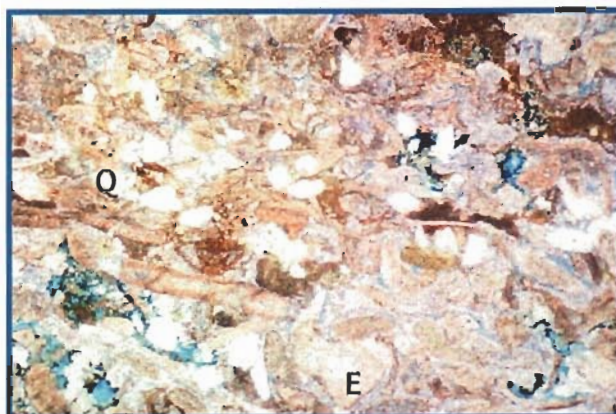
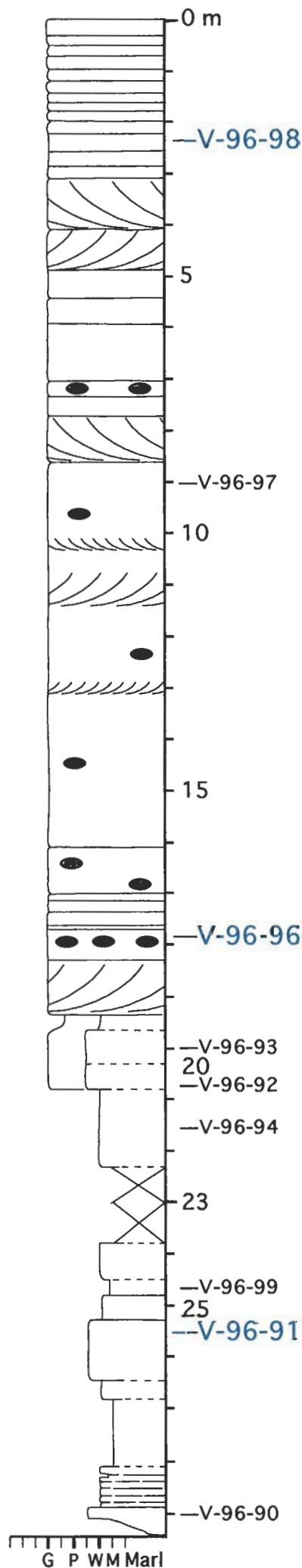
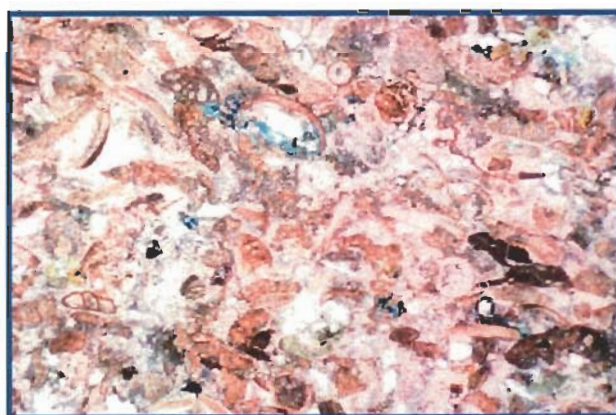


FIG.21

VÉNASQUE, VNQ 21 partie supérieure

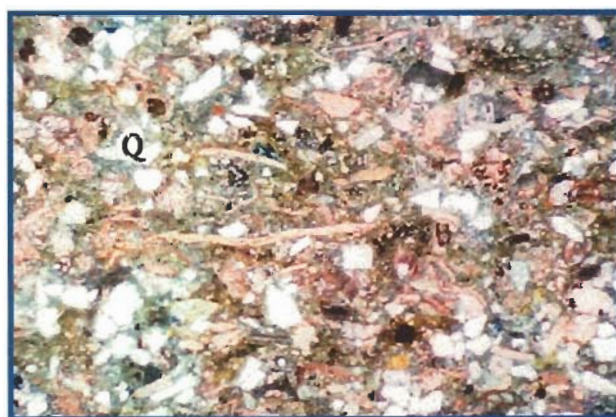


V-96-98



V-96-96

B, bryozoaires
E, échinodermes
F, foraminifères benthiques
R, algue rouge
K, *Koskinobullina*
L, lamellibranche
Q, grain de quartz



V-96-91



0,5 mm

Évolution des microfaciès au sein de la séquence S2
du Burdigalien supérieur
(barres tidales bioclastiques du cortège transgressif
et du cortège de haut niveau marin).

B
U
R
D
I
G
A
L
I
E
N

FIG.22

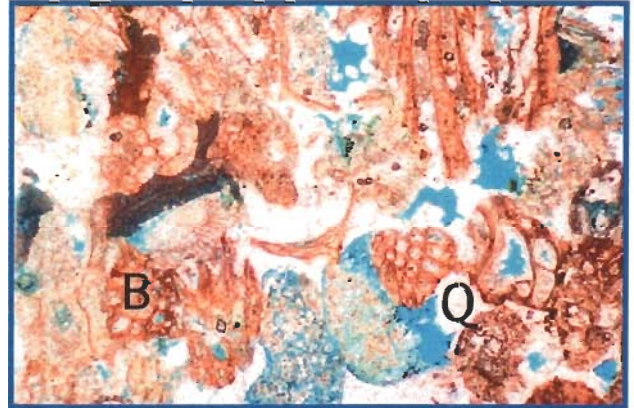
PAYAN, PAY 11

Molasse de Saumane

96-V-19

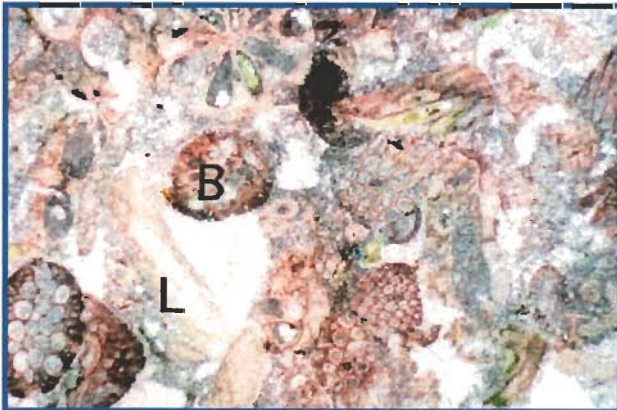


96-V-07

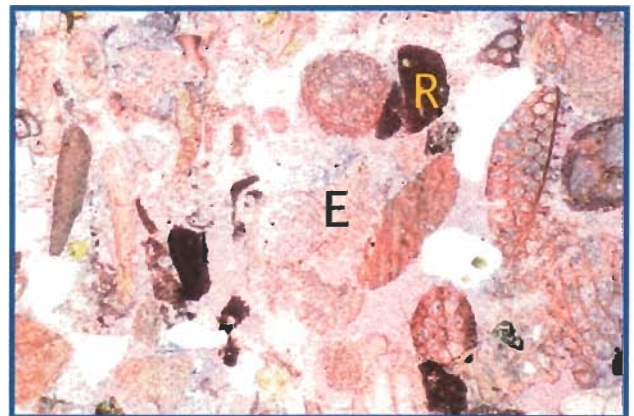


0,5 mm

96-V-13



96-V-03



- B, bryozoaires
- E, échinodermes
- F, foraminifères benthiques
- R, algue rouge
- K, *Koskinobullina*
- L, lamellibranche
- Q, grain de quartz

Évolution des microfaciès au sein du cortège transgressif de la séquence S2 du Burdigalien supérieur (barres bioclastiques tidales de la Molasse de Saumane).

FIG.23

photique doit être mise en relation avec l'absence d'argile en suspension (comme les observations des barres tidales le montrent).

La bathymétrie déduite par la présence de ces organismes (autour de 20 mètres) est celle déduite de l'analyse sédimentologique) partir équation établie par Berné (1991) dans l'estuaire de la Gironde : $H_{moy} = 0,5 \cdot h - 10,2$.

- Les bryozoaires et des foraminifères benthiques (eg. Rotalidés et Elphidium) sont généralement repoussés vers des eaux turbides et sales, donc un environnement antagoniste à celui des Koskinobullina - Amphistégines. L'association bryozoaires, Rotalidés et Elphidium avec Koskinobullina et Amphistégines reconnue dans la région de Vénasque montre une certaine homogénéité des conditions de vie et l'absence d'une pollution argileuse.

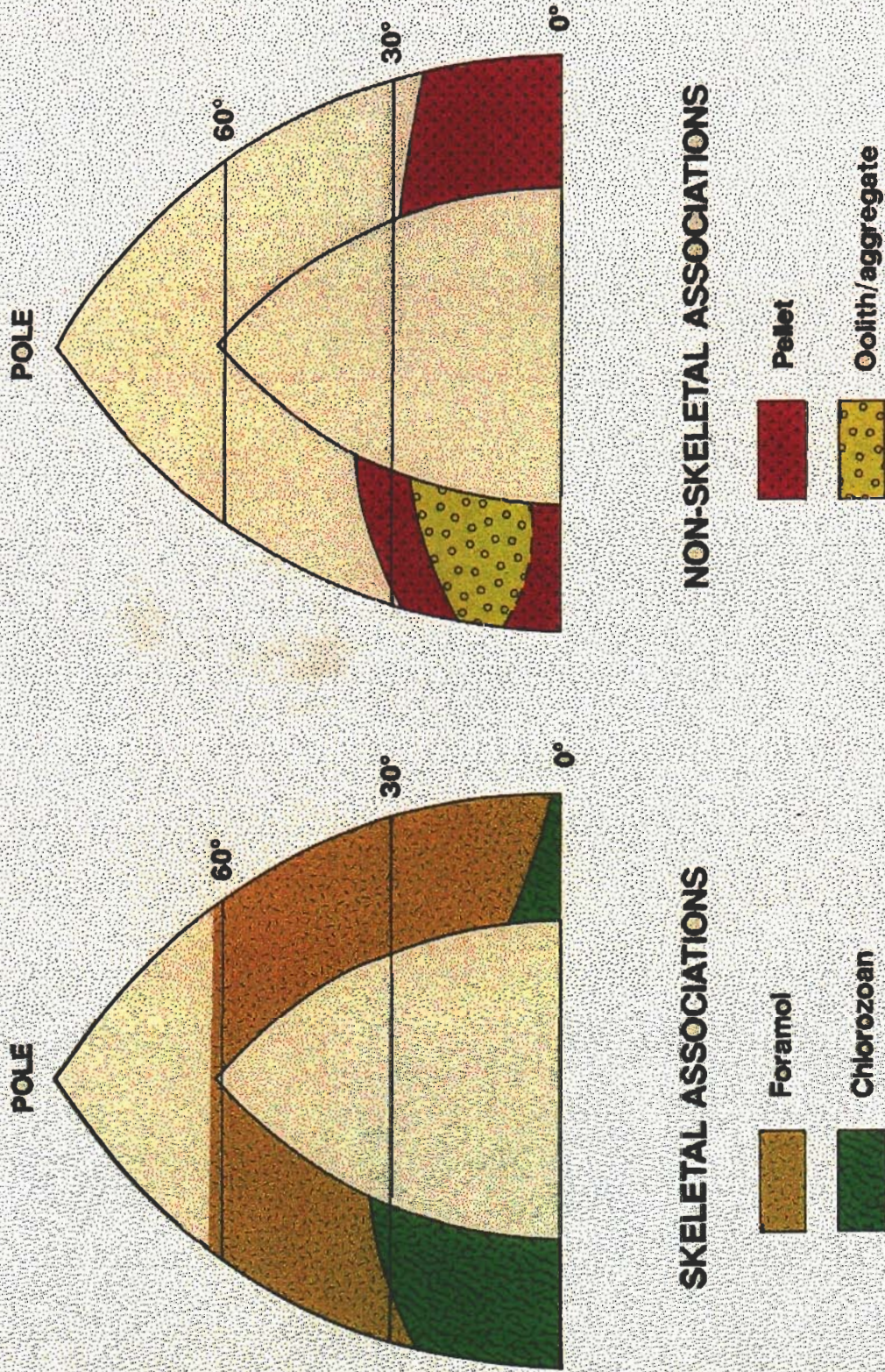
La présence d'Elphidium pourrait également témoigner de la proximité de flux d'eau douce. Cette eau douce pourrait venir de résurgences karstiques, ce qui expliquerait l'absence de suspension solide (cf. la Sorgue actuellement).

