



HAL
open science

Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France) : relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays

David Besson

► **To cite this version:**

David Besson. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France) : relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Sciences de la Terre. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2005. Français. NNT : 2005ENMP1475 . pastel-00003284

HAL Id: pastel-00003284

<https://pastel.hal.science/pastel-00003284>

Submitted on 5 Aug 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Collège doctoral

Ecole Doctorale n° 398 : "Géosciences et Ressources Naturelles"

N° attribué par la Bibliothèque

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Ecole des Mines de Paris

Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

David BESSON

le 15 avril 2005

**Architecture du bassin rhodano-provençal miocène
(Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie
et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays**

devant le jury composé de :

Bernard BEAUDOIN	Président
Jean BORGOMANO	Rapporteur
Robert W. DALRYMPLE	Examineur
Emmanuel MANIER	Examineur invité
Alain MAUFFRET	Rapporteur
Olivier PARIZE	Directeur de thèse
Jean-Loup RUBINO	Rapporteur Industriel

Remerciements

De son initiation à son aboutissement, ce projet est le fruit d'une collaboration constante et je tiens sincèrement à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont accompagné et soutenu dans cette aventure. Dans le désordre est sans souci d'exhaustivité, je remercie tout particulièrement :

R. Dalrymple, J.L. Rubino, B. Beaudoin, O. Parize, A. Mauffret, E. Manier et J. Borgomano pour avoir accepté de faire partie de mon jury.

Isabelle Cojan qui a su reconnaître la qualité de mon travail et s'en inspirer.

Olivier Parize pour m'avoir permis de réaliser ce projet. Son soutien, son intérêt et son investissement constant, tant au laboratoire que sur le terrain, ont été décisifs pour le bon déroulement de mes recherches. Son sens de la critique et de la controverse sont redoutables et m'ont permis de progresser tout au long de ce projet.

Jean-Loup Rubino, qui avec Olivier, est à l'origine de ce projet. Sa passion pour la géologie et plus particulièrement la sédimentologie des séries miocènes le rend intarissable sur le sujet et a été à l'origine de longues et fructueuses discussions. Je le remercie tout particulièrement pour m'avoir présenté les séries du Miocène rhodanien et pour les nombreux contacts dont il m'a fait bénéficier au sein de l'industrie pétrolière.

Georges Clauzon, qui avec Paul Le Strat, est à l'origine de mon saut dans le «chaudron magique» des vallées incisées. Envoûté dès ma première rencontre, je n'ai cessé de travailler sur cette thématique, en essayant de conserver le même attachement au terrain et de tendre vers la même rigueur et clarté que celles de ses démonstrations.

Robert W. Dalrymple qui m'a honoré par sa présence à ma soutenance mais également pour le temps qu'il m'a consacré tant sur le terrain que par courrier. Sa connaissance des dépôts tidaux et des vallées incisées m'ont permis d'avoir un regard nouveau et plus critique de la spécificité des séries miocènes.

N. James pour l'expertise apportée à l'étude des carbonates d'eau froide et pour son accueil à la Queens University.

Roland Wernli pour son accueil chaleureux, la formation dispensée et le temps passé à identifier les foraminifères ainsi que Madame Silvia Iaccarino, Messieurs Pierre Masse et Gérard Dupond qui ont complété ce travail.

Katarina Von Salis Perch-Nielsen pour sa gentillesse et les nombreux échantillons observés entre deux sorties de ski de fond.

Bernard Beaudoin pour son soutien, ses critiques et le soin particulier apporté à la valorisation tant orale qu'écrite de mes résultats.

Nicolas Fiet pour la réalisation des datations K-Ar sur Glauconie.

Stéphane Dennebouy pour la réalisation d'analyses isotopiques ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$).

V. Apotolescu et J. Dellenbach pour leur intérêt et l'énorme investissement dans l'étude des ostracodes miocènes.

J.P. Aguilar, M.P. Aubry, W.A. Berggren, P. Crumeyrolle, Y. Dexcoté, G. Jiménez-Moreno, C. Laporte-Galaa, J. Michaux, J.P. Suc, J.Y. Reynaud pour leur enthousiasme dans le partage et la critique des données et résultats sur le Miocène. Ces collaborations et soutiens m'ont permis de rédiger un premier article.

François Guillocheau pour l'intérêt porté à mes travaux et l'aide matérielle apportée à leur bonne réalisation.

Alain Mascle et Bernard Beaudoin pour leur confiance et pour m'avoir permis de réaliser une thèse en géologie de terrain à l'issue de mon DEA.

L'ensemble des professeurs et étudiants de l'EGID, notamment Michel Lenguin et Philippe Razin qui m'ont guidé lors de mes premiers coups de langue et de marteau. Ils ont su me montrer tout l'intérêt des observations de terrain bien au-delà de la fameuse méthode maison PDDE.

Sylvie, Dominique et Philippe toujours présents tant pour aider et soutenir le thésard essoufflé que pour partager de bons moments autour du café. Un grand merci à Aurélie pour l'aide et la préparation à la soutenance. Une mention particulière à Dominique pour la correction de ce manuscrit qui n'aurait pu voir le jour sans son aide.

A l'ensemble des thésard(e)s et ami(e)s de l'école pour toutes ces années partagées. Un clin d'œil aux « anciens » Christophe, Léna, Bastien, Yannick, Jérôme, Stéphane, Simon, Anne pour l'accueil qu'ils m'ont réservé, à Julien pour m'avoir supporté dans son bureau et sa classe inimitable surtout de nuit en forêt (...), à Sylvain, prêt à tous les efforts sur un vélo pour négocier auprès d'Alexandra quelques rondelles de saucisson supplémentaires à l'apéro du Dimanche, à Cyril, pour les nombreuses sorties à pied, VTT et roller, à Papi, Esteban, Romain, Gab, Timothée... pour la sueur laissée sur les rochers (c'est promis je poserai la quatrième dégain), à mes poulettes adorées, Rosalie, Aurélie et Sunsea mais aussi François, Costin, Raffi et tous les autres pour tous les bons moments et longues discussions à refaire le monde autour d'un café ou d'une/des bière(s !) ou de la goutte à Nènes.

A toute l'équipe et ami(e)s raider (JB, Loïc, Franck ; JBW, Ingrid, Marc, Sandra...) pour ces aventures humaines et sportives partagées en France et à l'étranger. Ils m'ont permis de pimenter la vie trop studieuse du thésard.

A Rosalie pour son écoute, son aide et soutien permanent notamment en fin de thèse, c'est promis je ne recommencerai pas !

A toute ma famille, trop souvent délaissée pour travailler, et en particulier Béatrice, Julie, Louis, Aurélie, Marco, Papa et Maman pour leur soutien et les bouffées d'oxygène dans le Beaufortain et ailleurs.

Pour terminer, merci à Papa et Maman pour la chance qu'ils m'ont offerte en me permettant de réaliser des études aussi longues.

Résumé

Lors des baisses de leur niveau de base, les systèmes fluviaux ajustent leur profil d'équilibre en érodant leur substratum. Se développe alors tout un réseau de vallées incisées. L'inventaire et l'analyse de tels réseaux ont été menés dans le bassin molassique rhodano-provençal, BMRP. Cette approche conduit à revoir les modalités de l'envoyage par la mer miocène et de la déformation de cette partie méridionale du bassin d'avant-pays de la chaîne alpine, dans un secteur compris entre Valréas et la mer et le massif central et Nice.

Ce travail est tout d'abord un travail de géologie de terrain (lever de coupes, cartographie, etc). Dans un cadre bio- et chrono-stratigraphique revu (foraminifères, nannoflore, *Avicennia*, micromammifères, stratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, géochronologie K-Ar, etc), l'analyse des successions de faciès et des surfaces stratigraphiques a permis de découper le remplissage sédimentaire miocène du BMRP en 10 séquences de dépôt de troisième ordre. Les barres tidales, mixtes à bioclastiques, constituent principalement les cortèges transgressifs. Une série-type est proposée pour chacun des sous-bassins du BMRP et la cartographie de ce remplissage par cortège sédimentaire est proposée pour les sous-bassins d'Apt-Forcalquier, Avignon et Valréas.

Deux grandes phases d'érosion fluviale ont été caractérisées : la première entre l'Aquitainien et le Burdigalien inférieur, la seconde entre le Burdigalien terminal et le Langhien. Elles s'accompagnent d'une vidange quasi-totale du BMRP. Une troisième phase a été également reconnue au Tortonien, mais sa préservation a été moindre du fait de l'érosion messinienne. Les systèmes fluviaux les plus anciens sont en contre-haut des suivants : ainsi les paléovallées à remplissage langhien sont en contrebas des paléovallées à remplissage burdigalien. En section, ces paléovallées incisées sont larges de quelques kilomètres à plusieurs kilomètres ; et profondes d'une centaine de mètres pour les vallées aquitano-burdigaliennes à plus de 300 m pour celles du Burdigalien supérieur. Ces réseaux miocènes peuvent être suivis en continuité sur plus d'une dizaine de kilomètres, et reconstitués sur plus de 150 km. Ils alimentent la plate-forme et le talus du golfe du Lion. Des corrélations avec les données sismiques disponibles dans cette zone permettent des comparaisons avec les phases d'érosion et de sédimentation sur la marge nord-méditerranéenne. Elles fournissent quelques éléments pour mieux contraindre la géodynamique de la région et comprendre notamment comment l'ouverture du Golfe du Lion, son ralentissement puis son arrêt interagissent avec le raccourcissement alpin. Les transgressions marines miocènes du sillon péri-alpin sont contrôlées par l'existence de ces réseaux fluviaux successifs.

Le remplissage du premier réseau fluvial est assuré par des carbonates bioclastiques de faciès « foramol ». Un modèle séquentiel HF d'un complexe de vallées incisées est proposé et constitue une alternative au modèle classique de comblement d'estuaire en environnement silicoclastique. Il insiste sur les cimentations liées aux phases d'émersion, et sur le faible apport en matériel terrigène pour compléter la production carbonatée. L'importance et la persistance de la dynamique tidale au sein du BMRP s'expliquent par la sous-alimentation, donc la préservation d'une topographie sous-marine après l'envolement des interfluviaux alors que les vallées incisées en environnement silicoclastique sont souvent comblées dès la fin du cortège de bas niveau.

L'identification des trois réseaux miocènes composites de vallées incisées et celui du Messinien permet une analyse tout à fait nouvelle de l'évolution géomorphologique du BMRP. Les vallées aquitano-burdigaliennes sont généralement superposées et emboîtées dans les dépôts oligo-aquitainiens, en relative conformité avec les accidents des grabens et demi-grabens. Leur origine, localisation et géométrie sont en relation directe avec l'héritage morpho-structural de ce bassin d'avant-pays et signalent une déformation régionale de grande longueur d'onde rapportée à une remise en compression de ce domaine à la base du Miocène. Les deuxième (Burdigalien terminal) et troisième (Tortonien) réseaux sont en quasi-conformité avec les structures pyrénéo-provençales de la Provence septentrionale. Ils sont en relation avec la création de reliefs due à l'activation des plis et des chevauchements et signalent une

déformation plicative de plus courte longueur d'onde associée pour le réseau du Burdigalien terminal à un soulèvement régional. Tout au long du Miocène, le remplissage des vallées, puis des bassins succédant à leur comblement, sont syntectoniques. Ces différents réseaux de vallées sont soit superposés, soit déboîtés. Leur superposition souligne la pérennité d'un contrôle tectonique et/ou de la partie amont de leur réseau de drainage, toujours émergée. Leur déboîtement est la conséquence de l'activation des plis et des chevauchements provoquant la migration non seulement des dépôts-centres mais également des réseaux successifs de vallées dont cette déformation amplifie le creusement. Cette nouvelle évolution physiographique du BMRP permet d'identifier trois phases de déformation marquées par des mouvements de surrection. Ces mouvements verticaux sont à relier aux étapes majeures de la déformation du bassin d'avant-pays alpin.

Intégrant à la fois sédimentologie, stratigraphie et géomorphologie, l'analyse des paléo-vallées incisées apparaît comme un outil performant pour approcher la géodynamique d'un bassin sédimentaire et quantifier la déformation.

Mots clés : Néogène, Miocène, Alpes, France, stratigraphie, corrélations, préorbulines, *Avicennia*, avant-pays, tectonique, sédimentologie, molasse, foramol, tidal, vallée incisée, géodynamique.

Abstract

During sea base level drops, fluvial systems adjust their equilibrium profile eroding their substratum and creating a network of incised valleys. Inventory and analysis of such networks have been carried out in the "rhodano-provençal", molassic basin (BMRP). This approach results in re-examining the Miocene sea submergence and the tectonic deformations of the alpine chain foreland basin. This study is made in a sector ranging between Valréas, the Mediterranean sea, the "Massif Central" and Nice.

This work is first of all a field geology study (field log, cartography, etc). In a new bio- and chronostratigraphic framework (Foraminifera, nannoflora, *Avicennia*, micromammifera, isotopic stratigraphy $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, geochronology K-Ar, etc), the analysis of facies successions and stratigraphic surfaces has permitted to cut out the BMRP sedimentary Miocene filling in ten third order depositional sequences. The mixed to bioclastic tidal bar complexes mainly represent the transgressive system tract. A synthetic log is proposed for each BMRP local basin and the cartography of these sedimentary system tract fillings is proposed for Apt-Forcalquier, Avignon and Valréas basins.

Two great fluvial erosion stages have been characterized : the first one, between late Aquitanian and early Burdigalian, the second one, between late Burdigalian and early Langhian. They are associated to a nearly complete BMRP draining. A third stage was also recognized in Tortonian, but its preservation has been limited by the Messinian erosion. The oldest fluvial systems are above the younger: that why Langhian paleovalley fillings are below Burdigalian paleovalley fillings. In section, these Aquitano-Burdigalian incised paleovalleys are from few kilometers to several kilometers large; and hundred meters deep, and for those of upper Burdigalian more than 300 m deep. These Miocene networks can be followed continuously on more than ten kilometers and reconstituted on more than 150 kilometers. They supply the platform and the slope of Lions Gulf. Correlations with the seismic data available in this zone allow comparisons with the erosion and sedimentation stages of the north-Mediterranean margin. They provide some elements for a better geodynamic understanding of this area: in particular how the deceleration and the stop of the opening of the Lion Gulf interact with the alpine shortening. The marine Miocene invasions of the peri-alpine furrow are controlled by these successive fluvial networks existence.

The first fluvial network filling is composed of bioclastic carbonates of "foramol" facies. A high frequency sequential model of an incised valleys complex is proposed and constitutes an alternative to the traditional silicoclastic environment estuary filling model. It insists on cementing phenomena related to the emergence stages, and on the terrigenous material low flux to complete the carbonated production. The importance and the persistence of tidal dynamics in the BMRP are explained by underfilled stage, and so the preservation of an underwater topography after interfluvial flooding whereas the incised valleys in silicoclastic environment are often filled at the end of late lowstand system tract.

The identification of the three Miocene incised valleys networks and the Messinian one allow a completely new BMRP geomorphological evolution analysis. The Aquitano-Burdigalian valleys are generally superimposed and encased in the Oligo-Aquitanian deposits, in relative conformity with the grabens and half-grabens accidents. Their origin, localization and geometry are in direct relation with the tectonic foreland basin morphostructural heritage and sign a regional large wavelength deformation reported to a compression stage of this field at the lower Miocene. The second (final Burdigalian) and third (Tortonian) networks are in quasi-conformity with the septentrional pyreneo-provençal structures. They are in relation with the creation of relieves due to the activation of the folds and thrust. They sign a shorter wavelength folded deformation associated, for the late Burdigalian network, to a regional rising. Throughout Miocene, filling of the valleys and the basins succeeding their filling up, are syntectonic. These various valleys networks are superimposed, or uncoupled. Their superposition underlines the tectonic control perennality and/or upstream drainage network part, which is always emerged. Their dismantling is the consequence of the folds and thrust activation causing not only depotcenters migration but also of the successive valleys networks whose deformation amplifies the digging. This new physiographical evolution of the BMRP makes it possible

to identify three stages of deformation marked by uplift movements. These vertical movements can be linked to the major tectonic deformation stages of alpine foreland basin.

Integrating at the same time sedimentology, stratigraphy and geomorphology, the incised paleovalleys analysis seems a powerful tool to approach the geodynamics of a sedimentary basin and to quantify the deformation.

Keywords : Neogene, Miocene, the Alps, France, stratigraphy, correlations, *praeorbulines*, *Avicennia*, foreland basin, tectonics, sedimentology, molasse, foramol, tidal, incised valley, geodynamics.

Sommaire

Remerciements	III
Résumé	V
Abstract	VII

Chapitre 1 - Problématique

1.1 - Le Bassin Molassique Rhodano-Provençal (BMRP)	2
1.1.1 Approche stratigraphique du BMRP basée sur "l'empilement sédimentaire"	6
1.1.2 Approche physiographique de l'évolution néogène du BMRP	12
1.1.3 Approche basée sur la stratigraphie séquentielle	14
1.1.4 Approche quantitative	23
1.1.5 Approche tectono-sédimentaire	23
1.2 - Objectifs : analyse tectonique, physiographique et séquentielle de l'évolution du BMRP au Miocène	26

Chapitre 2 - Organisation stratigraphique des bassins sédimentaires

2.1 – Les bassins d'avant-pays	29
2.2 - Le Cadre géodynamique et structural du bassin miocène péri-alpin des Alpes Occidentales	31
2.2.1 Le bassin miocène péri-alpin dans le cadre de l'évolution paléogéographique et tectono-stratigraphique tertiaire du domaine téthysien	31
2.2.2 Structures et évolution géodynamique des Alpes Occidentales	34
2.2.2.1 Cadre structural des Alpes centrales et occidentales	34
2.2.2.2 Spécificité des Alpes occidentales	35
2.2.2.3 Structures profondes des Alpes occidentales et données géophysiques	36
2.2.2.4 Evolution géodynamique des Alpes occidentales	37
2.2.3 L'extension syn-orogénique du golfe du Lion	44
2.2.4 Evolution géodynamique tertiaire du Massif central	49
2.2.4.1 Une hétérogénéité Nord-Sud marquée	50
2.2.4.2 Le soulèvement associé au volcanisme	50
2.2.4.3 Les modèles	51
2.2.4.4 Conclusion	53

Chapitre 3 - Miocène rhodano-provençal. Eléments d'analyse pour mener un inventaire

3.1 - Eléments de sédimentologie, stratigraphie et géomorphologie pour une analyse intégrée des bassins sédimentaires	57
3.1.1 Principes et définition	58
3.1.2 Du faciès à la séquence de dépôt	61
3.1.2.1 La sismique : un outil d'exploration	61

3.1.2.2	L'analyse de faciès : un outil pour aider à l'exploitation	66
3.1.2.3	Le changement d'échelle : un enjeu primordial	66
3.1.3	La notion d'accommodation	72
3.1.4	Cycle stratigraphique et accommodation en domaine continental	74
3.1.5	Éléments pour constituer une démarche d'analyse	76
3.1.5.1	Du faciès à la séquence de faciès	76
3.1.5.2	De la séquence de faciès à la séquence de dépôt.	77
3.1.6	Choix d'un modèle et position de la limite de séquence	79
3.2 -	La notion de vallées incisées	79
3.2.1	Définition et caractérisation	80
3.2.2	Modèle d'évolution d'une vallée incisée : "tripartite facies model"	83
3.2.3	Variabilité du modèle	90
3.2.4	Analyse des paramètres de contrôle	91
3.2.4.1	Mécanismes de l'incision	91
3.2.4.2	Contrôle géomorphologique	93
3.2.4.3	Contrôle géologique	97
3.2.4.4	Contrôle du niveau de base	98
3.2.4.5	Influence de l'apport sédimentaire	99
3.2.4.6	Cadre géodynamique	100
3.3 -	La succession stratigraphique du Miocène péri-alpin	104
3.3.1	La succession lithostratigraphique du BMRP	105
3.3.1.1	Analyse de faciès et séquences de faciès	105
3.3.1.2	Séquences de dépôt	113
3.3.1.3	Etablissement d'une colonne stratigraphique synthétique	116
3.3.2	La succession bio-chronostratigraphique du BMRP	120
3.3.2.1	La variation latérale de faciès et ses implications stratigraphiques	120
3.3.2.2	Actualisation du canevas bio- et chronostratigraphique du BMRP	121
3.3.2.3	Corrélation avec les chartes eustatiques	135
3.3.2.4	Synthèse stratigraphique	135

Chapitre 4 - Cool-water carbonates compound incised valleys fill systems in foreland basin : application to early Miocene Saumane and Venasque compound incised-valleys (SE France, Western Alps)

4.1 -	Introduction	140
4.1.1	Peri-Alpine Miocene incised valleys	140
4.1.2	Method	141
4.2 -	Geological settings	149
4.2.1	Stratigraphic organization	149
4.2.2	Structural framework	150
4.3 -	Venasque and Fontaine-de-Vaucluse incised valleys systems	154
4.3.1	Early and Middle Miocene stratigraphic succession	154
4.3.1.1	Fluvial erosion signature	158
4.3.1.2	Litho- and bio-stratigraphic units	162
4.3.1.3	Depositional sequences	163

4.3.1.4	The Miocene stratigraphical setting of Vénasque area : a summary	174
4.3.2	Miocene geometrical organization of Vénasque Paleovalley	177
4.3.2.1	Early Miocene compound incised valley system	181
4.4 -	Tectonic and eustatic interactions	185
4.4.1	S1 syndepositional tectonic evidence	185
4.4.2	S3 syndepositional uplift record	187
4.4.3	Tectonics and sedimentary evolution	188
4.5 -	Conclusions	189

Chapitre 5 - Les systèmes de vallées incisées du Miocène rhodano-provençal

5.1 -	Application au secteur d'Apt	191
5.1.1	Cadre géologique	191
5.1.2	Succession stratigraphique du Miocène inférieur et moyen	191
5.1.2.1	Différentes unités litho-et biostratigraphiques sur le bassin d'Apt	193
5.1.2.2	Analyse stratigraphique des formations miocènes du "plateau des Courennes"	195
5.1.2.3	Analyse stratigraphique des formations miocènes du "plateau des Claparèdes"	206
5.1.2.4	Analyse stratigraphique des formations miocènes "occidentales du bassin d'Apt entre Gordes au Nord et Ménerbes au Sud"	231
5.1.3	Organisation géométrique des dépôts miocènes du bassin d'Apt	242
5.1.3.1	Le système de vallées incisées composites du Miocène inférieur	242
5.1.3.2	Ennoisement maximum du bassin au Burdigalien supérieur.	257
5.1.3.3	Incision au Miocène moyen	258
5.1.4	Interaction entre tectonique et eustatisme	265
5.1.4.1	Tectonique synsédimentaire	265
5.1.4.2	Evolution tectonique et sédimentaire du bassin d'apt	271
5.2 -	Généralisation du système de vallées incisées à l'ensemble du bassin peri-alpin	273
5.2.1	Une nouvelle organisation stratigraphique : influence sur les Corrélatons des différents sous-bassins du BMRP.	273
5.2.2	Les réseaux de drainage miocène	274
5.2.2.1	Le système de vallées incisées composites du Miocène inférieur	278
5.2.2.2	Le réseau du Miocène moyen	299
5.2.2.3	Le réseau du Miocène supérieur	305
5.2.2.4	Le réseau du Miocène terminal	308
5.2.3	L'évolution physiographique de BMRP au Miocène	313
5.2.3.1	Ampleur et localisation des incisions miocènes	313
5.2.3.2	Proposition de carte paléogéographique pour le Miocène : succession des systèmes de vallées incisées et extension maximale de la mer.	315
5.2.3.3	Implications géodynamiques : discussion	323
5.2.4	Conclusions	325

Chapitre 6 - Les systèmes de vallées incisées du bassin d'avant-pays alpin : nature, localisation spatiale et temporelle en relation avec l'évolution tectonique du bassin et les variations eustatiques

6.1 - Nature, origine et géométrie des systèmes de vallées incisées du Miocène	328
6.1.1 Le Système de vallées incisées composites du Miocène inférieur	328
6.1.1.1 Modèle de dépôt	328
6.1.1.2 Apport sédimentaire et production	339
6.1.1.3 Conclusions	339
6.1.2 Déboîtement et emboîtement du système de drainage du Miocène moyen	341
6.1.2.1 La bordure orientale du bassin de Carpentras	341
6.1.2.2 Le bassin d'Apt	341
6.1.2.3 Le "vélodrome" et la barre de Facibelle	343
6.1.2.4 Le massif diapirique de Suzette	345
6.1.2.5 La clue de l'anticlinal de Mirabeau	346
6.1.2.6 Synthèse des relations géométriques entre les séquences du Miocène Inférieur et celles du Miocène Moyen	347
6.1.3 Incision du Miocène Supérieur : dernière incision avant la crise messinienne.	350
6.2 - Localisation spatiale et temporelle des principaux systèmes de vallées incisées en relation avec l'évolution tectonique du bassin et les variations eustatiques	350
6.2.1 Contrôle et réactivation de l'héritage topographique et structural	350
6.2.2 Amplification tectonique des chutes du niveau marin	354
6.3 - Corrélations "onshore" - "offshore" miocènes en bordure du golfe du Lion	356
6.4 - Conclusion	361

Chapitre 7 - Conclusion Générale

7.1 - Méthode et moyens mis en oeuvre	366
7.2 - Architecture du remplissage	367
7.3 - Modèle de remplissage Foramol	367
7.4 - Implications géodynamiques	367
- Bibliographie	371
- Liste des figures	427

Les annexes sont attachées à ce volume sous forme d'un CD-ROM

Chapitre 1 – Problématique

1.1	Le Bassin Molassique Rhodano-Provençal (BMRP) -----	2
1.1.1	Approche stratigraphique du BMRP basée sur « l’empilement sédimentaire » ---	6
1.1.2	Approche physiographique de l’évolution néogène du BMRP-----	12
1.1.3	Approche basée sur la stratigraphie séquentielle-----	14
1.1.4	Approche quantitative -----	23
1.1.5	Approche tectono-sédimentaire -----	23
1.2	Objectifs : analyse tectonique, physiographique et séquentielle de l’évolution du BMRP au Miocène -----	26

1.1 LE BASSIN MOLASSIQUE RHODANO-PROVENÇAL (BMRP)

Tant dans les bassins transportés que dans les bassins d'avant-pays, le remplissage sédimentaire est continûment affecté par des discordances progressives. Les grandes structures qui contrôlent le développement de ces bassins sont souvent des structures préexistantes, qui selon l'orientation de la direction générale de raccourcissement vont jouer de façon très différenciée : quand la tectonique est polyphasée et que les directions successives de raccourcissement sont bien contrastées, le rôle de l'héritage structural devient prépondérant. Enfin le style structural des bassins d'avant-pays évolue dans l'espace au cours du temps, de telle sorte que l'architecture du remplissage des sous-bassins évolue aussi rapidement.

Le BMRP est un vaste sillon qui suit la chaîne alpine de Marseille à Vienne. D'abord N-S au front des Alpes occidentales, il devient E-W au front des Alpes Suisse, Bavaroise et Autrichienne. Dans sa partie occidentale, il est situé entre le Massif Central à l'Ouest, le golfe du Lion au Sud et le front de déformations de la chaîne subalpine à l'Est. Il correspond à ce titre au bassin d'avant-pays des Alpes occidentales (Figure 1-1, Figure 1-2).

Dans ce bassin, la transgression marine miocène s'effectue sur une topographie préexistante très différenciée (Demarcq, 1970). Cette topographie est la conséquence d'un héritage structural et géomorphologique polyphasé : érosion au Crétacé supérieur, plissement puis érosion liés à la phase pyrénéo-provençale (Éocène), extension durant l'Oligocène, enfin érosion anté-burdigaliennne. Cet héritage pré-transgression miocène conduit à subdiviser ce vaste sillon d'épandage molassique en plusieurs sous-bassins ayant chacun sa propre individualité et évolution d'accumulation au long du miocène.

L'évolution miocène du remplissage de ces sous-bassins va donc varier en fonction de l'évolution géodynamique du secteur : volcanisme du massif central, ouverture du golfe du lion et migration du front Alpin et de la réactivation d'anciennes structures. Le remplissage de ce bassin d'avant-pays en enregistrant ou non la déformation, doit permettre d'expliquer les grandes différences de la transgression miocène : concordance stratigraphique, onlap passif, onlap divergent en comblement ou non de vallées incisées (Figure 1-3, Figure 1-4).

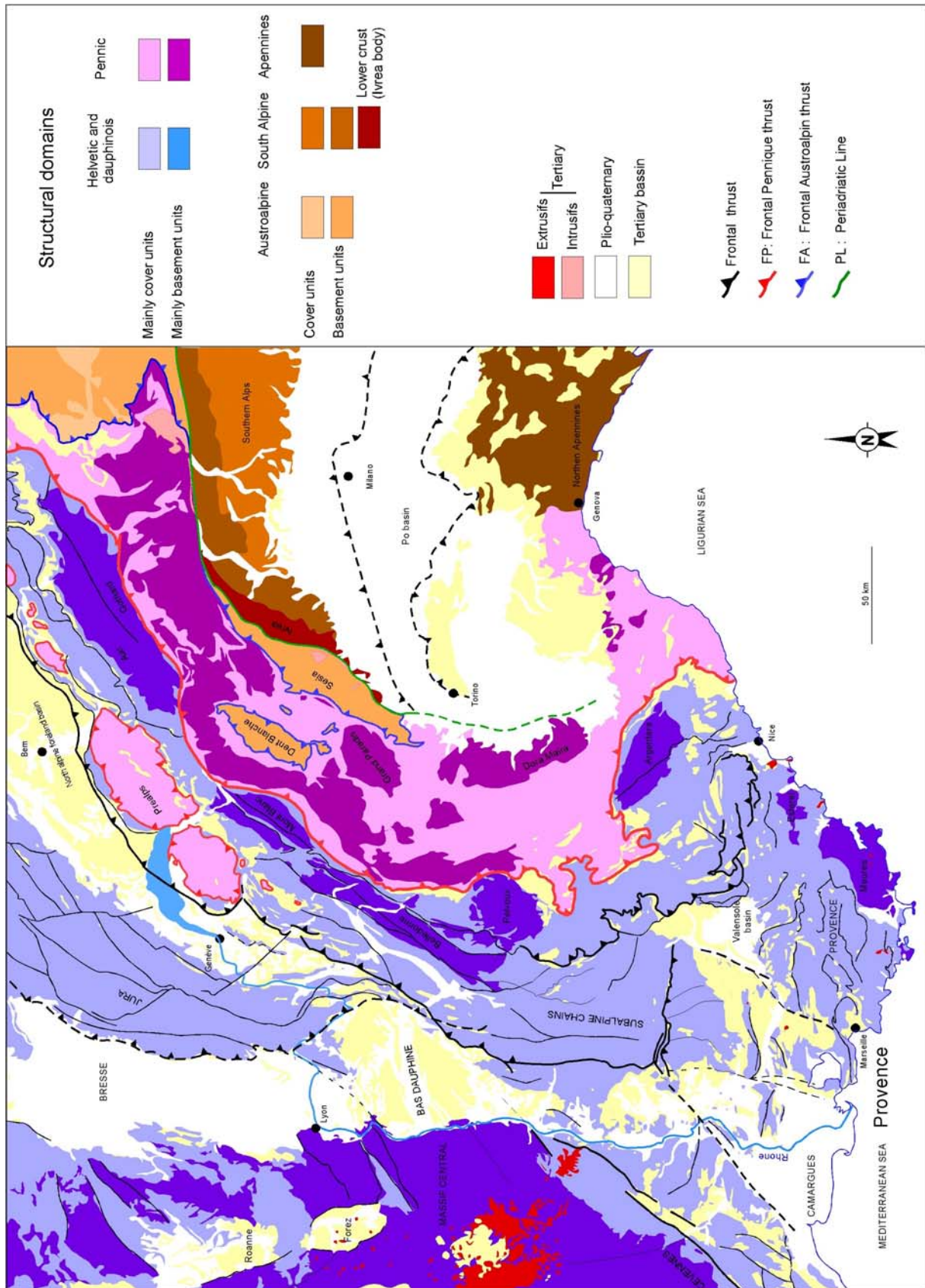


Figure 1-1 : Carte structurale synthétique des Alpes occidentales (établie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000, Chantraine *et al.*, 1996 ; Lemoine *et al.*, 2000 ; Stampfli *et al.*, 2002).

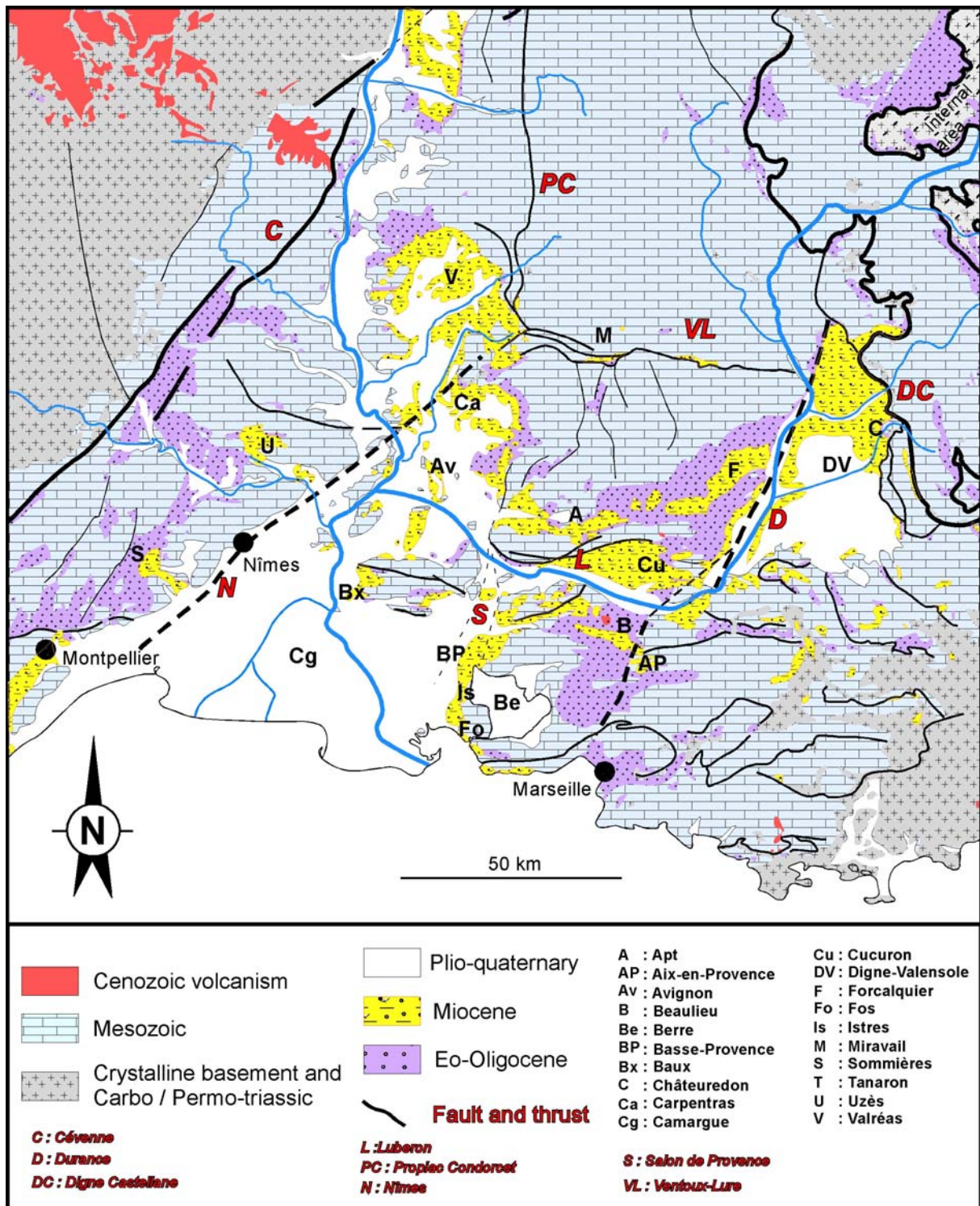


Figure 1-2 : Le Bassin molassique rhodano-provençal : extension des dépôts miocènes et localisation des principaux sous-bassins



Figure 1-3 : Onlap divergent (exemple de Garde Grosse en face de Nyons, bassin de Valréas)



Figure 1-4 : Détails sur le contact basal entre les dépôts miocènes et le substratum (exemple de Saint Restitut, bassin de Valréas)

Les BMRP a été l'objet de très nombreuses études, thèses et publications sur ces principaux sous-bassins. L'ensemble de ces études ponctuelles bien que particulièrement intéressantes ne sont pas reprises dans ce paragraphe où nous ne présenterons que les principales étapes des synthèses stratigraphique, tectonosédimentaire et paléogéographique du BMRP (Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1970 ; Clauzon, 1973, 1978, 1979, 1982 ; Demarcq *et al.*, 1984 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Martel *et al.*, 1994 ; Sissingh, 2001).

1.1.1 Approche stratigraphique du BMRP basée sur « l'empilement sédimentaire »

Ces analyses ont tout d'abord permis de préciser la stratigraphie et les modalités de la transgression miocène permettant ainsi l'élaboration des premières cartes paléogéographiques (Figure 1-5 ; Figure 1-6 ; Figure 1-7). Ces premières analyses stratigraphiques des dépôts miocènes seront complétées par Demarcq (1970) puis Demarcq et coll. (1984) permettant d'aboutir au schéma classique d'île et d'archipel du golfe de Basse-Provence (Figure 1-8 ; Figure 1-9).

Demarcq (1959, 1970) a en effet réalisé un travail de référence sur le Miocène rhodanien en entreprenant l'inventaire systématique et la description des affleurements des sédiments miocènes entre Lyon, au Nord, et la Camargue, au Sud. Si la qualité des observations et des descriptions de Demarcq ne peut être remise en cause, les limites de son travail sont tout d'abord d'ordre stratigraphique. Demarcq a utilisé une échelle stratigraphique inadaptée aujourd'hui : "Burdigalien", "Helvétien" et "Vindobonien" (Demarcq, 1970) basée sur les pectens et autres lamelibranches (Pouyet *et al.*, 1984) qui ne pouvaient pas permettre de progrès significatifs par rapport aux travaux plus anciens comme ceux de Gignoux (1960). Ensuite Demarcq a fait un usage systématique de la "variation-latérale-de-faciès" à l'échelle de la formation pour expliquer les relations géométriques entre affleurements.

Les inventaires des faunes et microfaunes marines miocènes (coraux ahermatypiques, brachiopodes, bryozoaires très nombreux et variés, pectinidés, ostréidés, bivalves divers, rares gastéropodes, annélides, balannes, échinides, ostracodes, sélaciens) ont cependant contribué à une bonne connaissance de la paléoécologie comme dans le bassin de Mollans - Faucon - Malaucène (Pouyet *et al.*, 1984).

La préservation des piedmonts miocènes et surtout fini-miocènes seulement dans les parties amont des principaux sous-bassins préservés de l'érosion messinienne explique l'existence seulement ponctuelle de données sur les dépôts margino-littoraux et continentaux. Les principales études de ces dépôts (Clauzon, 1975, 1981, 1984 ; Aguilar *et al.*, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1984 ; Clauzon *et al.*, 1987, 1989 ; Clauzon, 1990) montrent clairement la progradation du piedmont miocène par des passages de faciès marin-continental pour des formations synchrones (Figure 1-10 ; Figure 1-11). Si cette étude ont bénéficié d'un calage stratigraphique détaillé et actualisé (micromammifères) leur analyse séquentielle détaillée (3 et 4^{ème} ordres) reste à faire.

DEPÉRET. — CLASSIFICATION ET PARALLÉLISME DU SYSTÈME MIOCÈNE 185

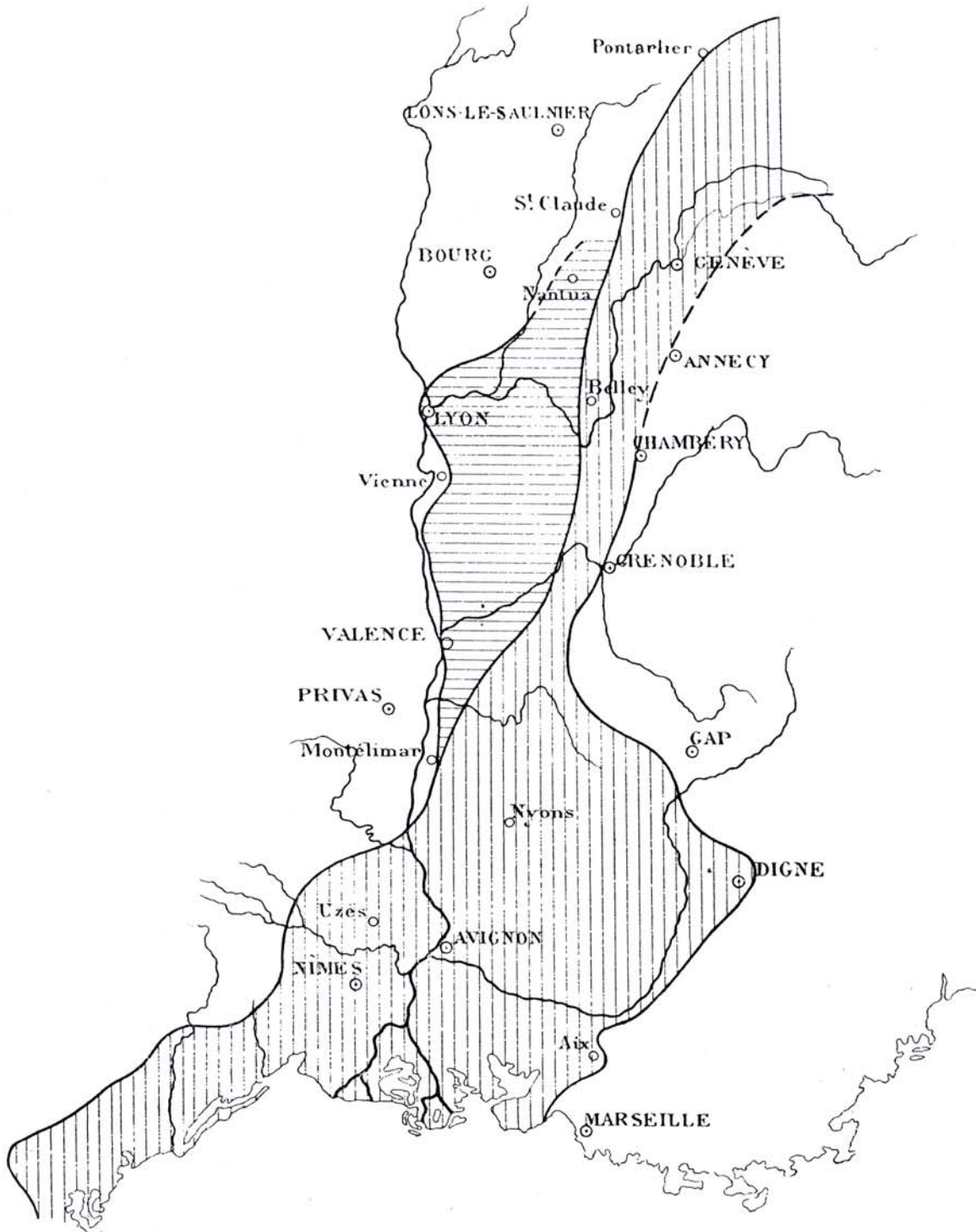


Fig. 1. — Carte montrant la transgression à l'ouest du 2^e étage méditerranéen par rapport au 1^{er} étage méditerranéen dans le bassin du Rhône.

▨ Zone d'affleurement du 1^{er} étage méditerranéen avec sa limite d'extension maximum du côté de l'est.

▧ Zone de transgression du 2^e étage méditerranéen avec sa limite d'extension

Figure 1-5 : Carte de la transgression miocène « 1^{er} et 2nd étages méditerranéens » (Depéret, 1892)

Carte 1

La Transgression Burdigalienne

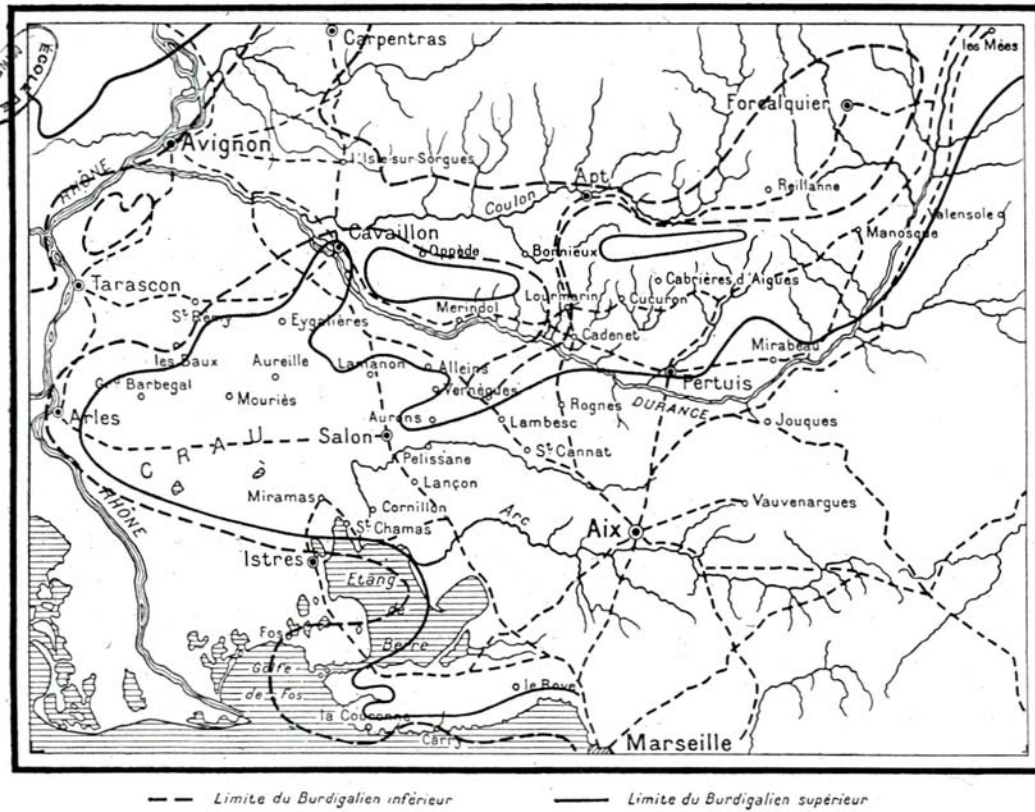


Figure 1-6 : Carte paléogéographique de la transgression « Burdigalienne » (Combaluzier, 1932)

Carte 2

La Transgression Vindobonienne

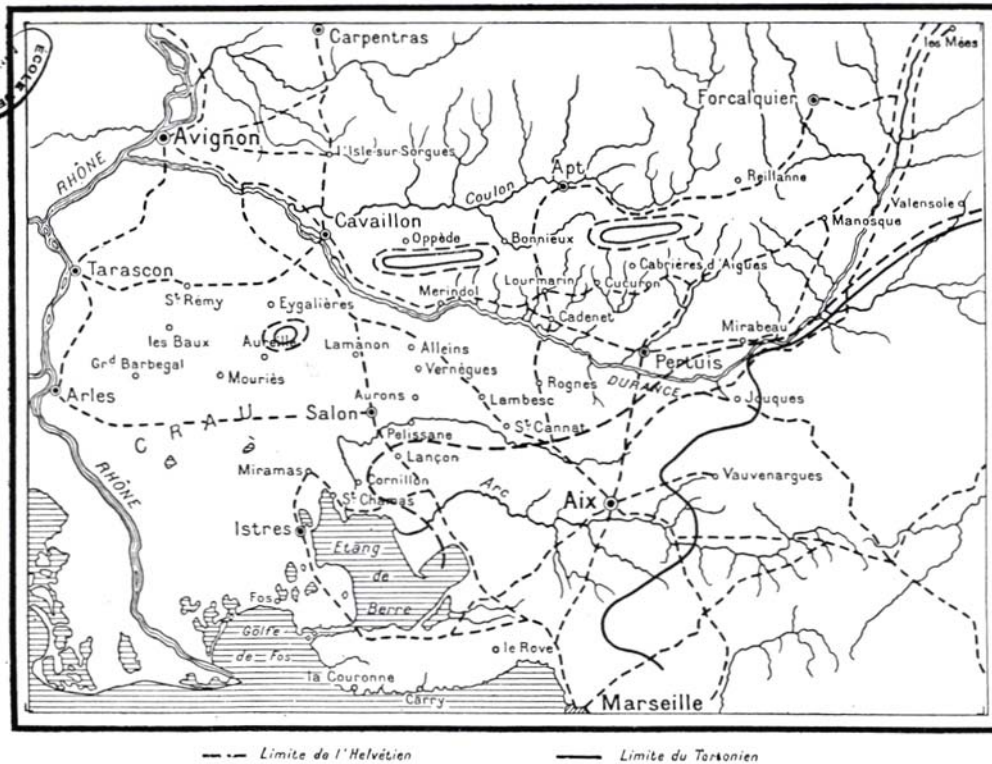


Figure 1-7 : Carte paléogéographique de la transgression « Vindobonienne » (Combaluzier, 1932)

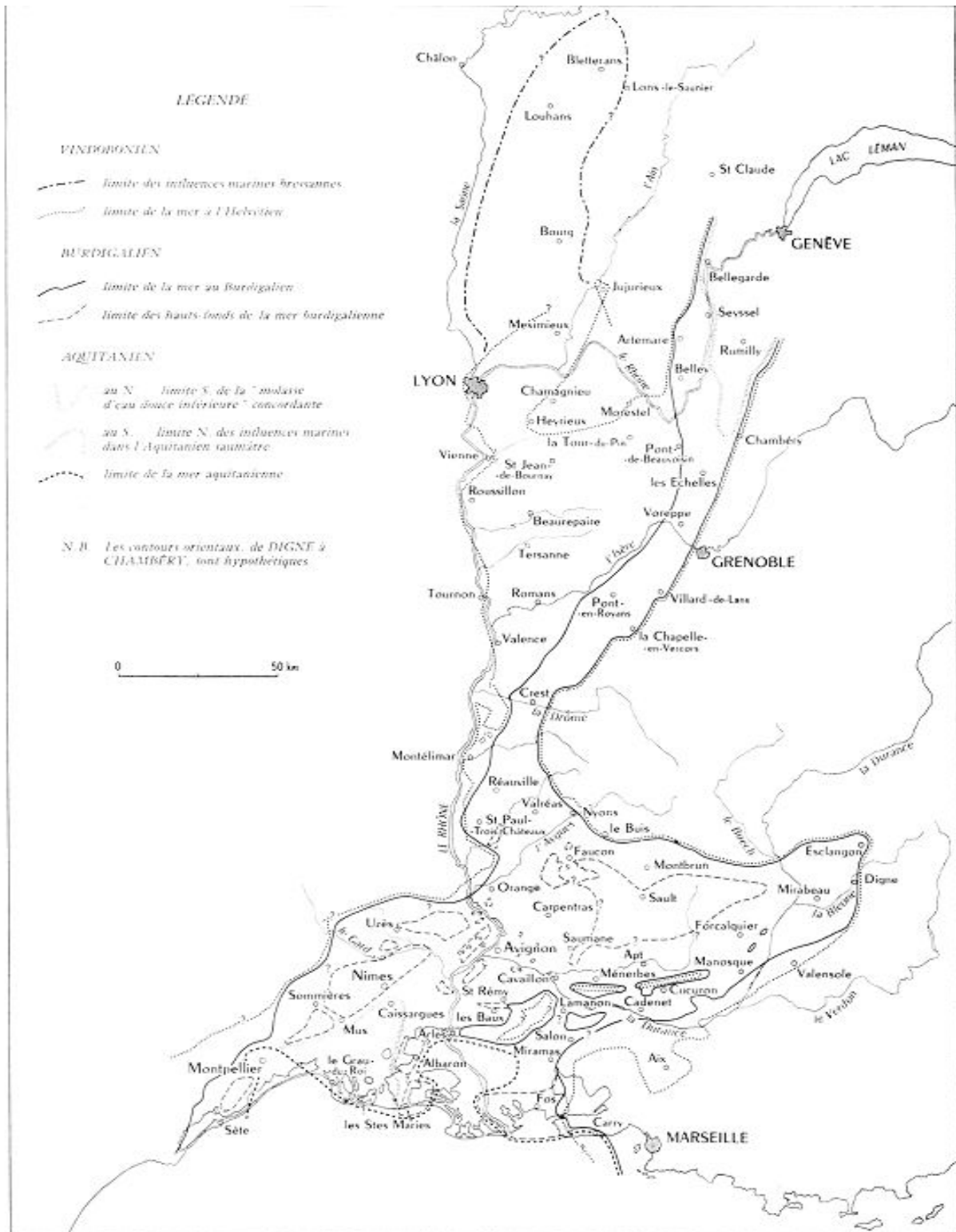


Figure 1-8 : Carte paléogéographique du Sud-Est de la France à l'Aquitarien, au Burdigalien et « Vindobonien » (Demarcq, 1970). Cette carte montre les îles, hauts fonds...du golfe provençal. C'est l'aboutissement d'un schéma paléogéographique plus ancien (Combaluzier, 1932).

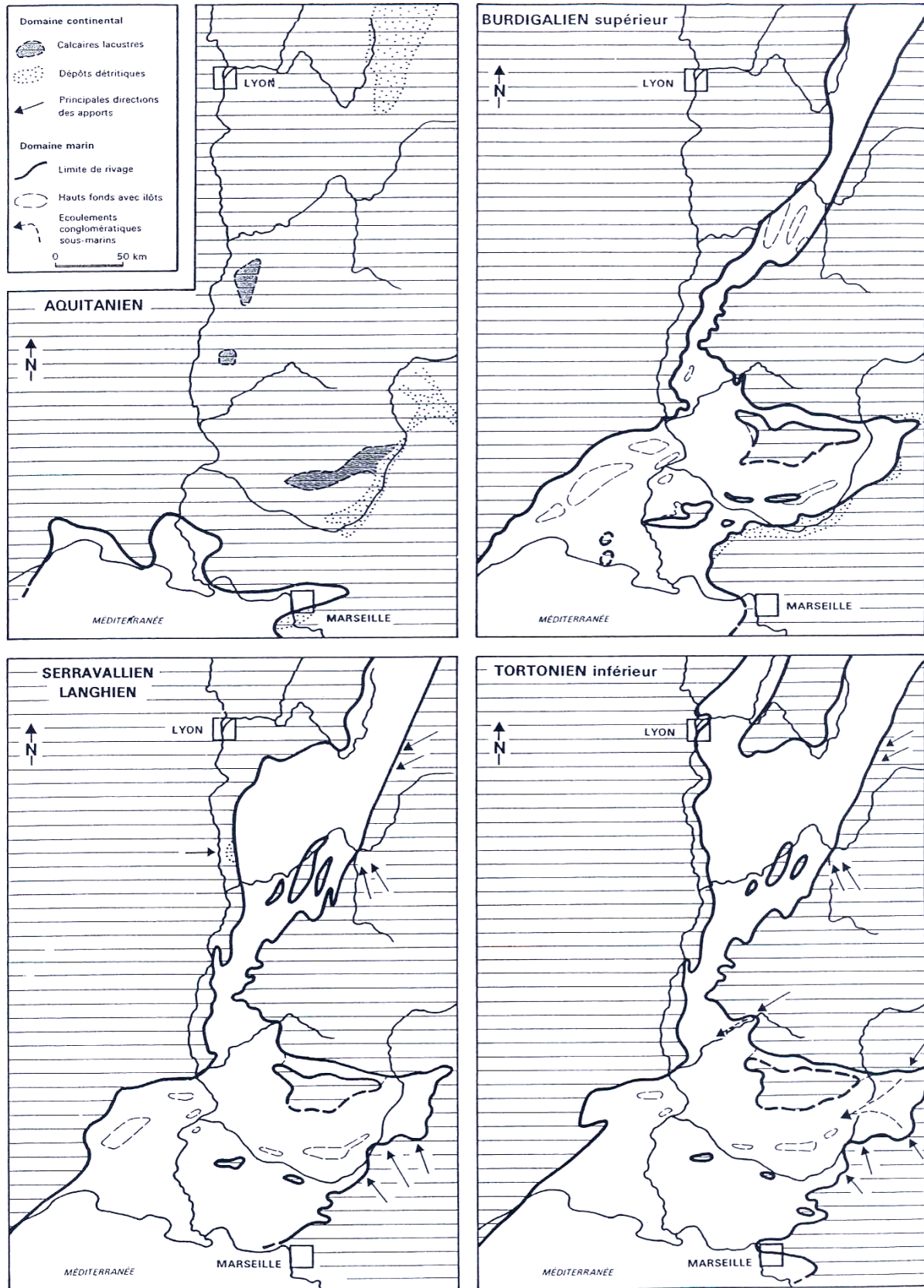


Figure 1-9 : Reconstruction de la paléogéographie du Sud-Est de la France à l'Aquitaniien, au Burdigalien supérieur, au Langhien-Serravallien et à la limite Serravallien-Tortonien (Demarcq *et al.*, 1984).

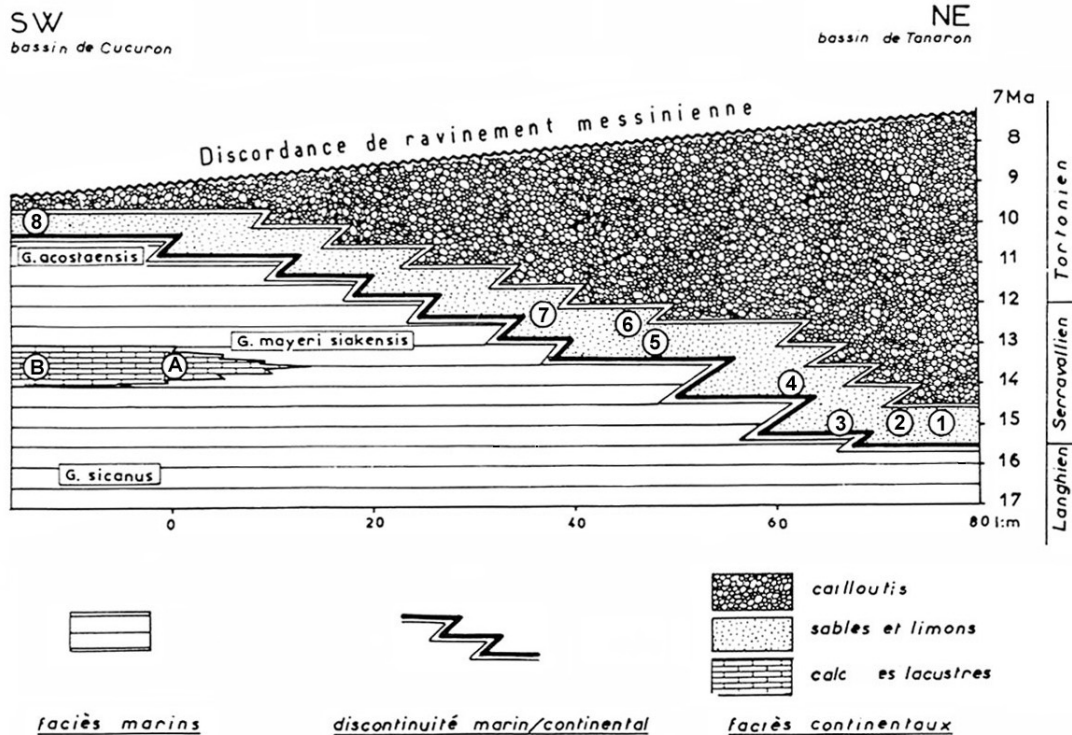
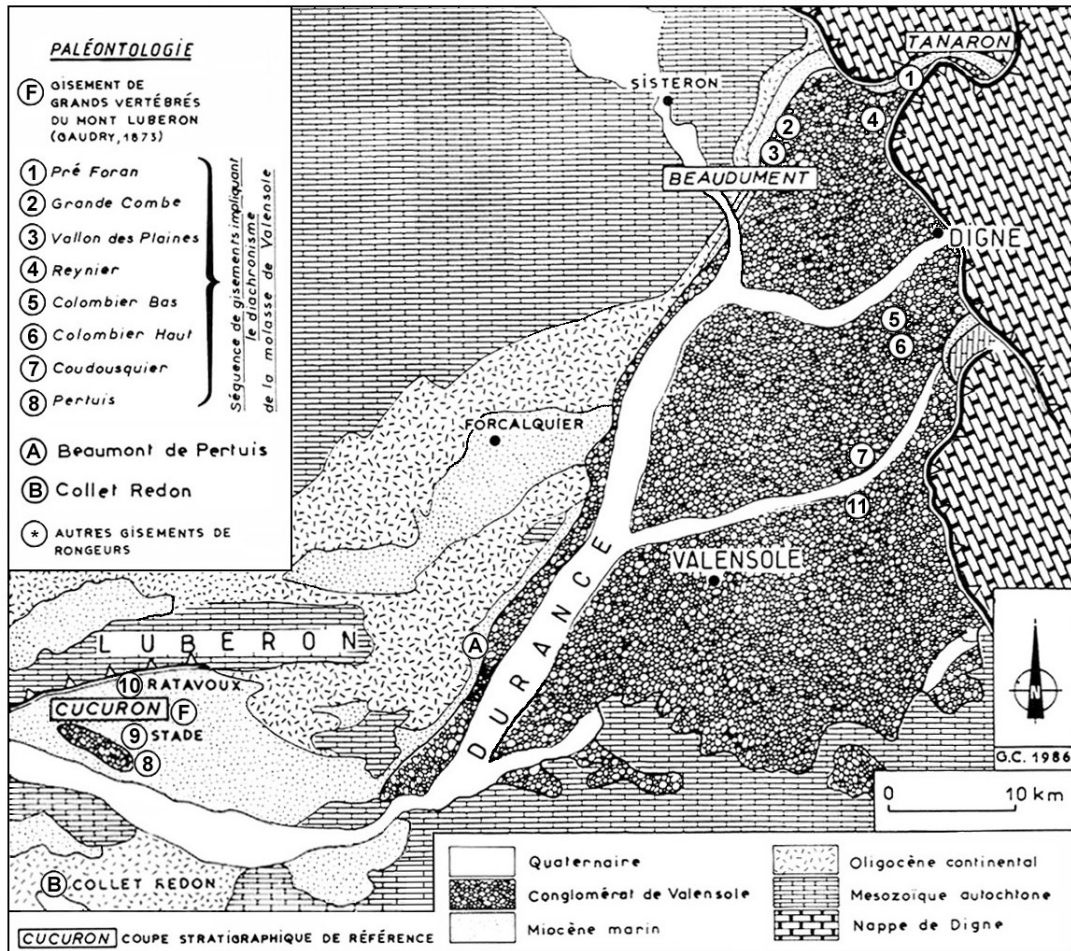


Figure 1-10 : Diachronisme de la progradation du piedmont miocène (modifiée de Clauzon *et al.*, 1989)

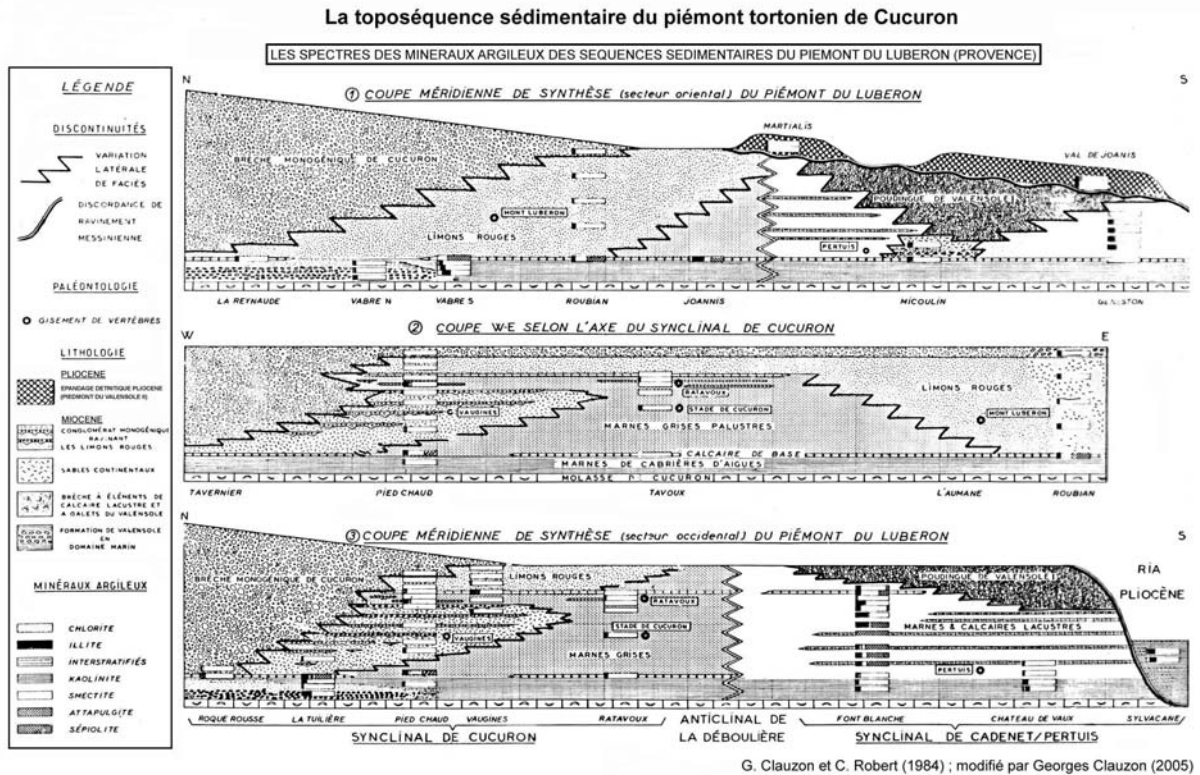


Figure 1-11 : Séquences sédimentaires et spectres minéraux argileux du bassin de Cucuron (Modifiée de Clauzon et Robert, 1984)

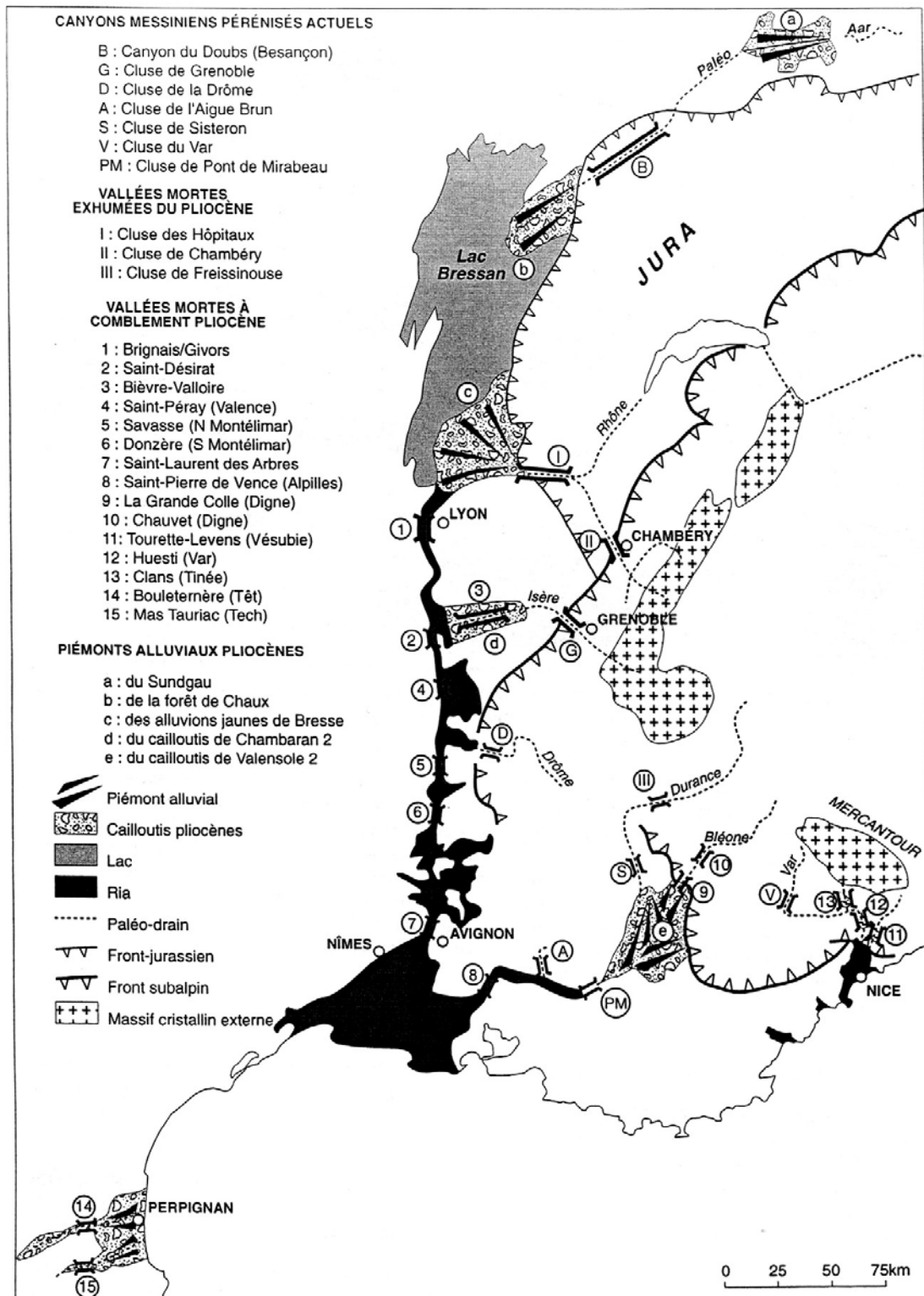
1.1.2 Approche physiographique de l'évolution néogène du BMRP

Parallèlement à ces travaux sur le Miocène, les travaux de G. Clauzon (1973, 1978, 1979, 1982) sur le Messinien, mettent en exergue toute l'importance de l'eustatisme et l'intérêt de la prise en compte de l'évolution physiographique dans l'analyse des bassins sédimentaires. En effet la méthodologie d'étude de ces vallées/canyon est particulièrement abouti et a permis des avancées significatives par la mise en évidence et la caractérisation des vallées péri-méditerranéennes consécutives à la crise messinienne. On peut en quelques lignes schématiser cette approche par quelques étapes clef :

- identification de surfaces repères : surface d'incision ; transition marin/continental ; surface d'abandon pré et/ou post-incision
- analyse de ces surfaces : isochrone / diachrone
- datation de ces surfaces : planctons ; micrommamifères ...
- mise en évidence et quantification des mouvements et de leurs vitesses : transgression, régression, surrection)

L'ensemble des travaux réalisés sur l'étude des vallées messiniennes et de leur remplissage pliocène au sein du BMRP (à terre) permettent à ce jour de proposer une cartographie détaillée des rias pliocènes Figure 1-12). Jusque dans les années 2000 la connaissance des dépôts néogènes conduisait à une séparation entre les dépôts miocènes (contrôlés essentiellement par l'évolution tectonique du bassin) et ceux pliocènes (contrôlés essentiellement par l'eustatisme). Cette dualité de fonctionnement a conduit à des études de ces dépôts selon des concepts différents, et notamment la non prise en compte de l'évolution physiographique du bassin pendant le Miocène. L'excursion Strati 2002 (Besson *et al.*, 2002)

constitue sans aucun doute une étape majeure dans l'évolution des idées : les réseaux de drainages hors Messinien sont reconnus et admis comme des structures essentielles dans l'évolution du BMRP.



Carte des différents types de canyons messiniens dans leur état et/ou leur fonctionnement actuel.

Figure 1-12 : Carte paléogéographique des vallées messiniennes enroulées et de leur remplissage pliocène (Clauzon, 1999)

1.1.3 Approche basée sur la stratigraphie séquentielle

Les travaux menés sur l'analyse de la molasse miocène de la vallée du Rhône en termes de sédimentologie de faciès est récente (Rubino 1985, 1988 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Parize *et al.*, 1997). En combinant analyse de faciès, organisation des dépôts en séquences de faciès et nouvelles données biostratigraphiques (nannoflores calcaires, foraminifères planctoniques, micromammifères) ces travaux ont abouti à :

- (1) préciser les environnements de dépôt : des études approfondies ont été menées sur la région de Valréas (Rubino & Lesueur, 1988 ; Lesueur *et al.*, 1990), Forcalquier (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990) et Martigues (Rubino, 1988 ; Guy, 1988). Ces études montrent que les molasses gréseuses, zoogènes ou mixtes apparaissent le plus souvent comme des complexes de barres tidales. Deux types de barres tidales ont été reconnus, (a) des barres transverses au courant, le plus souvent barkanoïdes ou 3D, de 5 à 25 mètres de haut pour plus de 500 mètres de large (extension perpendiculaire au courant). Elles sont constituées soit par l'empilement de mégarides généralement unidirectionnelles, soit par de grands sets (b) des barres longitudinales de 5 à 6 mètres de haut pour environ 250 mètres de large (Figure 1-13 ; Figure 1-14). Les intervalles marneux et marno-calcaires, ainsi qu'une part non négligeable des sables molassiques correspondent à des dépôts de plate-forme marine avec une influence de la houle et des tempêtes; ils peuvent même localement évoluer jusqu'à des dépôts de plage. Enfin quoiqu'ils soient principalement développés dans le Bas Dauphiné, on trouve des faciès sableux sous dominance fluviale, constituant des shoals, voire des barres d'embouchures dans tous les autres sous-bassins.
- (2) proposer un nouveau schéma stratigraphique pour le Miocène inférieur et moyen (Figure 1-15 ; Figure 1-16 ; Figure 1-17), puis pour le Miocène moyen et supérieur (Figure 1-18). Un log synthétique globale et les corrélations entre les différents sous-bassins ne sont cependant pas encore établis par manque de données cartographiques détaillées, de corrélations fines au sein et entre les sous-bassins et surtout par la pauvreté des éléments de datations. Un découpage haute fréquence est enfin proposé pour le stratotype du Burdigalien (Figure 1-16).
- (3) proposer un nouveau paléogéographique montrant l'extension des principales transgressions miocènes (Figure 1-19).
- (4) mettre en évidence la présence ponctuelle de vallées incisées au sein du remplissage (Figure 1-20 ; Figure 1-21).
- (5) discriminer localement l'influence relative des variations relatives du niveau marin et de la tectonique tant sur la répartition spatiale que temporelle des dépôts miocènes du BMRP, notamment au sein du bassin de Digne et de Valréas (Figure 1-21 à Figure 1-24).

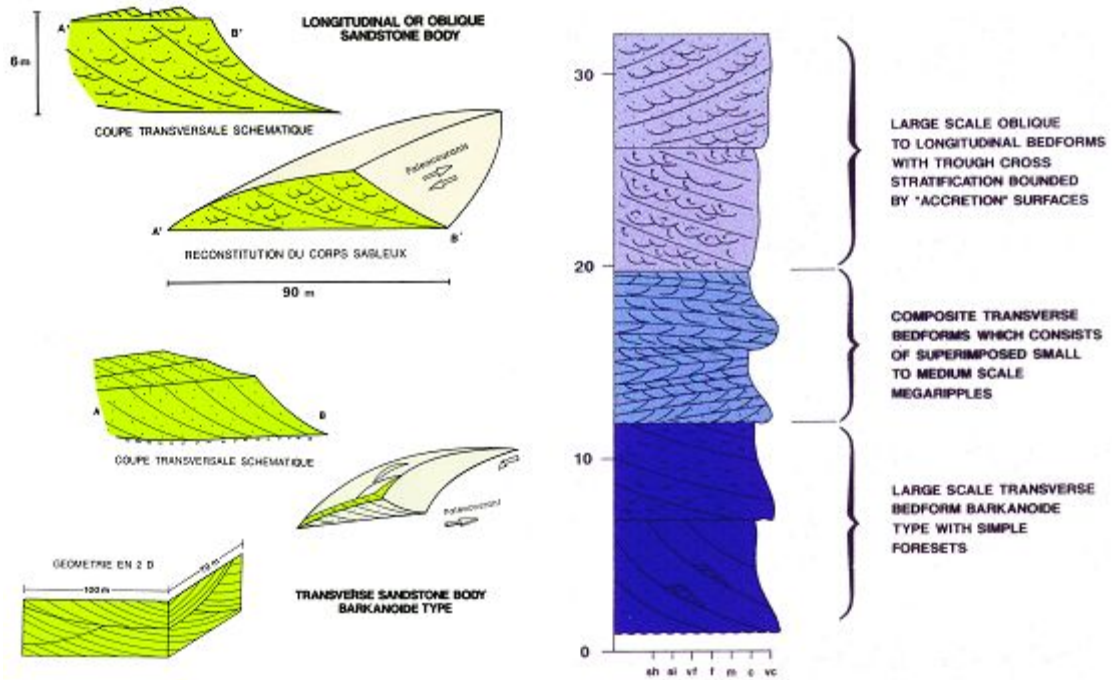


Figure 1-13 : Architecture interne des principaux corps tidaux de la molasse de Saint-Restitut : bancs longitudinaux, dunes transverses unidirectionnelles et vagues de sables composites bidirectionnelles (Lesueur *et al.*, 1990)

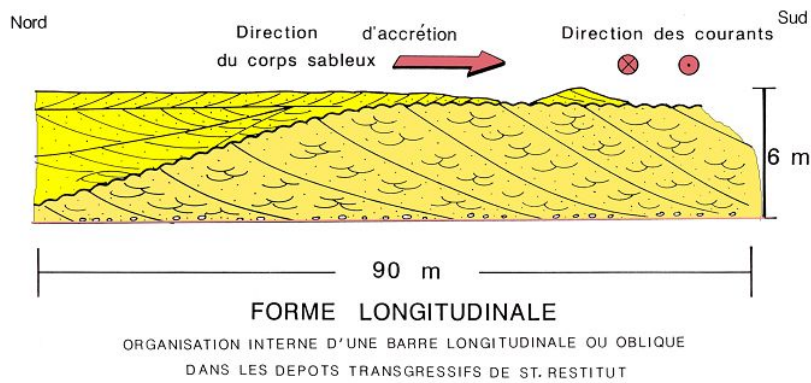


Figure 1-14 : L'architecture interne d'un banc longitudinal au courant dans la molasse de Saint-Restitut (Lesueur *et al.*, 1990)

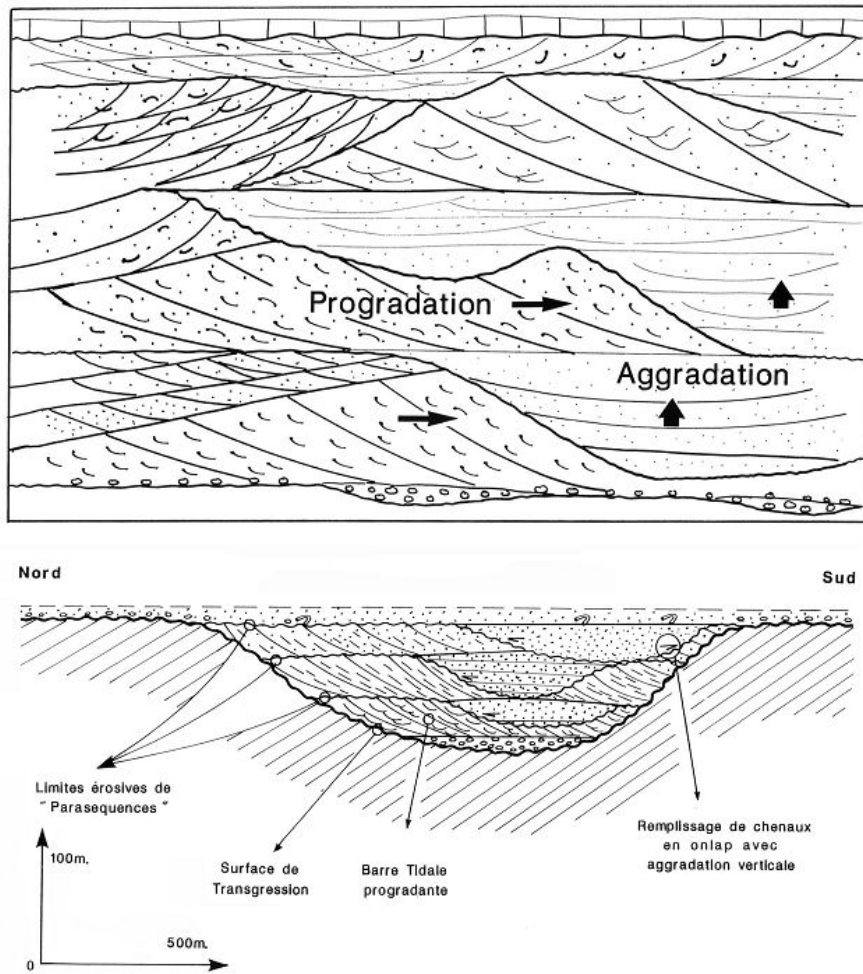


Figure 1-15 : L'organisation stratigraphique à haute fréquence des sables transgressifs de la séquence S1 du Burdigalien inférieur de Saint-Restitut. (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990)

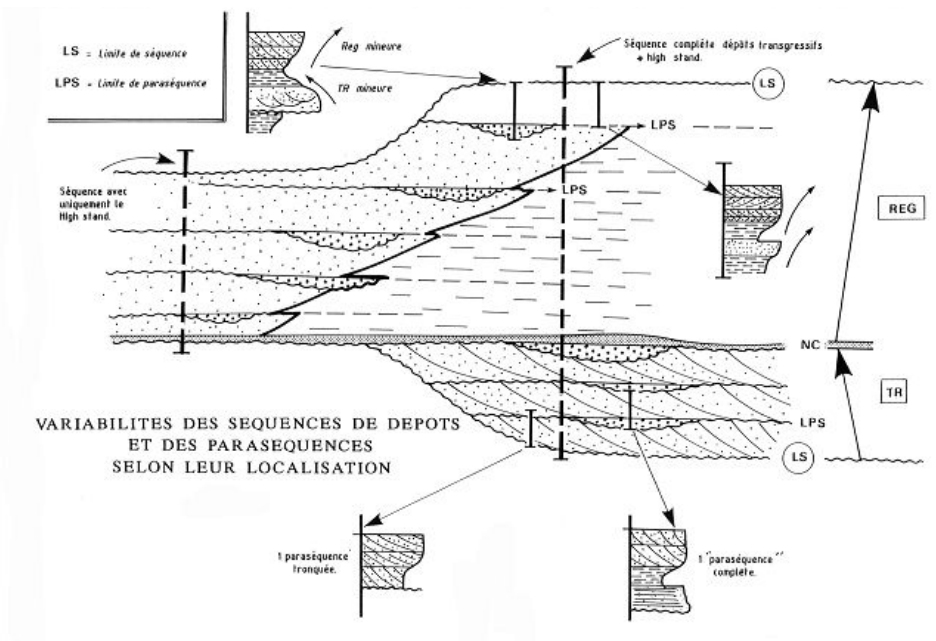


Figure 1-16 : Organisation des séquences de IVème ordre au sein d'une séquence de IIIème ordre (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990)

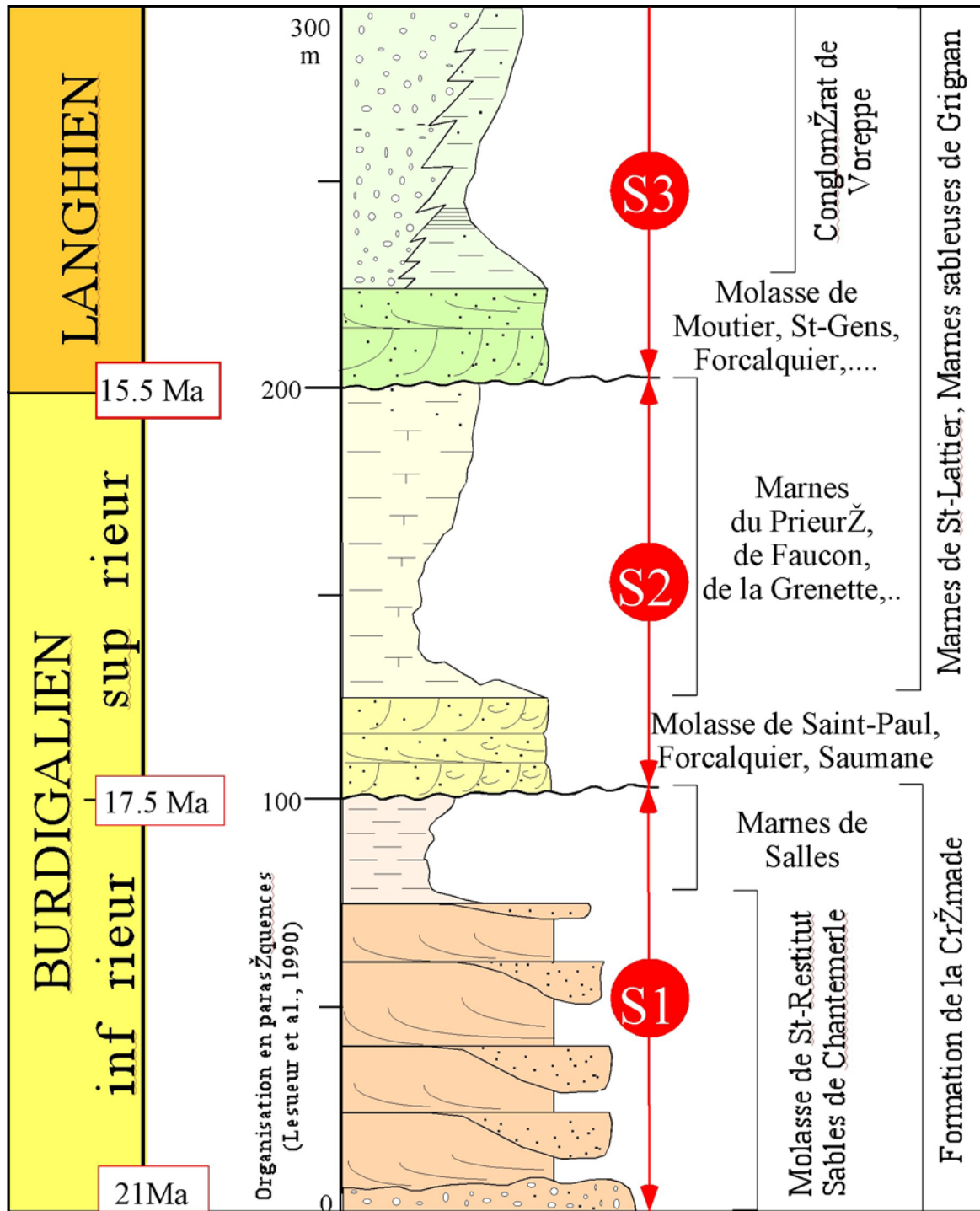


Figure 1-17 : SŽrie type du MiocŽne infŽrieur et moyen du BMRP, organisation en sŽquence des dŽpôts (Rubino *et al.*, 1990)

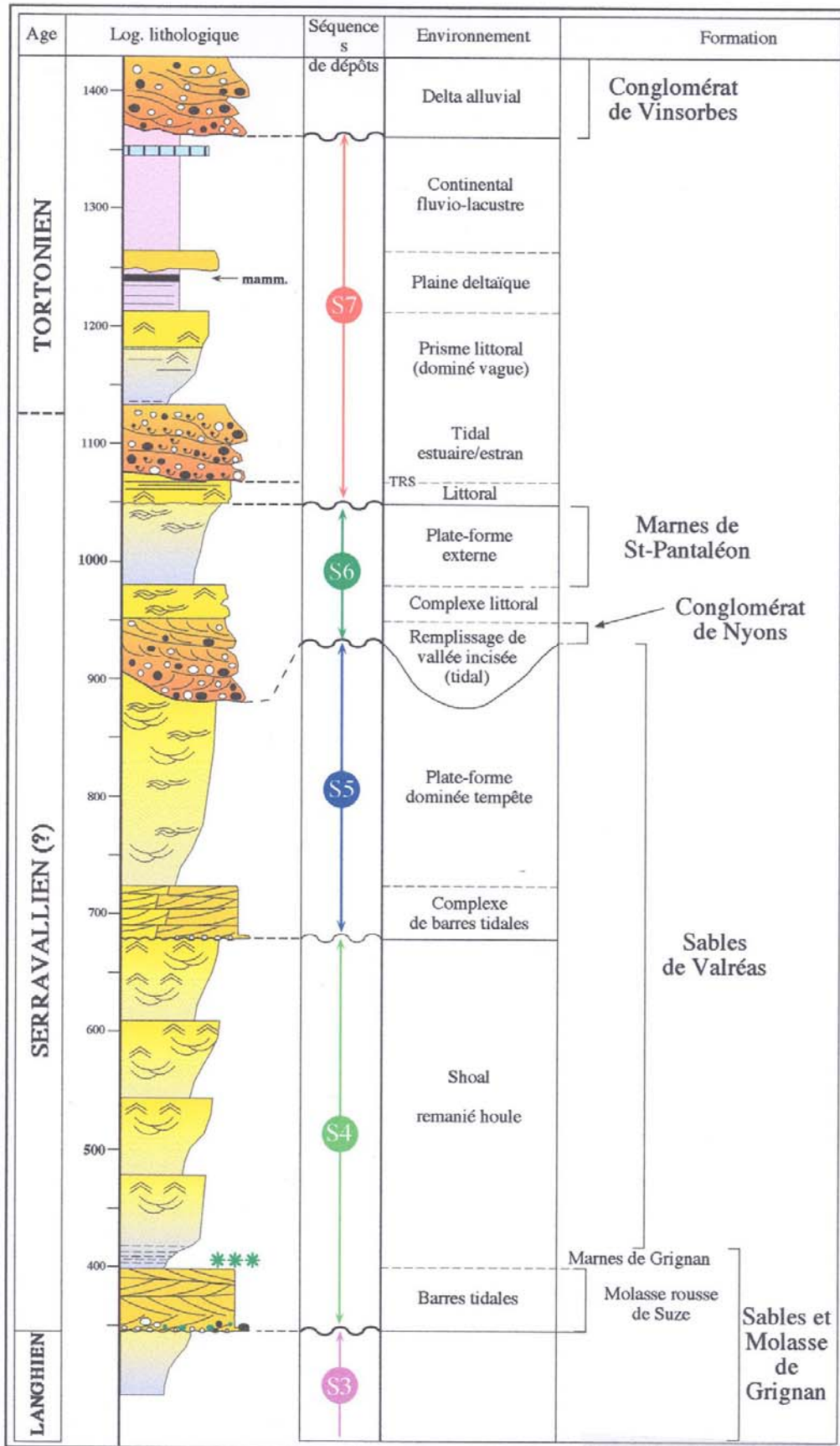


Figure 1-18 : Série-type du Miocène moyen et supérieur du BMRP, organisation en séquence de dépôts (Parize *et al.*, 1999)

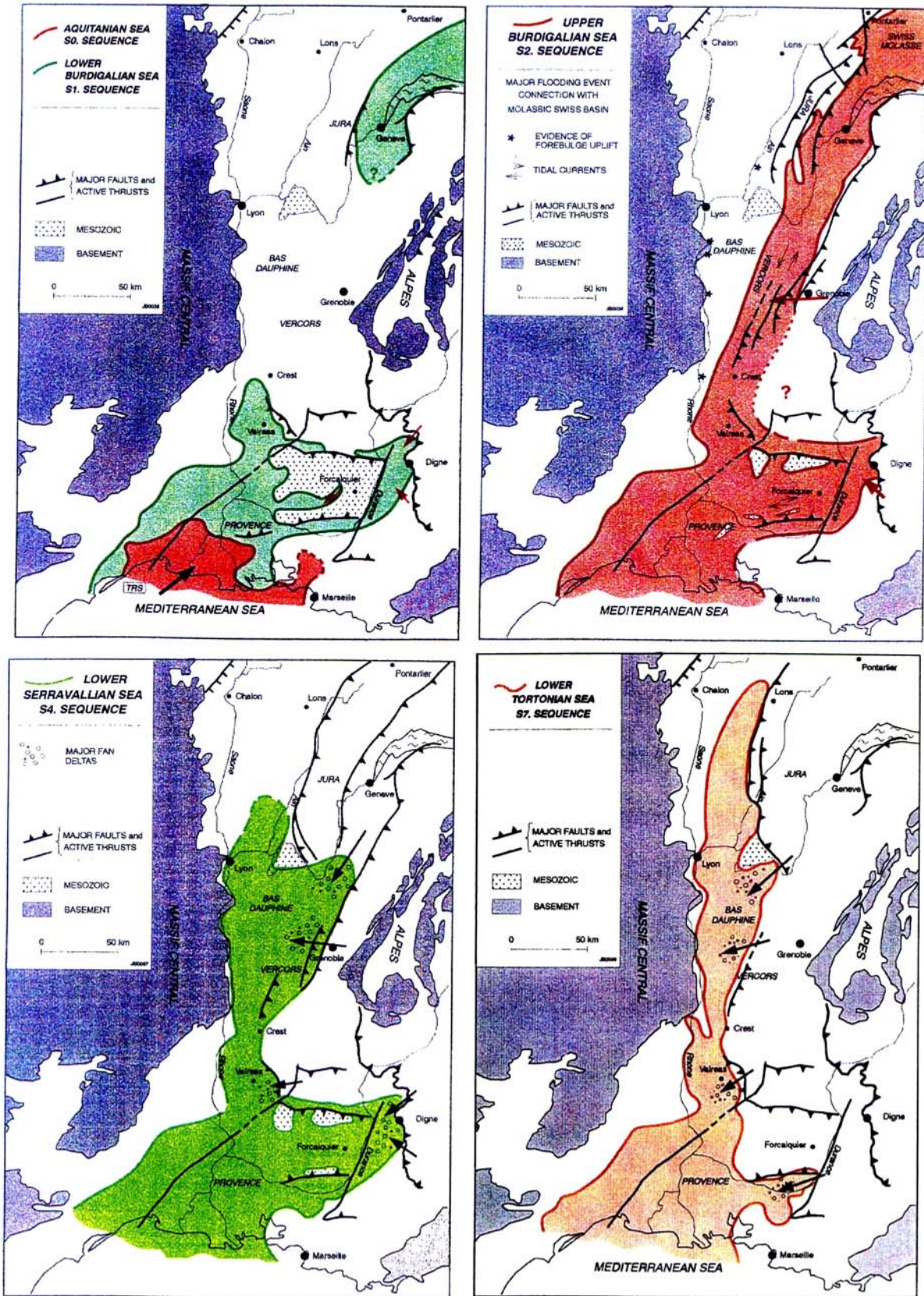


Figure 1-19 : Extension des transgressions miocènes au sein du BMRP (d'après Rubino *et al.*, 1990)

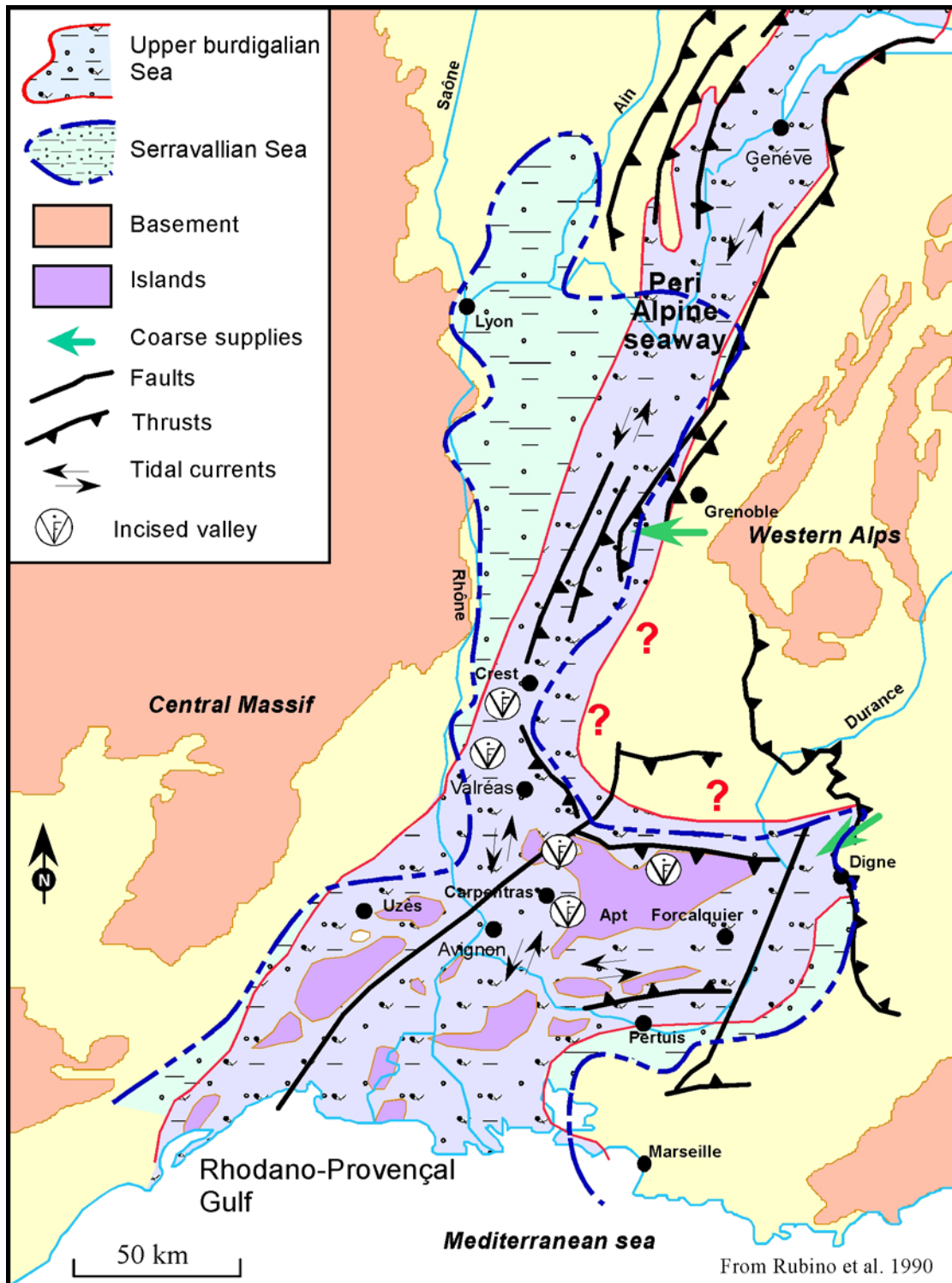


Figure 1-20 : Mise en évidence de vallées incisées au sein du BMRP (Rubino *et al.*, 1990)

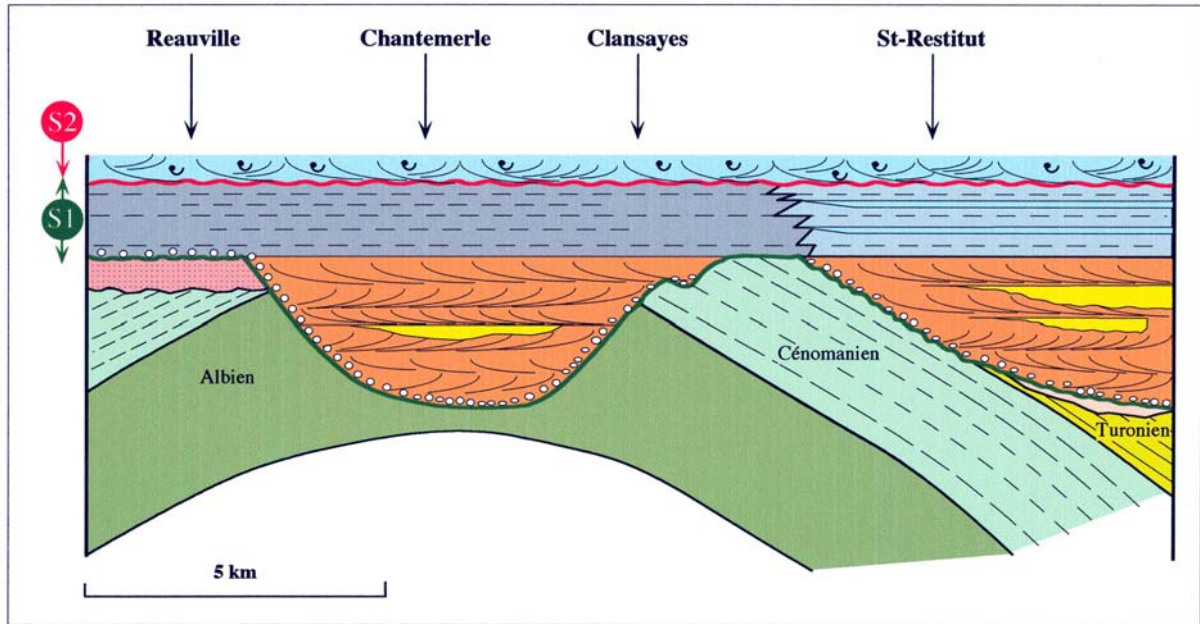
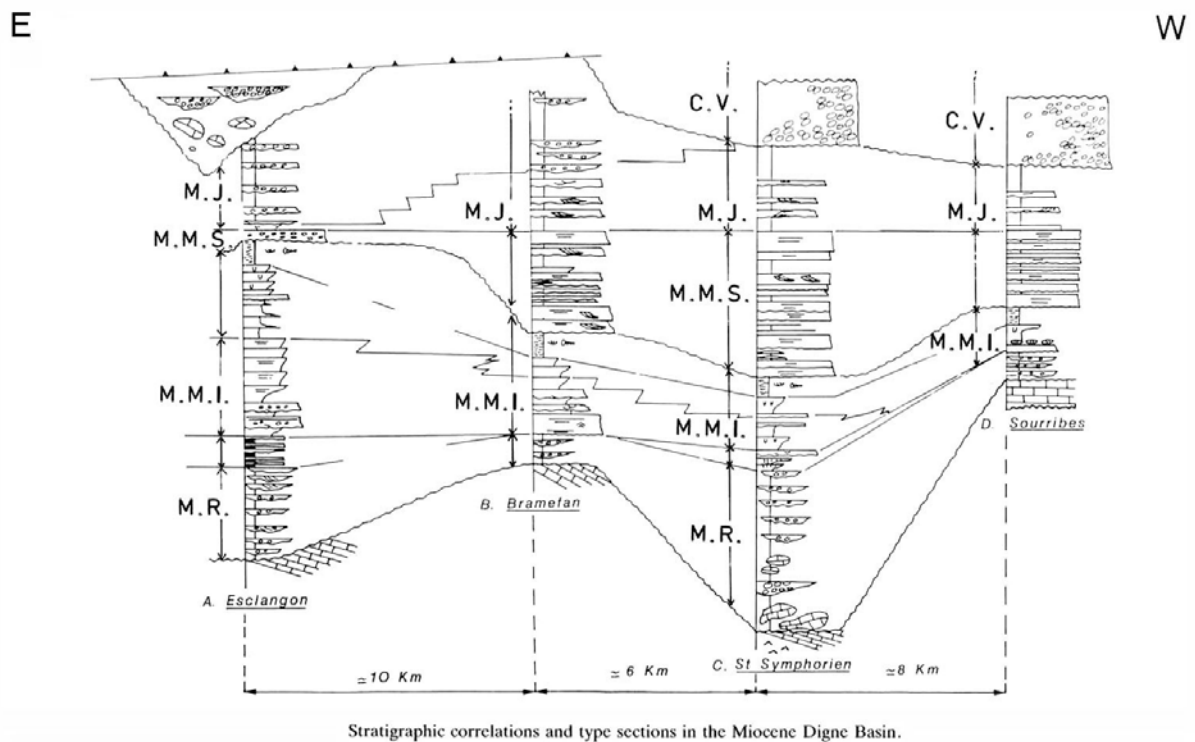


Figure 1-21 : Vallées incisées de Chantemerle et Saint-Restitut (Rubino *et al.*, 1990)



Stratigraphic correlations and type sections in the Miocene Digne Basin.

The erosive feature in the left upper part of the scheme is the incised valley filled with olistoliths and red marls capped by the Digne thrust sheet.

C.V., Valensole conglomerate,
M.J., Yellow Molasse,

M.M.S., Upper Marine Molasse,
M.M.I., Lower Marine Molasse,

M.I., Intermediate Molasse,
M.R., Red Oligocene Molasse.

Figure 1-22 : Corrélation stratigraphique des principales coupes du bassin de Digne (Crumeyroille *et al.*, 1991)

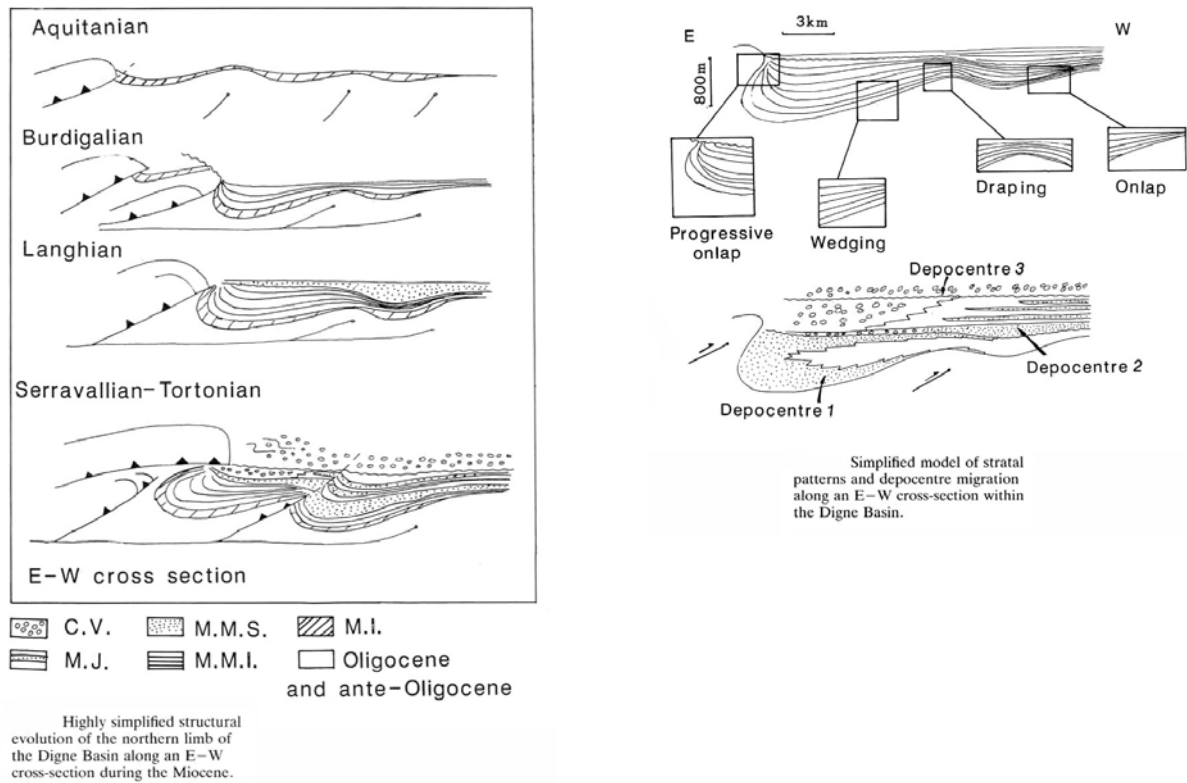
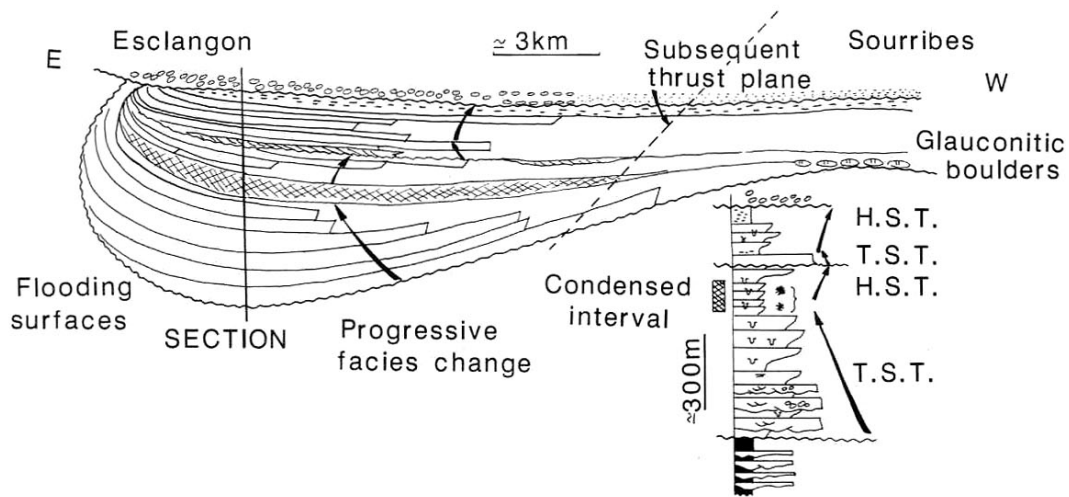


Figure 1-23 : Evolution structurale, géométrie des dépôts, et migration des dépôts centre au sein du bassin de Digne pendant le Miocène (Crumeyroille *et al.*, 1991)



Type section and geometric model of the Lower Marine Molasse depositional sequences. Notice the asymmetrical shape of the sequences in front of the eastern loaded margin of the basin. H.S.T., Highstand Systems Tract; T.S.T., Transgressive Systems Tract.

Figure 1-24 : Géométrie et découpage séquentiel de la molasse marine inférieure (Crumeyroille *et al.*, 1991). Cette figure montre que le maximum d'accommodation est totalement déconnecté du secteur à la plus forte bathymétrie (Sourribes). Ce point essentiel sera rediscuté dans la partie traitant de la stratigraphie séquentielle.

1.1.4 Approche quantitative

L'étude de Martel et coll. (1994) propose une première modélisation de la circulation des courants tidaux au sein du sillon périalpin afin de contraindre les schémas paléogéographiques en estimant notamment des bathymétries. Cette analyse étant réalisée pour l'ensemble des dépôts miocènes sans distinction stratigraphique précise, elle ne peut permettre de préciser l'évolution très rapide de ces environnements de dépôts mais permet en revanche de mettre en évidence la nécessité à une ou plusieurs reprises d'avoir un ennoisement généralisé du bassin avec une bathymétrie importante afin de permettre le développement des courants tidaux déduits de l'étude des dépôts et permettant la connexion avec le sillon molassique Suisse.

1.1.5 Approche tectono-sédimentaire

La synthèse la plus récente sur le BMRP a été réalisée par Sissingh (2001). Cette synthèse particulièrement riche tente d'établir des corrélations entre les ensembles lithostratigraphiques et les variations de conditions tectonique et eustatique. Plusieurs cartes paléogéographiques ont été réalisées (Figure 1-25 ; Figure 1-26) et permettent de replacer l'ensemble des dépôts tertiaires des différents sous-bassins dans le cadre plus général de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin d'avant-pays alpin avec toutes ces spécificités (ensemble de sous-bassins, héritage structural, volcanisme du massif central) (Figure 1-27). On peut toutefois regretter d'une manière générale qu'aucune donnée nouvelle n'ait été collectée afin notamment de préciser la stratigraphie, la présente analyse étant fondée essentiellement sur des attributions stratigraphiques anciennes (Cavalier, 1984 ; Demarcq et Perriaux, 1984 ; Demarcq *et al.*, 1984) dont certaines ont été remises en cause depuis et qu'aucun travail de terrain n'ait été entrepris pour confirmer certaines hypothèses.

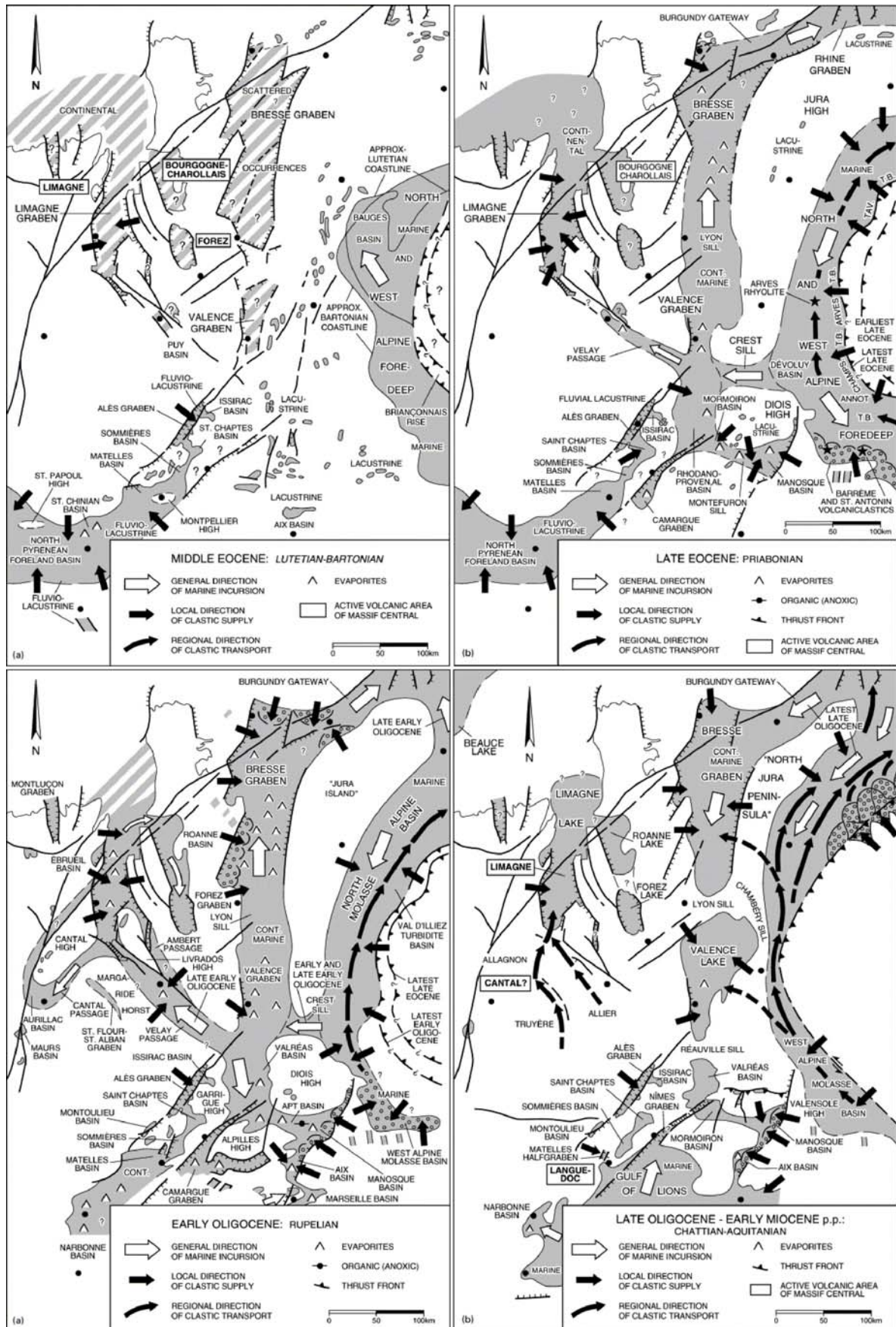


Figure 1-25 : Développement paléogéographique de la partie Ouest du bassin d'avant-pays alpin de l'Éocène au Miocène inférieur (Sissingh, 2001).

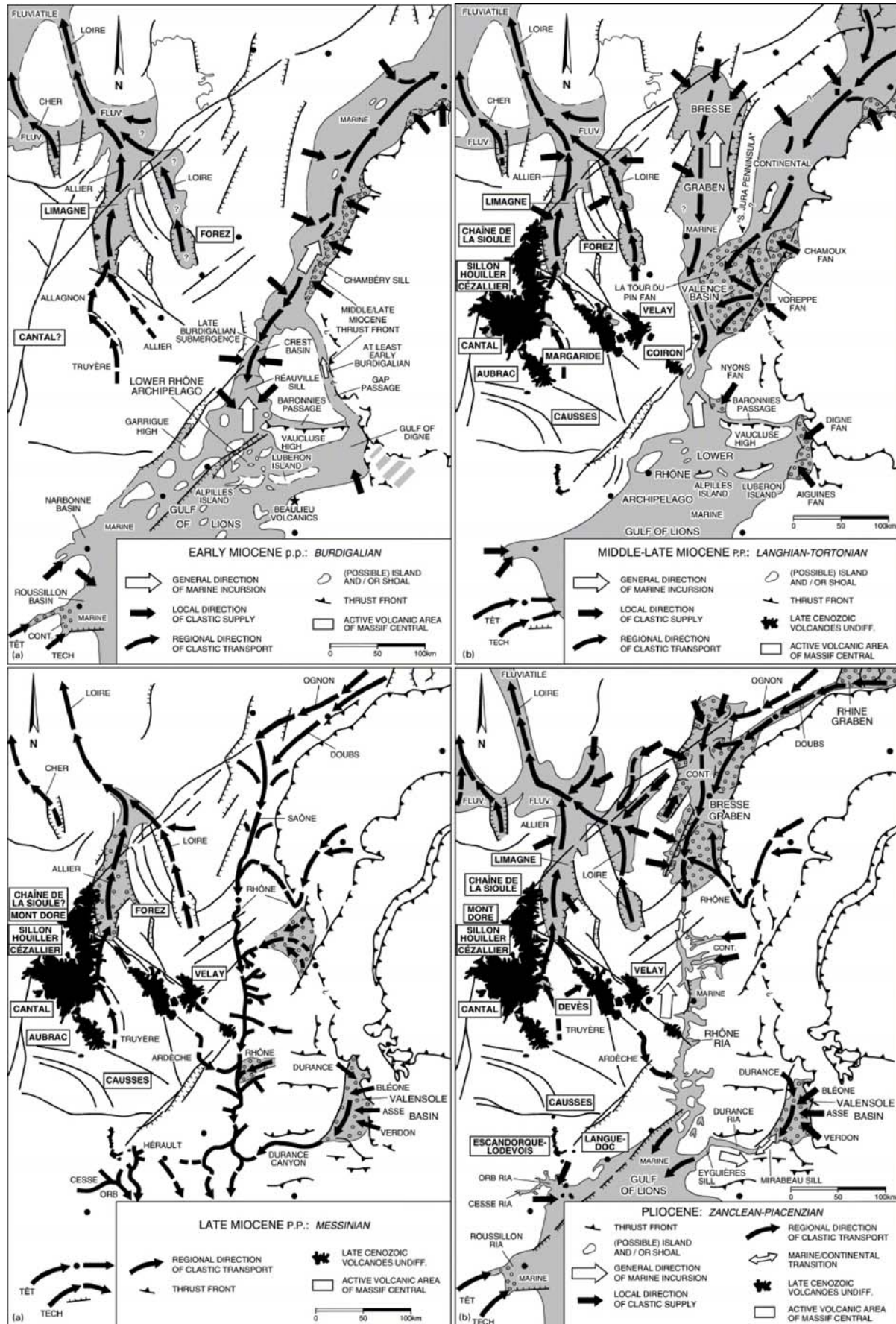


Figure 1-26 : Développement paléogéographique de la partie Ouest du bassin d'avant-pays alpin du Miocène inférieur au Pliocène (Sissingh, 2001).