- L'analyse des nannoflores calcaires (déterm. TOTALFINAELF) apporte des renseignements inattendus, à savoir l'importance des nannoflores du Crétacé supérieur, du Campanien au Maestrichtien remaniées dans les dépôts miocènes, alors que des dépôts crétacés de cet âge n'existent plus (ou pas?) régionalement.

• En conclusion :

Le faciès FORAMOL (Lees & Buller, 1972) correspond à une association typique plate-formes carbonatées de moyennes latitudes. Il est habituellement subdivisé en deux associations, RHODALGAL et MOLECHFOR (Carannante et *al.*, 1988). Le faciès RHODALGAL est dominé par l'abondance des fragments d'algues rouges, de bryozoaires et, dans une moindre mesure, de foraminifères benthiques ; il est bien développé dans les plates-formes carbonatées de la zone tropicale. Le faciès MOLECHFOR est caractérisé par l'abondance des fragments de mollusques, de foraminifères benthiques, d'échinodermes et, dans une moindre mesure, de bryozoaires ; il caractérise les plates-formes carbonatées en eau froide.

Dans le secteur de Vénasque, les algues rouges sont subordonnées. Le faciès dominant comprend surtout des bryozoaires, des mollusques, des foraminifères et des échinodermes : il est du type MOLECHFOR. A la différence d'observations préliminaires (Rubino et *al.*, 1994), effectuées dans d'autres sous-bassins du Miocène périalpin ou une relation Faciès/ Structure sédimentaire et dimension a pu être établit (les dunes de type I, II, III étant associées aux facies Rhoalgal , tandis que les *sand waves* de type IV V et VI était plutôt associées au facies Molechfor) , cette relation ne semble pas valide dans le remplissage de la paléovallée burdugaliennne de Vénasque. Cette absence de relation pourrait être mise en relation avec le caractère notablement confiné du système sédimentaire dans un contexte de calanque.



Distributions of the main carbonate grain associations on the continental shelves of an ideal ocean.

FIG.24

After Lees and Buller (1972)

6. LE MIOCENE DE VENASQUE :
ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE DES DEPOTS BIOCLASTIQUES
(O. PARIZE, J-L. RUBINO, D. BESSON
AVEC LA COLLABORATION DE R. DALRYMPLE)

L’objet de ce paragraphe est de détailler le faciès, la géométrie et l’architecture de barres tidales bioclastiques. Les complexes bioclastiques transgressifs des séquences S2 et S3 servent de support à cette analyse. Les dépôts de haut-niveau marin de S2 situés en position proximale dans le complexe des paléovallées incisées qui sont bioclastiques et toujours fortement influencés par la marée mais avec de nets indices de remaniement par les vagues de houle ou de tempête seront signalés pour comparer les microfaciès et les géométries. L’accumulation et la préservation de ces dépôts extrêmement rares sont directement liées au confinement du système sédimentaire.

L'origine tidale des dépôts de plate-forme comme les barres bioclastiques miocènes de la région de Vénasque est déterminée grâce à la reconnaissance de structures traduisant l'influence des marées, *eg.* Visser (1980), Feniès (1984). Ces structures caractérisant le domaine tidal (*cf.* tabl. 2) peuvent être regroupées sous trois rubriques :

- Bidirectionnalité des courants.
- Cyclicité de la marée.
- Morphologie des corps:

bidirectionnalité	à l'échelle de la formation dans des corps sédimentaires superposés au sein d'un même corps
cyclicité	équinoxiales lunaires semi-diurnes
morphologie	forme des mégarides surface de réactivation et drapage argileux évolution du pendage et de la forme des faisceaux de lamines

Tableau 2 : Critères de reconnaissance du caractère tidal des dépôts

QUELQUES ELEMENTS POUR UNE ANALYSE GEOMETRIQUE DES BARRES TIDALES

Les barres d'origine tidale ne sont qu'une petite partie des corps sédimentaires, sous-marins ou sous-aquatiques, regroupés sous le terme général de barre, qui se retrouvent dans des environnements variés : il existe en effet entre toutes ces accumulations sédimentaires une similarité/convergence de forme. Comme sont classées les barres en général, **les barres tidales sont, tout d'abord, classées selon leur orientation par rapport au courant en :**

Barres longitudinales versus barres transverses

Les bancs tidaux, ou accumulations sableuses de hauteur 15 à 50 mètres, de longueur atteignant 100 kilomètres, caractérisés par un angle nul ou faible entre la direction du pic du courant dominant et celle de leur crête (eg. Reynaud, 1996), regroupent les formes longitudinales des barres tidales. La plus grande dimension des bancs tidaux est donc parallèle à la direction du courant.

La terminologie des formes transverses au courant, davantage étudiées, est plus variée, dépendante des auteurs et de leur méthode d'inventaire. Après une explosion des classifications, la tendance générale actuelle est à la simplification suite aux recommandations préconisées par le "Bedforms and bedding structures research group" (Ashley, 1990) suivies notamment par Berné (1991 : tabl. 1A-3). C'est ainsi que le terme de **dunes sous-marines** ou *subaqueous dunes* (par opposition aux dunes éoliennes) est retenu pour toutes les formes de **dépôts transverses au courant** de taille supérieure à celle des petites rides et celui de dunes tidales pour rappeler la spécificité liée au courant de marée (Berné, 1991 : p. 13).

Ce terme de dune est effectivement approprié lorsque **la forme transverse présente des faces dissymétriques**, l'analogie est alors aisée avec les dunes éoliennes. Ce type de corps, au profil dissymétrique caractéristique, se rencontre à toutes les échelles : rides, mégarides, dunes mais selon des processus de mise en œuvre certainement différents (Berné, 1991). C'est d'ailleurs ce type de corps qui sert de support à la définition des caractères morphologiques pour l'ensemble des barres (Gorsline & Swift, 1977 ; Berné, 1991 : p. 30 ; Chaouche & Joseph, 1996 : p. 25).

Il existe un **autre groupe de formes transverses : les barres édifiées par la superposition et la juxtaposition de mégarides**. Ces formes sont à la fois beaucoup plus symétriques et aplaties que les précédentes. Dalrymple (1984) réserve le terme de vague sableuse à tous les corps, de grandes dimensions, transverses au courant et constitués par l'empilement de mégarides. Allen (1980) emploie, quant à lui, le terme de dune lorsque les corps sont construits par des courants unidirectionnels et celui de vague sableuse ou vague de sable (*sandwave*) par des courants alternatifs à peu près opposés comme dans le cas des courants de marée : le terme de vague sableuse devient donc indicateur d'un milieu tidal selon cet auteur.

Dans le cas des **formes transverses au courant, la plus grande dimension du corps, donc sa longueur, est celle qui est perpendiculaire au courant** (mis à part le cas particulier de dunes 3D extrêmement arquées). Cependant, il existe une ambiguïté dans la littérature : les deux termes “longueur” et “longueur d'onde” pouvant être confondus.

Différentes classifications des barres transverses

Les barres tidales transverses au courant ne sont qu'un type de corps tidaux. Elles sont certainement moins longues que les bancs sableux, formes longitudinales aux courants de marée.

Le degré d'asymétrie du courant va contrôler l'architecture interne du corps, donc sa morphologie externe plutôt en dune ou plutôt en vagues de sable. Dans les faits, les formes transverses ne peuvent donc être regroupées uniquement en dunes, ou classées en dunes ou en vagues de sable : il existe en fait tous les intermédiaires entre ces deux pôles (Allen, 1980). Bien que l'usage soit plus compliqué, nous retiendrons les termes de dunes et de vagues sableuses (ou vagues de sable).

- En fonction de leurs dimensions :

Ces classifications s'appliquent à des corps de tout environnement.

Hauteur (m)	0,06)	0,25)	0,50)	1,50)	3,00)	25?)
Longueur (m)	0,6)	5,0)	10,0)	20,0)	100,0)	
L/H limite (L/H)	<15 (10)			>20 (18,5)		<100
Ashley, 1990	rides	dunes hydrau liques				
Berné, 1991		petites	moyennes		grandes	très grandes
Allen, 1980	rides	dunes unidirect. vagues de bidirect. sable composite Dalrymple : (1984)				
Stride, 1982	rides	petites	vagues de	sable	grandes	vagues de sable
Gorsline & Swift, 1977	rides	mégarides			vagues de	sable
Harms et <i>al.</i> , 1975	rides	dunes : 3D vagues de sable : 2D				

Tableau 1 :

Principales classifications des formes transverses au courant en fonction de leurs dimensions :
L, longueur d'onde et H, hauteur ;
(modifié d'après la synthèse établie par Berné (1991 : tableau 1A-3) ; discussions dans le texte).