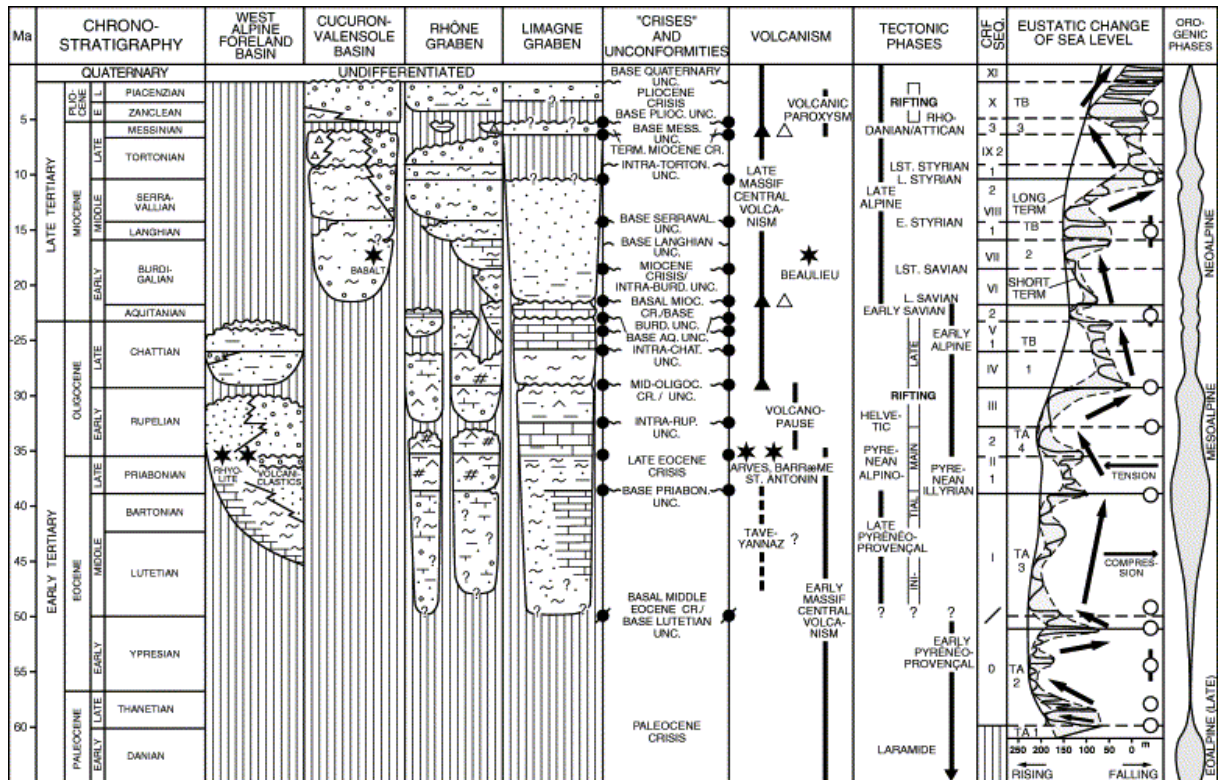


Figure 1-27 : Relation tectono-stratigraphique entre les séquences du bassin d'avant-pays et du rift cénozoïque associés avec les épisodes volcaniques, les principales phases tectoniques de la partie Ouest du bassin d'avant-pays alpins et les variations eustatiques. Les triangles pleins indiquent une possible augmentation post Eocène d'une remontée mantellique sous le massif central. Les triangles vides indiquent l'initiation associée à ces remontées d'une augmentation de la surrection et de l'érosion. Les fluctuations des variations globales du niveau marin sont interprétées comme étant en relation avec les changements d'états de contraintes intra-plaque (compression / extension) d'après Cloething (1986). Les flèches indiquent les tendances de second ordre de l'état de contrainte. Les cercles ouverts montrent les principales modifications de ces champs de contraintes au second ordre. Les unités TA1 à TB3 sont les supercycles de la charte eustatique d'après Haq *et al.* (1988). Les cercles pleins représentent les changements supposés du régime de contraintes au sein du bassin d'avant-pays (principalement d'après Villegier et Andrieux, 1987 ; Hippolyte *et al.*, 1993), in Sissingh (2001).

1.2 OBJECTIFS : ANALYSE TECTONIQUE, PHYSIOGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE DE L'EVOLUTION DU BMRP AU MIOCENE

L'analyse de ces bassins d'avant-pays commence à profiter de l'apport de la stratigraphie séquentielle qui permet de comprendre et de prédire la géométrie de leur remplissage selon la variation des trois seuls paramètres que sont la tectonique, l'eustatisme et le flux sédimentaire et de quantifier les échelles de temps et d'espace des contrôles tectoniques.

L'organisation stratigraphique et sédimentologique entreprise par J-L. Rubino *et al.* (1990) et complétée depuis (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Parize *et al.*, 1996 ; Besson, 2000, 2001) à permis de compléter l'analyse des dépôts miocènes et notamment la description de nombreux nouveaux exemples de vallées incisées. Compte tenu de l'intérêt de la méthode d'analyse développée par G. Clauzon sur les vallées incisées messiniennes, nous proposons ici de reprendre les analyses menées jusqu'alors par une approche couplée tectonique physiographique et séquentielle en améliorant le cadre chrono-stratigraphique et les corrélations entre les sous-bassins.

Dans ce cadre, l'objectif de la thèse est d'analyser les relations entre la déformation, la physiographie et la sédimentation pour proposer un modèle d'évolution spatio-temporelle de ce type de bassins. Le bassin miocène rhodanien servira de support à cette analyse.

L'analyse des paléovallées incisées comblées au Miocène inférieur et Moyen permettra la restitution de réseaux de drainage miocènes dans le bassin molassique péri-alpin (Figure 1-28). L'analyse régionale des prismes sédimentaires permettra de la même façon de mieux comprendre les modalités locales ou plus régionales expliquant la très grande variabilité latérale de la déformation. Cette analyse géométrique pourra alors servir de base à une analyse de la déformation, qui s'appuie sur la meilleure caractérisation chronologique possible. Cette quantification des déformations (subsidence ou soulèvement) dans la partie externe du bassin péri-alpin devrait permettre une meilleure compréhension de la géodynamique du bassin flexural, notamment de l'interaction avec l'ouverture du Golfe du Lion dans la partie plus méridionale.

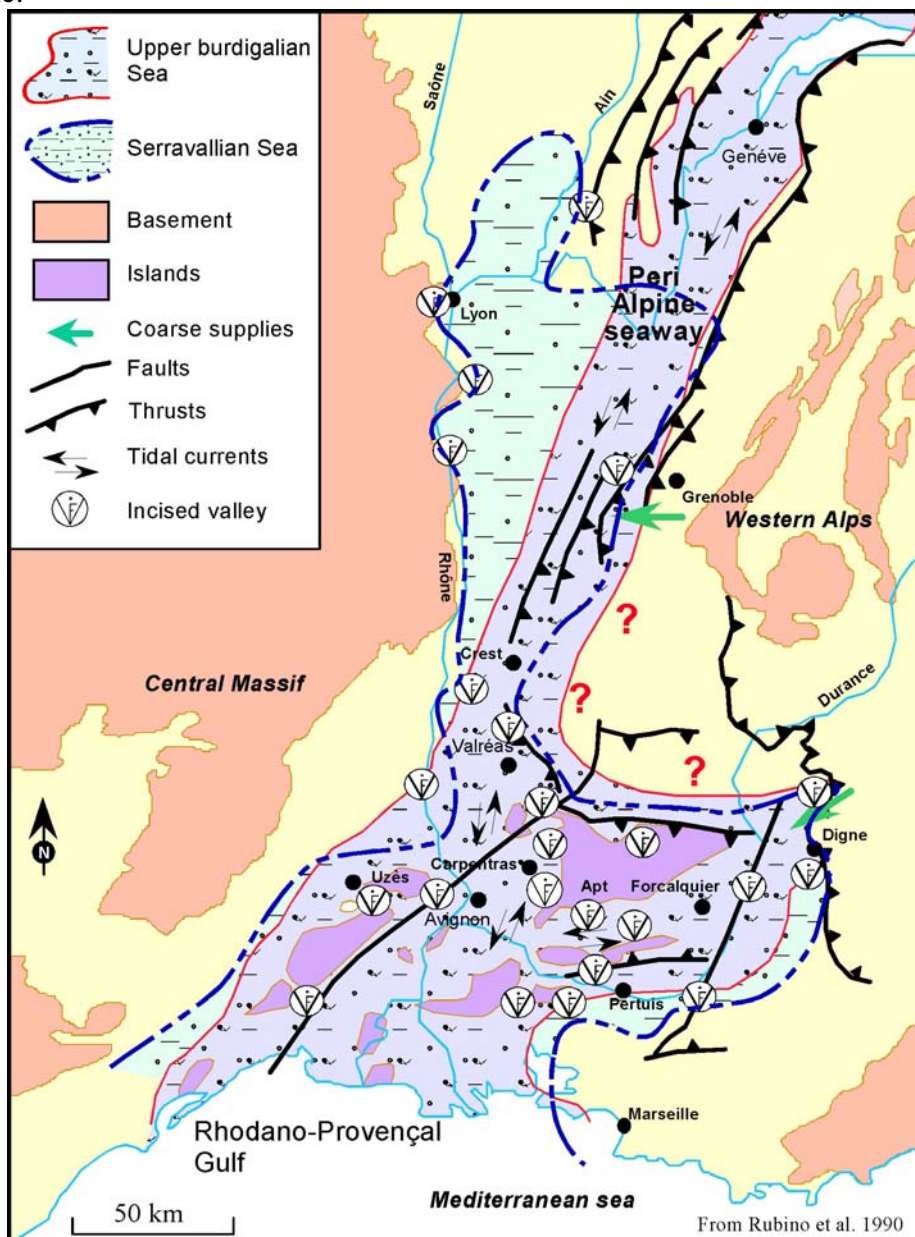


Figure 1-28 : Compilation de l'ensemble des vallées incisées décrites au sein des dépôts miocènes, à comparer avec la Figure 1-20 (Modifiée d'après Rubino *et al.*, 1997 ; Parize *et al.*, 1997 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Guy *et al.*, 1989 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Besson, 1999, 2000a, b)

Chapitre 2 – Organisation stratigraphique des bassins sédimentaires

2.1 Les bassins d'avant-pays	29
2.2 Le Cadre géodynamique et structural du bassin miocène péri-alpin des Alpes Occidentales	31
2.2.1 Le bassin miocène péri-alpin dans le cadre de l'évolution paléogéographique et tectono-stratigraphique tertiaire du domaine téthysien	31
2.2.2 Structures et évolution géodynamique des Alpes Occidentales	34
2.2.2.1 Cadre structural des Alpes centrales et occidentales	34
2.2.2.2 Spécificité des Alpes occidentales	35
2.2.2.3 Structures profondes des Alpes occidentales et données géophysiques	36
2.2.2.4 Evolution géodynamique des Alpes occidentales	37
2.2.3 L'extension syn-orogénique du golfe du Lion	44
2.2.4 Evolution géodynamique tertiaire du Massif central	49
2.2.4.1 Une hétérogénéité Nord-Sud marquée	50
2.2.4.2 Le soulèvement associé au volcanisme	50
2.2.4.3 Les modèles	51
2.2.4.4 Conclusion	53

2 ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DES BASSINS SEDIMENTAIRES

2.1 LES BASSINS D'AVANT-PAYS

Les bassins d'avant-pays sont définis comme les bassins sédimentaires situés entre le front d'une chaîne de montagnes et le craton adjacent. Ces bassins se forment par flexuration lithosphérique en réponse à la surcharge du prisme orogénique (épaississement crustal) (Beaumont, 1981). Dickinson (1974) est le premier à avoir proposé ce terme pour définir ce type de bassin et à proposer de les différencier en fonction de leur genèse en deux classes :

- Les bassins d'avant-pays de rétro-arc, situés à côté d'un arc volcanique (collision océan-continent), comme le bassin des Rocky Mountains.
- Les bassins d'avant-pays périphériques, situés, au front de l'orogène (collision continent-continent), comme le bassin d'avant-pays alpin, représenté par le bassin molassique Suisse (Allen *et al.*, 1986) et par les bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Callec, 2001), le bassin molassique de Digne-Valensole (Crumeyroille *et al.*, 1991) et le fossé rhodanien (Rubino *et al.*, 1990).

Malgré cette classification très simple ces bassins présentent de grandes disparités en fonction de l'héritage structural et de la rhéologie de la lithosphère sur laquelle ils se développent (Ricci-Luchhi, 1986 ; Allen et Allen, 1990 ; Miall, 1995).

La vitesse et la durée du raccourcissement ainsi que le taux de subsidence sont les paramètres majeurs qui vont contrôler l'évolution spatio-temporelle du remplissage sédimentaire (Allen *et al.*, 1986 ; Stockman *et al.*, 1987 ; Homewood *et al.*, 1986). Les séries sédimentaires des bassins d'avant-pays présentent une asymétrie typique en liaison avec l'augmentation de la subsidence de la marge cratonique (position du bourrelet périphérique) vers le prisme orogénique (Allen *et al.*, 1986 ; Posamentier et Allen, 1993).

Dans la partie la plus externe du bassin, la déformation flexurale induit un bombement (bourrelet périphérique) à l'origine d'une discordance à la base du remplissage (Figure 2-1 ; Figure 2-2). La propagation du prisme orogénique et de la flexuration qu'elle induit (Figure 2-1) contrôle la localisation dans le temps et l'espace des dépôts-centre (Crampton et Allen, 1995 ; Giles, 1995). Dans le Sud-Est de France, la propagation de ce front de déformation est particulièrement bien marquée par le décollement des bassins paléogènes (bassins transportés, Callec *et al.*, 2001), les bassins molassiques oligo-miocènes du domaine rhodano-provençal constituant alors les nouveaux bassins d'avant-pays au front de la nappe de Digne (front de chevauchement principal). Alors que les bassins paléogènes du domaine subalpin se caractérisent par un approfondissement rapide est important et un comblement dominé par une sédimentation turbiditique liée à la « sous-alimentation » du bassin (« underfilled stage » Figure 2-2A, Sinclair, 1997), les bassins molassiques du domaine rhodano-provençal se caractérisent par une sédimentation de plateforme et/ou continental liée à une « sur-alimentation » (« overfilled stage » Figure 2-2B) et à une « cannibalisation » continue des dépôts au fur et à mesure de la migration des dépôts-centre (Anadon *et al.*, 1986 ; Mutti *et al.*, 1996 ; Crumeyroille *et al.*, 1991 ; Callec *et al.*, 2001). Le faible approfondissement de ces bassins peut être lié à un ralentissement du raccourcissement mais également au fait que la couverture de ce domaine externe est plus difficilement déformable (Calcaire crétacé de plateforme très épais, Ganeval, 1973).

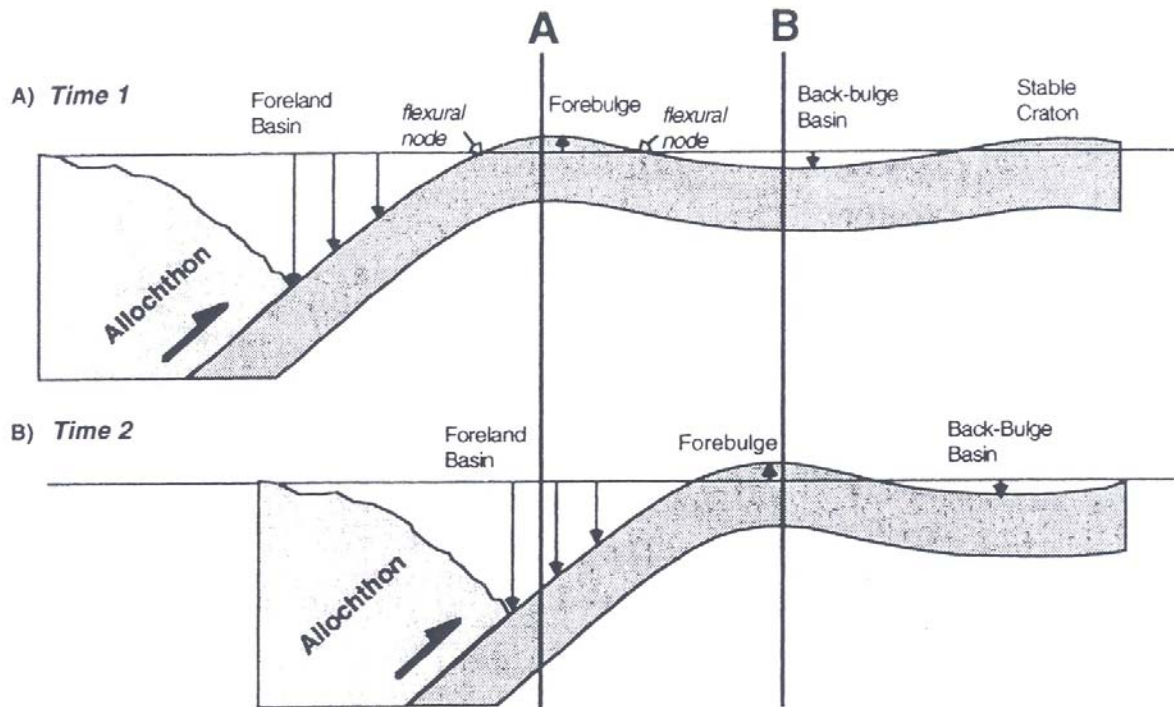


Figure 2-1 : Section schématique montrant les relations entre la flexure lithosphérique et l'espace d'accommodation dans un bassin d'avant-pays. Les flèches indiquent l'augmentation ou la suppression d'espace disponible lié à l'affaissement ou à la surrection de la lithosphère. A) Time 1 : La surcharge liée aux chevauchements créés : une flexuration de la lithosphère au front des chevauchements (Foreland bassin) ; un soulèvement du craton « forebulge » ; et plus en avant encore du craton une légère flexuration (Back-bulge bassin). B) time 2 : La flexuration lithosphérique migre vers le craton en même temps que la migration de la surcharge liée aux chevauchements. La zone (A) surélevée au temps T1 correspond au « Forebulge » et est incorporée au sein du bassin d'avant-pays, alors que la zone légèrement subsidente (B) au temps T1 correspondant au « Back-Bulge bassin » se trouve surélevée au temps T2 suite à la migration du Forebulge (d'après Giles *et al.*, 1995).

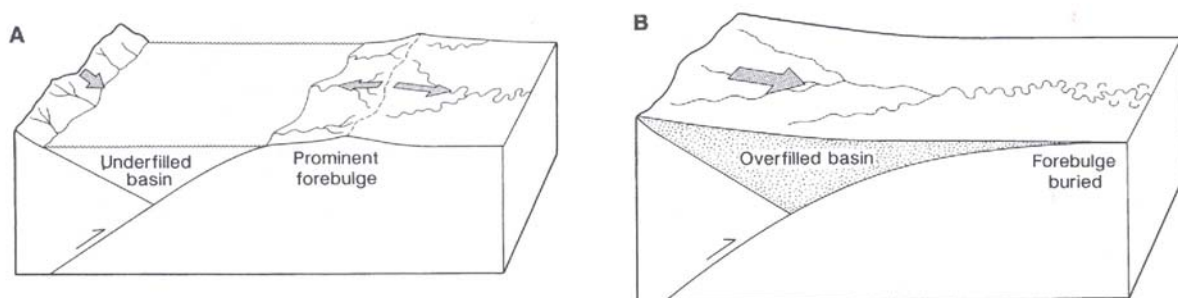


Figure 2-2 : Schéma mettant en évidence deux stades d'évolution d'un bassin d'avant-pays. A) Le premier stade ou le bassin est « sous-alimenté » : subsidence plus rapide que son comblement. Ce stade se caractérise par une sédimentation turbiditique. B) Le deuxième stade ou le bassin est comblé. Le deuxième stade ou le bassin est « sur-alimenté ». Ce stade se caractérise par une sédimentation de plateforme et / ou continentale (d'après Crampton et Allen, 1995).

2.2 LE CADRE GEODYNAMIQUE ET STRUCTURAL DU BASSIN MIOCENE PERI-ALPIN DES ALPES OCCIDENTALES

2.2.1 Le bassin miocène péri-alpin dans le cadre de l'évolution paléogéographique et tectono-stratigraphique tertiaire du domaine téthysien

L'évolution paléogéographique et tectono-stratigraphique tertiaire du domaine Téthysien est résumée sur les cartes de la Figure 2-3 (Meulenkamp *et al.*, 2003). Ces cartes reflètent les différents stades d'évolution tertiaire des plate-formes nord et sud de la Péri-Téthys de part et d'autre de la limite convergente des plaques Arabo/Africaine et Eurasienne. Cette évolution est principalement contrôlée par l'amplification des interactions au Tertiaire entre les plaques Arabo/Africaine, Apulienne, Ibérienne et Eurasienne (Dercourt *et al.*, 1993, 2000a, b). Cette évolution résume les derniers effets de la convergence alpine (collision continent-continent) sur les modifications paléogéographiques et sur la répartition des aires de sédimentation qui font suite à l'ouverture de la Néotéthys au Mésozoïque (« Break-up » de la Pangée) puis de la convergence Afrique-Europe commencée depuis le Crétacé (e.g. Dercourt *et al.*, 1986). Ces cartes montrent notamment les relations tectono-stratigraphiques entre le développement des plates-formes et les zones de collision en essayant de relier les principaux épisodes de l'évolution paléogéographique tertiaire à des événements géodynamiques au niveau des zones de collision. Cinq épisodes enregistrant des changements paléogéographiques majeurs, contemporains au niveau de la Paratéthys ont été définis par Meulenkamp *et al.* (2003) : Eocène moyen à supérieur (37-34 Ma), Oligocène à Miocène inférieur (30-27 Ma), fin du Miocène inférieur - début du Miocène moyen (17-15 Ma), Miocène supérieur (9-8 Ma), Plio-Pléistocène (4-3 Ma).

La période Eocène moyen à supérieur enregistre les premières activations des plis et chevauchements de la chaîne alpine et la structuration du bassin d'avant-pays. Cette période est également marquée par l'initiation du rifting ouest-européen pouvant être relié à une interaction entre les plaques Africaine/Apulienne et Européenne plus forte à l'Ouest qu'à l'Est. Pendant la période oligocène à miocène inférieur ce rifting continue et s'étend au Sud, où il est marqué notamment par l'initiation de l'extension en Méditerranée (Jolivet et Facenna, 2000) avec l'ouverture du golfe du Lion (rifting et océanisation).

Les épisodes de l'évolution Oligocène à Pliocène (30-27 ; 17-15 ; 9-8 ; 4-3 Ma) peuvent être reliés à l'évolution géodynamique régionale des zones de convergence contrôlées par l'évolution des zones de subduction (retrait et détachement de morceaux de plaques). On retiendra notamment à la fin du Miocène inférieur début du Miocène moyen une surrection généralisée de la plate-forme ouest européenne associée avec la fin de la principale phase de rifting du graben du Rhin. Dans la même période la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde et l'océanisation du bassin liguro-provençal ralentit très fortement (Gattacceca, 2001). Une nouvelle phase de soulèvement et l'émersion d'une grande partie des plate-formes ouest et centrale européenne sont enregistrés au Miocène supérieur. La contemporanéité de ces grands changements à l'échelle de la péri-Téthys en réponse des événements géodynamiques régionaux laisse supposer que ces événements géodynamiques servent de déclic à l'initiation ou à la terminaison de ces grandes modifications.

La terminaison méridionale de l'arc alpin des Alpes occidentales est constituée au Néogène par le sillon péri-alpin au Nord entre le front des Alpes et le Massif Central puis par le golfe rhodano-provençal au Sud qui s'ouvre sur le golfe du Lion. Ce sillon et ce golfe sont constitués de la juxtaposition de différents sous-bassins dont l'évolution est liée à l'interférence entre leur héritage structural et l'évolution géodynamique de leurs zones bordières, à savoir (i) influence de la flexuration lithosphérique liée aux chevauchements alpins à l'Est, (ii) influence du soulèvement et du volcanisme associés au Massif Central à l'Ouest, (iii) influence de l'ouverture du golfe du Lion au Sud.

Dans ce chapitre nous allons donc présenter les principales évolutions de ces domaines géodynamiques ainsi que du canevas structural au début du Miocène afin d'essayer par la suite d'en discerner les influences relatives sur la sédimentation dans ces différents bassins.

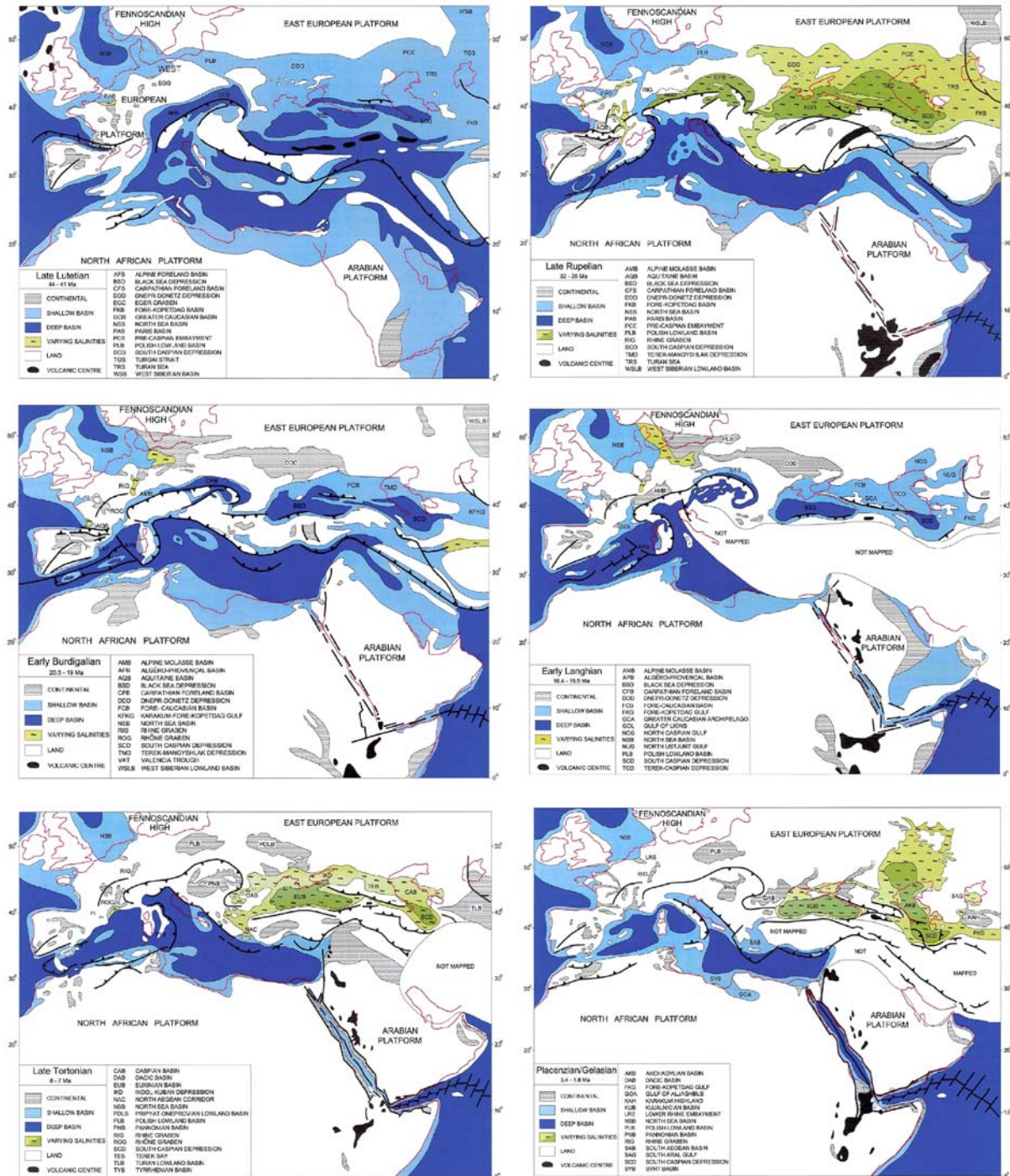


Figure 2-3 : Carte paléogéographique schématique pour le Lutétien supérieur, le Rupélien supérieur, le Burdigalien inférieur, le Langhien inférieur, le Tortonien supérieur et le Pliocène moyen/supérieur, montrant la position des bassins continentaux, des plates-formes et des bassins profonds, avec indication lorsque la salinité dévie de la normale. Les lignes épaisses représentent les zones de failles importantes, les triangles vides les chevauchements et les triangles pleins les zones de subduction océanique (modifiée d'après Meulenkamp *et al.*, 2003).

2.2.2 Structures et évolution géodynamique des Alpes Occidentales

2.2.2.1 Cadre structural des Alpes centrales et occidentales

L'initiation du cycle alpin peut être située au commencement de l'ouverture de l'océan téthysien alpin dans la continuité de l'ouverture de l'océan atlantique (voir carte paléogéographique de l'Oxfordien au Santonien sur la Figure 2-9). Contrairement à l'orogène téthysien (dinarides-hellenides, chaînes himalayennes...) résultant de la fermeture de la Néo-Téthys, l'orogène alpin résulte de la fermeture de l'océan téthysien alpin qui constitue une extension de l'océan atlantique et non une extension de la Neo-Téthys (Stampfli, 2000). De ce fait, l'initiation du cycle alpin peut être situé aux alentours du Carnien, période correspondant à la fermeture de la paléo-Téthys en Méditerranée et à l'initiation du rifting dans le domaine atlantique alpin (Favre et Stampfli, 1992).

La chaîne alpine occidentale représente donc un prisme d'accrétion lié à la fermeture de l'océan Téthysien alpin (Figure 2-9) où différents objets géologiques correspondant à différents stades d'accrétion et différents domaines paléogéographiques peuvent être reconnus. Il s'agit du prisme d'accrétion de l'océan liguro-piémontais (océan Téthysien alpin), du matériel accrété à partir du bloc Briançonnais, de l'accrétion du domaine Valaisan et enfin de l'accrétion du matériel de la marge continentale européenne et de ces bassins bordiers. Ce prisme d'accrétion océanique a donc évolué au cours du temps vers un véritable prisme orogénique notamment après le détachement ou délamination d'une portion de plaque en subduction au début de l'Oligocène (Stampfli et Marchant, 1995). Ce détachement s'est accompagné de l'obduction des unités les plus externes (massif varisque et leur couverture, les bassins molassiques et le massif du Jura).

A ces différents événements d'accrétion vient se rajouter la phase d'inversion « Pyrénéenne » (fin du Crétacé au milieu de l'Eocène) qui affecte la marge helvétique accompagnée par la flexure paléogène de la plate-forme européenne au front du prisme orogénique (Figure 2-9). Les unités structurales observées aujourd'hui (Figure 2-4, Figure 2-5) représentent donc les reliquats obductés ou accrétés des différentes unités paléogéographiques subductées au cours de la collision.

La chaîne des Alpes est donc constituée d'un ensemble d'unités structurales charriées les unes sur les autres (du Sud vers le Nord pour les Alpes centrales et de l'Est vers l'Ouest pour les Alpes occidentales). Dans la partie inférieure et externe de cet empilement se trouvent les unités d'origine continentale européenne (helvétique et dauphinois) surmontées par les nappes des zones penniques (Valaisan, Briançonnais et liguro-piémontais), elles-mêmes surmontées par les unités du domaine continental austro-, sud-alpines et apennines. Ces grandes unités structurales sont délimitées par d'importantes zones de chevauchements, (i) le chevauchement pennique frontal (FP) qui sépare, dans les Alpes occidentales et une partie des Alpes centrales, la zone externe dauphinoise (helvétique) des zones internes. (ii) le chevauchement austro-alpin frontal (FA) cicatrise le tracé de l'ancien océan liguro-piémontais, (iii) la ligne de faille péri-adriatique (PL) qui correspond à la limite orientale de la chaînes des Alpes occidentales séparant le domaine Sud-alpin de la zone interne.

- Les zones externes représentent le domaine continental européen (Helvétique et Dauphinois). Elles sont constituées d'une couverture plus ou moins plissée et charriée (Jura dans sa partie la plus externe, nappe helvétique des Alpes centrales et chaînes subalpine et provençale des Alpes occidentales). Plus au Sud ou à l'Est sur le pourtour de l'arc alpin, le

socle est affecté par de grands chevauchements intra-crustaux qui individualisent les massifs cristallins externes (Argentera, Pelvoux, Belledonne, Mont-blanc, Aar, Gothard). Dans la partie centrale on observe également un ensemble de nappes exotiques échappées du prisme (les pré-Alpes).

- Les zones internes sont constituées des nappes des zones penniques et des unités austro-, sud-alpine et apennines. Les nappes des zones penniques correspondent à des domaines paléogéographiques océaniques et continentaux et peuvent être différenciées en trois unités, (i) le pennique inférieur ou valaisan (marges, ophiolites et couverture sédimentaire de l'océan valaisan), (ii) le pennique moyen (unité issue des blocs subbriançonnais-briançonnais-piémontais) constitué de grandes nappes de socle continental européen qui forment les massifs cristallins internes Dora Maira, Grand Paradis, Mont-rose et (iii) le pennique supérieur ou liguro-piémontais (ophiolites de l'océan liguro-piémontais et sa couverture sédimentaire, les schistes lustrés).

A l'affleurement la majeure partie des Alpes orientales sont recouvertes par les nappes austro-alpine. Si la présence de cette nappe austro-alpine sur la partie septentrionale et interne des Alpes occidentales est confirmée par la klippe de la Dent Blanche et par la zone de Sésia en position externe par rapport à la ligne péri-adriatique, son extension sur le reste des Alpes occidentales reste hypothétique (Lemoine *et al.*, 2000).

Le domaine sud-alpin représente la marge nord de la micro-plaque adriatique. La croûte inférieure de cette plaque a été portée à l'affleurement (zone d'Ivrée) et forme actuellement le butoir de l'orogène des Alpes occidentales. Cette zone est affectée par les rétro-chevauchements des zones internes depuis l'Oligocène et par la mise en place de roches plutoniques depuis le détachement et /ou la délamination d'une portion de plaque téthysienne à la même époque (Stampfli *et al.*, 2002).

2.2.2.2 Spécificité des Alpes occidentales

Tout d'abord concernant les zones internes on peut noter qu'il n'y a plus trace de l'océan valaisan. Seul le bassin Vocontien constituant un diverticule (rift intra-continental d'âge Crétacé inférieur) est présent dans les chaînes subalpines et provençales (e.g. Friès et Parize, 2003). Par ailleurs, comme précédemment indiqué, les nappes d'affinité austro-, sud-alpine et apennines sont absentes au Sud de la Dent blanche soit parce que les Alpes occidentales n'ont jamais supporté ces nappes, soit parce qu'elles ont été entièrement érodées.

Des nappes de flyschs affleurent dans l'Embrunais, l'Ubaye (entre Pelvoux et Argentera) et dans les Alpes Maritimes. Il s'agit des nappes dites de Parpaillon et de l'Autapie de flysch à Helminthoïdes d'âge Crétacé supérieur. Ces nappes, charriées sur les zones externes dauphinoises ou provençales, sont plus ou moins les équivalents des « Pré-Alpes suisses ».

Dans les Alpes occidentales les nappes helvétiques font place aux chaînes subalpines sur la bordure des massifs cristallins externes. Ces massifs cristallins forment une branche nord (Aar-Gothard, Mont Blanc-Aiguilles Rouges et Belledonne) de direction NE-SW (dites Cévenoles) et une branche sud (Pelvoux-Argentera) de direction NW-SE. Ces deux familles d'accidents peuvent être reliées aux directions des accidents induits par le rifting téthysien (failles d'extension et failles de transfert associées) (Lemoine *et al.*, 1989). Les chaînes subalpines se caractérisent par la direction de leurs plissements, de NE-SW au Nord en

Savoie, à N-S au niveau du Vercors puis NW-SE à E-W dans les chaînes subalpines méridionales et provençales. Ce dispositif au Sud étant lié à l'interférence entre les plis et chevauchements pyrénéo-provençaux (E-W) et alpins (NW-SE).

Le bassin molassique des Alpes centrales et orientales représente le bassin flexural d'avant-pays des Alpes. Ce bassin molassique est continu dans les Alpes orientales et centrales et se termine dans la partie nord des Alpes occidentales par le bassin molassique suisse relativement peu déformé et recouvrant partiellement le Jura avant son plissement. Suite à la mise en place des chevauchements au front du Jura pendant le Miocène supérieur, ce bassin a évolué vers un bassin transporté (piggyback basin). Le Jura se caractérise par une tectonique affectant la couverture, favorisée par un niveau de décollement dans les évaporites triasiques. Ces chevauchements s'enracinent au niveau du massif cristallin externe (Philippe *et al.*, 1994 ; Burkhard and Sommaruga, 1998 ; Homberg *et al.*, 2002). La discordance basale du bassin liée à la migration du forebulge est à l'origine d'un hiatus entre la couverture mézozoïque et les premiers dépôts molassiques d'âge eocène à miocène.

Plus au Sud les dépôts néogènes molassiques sont bien présents sur le pourtour de l'arc alpin mais sont généralement moins épais, plus déformés et structurés en différents petits sous-bassins. La juxtaposition de ces petits sous-bassins différencie nettement ces bassins molassiques du bassin d'avant-pays des Alpes centrales et orientales très continu. L'évolution de ces sous-bassins est en effet très contrasté en fonction de l'héritage structural et en fonction aussi de l'évolution de ces zones bordières ((i) surrection et volcanisme du Massif Central, (ii) ouverture du golfe du Lion). Ce sont les modalités et l'évolution du remplissage de ces sous-bassins qui font l'objet de la présente étude.

2.2.2.3 Structures profondes des Alpes occidentales et données géophysiques

Les mouvements de surface observés au niveau d'une chaîne de montagne et la suppression ou création d'espace d'accommodation dans ces bassins adjacents sont entre autre liés à la géométrie des structures profondes de la chaîne. Afin de connaître les relations géométriques en profondeur entre les différentes unités structurales et paléogéographiques qui viennent d'être décrites et qui sont visibles sur le terrain, des études sismiques grandes profondeurs ont été réalisées. Il s'agit pour les Alpes centrales et occidentales du profil NPF20 (Pfiffner *et al.*, 1997) (Figure 2-5) ; et du profil « ECORS-CROP » (Bayer *et al.*, 1989 ; Nicolas *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1990 ; Tardy *et al.*, 1990) (Figure 2-6). Ces profils ont donné lieu à différentes interprétations, j'ai choisi ici de présenter les résultats d'un seul auteur (Marchant, 1993) pour avoir une homogénéité dans la présentation mais d'autres interprétations existent et pour plus d'informations on peut se rapporter aux travaux de Tardy *et al.*, 1990 ; Polino *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1996 ; voire Schwartz (2000) pour les Alpes internes. Malgré ces différentes interprétations, plusieurs points font consensus :

- La flexion de la lithosphère européenne est marquée par le plongement de la marge passive européenne sous les écaillages crustaux des zones internes métamorphiques. Cette subduction continentale implique une structure asymétrique. Elle est à l'origine d'un épaissement crustal important puisque le moho se trouve à 50-55 km de profondeur à l'aplomb du Grand Paradis formant la racine de la chaîne.
- L'importance du chevauchement pennique frontal qui apparaît comme une limite structurale majeure.
- Les décalages successifs du Moho participent à la structuration du prisme de collision dans lequel la lithosphère est également impliquée.

- La géométrie des réflecteurs du prisme de collision évoque l'allure « de la gueule ouverte d'un crocodile » interprété soit comme des plis aigus, soit comme un coin lithosphérique (interprétation entre autres de Marchant, 1993).
- La profondeur du Moho est estimée à 37 km en dessous de la chaîne de Belledune sous une croûte inférieure litée.
- Les grands décalages intra-crustaux semblent avoir guidé la mise en place des massifs cristallins externes (Ménard, 1979 ; Tardy *et al.*, 1990 ; Lacassin *et al.*, 1990). La période des mouvements sur ces grands chevauchements est estimée à post-24 Ma, période à laquelle les massifs cristallins externes auraient commencé leur dénudation (Mugnier *et al.*, 1990).

2.2.2.4 Evolution géodynamique des Alpes occidentales

On rappelle dans ce petit paragraphe les principales étapes de l'évolution orogénique des Alpes.

Le Carbonifère et le Permien sont marqués par la formation de bassins le long de failles normales et décrochantes en liaison avec la fin de l'orogène hercynien et l'effondrement de la chaîne varisque. C'est à partir de ce canevas structural que va évoluer la plaque européenne et sa couverture lors des différentes phases du cycle alpin, rifting et océanisation puis convergence (subduction et collision).

La dislocation de la pangée au Trias supérieur a généré une tectonique extensive individualisant des blocs basculés. Cette tectonique a généré des failles importantes de directions dites triasiques N050-N060. Ce rifting intra-continental au Carnien (Mégard-Galli et Baud, 1977 ; Bourbon *et al.*, 1977 ; Mégard-Galli et Faure, 1988) sera suivi au Dogger supérieur par l'océanisation de la Théthys alpine couplée à l'ouverture atlantique (Lemoine *et al.*, 1986 ; Lemoine, 1988 ; Cowards et Dietrich, 1989 ; Cowards et Ries, 1986 ; Dumont, 1997 ; Stampfli, 2000). Un autre rift intra-continental va se développer également au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur au Nord du précédent. Il s'agit de l'océan valaisan qui va évoluer vers une océanisation partielle au cours du Crétacé pour se refermer au Crétacé supérieur terminal. En effet c'est au cours du Cénomaniens-Turonien que la convergence intra-océanique initie la fermeture de l'océan téthysien alpin. Cette convergence est soulignée par un écaillage et l'obduction d'une partie des ophiolites et de leurs couvertures sédimentaires. La subduction de la croûte océanique de la plaque européenne sous la plaque adriatique (Debelmas, 1975 ; Mattauer et Proust, 1976 ; Stampfli et Marthaler, 1990) a produit un métamorphisme HP-BT et THP (Spalla *et al.*, 1996) qui témoigne de grandes profondeurs d'enfouissement. La remontée en surface de ces roches du fait de leurs contrastes de densité est classiquement expliquée par un processus ou une combinaison de processus tels que l'extrusion, la remontée le long de failles normales ductiles et profondes, le sous-placage, ou la rupture d'une portion de plaque (Gillet *et al.*, 1986 ; Platt, 1986 ; Mattauer *et al.*, 1987 ; Duchêne *et al.*, 1997 ; Schwartz, 2000).

A l'Eocène inférieur, commence la collision entre les deux continents, la subduction océanique est terminée et remplacée par la subduction continentale. Au cours de l'Eocène on assiste donc à un raccourcissement des zones piémontaises et briançonnaises qui se traduit par une tectonique de nappe (Tricart, 1984) et la mise en place des premières piles de nappes par

sous-charriage sous le flysch à Helminthoïdes (Dumont *et al.*, 1997). Les flyschs à Helminthoïdes comprennent deux nappes principales qui sont la nappe de l'Autapie d'âge crétacé supérieur-paléocène et la nappe du Parpaillon d'âge crétacé. La nappe de l'Autapie est déformée et charriée vers le Nord-Ouest en milieu sous-marin à la fin de l'Eocène-début Oligocène (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1984 ; Lawson, 1987 ; Fry, 1989 ; Hamiti, 1994), puis est, au cours du Stampien, chevauchée par une partie de la nappe du Parpaillon charriée vers le Nord-Ouest (Kerckhove, 1969 ; Merle, 1982). Cet édifice est ensuite au cours de l'Oligocène plissé, déformé et transporté vers l'Ouest, Sud-Ouest en liaison avec l'activation du front pennique sur les zones externes impliquant le décollement de la couverture mésozoïque subalpine (Kerckhove, 1969 ; Tricart, 1980 ; Merle, 1982 ; Siddans *et al.*, 1984 ; Fry, 1989). Le charriage de ces unités crustales progradant vers l'avant-pays aboutit alors à l'édification d'un véritable prisme de collision par épaissement crustal. Au front de ces nappes commence le dépôt des séries molassiques remaniant les roches métamorphiques en cours d'exhumation (De Graciansky *et al.*, 1971 ; Bodelle, 1971 ; Polino *et al.*, 1991).

L'Oligocène est une période charnière marquée par une tectonique extensive sur le pourtour de l'arc alpin (rifting ouest-européen) qui, dans sa partie la plus méridionale, évolue au cours du Miocène inférieur par l'ouverture du golfe du Lion et la rotation du bloc corso-sarde. La dynamique et l'évolution de ce secteur sont traitées dans le paragraphe suivant. La présence de volcanisme calco-alcalin tertiaire dans les Alpes méridionales (Saint-Antonin, Boulouris, Biot, Antibes et Cap d'Ail) est reliée à la présence de zone de subduction. Les dernières données obtenues sur le volcanisme calco-alcalin de Cap d'Ail (Ivaldi *et al.*, 2003) mettent en évidence deux évènements magmatiques distincts, l'un paléogène et l'autre néogène. Il semble que ces évènements pourraient être reliés à deux logiques géodynamiques distinctes : (i) l'une alpine paléogène strictement collisionnelle, génératrice du magmatisme calco-alcalin, du domaine externe et de son avant-pays. Ce volcanisme serait donc associé à un plan de subduction penté vers l'Est (Goguel, 1952 ; Vernet, 1964 ; Bellon et Brousse, 1971 ; Giraud *et al.*, 1979) ; (ii) l'autre, liée à l'ouverture néogène du bassin liguro-provençal résultant de la mise en place d'un second plan de subduction penté vers le Nord-Ouest (Rehault, 1984). Cette période coïncide également avec la mise en place de plutons magmatiques calco-alcalins le long de la ligne péri-adriatique dans les zones internes, interprétée comme résultant d'un rééquilibrage thermique suite au détachement d'une portion de plaque (Von Blanckenburg et Davies, 1995 ; Stampfli et Marchant, 1995). Dans le même temps se mettent en place les principales nappes de flyschs (Stampfli et Marthaler, 1990).

A partir du Miocène inférieur, l'édifice des nappes du Briançonnais est replissé, vraisemblablement en relation avec la surrection des massifs cristallins externes (Tricart, 1982). Les données thermo-chronologiques à partir des traces de fission sur apatites et zircons (Bigot Cormier, 2002) montrent d'ailleurs une accélération significative de la surrection de ces massifs vers 22 Ma (~ 1,3 mm / an). Ces données sont en accord avec le soulèvement majeur post-oligocène de l'ensemble des massifs externes à partir de chevauchements crustaux pentés vers l'Est proposé dans les modèles d'évolution de l'orogène alpin (Ménard, 1979 ; Lacassin *et al.*, 1990 ; Mugnier *et al.*, 1990 ; Tardy *et al.*, 1990). Ce soulèvement semble se prolonger pendant le Miocène inférieur et la base du Miocène moyen. Une dernière accélération significative du taux de dénudation du Massif de l'Argentera (1,1 à 1,4 mm / an) est enregistrée vers 3,5 Ma (Bigot Cormier, 2002).

En conclusion les dépôts de flysch puis de molasse dans l'avant-pays alpin sont datés du Crétacé supérieur à l'actuel et montrent globalement une distribution spatio-temporelle centrifuge qui souligne la migration du front de déformation (Sissingh, 1997 ; Sinclair, 1997 ;

Lickorisch & Ford, 1998 ; Ford *et al.*, 1999, Callec, 2001). Deux étapes de structuration peuvent être dissociées :

- (i) Du Paléocène à l'Oligocène, les bassins périphériques (chaînes subalpines) sont associés au prisme que constituent les nappes de l'Embrunais-Ubaye.
- (ii) De l'Oligocène à l'actuel, les bassins périphériques se trouvent rejetés plus à l'Ouest au front des chaînes subalpines dont la structuration constitue le nouveau prisme orogénique. Cette seconde étape de structuration n'induit pas de flexuration à grande échelle. Seuls le bassin de Digne-Valensole et celui de Valréas sont affectés par une subsidence importante (localement plus de 1500 m). Dans le reste du bassin la subsidence est plus modérée (100 à 500 m). Cette subsidence réduite peut s'expliquer par (i) une diminution du raccourcissement ; (ii) une couverture plus rigide et plus difficilement déformable (épaisse couverture de calcaire crétacé). **Dans cette configuration, ce sont les accidents hérités qui sont préférentiellement réactivés. Dans le cas du bassin rhodano-provençal, ce sont notamment les accidents hérités de la déformation pyrénéo-provençale (failles décrochantes et chevauchements) et oligocène (failles normales) qui seront réactivés, ce qui aboutit à une déformation par jeux de blocs tectoniques et à l'individualisation de plusieurs sous-bassins au lieu et place d'un grand et unique sillon molassique.**

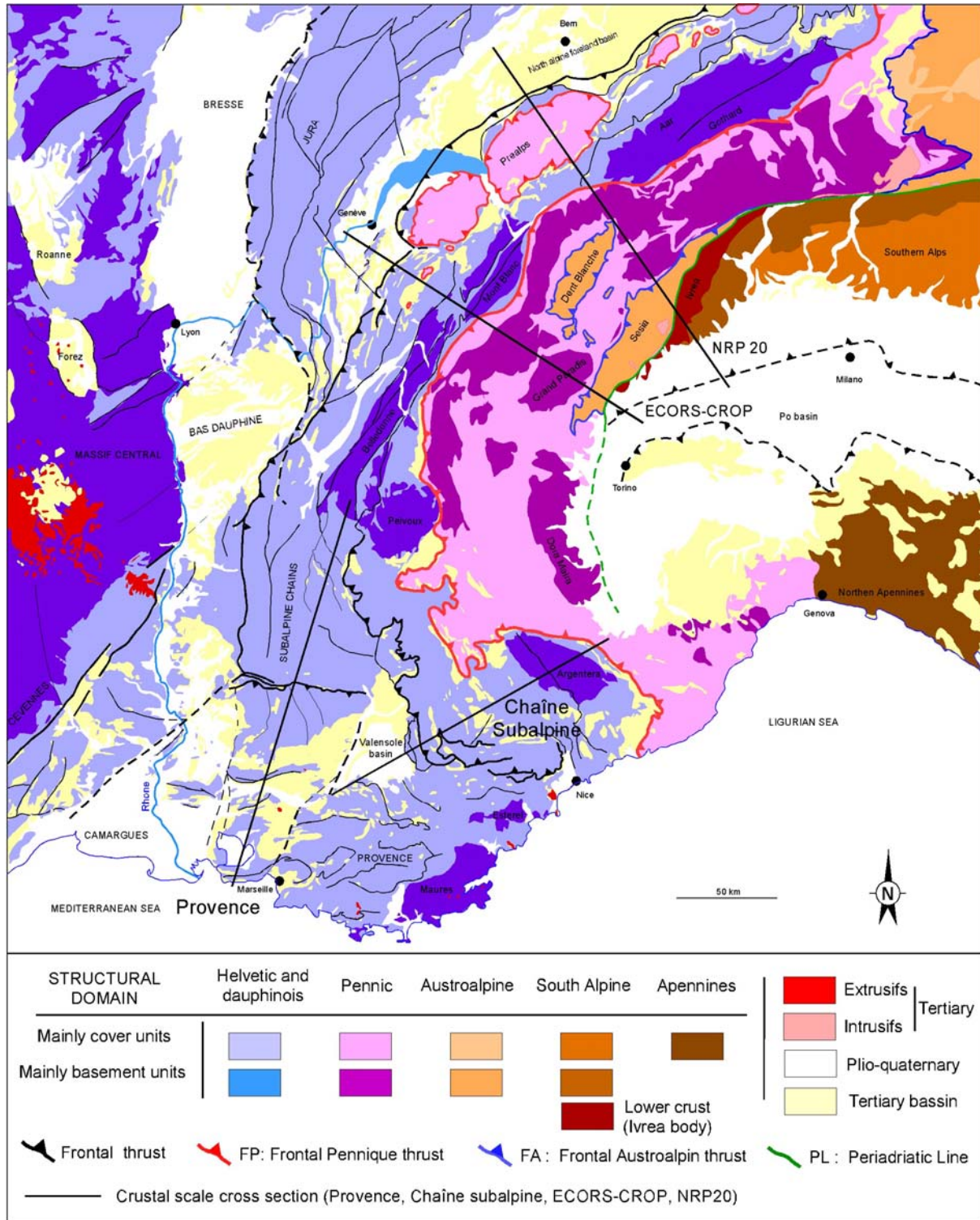


Figure 2-4 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales (modifiée d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000, Chantraine *et al.*, 1996 ; Lemoine *et al.*, 2000 ; Stampfli *et al.*, 2002), avec la localisation des profils sismiques profonds suisse (NRP 20), français (ECORS) et italien (CROP) et deux coupes structurales « Provence : de Belledone à Marseille » et « Chaîne subalpine : de l'Argentera à Gréoux ».

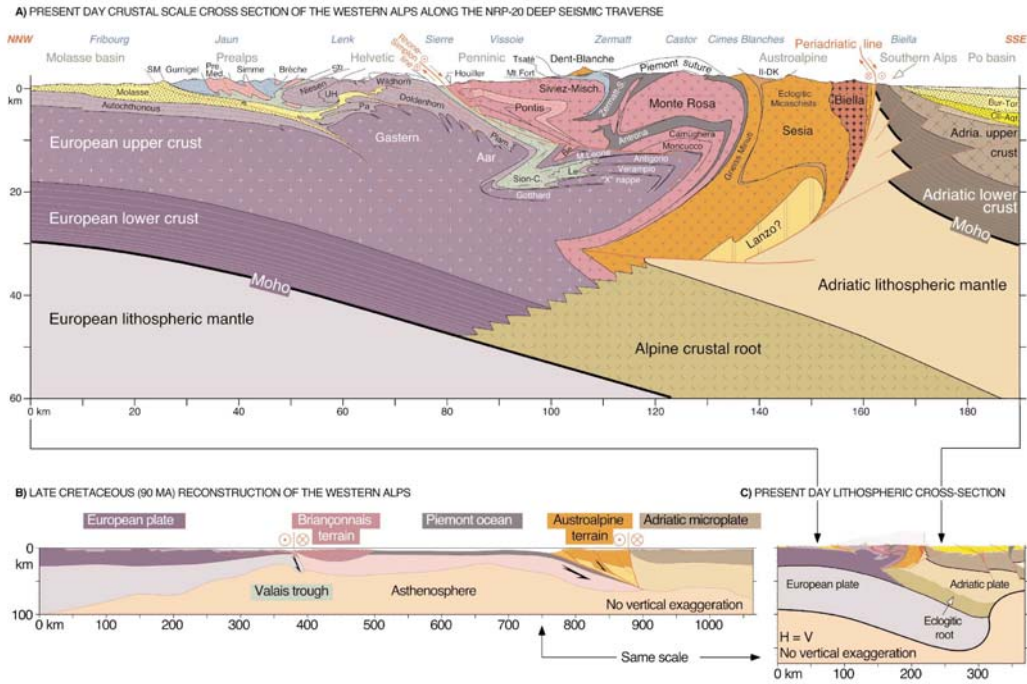


Figure 2-5 : Interprétation à l'échelle lithosphérique du profil sismique grande profondeur NRP20 et représentation palinspatique simplifiée au Crétacé supérieur. Position indiquée sur la Figure 2-4. (Modifiée d'après Marchant, 1993 ; Marchant et Stampfli, 1997a ; dans Stampfli *et al.*, 2002).

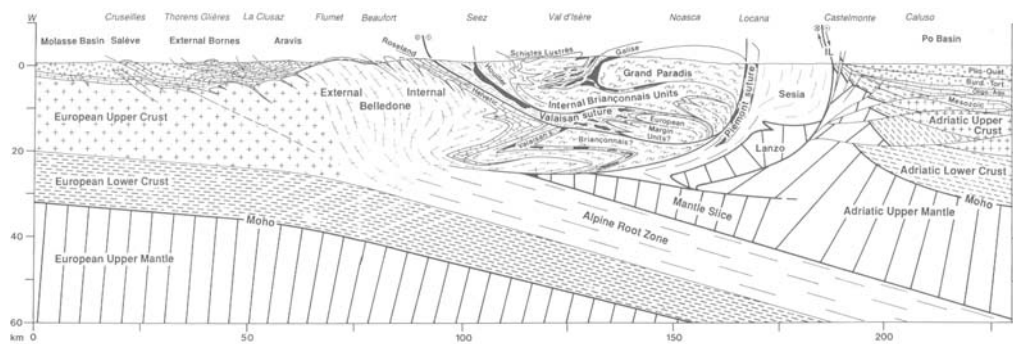


Figure 2-6 : Interprétation à l'échelle lithosphérique du profil sismique grande profondeur ECORS-CROP. Position indiquée sur la Figure 2-4 (d'après Marchant, 1993).

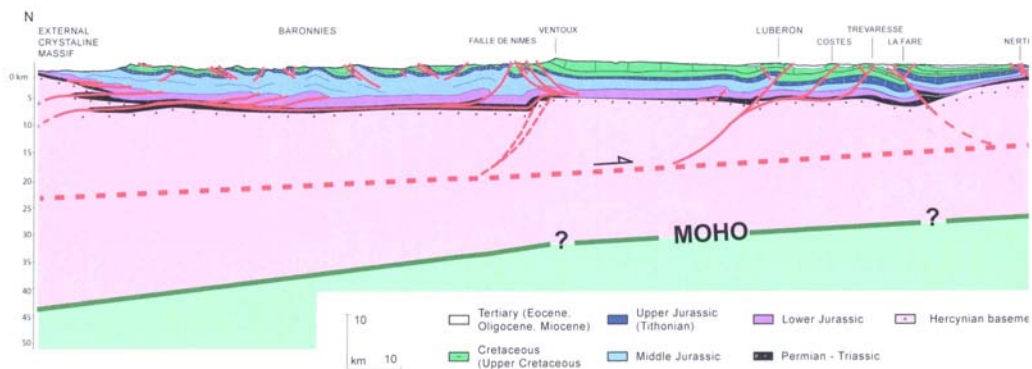


Figure 2-7 : Section schématique crustale de la Provence occidentale (Sérier comm. personnelle ; modifiée d'après Champion *et al.*, 1999 ; Roure et Colleta, 1996).

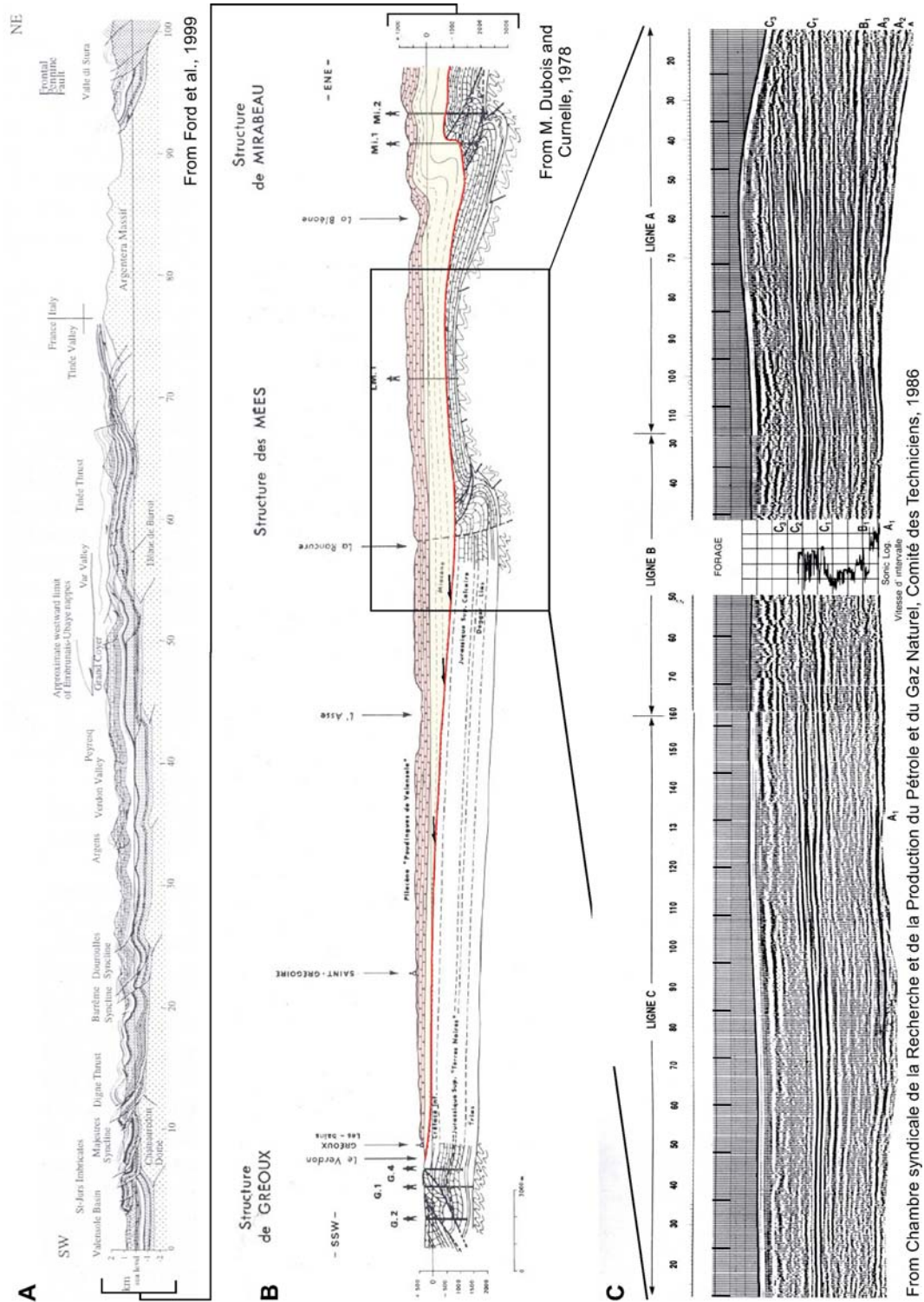


Figure 2-8 : Coupe structurale schématique de la chaîne subalpine des Alpes méridionales. Position sur la Figure 2-4. A) Coupe structurale de la chaîne subalpine du Massif de L'Argentera au bassin de Digne-Valensole mettant en évidence les principaux chevauchements au sein de la couverture et les bassins paléogènes transportés. B) Coupe structurale schématique au sein du bassin mio-pliocène de Digne-Valensole mettant en évidence la géométrie asymétrique typique de ce bassin d'avant-pays avec un maximum d'épaisseur des séries sédimentaires au front du chevauchement de Digne-Valensole et un onlap des séries miocènes vers la partie externe du bassin. Cette coupe constitue la continuité vers le Sud-Ouest de la précédente. C) Lignes sismiques d'une partie de la coupe B mettant en évidence les onlaps précédemment décrits.

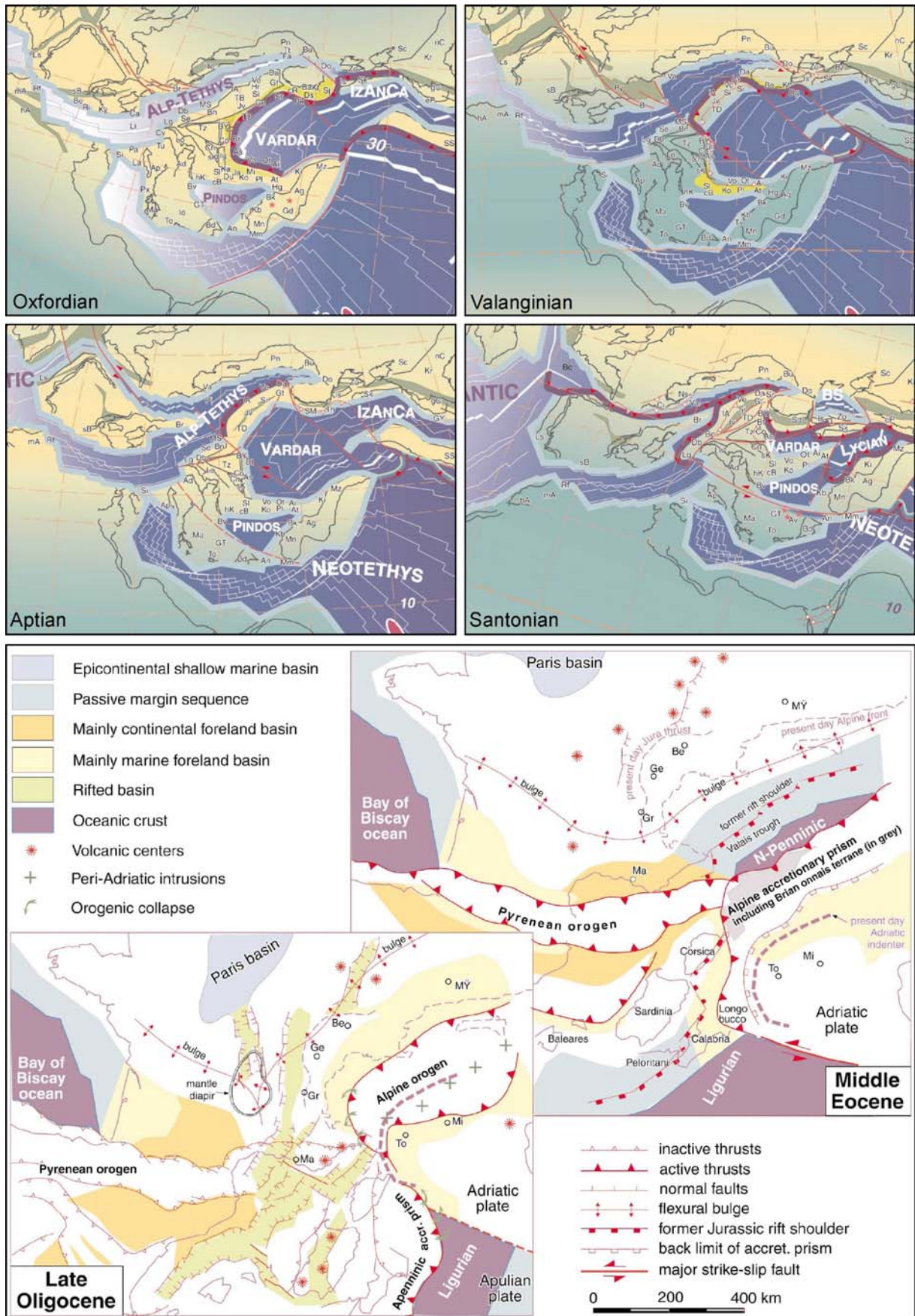


Figure 2-9 : Carte paléogéographique de l'orogénèse pyrénéenne et alpine à l'Eocène moyen et à l'Oligocène supérieur (modifiée d'après Stampfli et al., 1998, in Stampfli et al., 2002).

2.2.3 L'extension syn-orogénique du golfe du Lion

La partie méridionale du bassin rhodanien et de la Provence constitue la marge passive du golfe du Lion suite à l'ouverture de la Méditerranée occidentale (Figure 2-10, Figure 2-11, Figure 2-12). Ce domaine se caractérise par une histoire géologique complexe. En effet le rifting oligo-aquitain puis l'ouverture du golfe du Lion au Burdigalien-Langhien (accrétion océanique associée à la rotation anti-horaire du bloc corso-sarde (Figure 2-13) se superpose à l'orogène pyrénéen (Figure 2-9, Figure 2-10). De plus cette ouverture s'effectue dans un contexte de convergence entre les plaques africaine et européenne, synchrone de l'orogène alpin. L'ouverture de la Méditerranée occidentale correspond à l'ouverture de bassins d'arrière-arc, (i) bassin liguro-provençal au Miocène inférieur et moyen puis (ii) Mer Tyrhénienne au Miocène moyen et supérieur, suite au retrait et à la subduction vers le Nord-Ouest de la plaque téthysienne (Figure 2-11).

La marge passive du golfe du Lion se met donc en place sur une croûte épaissie (héritage de l'orogène pyrénéen structuré par de grands accidents décrochants N.NE-S.SW et par des chevauchements globalement E-W. Ce point n'est pas partagé par tous et peut être discuté. L'effondrement et l'amincissement crustal de cette chaîne de montagne se sont vraisemblablement effectués par délamination et/ou par réactivation des chevauchements pyrénéens en faille de détachement. Cet amincissement est associé au rifting oligo-aquitain de ce domaine qui va réactiver la plupart des grands accidents décrochants NE-SW en faille normale, permettant la formation des bassins syn-rift (Figure 2-11 B). Cette phase de rifting est suivie par l'accrétion océanique du bassin liguro-provençal et par la subsidence thermique post-rift de la marge. Cependant, l'évolution post-rift de la marge « passive » du golfe du Lion est tout à fait singulière. On observe en effet dans la partie onshore (amont) de la marge plusieurs discontinuités importantes au sein des séries post-rift, témoignant de mouvements de surrection d'ampleur et de durée variées, ce qui est en contradiction avec l'évolution thermique supposée d'une marge passive.

Par ailleurs les études du remplissage sédimentaire du golfe du Lion montrent une subsidence tardive post-langhienne par rapport à l'épisode de rifting oligo-aquitain (Bache, 2003). Cette évolution globalement subsidente ponctuée d'événements de surrection peut être reliée en première approximation à l'évolution géodynamique particulière de cette marge. En effet à la fin du Burdigalien-Langhien, le très fort ralentissement puis l'arrêt de la rotation du bloc corso-sarde et de l'accrétion océanique associée marquent la fin des phénomènes extensifs au sein du bassin liguro-provençal. L'ensemble de ce domaine passe donc d'un régime en extension à un régime en compression lors de l'arrêt de l'accrétion océanique. Par ailleurs, le front de déformation de l'arc des Alpes occidentales progresse vers le Sud-Ouest au cours du Néogène. L'évolution post-rift de la marge du golfe du Lion n'est donc pas du tout assimilable à une marge passive « classique » permettant la préservation continue d'épaisses séries sédimentaires, dans la mesure où, à l'échelle de l'ensemble de ce bassin, on enregistre (i) un changement du régime de contraintes à la fin du Burdigalien-début Langhien et (ii) surtout une migration du front de déformation des Alpes occidentales, qui tous deux vont interférer avec l'évolution thermique subsidente de cette marge.

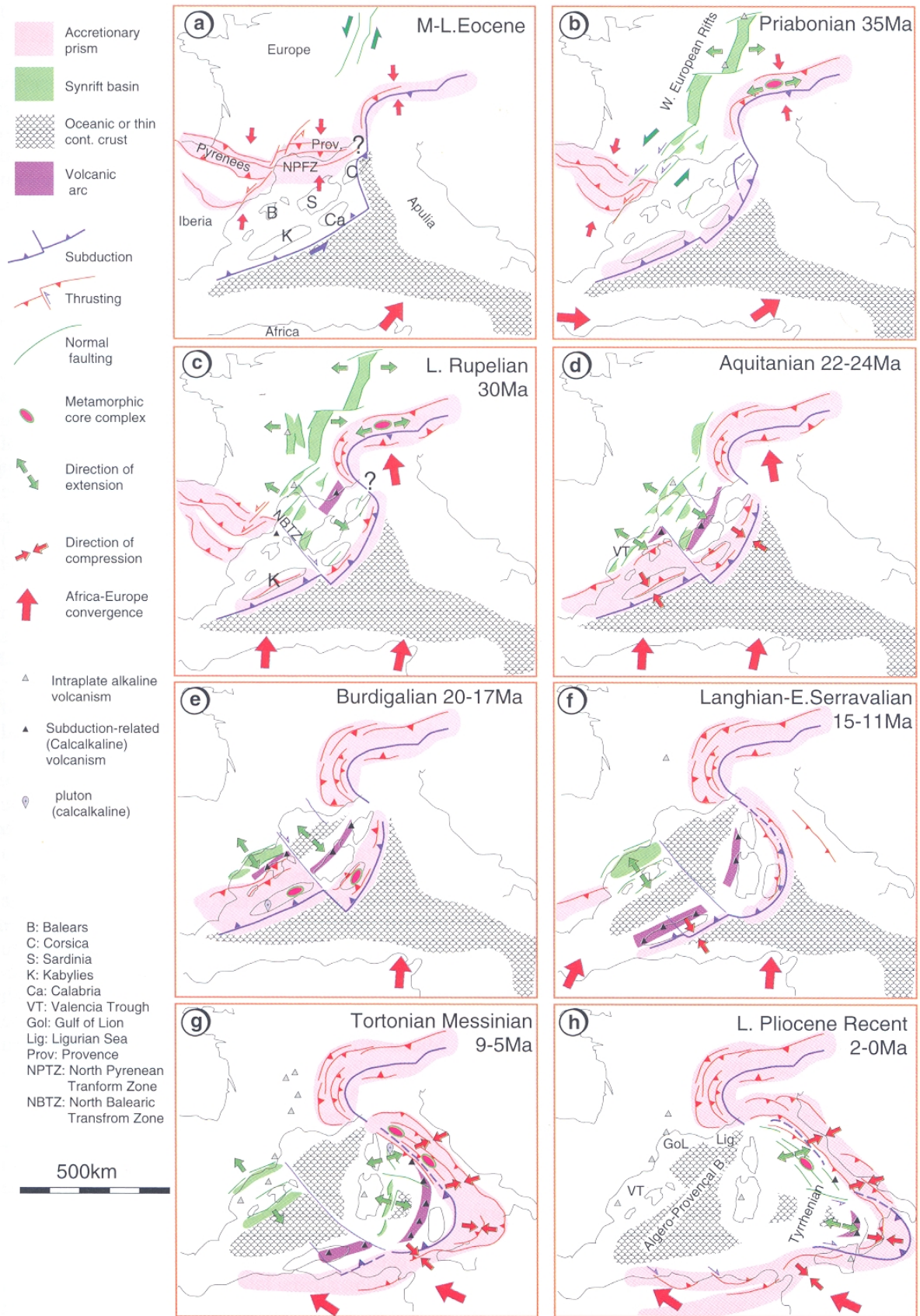


Figure 2-10 : Schéma de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène (Séranne, 1999).

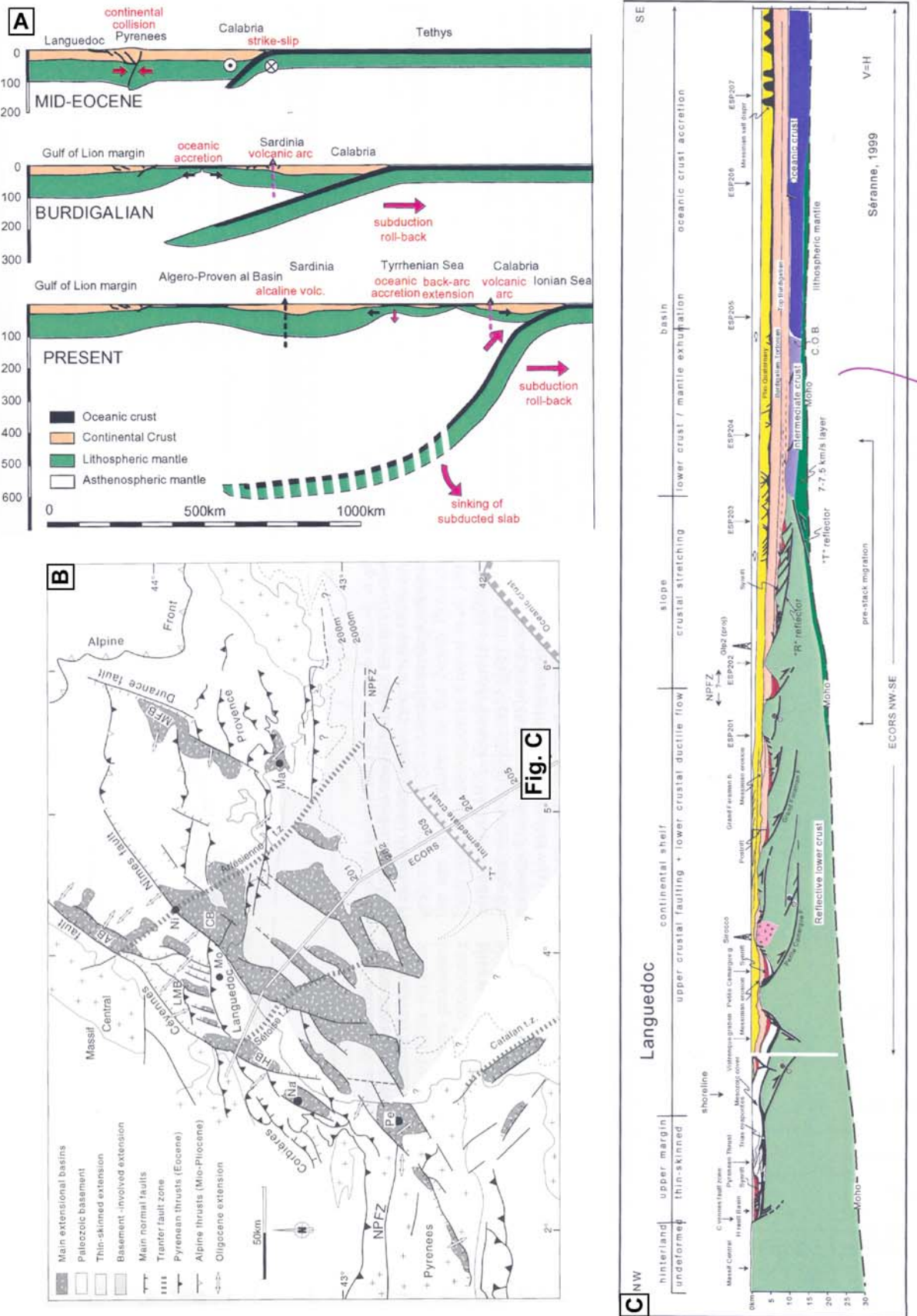


Figure 2-11 : A) Schéma de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène (modifié d'après Séranne, 1999 dans Duvail, 2003). B) Carte structurale de la marge du golfe du Lion. (Seranne, 1999). C) Coupes crustales de la marge du golfe du Lion (modifiées d'après Séranne, 1999 dans Duvail, 2003).

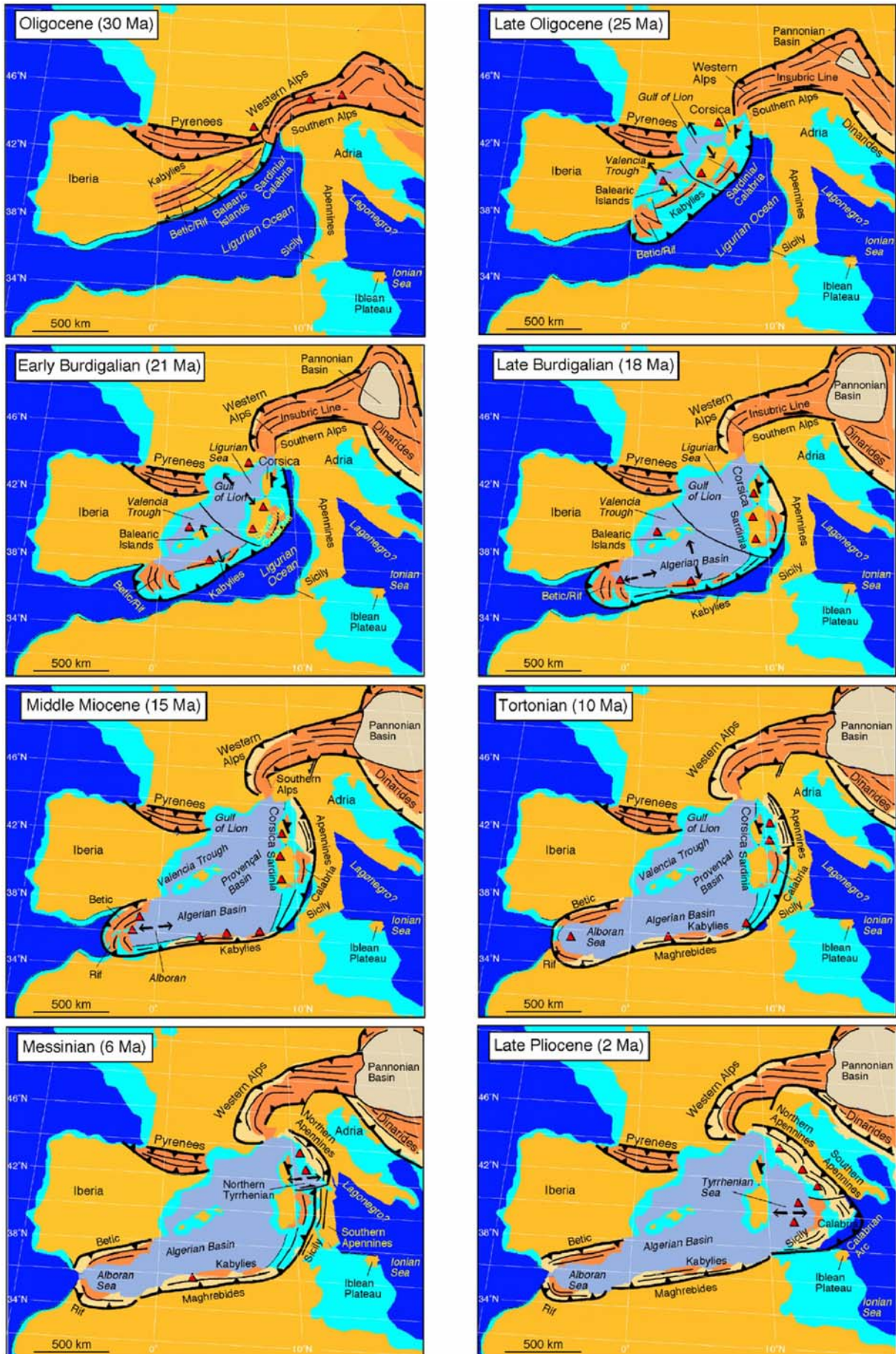


Figure 2-12 : Reconstruction de l'évolution tectonique de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène (d'après Rosenbaum *et al.*, 2002).

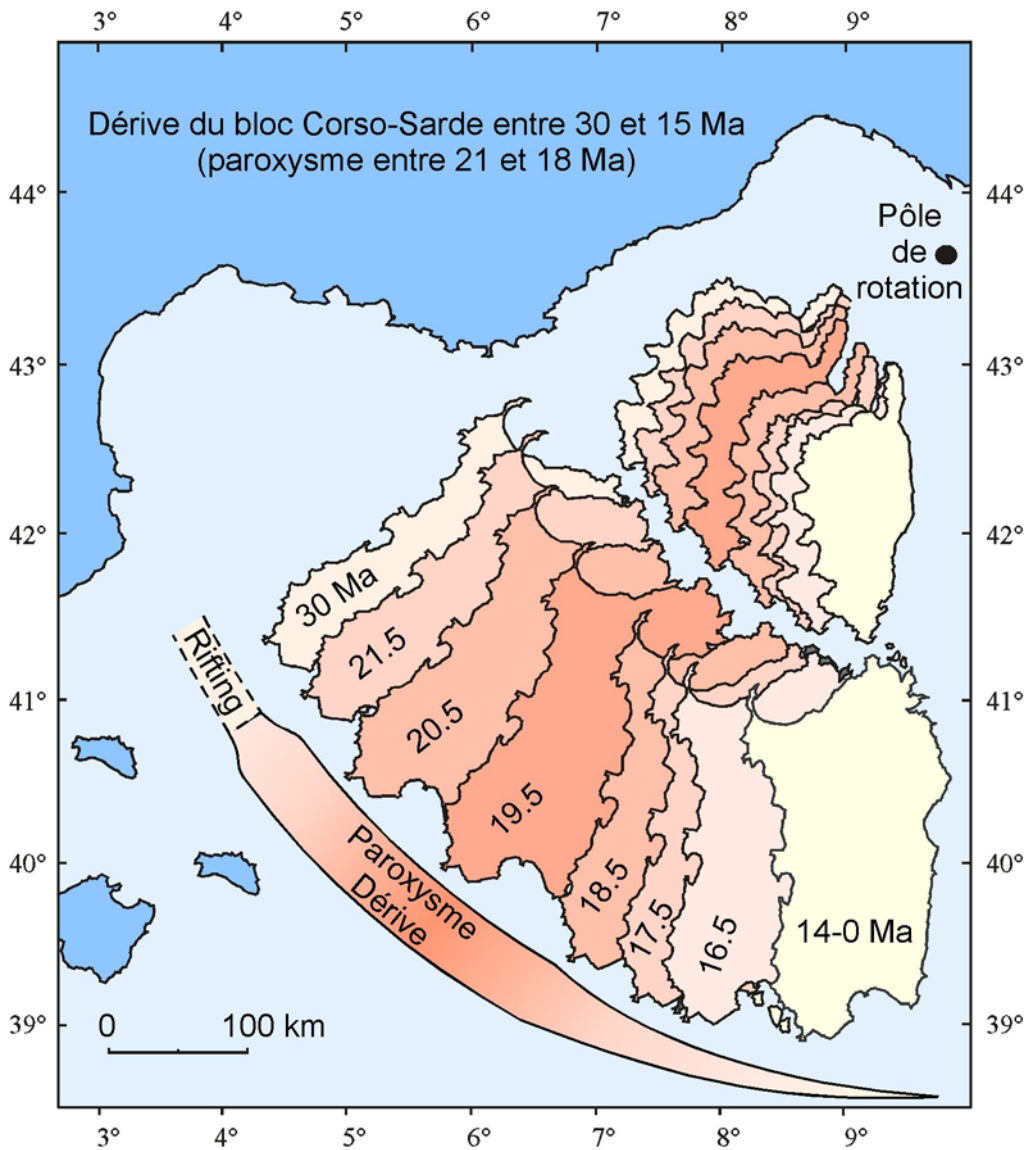
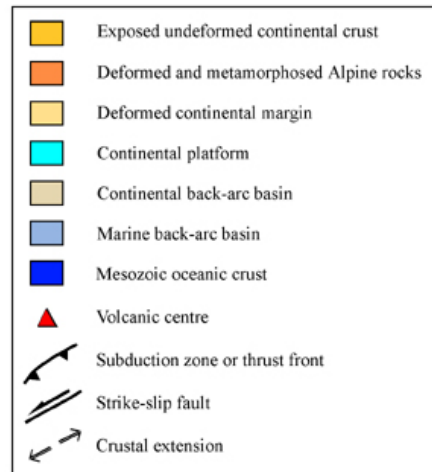


Figure 2-13 : Modèle cinématique et chronologique de la dérive du bloc Corse-Sardaigne (modifiée d'après Gattacceca, 2001).

2.2.4 Evolution géodynamique tertiaire du Massif central

Le Massif central est une partie de la chaîne hercynienne qui a été soulevée pendant le Tertiaire. Il représente une des plus grandes provinces volcaniques d'Europe de l'Ouest avec le Massif rhénan et le Massif bohémien. Comme les autres provinces, le volcanisme du Massif central est localisé dans une zone surélevée, associée à des grabens sédimentaires. Les grabens de la Limagne, de la Bresse, du Rhin, de la Ruhr, de la Leine et de l'Eger se sont formés au début du Cénozoïque pendant l'orogénèse alpine (Figure 2-14).

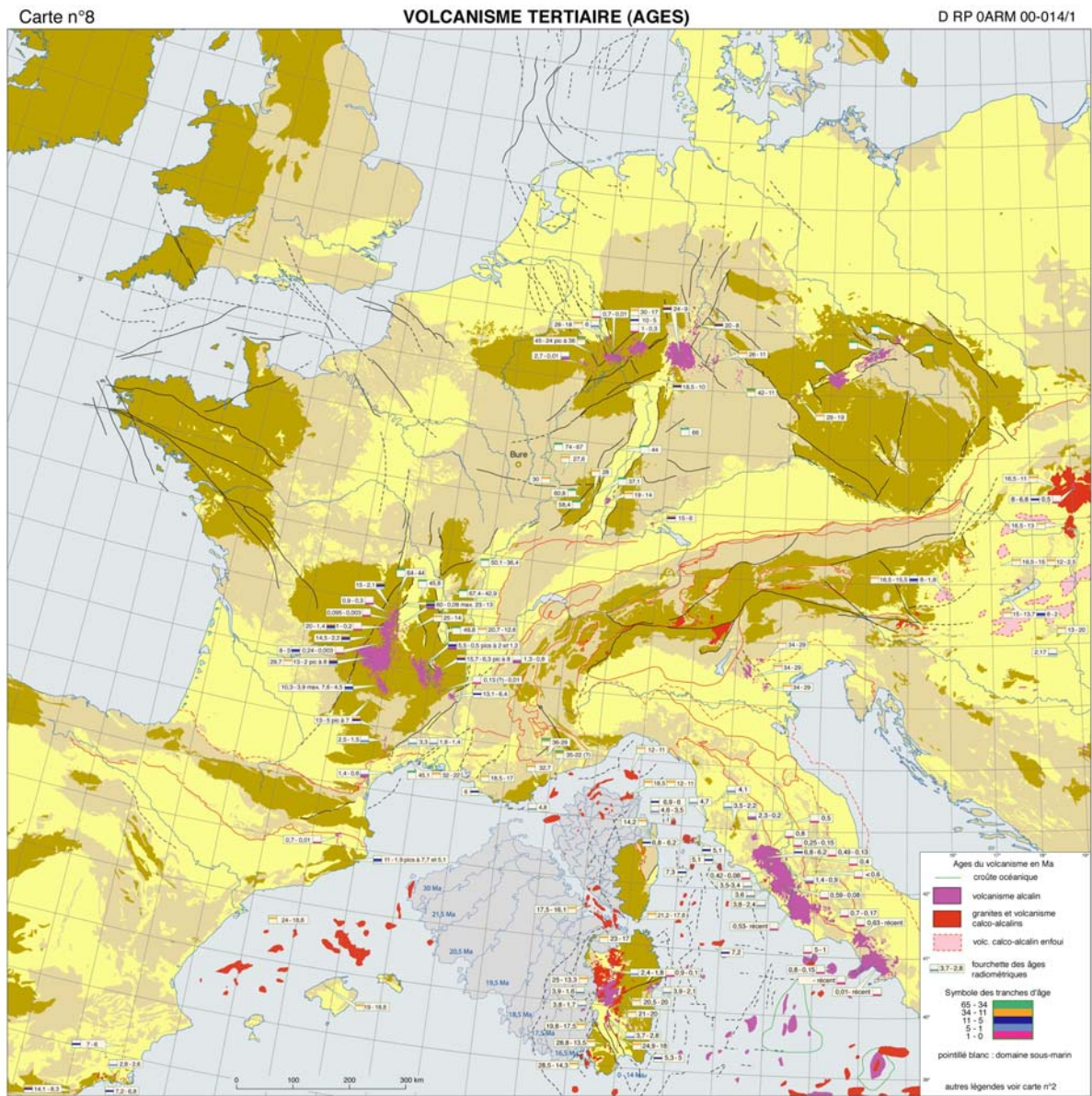


Figure 2-14 : Carte du volcanisme tertiaire d'Europe de l'Ouest (Mercier, 2000).

2.2.4.1 Une hétérogénéité Nord-Sud marquée

La synthèse des données géologiques montre d'importantes différences entre le Nord et le Sud du Massif central. La partie nord présente des alignements volcaniques et sédimentaires essentiellement nord-sud (Chaîne des Puys, l'alignement Monts Dore – Cézalier - Cantal oriental, Nord du Devès). Elle est principalement caractérisée par un fort amincissement crustal oligocène et la formation de fossé d'effondrement (jusqu'à 3000 m). Le volcanisme ne se développe que tardivement dans les zones de plus fort amincissement crustal. Cette évolution est typique d'un rift passif (Merle *et al.*, 2001). La partie méridionale révèle des alignements orientés NW-SE (Aubrac, Devès, Coiron, Velay oriental). Elle se caractérise par un très fort amincissement de la lithosphère mantellique sans amincissement crustal, un soulèvement et une importante phase magmatique au Miocène supérieur, ce qui est cohérent avec l'évolution attendue des premiers stades d'un rift actif. L'hétérogénéité N-S se retrouve donc aussi bien dans l'orientation des amincissements (i) crustaux (NS au Nord) (ii) mantellique (N135° au Sud) que temporellement avec le diachronisme du volcanisme (Figure 2-16, Michon et Merle, 2001). S'agit-il d'une reprise d'une structuration ancienne (hercynienne ?) ou d'une "image" des contraintes cénozoïques ?

2.2.4.2 Le soulèvement associé au volcanisme

L'inversion de relief des sédiments éo-oligocènes permet d'estimer rapidement l'élévation du Massif central aux alentours de 1000 m. Ce soulèvement se réalise essentiellement à partir du Tortonien (vers 10 Ma) avec un maximum estimé aux alentours du Pliocène supérieur (3,5 Ma) (Derruau, 1971 ; Le Griel, 1988). Dans la partie sud (Velay, Margeride, Sud du Forez) le soulèvement commence vers 10 Ma (Le Griel, 1988 ; Goër de Herve et Etienne, 1991 ; Defive et Cantagrel, 1998). De 5,5 à 3,5 Ma la superposition des coulées de laves dans la vallée de l'Allagnon et dans le Velay indique une relative stabilité (Goër de Herve et Etienne, 1991 ; Augendre, 1997) puis indique de nouveau un important soulèvement qui explique l'inversion de relief actuel. Plus au Sud un soulèvement d'environ 500 m, marqué par des érosions fluviales (Séranne *et al.*, 2002), est attribué à une érosion serravallo-tortonienne. Cette érosion est légèrement plus ancienne que le volcanisme de ce secteur, ce qui suggère une antécédence de la surrection par rapport au volcanisme. La surrection pourrait en fait être synchrone de la mise en place de l'anomalie asténosphérique observée sous le Sud du Massif central (Granet *et al.*, 1995) et suivie seulement quelques millions d'années plus tard du volcanisme issu de la fusion partielle de la lithosphère sus-jacente.

Dans le Nord la superposition des coulées de laves du Miocène inférieur au Pliocène qui sont aujourd'hui plusieurs centaines de mètres en inversion de relief indique très clairement un soulèvement post 3-3,5 Ma (Michon et Merle, 2001). Ceci étant, le volcanisme de Limagne daté de 24 à 12 Ma avec un pic autour de 16 Ma (Brousse et Bellon, 1983 ; Chantepie, 1990 ; Sissingh, 1998) est synchrone d'un important hiatus sédimentaire dans toute cette région et dans la Bresse, ce qui est mis en association avec le soulèvement de cette région (Sissingh, 1998). Un soulèvement plus ancien en relation avec le volcanisme est donc envisageable même s'il ne correspond pas à la phase majeure de soulèvement de cette région qui est beaucoup plus récent.

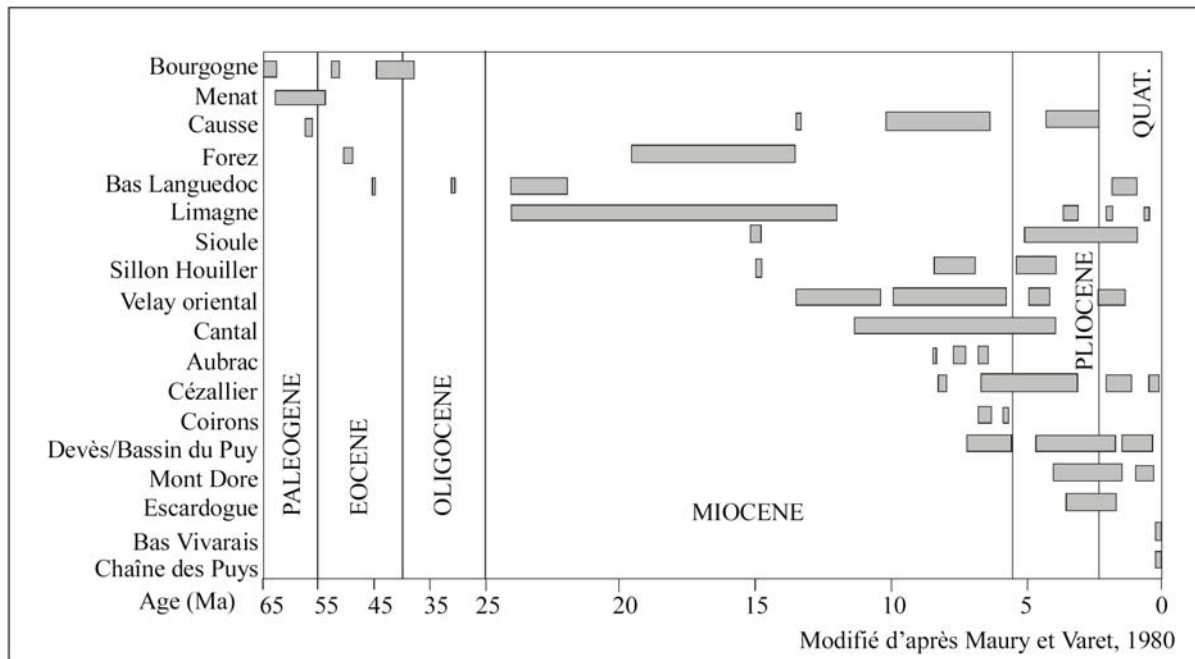


Figure 2-15 : Ages des principaux ensembles volcaniques du Massif central (d'après Nehling *et al.*, 2003)

2.2.4.3 Les modèles

Les données géo-morphologiques, géophysiques et volcanologiques actuelles sur le Massif central présentent des similitudes avec ce que donne théoriquement un point chaud : bombement crustal, amincissement lithosphérique, zone d'extension, volcanisme abondant, anomalie thermique... En effet on observe des bassins d'effondrements oligocènes témoins d'une extension et d'une subsidence, et un volcanisme basaltique alcalin (Figure 2-14). De plus la surélévation du socle de la région, de 1000 et 1500 m par rapport aux régions avoisinantes, l'anomalie de Bouger négative (- 70 mGal) (Lucazeau *et al.*, 1982), l'amincissement crustal (épaisseur estimée à 28 km seulement en dessous du Cantal), l'important flux de chaleur (105 mW m^{-2}) (Lucazeau *et al.*, 1984), l'atténuation des ondes de surfaces (Souriau *et al.*, 1980), et la faible anomalie de vitesse des ondes P (Souriau *et al.*, 1980 ; Granet *et al.*, 1995) sont autant d'éléments compatibles avec la présence d'un corps chaud sous le Massif Central. Par ailleurs on estime que la limite lithosphère-asthénosphère n'est qu'à 50–55 km sous le Cantal, alors qu'elle se trouve à plus de 140 km à la périphérie de cette zone. De plus cette asthénosphère est anormalement chaude jusqu'à 280 km, avec un écart estimé d'après les modèles numériques à environ 150-200°C par rapport à la normale (Sobolev *et al.*, 1997).

Cependant malgré tous ces éléments, de nombreuses données sont incompatibles avec l'hypothèse d'un point chaud standard type Hawaï :

- En effet si la tomographie sismique révèle bien un manteau avec des vitesses anormalement lentes de -40 à -300 km sous le Massif central (indiquant donc une température plus élevée), associé également à une anomalie chaude à l'échelle de toute l'Europe entre -600 à -2600 km, il n'existe aucune anomalie thermique entre - 400 à - 600 km (Saskia Goes *et al.*, 1999).

- Par ailleurs la présence de phénomènes tectono-magmatiques tertiaires sur l'Ouest européen (Rift ouest-européen) qui comprend d'Est en Ouest le graben de l'Eger, le graben du Rhin et les fossés d'effondrement du Massif Central nécessiterait la juxtaposition de plusieurs points chauds, ce qui est difficilement envisageable. De plus certains de ces grabens n'ont pas de volcanisme associé à leur formation (Massif central, Rhin, Bohême) voire pas du tout de volcanisme (Bresse et Rhône).
- Enfin le problème majeur vient de la chronologie des événements. Pour un phénomène de type point chaud, la chronologie des événements attendue est bombement et volcanisme suivis d'une extension. Alors que dans le Massif central les phénomènes de rifting crustal (extension et subsidence) datent de l'Oligocène. Ils se sont réalisés dans un pays plat, au niveau de la mer (donc sans bombement important) comme en attestent les nombreuses incursions marines et les dépôts laguno-saumâtres à lacustres de ces bassins. Les phénomènes thermiques majeurs (bombement et volcanisme) datent du Miocène supérieur à l'actuel (Figure 2-15, Figure 2-16).

Dans la mesure où le mécanisme de point chaud est en contradiction avec le déroulement chronologique et l'origine des phénomènes volcano-tectoniques tertiaires et quaternaires du Massif central, différents modèles de substitution ont été proposés :

- Un premier modèle (Figure 2-17, Granet *et al.*, 1995) dissocie un rifting passif oligocène et des phénomènes de « type point chaud », postérieurs, totalement indépendants du rifting. En effet les données de tomographie au sein du manteau supérieur ont permis de mettre en évidence un corps de faible densité jusqu'à environ 250 km en dessous des régions du Cantal et du Velay, interprété comme la signature possible d'un point chaud au sein du manteau d'où serait originaire le volcanisme du Massif central (Granet *et al.*, 1995 a, b). Le déclenchement de cette instabilité thermique peut être lié à la collision alpine. Par ailleurs ce panache présente aujourd'hui une déflexion vers le SE qui est interprétée comme résultant d'une possible interaction avec le retrait de la plaque téthysienne lors de l'ouverture du golfe du Lion et de la rotation corso-sarde associées (Barruol *et al.*, 2002).
- Un deuxième modèle a été proposé par Wyns et Guillocheau (1999). Ce modèle est contraint essentiellement par des données sédimentologiques. Il met en exergue des déformations lithosphériques de grandes longueurs d'onde (> 500 km) se produisant à l'avant de l'arc alpin à l'Eocène et au Néogène. Les mouvements verticaux accompagnant ce "flambage lithosphérique" seraient responsables de la décompression à l'origine de la fusion partielle de l'asthénosphère sous-jacente.
- Plus récemment, Merle O. et Michon L. (2001) proposent que l'extension éo-oligocène puis le bombement thermique et le volcanisme mio-plio-quaternaire soient tous deux des conséquences indirectes de la formation des Alpes (Figure 2-18). En effet la chaîne alpine apparaît comme étant connectée spatialement et temporellement au rift ouest-européen (Merle et Michon, 2001). D'une part le système de graben est disposé de façon plus ou moins radiale à la chaîne des Alpes et d'autre part son initiation débute à l'Eocène de façon synchrone à l'initiation de la compression alpine. La progression vers l'Ouest des déformations alpines et notamment le chevauchement du Briançonnais sur la zone dauphinoise date de l'Oligocène (Dumont *et al.*, 1997). Ce chevauchement crustal majeur des Alpes occidentales est donc synchrone de la formation des grabens et de la sédimentation dans le Massif central. Merle et Michon

(2001) proposent que l'extension crustale et lithosphérique observée au niveau du Massif central soit la conséquence du plongement de la plaque européenne et que le flux asthénosphérique engendré crée postérieurement une érosion thermique de la lithosphère adjacente (Figure 2-18).

- Un modèle alternatif proposé par P. Thomas (2001) dans lequel la part alpine est minimisée. Dans ce modèle, la convergence Europe-Afrique met l'Europe en régime de compression N.NE-S.SW, qui se traduit par une extension E.SE-W.NW. Cette extension entraîne la formation de plusieurs zones d'amincissements lithosphériques. Certaines vont se bloquer très vite (Bresse par exemple), d'autres vont être suivies par un volcanisme important et un bombement topographique (Massif central, Bohème...), et si l'extension se poursuit, par la création d'un véritable bassin océanique, c'est le cas du bassin algéro-provençal entre l'Espagne et le Bloc corso-sarde.

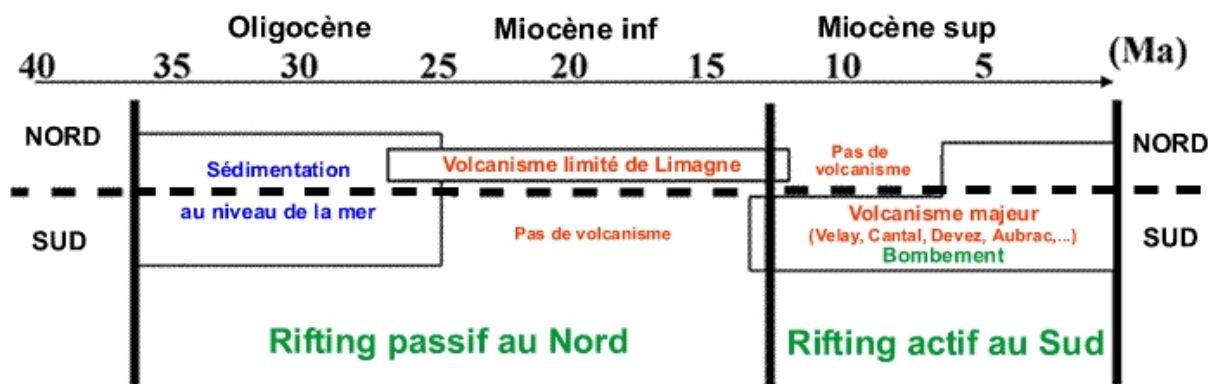


Figure 2-16 : Résumé des principales données permettant de proposer une double évolution du processus de rifting au cours du Tertiaire. Au Nord, la sédimentation au niveau de la mer, suivie d'un volcanisme dispersé s'accorde avec un modèle de rift passif. En revanche, au Sud, la phase majeure du volcanisme associée à une surrection s'accorde avec une évolution de type rift actif (O. Merle et L. Michon, 2001).

2.2.4.4 Conclusion

Les études réalisées et les données acquises au niveau du Massif central ont permis de clarifier les relations temporelles et spatiales entre les différents ensembles volcaniques reconnus, la formation des bassins d'effondrements et/ou les surrections associés. Elles ont également permis la mise en évidence de la présence de matériel chaud à l'aplomb de ce massif. Pour autant, ces données laissent totalement ouvertes les causes de la remontée mantellique (i) flambage lithosphérique ; (ii) l'extension ; (iii) flux mantellique induit par la racine lithosphérique des Alpes, à l'origine du volcanisme et responsable des bassins sédimentaires et de la topographie actuelle.

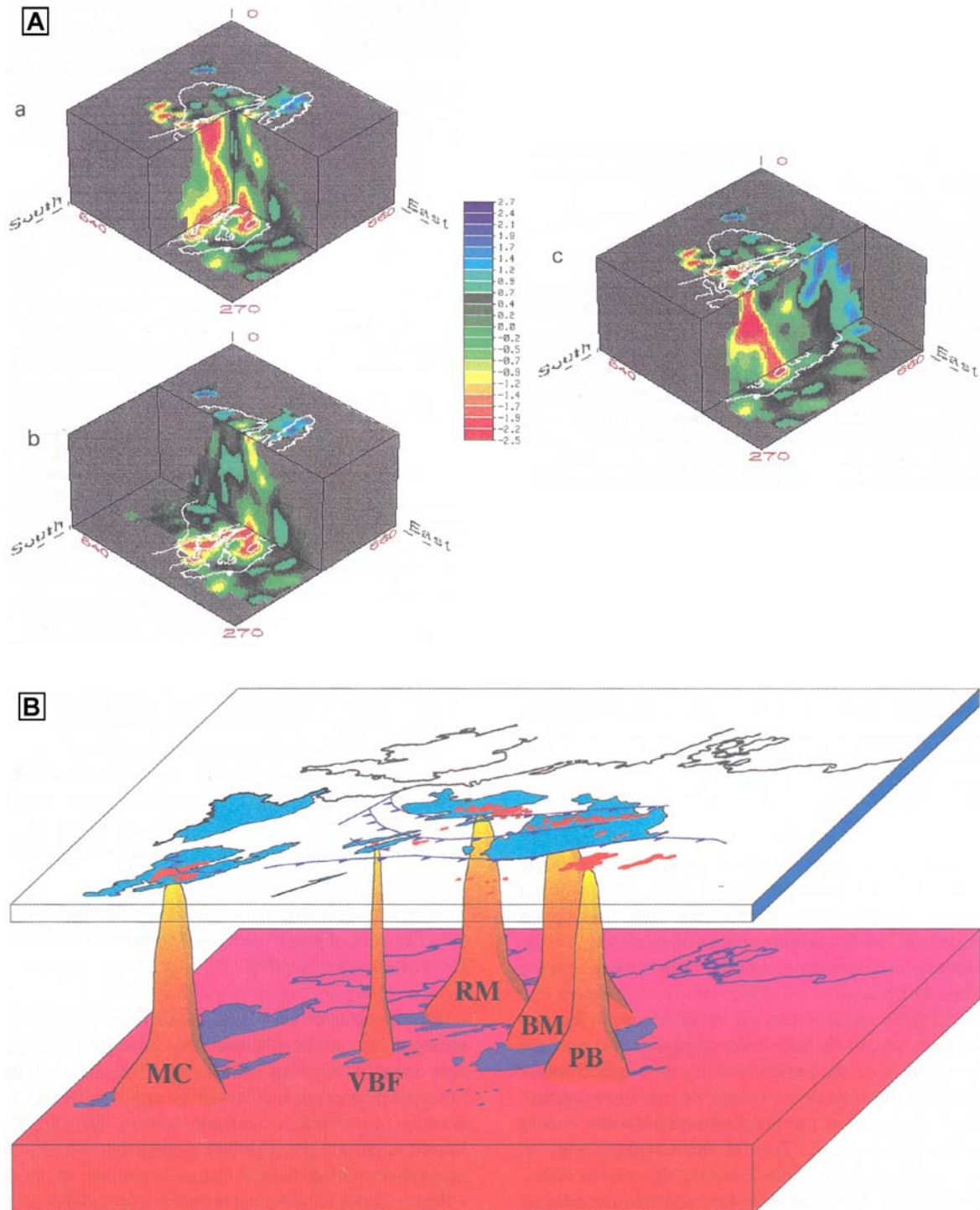


Figure 2-17 : A) Blocs-diagrammes 3D des anomalies de vitesse depuis la surface jusqu'à une profondeur de 270 km en dessous du massif central. Les lignes blanches indiquent les contours tectoniques. B) Schéma représentant l'upwelling de petits dômes sous la lithosphère européenne depuis une couche présentant une anomalie thermique et géochimique vers les 400 km de profondeur. La génération de ces « diapirs » résulte de la déstabilisation de cette couche. Leurs formations restent hypothétiques mais peut être identiques à la mise en place des dômes salifères ou bien peut être en relation avec la collision alpine ayant généré des instabilités dans la lithosphère européenne (décompression adiabatique dans les zones supérieures ayant déclenché les zones d'upwelling). La surface supérieure du bloc montre la distribution des massifs de socle Varisque soulevés et les provinces volcaniques du Tertiaire et Quaternaire (depuis Granet *et al.*, 1995). Légende : MC : Massif Central ; VBF : Vosges/Forêt-Noire (Kaiserstuhl) ; RM : Massif Rhénan ; BM : Massif Bohémien ; PB : Bassin Pannonien.

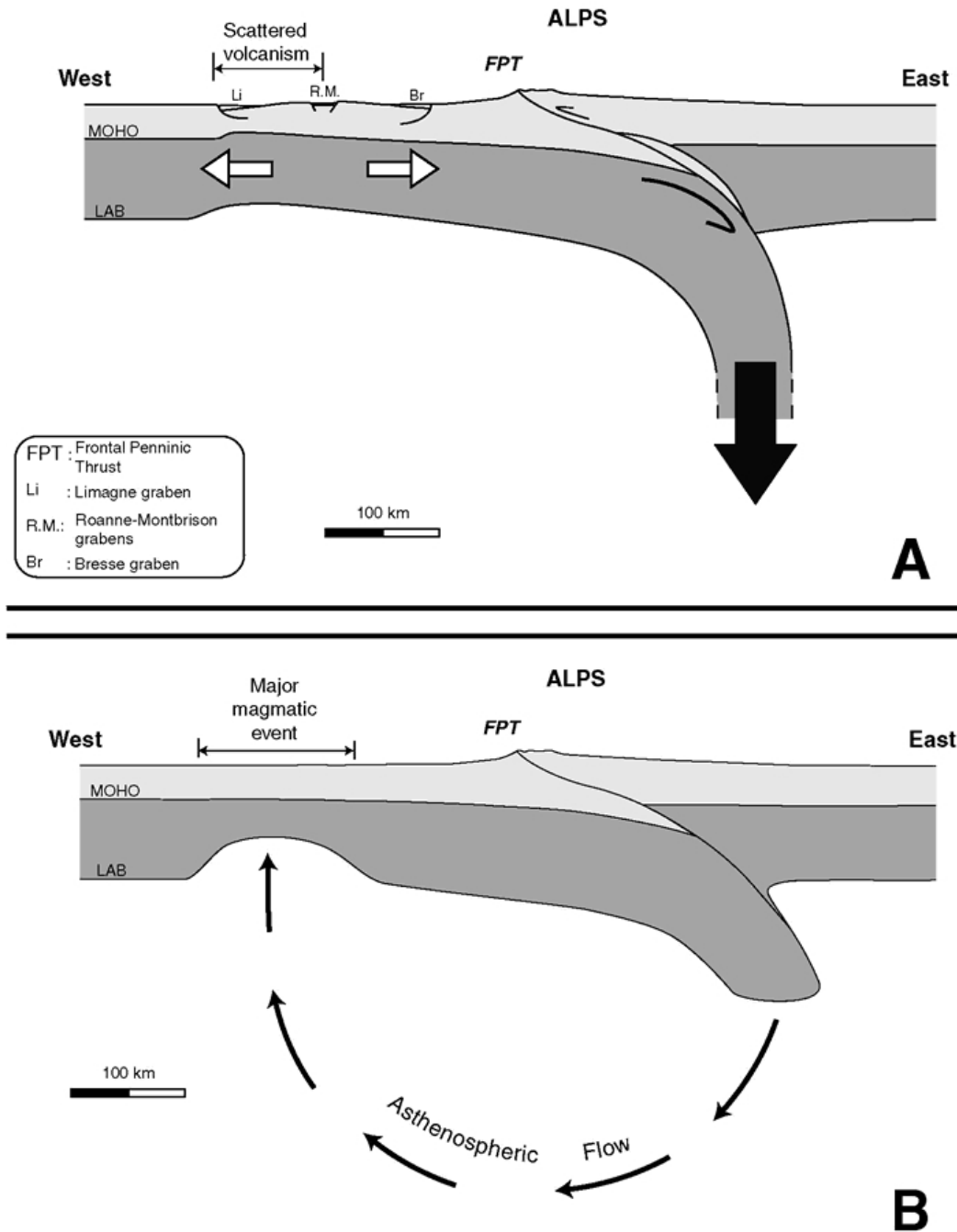


Figure 2-18 : Double évolution de l'épisode de rifting dans le Massif central liée à la création de la profonde racine lithosphérique des Alpes. A) La formation de la racine lithosphérique à l'Eo-Oligocène a induit de l'extension dans le Massif central, qui s'est d'abord manifestée par une sédimentation au niveau de la mer, puis par une phase de volcanisme dispersé à l'Oligocène supérieur et au Miocène inférieur. A cette époque, la racine était probablement plus profonde qu'actuellement et était associée à une subduction crustale, comme le montre le métamorphisme de ultra-haute pression dans les unités crustales les plus internes de la chaîne. B) La formation de la racine lithosphérique a induit un flux asthénosphérique sous le Massif central à l'origine d'une érosion thermique de la lithosphère et du développement de la phase volcanique majeure contemporaine d'une surrection du Miocène supérieur à l'actuel (Merle et Michon, 2001).