A partir des caractéristiques morphologiques et des indices qui en sont tirés, la plupart des sédimentologues travaillant sur les dépôts marins côtiers actuels, regroupent les formes transverses aux courants selon leurs dimensions (tabl. 1).

Tous les auteurs s'accordent sur la dimension des **rides** qui correspondent à tous les corps de hauteur inférieure à 6 centimètres et de longueur d'onde inférieure à 60 centimètres ;

le rapport L/H des rides est, dans tous les cas, inférieur à 15 (Gorsline & Swift, 1977 ; Ashley, 1990).

La terminologie des barres de hauteur supérieure à 6 centimètres est variable. Actuellement toutes ces formes sont appelées dunes (Ashley, 1990) : en fonction de leur amplitude H et de leur longueur d'onde L, sont différenciées des petites, moyennes, grandes et très grandes dunes. Cette classification est finalement dérivée de celles d'Allen (1980) ou d'Harms et *al.* (1975). D'autres auteurs avaient seulement défini deux familles : les mégarides et les dunes ou les vagues de sable de part et d'autre de 1,5 mètre de hauteur et d'environ 20 mètres de longueur d'onde (Gorsline & Swift, 1977 ; Stride, 1982).

Les corps de différentes dimensions présents dans les systèmes tidaux miocènes de la région de Vénasque sont plus facilement décrits en utilisant les termes de rides, mégarides puis ceux de dunes et vagues sableuses.

- En fonction de leur morphologie externe :

Cette classification s'applique à tous les environnements.

Harms (1969), Harms et *al.* (1975) a établi une **distinction entre formes bidimensionnelles (2D) dont la crête est rectiligne, et formes tridimensionnelles (3D) dont la crête est sinueuse**. Ces deux types sont associés respectivement à un courant modéré et à un courant plus élevé. L'indice de sinuosité $I_S = C / B$ (Dalrymple, 1984) permet donc de distinguer les formes 2D des formes 3D. Cet indice est égal à 1 pour les formes parfaitement rectilignes.

Les dunes 3D, ou à crêtes arquées, correspondent soit aux dunes barkanoïdes, soit aux dunes paraboliques dont le flanc convexe est tourné vers l'aval du courant dominant. Les barkanes ou les dunes barkanoïdes ne sont donc pas limitées au seul environnement éolien (*eg.* erg du Sahara occidental) : de vraies barkanes peuvent exister sous forme de dunes de neige, sous forme de dunes de sable en domaine fluvial comme en domaine marin : au pied du talus continental, en domaine de plate-forme externe ou sous influences tidales (Flemming, 1988 ; Berné, 1991 : p. 59 ; Reynaud, 1996 : p. 38).

- En fonction de leur organisation interne :

Nous allons nous intéresser seulement aux modèles propres aux dunes ou aux barres tidales.

Les barres tidales peuvent être classées selon leur organisation interne, à la fois pour rendre compte des processus hydromécaniques les édifiant et pour établir des comparaisons entre dépôts actuels et corps fossiles. Dans les dépôts actuels, cette organisation est analysée aisément pour les corps décimétriques ; celle des grands corps de hauteur plurimétriques à décamétrique, plus difficile à entreprendre, doit beaucoup aux travaux de Berné (1991).

La plupart des classifications actuelles sont établies pour un matériel silico-clastique (Reineck, 1963 ; McCave, 1970 ; Allen, 1980 ; Visser, 1980), plus rarement pour du matériel carbonaté : oolithique (Hine, 1977) ; dans ce dernier cas, il s'agit en fait de barres édifiées

sous l'action combinée de la houle et de la marée. Ces modèles et les classifications génétiques qui en sont déduites, sont cependant toujours établis à partir d'un type de corps, le plus souvent de taille métrique, dans une région déterminée :

* Reineck (1963) : H de 2 à 5 mètres, très légèrement 3D, faiblement asymétrique.

* McCave (1970) : H de 7 à 2 mètres ; L de 200 à 500 mètres.

* Hine (1977) : H de 1 à 2 mètres.

* Visser (1980) : H de 0,20 à 2,50 mètres.

* Allen (1980) : H = 4,25 mètres ; L = 210 mètres (soit un rapport L/H $\approx$ 50 ; corps moyen conceptuel établi après synthèse bibliographique, quelque soit l'environnement et le contexte morphologique).

Les implications hydrodynamiques de la classification d'Allen (fig. 10) reposent sur le postulat de transcrire les mécanismes des rides et des mégarides aux grandes barres. Ces relations entre la structure interne et les caractéristiques du courant ne sont pas partagées par les hydrauliciens (eg. Berné, 1991). Par contre cette classification permet de ranger, assez bien, les corps fossiles à partir de l'analyse de leur faciès en l'absence d'une morphologie externe totalement préservée.

• Classification retenue dans le cadre de ce travail

Les corps tidaux miocènes de la région de Vénasque peuvent être classés en mégarides et en barres. Il nous apparaît en effet que la limite entre moyennes et grandes dunes (Ashley, 1990) correspond à une limite morphologique importante : au-delà des corps composites peuvent exister.

En première approximation, les grands corps qui peuvent être observés dans la région de Vénasque ont été regroupés en fonction de leur organisation interne, selon les 6 grandes classes du modèle conceptuel d'Allen (1980 : fig. 8) à savoir :

Classe I :

La classe I rassemble les corps unidirectionnels à grands *foresets* d'avalanche parallèles au côté abrité : ce qui correspond aux vraies dunes tidales à front d'avalanche. **Les corps de cette classe I ne présentent pas de grande surface de réactivation** ; parfois des surfaces érosives de deuxième ordre peuvent se former lors des variations d'intensité du courant, à proximité de la crête, sur le côté abrité. Si le courant est suffisamment fort, il peut provoquer au pied des *foresets*, de petites mégarides remontantes par effet du courant de vortex sans qu'elles puissent provoquer de réactivation importante. La dune repose sur une surface subhorizontale d'érosion de grande extension latérale. La forme est nettement dissymétrique et la pente du côté abrité est de 20 à 30 degrés.

Selon Allen (1980 : p. 310), ces corps sont plus particulièrement développés en environnement fluvial. Dans cette classe I, le transport sableux est considéré comme régulier, permanent et le sable, accumulé au sommet jusqu'à la limite de stabilité, alimente des

avalanches périodiques. IL est bien évident qu'en domaine tidal et en accord avec les observations, ce flux sédimentaire est soumis à la cyclité allocyclique.

Classe II :

Les corps de **cette classe II présentent des surfaces érosives de deuxième ordre, à concavité vers le bas et développées sur toute l'épaisseur du corps** : ces pseudo-surfaces de réactivation seraient créées par le passage de mégarides migrant plus rapidement que la dune, toujours dominée par des processus d'avalanche.

Classe III :

Cette classe III marque une transition importante selon Allen (1980) : les classes I et II sont des *dunes* tandis que les classes IV à VI correspondraient à des *sand waves* associées à un courant bidirectionnel, les corps de type III étant intermédiaires. Les corps de cette classe III seraient édifiés soit par des courants unidirectionnels très instables, soit par des courants bidirectionnels tidaux où **le courant subordonné n'a pas la puissance de transporter le sable, seulement celle de créer des surfaces érosives de deuxième ordre dans la partie supérieure de la barre**. Durant les périodes où le courant est faible, il peut se développer des bioturbations le long des *foresets*. Les barres décrites dans les Grès éocènes de Roda en Espagne (Crumeyrolle et *al.*, 1992) sont très proches de ce type III.

À partir des corps de classe IV, les courants de marée ont tendance à devenir symétriques, ce qui va influencer la morphologie externe et l'architecture interne des barres.

Classe IV :

Cette classe regroupe **les corps constitués par des faisceaux de sets encore fortement inclinés**. Ces faisceaux sont limités par deux types de surfaces d'érosion : les plus importantes sont des surfaces sigmoïdes parcourant la barre sur toute sa hauteur et liées à l'action du courant subordonné. Les discontinuités du second type sont plus petites mais également plus pentées et limitées à la partie supérieure de la barre : elles sont liées à la migration de mégarides plus rapide de corps unidirectionnels à fronts d'avalanche tronqués par des surfaces de réactivation interne.

Classe V :

Les corps de classe V sont composés de faisceaux de mégarides unidirectionnelles : il n'y a plus de grands *foresets* pentés. Un litage principal, définissant les faisceaux, est donné par des surfaces érosives inclinées et rapprochées provoquées par l'action du courant subordonné. **Dans ces faisceaux, les rides ou les mégarides, voire des lits plans, dessinent un litage oblique conforme à celui des faisceaux**. Les rides et les mégarides sont plus épais au sommet du corps.

Les observations faites de ce type de grands corps composites sont difficilement en accord avec le modèle d'édification proposé par Allen (1980). Cette différence est peut être liée au changement d'échelle.

Classe VI :

Ce type de barre correspond au modèle de Reineck (1963). **Les corps sont édifiés par la superposition de rides et de mégarides bidirectionnelles** : cette organisation en “chevron” ou en “arête de poisson” est caractéristique de l'inversion de courant. Comme dans le cas précédent, les mégarides sont plus épaisses en haut de barre. Ces corps sont relativement plats et relativement symétriques : la pente du côté abrité est proche de 3 à 4 degrés.

CARACTERISTIQUES DES BARRES TIDALES DE LA REGION DE VENASQUE

Deux grandes unités tidales

Nous présenterons les résultats de l'analyse sédimentologique des corps sédimentaires appartenant aux cortèges transgressifs des deux dernières séquences de dépôts et correspondent respectivement à la Molasse de Saumane (TST de S2) et à la Molasse de Saint-Gens (TST de S3), i.e. des corps tidaux sans remaniement marqué par la houle ou les tempêtes comme cela peut être le cas pour les dépôts du HST de S2.

• Molasse de Saumane

La Molasse de Saumane est constituée par un faciès mixte. Les critères tidaux sont essentiellement la bidirectionnalité des paléocourants, Fig. (25) une organisation cyclique des faisceaux de lamines où alternent des faisceaux épais et des faisceaux plus minces, avec en parallèle une évolution de l'angle d'inclinaison des *foresets*. La combinaison de ces variations produit des mégarides de forme sigmoïde, caractéristiques de l'influence de la marée. En l'absence d'argile, les drapages argileux sont peu développés ; toutefois, on trouve fréquemment dans les *bottomsets* des corps de toute dimension, des drapages de matériel boueux (*mudstones* à *wackestones*). On note enfin une totale absence d'influence de la houle dans ces faciès.

La migration des mégarides, des dunes ou des barres tidales de la Molasse de Saumane est parallèle à un axe méridien comme dans le vallon de la Tapy (SLG 21) et dans le vallon de Vénasque (VNQ 00 à 90) en relation directe avec la direction de la paléovallée de Saumane. Au Sud de Saumane, la migration des corps se fait au contraire selon un axe équatorial en relation avec l'influence de la paléovallée de Fontaine-de-Vaucluse et l'ouverture vers le bassin en direction du Sud et Sud-Ouest. Les directions de migration des corps étant principalement vers le nord, il peut être raisonnablement proposé que ces dépôts correspondent à des deltas de flot.

L'absence d'argile est liée au fait que d'une part l'arrière-pays est essentiellement carbonaté, et d'autre part qu'une partie de l'eau douce parvenant dans le bassin provient très certainement de résurgences karstiques.

• Molasse de Saint-Gens

La Molasse de Saint-Gens affleure moins largement que celle de Saumane, même si l'on en retrouve d'une part des témoins isolés sur les contreforts des Monts-de-Vaucluse : elle franchit en effet, en le scellant, le faisceau de failles de Fontaine-de-Vaucluse et d'autre part

SAUMANE Saint-Trophime



Aspect général de la Molasse inférieure de Saumane au Sud du village de Saumane : il s'agit d'un empilement de mégarides bidirectionnelles, d'amplitude décimétrique à pluridécimétrique, édifiant des barres relativement planes de type VI .

elle se développe au centre du bassin de Carpentras, la cathédrale de cette cité étant construite sur une unité stratigraphiquement équivalente. Elle constitue les ultimes dépôts miocènes préservés dans cette partie du bassin. Par contre, elle est exploitée dans la carrière de Saint-Gens, au Sud-Est du Beaucet : ce qui fournit alors des conditions d'observation exceptionnelles, d'ailleurs renforcées par les conditions d'exploitation, par sciage, qui créent des fronts de taille linéaire. De plus, de nombreuses observations sédimentologiques de détail peuvent être réalisées sur des blocs isolés, voire sur les minces dalles produites par l'exploitation. Par rapport à la Molasse de Saumane, la Molasse de Saint-Gens est exclusivement bioclastique.

La carrière de Saint-Gens, située contre les Monts de Vaucluse, au contact avec le Crétacé, Fig. (26), offre de beaux exemples de barres tidales de type IV, Fig. (27). L'amplitude moyenne de ces corps est de 2 mètres. L'épaisseur moyenne de chaque cycle tidal est de 10 centimètres ; il est décomposé aisément entre les dépôts grossiers, beige clair, du courant dominant et les dépôts plus fins et plus sombres du courant subordonné.

La migration de ces barres se fait préférentiellement selon une direction NW - SE, donc selon un axe Monts-de-Vaucluse - bassin de Carpentras. Vue en plan, l'une de ces barres, montre une crête arquée donc un caractère barkanoïde (dune de type 3D), Fig. (28) et une migration vers le NE.

Les formes 3D se rencontrent dans les milieux à haute énergie et en déficit sédimentaire. Berné (1991 : p. 243) les a rencontrées dans des zones où le courant de fond dépasse 0,8 m/s et où la couverture sableuse est très faible. Il a également observé le passage de rubans sableux à des dunes en croissant, puis à des formes 2D et enfin à un banc sableux, cette évolution est attribuée par Belderson et *al.* (1982) à une décroissance du courant.

Les conditions d'affleurement dans la carrière de Saint-Gens permettent une analyse pluri-2D, voire 3D, Fig. (29). Si la carrière n'est cependant pas suffisamment vaste pour permettre une analyse quantitative significative, le suivi de son exploitation sur plusieurs saisons doit permettre l'établissement d'un modèle géométrique 3D de dunes tidales.

Organisation générale des complexes de barres tidales

La Molasse de Saint-Gens comme celle de Saumane sur laquelle a porté l'analyse quantitative résulte de la superposition et de la juxtaposition de différents types de barres tidales, séparés par des discontinuités dont nous allons discuter la nature et l'origine.

• Molasse de Saumane

La Molasse de Saumane résulte de la superposition et de la juxtaposition de corps sableux de différentes tailles sur une épaisseur maximale de 40 mètres. Ces différents corps sableux sont fréquemment séparés par d'importantes surfaces d'érosion qui affectent indifféremment tous les types de barres présents dans cette molasse et qui appartiennent à seulement trois des principales classes telles que les a définies Allen (1980) et dont les caractéristiques ont été rappelées dans la première partie. Ce sont :

Nord

Le Beaucet - Saint-Gens

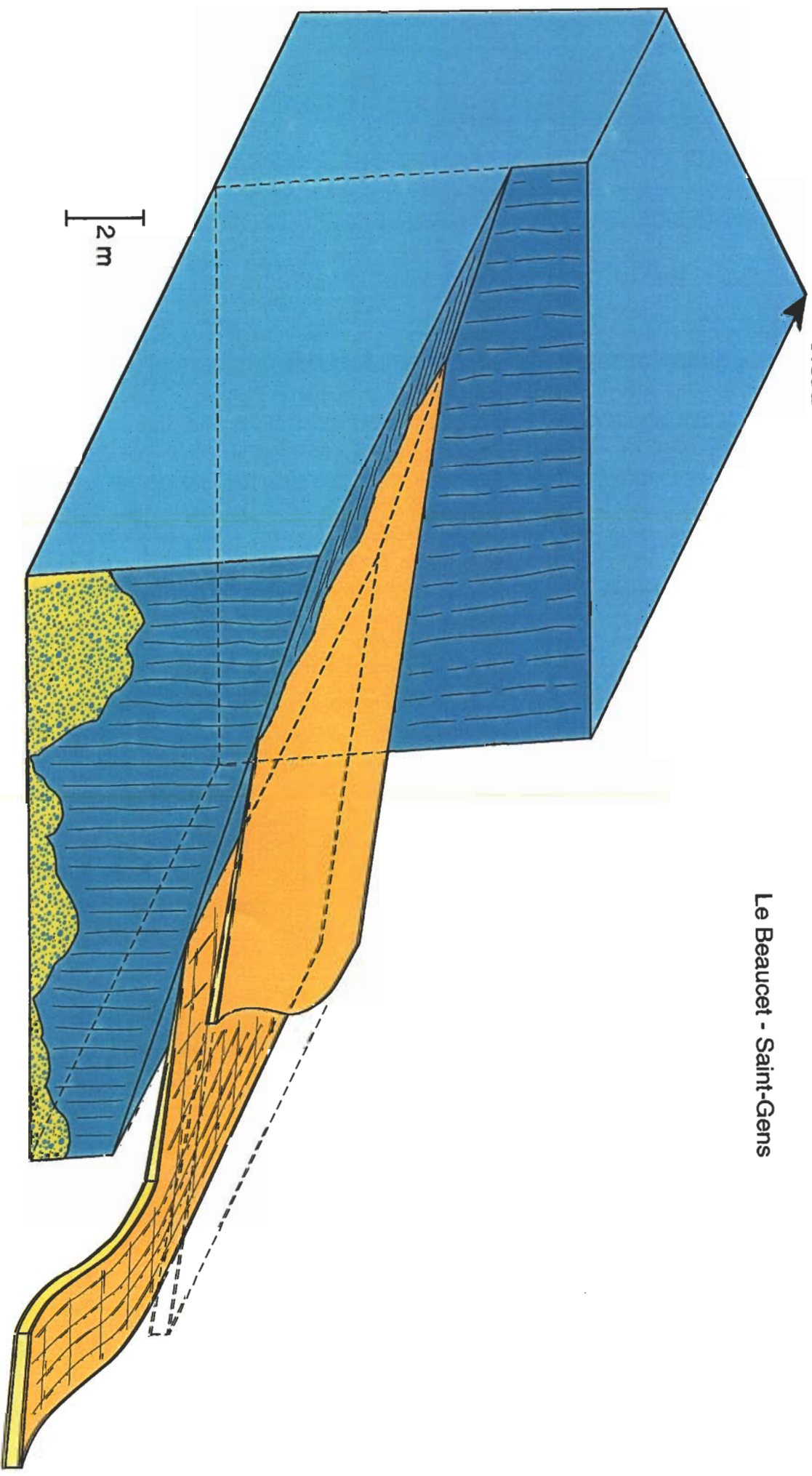
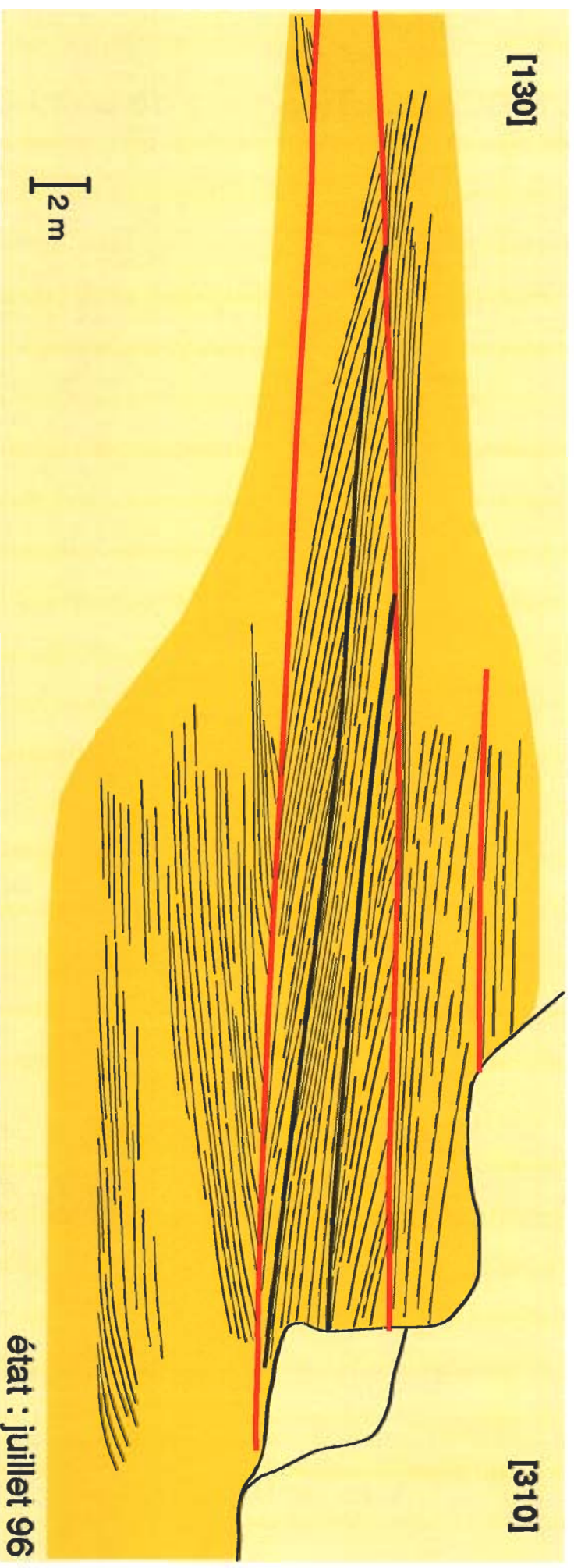