Chapitre 3 - Le Miocène rhodano-provençal. Eléments d'analyse pour mener un inventaire

3.1	Eléments de sédimentologie, stratigraphie et géomorphologie pour une analyse intégrée des bassins sédimentaires-----	57
3.1.1	Principes et définition-----	58
3.1.2	Du faciès à la séquence de dépôt-----	61
3.1.2.1	La sismique : un outil d'exploration-----	61
3.1.2.2	L'analyse de faciès : un outil pour aider à l'exploitation-----	66
3.1.2.3	Le changement d'échelle : un enjeu primordial-----	66
3.1.3	La notion d'accommodation-----	72
3.1.4	Cycle stratigraphique et accommodation en domaine continental-----	74
3.1.5	Eléments pour constituer une démarche d'analyse-----	76
3.1.5.1	Du faciès à la séquence de faciès-----	76
3.1.5.2	De la séquence de faciès à la séquence de dépôt.-----	77
3.1.6	Choix d'un modèle et position de la limite de séquence-----	79
3.2	La notion de vallées incisées-----	79
3.2.1	Définition et caractérisation-----	80
3.2.2	Modèle d'évolution d'une vallée incisée : « tripartite facies model »-----	8383
3.2.3	Variabilité du modèle-----	90
3.2.4	Analyse des paramètres de contrôle-----	91
3.2.4.1	Mécanismes de l'incision-----	91
3.2.4.2	Contrôle geomorphologique-----	93
3.2.4.3	Contrôle géologique-----	97
3.2.4.4	Contrôle du niveau de base-----	98
3.2.4.5	Influence de l'apport sédimentaire-----	99
3.2.4.6	Cadre géodynamique-----	100
3.3	La succession stratigraphique du Miocène péri-alpin-----	104
3.3.1	La succession lithostratigraphique du BMRP-----	105
3.3.1.1	Analyse de faciès et séquences de faciès-----	105
3.3.1.2	Séquences de dépôt-----	113
3.3.1.3	Etablissement d'une colonne stratigraphique synthétique-----	116
3.3.2	La succession bio-chronostratigraphique du BMRP-----	120
3.3.2.1	La variation latérale de faciès et ses implications stratigraphiques-----	120
3.3.2.2	Actualisation du canevas bio- et chrono-stratigraphique du BMRP-----	121
3.3.2.3	Corrélation avec les chartes eustatiques-----	135
3.3.2.4	Synthèse stratigraphique-----	136

3 LE MIOCENE RHODANO-PROVENÇAL. ELEMENTS D'ANALYSE POUR MENER UN INVENTAIRE

3.1 ELEMENTS DE SEDIMENTOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET GEOMORPHOLOGIE POUR UNE ANALYSE INTEGREE DES BASSINS SEDIMENTAIRES

Notre approche et notre perception de la dynamique du remplissage des bassins sédimentaires ont été révolutionnées à la fois par l'analyse de faciès et la stratigraphie séquentielle, outils d'analyse apparus successivement au début des années 70 et au milieu des années 80 et maintenant intégrés dans une approche globale interactive (Vail *et al.*, 1977, 1991 ; Mitchum, 1977 ; Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1999).

Dans cette introduction, nous allons faire un bref rappel historique pour replacer les éléments entre eux, rappeler quelques définitions importantes (Figure 3-1, Figure 3-2, Figure 3-3) et présenter les bases de notre démarche d'analyse. Cette présentation résulte notamment des nombreuses discussions que j'ai pu avoir avec Jean-Loup Rubino et Oliver Parize lors de nos travaux sur le Miocène rhodanien, bénéficie de leur expérience et reprend pour partie des présentations effectuées lors d'excursions et de stages de formation (Parize et Rubino, 2004).

Sequence stratigraphy (Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner, 1995): the study of rock relationships within a time-stratigraphic framework of repetitive, genetically related strata bounded by surfaces of erosion or nondeposition, or their correlative conformities.

Sequence stratigraphy (Galloway, 1989): the analysis of repetitive genetically related depositional units bounded in part by surfaces of nondeposition or erosion.

Sequence stratigraphy (Posamentier and Allen, 1999): the analysis of cyclic sedimentation patterns that are present in stratigraphic successions, as they develop in response to variations in sediment supply and space available for sediment to accumulate.

Sequence stratigraphy (Embry, 2001b): the recognition and correlation of stratigraphic surfaces which represent changes in depositional trends in sedimentary rocks. Such changes were generated by the interplay of sedimentation, erosion and oscillating base level and are now determined by sedimentological analysis and geometric relationships.

Note that sedimentation is separated from base level changes. Also note important keywords:

- "cyclicality": a sequence is a cyclothem, i.e. it corresponds to a stratigraphic cycle;
- "time framework": in the early days of sequence stratigraphy, the bounding surfaces were taken as time lines, in the view of the global-eustasy model. Today, independent time control is necessary for large scale correlations;
- "genetically related strata": no major hiatuses are assumed within a sequence.

Figure 3-1 : Différentes propositions de définition de la stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2002)

3.1.1 Principes et définition

La signature stratigraphique et l'architecture des bassins sédimentaires résultent de l'interaction entre la tectonique, l'eustatisme et le climat. La tectonique et l'eustatisme contrôlent en grande partie l'espace potentiellement disponible (accommodation) pour l'accumulation des dépôts, et la tectonique, l'eustatisme et le climat interagissent pour contrôler le flux sédimentaire et l'architecture des dépôts. Ce chapitre présente les principes qui gouvernent la création, le remplissage et/ou la destruction de l'accommodation. Il montre également comment ces principes sont utilisés pour découper l'enregistrement sédimentaire en séquences de dépôt et en cortèges sédimentaires qui permettent de décrire la distribution des dépôts dans l'espace et le temps.

La présente étude s'appuie essentiellement sur les principes et les définitions établis par Posamentier *et al.* (1988), Posamentier et Allen (1999). Pour plus de détails et pour avoir les correspondances avec les différentes nomenclatures, définitions et concepts utilisés en stratigraphie séquentielle appliquée au domaine siliciclastique, plusieurs figures synthétiques d'O. Catuneanu (2002) sont présentées dans ce chapitre.

Le terme « séquence » tel qu'utilisé en stratigraphie séquentielle a été originellement défini par Mitchum *et al.* (1977a) comme « une unité stratigraphique composée par une succession de couches sédimentaires relativement conformes et génétiquement liées, qui sont limitées à leur base et à leur sommet par des discontinuités (surfaces d'érosion ou de non dépôt) et leurs équivalents latéraux corrélables » (Figure 3-1 ; Figure 3-2 ; Figure 3-4).

Deux types de limites de séquence peuvent être définis en fonction de l'importance du taux de chute du niveau marin par rapport au taux de subsidence (Figure 3-4). Lorsque le taux de chute du niveau marin est plus élevé que le taux de subsidence (type 1), cela entraîne une émergence de la plate-forme et la création de vallées incisées permettant le transit du matériel vers le bassin. Cette distinction entre types 1 et 2 est désormais rarement utilisée (obsolète) et l'on ne parle plus que de limites de séquence en définissant le plus précisément possible l'importance (voire l'absence) des différents cortèges de dépôt, leur répartition spatiale et la nature des surfaces qui les délimitent (notamment lorsqu'il y a amalgame de plusieurs surfaces).

L'analyse séquentielle utilisée lors de nos travaux consiste donc à étudier l'organisation spatio-temporelle de l'enregistrement sédimentaire afin de discriminer des unités de dépôt génétiquement liées, limitées par des surfaces remarquables, et de les intégrer dans un cadre chronostratigraphique (Posamentier *et al.*, 1988).

Dans les bassins d'avant-pays, compte tenu de l'importance de la tectonique (flexuration lithosphérique et déformation plicative) dans la création ou la suppression de l'accommodation et sur l'organisation de l'architecture des dépôts, l'utilisation de l'outil séquentiel a longtemps été discutée. Cependant depuis les années 90, des travaux montrent la pertinence de cet outil, y compris dans des bassins à très forte subsidence (Posamentier et Allen, 1993a et b). Pour le bassin d'avant-pays alpin occidental on pourra notamment citer les travaux de Rubino *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Callec, 2001. Dans les zones orogéniques le flux détritique est essentiellement fonction du relief (interaction climat-surrection), du prisme orogénique, du bourrelet de front et de leur aptitude à être érodés qui est essentiellement fonction des précipitations et de la végétation (Summerfield et Hulton, 1994 ; Einsele, 1992). Ces variations climatiques et ces variations de flux détritique vont

fortement influencer le rapport terrigène / carbonate au sein de ces bassins (Turcker et Wright, 1994).

Depositional systems (Galloway, 1989): three-dimensional assemblages of process-related facies that record major paleo-geomorphic elements.

Depositional systems (Fisher and McGowan, 1967, in Van Wagoner, 1995): three-dimensional assemblages of lithofacies, genetically linked by active (modern) processes or inferred (ancient) processes and environments.

Depositional systems represent the sedimentary product of associated depositional environments. They grade laterally into coeval systems, forming logical associations of paleo-geomorphic elements (cf., systems tracts).

Systems tract (Brown and Fisher, 1977): a linkage of contemporaneous depositional systems, forming the subdivision of a sequence.

Systems tracts are interpreted based on stratal stacking patterns, position within the sequence, and types of bounding surfaces. The timing of systems tracts is inferred relative to a curve that describes the base level fluctuations at the shoreline.

Sequence (Mitchum, 1977): a relatively conformable succession of genetically related strata bounded by unconformities or their correlative conformities.

Sequences and systems tracts are bounded by key stratigraphic surfaces that signify specific events in the depositional history of the basin. Such surfaces may be conformable or unconformable, and mark changes in the sedimentation regime across the boundary.

Sequences correspond to full stratigraphic cycles of changing depositional trends. The conformable or unconformable character of the bounding surfaces is not an issue in the process of sequence delineation, nor the degree of preservation of the sequence.

The concepts of sequence, systems tracts, and stratigraphic surfaces are independent of scale, i.e. time for formation, thickness, or lateral extent. Same sequence stratigraphic terminology can be applied to different orders of cyclicity, via the concept of hierarchy. Well log signatures are not part of the definition of sequence stratigraphic concepts, although general trends may be inferred from the predictable stacking patterns of systems tracts. The magnitude of the log deflections will vary with the magnitude/importance of the mapped surfaces and stratal units.

Figure 3-2 : Concepts-clef utilisés en stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2002)

Base level (Twenhofel, 1939): highest level to which a sedimentary succession can be built.

Base level (Sloss, 1962): an imaginary and dynamic equilibrium surface above which a particle cannot come to rest and below which deposition and burial is possible.

Base level (Schumm, 1993): the imaginary surface to which subaerial erosion proceeds. It is effectively sea level, although rivers erode slightly below it.

Base level (Cross, 1991): a surface of equilibrium between erosion and deposition.

Base level (Cross and Lessenger, 1998): a descriptor of the interactions between processes that create and remove accommodation space and surficial processes that bring sediment or that remove sediment from that space.

There are two schools of thought regarding the concept of base level:

(1) Base level is more or less the sea level, although usually below it due to the action of waves and currents. The extension of this surface into the subsurface of continents defines the ultimate level of continental denudation. On the continents, processes of aggradation versus incision are regulated via the concept of graded fluvial profile. Graded fluvial profiles meet the base level at the shoreline (Fig. 6).

(2) The concept of base level is generalized to define the surface of balance between erosion and sedimentation within both marine and continental areas (the "stratigraphic" base level of Cross and Lessenger, 1997). In this acceptance, the concept of graded fluvial profile becomes incorporated within the concept of base level. The stratigraphic base level will thus include a continental portion (fluvial base level = graded fluvial profile) and a marine portion (marine base level = sea level).

Figure 3-3 : Quelques définitions du niveau de base (Catuneanu, 2002).

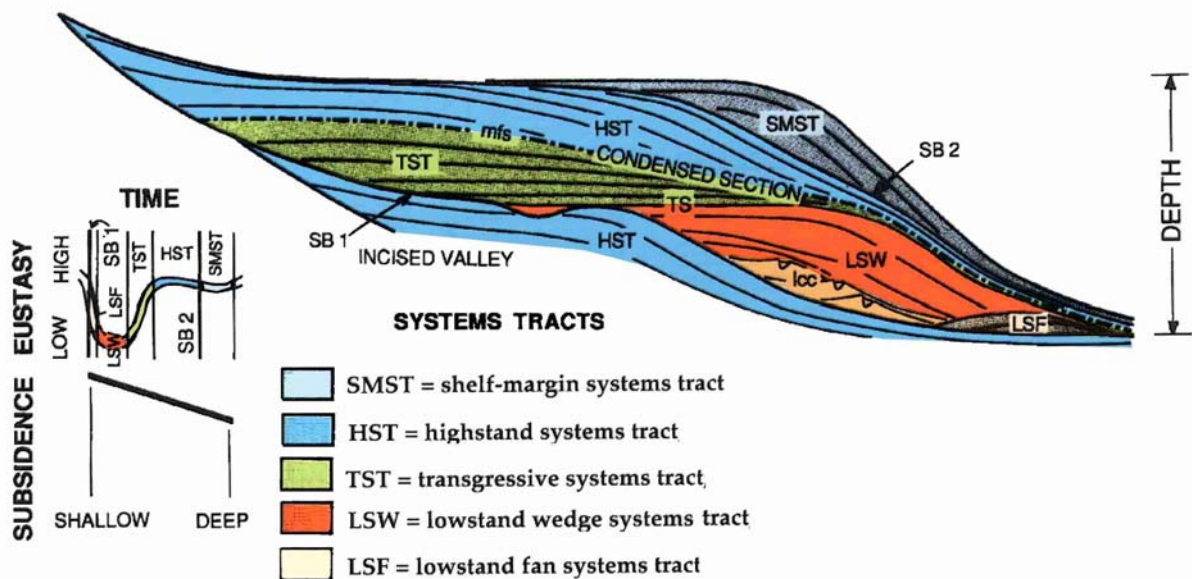


Figure 3-4 : Modèle de séquence de dépôt de Haq *et al.* (1987) et Vail *et al.* (1987) développé à partir d'études de séquences siliciclatiques. SB1 : limites de séquences de type 1. SB2 : limites de séquences de type 2 ; MFS : surface d'inondation maximale, TS : surface de transgression ; LCC : complexe de chenaux levés (Haq et Vail, 1987).

3.1.1 Du faciès à la séquence de dépôt

3.1.1.1 La sismique : un outil d'exploration

A l'échelle du bassin sédimentaire, l'outil d'analyse a tout d'abord été la sismique réflexion 2D, remplacée de plus en plus par la sismique 3D. L'investigation sismique a été employée pour approcher et mieux contraindre l'agencement des couches et des corps sédimentaires et ainsi conduire à leur prédictibilité par les méthodes de la stratigraphie sismique (AAPG 26, 1977) et de la stratigraphie séquentielle (SEPM 42, 1988).

Il existe un motif stratigraphique fondamental, la séquence de dépôt (Figure 3-4, Figure 3-6, Figure 3-7, Figure 3-8), d'une durée de 1 à 3 Ma, corrélatif en tout point du globe et donc associé à un cycle eustatique. Ces différents cycles ont été recensés par Exxon et publiés sous la forme d'une charte eustatique globale (Figure 3-5).

Selon les Géologues d'Exxon, en domaine de plate-forme, la séquence de dépôt est constituée par la succession de 3 (voire 4, avec le FSST) cortèges sédimentaires représentés sur les schémas (Figure 3-7, Figure 3-8) soit de bas en haut :

- un prisme de bas niveau marin, (early LST qui comprend le FSST en domaine de plate-forme, et late LST)
- un cortège transgressif
- un cortège de haut niveau marin

limités à leurs bases respectives par :

- la limite de séquence (Sequence Boundary : S.B.),
- la surface de transgression (Transgressive Surface : T.S.)
- la surface d'inondation maximale (Maximum Flooding Surface : M.F.S).

Pour plus de détails, une revue détaillée de ces surfaces a été effectuée par Cattaneo *et al.* (2003).

En domaine profond, la séquence se complète durant la période de bas niveau marin par le développement de deux cortèges supplémentaires :

- Le cône sous-marin profond (Basin Floor Fan : B.F.F., stage 1 :
Figure 3-4, Figure 3-7)
- Le cône de talus (Slope Fan : S.F., stages 2 à 4 :
Figure 3-4, Figure 3-7).

L'architecture de la séquence « type » et ses cortèges telle que présentée ci-dessus n'est bien évidemment qu'un modèle qu'il convient de moduler en fonction des interactions entre la tectonique, l'eustatisme, le climat. Quatre autres « types » d'architecture ont d'ailleurs été publiés (Vail *et al.*, 1991) en fonction du contexte tectonique dans lequel se mettent en place les dépôts (Figure 3-9). Même si ces architectures sont plus proches de celles observées dans des contextes similaires, elles n'en restent pas moins des modèles.

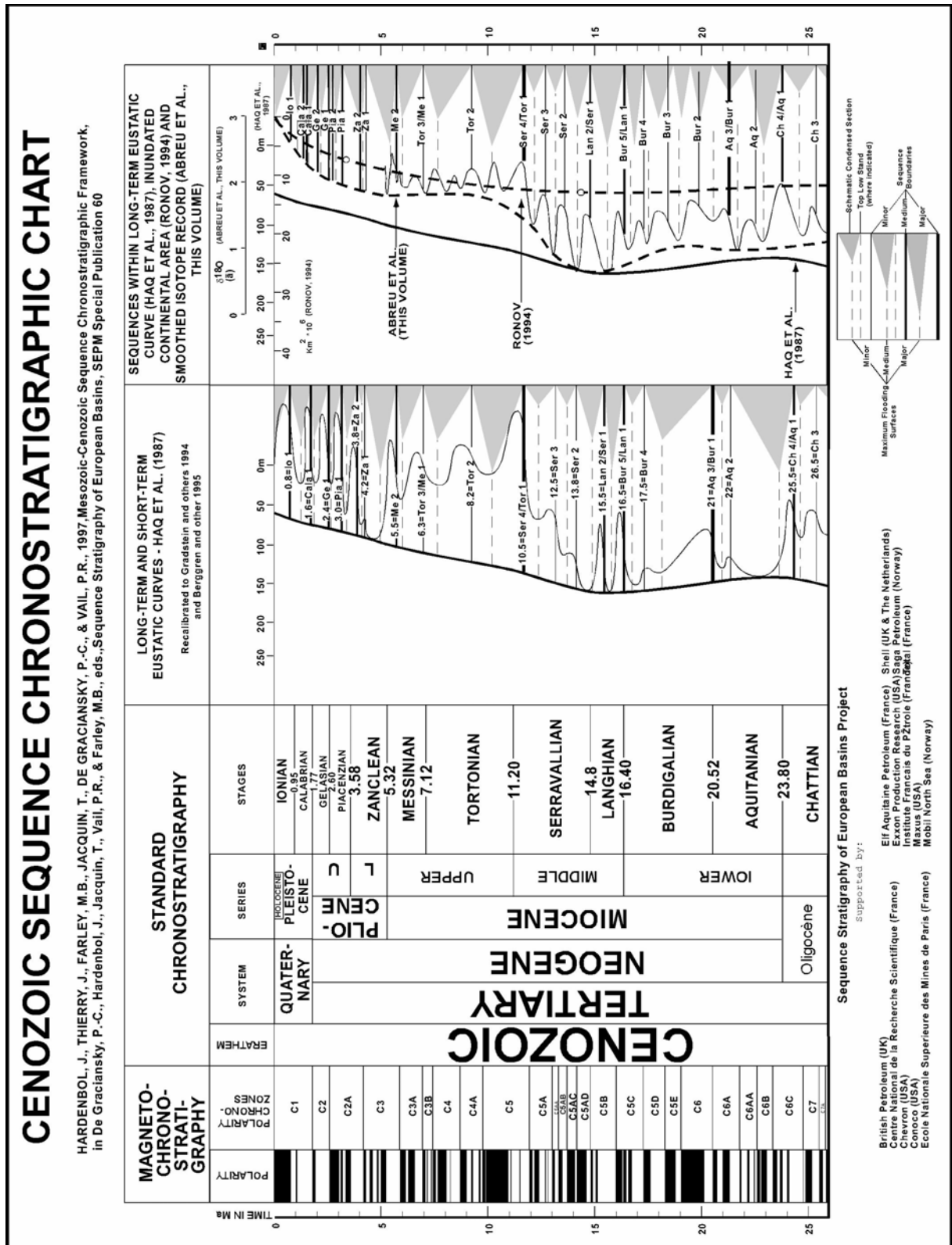


Figure 3-5 : Charte des variations eustatiques (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998).

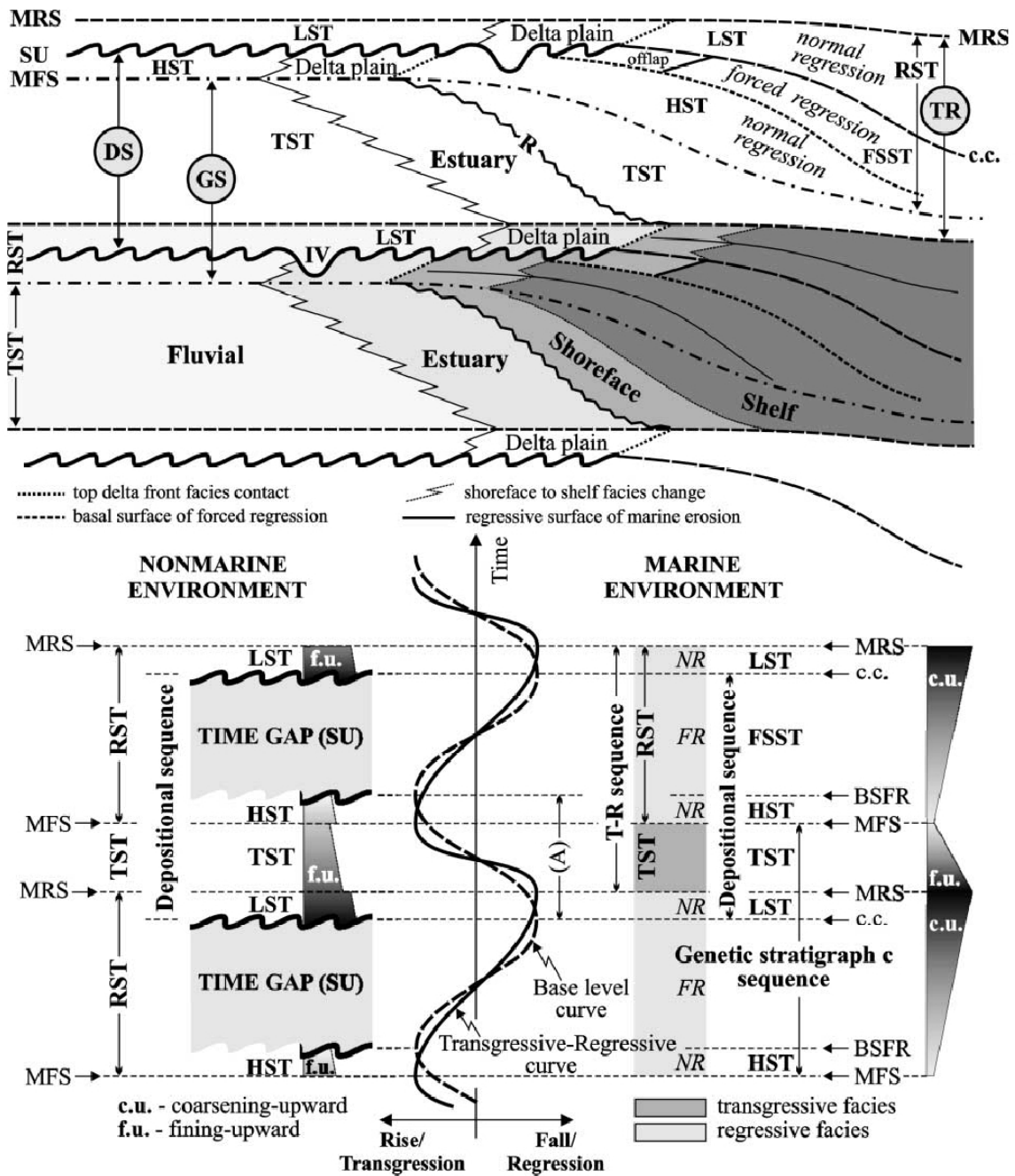


Figure 3-6 : Séquences, cortèges de dépôt et surfaces stratigraphiques définis en relation avec la courbe de variation du niveau de base et la courbe du taux de variation du niveau de base (Courbe Transgression-Regression). Abréviations : SU—subaerial unconformity ; c.c.—correlative conformity ; BSFR—basal surface of forced regression ; MRS—maximum regressive surface ; MFS—maximum flooding surface ; R—ravinment surface ; IV—incised valley ; (A)—positive accommodation (base level rise) ; NR—normal regression ; FR—forced regression ; LST—lowstand systems tract ; TST—transgressive systems tract ; HST—highstand systems tract ; FSST—falling stage systems tract ; RST—regressive systems tract ; DS—depositional sequence ; GS—genetic stratigraphic sequence ; TR—transgressive-regressive sequence. (Catuneanu, 2002). Corréler les environnements non marins et marins entre eux suppose, bien évidemment, que les dépôts non-marins soient liés par le profil d'équilibre des rivières au niveau marin de base (discussion dans le paragraphe 3.1.4).

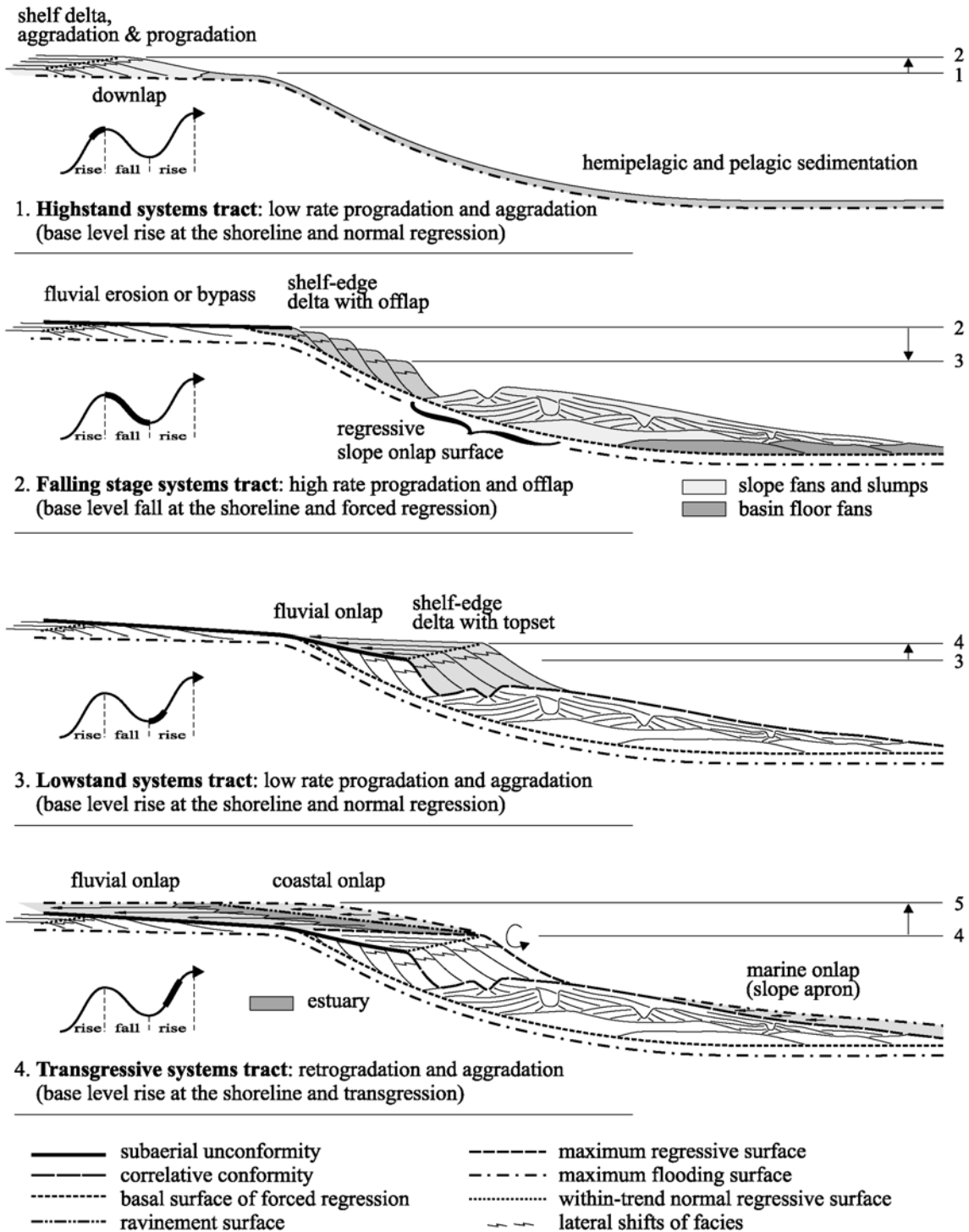


Figure 3-7 : Architecture d'une séquence de dépôt, des cortèges sédimentaires et position des surfaces stratigraphiques. Les cortèges de dépôt sont définis en fonction de leur architecture et de la nature des surfaces les délimitant en relation avec l'évolution dans le temps de la courbe du niveau de base au niveau de la ligne de côte (Catuneanu, 2002).

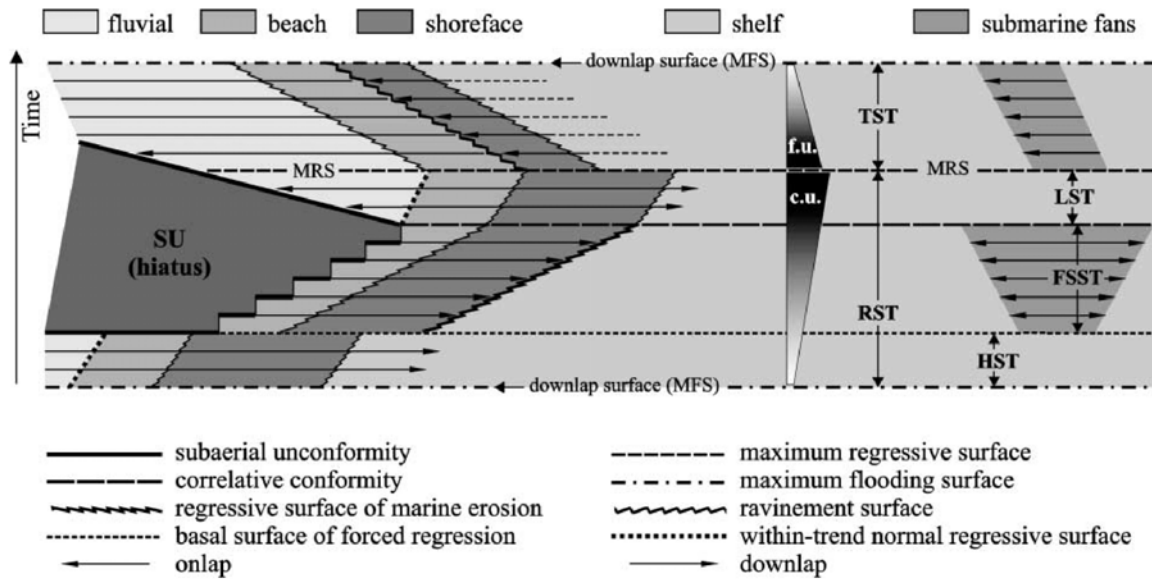


Figure 3-8 : Diagramme de Wheeler illustrant l'architecture d'un système de dépôt pendant un cycle régression-transgression (« séquence génétique », *sensu* Galloway, 1989). La discordance subaérienne se propage vers le bassin pendant la régression forcée de la ligne de rivage. La concordance correlative (*sensu* Hunt and Tucker, 1992) prolonge la terminaison la plus en aval de la discordance subaérienne. La surface basale de régression forcée (concordance correlative de Posamentier *et al.*, 1988) se superpose en partie avec la discordance subaérienne, les deux surfaces étant séparées par les dépôts de régression forcés sur la plate-forme. Le diagramme montre l'onlap du fluvial (plaine cotière) sur la discordance subaérienne lors de la transgression qui suit. L'onlap est fonction du gradient topographique, allant d'onlaps très prononcés (topographie pentée), à pas d'onlap (topographie plane) (Catuneanu, 2002). Abréviations : SU—subaerial unconformity ; MRS—maximum regressive surface ; MFS—maximum flooding surface ; HST—highstand systems tract ; FSST— falling stage systems tract ; LST—lowstand systems tract ; TST—transgressive systems tract ; RST—regressive systems tract ; f.u.—fining-upward ; c.u.—coarsening-upward.

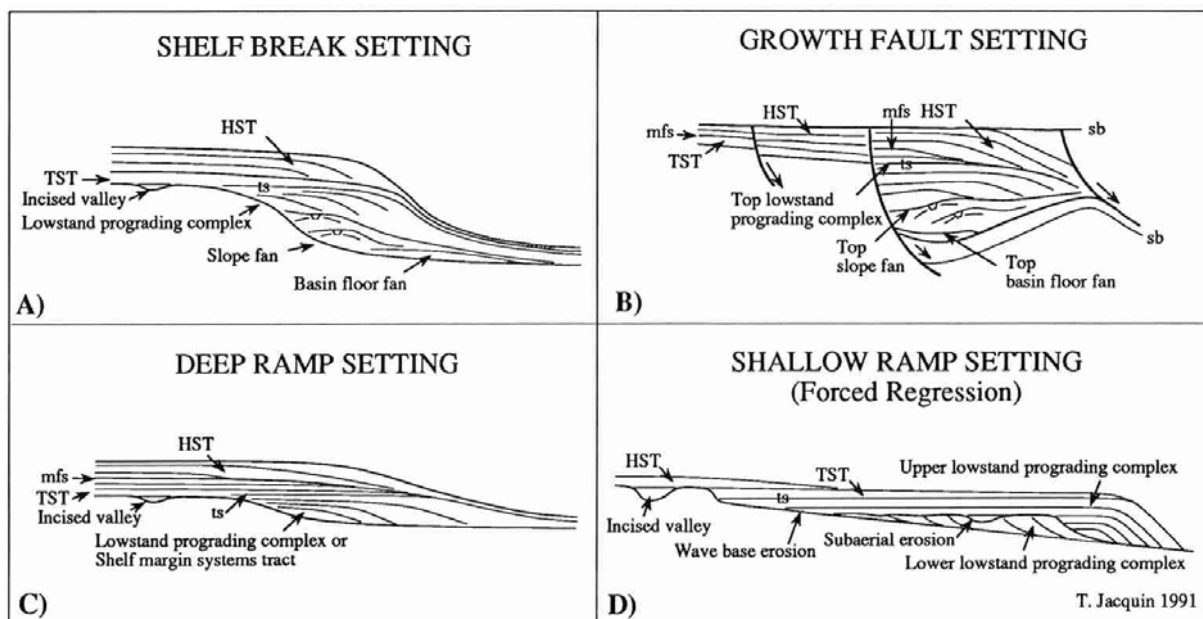


Figure 3-9 : Différentes architectures de séquences siliciclastiques dans quatre contextes tectoniques différents (Vail *et al.*, 1991).

3.1.1.2 L'analyse de faciès : un outil pour aider à l'exploitation

L'analyse de faciès a été initiée par les études sur les turbidites à la fin des années 50. Les travaux précurseurs de Kuenen et Migliorini, la modélisation proposée par Bouma ont abouti au premier modèle prédictif de la géologie sédimentaire connu comme la séquence de Bouma (1961).

La découverte puis la mise en exploitation des grands gisements de Mer du Nord comme ceux du Staffjord (Jurassique inférieur) et du Brent (Jurassique moyen) sont à l'origine du grand développement des études de faciès sur les dépôts paraliques ou margino-littoraux (plates-formes marines et dépôts côtiers) dans les années 80. Ces dépôts marins littoraux se classent en 3 catégories selon l'influence dominante :

- de la marée (courants bidirectionnels),
- des vagues et des tempêtes (courants oscillatoires),
- du prolongement des écoulements fluviaux (courants unidirectionnels).

A une échelle d'investigation plus classique pour le géologue (affleurements ou carottes), la prise en compte de l'évolution des figures et des structures sédimentaires, de la lithologie, du contenu pétrographique, des traces fossiles, comme le prévoit la loi de Gressly – Walther, a permis de caractériser très précisément les faciès et les processus sédimentaires et de définir des séquences verticales d'évolution. Ces séquences rendent compte à différentes échelles de l'évolution temporelle des faciès et du paysage sédimentaire correspondant. Elles permettent surtout de positionner les limites stratigraphiques décrites précédemment par l'identification des ruptures dans leur enchaînement comme nous le verrons en détail.

3.1.1.3 Le changement d'échelle : un enjeu primordial

La fusion entre ces deux méthodes d'analyse sédimentaire s'est opérée rapidement : il était en effet indispensable de pouvoir procéder aux changements d'échelle requis dans l'industrie pétrolière, notamment en passant de l'échelle exploration à celle de la valorisation des gisements. A l'échelle des gisements, c'est sur les plus petites unités stratigraphiques corrélables que se situe l'enjeu.

Plusieurs propositions de découpages de ces unités ont été formulées en fonction de la position des surfaces repères. Leur usage perdurant, il est nécessaire d'en faire un rapide inventaire et d'en connaître les équivalences partielles, leurs qualités et leurs défauts (Figure 3-10, Figure 3-11). Ces modèles peuvent être regroupés en deux groupes principaux : ceux définissant la limite de séquence en fonction de la courbe du niveau de base (modèles de séquences de dépôt (types II, III, IV, Figure 3-6), ceux définissant la limite de séquence en fonction de la courbe de transgression-régression (séquences génétiques et séquences T-R, Figure 3-6).

• La Paraséquence

Tout d'abord, le modèle des paraséquences a été initié par ceux qui ont développé la stratigraphie séquentielle (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1995). Il est fondé sur l'identification des surfaces d'inondation à haute fréquence et l'empilement d'unités exclusivement progradantes et régressives. Chacune de ces unités ou séquences de faciès constitue une brique stratigraphique élémentaire.

D'autres termes, à connotation plus génétique, ont été introduits pour décrire les mêmes objets avant d'être abandonnés, tels les PACs (Punctuated Aggradational Cycles). Le problème majeur avec cette notion est la nature exacte des surfaces encadrant ces unités, qui

peuvent être attribués à plusieurs processus telles une surface de ravinement, une surface de régression maximale, une surface d'inondation maximale ... En fonction de l'attribution de cette surface le découpage peut correspondre à celui des séquences T-R ou bien à des séquences génétiques.

- **La séquence Transgressive-Régressive**

Le modèle de séquence T-R (Embry et Johannessen, 1992) est peu utilisé et ne sera donc pas détaillé ici.

- **La Stratigraphie Génétique**

En parallèle avec le développement de la stratigraphie séquentielle est apparue la Stratigraphie Génétique (Galloway, 1989 ; Galloway & Hobday, 1996), qui consiste à découper les séries stratigraphiques sur la base des surfaces d'inondation maximale.

Elle a évolué pour donner naissance à la Stratigraphie Génétique Haute Résolution (Cross, 1988 ; Cross *et al.*, 1993 ; Homewood *et al.*, 2000). Cette méthode revient à appliquer aux séquences haute fréquence un découpage proche de celui des séquences de dépôt, à l'exception du Cortège de bas niveau. On identifie ainsi une unité régressive et progradante et une unité transgressive et rétrogradante.

La principale critique faite à cette méthode est qu'elle permet d'intégrer, au sein d'une même séquence, des dépôts qui n'ont aucun lien génétique entre eux (incluse une discordance subaérienne). Par ailleurs l'âge de la surface d'inondation maximale est fonction de l'interaction entre le niveau de base et le flux sédimentaire, ce qui favorise le diachronisme de cette surface (Posamentier et Allen, 1999). Les séquences génétiques HR ne peuvent donc pas être les briques HF de la séquence de dépôt.

- **La séquence de dépôt**

La séquence de dépôt utilise la discordance subaérienne et son prolongement concordant corrélatif en domaine marin comme limite de séquence composite. L'âge de cette limite de séquence est équivalent à la période de chute du niveau marin au niveau de la ligne de côte.

Son prolongement concordant corrélatif est positionné :

- soit comme le fond marin lors de l'initiation des régressions forcées (séquence de dépôt II, Figure 3-6, Figure 3-7),
- soit comme le fond marin lors de la dernière régression forcée (séquence de dépôt III, IV, Figure 3-6, Figure 3-7, Figure 3-13).

La « séquence de dépôt IV » intègre un quatrième cortège de dépôt (FSST : cortège de régression forcée) qui est équivalent en temps au early LST de Haq *et al.* (1987) et Posamentier *et al.* (1988).

L'intérêt du modèle de la séquence de dépôt est que la surface de concordance corrélatrice est indépendante de la sédimentation et peut être utilisée comme marqueur chronostratigraphique. En revanche, si la partie érosive de la limite de séquence est facilement identifiable, l'inconvénient de ce modèle réside dans la difficulté d'identifier précisément la surface de concordance corrélatrice en position distale. Elle peut être marquée par un changement de couleur, du contenu pétrographique (argiles, ...) avant les premiers dépôts turbiditiques (Mutti, 1992 ; Discussion *in* Parize et Rubino, 2004).

- **La séquence de dépôt à tout ordre**

Aujourd'hui on aboutit à une pratique plus cohérente, qui consiste globalement à étendre aux ordres supérieurs (4^{ème}, 5^{ème} et 6^{ème} ordres) les modalités du découpage des séquences de 3^{ème} ordre aussi bien pour les surfaces que pour les cortèges (Allen, 1994 ; Posamentier & Allen, 1999), toutefois les cortèges de bas niveaux sont beaucoup plus rares.

La méthode la plus utilisée aujourd'hui consiste donc à découper les cycles haute fréquence en unités transgressives puis régressives. Ces motifs se retrouvant très facilement tant sur le terrain, qu'en carottes ou sur les logs. Nous verrons aussi qu'il est possible de hiérarchiser l'empilement de ces unités stratigraphiques, comme le préconisait l'équipe d'Exxon pour les paraséquences.

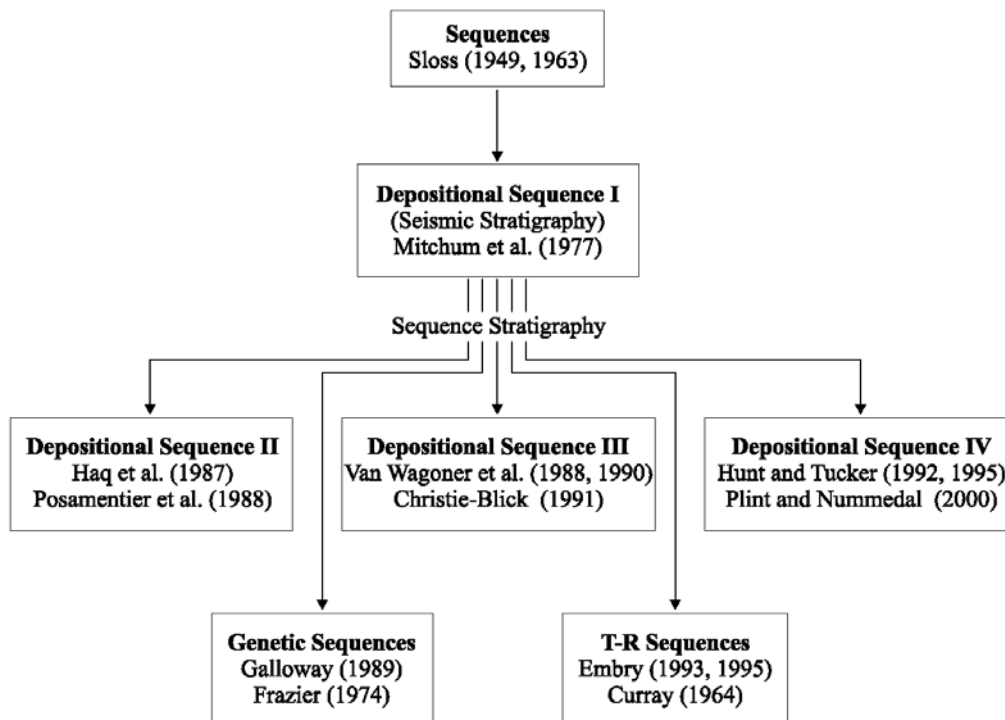


Figure 3-10 : Principales familles de modèles en stratigraphie séquentielle Ces modèles diffèrent essentiellement sur les modalités de découpage des couches à l'intérieur d'une séquence et surtout sur le positionnement de la limite de séquence. Une synthèse de ces principales différences est présentée sur la Figure 3-11) (modifiée depuis Donovan, 2001 in Catuneanu, 2002).

Sequence model Events	Depositional Sequence II	Depositional Sequence III	Depositional Sequence IV	Genetic Sequence	T-R Sequence
end of transgression	HST	early HST	HST	HST	RST
end of regression	TST	TST	TST	TST	TST
end of base level fall	late LST (wedge)	LST	LST	late LST (wedge)	RST
onset of base level fall	early LST (fan)	late HST (fan)	FSST	early LST (fan)	
	HST	early HST (wedge)	HST	HST	

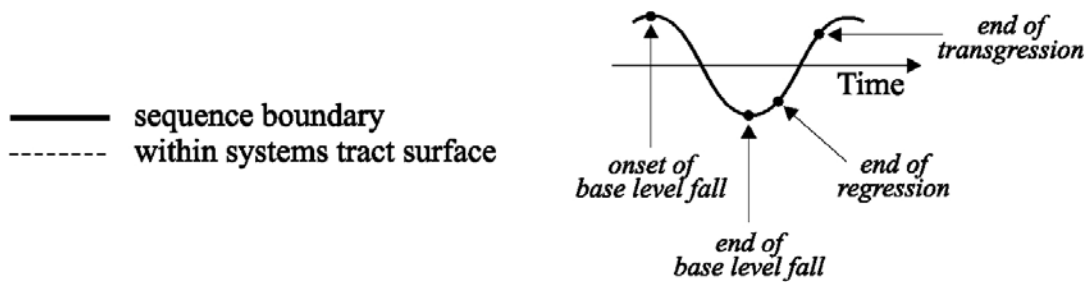


Figure 3-11 : Positionnement des limites de séquences et subdivisions en cortèges de dépôt pour les cinq modèles couramment utilisés (Catuneanu, 2002).

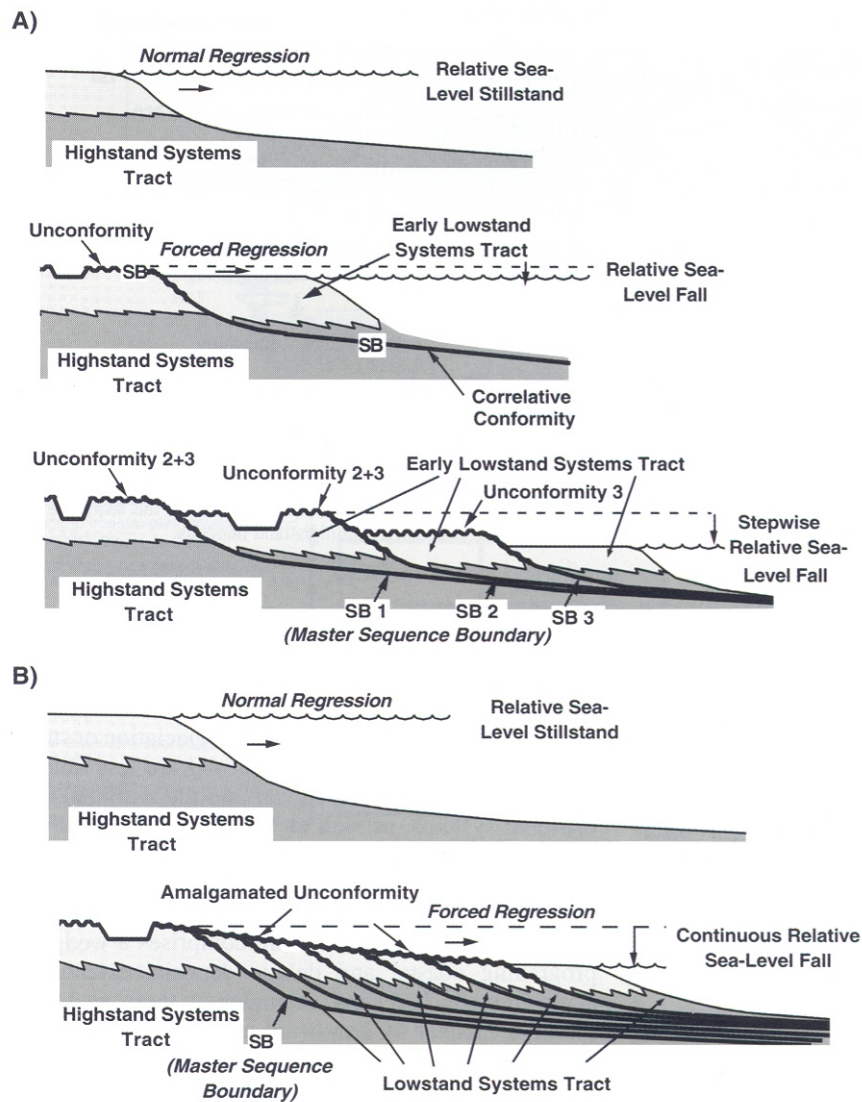


Figure 3-12 : Illustration schématique de la formation d'une succession de discordance (limite de séquence) à haute fréquence pendant une période de chute relative du niveau marin. A la première chute relative du niveau marin, une discordance est formée à laquelle correspond une surface de concordance corrélatrice vers le bassin. Cette surface est interprétée comme la limite de séquence au 3^{ème} ordre. Plusieurs cortèges de régression forcée successifs peuvent ainsi se former. (A) Les « lowstands » ainsi créés peuvent très nettement être dissociés les uns des autres (chute en paliers du niveau marin relatif et flux sédimentaire inconstant), ou bien (B) être amalgamés (chute continue du niveau marin relatif et flux sédimentaire constant) (Posamentier and Allen, 1999).

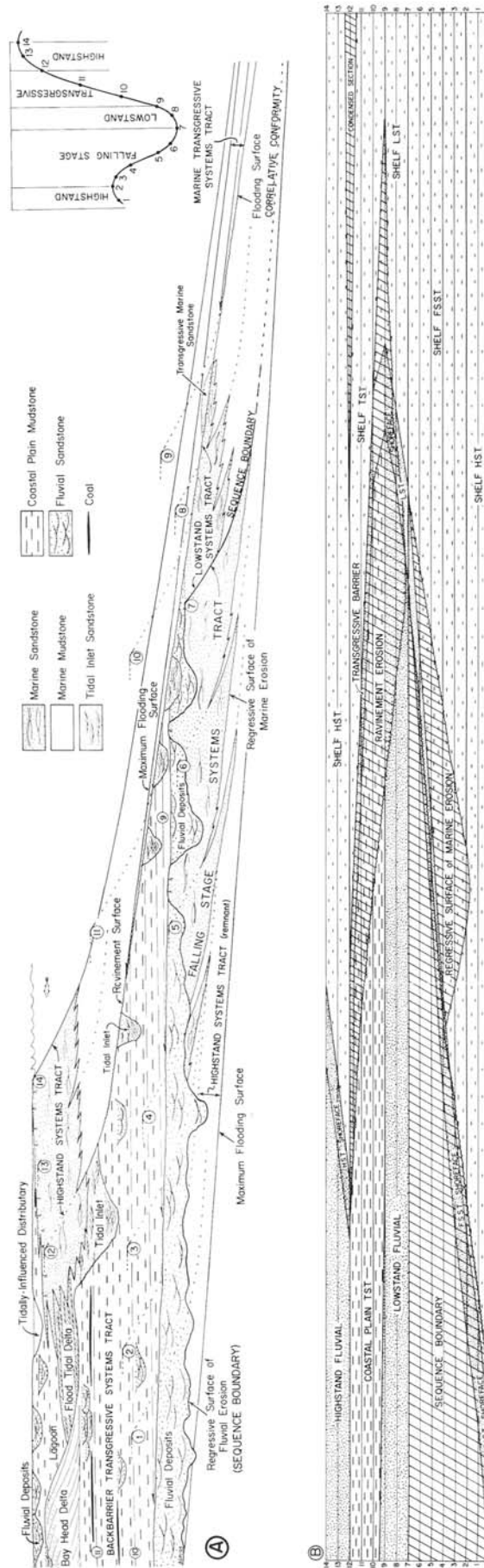


Figure 3-13 : Modèle d'une séquence de dépôt (plate-forme siliciclastique) (Plint and Nummedal, 2000).

3.1.2 La notion d'accommodation

La stratigraphie séquentielle, quelque soit la méthode retenue, s'appuie sur la notion d'accommodation (Jervey, 1988). L'accommodation est l'espace potentiellement disponible pour accumuler des sédiments entre le fond et la surface de la mer (Figure 3-14). Il faut donc distinguer dès à présent l'accommodation de l'espace disponible (qui correspond en fait à la paléobathymétrie, encore appelée accommodation non remplie ou «unfilled accommodation»). Le schéma de la Figure 3-15 permet d'illustrer les relations et les différences entre accommodation et paléobathymétrie. En effet les changements de paléobathymétrie reflètent le degré avec lequel l'espace disponible est comblé par des sédiments alors même que l'accommodation représente par définition le volume potentiellement disponible pour la sédimentation. Pour chacune des quatre sections présentées, bien que l'augmentation de l'accommodation soit identique (liée à un changement du niveau marin relatif), la nature des successions stratigraphiques et les variations de paléobathymétrie sont fonction du rapport entre le taux de sédimentation et l'augmentation de l'accommodation. Il en résulte que, pour une même augmentation de l'accommodation, l'architecture stratigraphique peut être décrite comme progradante ou régressive (Figure 3-15D), aggrandante (Figure 3-15 C) et transgressive (Figure 3-15 A et B).

Si elle est fréquemment réduite à l'addition de la subsidence du bassin et de l'élévation eustatique du niveau marin, **l'accommodation est une fonction de quatre variables principales** (Allen, 1994 ; Posamentier & Allen, 1999) :

- **l'eustatisme**,
- **les mouvements verticaux du substrat** (qui prennent en compte notamment la subsidence tectonique, les chargements isostatiques et flexuraux et la compaction),
- **la physiographie du bassin** (au travers de paramètres aussi variés que la morphologie du continent ou du fond de la mer, la largeur de la plate-forme marine, la distance aux sources de sédiments, etc),
- **le flux sédimentaire** qui est lui-même fonction des dimensions du bassin, du climat, de la couverture végétale...

L'accommodation est donc une fonction à de nombreuses inconnues. Sa quantification est délicate à appréhender. Nous pouvons suggérer que, par extension, l'accommodation correspond à une quantification de l'architecture stratigraphique. Si l'accommodation est rapportée aux deux seules premières inconnues inventoriées, elle nécessite de pouvoir évaluer outre l'épaisseur de sédiment, la paléobathymétrie et, d'appliquer un correctif pour la compaction. Dans les séries deltaïques ou de plate-forme carbonatée péritidale par exemple, cette quantification est simple puisque au toit de chacune des séquences de faciès la bathymétrie est proche du zéro : auquel cas on est capable de passer presque directement en accommodation. Dans tous les autres cas, si l'on n'est pas capable de préciser finement la paléobathymétrie, l'incertitude sur l'accommodation est importante et dépasse souvent d'un ordre de grandeur l'épaisseur des sédiments déposés. Dans ce cas, seule une approche qualitative est possible et la marge d'erreur est importante.

Dans le bassin molassique de Digne-Valensole (Crumeyrolle *et al.*, 1991), **l'accommodation est minimale** au droit des anticlinaux, comme à Sourribes, là où le faciès sédimentaire (subtidal à plate-forme externe, voire condensation glauconieuse) atteste que **la bathymétrie est maximale** alors que **l'accommodation est maximale** dans les synclinaux où **la bathymétrie est minimale** car l'environnement de dépôt est intertidal à fluviatile.

Au sein d'un même bassin, l'accommodation varie latéralement. La modélisation quantitative de cette variable est très difficile car pour le moment tous les paramètres qui existent et qui interagissent entre eux, ne peuvent être intégrés dans une formule universelle. Ceci nous conduit à éviter l'usage de l'accommodation comme guide de découpage stratigraphique et à se concentrer sur la reconnaissance simple des unités progradantes, aggradantes et rétrogradantes.

Lors des baisses de leur niveau de base, les systèmes fluviaux ajustent leur profil d'équilibre en érodant leur substratum. Se développe alors tout un réseau de vallées incisées. **L'analyse de ces réseaux permet d'approcher la géodynamique du bassin au cours d'une période durant laquelle l'accommodation est supprimée, ce qui revient indirectement à pouvoir quantifier les surrections tectoniques** : c'est sur cette base que nous analysons le remplissage du bassin syntectonique miocène périalpin.

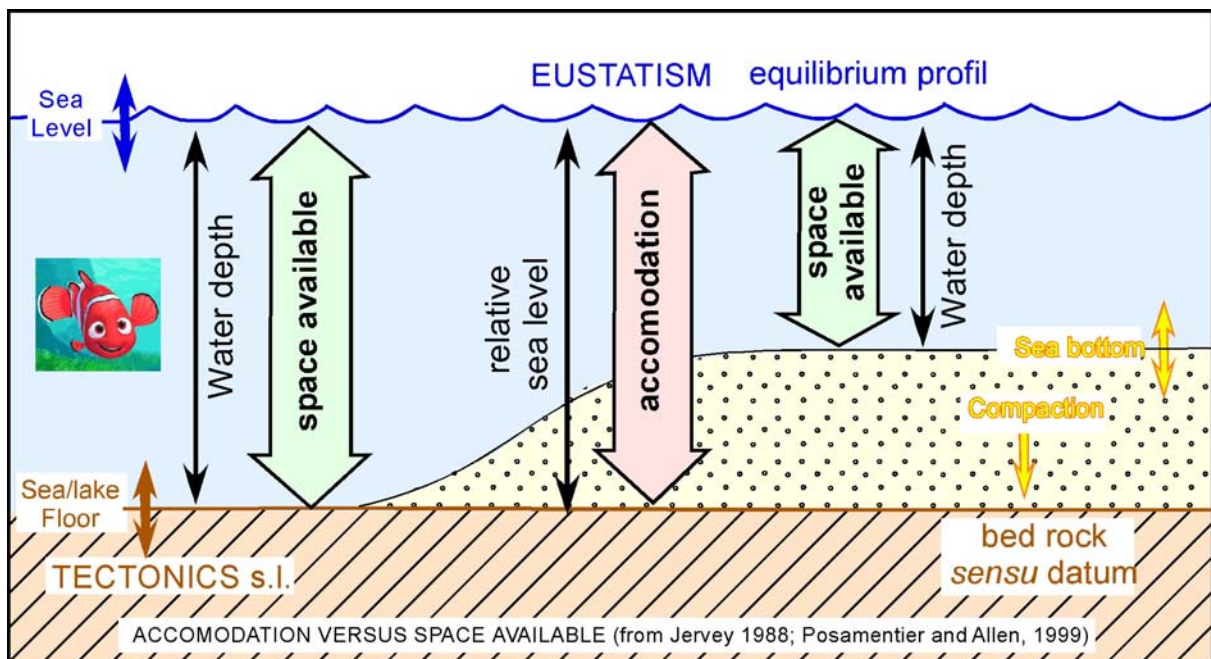


Figure 3-14 : Schéma de principe de l'accommodation (modifié d'après Jervey, 1988 ; Posamentier et Allen, 1999)

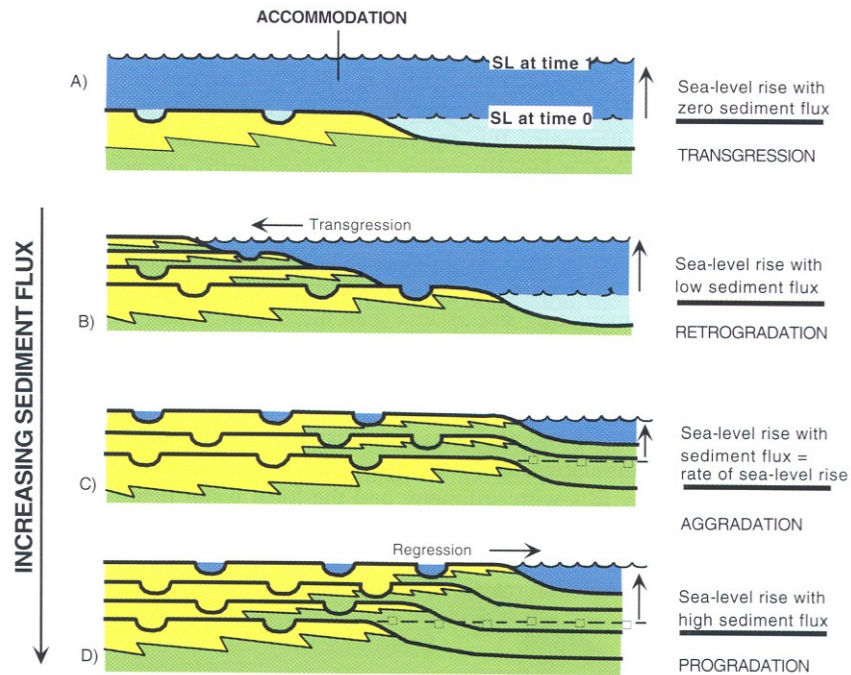


Figure 3-15 : Illustration schématique des relations et différences entre l'accommodation et la paléobathymétrie. De A à D) l'augmentation du niveau marin est identique mais le flux sédimentaire varie, ce qui a pour effet de moduler (i) l'augmentation de la bathymétrie dans l'espace et (ii) l'architecture des corps sédimentaires. (Modifié d'après Allen in Posamentier et Allen, 1999)

3.1.3 Cycle stratigraphique et accommodation en domaine continental

Alors que dans le domaine marin les différences d'approche stratigraphique évoquées précédemment s'estompent, en domaine continental, des divergences très importantes demeurent. D'autant que contrairement au domaine marin ou lacustre l'accommodation en domaine subaérien peut se faire sans subsidence.

Pour l'école Exxon, fidèle aux travaux historiques des pionniers comme Gilbert (1885) et Davis (1905), ou à ceux des géographes et des géomorphologues, il y a aggradation fluviale uniquement lorsque des unités synchrones progradent en domaine sous-aquatique. C'est typiquement la transposition du modèle du Gilbert delta à celui d'une marge. Inversement il y a incision, soit lorsque le niveau de base chute par érosion rétrogressive, soit lorsqu'il remonte très vite par dissipation de l'énergie cinétique au niveau de **la bayline** (back flow curve concept).

La bayline (ou ligne de baie) est un concept fondamental introduit par Jervey en 1988. Il s'agit du point où le profil d'équilibre (graded profile) d'une rivière atteint son niveau de base (Figure 3-16). Dans les mers sans marée, la bayline est confondue avec la ligne de côte (coastline). Dans les mers à marées, cette ligne est dissociée de la côte et l'on distingue alors un domaine que l'on qualifie de plaine côtière ou deltaïque, de la plaine alluviale *sensu stricto*. La déconnection ligne de baie/ligne de côte croît en fonction du marnage et migre latéralement selon les variations relatives du débit fluvial et des coefficients de marée.

Pour conclure à l'échelle d'une séquence de dépôt de 3^{ème} ordre, on dépose du fluviatile « vrai », c'est-à-dire dans la plaine alluviale, pendant deux périodes :

1. à la fin du prisme de bas niveau marin progradant. Celui-ci est souvent confiné dans des vallées et correspond classiquement à des systèmes de rivières en tresse ;
2. pendant tout l'intervalle de haut niveau marin. C'est durant cette période que se développent les séries fluviatiles les plus importantes constituées surtout de dépôts de débordement et de chenaux méandriques. A subsidence égale, on aggrade donc le maximum de continental pour exhausser le profil fluvial quand la progradation de la plate forme sous-aquatique est maximale.

En d'autres termes, en domaine continental, l'accommodation est maximale à la fin du cortège de haut niveau, quand elle est minimale dans le domaine marin. Par contre on supprime de l'espace disponible aussi bien en domaine continental qu'en domaine marin pendant la phase de chute du niveau marin relatif.

Inversement pour les tenants de la stratigraphie génétique, on dépose l'essentiel des séries fluviatiles pendant une montée relative du niveau de base, donc essentiellement pendant les transgressions et inversement l'accommodation en domaine continental tend pour cette école à décroître pendant les phases de progradation. De surcroît, pour ces derniers, il est possible de positionner une Surface d'Inondation Maximale équivalente à celle du domaine marin en domaine continental quelque part au milieu des argiles de plaine d'inondation. Cette dernière hypothèse ne résiste pas, sans une subsidence différentielle très importante qui défléchit le profil fluvial, permettant ainsi une aggradation continentale quel soit le cortège de dépôt.

Une des causes des différences d'interprétation tient certainement dans la non différenciation des domaines de plaine côtière et de plaine alluviale alors que sédimentologiquement les deux domaines sont facilement discernables. La logique établie à l'échelle des séquences de 3^{ème} ordre peut être transposée à l'échelle des cycles de 2^{ème} ordre ; c'est-à-dire à celle des cycles stratigraphiques transgressifs-régressifs. Dans ce cas, les séries continentales se développent essentiellement pendant la période régressive des cycles et elles aboutissent à l'édification de vastes piémonts alluviaux qui supportent les progradations. Naturellement ces aggradations sont ponctuées au 3^{ème} ordre par des périodes de chute pendant lesquelles l'aggradation continentale est interrompue. Enfin dans la partie basse des profils, on rencontre fréquemment des dépôts lacustres associés aux séries continentales. Ces derniers sont les seuls dépôts continentaux à être régulièrement déposés pendant les cortèges transgressifs en ce sens qu'ils traduisent souvent une élévation brutale du niveau phréatique.

L'édification d'un piémont continental à la fin d'un cycle transgressif-régressif permet ainsi de réconcilier les approches des géologues et des géographes et plus spécialement celles des sédimentologistes et celle des géomorphologues.

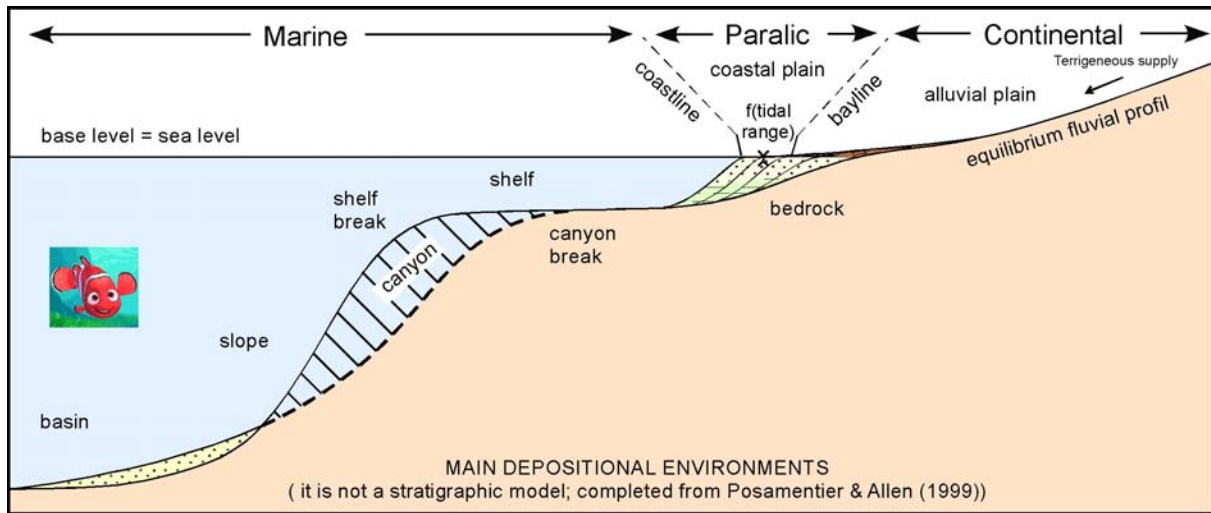


Figure 3-16 : Profil géomorphologique synthétique présentant les trois principaux environnements de dépôts, séparés par la ligne de rivage (« Bayline ») et la ligne de côte (« coastline »).

3.1.4 Eléments pour constituer une démarche d'analyse

3.1.4.1 Du faciès à la séquence de faciès

Le sédiment enregistre les conditions de son environnement de dépôt. De par leur contraste, ces environnements de dépôt sont caractérisés par un faciès spécifique, diagnostique, en liaison fondamentale avec l'hydrodynamisme et leur contenu biologique. Par exemple une plaine alluviale azoïque se distingue d'une plate-forme marine soumise à un fort influx fluvial par son contenu faunistique et les traces fossiles. De même les structures sédimentaires diagnostiques permettent sans ambiguïté de différencier un environnement dominé tidal d'une plate-forme ouverte, soumise aux tempêtes.

Dans cette analyse de faciès, nous considérons que le dépôt – ce qui a été préservé et que nous pouvons observer aujourd'hui – est représentatif du processus de transport de la particule immédiatement avant son immobilisation. D'une façon schématique, trois grands types de processus contrôlent les dépôts sédimentaires de plate-forme marine :

- la houle (vagues de beau temps et de tempêtes),
- la marée
- l'influx fluvial.

A chacun de ces processus sont associées des figures sédimentaires diagnostiques et des successions de faciès, elles aussi caractéristiques des milieux de dépôt.

Les faciès s'enchaînent sur le fond de la mer donc à bathymétrie croissante. Grâce à la loi de Gressly – Walther, cette évolution horizontale se retrouve verticalement en tout point du profil bathymétrique. Il est donc possible de caractériser des évolutions à tendance progradante, de comblement du domaine marin, à tendance rétrogradante, d'approfondissement du domaine marin et à tendance aggradante (Figure 3-15). Ces motifs géométriques simples enregistrent donc respectivement le déplacement vers le continent (transgression), vers le large (régression) de la ligne de rivage ou sa stabilisation pendant un certain temps (aggradation), ils sont à la base de notre analyse stratigraphique.

3.1.5.2 De la séquence de faciès à la séquence de dépôt.

Les séquences de faciès s'enchaînent les unes les autres non en continuité mais par des ruptures dans l'évolution des faciès : superposition de deux faciès non juxtaposables génétiquement selon la loi de Gressly - Whalter ou changement dans la progression des faciès (de rétrogradant à progradant par exemple). Ces ruptures se corrèlent latéralement et correspondent à des surfaces remarquables :

- Lorsque l'évolution passe de rétrogradante, donc du déplacement vers l'intérieur des terres émergées du rivage, pour suivre une augmentation de la tranche d'eau à progradante pour finir par un comblement, il est clair que la surface correspond à une bathymétrie maximale en tous points : il s'agit donc d'une surface d'inondation maximale.
- Lorsqu'une séquence progradante présente une discontinuité, le manque d'un terme c'est-à-dire d'un environnement, il est clair que le sédiment a enregistré une soudaine et brutale diminution de la tranche d'eau, donc un à-coup dans le déplacement de la ligne de rivage vers la haute mer. Cette surface peut correspondre plus en amont à une surface d'érosion fluviale, tandis que latéralement les interfluves sont continentalisés. Parfois plusieurs surfaces de ce type peuvent se suivre dans le temps, s'amalgamant en une seule surface d'érosion à l'amont. Dans un tel schéma, la plus ancienne de ces surfaces est dite limite de séquence.
- Lorsqu'une séquence rétrogradante vient recouvrir des dépôts, la surface correspondante est une surface de transgression. Les dépôts transgressifs présentent une très grande variabilité (Cattaneo *et al.*, 2003) marquée par des surfaces très érosives remarquables telles que les surfaces de ravinement par la marée (Tidal ravinement Surfaces : TRS) et / ou la surface de ravinement par la houle (Wave Ravinement Surface : WRS). Le potentiel de préservation de ces surfaces est maximal au sein des vallées incisées (Figure 3-17). Cette ou ces surfaces ont un très fort potentiel érosif et vont très souvent remanier les dépôts superficiels continentaux comme les sols et mettre à nu le substratum. Cette érosion aboutit très souvent à l'amalgame d'une ou plusieurs surfaces repères (SB, TS, TRS WRS) à la fin de la transgression (Figure 3-18).

En domaine paralique, la proximité entre les terres émergées et le domaine marin explique que la série sédimentaire préservée est souvent uniquement marine, sans dépôts continentaux, et que les surfaces stratigraphiques observables sont des surfaces de ravinement. Il va de soi que les limites de séquences ont pu exister et que d'importants transits sédimentaires du continent vers le domaine marin ont pu avoir lieu, via les rivières côtières et les fleuves. Cette notion est la principale divergence entre le modèle stratigraphique de la « séquence de dépôt » et le modèle de la « paraséquence », caractérisés respectivement par la prise en compte des limites de séquences, même si elles ont été oblitérées par la surface de ravinement. Ce dernier modèle s'est longtemps prévalu du simple déplacement d'un volume sédimentaire sur la plate-forme sans variation significative de son volume.

Les surfaces d'érosion par la houle, les talwegs des réseaux fluviaux, la surface sommitale d'un piedmont constituent autant de surfaces-repères utiles tant en stratigraphie qu'en tectonique ou néotectonique. Seule leur compréhension permet de contraindre le mouvement de failles actives et servir de guides prédictifs. Ces surfaces ne doivent pas servir d'alibis.

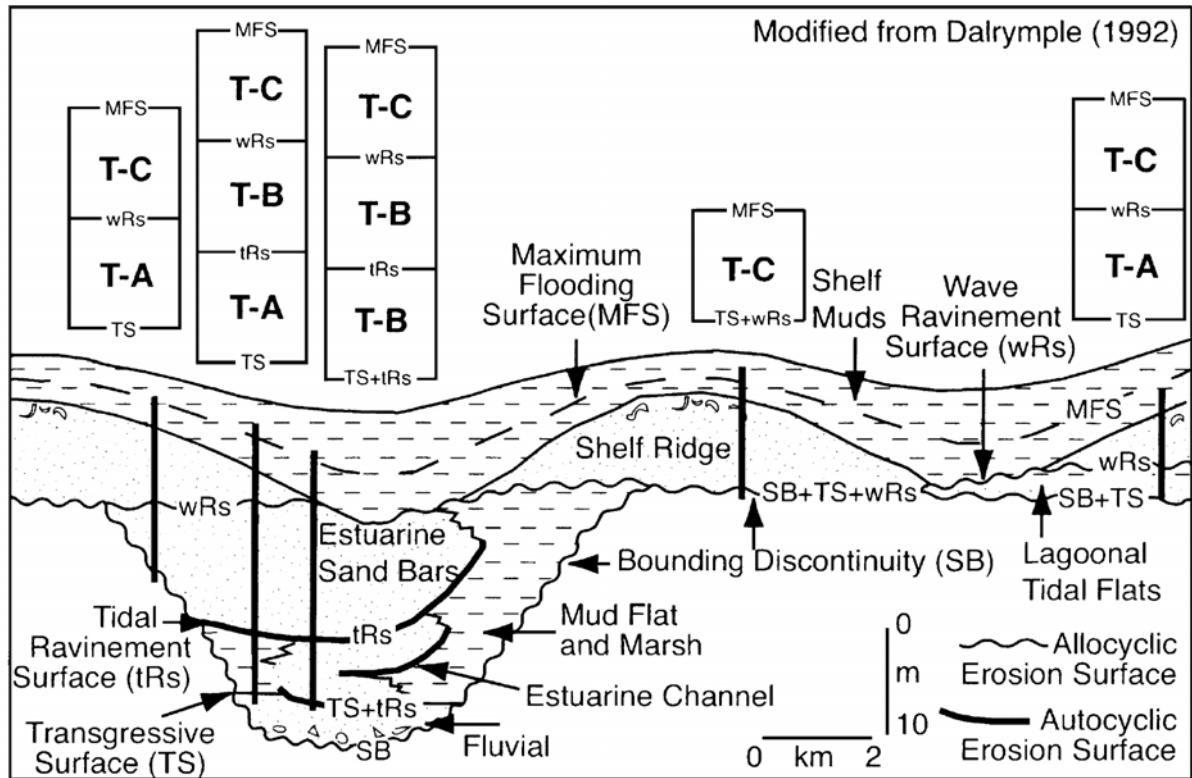


Figure 3-17 : Section schématique des différentes unités stratigraphiques d'un cortège transgressif en comblement de vallées incisées assumant la complète préservation des dépôts estuariens (Dalrymple, 1992). Les cinq petites sections illustrent la position et / ou « l'amalgamation » des différentes surfaces repères et la préservation différentielle des différents cortèges de dépôt dans l'espace (Cattaneo *et al.*, 2003).

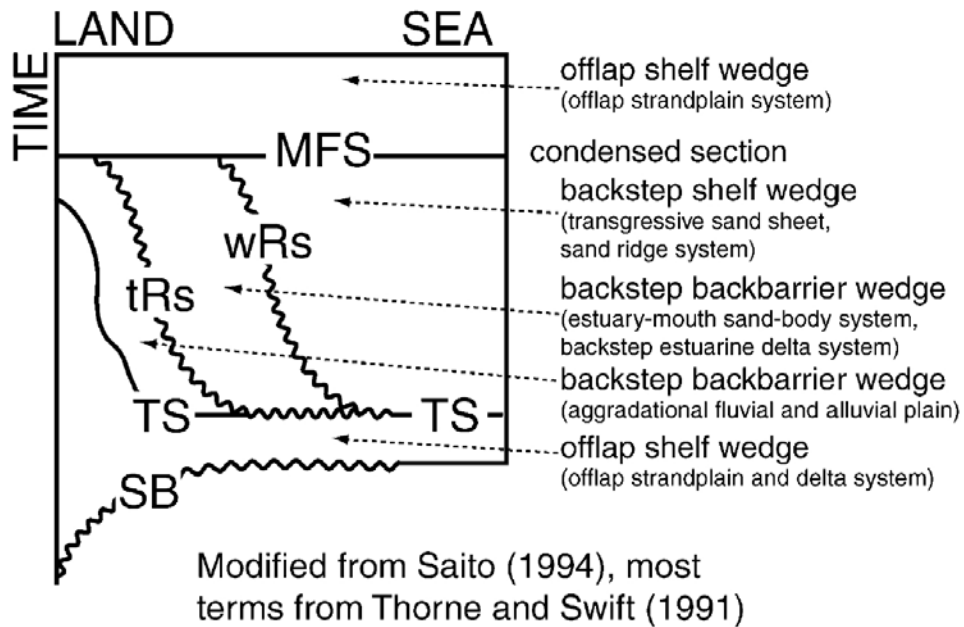


Figure 3-18 : Position stratigraphique des principales surfaces au sein des dépôts transgressifs (Cattaneo, 2002)

3.1.5 Choix d'un modèle et position de la limite de séquence

La diversité des modèles présentés ici résulte principalement des expériences diverses des personnes et groupes de personnes les ayant établies, mais surtout du support à partir duquel ce modèle a été construit. Cela sous-entend que chacun de ces modèles est plus ou moins approprié à un certain type de données et surtout à un certain contexte tectonique (marge passive, foreland, rift ...) qui est unique en termes de morphologie, subsidence et gradient topographique (voir à ce sujet, le particularisme du bassin où T. Cross (1988) a établi les bases de la stratigraphie génétique HR). La prise en compte de ce contexte explique les principales différences dans l'architecture, le développement et la préservation particulière des différents cortèges sédimentaires selon les modèles.

Pour la présente étude, compte tenu des remarques critiques établies précédemment et compte tenu du contexte tectonique, nous avons utilisé le modèle de la séquence de dépôt (Haq *et al.*, 1987 ; Posamentier *et al.*, 1988, 1999). Ce modèle est identique au modèle de Hunt & Turcker (1992, 1995) et Plint & Nummedal (2000) sauf pour la position de la limite de séquence (Figure 3-12, Figure 3-13).

La mise en évidence des régressions forcées et la position de la limite de séquence, en dessous ou en dessus de ce prisme, ont d'ailleurs été l'objet d'un débat scientifique (Plint, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Plint, 1991 ; Posamentier *et al.*, 1992 ; Hunt *et al.*, 1992 ; Kolla *et al.*, 1995 ; Hunt *et al.*, 1995 ; Helland-Hansen, 1996 ; Posamentier *et al.*, 2000 ; Plint *et al.*, 2000). Sans reprendre tout l'historique de ce débat, notre choix a été motivé par le fait que :

- (i) la surface basale peut être utilisée comme marqueur chronostratigraphique par opposition à la surface sommitale qui est diachrone par nature (surface composite résultant de l'érosion lors de la chute et de la régression puis transgression),
- (ii) ce choix est indépendant des facteurs locaux comme la physiographie et le flux sédimentaire,
- (iii) et surtout, à l'échelle du bassin, la mise en place d'une régression forcée est bien souvent (variation en fonction de la physiographie de la plate-forme) contemporaine des premiers dépôts dans le bassin profond (basin floor fan).

3.2 LA NOTION DE VALLEES INCISEES

Comme nous l'avons vu précédemment, les chutes du niveau marin relatif peuvent engendrer sur la plate-forme une surface d'érosion d'origine fluviale. Avant de rentrer dans la description et l'analyse de ces systèmes, il est nécessaire de rappeler que, si cette discordance subaérienne est souvent perçue comme une surface isochrone (Winter and Brink, 1991 ; Embry, 2001), il n'en est rien. En effet, de par sa nature même, cette surface est diachrone, l'érosion se propage progressivement pendant la phase de chute (régression forcée) et est fossilisée progressivement lors de remontée, alors que l'érosion continue. Par ailleurs, si les conditions spécifiques du bassin le permettent (*i.e.* forte subsidence) cette surface peut être fossilisée en amont, alors que la chute et l'érosion continuent en aval. Dans des contextes particuliers (notamment bassin d'avant-pays), ces surfaces d'érosion peuvent être initiées et/ou amplifiées par la migration de zones en surrection (*i. e.* bourrelet périphérique, Campton et Allen, 1995).

Cependant malgré ces considérations « théoriques », les données obtenues de part et d'autre de telles surfaces montrent qu'en pratique ces surfaces sont bien souvent utilisées comme marqueur chronostratigraphique. Ceci est lié au fait que si cette surface d'érosion est par nature diachrone, elle n'en est pas moins très rapide et que, par conséquent, la résolution temporelle dont nous disposons généralement ne permet pas forcément de mettre en évidence ce diachronisme. D'autre part, l'importance d'une telle surface sur la compréhension et le découpage des séries sédimentaires n'est nullement remise en cause par ce diachronisme.

Le suivi de cette surface permet de préciser la géométrie de la vallée puis la reconstruction d'un paléo-réseau de drainage fluvial. C'est dans cette optique que la reconnaissance des paléovallées incisées dans le bassin molassique rhodano-provençal, BMRP, a été entreprise. Nous présentons dans ce paragraphe les principales caractéristiques, les modèles et leurs variations ainsi que les principaux mécanismes et paramètres qui contrôlent ces vallées (localisation, morphologie ...).

3.2.1 Définition et caractérisation

Le concept de vallées incisées a été défini pour la première fois par Fisk (1944) sur la rivière Mississippi puis appliqué pour la première fois en exploration pétrolière par Harms (1966) sur le bassin de Denver (Crétacé inférieur). Ce concept a par la suite été adopté et incorporé au concept de la stratigraphie séquentielle par Vail et Posamentier en 1987-88.

Plusieurs définitions ont été proposées, nous en citerons ici deux :

- **“Incised valleys are elongated erosional fluvial features that are larger than a single channel”** (Gray *et al.*, 1972) ;
- **“Incised valleys are entrenched fluvial systems that have extended their valleys landward by headward migration of erosion, and basinward by eroding into underlying strata as a response to a relative fall in sea level”** (Van Wagoner *et al.*, 1990)

Il est maintenant bien établi que la variation du niveau de base au niveau de la ligne de côte contrôle les systèmes fluviaux sur une distance limitée en amont (Shanley et McCabe, 1994). Cette distance varie en fonction de nombreux paramètres, dont la taille de la rivière et l'ampleur de la variation du niveau de base, mais peut se situer :

- entre la dizaine de kilomètres (*e.g.* 90 km dans le cas de la rivière Colorado au Texas)
- plus de 200 km dans le cas de larges rivières (*e.g.* 220 km pour la rivière Mississippi - Shanley et McCabe, 1994 ; *e.g.* plus de 260 km, pour la formation “Basal Quartz” - Zaitlin *et al.*, 2002 ; Ardies *et al.*, 2002, à la limite Jurassique-Crétacé dans le bassin d'Alberta). Dans ce dernier cas, la réjuvenation complète du réseau de drainage implique une amplification tectonique.

En direction de la source de ces rivières, au-delà de la limite de contrôle du niveau de base, les systèmes fluviaux réagissent à une combinaison de mécanismes, notamment climatiques et tectoniques (Blum, 1994). Dans de telles situations, les cycles d'aggradation et de dégradation peuvent être essentiellement fonction des variations de débit et de charge sédimentaire. Ces cycles peuvent alors être complètement déphasés des cycles contrôlés par les variations eustatiques (Miall, 1996). La taille de ces réseaux de vallées est donc

extrêmement variable mais peut atteindre la centaine de kilomètres de longueur, la dizaine de kilomètres de largeur et la centaine de mètres en profondeur. La connaissance et la compréhension de tels systèmes est donc primordiale.

Deux types de vallée peuvent être définis :

(i) celles reliées aux chutes relatives du niveau marin.

Ces vallées, associées aux chutes du niveau marin relatif, sont associées aux limites de séquence et constituent des discordances d'extension régionale (Van Wagoner et autres, 1990). Ce sont ces systèmes qui sont considérés ici ; ils peuvent être simples ou composites (Figure 3-19) en fonction de la fréquence et de l'amplitude des variations eustatiques.

(ii) celles résultant d'autres mécanismes (augmentation de débit, surrection locale... Schumm, 1987 ; Blum, 1992).

La discordance d'érosion, à la base de systèmes de vallées associés aux chutes du niveau marin relatif, montre idéalement un abrupt changement de faciès cartographiable régionalement. Le comblement de ces vallées s'effectue généralement vers la fin du cortège de bas niveau et en cortège transgressif. De fait les remplissages de ces vallées contiennent un assemblage complexe de dépôts fluviaux, estuariens puis marins qui transgressent progressivement au sein de la vallée. Il est important d'essayer de faire la distinction entre ces objets et des processus autocycliques qui produisent de telles surfaces d'érosion comme les avulsions de chenaux fluviatiles, les surfaces de ravinement ...

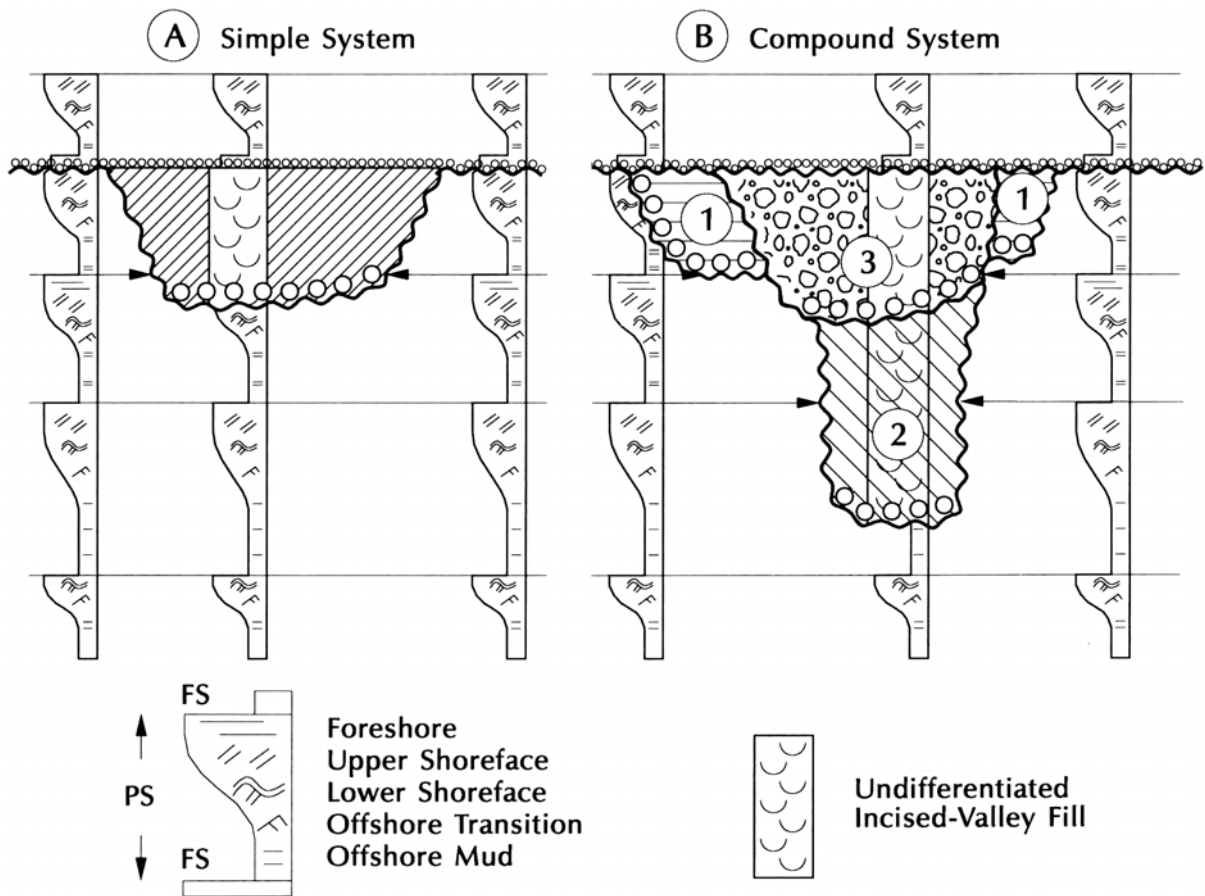


Figure 3-19 : Illustration schématique d'une vallée incisée simple et d'une vallée incisée composite. Les nombres 1 à 3 représentent les épisodes successifs d'érosion et de dépôt au sein de vallées incisées. PS : paraséquence ; FS : flooding surface (Zaitlin *et al.*, 1994). Notons l'usage concomitant de la notion de vallée incisée et de la notion de paraséquence (cf. discussion supra).

Les critères de reconnaissance des vallées incisées sont principalement :

- Changement brutal de faciès (Van Vangoner *et al.*, 1990) ;
- La présence d'une importante surface d'érosion au sein des couches sous-jacentes (généralement supérieures à 15-20 m) ;
- Cette surface d'érosion peut être corrélée avec une surface d'érosion ou de hiatus en position d'interfluve ;
- La surface d'érosion originelle peut être modifiée par la transgression qui succède et conduit à l'amalgame de plusieurs surfaces-repère (Plint, 1992 ; Van Wangoner *et al.* 1990) ;
- La surface d'érosion peut être soulignée par un conglomérat, des perforations, des bioturbations (glossifungites ichnofacies) (Mac Eachern, 1994 ; Pemberton, 1992, 1998) ;
- Les interfluves peuvent présenter des sols et/ou des surfaces altérés (Leckie, 1991 ; Plint, 1998, 2002) ;
- Le remplissage de la vallée s'organise en onlaps sur ses flancs. La présence de tributaires.
- Le remplissage de la vallée est généralement de nature distincte de son substratum.
- La taille de la vallée est nécessairement supérieure à celle des objets sédimentaires qui la comblent (chenaux, tidal inlet, vagues de sable, dunes ...).

3.2.2 Modèle d'évolution d'une vallée incisée : « tripartite facies model »

Une compilation de publications sur le thème des vallées incisées a été effectuée en 1994 (Dalrymple *et al.*, 1994) permettant de faire une première synthèse, de documenter la présence des vallées incisées dans des contextes variés et surtout de décrire les dépôts comblant ces systèmes (estuariens) avec notamment la présentation d'un modèle générique de faciès pour le remplissage des vallées incisées (Zaitlin *et al.*, 1994).

Nous présenterons ici tout d'abord de manière très succincte l'évolution des environnements côtiers en fonction des variations relatives du niveau marin (Figure 3-20) et des variations d'énergie des différents processus de transport sédimentaire que sont le fluvial, la marée et la houle (Figure 3-20,

Figure 3-21). L'envolement d'une vallée incisée constitue un estuaire. C'est sur cette base morphologique qu'a été établi le modèle synthétique par R. Dalrymple (1992). Ce modèle (

Figure 3-21) met en relation les données physiographiques et les processus de transport sédimentaire et leur énergie relative.

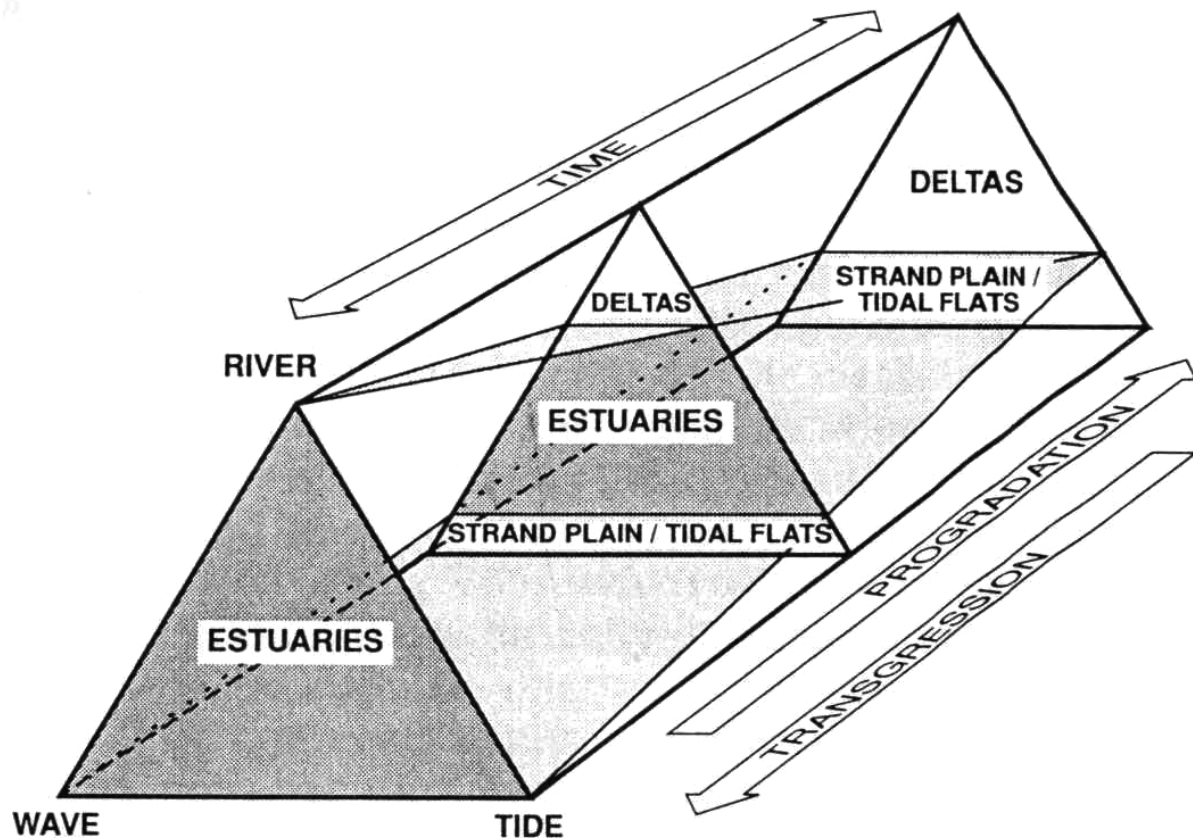


Figure 3-20 : Classification évolutive des environnements côtiers. L'axe du temps représente le temps relatif en référence aux variations du niveau marin relatif et sédimentaire (*i.e.* transgression and progradation). Les trois côtés du prisme correspondent aux conditions dominées par les processus fluviaux de houle ou de marée. Les deltas occupent la partie supérieure du prisme, les estuaires la partie intermédiaire ; la partie inférieure est représentée par la zone non-deltaïque de côte progradante. Les systèmes de lagon et de barrière transgressive se formant le long des côtes sont placés au sein des estuaires. Pendant un cycle de variations du niveau marin, une zone côtière va évoluer en "avant puis en arrière" au sein de ce prisme dans des conditions qui sont fonction du taux de variation du niveau marin, du taux de sédimentation et de la physiographie du bassin (Dalrymple, 1992).

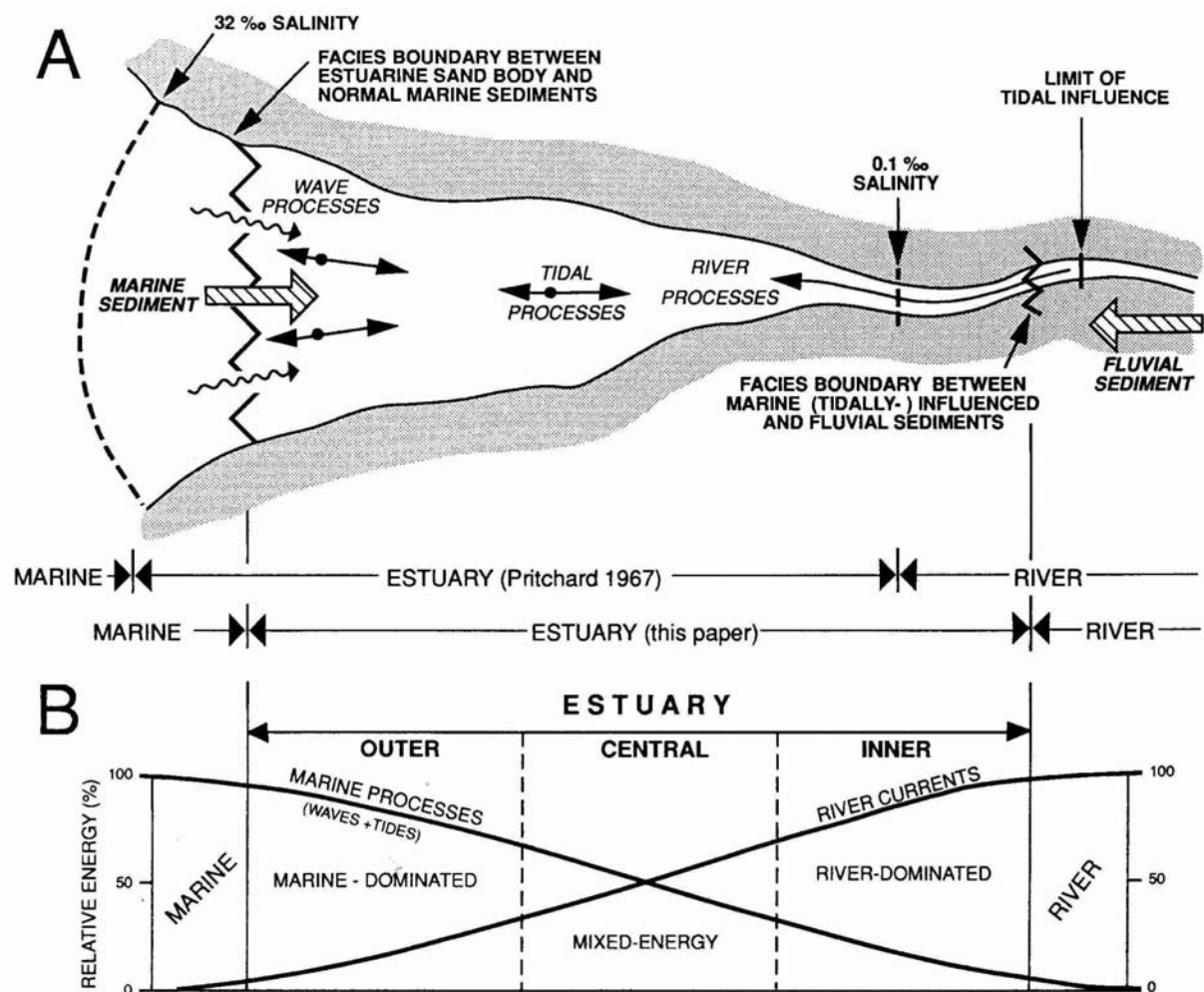


Figure 3-21 : Dynamique sédimentaire d'un estuaire. A) Représentation schématique d'un estuaire et des processus de transport sédimentaire B) liés à leur énergie relative en fonction de leur localisation au sein de l'estuaire (Dalrymple, 1992).

La morphologie d'un estuaire, la nature, la répartition et l'organisation des dépôts vont être essentiellement fonction de la dynamique sédimentaire dominante. Trois exemples-type sont présentés sur les figures qui suivent :

- Estuaire dominé par les courants de marée (Figure 3-22),
- Estuaire dominé par la houle (Figure 3-23),
- Estuaire dominé par la marée et la houle (Figure 3-24). Un bel exemple est fourni par celui de la Gironde.

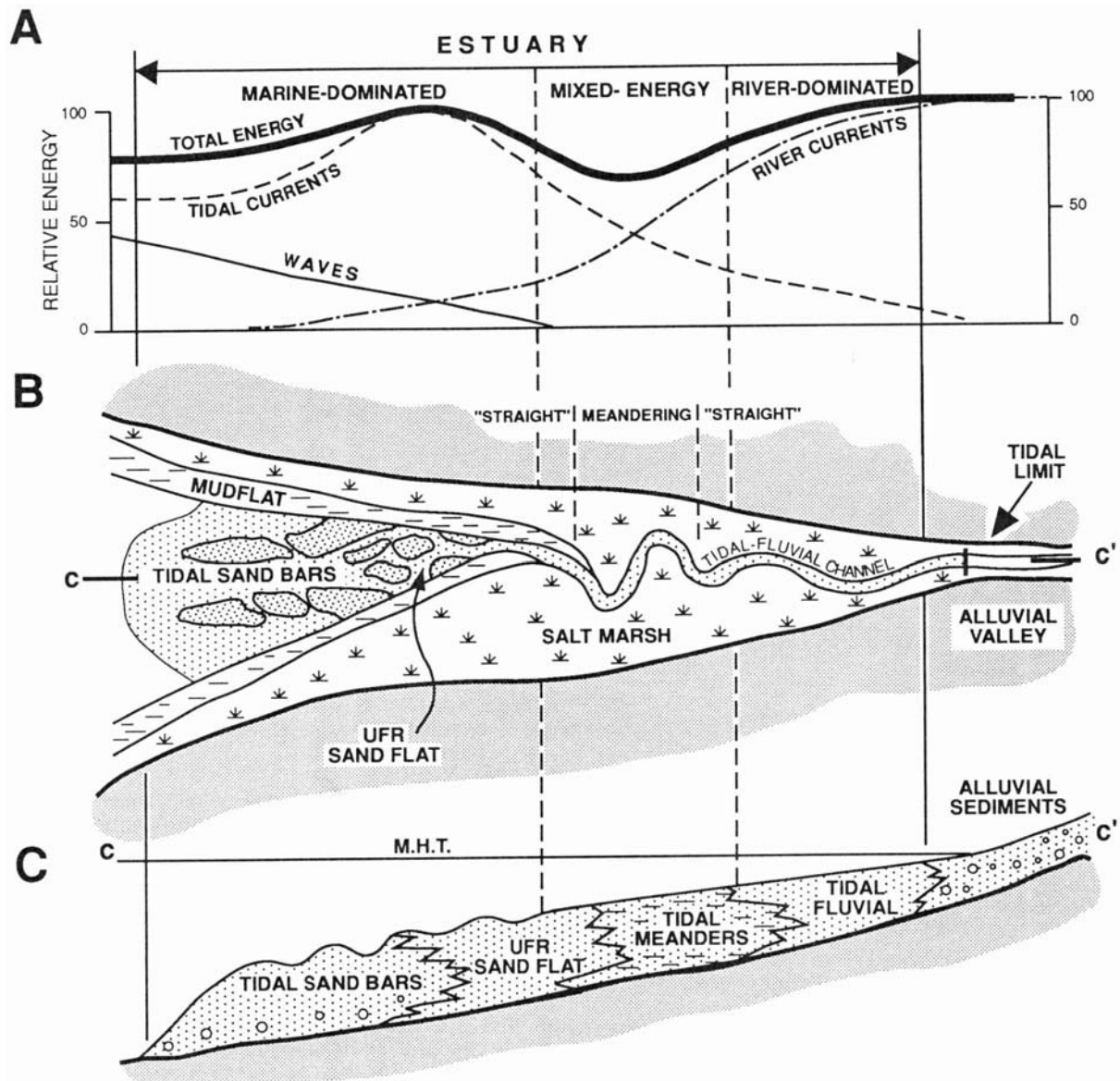


Figure 3-22 : Estuaire dominé par les courants de marée : A) Distribution de l'énergie. B) Morphologie vue en plan. C) Faciès sédimentaires sur une section longitudinale (Dalrymple, 1992)

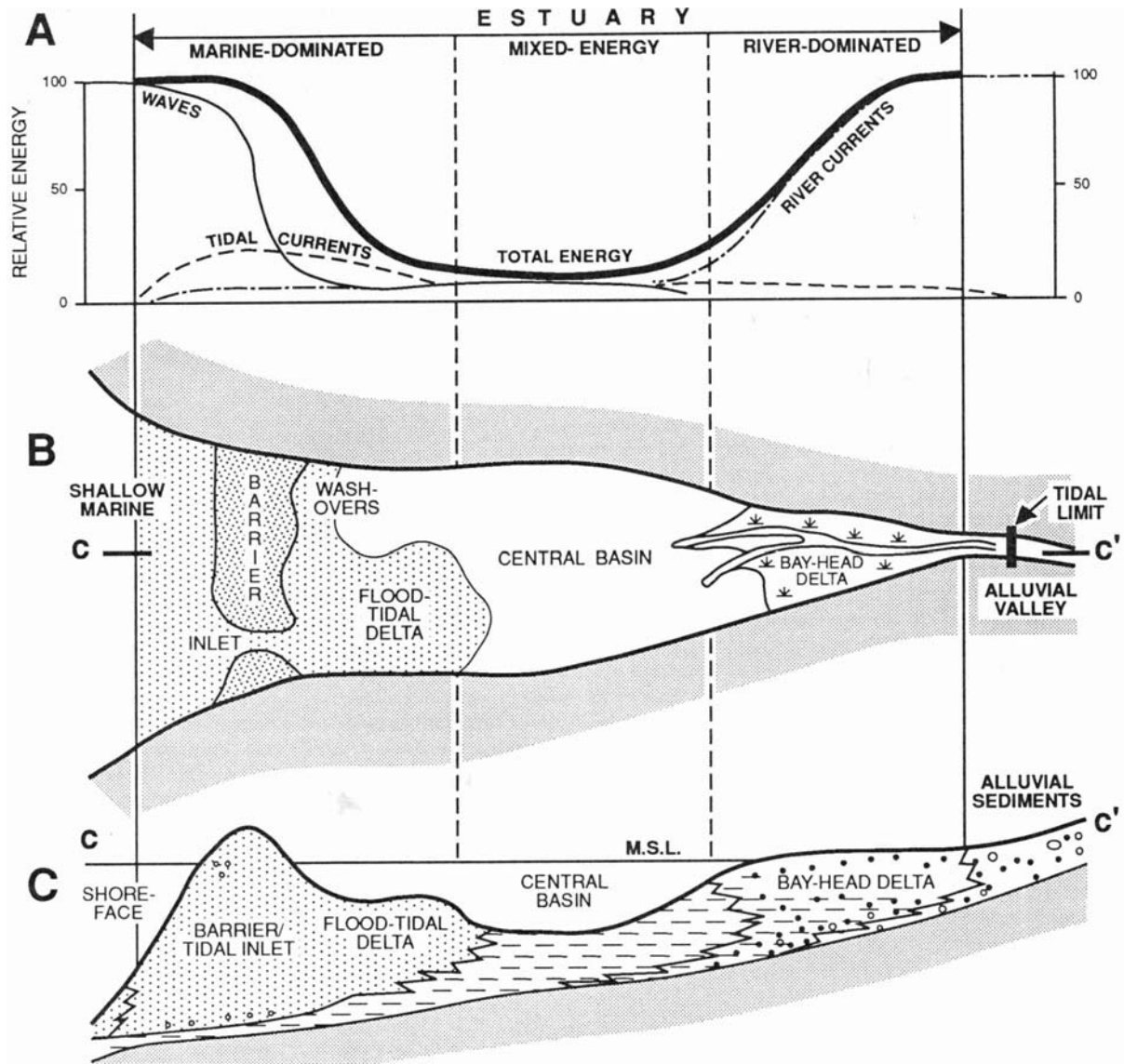


Figure 3-23 : Estuaire dominé par la houle. A) Distribution de l'énergie. B) Morphologie vue en plan. C) Faciès sédimentaires sur une section longitudinale (Dalrymple, 1992)

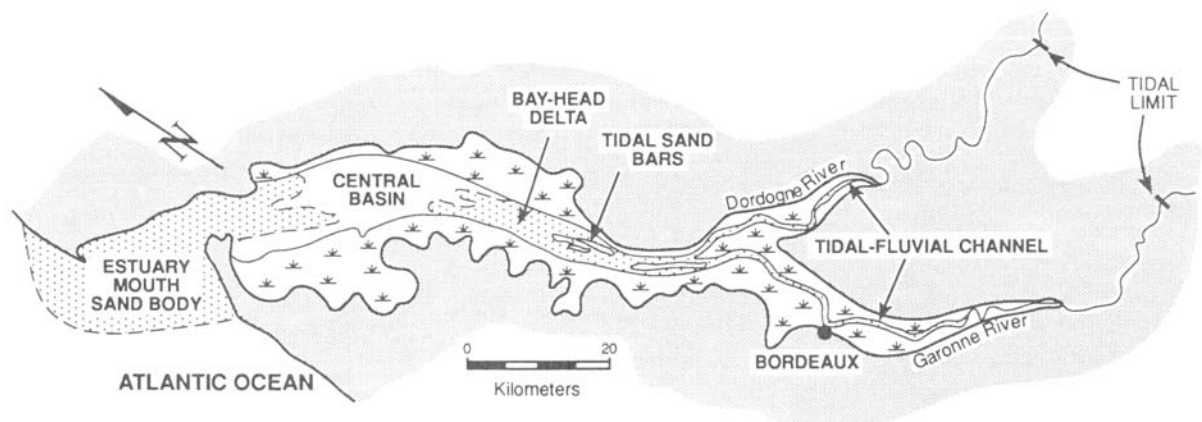


Figure 3-24 : Estuaire à énergie mixte (Gironde), houle et marée (Allen *et al.*, 1991)

Lorsque les variations du niveau marin relatif sont trop importantes pour être accommodées par la dynamique sédimentaire des systèmes fluviaux, il y a érosion jusqu'à rétablissement d'un nouveau profil d'équilibre. Cette érosion migre progressivement en amont (nickpoint migration). L'incision ainsi créée se traduit par un transit des dépôts fluviaux au sein de la vallée en cours d'érosion.

Suite à la phase d'incision la lente remontée du niveau marin relatif et la progradation du cortège de bas niveau associé permettent une aggradation des dépôts fluviaux puis estuariens au sein de la vallée pour progressivement la combler. Lorsque la remontée du niveau marin excède le flux sédimentaire, le cortège transgressif va migrer progressivement en amont au sein de la vallée et venir en onlap sur les dépôts fluviaux sous-jacents ou bien directement sur la surface d'érosion subaérienne. Le comblement des vallées incisées par des dépôts uniquement fluviaux ou uniquement marins est donc fonction essentiellement de l'interaction entre la remontée du niveau marin et le flux sédimentaire, mais également comme nous venons de le voir précédemment, de la dynamique sédimentaire au sein de cet estuaire qui varie essentiellement en fonction de la physiographie du bassin et de l'interaction entre les trois processus que sont le fluvial, le marin et la houle.

Le modèle proposé ci-après exprime un « cas idéal moyen » d'un estuaire dominé par la houle (Figure 3-23, Figure 3-25, Figure 3-26, Figure 3-27). Une étude de cas est également présentée (vallée incisée de la Gironde, Figure 3-28, Allen *et al.*, 1993). Ces modèles mettent bien en évidence la très grande variabilité de faciès et l'architecture particulièrement compliquée d'un tel système de dépôt. Est à noter également l'importance des surfaces de ravinement telles que les surfaces de ravinement par la marée, par la houle mais également les diasthèmes au niveau du « bayhead delta » qui sont des surfaces pouvant oblitérer toute ou partie de l'enregistrement sédimentaire au fur et à mesure de la transgression. L'identification de telle surface est donc particulièrement importante.

Le remplissage « type » d'une vallée incisée tel que proposé sur la Figure 3-25, présente trois segments. Chacun de ces segments est caractérisé par un environnement de dépôt particulier.

Le premier segment représente la liaison avec la mer ouverte, constituée par la barrière et son « tidal inlet » qui migre au cours du temps. Le segment 2 représente le bassin central au sein duquel arrivent des dépôts en provenance de la mer via le « delta de flot » et des dépôts en provenance de la terre via le « bayhead delta ». Le segment 3 représente la portion uniquement continentale du remblaiement de la vallée jusqu'à la limite amont de l'incision.

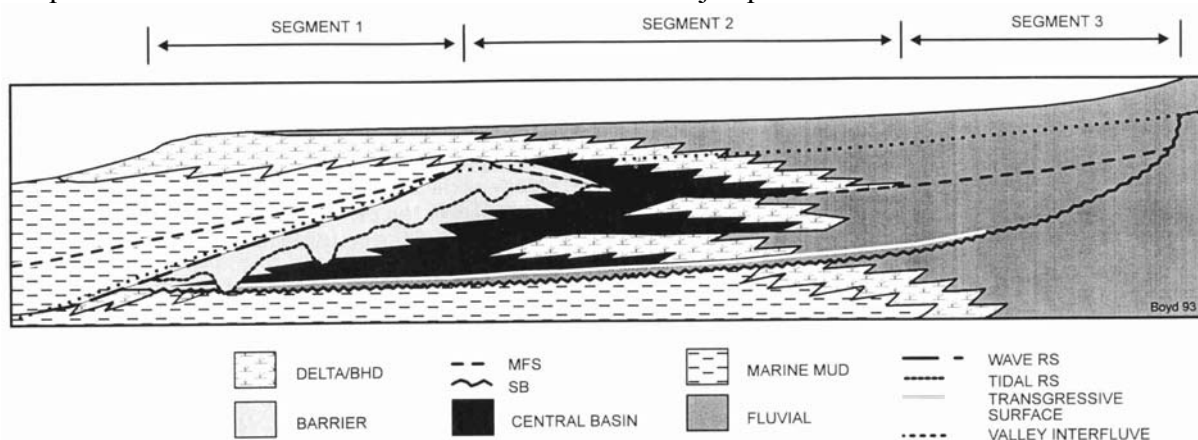


Figure 3-25 : Différents segments au sein d'un remplissage idéalisé de vallée incisée (Dalrymple, 1994).