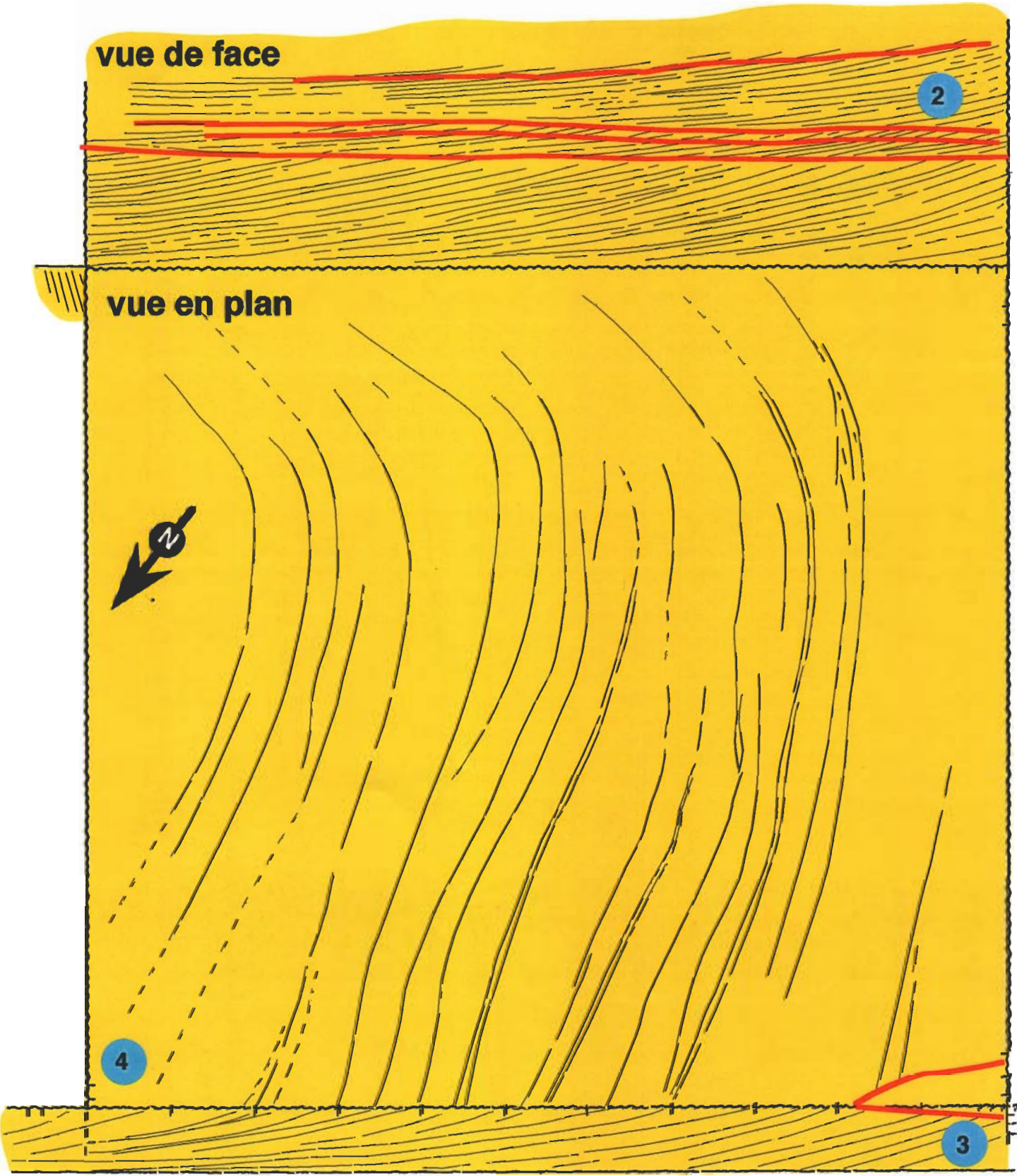
FIG. 26 St Gens Quarry : contact between the Cretaceous substratum (blue) and Middle Miocene Molasse (yellow)

LE BEAUCET, carrière de Saint-Gens



Exemples de dunes de type IV en coupe verticale

LE BEAUCET, carrière de Saint-Gens



0 5 m

vue de face

état :
juillet 96

FIG.28

* des dunes de la classe I avec des grands *foresets* d'avalanches unidirectionnels Fig. (30-31-32) qui présentent un granoclassement parfois accusé. La taille des stratifications obliques tangentielles atteint la quinzaine de mètres. Il existe des rides, voire des mégarides, de courant subordonné remontant sur le tiers inférieur des *foresets*.

* des *sand waves* de la classe V correspondant à la superposition de mégarides généralement inframétriques progradant sur des surfaces faiblement inclinées (coupe VNQ 65)

* des *sand waves* de la classe VI correspondant à la superposition de mégarides inframétriques, clairement bidirectionnelles et progradant sur des surfaces subhorizontales, Fig.(33). La taille des stratifications obliques tangentielles est alors 50 fois inférieure à celle des dunes.

Des observations effectuées dans la Molasse burdigalienne de Saint-Restitut, dans le bassin de Valréas, où il existe une diversité d'organisation des barres tidales comparable à celle rencontrée ici (Lesueur et *al.*, 1990), ont permis la mise en évidence d'une origine allocyclique des principales surfaces d'érosion dont l'extension était plurikilométrique. Cette hypothèse de travail a été testée à Vénasque. Or il apparaît, et les nombreux panoramas illustrant ce rapport suffisent à le montrer, qu'il est impossible de suivre latéralement sur des distances importantes ces surfaces d'érosion. Qui plus est, elles se recoupent fréquemment entre elles, conduisant à une organisation interne du cortège transgressif fort complexe.

Seule la surface séparant la Molasse inférieure de la Molasse supérieure de Saumane semble avoir une extension régionale, dans la mesure où elle a pu être suivie entre Saumane au Sud et Vénasque au Nord. Cette continuité latérale avait d'ailleurs déjà été observée par les auteurs de la carte géologique (Anglada & Colomb, 1975). De plus elle est associée à un changement brutal de faciès entre ces deux unités. C'est pourquoi, c'est la seule surface, au sein de la Molasse de Saumane, **a vraisemblablement avoir une origine allocyclique.**

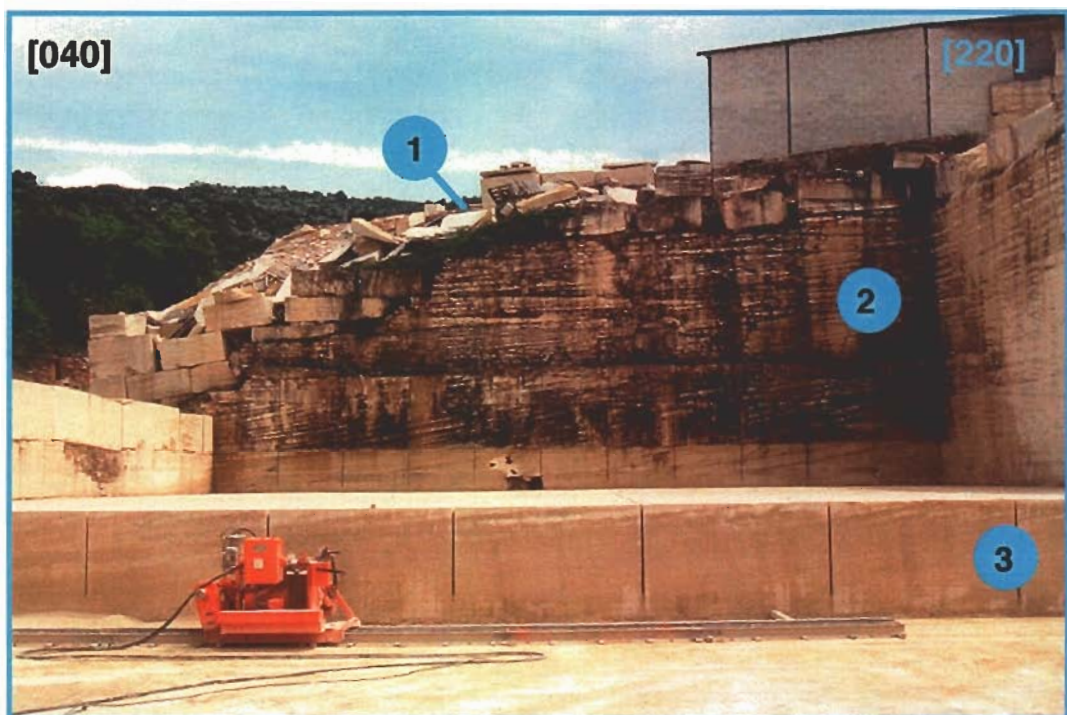
Hormis donc cette surface majeure, **toutes les autres surfaces d'érosion ne peuvent être formellement associées à des processus allocycliques**, notamment à des phases d'abaissement mineur du niveau marin, se traduisant par une érosion des crêtes de barres et le dépôt d'autres corps dans les espaces interdunaires. À ce stade de l'analyse, une origine autocyclique est plutôt privilégiée en raison :

* du fort confinement des courants dans cette paléovallée.

* en l'absence de changement pétrographique important entre deux barres superposées ou juxtaposées.

* un dernier argument en faveur d'une origine autocyclique de ces surfaces est enfin fourni par la géométrie de certaines surfaces. En effet, à côté des surfaces fortement érosives et capables d'inciser un corps sur la totalité de sa hauteur, il existe un certain nombre de surfaces de discontinuité érosive, moins marquées, dont la morphologie *convexe-up* rappelle celle des surfaces de réactivation présentes dans les mégarides tidales et qui sont associées à une augmentation de l'hydrodynamisme entre deux cycles de marée.

LE BEAUCET, carrière de Saint-Gens



état : juillet 96

Vues générales de la carrière de Saint-Gens
et exemples de dunes de type IV
en coupes verticales (1, 2, 3) et en plan (4).

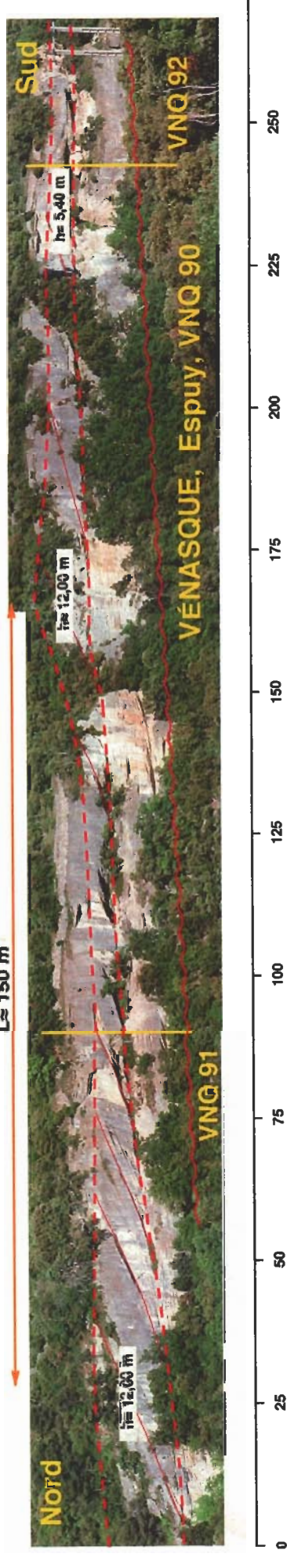
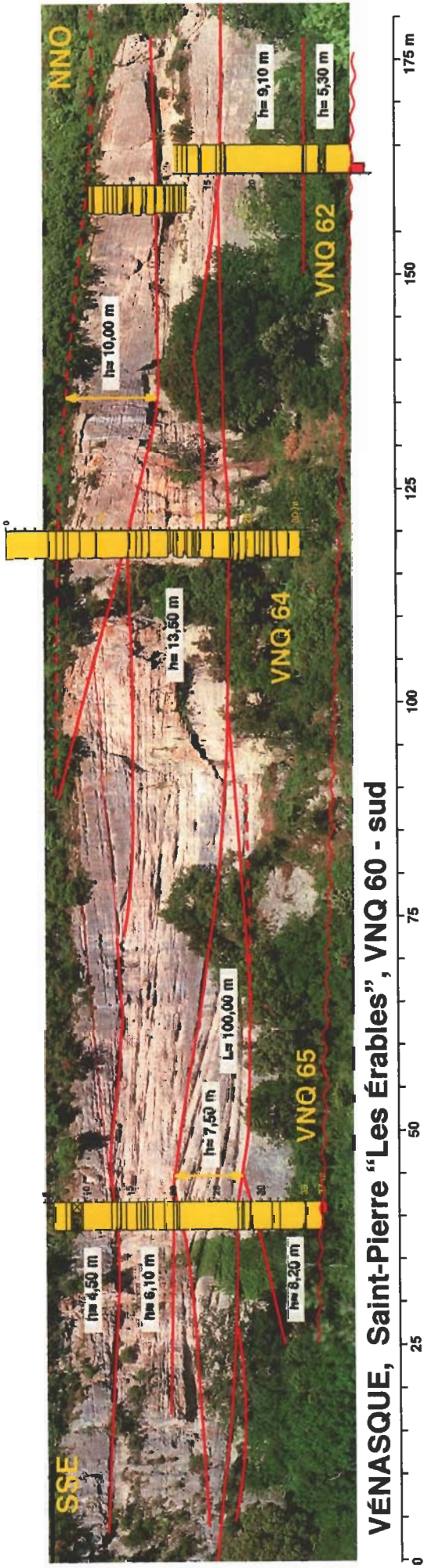
FIG.29

Par ailleurs, des barres tidales actuelles de la Manche comportent de grandes surfaces d'érosion qui sont liées à une forte amplification des courants de marée pendant les grandes tempêtes (Berné, 1991 : p. 249). Il existe donc des surfaces d'érosion, dans ce type de contexte tidal, qui peuvent être générées sans la moindre influence des processus allocycliques.

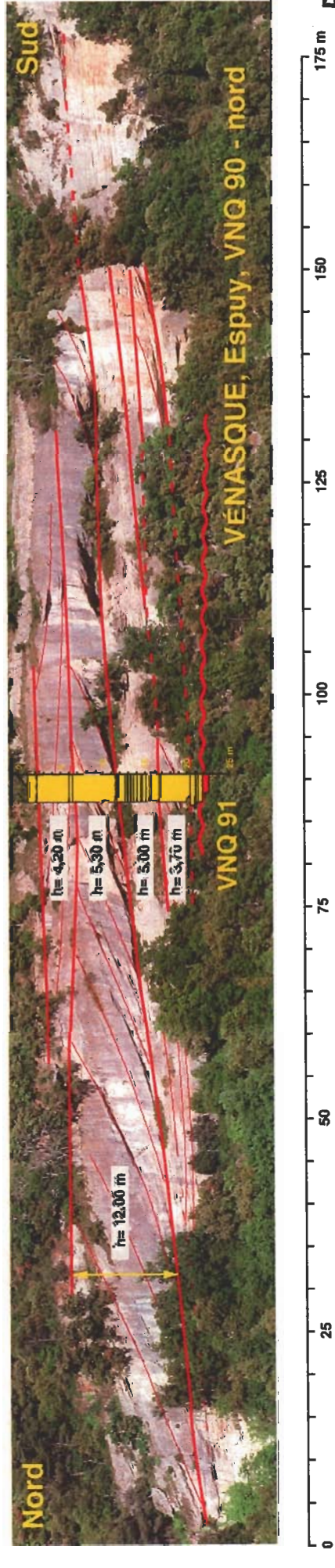
Pour conclure, il est même possible que certaines barres se superposent sans érosion importante. En effet, dans quelques cas, la morphologie de dépôts de certaines barres est totalement préservées, comme le montre la préservation totale du dernier train de mégarides sur le dos des corps. Dans ce cas, la superposition de deux barres est normale et naturellement ce sont les espaces interdunaires qui se comblent les premiers avant qu'une nouvelle barre n'ait la possibilité de prograder de façon régulière au-dessus.

- Molasse de Saint-Gens :

L'organisation interne de la Molasse de Saint-Gens est beaucoup plus simple que celle de la Molasse de Saumane, en particulier les surfaces d'érosion y sont peu développées. Cette molasse bioclastique résulte de la superposition de barres qui se rattachent presque exclusivement à la classe IV et dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 2 mètres. L'épaisseur cumulée est plus difficile à appréhender mais elle dépasse 30 mètres ; elle pourrait atteindre 70 mètres si le sondage situé dans la carrière n'est réellement pas sorti de cette formation comme la société exploitante semble le penser.



Vue générale sur une dune tidale bioclastique de type I, de 150 mètres de longueur d'onde et de 12 mètres de hauteur, de forme 3 D barkanoïde (cette dune ne se retrouve pas de l'autre côté du vallon : VNQ 60).