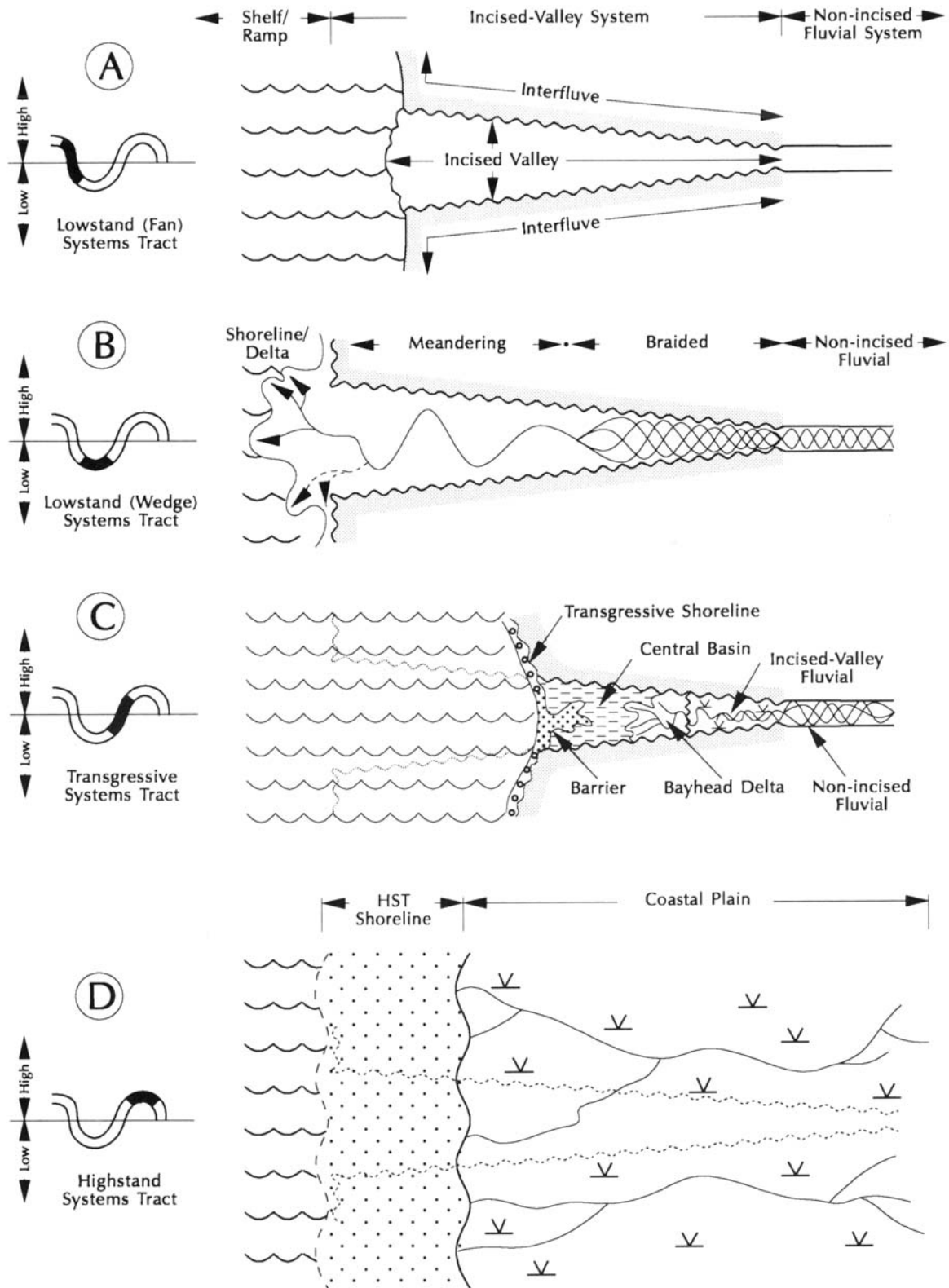


Figure 3-26 : Vue en plan d'un système de vallée incisée. A) L'incision se traduit par un transit des dépôts fluviaux au sein de la vallée en cours d'érosion. Cette érosion migre ensuite progressivement en amont (nickpoint migration). B) Début de l'aggradation fluviale au sein de la vallée. C) Modèle « Tripartite » d'un estuaire dominé par la houle au sein d'une vallée incisée. D) Progradation de la plate-forme et des dépôts de plaine alluviale. (Zaitlin *et al.*, 1994)

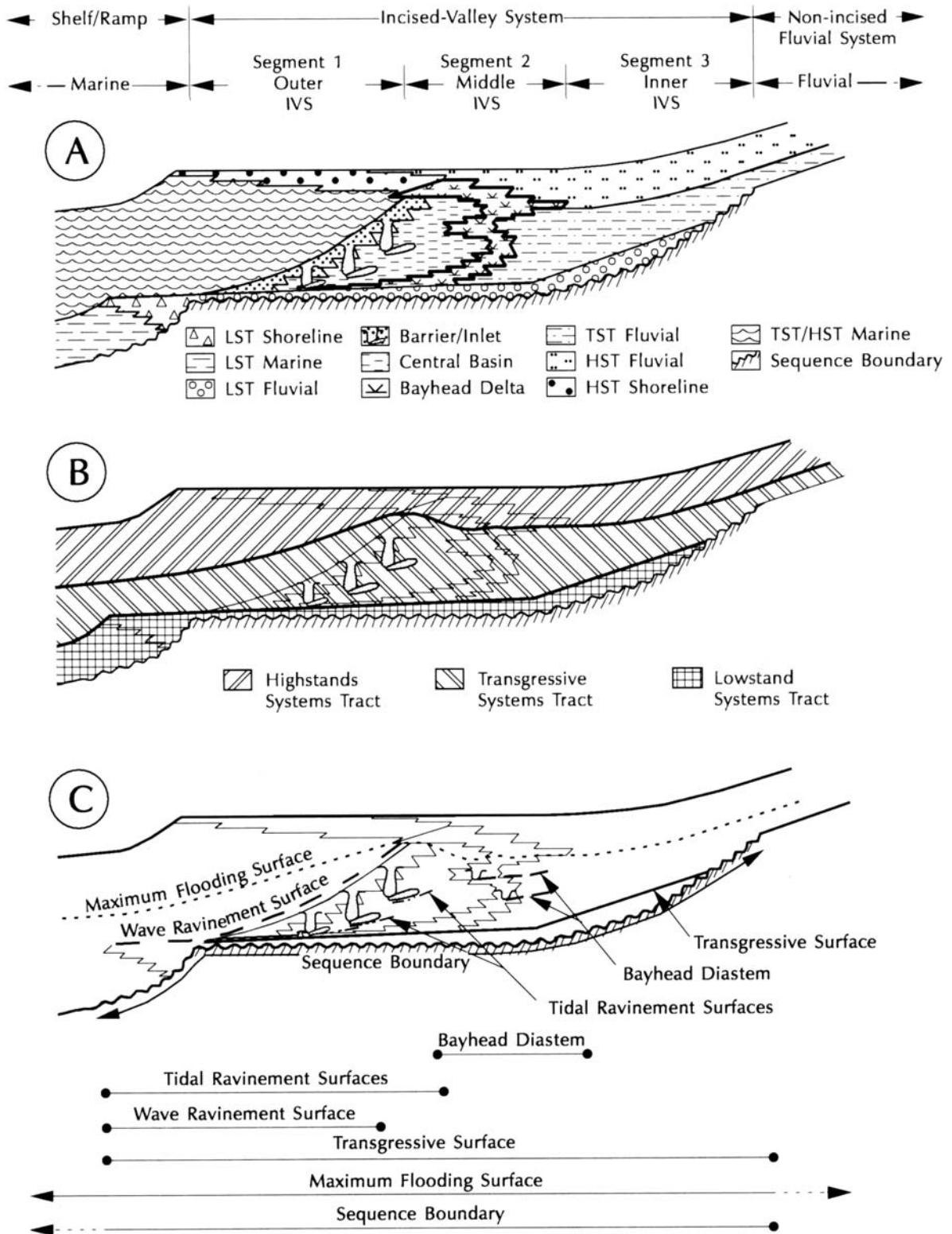


Figure 3-27 : Section longitudinale idéalisée d'un système simple de vallée incisée (Zaitlin *et al.*, 1994)

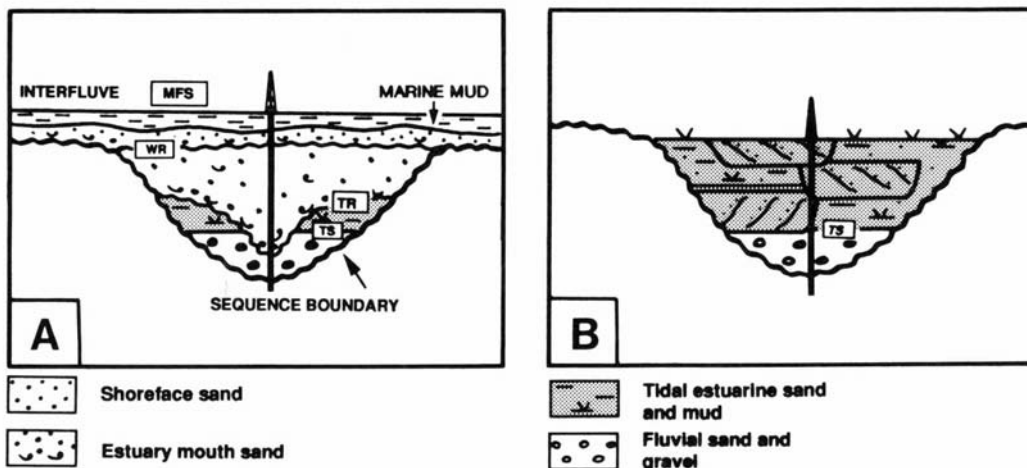
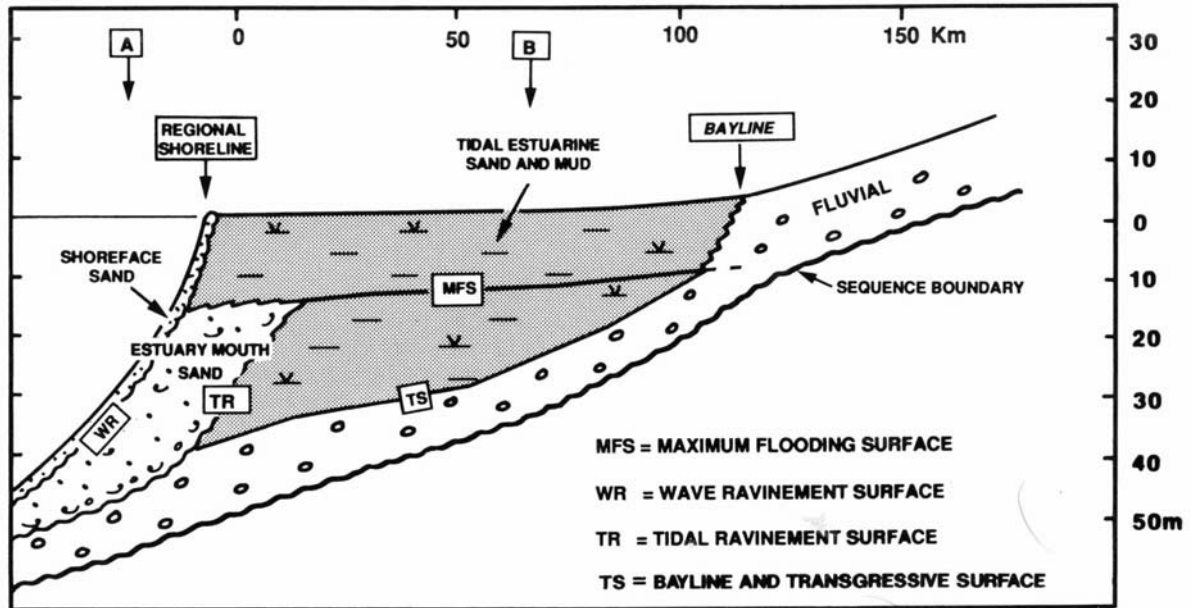


Figure 3-28 : Sections longitudinale et transversale (aval : A, amont : B) d'une vallée incisée à dynamique mixte (tidal et houle) (exemple de la Gironde, Allen *et al.*, 1993).

3.2.3 Variabilité du modèle

La position des faciès et des principales surfaces décrites au sein de ce modèle dépend des variations de paramètres environnementaux tels que les vagues, les courants tidaux et fluviaux, le gradient de la plaine côtière et de la taille des sédiments. Le taux d'apport sédimentaire par les processus marins et fluviaux (fonction donc du taux de transgression) contrôle la distribution des faciès depuis un remplissage complètement marin à complètement à un remplissage fluvial.

La complexité stratigraphique du remplissage de la vallée, le nombre de fluctuations haute fréquence pour les vallées simples et ou le nombre de séquences pour les vallées composites sont fonction de la profondeur d'incision et du taux d'apport sédimentaire.

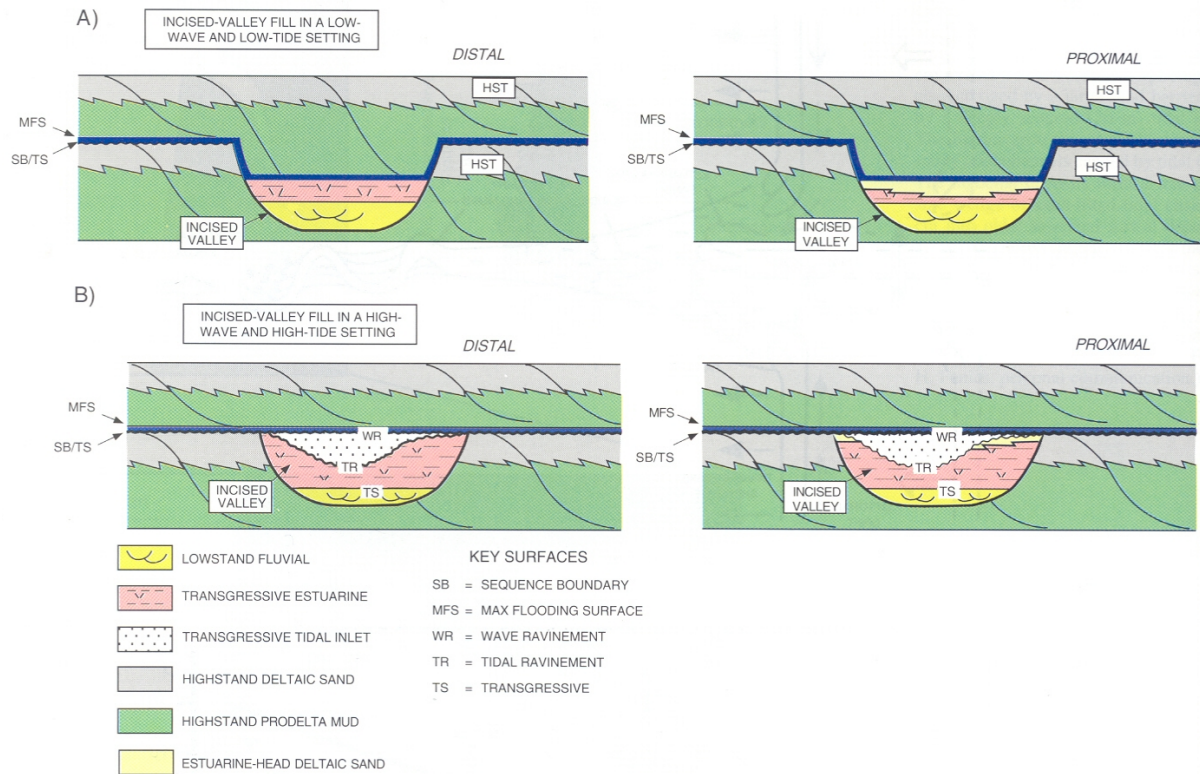


Figure 3-29 : Interactions entre les processus « Marins » et « Continentaux » sur les modalités de remplissage d'une vallée (Posamentier et Allen, 1999).

3.2.4 Analyse des paramètres de contrôle

3.2.4.1 Mécanismes de l'incision

Lorsque les variations du niveau marin relatif ne sont pas trop importantes les systèmes fluviaux peuvent accommoder l'augmentation ou la diminution d'énergie potentielle en modifiant leur dynamique (tresse, méandrique ...) et notamment leur sinuosité (Schumm, 1993). Ceci a pour effet d'augmenter la dissipation d'énergie par augmentation des frottements et de la distance du cours d'eau.

Lorsque ces mécanismes « autocycliques » sont insuffisants les systèmes fluviaux érodent les dépôts sous-jacents afin de réajuster leur profil d'équilibre. Cette érosion s'initie généralement au niveau de ruptures de pente (le plus souvent celle créée par le prisme côtier désormais émergé). Cette érosion migre ensuite progressivement en amont (nickpoint migration Figure 3-1) jusqu'au rétablissement d'un nouvel équilibre. L'incision ainsi créée se traduit par un transit des dépôts fluviaux au sein de la vallée en cours d'érosion.

Present day nickpoint migration

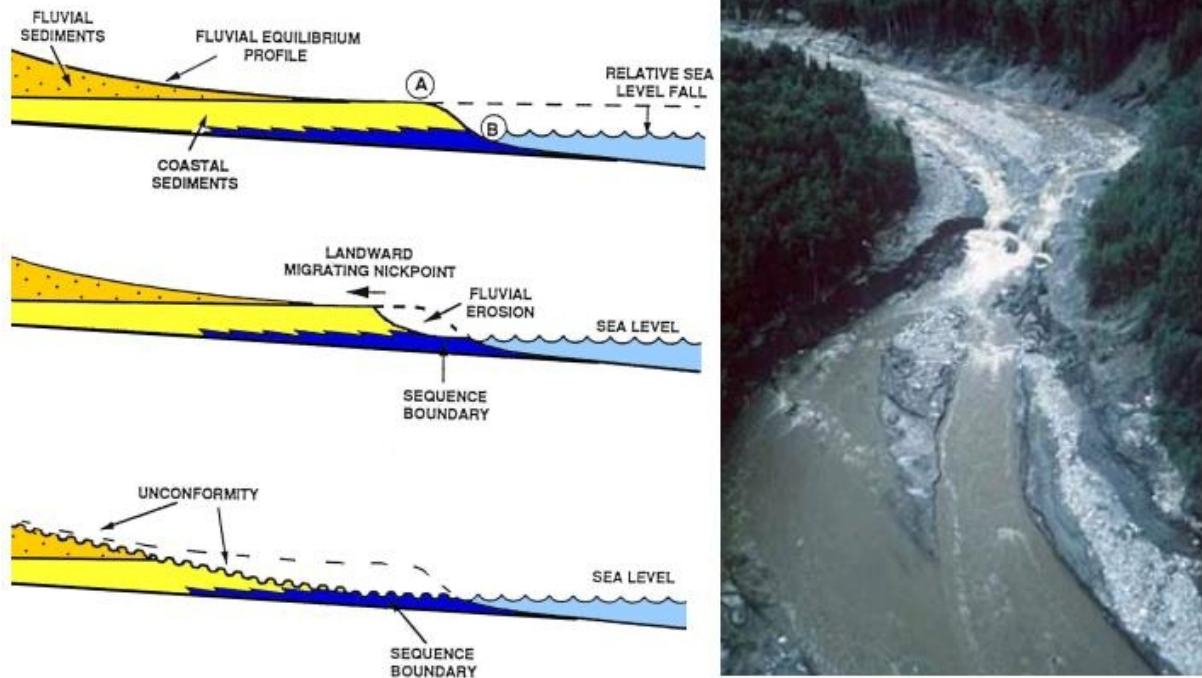


Figure 3-30 : Mécanisme contrôlant l'incision : érosion fluviale régressive (Posamentier, 1999)

L'emboîtement du réseau fluvial qui se crée alors dans le réseau fluvial antérieur est relativement étroit et profond (Figure 3-31A). Il va progressivement s'élargir au cours du temps par érosion latérale et effondrement des berges (Figure 3-31B à G), en même temps que l'érosion régressive progresse vers l'amont.

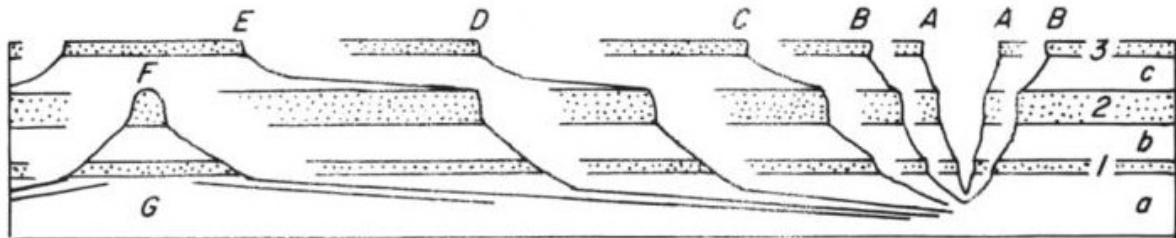


Figure 3-31 : Elargissement de rivières incisées par érosion des berges (Davis, 1908 ; Schumm, 1980). Photo : Effondrement de berges le long de la Mackenzie River, près de Old Fort Point. Photo prise en juin 1997 (G. Allen).

L'incision peut également être provoquée par une augmentation du débit et de la charge sédimentaire résultant soit de variations climatiques soit de captures (Figure 3-32). Par exemple lorsqu'un système fluvial n'est pas contraint par une morphologie (flanc de vallée), des chenaux anastomosés et des vallées d'âges et de dimensions variés peuvent se développer. L'évolution de ce réseau de drainage (maturité) se fait alors par des captures successives, ce qui va avoir pour effet d'inciser le réseau principal devenu plus compétent suite à l'augmentation de son débit et de sa charge sédimentaire.

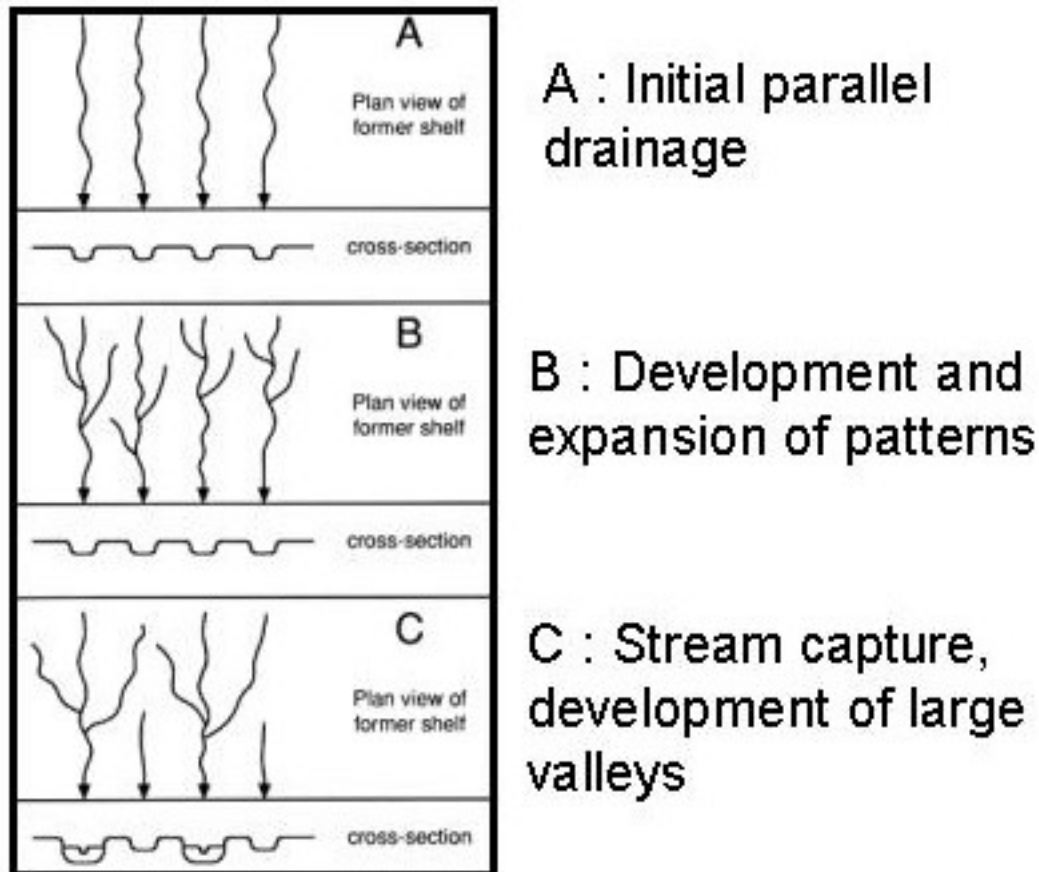


Figure 3-32 : Evolution du réseau de drainage en fonction du temps (Schumm *et al.*, 1994)

3.2.4.2 Contrôle géomorphologique

- **Morphologies des vallées : nature et pente du substrat**

L'organisation des vallées (dendritique, parallèle ...) est essentiellement fonction des courants et est essentiellement de la nature et de l'inclinaison de la surface à partir de laquelle la vallée se forme (Howard, 1967). Un système de vallée aura une densité de drainage plus élevée sur un substrat facilement érodable et sur une surface relativement plane (Figure 3-33) que sur un substrat résistant et une surface plus pentue. En règle générale, on peut supposer un drainage initial parallèle sur des pentes supérieures à 3 % et dendritique sur des pentes inférieures à 3 %.



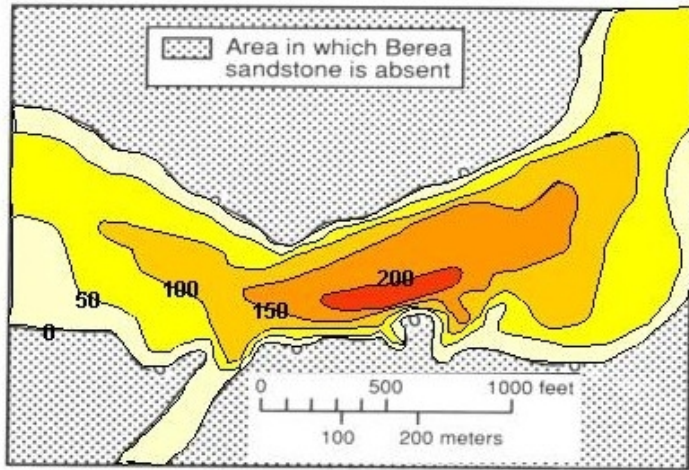
Figure 3-33 : Exemple de réseaux dendritiques (plaine côtière : surface presque plane, constituée de silt : matériel facilement érodable).

- **Morphologies des vallées : conditions hydrauliques locales**

Les profils longitudinaux des vallées sont généralement représentés comme étant relativement lisses et réguliers. Mais en réalité des changements de pente le long du profil sont très souvent observés, que ce soit expérimentalement ou sur le terrain. La plupart de ces changements sont attribuables à une influence du substrat et de la tectonique (voir plus loin) mais certains d'entre eux sont imputables aux conditions hydrauliques locales qui peuvent générer de très profonds surcreusements (Schumm and Ethridge, 1994). Les conditions favorables à de tels changements de pente sont :

- les secteurs les plus étroits au sein d'une vallée ("effet(s) venturi")
- la partie extérieure des méandres (Figure 3-34)
- les zones de confluence (Figure 3-35)

Ces surcreusements peuvent atteindre, voire dépasser, 2,5 fois la profondeur du chenal.



Isopach map showing thickness of Mississippian, Berea Sandstone in paleovalley, south Amherst, Ohio (from Pepper and others, 1954)

Figure 3-34 : Exemple de surcreusement dans un méandre

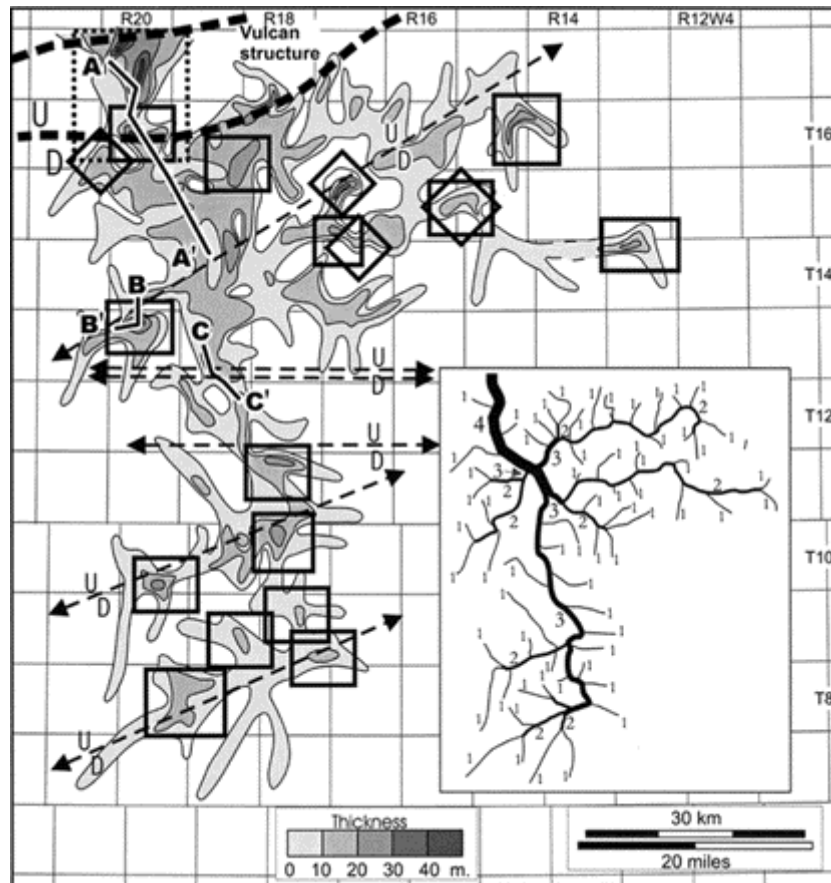


Figure 3-35 : Carte isopache of the BAT 2 séquence (Alberta basin) mettant en évidence le surcreusement au niveau des jonctions des tributaires. « Contours (10-m interval ; legend at bottom) represent valley-fill thickness. Boxes denote areas of anomalously deep scouring at tributary junctions; diamonds indicate locations of possible valley-bend scours. Dashed lines indicate faults; U = upthrown side; D = down-dropped side. Inset map provides a simplified sketch of the valley pattern showing inferred stream orders. Dashed box (T16-T17 R20) outlines deep scouring at a constriction that is interpreted to be a paleo-water gap (see text for details). Heavy dashed lines indicate the approximate location of the Vulcan structure as indicated by crustal-scale geophysical data (Ross et al., 1990 ; Eaton et al., 1999) » (Ardies et al., 2002).

- **Gradient de la zone côtière**

Les systèmes fluviaux tendent à évoluer vers un profil d'équilibre. Lors d'une variation du niveau marin relatif trois cas peuvent se présenter en fonction du gradient de la zone côtière (Figure 3-36) :

- A) si celui-ci est plus fort (cas le plus fréquent des deltas), il y a érosion afin de rétablir un profil d'équilibre.
- B) si celui-ci est équivalent au profil d'équilibre rien ne se passe,
- C) si celui-ci est plus faible, il y a aggradation,

En conséquence le gradient de la zone côtière est un facteur de tout premier ordre. La profondeur des incisions augmente lorsque la pente du fond marin nouvellement exposé est plus importante que la pente du profil d'équilibre.

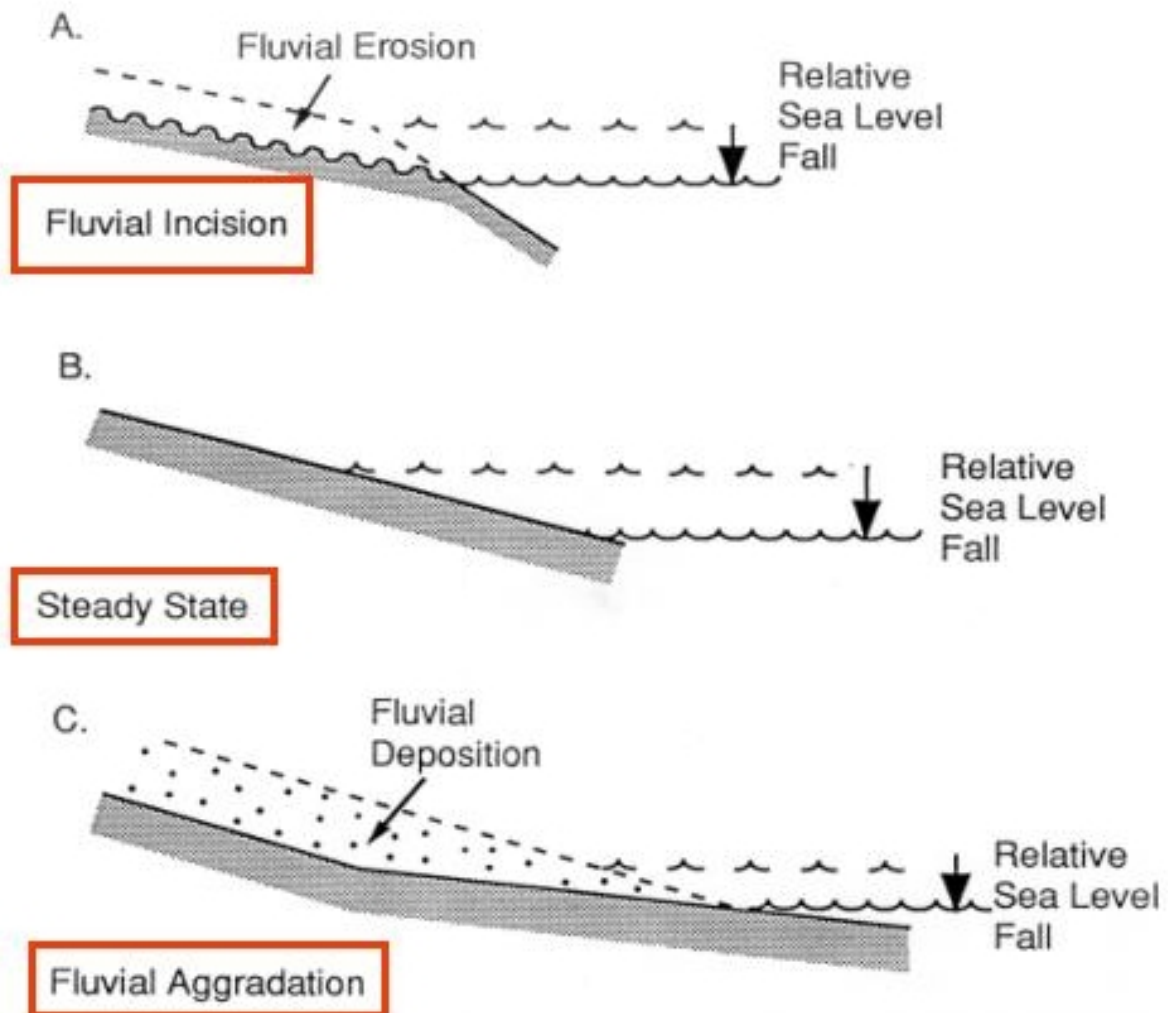


Figure 3-36 : Influence du gradient de la zone côtière (Posamentier, 1992)

3.2.4.3 Contrôle géologique

- **Influence du substrat**

Le taux d'incision des rivières (profondeur et largeur) varie énormément en fonction du potentiel érosif de ces rivières (par l'intermédiaire du débit et de la charge sédimentaire) mais également en fonction de la résistance des roches (Schumm, 1981 ; Tornqvist, 1993 ; Schumm et Ethridge, 1994). Les taux d'érosion calculés dans différents contextes et pour différents types de roche varient de 20 mm / 1000 ans à plus de 370 mm / 1000 ans (Schumm *et al.*, 1994). Ceci étant, il semble que, quelque soit la nature du matériel, la rivière arrive toujours à s'encaisser de façon à ajuster son profil. Ce qui va changer surtout en fonction du matériel érodé, c'est l'élargissement de cette vallée au cours du temps (gorge profonde et très étroite dans le cas de matériaux difficilement érodables).

Le temps est également un facteur très important. En effet, si pour des matériaux facilement érodables l'incision peut être très rapide, dans le cas de matériaux résistants, le délai entre un soulèvement et l'incision associée indique que l'incision est ralentie notamment lorsque la charge sédimentaire et la taille des grains deviennent trop importantes (Schumm, 1994).

Compte tenu de cette érosion différentielle en fonction des matériaux érodés, le substrat joue un rôle primordial sur la géométrie de la vallée (Figure 3-37) en produisant des irrégularités sur ses flancs (Davis, 1908). Les matériaux facilement érodables produiront des flancs doux et ceux, résistants, des flancs verticaux.

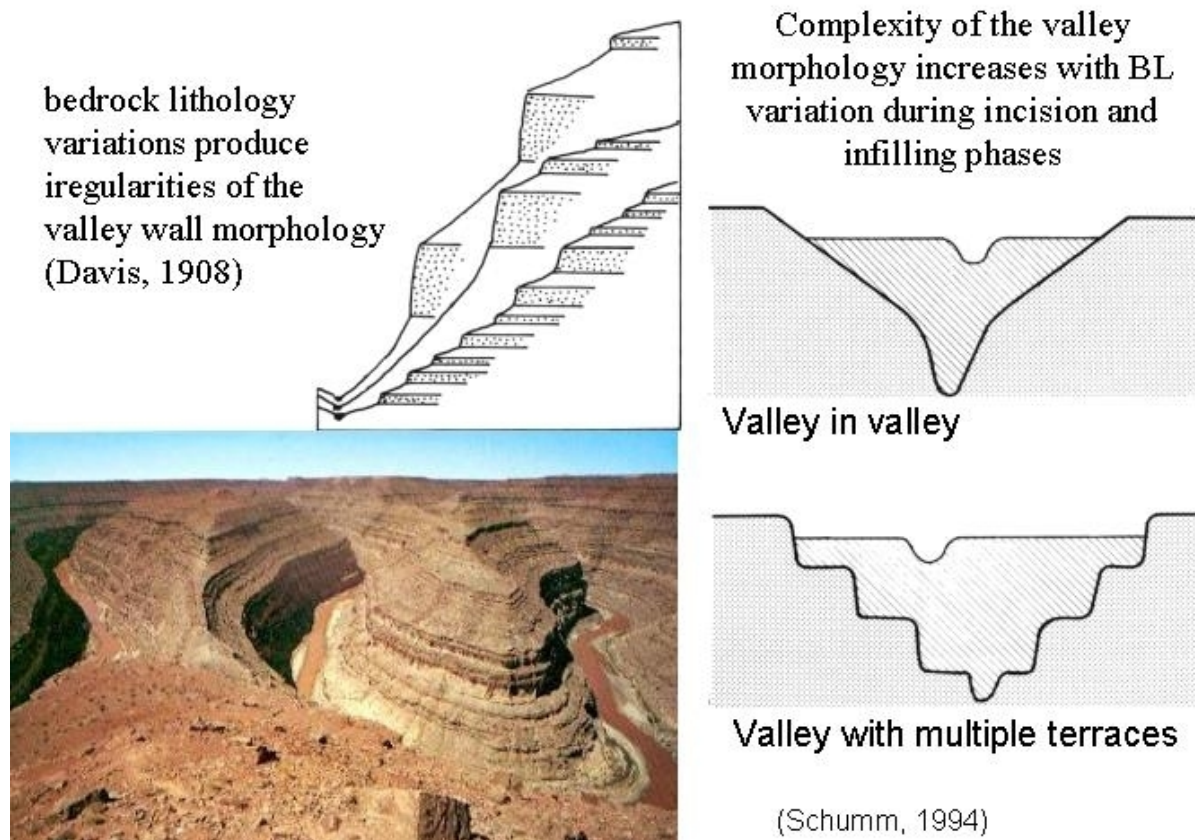


Figure 3-37 : Contrôle du substrat sur la géométrie de la vallée (Schumm, 1994)

• **Contrôle structural**

La déformation tectonique à grande échelle est généralement un facteur de premier ordre dans la localisation des vallées. Son importance est déterminante lors de surrections, provoquant la diminution de l'accommodation à l'origine des incisions. A plus petite échelle, les réseaux de vallées sont très souvent en conformité avec les failles (Figure 3-35).

Dans le cas de structures plicatives préexistantes, les réseaux vont se situer dans les zones les plus basses et se déplacer au cours du temps avec la déformation. Dans le cas de structures plicatives et/ou de failles synsédimentaires réactivées à l'aplomb du réseau fluvial, ce réseau incise sur place sans migrer, même si la force du courant et la géométrie de la vallée vont être modifiées (Figure 3-35, Figure 3-38). Un très bel exemple de telles relations avec la déformation est donné par le réseau du Miocène inférieur du plateau de Cèze et celui du Miocène moyen de Lambesc.

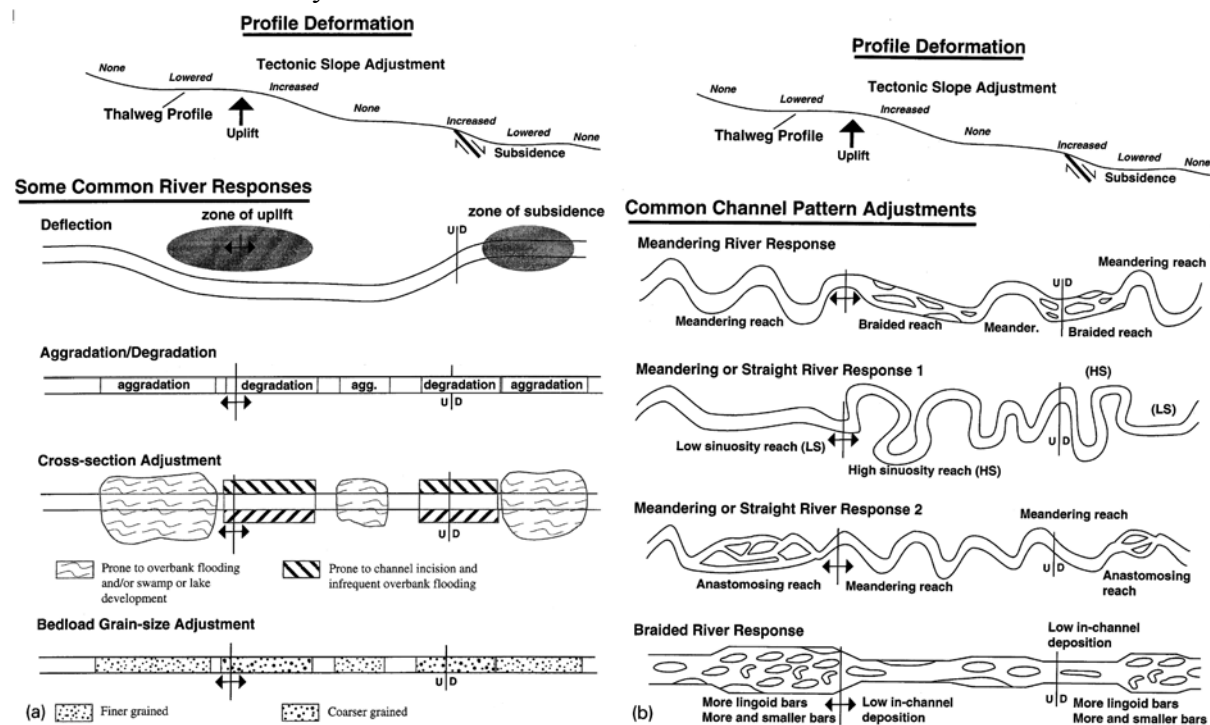


Figure 3-38 : Résumé des réponses les plus communes d'un chenal à la déformation de son profil en long. A) Déflexions et variations directement reliées à la migration des forces du courant. B) Modifications les plus communes des systèmes fluviaux (Holbrook et Schumm, 1999).

3.2.4.4 Contrôle du niveau de base

Les incisions s'effectuant à la faveur d'un gradient de pente plus fort que celui du profil d'équilibre de la rivière, les vallées sont initiées généralement à partir des ruptures de pente que constituent le prisme côtier et la bordure de plate-forme par érosion régressive. Si l'émersion du prisme côtier est systématique lors d'une chute relative du niveau marin (Figure 3-39A et B), l'émersion de la bordure de plate-forme est fonction de l'ampleur de la chute nécessaire pour l'émerger (Figure 3-39A). Cette valeur varie donc énormément en fonction de la morphologie de la plate-forme. Dans le cas B) il n'y a pas d'incision sur la plate-forme et le système fluvial prograde simplement.

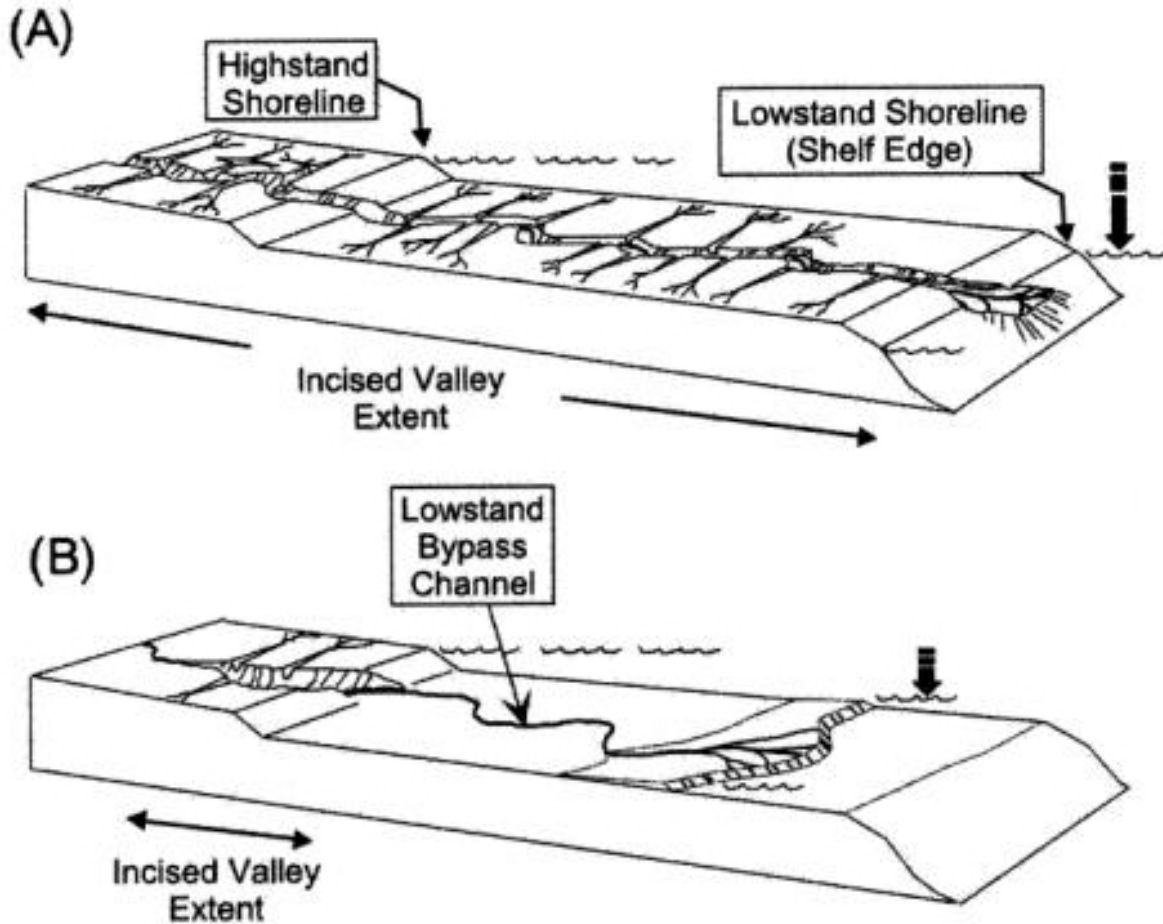


Figure 3-39 : Modalité d'incision d'une vallée sur la plate-forme (Posamentier and Allen, 1999)

3.2.4.5 Influence de l'apport sédimentaire

Afin d'inciser la plate-forme nous avons vu qu'il était nécessaire d'émerger sa bordure, ce qui est fonction à la fois de sa morphologie et de l'ampleur de la chute du niveau marin. La Figure 3-40 montre que pour une même chute du niveau marin on peut développer ou non des vallées incisées en fonction du degré de comblement de l'accommodation potentielle sur la plate-forme pendant le cortège de haut niveau qui précède. Cela montre donc qu'un fort flux sédimentaire et/ou une longue période de haut niveau marin relatif favorisent le développement d'incision sur la plate-forme.

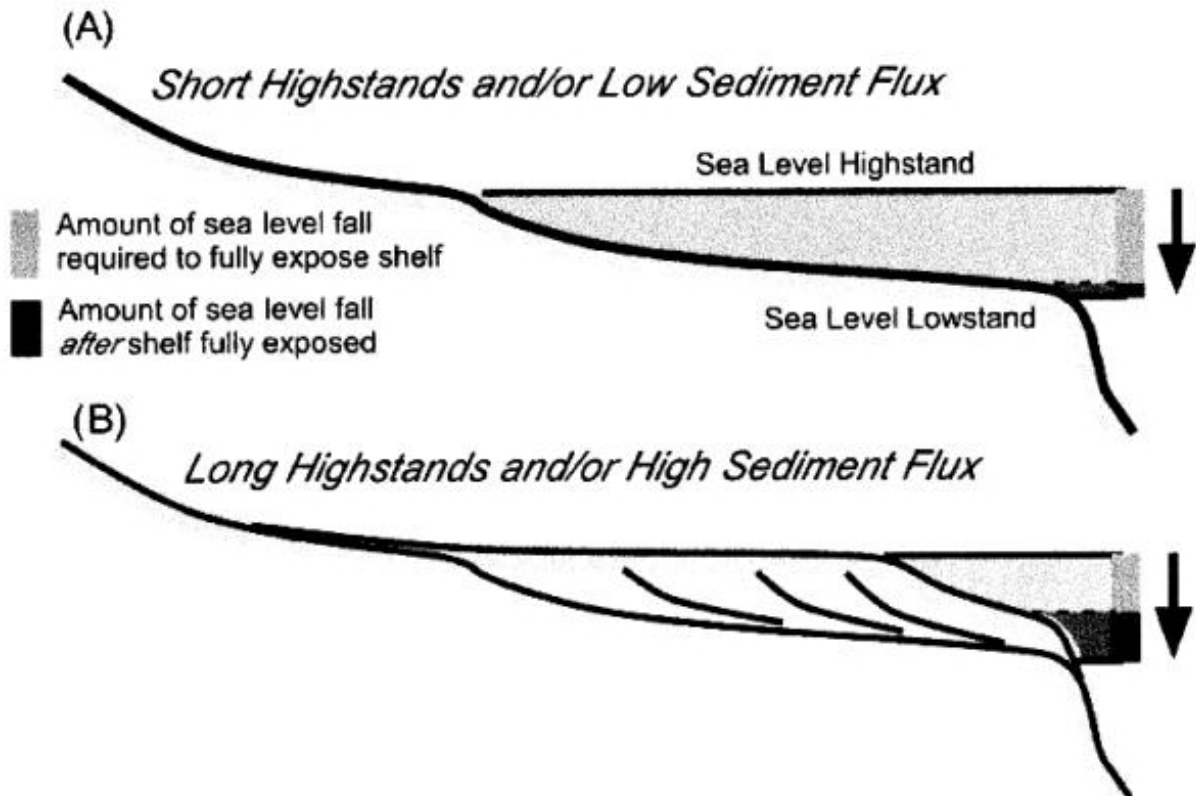


Figure 3-40 : Relation entre le développement d'incision sur la plate-forme et le degré de comblement de l'accommodation potentielle sur la plate-forme (Posamentier *et al.*, 2001)

3.2.4.6 Cadre géodynamique

Comme nous l'avons vu précédemment la physiographie du bassin exerce un contrôle primordial, tant sur la localisation que sur la profondeur des vallées incisées. Le cadre géodynamique au sein duquel se développent les vallées est donc un des premiers facteurs à considérer tant la tectonique influe sur la physiographie. Nous allons donc faire une revue rapide de différents types de bassins, de leur physiographie et de leur influence respective sur les vallées en insistant particulièrement sur les vallées incisées.

- **Bassin de type rift**

Dans ce type de bassin les incisions sont rares et se sont plutôt les mouvements du socle et des failles qui forment un piège structural contrôlant les systèmes fluviaux. Des incisions peuvent cependant se former, comme pour passer d'un bloc à l'autre, et leur localisation est directement contrôlée par la présence de failles. Leur extension est généralement limitée (Bowen *et al.*, 1992).

- **Bassin intracratonique**

Les bassins intracratoniques se caractérisent par des conditions tectoniques relativement stables et une plate-forme de grandes dimensions relativement plane (Figure 3-41). La morphologie de cette plate-forme favorise le développement des réseaux dendritiques connectés à une seule grande vallée. Le comblement de ce système peut être sableux dans l'axe de transfert fluvial principal.

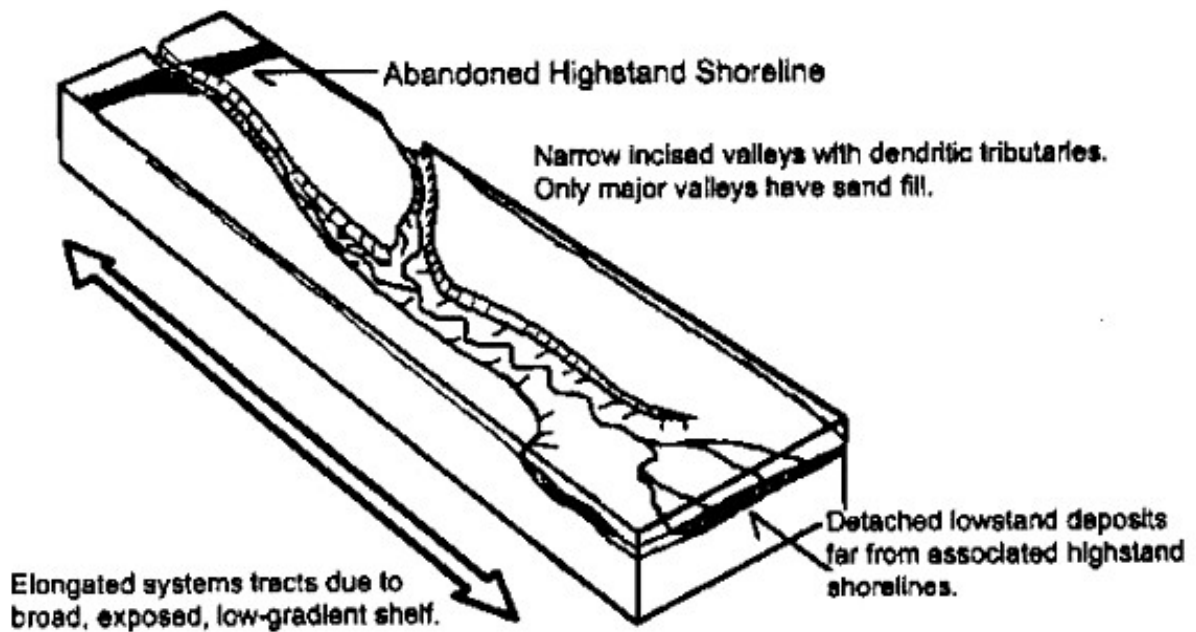


Figure 3-41 : Système de vallées incisées au sein d'un bassin intracratonique (Bowen *et al.*, 1992)

- **Marge passive**

Le modèle proposé pour ce type de bassin (Figure 3-42) montre les variations dans les systèmes de vallées incisées en fonction de la différence dans (i) le volume et dans la nature du flux sédimentaire, (ii) l'amplitude des variations du niveau marin relatif :

- 1) Faible flux sédimentaire / faible amplitude de la chute du niveau marin relatif : seulement quelques vallées se développent sur la plaine alluviale. Sur la plate-forme très peu ou pas du tout d'incision.
- 2) Flux sédimentaire modéré / amplitude de la chute du niveau marin relatif modérée : développement de vallées incisées sur la plaine deltaïque, associées avec le développement sur la plate-forme et vers le bassin d'importants systèmes fluviaux (delta de plate-forme).
- 3) Fort flux sédimentaire / amplitude de la chute du niveau marin relatif modérée : développement d'importants deltas de plate-forme avec de très nombreuses avulsions des différents chenaux distributaires.
- 4) Fort flux sédimentaire / forte amplitude de la chute du niveau marin relatif : développement d'une très importante vallée incisée qui traverse l'ensemble de la plate-forme et permet le transport vers le bassin profond (basin floor fan et slope system).

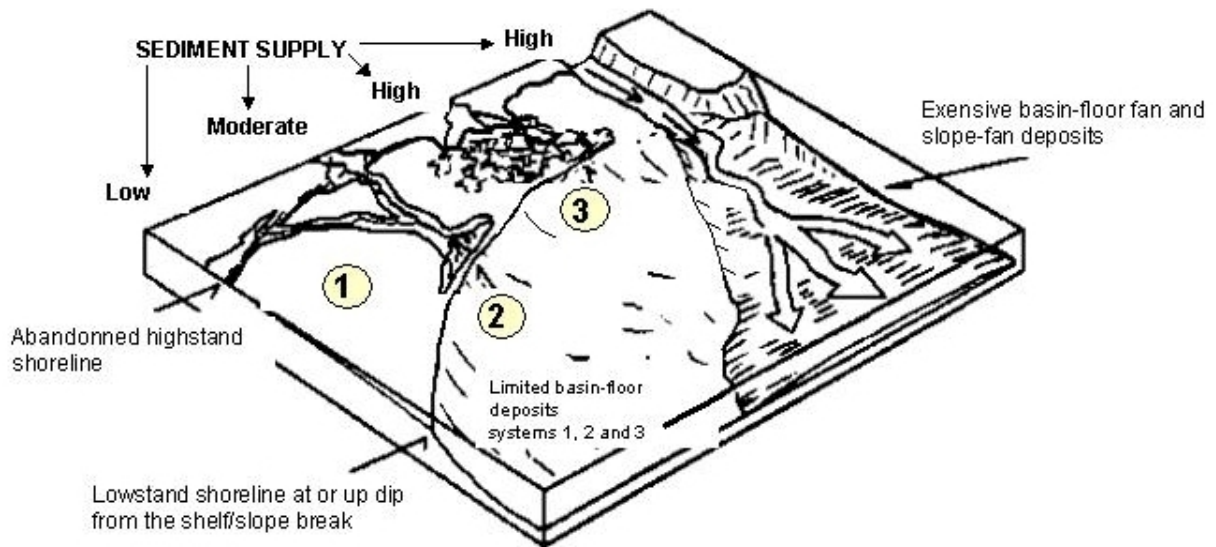


Figure 3-42 : Systèmes de vallées incisées sur une Marge passive (Bowen *et al.*, 1993)

- **Bassin d'avant-pays**

D'importants réseaux de vallées incisées ont été reconnus au sein des bassins d'avant-pays du fait de l'amplification des incisions lors des surrections à la fois à grande longueur d'onde (bourrelet périphérique) et à courte longueur d'onde (déformation plicative). Ces systèmes de vallées sont influencés principalement par :

- (i) les apports sédimentaires (volume et type),
- (ii) la création d'accommodation au front de la chaîne (subsidence flexurale) ou de sa suppression au niveau du bourrelet périphérique,
- (iii) la vitesse de la transgression (qui peut être très rapide compte tenu de la subsidence et/ou de la pente),
- (iv) les processus de dépôt qui sont très variables en fonction de la proximité des reliefs.

D'autre part, la migration dans le temps et l'espace du bourrelet périphérique peuvent augmenter le diachronisme de la surface d'incision.

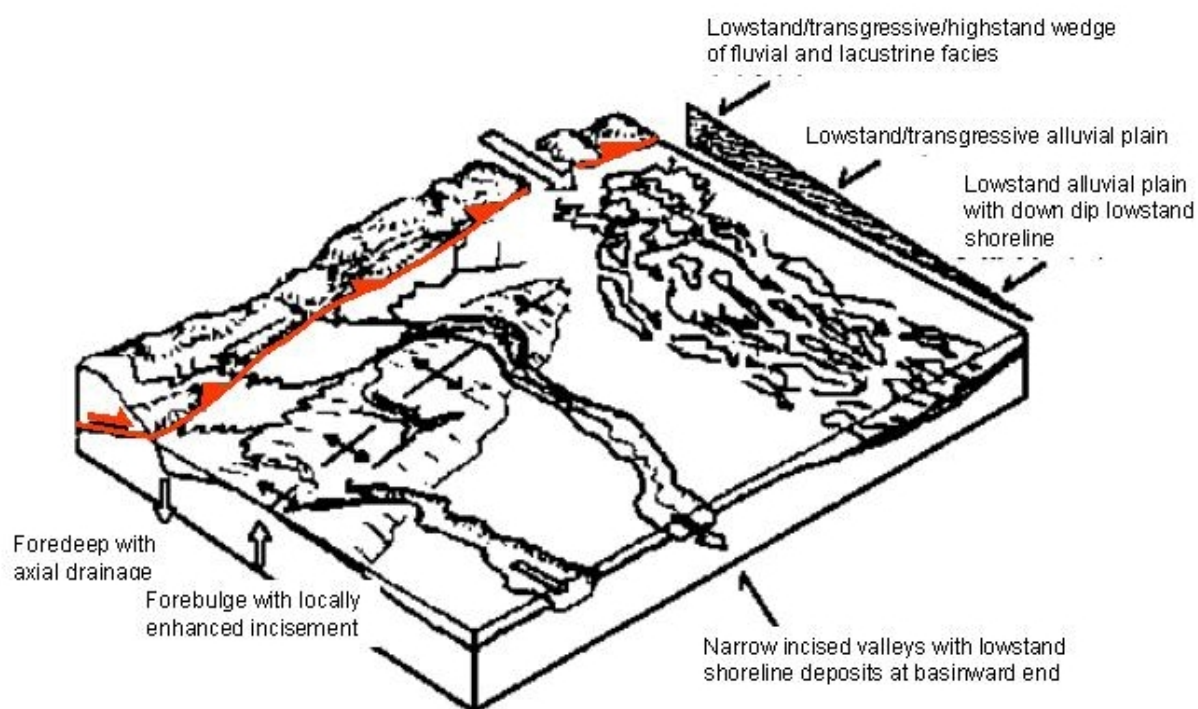


Figure 3-43 : Système de vallées incisées au sein d'un bassin d'avant-pays (Bowen *et al.*, 1993)

3.3 LA SUCCESSION STRATIGRAPHIQUE DU MIOCENE PERI-ALPIN

Grâce au principe de l'accommodation (Jervey, 1988), l'analyse stratigraphique du remplissage des bassins sédimentaires permet d'expliquer et de prévoir les relations géométriques entre les dépôts et la répartition des différents faciès comme une fonction, non seulement de l'eustasie et de la tectonique, mais également de la physiographie du bassin, des apports et/ou de la productivité sédimentaire et enfin de la compaction, autant de paramètres qui interagissent et qui varient à l'échelle même du bassin (Posamentier & Allen, 1999).