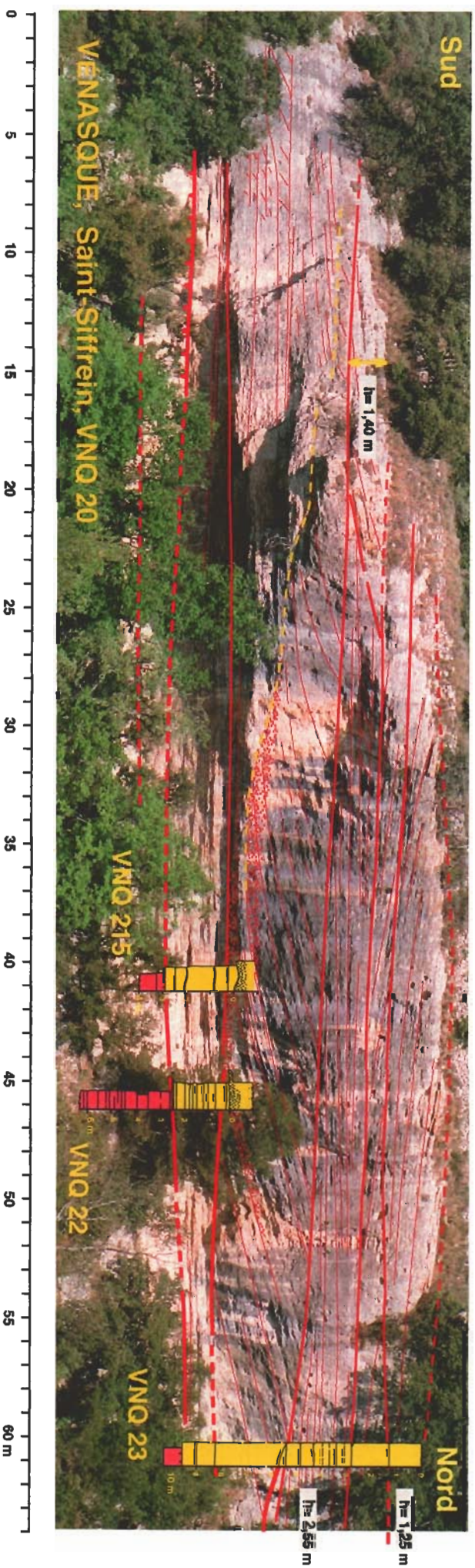
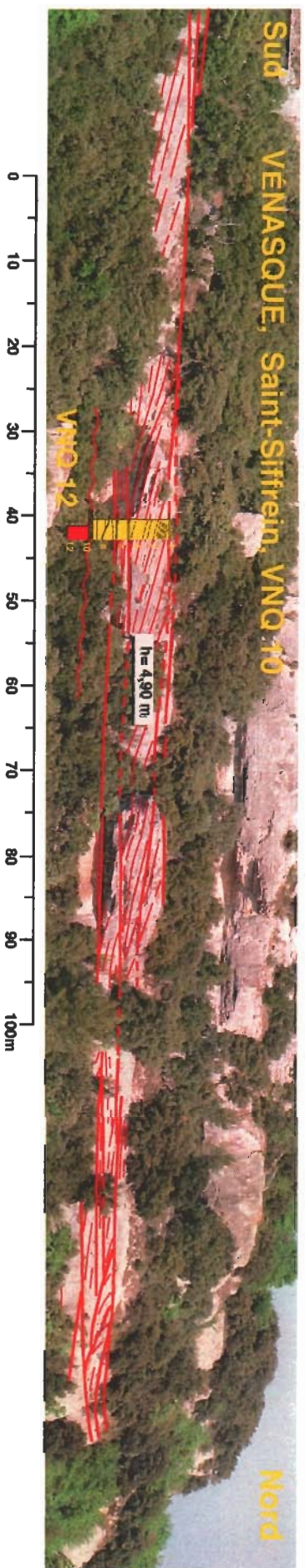
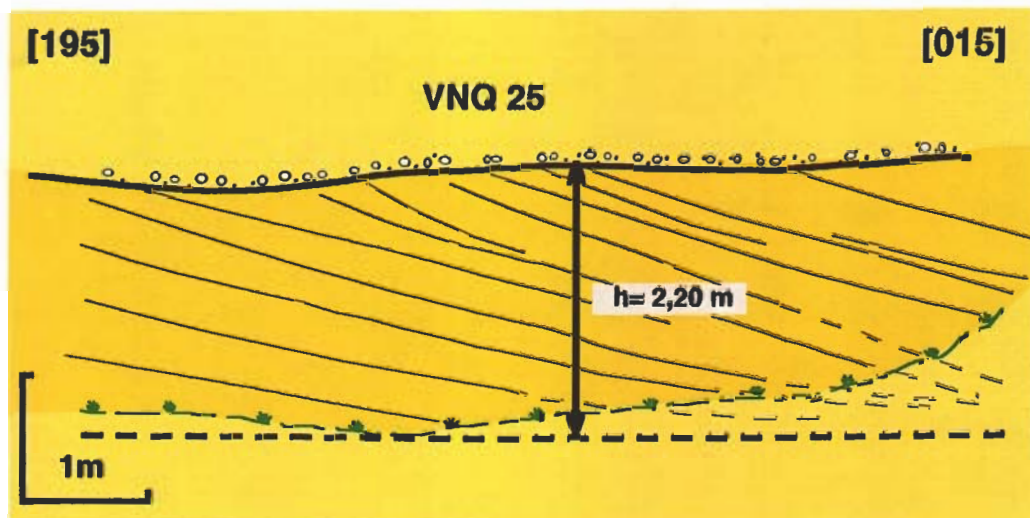
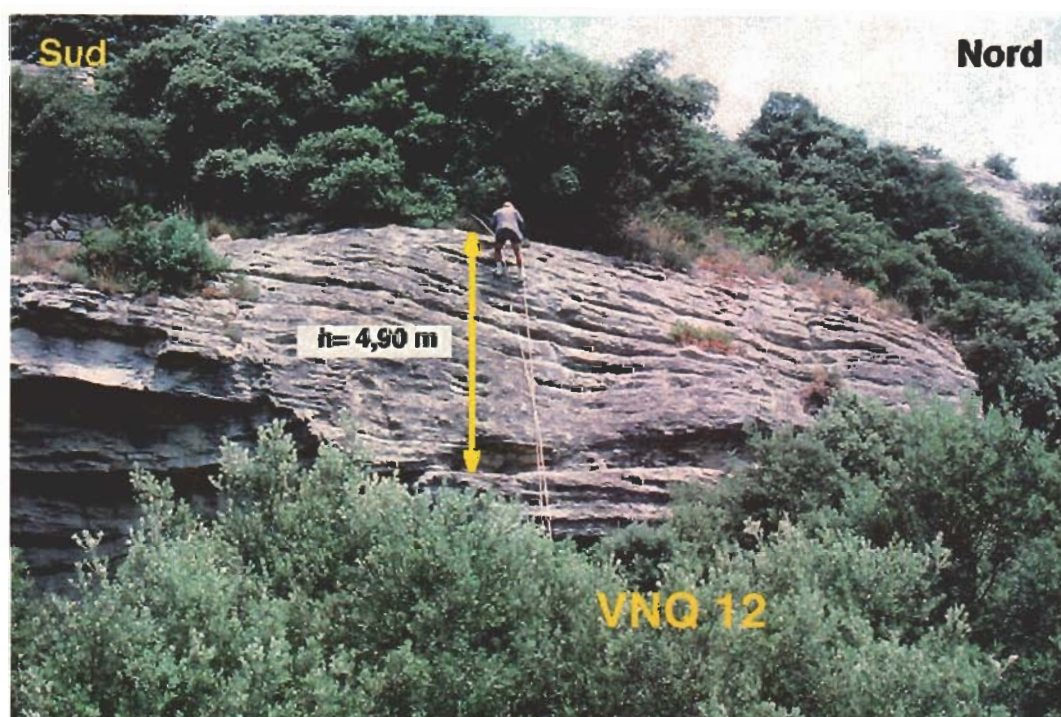


FIG. 31



VÉNASQUE, Saint-Siffrein, VNQ 10 - 20



Aspects du complexe dunaire de type I, suivi entre VNQ 10 et VNQ 20
(Molasse de Saumane, cortège transgressif de la séquence S2).

FIG.32

SAUMANE Saint-Trophime



Aspect général de la Molasse inférieure de Saumane au Sud du village de Saumane : il s'agit d'un empilement de mégarides bidirectionnelles, d'amplitude décimétrique à pluridécimétrique, édifiant des barres relativement planes de type VI .

LE DEROULEMENT DE L'EXCURSION

Arrêt 1 : l'esplanade du Château de Vénasque

Introduction de l'excursion ; concepts de stratigraphie séquentielle ; section transverse de la partie amont de la vallée de Saumane-Venasque dans la séquence S2

Arrêt 2 : Vénasque - Le rocher aux Corbeaux

Analyse de détail du contact entre l'Oligocène lacustre et le complexe de barres tidales bioclastiques de la séquence S2 ; évolution latérale du Conglomérat de transgression.

Panorama sur une section nord-sud proche de l'axe de la vallée et montrant les différents cortèges de dépôts de la séquence S2.

Arrêt 3 : Vénasque - Saint-Siffrien

Analyse verticale de la séquence S2 en amont du système ; analyse de détail des faciès des différents cortèges de dépôts et architecture interne des barres tidales ; surface remarquables de la SS.

Arrêt 4 : Les rochers de Jouvenal

Evolution verticale en position plus aval du remplissage de la vallée ;

Arrêt 5 : Panorama sur le Beaucet

Le flanc Ouest de la Paléovallée de Saumane-Venasque, le contact Oligo-Miocène, et l'architecture des barres tidales de la séquence S2.

Arrêt 6 : La carrière de Saint-Gens

Architecture 3D des corps tidaux bioclastiques du cortège transgressif de la séquence S3 : la Molasse de Saint-Gens ; relation vallée de Saumane-Venasque , Monts de Vaucluse

Arrêt 7 : Saumane - Sainte-Trophime

Sédimentologie des faciès tidaux : Exemple de barres tidales dans la Molasse inférieure de Saumane (TST S2)

Arrêt 8 : Fontaine-de-Vaucluse

Analyse de détail du flanc Ouest de la paléovallée de Fontaine de Vaucluse

ROADLOG OF THE FIELDTRIP

Stop 1 : Vénasque castle platform

Field trip introduction ; transverse section accross the proximal part of the Saumane-Venasque paleovalley fill of Upper Burdigalian depositional sequence (S2).

Stop 2 : Vénasque - Le rocher aux Corbeaux

Detailed analysis of the contact between Oligocene lacustrine limestones and miocene bioclastic tidal bars complex ; lateral evolution of transgressive conglomerate..

Stop 3 : Vénasque - Saint-Siffrien

Depositional sequence S2 vertical succession ; facies analysis of the different system tracts, detailed analysis a of tidal sandbody.

Stop 4 : Les rochers de Jouvenal

Vertical evolution of the valley fill is a more distal position

Stop 5 : le Beaucet Landscape

Analysis of the western flank of the Saumane-Venasque palaeovalley ; Oligocene/Miocene contact and tidal bars architecture of sequence S2

Stop 6 : Saint-Gens Quarry

3D Architecture of bioclastic sandbodies within the transgressive system tract of sequence S3 : Saint-Gens Molasse.

Stop 7 : Saumane - Sainte-Trophime

Sedimentological analysis of tidal deposits ; examples of tidal sandbodies within the Molasse inférieure de Saumane (TST S2)

Stop 8 : Fontaine-de-Vaucluse

Detailed analysis of the western flank of the Fontaines de Vaucluse paleovalley, nature of the contact between Oligocene and Miocene

REFERENCES

- Allen J.R.L. (1980).** - Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedim. Geol.*, Elsevier publ., Amsterdam, vol. 24, n° 4, pp. 281-328.
- Anglada R. & Colomb E. (1975).** - Miocène. In "notice explicative de la feuille de Carpentras, carte géologique de la France à 1 : 50 000", pp. 12-13.
- Anglada R., Gourinard Y., Lesueur J-L. & Rubino J-L (1987).** "Les séquences de dépôts du Burdigalien et du Langhien de Basse Provence (littoral de la Nerthe et région des étangs)". Liv. excur., coll. "Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôt", Marseille, juin 1988, Assoc. Sédim. Fr. org.
- Ashley G.M. (1990).** - Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 60, n° 1, pp. 160-172.
- Bartek L.R., P.R. Vail, J.B. Anderson, P.A. Emmet and S. Wu, (1991),** Effects of Cenozoic ice sheet fluctuations in Antarctica on the stratigraphic signature of the Neogene. *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 6753-6778.
- Belderson R.H., Jonhson M.A. & Kenyon N.H. (1982).** - Bedforms. In Stride A.H. ed., "Offshore tidal sands". Chapman & Hall, Londres, pp. 27-57.
- Berné S., (1991).** - Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française. Thèse Doct. géol., Univ. Lille, 295 p.
- Besson (2000)** Analyse quantitative de la géométrie d'une vallée incisée, application à la paléovallée Miocène de Saumane , rapport DEA Geologie Quantitative IFP, xp.
- Blanc J-J., Masse J-P., Triat J-M., Truc G., Anglada R., Colomb E., Clauzon G., Durozoy G., Damiani L., Glintzboeckel G. & Rouire J. (1975).** – Carte géologique de la France à 1 : 50 000 : feuille de Carpentras, n° 941, 31-41.
- Carannante G., Esteban M., Milliman J.D. & Simone L. (1988).** - Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. In C.S. Nelson ed., "Non tropical shelf carbonates - Modern and ancient". *Sedim. Geol.*, vol. 60, n° 1-4, pp. 333-346.
- Casagrande L. (1989).** - Évolution tectono-sédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône). *Géol. Fr.*, n° 3, pp. 13-20.

- Chaouche M & Joseph Ph. (1996).** - ARTEP. Bibliothèque quantitative pour la géométrie des corps réservoir carbonatés. Volume I : Définitions et généralités. Rapp. Inst. fr. Pet., n° 43441.
- Collomb E. (1982)** Relations plate-forme carbonatée-continent dans le cas de la transgression Miocène dans les Alpilles (Bouches du Rhône), *Géologie Méditerranéenne*, t9, n°3, p. 213-215.
- Combaluzier (1932)** Le Miocène de la Basse Provence, *Bull. des Services de la Carte Géol. de la France et des topographies souterraines*, N°182, Tome XXXV, p. 441-623.
- Crumeyrolle Ph., Lesueur J.L., Claude D. & Joseph Ph. (1992).** - Architecture et faciès d'un prisme deltaïque de bas niveau marin : les Grès de Roda (Bassin éocène Sud-pyrénéen). *Liv. guide Exc. Assoc. fr. sedim.* 25-26-27 sept. 1992. *Mém. Assoc. Fr. Sedim.*, n° 17, 36 p.
- Crumeyrolle Ph., Rubino J-L. & Clauzon G. (1991).** - Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. *In* D.I.M. Macdonald ed., "Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level changes at active margins". *Int. Ass. Sediment., sp. publ.*, n° 12, pp. 373-390.
- Dalrymple R.W. (1984).** - Morphology and internal structure of sandwave in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, vol. 31, n° 3, pp. 365-382.
- Dalrymple R.W. (1992).** Tidal depositional systems. *In* Walker R.G. & James N.P. eds. "Faciès models - response to sea level change". *Geol. Assoc. Can., Geoscience Canada reprint series, Geotext*, n° 1, pp. 195-218.
- 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. sc. Univ. Paris*, t. 9, p. 91-104.
- Demarcq G. (1970).** - Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse Doct. ès Sc., Univ. Paris, 1962. *Mem. Bur. Rech. Geol. Min., Orléans*, n° 61, 257 p.
- Depéret Ch. (1894).** - Comptes rendus de l'excursion du jeudi 23 août dans la vallée de Saint-Ferréol, près Bollène & du vendredi 24 août, à Barri, St-Paul-Trois-Châteaux et la Garde-Adhémar & du samedi 25 août, à Visan. *In* Réun. extraord. Soc. géol. Fr. "les régions de Lyon et de Bollène". *Bull. Soc. géol. Fr., sér. 3, t. 22*, pp. 668-682
- Casagrande L. (1989).** - Évolution tectono-sédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône). *Géol. Fr.*, n° 3, pp. 13-20.
- Feniès (1984).** - Faciès, sequences et géométrie des dépôts de chenaux de marées du Bassin d'Arcachon : une lagune mésotidale. Thèse 3^{ème} cycle Univ de Bordeaux I, 278p

- Flemming B.W. (1988).** - Pseudo-tidal sedimentation in a non-tidal shelf environment (Southeast African continental margin). *In* P.L. de Boer, A. van Gelder & S.D. Nio "Tide-influenced sedimentary environments and facies". Sedimentology and petroleum geology, D. Riedel publ. co., Dordrecht, p. 167-180.
- Gignoux M. (1960).** - Géologie stratigraphique. 5ième édition. Masson ed., Paris, 760 p.
- Gorsline D.S. & Swift D.J.P. (1977).** - Continental shelf sediment dynamics: a national overview. pp. 1-134.
- Gourinard Y., Magné J., Ringeade M., et Wallez M-J. (1985).** – Chronologie numérique de l'étage Burdigalien , C. R. acad.Sc., Paris, t 301, SérieII, n°10, p. 715-720
- Guy L., Rubino J-L. & 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. Résum., Mém. Assoc. Sédim. fr., n° 10, pp. 147-148.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987).** - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, n° 235, pp. 1156-1167.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., (1988),** Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, *in* Sea-level changes, an integrated approach, special publication n° 42: The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 71-108.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., and Vail, P.R., (1987),** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic Science, 235, p.1156-1167
- Hardenbol et al., (1998)** Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins, *In* : De Graciansky et al. , eds. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European basins, SEPM Special Pub. 60
- Harms J.C. (1969).** - Hydraulic significance of some sand ripples. Geol. Soc. Am. Bull. , vol. 80, pp. 363-396.
- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. & Walter R.G. (1975).** - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences Soc. Econom. Pet. Geol., Tulsa, short course, n° 2, 161 p.
- Hine A.C. (1977).** - Lily bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal. J. sedim. Petrol., vol. 47, n° 4, pp. 1554-1581.
- Lees A. & Buller A.T. (1972).** - Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. Mar. Geol., Elsevier publ., Amsterdam, vol. 13, pp. M67-M73.

- Lesueur J-L., Rubino J-L. & Giraudmailliet M. (1990).** - Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, sér. 8, t. 6, n° 1, pp. 49-65.
- McCave I.N. (1970).** - Sands waves in the North Sea off the coast of Holland. Marine Geol., Elsevier publ., Amsterdam, vol. 10, pp. 199-225.
- Montenat C., Barrier P., et Garnier L. (2000)** – La sédimentation miocène au nord des massifs Ventoux-Lure (Chaînes subalpines méridionales) Géologie de la France N°3, p. 3-32.
- Parize (1997)** Projet ARTEP, « Quantification des Corps réservoirs Carbonatés » Volet Etude des barres tidales Miocènes de Provence rapport TOTAL/Armines Inédit. 68p
- Parize et al. (1997)** Architecture et géométrie des corps tidaux bioclastiques comblant les paléovallées miocènes au Sud-Est du bassin de Carpentras , 6ème Cong. fr. Sedim., Assoc. Sedim. Fr. org., Paris,. Liv. Résumé., Mém. Assoc, Sédim. fr., n° 27, pp. 215-216
- Parize et al., (1999)** Le Miocène Moyen et Supérieur du Bassin de Valréas (SE France) : Faciès et Organisation stratigraphique 7^{ème} Cong. Fr. Sedim., Assoc. Sedim. Fr. org., Paris,. Liv. Résumé., Mém. Assoc, Sédim. fr., n° 33, pp. 249-250.
- Parize et al., (2000)**
- Pouyet S., David L., Demarcq G., Latreille G., Carbonnel G., Prieur A., Philippe M., Laurain M., Pajaud D., Cappetta H., Barbillat R. & J-P. Chevalier (1984).** - Le faciès "Marnes bleues" du Burdigalien du bassin de Faucon - Mollans - Malaucène (Sud-Est de la France) : essai de synthèse paléoécologique et paléogéographique. Géol. Fr., n° 1-2, pp. 123-130.
- Puig J-M. (1990).** - Le système karstique de la Fontaine-de-Vaucluse. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, Fr., n° 180, 208 p.
- Reineck H.E. (1963).** - Sedimentgefuge im Bereich der Sudlichen Nordsee. Abh. senck. natur. Ges., vol. 505, 138 p.
- Reynaud J-Y. (1996).** - Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale. Thèse Doct. Géol., Univ. Lille, 185 p.
- Rivier F. (1960).** - Étude géologique des Monts-de-Vaucluse (Permis de Die). Rapp. COPEFA, 31 p., 8 pl.
- Rubino et al., (1997)** Modalités de la transgression Miocène à la Périphérie du bassin de Carpentras : influence de la tectonique, Cong. fr. Sedim., Assoc. Sedim. Fr. org., Paris,. Liv. Résumé., Mém. Assoc, Sédim. fr., n° 27 , pp239-240
- Rubino J-L. & Clauzon G. (1996).** - Approches stratigraphiques et géomorphologiques de la surrection néogène de l'avant-pays des Alpes occidentales. In "Quantification de la

tectonique et de l'eustatisme", Réun. Assoc. Sedim. Fr. & Soc. Geol. Fr., Rennes. Mém. Assoc. Sedim. Fr., n° 25. Livre résum., pp. 34-35.

Rubino J-L. & Lesueur J-L. (1988). - Organisation des dépôts tidaux transgressifs du Burdigalien du Sud-Est de la France. *In* Réu. spéc. Soc. Géol. Fr. "Dynamique de milieux tidaux. Journée Louis Dangeard", Caen, 18 juin 1988, Livre Résumés, p. 65-66.

Rubino J-L., Lesueur J-L., Guy L. & Clauzon G. (1990). - Le Miocène inférieur et moyen du bassin rhodanien. Stratigraphie séquentielle et sédimentologie. Livret guide Excur. ASF, 67 p., inédit.

Rubino J-L., Lesueur J-L., Guy L., Granier B. & Clauzon G. (1994). - Les cortèges transgressifs du Miocène méditerranéen : des plates-formes carbonatées du type ForaMol sous contrôle tidal. *In* Réu. sp. Assoc. Sédim. Fr. et Soc. Géol. Fr., "Géométrie et productivité des plates-formes carbonatées", Paris, 8 déc. 1994. Liv. résumés. Mém. Assoc. Sédim. Fr., n° 21, pp. 37-38.

Rubino et al., (1998) Stratigraphical organisation of large scale valley fill complexes along the southwestern margin of the Alpine foreland.-Stratcom SEPM-IAS Conf. 1998, Strata and sequences on shelves and slopes Catane, Prog and abstract Vol

Stride A.H. (1982). - Offshore tidal sands: processes and deposits. Chapman & Hall Publ., Londres, 222 p.

Swift D.J.P. (1968) Coastal Erosion and Transgressive Stratigraphy. *J. geol.*, 76, 444-456

Triat J-M. & Truc G. (1974). - Évaporites paléogènes du domaine rhodanien. *Rev. Géograph. phys. Géol. Dynam.*, sér. 2, vol. 16, fasc. 2, pp. 235-262.

Triat J-M. & 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* Popoff M. & Tiercelin J.J. eds. "Rifts et fossés anciens. Tectonique - Volcanisme - Sédimentation. Apports de l'actualisme", tab. ronde CNRS, Marseille, 1982. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Pau*, vol. 7, n° 1, pp. 425-432.

Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N., and Perez-Cruz, C., (1991), The Stratigraphic signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology – an Overview, *in* Einsele et al., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, p. 617-659.

Visser M.J. (1980). - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits: a preliminary note. *Geology*, fasc. 8, pp. 543-546.

Wallez M-J., Magné J., Gourinard Y. & Demarcq G. (1986). - Nouvelles grade-datations de sédiments burdigaliens des régions rhodaniennes. *Géologie méditerranéenne*, Univ. Provence, Marseille, t. 12-13, n° 1-2, pp. 59-63