Lors des baisses de leur niveau de base, les systèmes fluviaux ajustent leur profil d'équilibre en érodant leur substratum. Se développe alors tout un réseau de vallées incisées (Vail *et al.*, 1991 ; Posamentier & Allen, 1999). L'analyse de ces réseaux permet d'approcher la géodynamique du bassin au cours d'une période durant laquelle l'accommodation est supprimée, ce qui revient indirectement à pouvoir quantifier les surrections tectoniques (Rubino *et al.*, 1997 ; Besson, 2000 ; Parize & Besson, 2003). L'inventaire et l'analyse de ces réseaux de paléovallées incisées menés dans le bassin molassique rhodano-provençal, BMRP, avant-pays de la chaîne alpine, conduisent à revoir les modalités de « l'ennoyage » par la mer miocène et de la déformation de cette partie méridionale du bassin d'avant-pays péri-alpin. La prise en compte des vallées incisées dans l'analyse du remplissage d'un bassin sédimentaire conduit à reconsidérer les relations stratigraphiques au sein de ce comblement. Par exemple, dans le bassin molassique rhodano-provençal, le postulat « de la variation latérale de faciès » expliquait jusqu'alors la juxtaposition des molasses bioclastiques avec des dépôts marneux de type « schlier » et permettait de dater ces derniers, connaissant l'âge des premières. C'est ainsi que les marnes de Faucon, dans le bassin de Malaucène, au Nord du Ventoux, étaient datées du Burdigalien (Pouyet *et al.*, 1984). Le confinement de chacune de ces deux formations dans deux complexes distincts de vallées incisées remet en cause ce postulat et oblige à revoir la succession litho-, bio-, chronostratigraphique miocène dans toute cette région.

Dans un bassin sédimentaire comme dans le Bassin molassique rhodano-provençal , BMRP, (

Figure 3-51), la reconnaissance d'une paléovallée incisée se base sur l'identification d'une limite érosive de séquence associée à une érosion subaérienne marquée localement :

- par la préservation de paléosols en position d'interfluvies,
- par des éléments allochtones remaniés lors de la transgression aussi différents que des galets ou des fossiles.

L'ampleur de l'érosion à l'origine d'une vallée incisée est généralement de plusieurs ordres de grandeur supérieurs à celle associée aux corps sédimentaires, notamment les chenaux, qui constituent son remplissage : l'opposition entre les dimensions de la morphologie érosive et celle des corps sédimentaires qui lui sont sus-jacents permet d'éviter toute confusion avec une surface d'origine autocyclique (*i.e.* chenaux de marée). Le suivi de cette limite de séquence permet de préciser la géométrie de la vallée puis la reconstruction d'un paléo-réseau de drainage fluvial.

Le remplissage d'une paléovallée incisée a également une signature caractéristique. En effet la morphologie du milieu de sédimentation contrôle directement la dynamique sédimentaire. L'érosion et le creusement dans le substratum sont liés à l'ajustement du profil d'équilibre de la rivière pour rejoindre son nouveau niveau de base. Si cette chute se stabilise, des dépôts marins régressifs peuvent s'accumuler au débouché de la rivière et construire un

delta de bas niveau marin sur la plate-forme et permettre l'aggradation d'un prisme continental. En phase de remontée du niveau de base, la vallée incisée devient une ria progressivement comblée par des dépôts marins transgressifs, tandis que les flancs rocheux de la ria sont perforés par les lithophages. La préservation des dépôts lagunaires est favorisée par un fort influx détritique que module l'action érosive des courants. Le confinement morphologique ne permet pas le développement des trains de houle : l'enregistrement des processus tidaux est alors préservé et constitue le processus hydrodynamique dominant le remplissage sédimentaire de l'estuaire.

Le remplissage de ces paléovallées a été cartographié sur le terrain. Le suivi a été assuré par interpolation :

- (i) entre deux affleurements en tenant compte de la géométrie d'ensemble, des directions de courant (Besson, 2001 ; Reynaud *et al.*, 2006) et des indicateurs paléobathymétriques (Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 2001),
- (ii) avec des données de forages (Violès 1, Istres 101, Gallician 1),
- (iii) enfin avec les données de sismique industrielle acquises dans les bassins d'Avignon (Schlupp *et al.*, 2001), de Camargue (*e.g.* Benedicto, 1996 ; Dexcoté, 2001), de Digne – Valensole (*e.g.* Dubois & Curnelle, 1978 ; Comité des Techniciens, 1986) et de Valréas (Séguret *et al.*, 1997 ; Besson, 2005).

La présente étude montre l'importance des vallées incisées dans la répartition spatiale et temporelle des dépôts et comment leur prise en compte a permis de proposer un nouveau schéma stratigraphique.

3.3.1 La succession lithostratigraphique du BMRP

Le remplissage du BMRP (

Figure 3-51) s'inscrit dans le grand cycle transgression/régression néogène (Bartek *et al.*, 1991). Du Burdigalien au Tortonien, les dépôts marins sont représentés par des niveaux de molasses, principalement bioclastiques, intercalés de marno-calcaires et de sables (Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1959). Ces molasses constituent des marqueurs lithostratigraphiques (Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Gignoux, 1960 ; Rubino *et al.*, 1990). Le piedmont continental préservé au front de la chaîne (nappe de Digne) dès le Burdigalien terminal prograde tout au long du Miocène vers la Méditerranée (Clauzon *et al.*, 1987, 1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Besson *et al.*, 2005).

Je vais reprendre à la suite une synthèse inédite de Parize sur les corps tidaux, adaptée à ma problématique et actualisée.

3.3.1.1 Analyse de faciès et séquences de faciès

- **En environnement marin littoral**

Des travaux sont menés depuis une quinzaine d'années (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 1997) sur l'analyse des faciès et l'organisation des dépôts miocènes en séquences de faciès. Cette analyse s'est focalisée sur les dépôts marins (« molasse ») et notamment sur les faciès tidaux particulièrement bien exprimés.

En effet les dépôts miocènes qui bordent à l'Ouest la chaîne alpine sont essentiellement des dépôts marins. Le premier terme de cette transgression miocène est le plus souvent “*le conglomérat grossier à galet surtout siliceux, avec patine verdâtre, si fréquent à la base du Burdigalien marin dans toute la vallée du Rhône (qui repose) en discordance et avec des phénomènes de ravinement très nets*” sur les terrains antérieurs (Depéret, 1894 : p. 670).

Comme le rappelle Gignoux (1950), les sédiments miocènes périalpins de France et de Suisse sont généralement qualifiés de molasses. Ce terme s'applique à des grès calcaires ou à des calcaires gréseux, à grains fins et homogènes, souvent micacés ou glauconieux, relativement tendres, fournissant une belle pierre de construction facile à exploiter et à tailler. Rutsch [1970] mentionne, en ce sens, une facture de 1318 établie pour “*de lapidibus molacissis de versus Lausannam*” destinée à la construction de bâtiments du Valais suisse. Cet usage date, en fait, de l'installation romaine dans la vallée du Rhône dont les monuments antiques sont construits avec la “*pierre du Midi*” exploitée, par exemple, en carrières dans le Lubéron, le Languedoc, les Alpilles.

L'usage a consacré de nombreuses variations comme molasse sableuse pour des sables non cimentés en grès, ou molasse marneuse lorsque la proportion d'argile augmente, ou encore poudingue de molasse pour les bancs de conglomérats durs intercalés dans les grès, ou enfin molasse calcaire quand la roche devient zoogène, pétrie de débris de coquilles. Cette roche correspond quasiment le plus souvent à des dépôts de marée dont nous détaillerons les principaux éléments de classifications ci-dessous.

Les barres tidales sont, tout d'abord, classées selon leur orientation par rapport au courant en :

- **Barres longitudinales (bancs tidaux) :** 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.
- **Barres transverses (dunes tidales) :** 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). 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). Un premier groupe de dunes présente des faces dissymétriques, l'analogie est alors aisée avec les dunes éoliennes. Ce type de corps se rencontre à toutes les échelles : rides, mégarides, dunes mais selon des processus de mise en œuvre certainement différents (Berné, 1991). Il existe un second groupe de dunes édifiées par la superposition et la juxtaposition de mégarides. Ces formes sont à la fois beaucoup plus symétriques et aplaties que les précédentes.

➤ **Classification pour les barres transverses en fonction de leurs dimensions**

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	<15			>20		<10 0
(L/H)	(10)	(20)	(20)	(18,5)	(33)	
Ashley, 1990	rides	Dunes hydrauliques				
Berné, 1991		petites	moyennes		grandes	très grandes
Allen, 1980	rides	dunes		unidirect.		
		vagues de sable		bidirect.		
		composite : Dalrymple (1984)				
Stride, 1982	rides	petites	vagues de	sable	grandes	vagues de sable
Gorsline & Swift, 1977	rides	mégarides			vagues de	sable
Harms <i>et al.</i> , 1975	rides	dunes		:3D		
		vagues de		sable	:2D	

Figure 3-44 : Principales classifications des formes transverses au courant en fonction de leurs dimensions : L, longueur d'onde et H, hauteur ; (modifiée d'après la synthèse établie par Berné (1991) ; (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 (Figure 3-44). 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).

Actuellement toutes les formes de hauteur supérieure à 6 centimètres 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 (Berné, 1991). Les petites et les moyennes dunes de dimensions (moins de 1.50 m de hauteur et de 20 m de longueur d'onde) peuvent être aussi qualifiées de mégarides (Gorsline & Swift, 1977 ; Stride, 1982).

➤ **Classification pour les barres transverses en fonction de leur morphologie externe**

Harms (1969), Harms *et al.* (1975) ont 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.

➤ **Classification pour les barres transverses en fonction de leur organisation interne**

Les dunes 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.

La classification d'Allen (1980) permet de classer, assez bien, les corps fossiles à partir de l'analyse de leur faciès en l'absence d'une morphologie externe totalement préservée :

- 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 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. Dans cette classe, le transport sableux est régulier, permanent et le sable, accumulé au sommet jusqu'à la limite de stabilité, alimente des avalanches périodiques. 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°.
- 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 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 rapprochés 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.
- 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°.

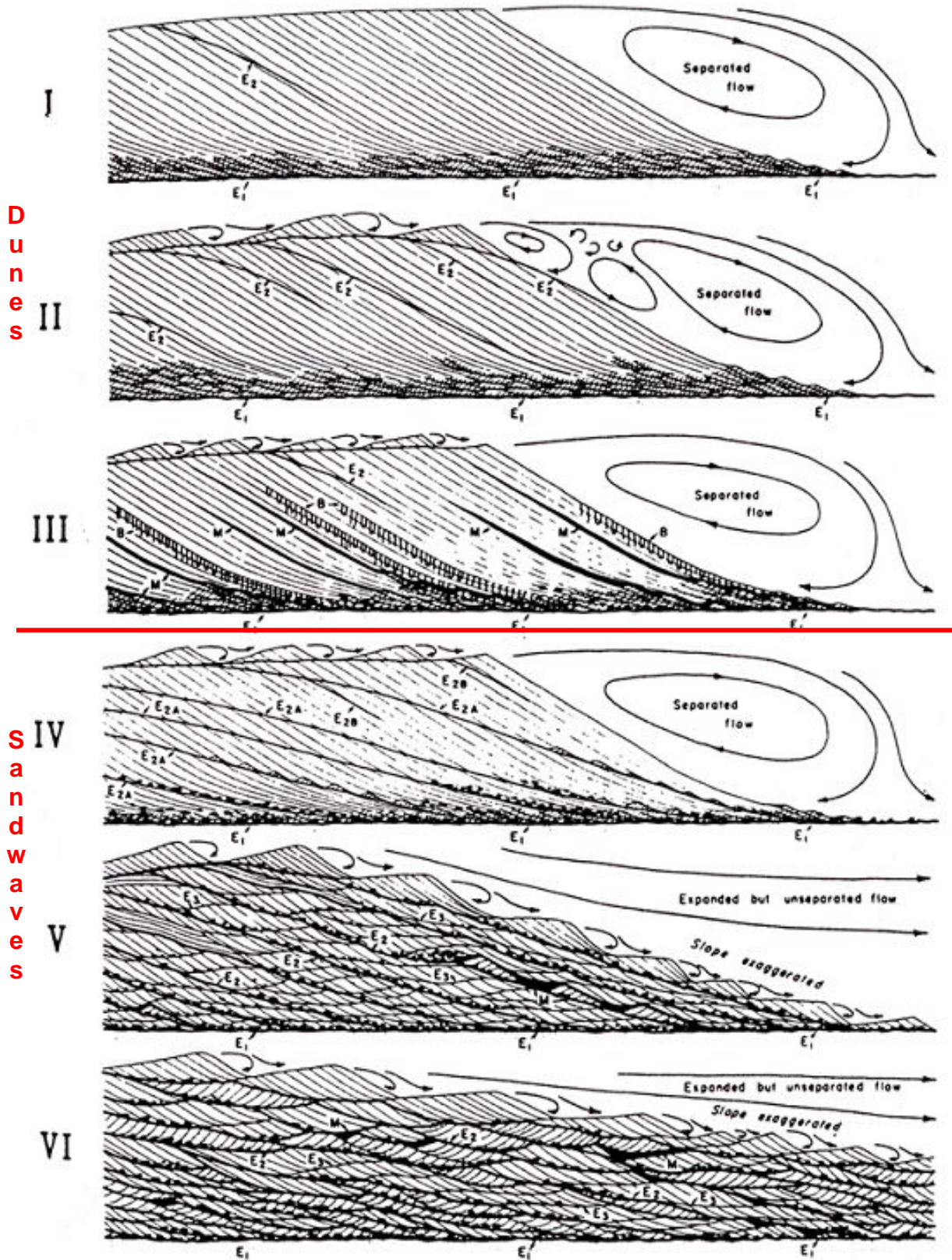


Figure 3-45 : Classification d'Allen (1980). L'asymétrie des courants dominant et subordonné est décroissante de bas en haut.

➤ **Critères de reconnaissance du caractère tidal**

L'origine tidale des barres est déterminée grâce à la reconnaissance de structures traduisant l'influence des marées, *eg.* Visser (1980) ; Rubino (inédit) ; Feniès (1995) ; Guy (1988). Ces structures se regroupent sous trois rubriques :

Bidirectionnalité des courants	à l'échelle de la formation dans des corps sédimentaires superposés au sein d'un même corps
Cyclicité de la marée	équinoxiales lunaires semi-diurnes
Critères morphologiques singuliers	forme des mégarides surface de réactivation évolution du pendage et de la forme des faisceaux de lamines

Figure 3-46 : Critères des reconnaissance du caractère tidal des dépôts

Un catalogue photos des principaux faciès littoraux miocènes (noté A à N) rencontrés dans le BMRP sont présentés en annexe).

L'agencement type de ces différents faciès (séquence de faciès) sont présentés sur la Figure 3-47. L'analyse de faciès permet désormais de considérer les molasses gréseuses, zoogènes ou mixtes le plus souvent comme des complexes de barres tidales et les intervalles marneux et marno-calcaires comme des dépôts de plate-forme marine avec des manifestations de tempête et l'influence de la houle. Lorsqu'ils sont présents les cortèges de régression forcée sont représentés par des faciès dominés par la houle et les tempêtes et sont généralement altérés. 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 du bassin rhodanien et pouvant alors servir de marqueurs stratigraphiques régionaux comme l'avait démontré Combaluzier (1932) dans les régions de Marseille et d'Aix-en-Provence.

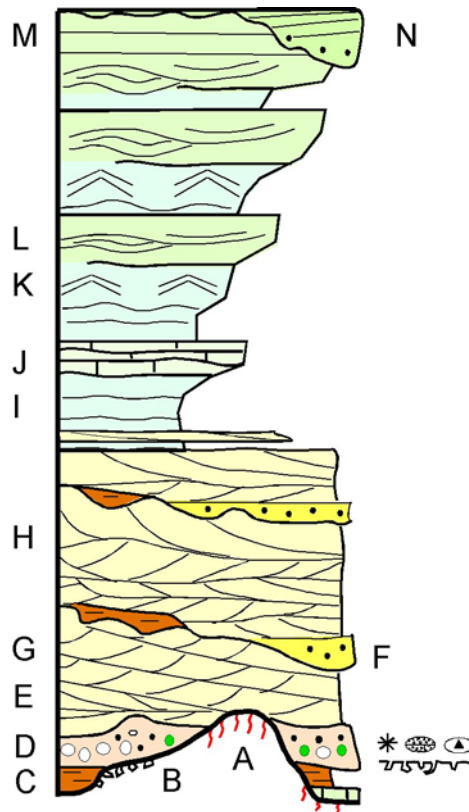


Figure 3-47 : Séquence type de faciès pour les environnements littoraux (A, B, ... se reporter au catalogue de faciès décrits précédemment)

- **En environnement margino-littoral et continental**

Un catalogue photos des principaux faciès margino-littoraux à continentaux miocènes (notés A à M) rencontrés dans le BMRP sont présentés en annexe.

L'agencement type de ces différents faciès (séquence de faciès) sont présentés sur la

Figure 3-48. L'analyse de faciès montrent que les faciès conglomératiques se retrouvent dans des environnements de dépôts très variés (comblement marin de vallées incisées avec remaniement par les courants tidaux); complexes de chenaux amalgamés de rivière méandrique; complexes de chenaux conglomératiques isolés voire de plus en plus grossiers et amalgamés représentant la progradation de piedmont fluvial de rivière en tresse. Cette diversité est bien plus importante que celle des dépôts marins et montre toute l'attention nécessaire à l'étude de leur nature, figures sédimentaires et encaissant. Il en est de même pour les dépôts plus fins de baie, plaine côtière, lacustre et plaine deltaïque présentant pour certains des intervalles plus ou moins marmorisés, des paléosols et des niveaux organiques. En revanche il apparaît que la majorité des gisements de micromammifères préservés et découverts se situe préférentiellement dans les sols organique à la transition plaine côtière / plaine deltaïque. Ce positionnement environnemental au sein des séquences de faciès, en fait

un marqueur idéal pour l'enregistrement de la migration diachronique des faciès lors de la progradation d'un piedmont (e.g. Clauzon *et al.*, 1987, 1989).

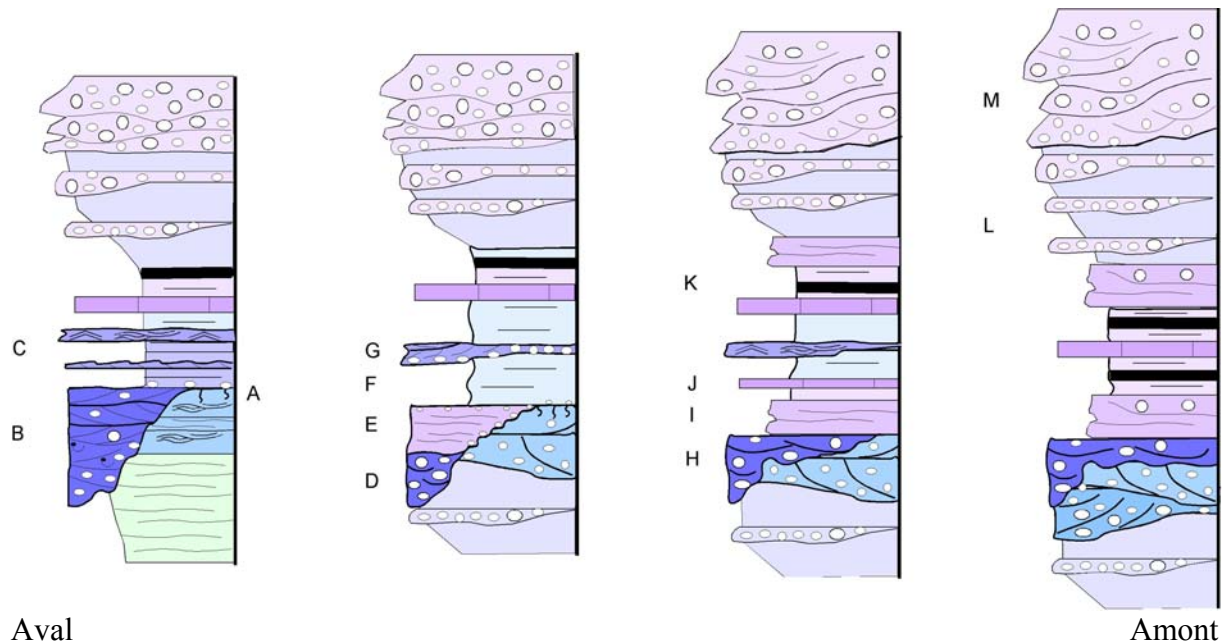


Figure 3-48 : Séquence type de faciès pour les environnements margino-littoraux et continentaux

3.3.1.2 Séquences de dépôt

- **En environnement marin littoral**

Ces dépôts peuvent être regroupés en séquence de faciès séparés par des discontinuités érosives majeures témoignant d'une émergence avant un nouveau complexe de barres tidales.

Chaque séquence s'organise au minimum par la superposition d'un cortège transgressif (TST) reposant sur une surface d'érosion (SB) et un cortège de haut niveau marin (HST). Ce motif élémentaire peut être complété vers le bas par un cortège de bas niveau sous forme de prisme de régression forcée entre la limite de séquence et le cortège transgressif. Les cortèges de bas niveau sont quasi-absents du bassin rhodano-provençal, hormis quelques dépôts de régression forcée, car durant les périodes de bas niveau marin, toute cette région était émergée et les systèmes de dépôt alors reportés jusque dans le golfe du Lion. Le TST est principalement représenté par un complexe de barres tidales ; les surfaces maximales d'inondation (MFS) sont généralement associées aux marnes ; le HST par un ensemble argilo-calcaire ou argilo-sableux, granocroissant et stratocroissant, dominé par la dynamique des vagues de tempête et/ou de beau temps.

Chaque limite de séquence s'accompagne d'une émergence plus ou moins importante du BMRP. Les modalités de ces émergences (origine, ampleur, localisation, géométrie ...) et leurs liens avec l'évolution du BMRP sont discutés par la suite.

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

précédente de bas niveau 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 (le fecht s'exprime pleinement).

L'importance de la dynamique tidale au sein des dépôts du Miocène inférieur a également été observée et étudiée dans une baie d'Hongrie du Nord en liaison avec la Parathéthys (Sztano, 1995 ; Sztano *et al.*, 1995 ; Sztano *et al.*, 1996). Ces auteurs interprètent la présence de très forts courants tidaux comme résultant d'une amplification par résonance des courants tidaux liés à la géométrie du bassin (baie étroite et allongée). L'exemple de la baie d'Hongrie du Nord ou d'autres exemples montrent que l'amplification de la dynamique tidale et la formation et préservation de dépôts influencés par la marée peuvent apparaître si les dimensions du bassin sont comprises dans une « fenêtre d'amplification des courants tidaux » (« tidal amplification window »). Cette fenêtre représentant les conditions idéales de résonance et d'amplification des courants tidaux. Elle détermine les ratios idéaux longueur/profondeur, largeur/profondeur en relation avec la longueur d'onde de la marée astronomique. Ces faits montrent qu'une forte influence tidale au sein du remplissage d'un bassin peut aider à déduire /reconstruire ces dimensions (longueur, profondeur, largeur).

Dans le BMRP, la présence de très forts courants tidaux a également été rapportée à la géométrie du bassin (sillon périalpin) mais surtout à plus petite échelle au comblement de vallées incisées, ce qui apporte une explication probante à la récurrence et à l'alternance d'intervalles dominés par les courants tidaux intercalés au sein de dépôts dominés par la houle. L'analyse séquentielle des dépôts Miocène de la baie d'Hongrie du Nord et la comparaison avec les dépôts miocènes périalpins serait à cet égard particulièrement intéressante.

Les molasses, zoogènes ou bioclastiques parfois mixtes qui correspondent le plus souvent à des complexes de barres tidales et sont typiques du faciès Foramol au sens de Lee et Bullers (1972). Cette caractérisation faciologique a notamment été effectuée par Rubino *et al.* (1993) ; Parize *et al.* (1996). La proportion en éléments détritiques varie en fonction de leur position au sein de la vallée, du substratum mais surtout du degré d'envolement de la paléotopographie. Ainsi au sein d'une même séquence de comblement les dépôts successifs sont de plus en plus carbonatés. Carannate *et al.* (1988) ont subdivisé ce faciès foramol en deux sous-catégories :

- le faciès Rhodalgal dominé par les algues rouges
- le faciès de type molechfor dominé par les débris de mollusques, d'échinodermes et de foraminifères benthiques.

Les bryozoaires étant une composante majeure de ces deux associations.

Pour toutes les molasses zoogènes et/ou bioclastiques observées, la présente analyse a permis de mettre en évidence que le type Rhodalgal semble caractéristique du TST de S2, seuls les dépôts du TST de S1 se rapprochent localement de ce type de faciès, alors que toutes les autres séquences de dépôt sont caractéristiques du faciès Molechfor.

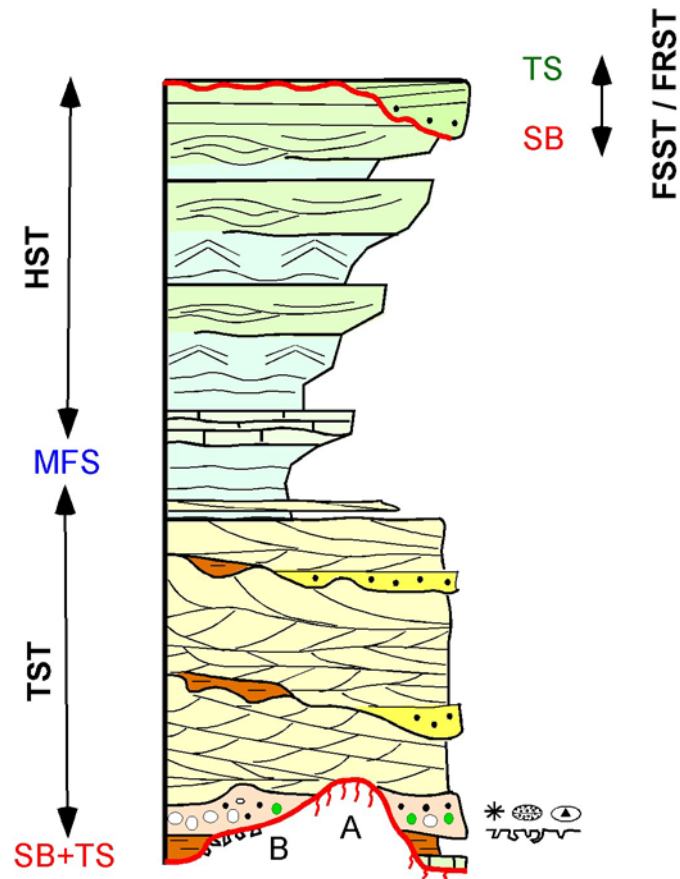


Figure 3-49 : Séquence type de dépôts pour les environnements littoraux

- **En environnement margino-littoral et continental**

Ces dépôts peuvent être regroupés en séquence de faciès séparés par des discontinuités érosives majeures témoignant d'une émergence et ou d'un by-pass des sédiments vers l'aval.

Chaque séquence s'organise au minimum par la superposition d'un cortège transgressif (TST) reposant sur une surface d'érosion (SB) et un cortège de haut niveau marin (HST). Ce motif élémentaire est généralement complété vers le bas par un cortège de bas niveau sous forme de prisme de régression forcée (FRST/FSST) entre la limite de séquence et le cortège transgressif.

En fonction de la position dans le système (proximal/distal) le TST peut évoluer d'un pôle marin à influence fluviale vers la mer ouverte (cas le plus distal), d'un pôle continental vers un environnement lacustre (cas le plus proximal). Entre ces deux cas extrêmes toute une diversité d'évolution est possible. La difficulté d'interprétation de ces environnements réside notamment dans la diversité et l'importance des surfaces allocycliques telles (TS, TRS, WRS) dont la présence est fonction de la distalité du système. Le HST présente une évolution progradante plus simple et plus classique particulièrement bien enregistrée par les épandages argilo-sableux et les chenaux conglomératiques montrant une évolution granocroissante et stratocroissante jusqu'à la disparition des éléments fins d'épandage et de débordement.

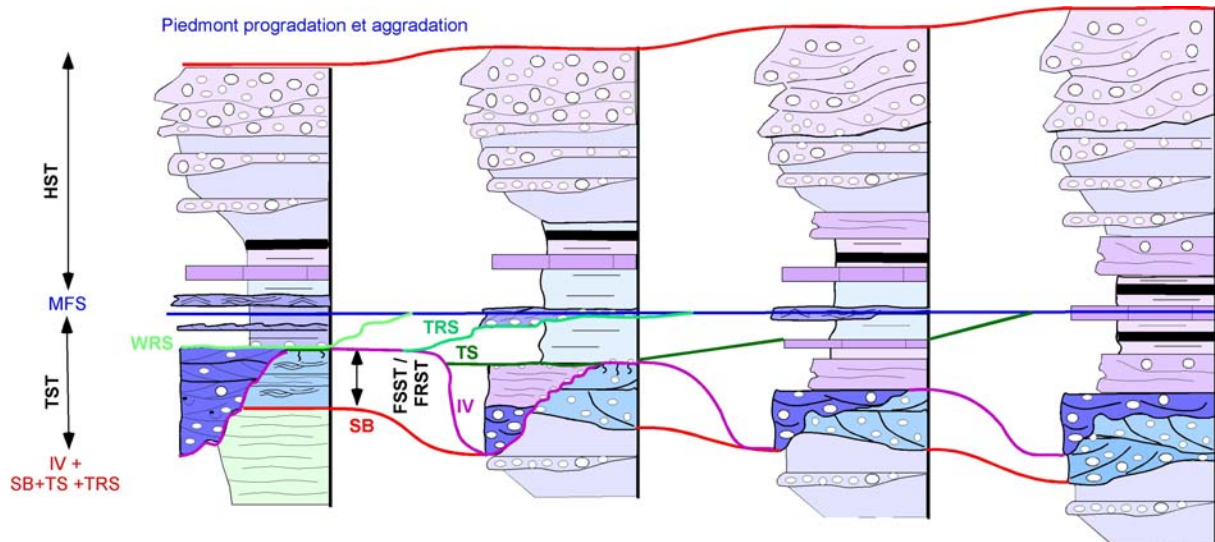


Figure 3-50 : Séquence type de dépôts pour les environnements margino-littoraux et continentaux

3.3.1.3 Etablissement d'une colonne stratigraphique synthétique

L'établissement d'une colonne stratigraphique synthétique a été un préalable nécessaire à notre étude. Il a été réalisé en combinant analyse de faciès, identification des séquences de dépôt et de leurs cortèges sédimentaires.

L'environnement sédimentaire du BMRP correspond le plus souvent à celui de dépôts paralytiques à influence tidale souvent dominante. Vers l'amont, l'environnement est nettement continental, comme le montrent les piedmonts préservés du Burdigalien au Tortonien terminal. L'analyse des successions de faciès et des surfaces stratigraphiques a permis de découper le remplissage sédimentaire miocène du BMRP en 10 séquences de dépôt (Figure 3-53, Figure 3-52) de 3^{ème} ordre (Vail *et al.*, 1991).

Dans chacun des sous-bassins miocènes, la cartographie et l'analyse des séquences de faciès ont permis l'établissement d'un log-type :

- bassin d'Apt,
- bassin d'Avignon-Carpentras,
- bassin de Cucuron,
- bassin de Digne-Valensole, avec les secteurs de Tanaron et de Châteauredon.
- bassin de Forcalquier,
- bassin de basse Provence,
- bassin d'Uzès,
- bassin de Valréas,

Chacune de ces colonnes lithostratigraphiques a été corrélée avec ses voisines pour établir une colonne lithostratigraphique synthétique valable pour l'ensemble du bassin molassique rhodano-provençal.

Le découpage stratigraphique tient compte des datations déjà publiées et reçoit le soutien de nombreuses autres qui s'appuient sur les foraminifères planctoniques, les nannoflores, les pollens, les micromammifères, la stratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, les datations K-Ar sur glauconie et sur roches basaltiques (Aguilar *et al.*, 1996 ; Besson *et al.*, 2005 ; Dexcoté, 2001 ; Besson, 2001). Une attention particulière a été apportée à la succession litho-, bio- et chronostratigraphique du BMRP au passage entre Burdigalien et le Langhien.

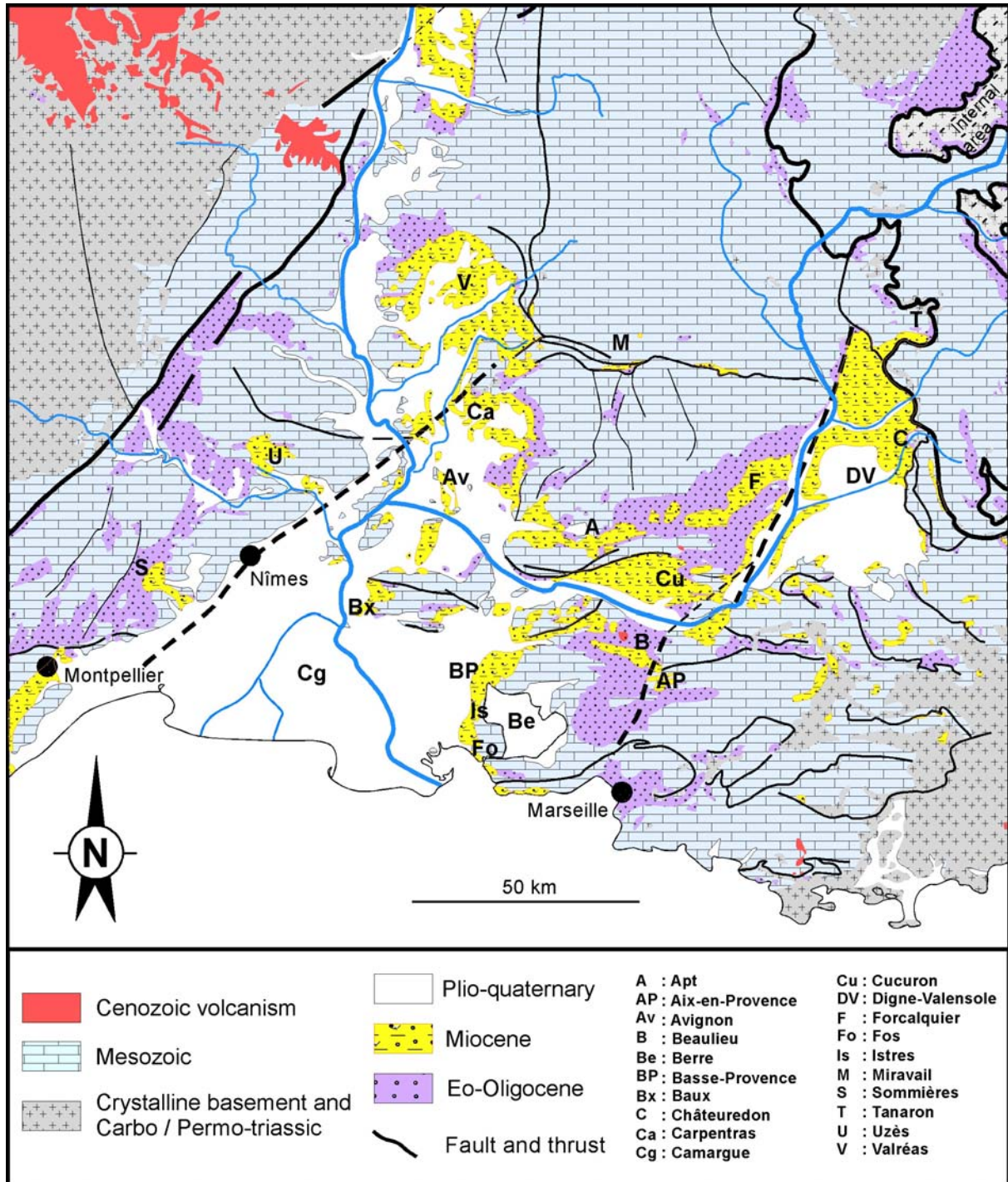


Figure 3-51 : Le bassin molassique rhodano-provençal : extension des dépôts miocènes et localisation des principaux sous-bassins.

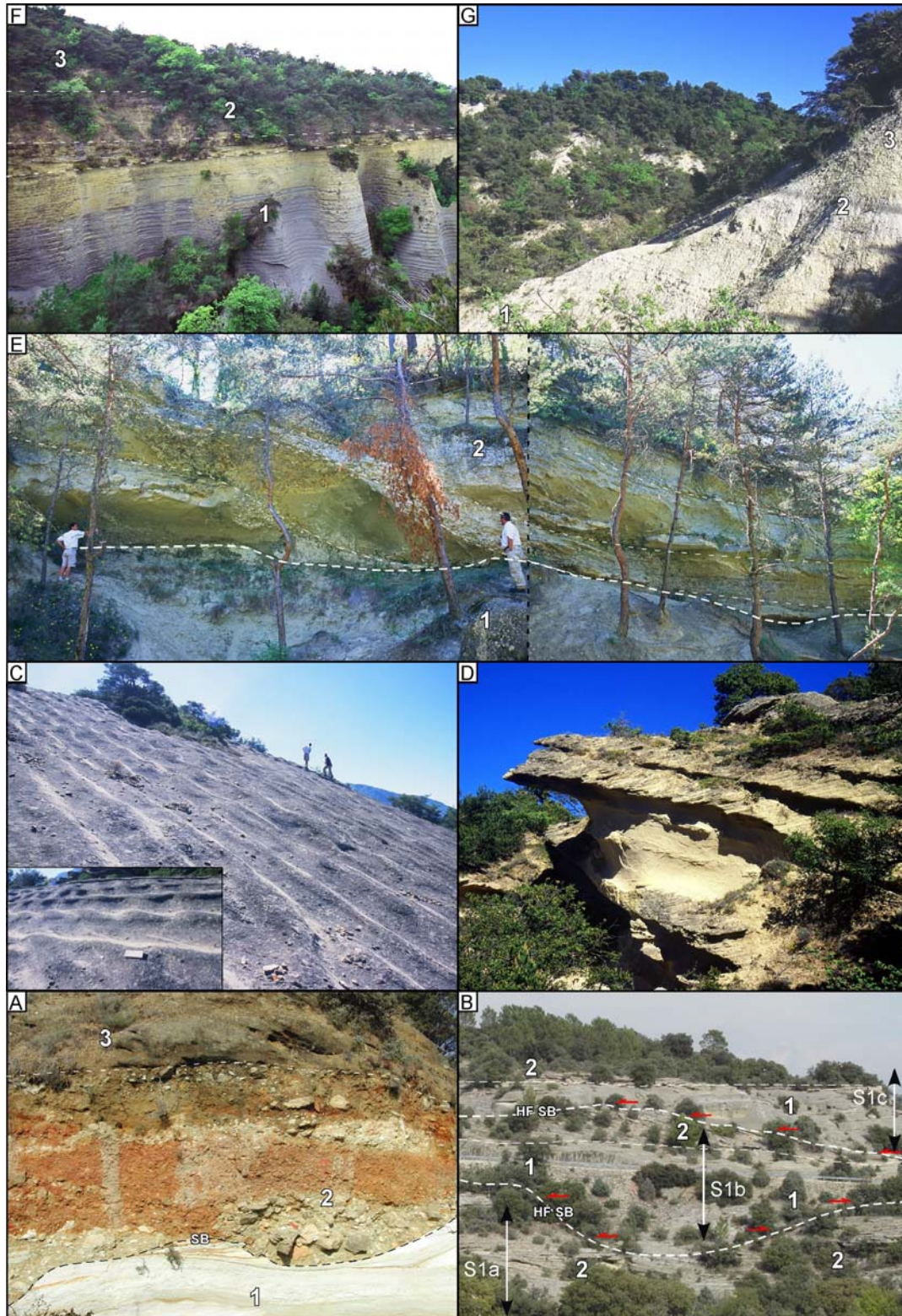


Figure 3-52 : Quelques exemples des faciès de la série miocène du BMRP. A) Limite de séquence de S1 ; 1-sable éocène ; 2-conglomérat fluviatile remanié ou non par les courants tidaux ; 3-complexe de mégarides tidales sableuses. B) Organisation haute fréquence (S1a, S1b, S1c) ; 1-chenal à remplissage sableux massif ; 2-complexe de barres tidales, C) HST de S4 ; plateforme sableuse à HCS. D) TST de S5 ; complexe de mégarides tidales. E) IVF de S7 ; 1-marne silteuse à sableuse ; 2-complexe de chenaux tidaux méandriiformes. F) SB entre S6 / S7 en position d'interfluve ; 1- alternance marne argilo-silteuse et sable, noter la cyclicité ; 2-Sable de shore face à HCS ; 3- complexe de barres tidales. G) HST de S7 ; 1-marne silteuse marine de baie puis de plaine côtière ; 2-paléosol à la transition plaine côtière/ plaine deltaïque ; 3-sable et chenaux conglomératiques de plaine deltaïque.

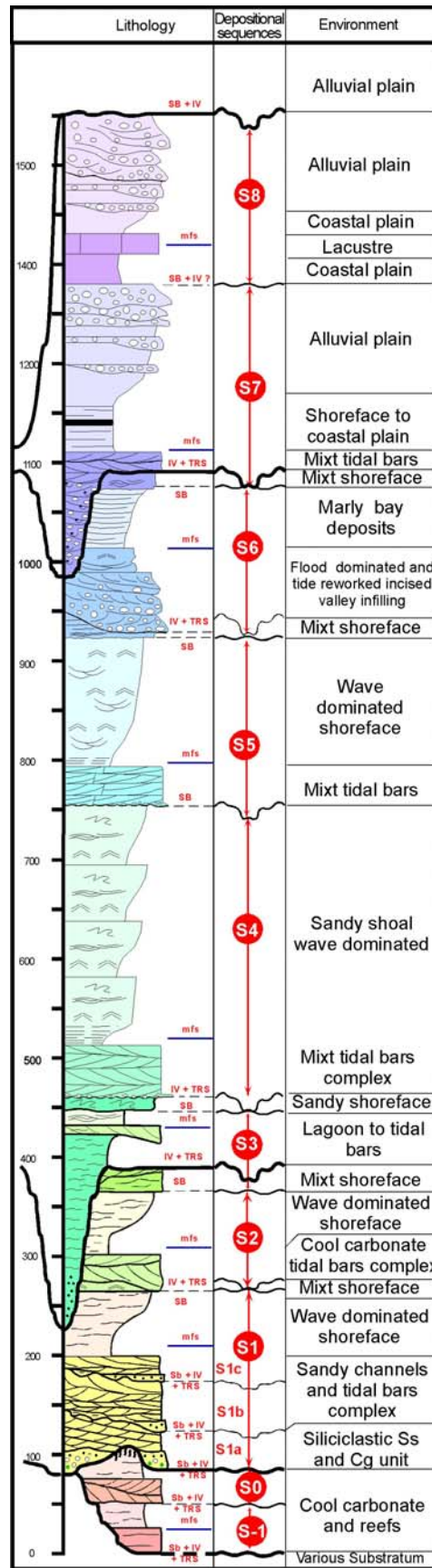


Figure 3-53 : Organisation stratigraphique du remplissage miocène du bassin molassique rhodano-provençal en 10 séquences de dépôt.

3.3.2 La succession bio-chronostratigraphique du BMRP

Le bassin molassique miocène rhodano-provençal (BMRP) a donc été l'objet d'une analyse multidisciplinaire intégrée visant à mieux comprendre l'organisation stratigraphique du remplissage d'un bassin syntectonique. L'actualisation du modèle stratigraphique selon les concepts de la stratigraphie séquentielle a permis de découper son remplissage miocène en 10 séquences et de montrer l'importance des vallées incisées dans la répartition spatiale et temporelle des dépôts (Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2002).

Dans la présentation qui suit, un intérêt particulier est porté à la datation de la surface d'érosion fluviale de très grande ampleur reconnue au passage entre le Miocène inférieur et le Miocène moyen et à l'attribution stratigraphique des marnes plus ou moins sableuses de faciès « schlier » comblant cette morphologie. Ces résultats font l'objet d'une publication (Besson *et al.*, 2005).

3.3.2.1 La variation latérale de faciès et ses implications stratigraphiques

Le remplissage du BMRP a longtemps été découpé en trois grandes formations lithologiques à signification stratigraphique sur la base des éléments paléontologiques alors disponibles, lamellibranches et mammifères. Les dépôts marins sont représentés par les molasses principalement bioclastiques du « Burdigalien », les marnes sableuses et les sables de l'« Helvétien » et les molasses du « Tortonien » (Depéret, 1892 ; Gignoux, 1960 ; Demarcq, 1970). Ils s'inscrivent dans le grand cycle transgressif – régressif néogène (Bartek *et al.*, 1991) qui se termine par la progradation d'un piedmont continental (Clauzon *et al.*, 1989). Le passage entre ces « Burdigalien » et « Helvétien » correspondrait à celui entre le « 1^{er} étage méditerranéen » et le « 2^{ème} étage méditerranéen », tels que définis par Suess (1900).

Dans le BMRP, la base de cet « Helvétien » est marquée par le développement d'un faciès assimilé au « schlier » (Gignoux, 1960 ; Demarcq, 1970) puissante accumulation de marnes sableuses, parfois laminées, gris bleuté, pauvres en faune et flore, d'environnement marin peu profond. La réinterprétation stratigraphique du « Burdigalien » et de l'« Helvétien » a eu pour conséquence que certaines de ces marnes sableuses furent attribuées au Burdigalien en variations latérales de faciès des molasses bio-clastiques (Demarcq, 1970), et d'autres au Langhien. Depuis, l'étage « Helvétien » a été éliminé de la nomenclature internationale (RCMNS, Bratislava 1975). Simultanément l'évolution des connaissances sur les foraminifères planctoniques de type préorbuline (*Globigerinoides bisphericus*, *Globigerinoides sicanus* et *Praeorbulina glomerosa*) ajoute à la confusion (discussion in Anglada, 1987).

Le BMRP est divisé en sous-bassins juxtaposés le long du cours du Rhône, de la Durance et de leurs principaux affluents. Venant du Sud, la transgression marine du Miocène inférieur ennoie progressivement les zones basses puis leurs interfluves définissant alors un paysage composé du « Golfe provençal », d'îles et de hauts-fonds (Demarcq, 1970). A la fin du Burdigalien, cette transgression provoque la communication du BMRP avec les bassins péri-alpins de l'Europe de l'Est (Rubino *et al.*, 1990 ; Depéret, 1892 ; Gignoux, 1960). Les molasses burdigaliennes affleurent toujours sur la périphérie des sous-bassins, tandis que dans leurs centres sont reconnus les dépôts marno-sableux de faciès « schlier ». Comme le remplissage du BMRP était considéré comme un simple empilement stratigraphique, de

l'Aquitainien au Tortonien (Demarcq, 1970 ; Pouyet *et al.*, 1997), cette disposition singulière avait interpellé Gignoux qui ne pouvait s'expliquer comment une transgression peut « arriver sur les bords d'un bassin avant d'en avoir envahi le centre » (Gignoux, 1960 : fig. 134, p. 605).

La géométrie du contact entre ce remplissage et son substratum se fait selon plusieurs modalités : concordance stratigraphique, *onlap* passif, *onlap* divergent et comblement, principalement par des dépôts paraliques, de vallées incisées d'origine fluviale. Cette quatrième modalité, proposée récemment (Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2002) met en question le schéma stratigraphique admis et explique notamment le contexte sédimentaire du stratotype du Burdigalien dans le bassin de Valréas (Saint-Restitut) (Depéret, 1892 ; Gignoux, 1960 ; Demarcq, 1970 ; Pouyet *et al.*, 1997).

Notre méthode d'analyse combinant les faciès, la bio-stratigraphie, l'identification des séquences de dépôt et leur cartographie par cortège de dépôt a été étalonnée sur les dépôts du Miocène inférieur car ce sont les mieux contraints tant d'un point de vue stratigraphique (Depéret, 1892 ; Gignoux, 1960 ; Anglada, 1987 ; Martini, 1971 ; Maurel-Ferrandini, 1976) que géométrique (Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2002). Il apparaît que ces systèmes de dépôt comblent un réseau fluviale composite de vallées incisées (Figure 3-53), préservé toujours en contre-haut des dépôts plus récents (Besson *et al.*, 2002). Dès lors les molasses burdigaliennes, bioclastiques à mixtes, ne peuvent plus être interprétées comme des variations latérales de faciès avec les marnes sableuses à faciès « schlier » ou à leur équivalent des marnes de Faucon dans le bassin de Valréas (Demarcq, 1970 ; Pouyet *et al.*, 1997, 1984). La succession stratigraphique miocène doit être dorénavant décrite comme un empilement composite de dépôts, déboîtement et emboîtement se succédant (Figure 3-53).

3.3.2.2 Actualisation du canevas bio- et chrono-stratigraphique du BMRP

Nous avons utilisé huit types de repères stratigraphiques afin de préciser l'âge des cortèges sédimentaires du BMRP (Figure 3-54). Les séquences de dépôts ont été calés à partir des chartes d'Hardenbol *et al.*, 1998 (Figure 3-55). L'ensemble des données ont été interprétés à la lumière des dernières analyses et chartes publiés présentés et ou référencés en annexes et sur la Figure 3-56. Ce travail de synthèse des données stratigraphiques (préexistantes et acquises) intégré au sein d'un découpage séquentiel de la série Miocène du BMRP est l'objet d'une publication (Besson *et al.*, 2005).

- **Les foraminifères**

Les déterminations ont été effectuées par Madame S. Iccarino, Messieurs W.A. Berggren et R. Wernli. Toutes les données se trouvent en annexe.

La reconnaissance du Miocène inférieur n'appelle pas de réserve (Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Besson *et al.*, 2002 ; Anglada, 1987 ; Maurel-Ferrandini, 1976). Les marnes de haut niveau marin de la séquence S1 renferment *Globigerinoides altiapertura* (Maurel-Ferrandini, 1976).

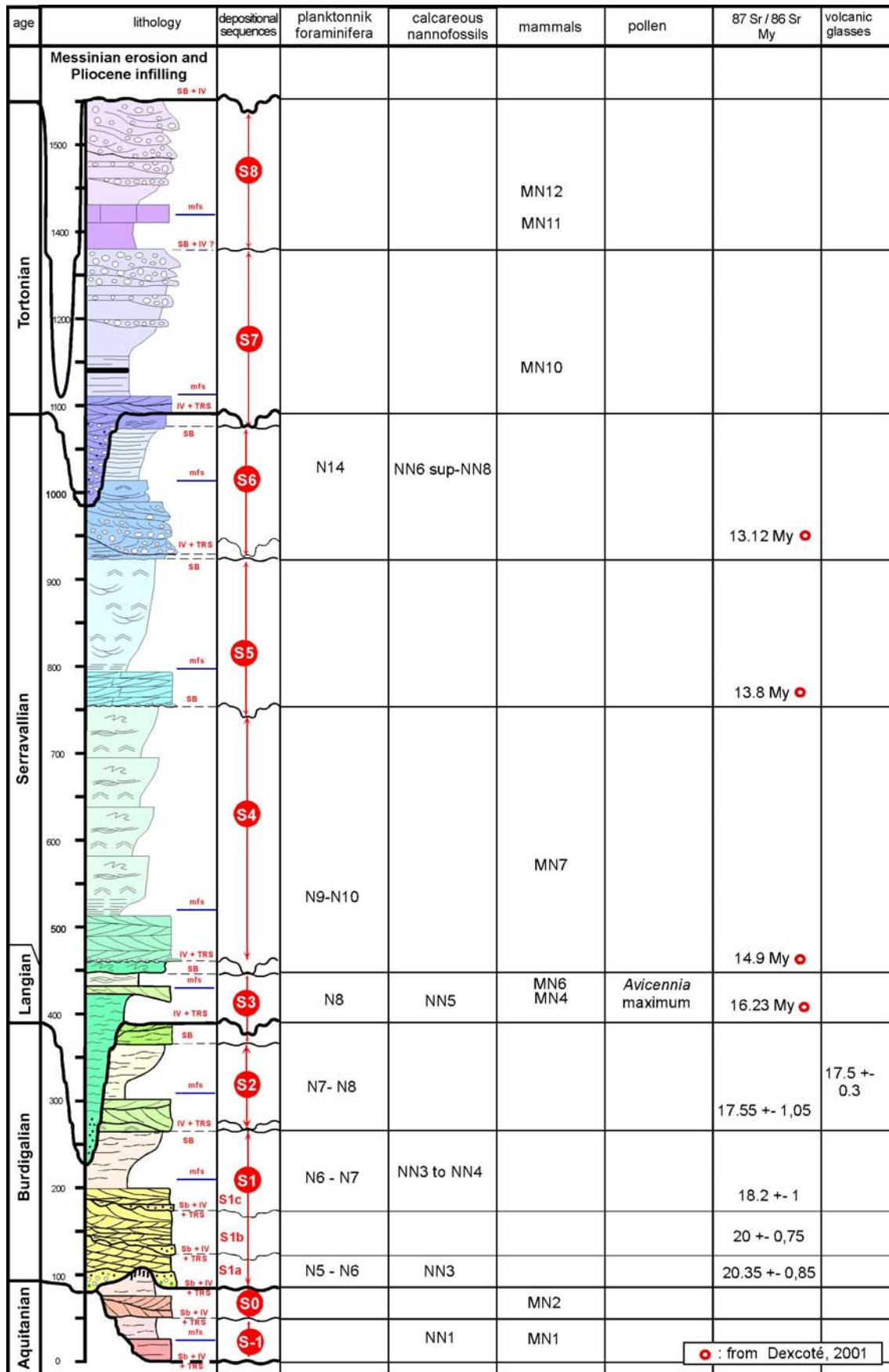


Figure 3-54 : Coupes synthétiques intégrant les données litho- bio- et chronostratigraphiques des différents sous-bassins du BMRP

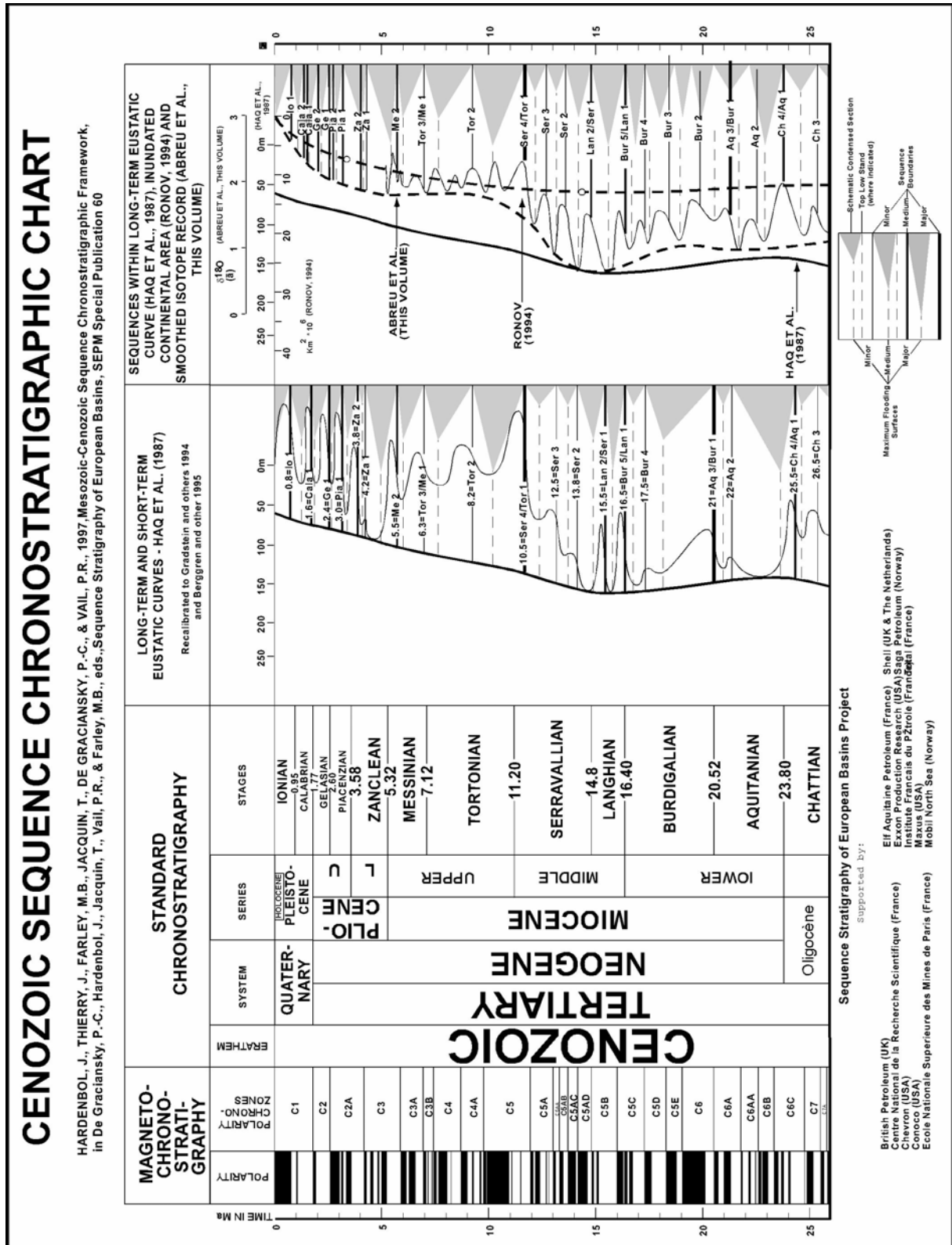


Figure 3-55 : Charte utilisé pour ce travail (hazrdenbol *et al.*, 1998) pour les séquences de dépôts. Le calage chronostartigraphique, foraminifère et plancton notamment c'est basé sur la discussion de plusieurs charte présentée en annexe.

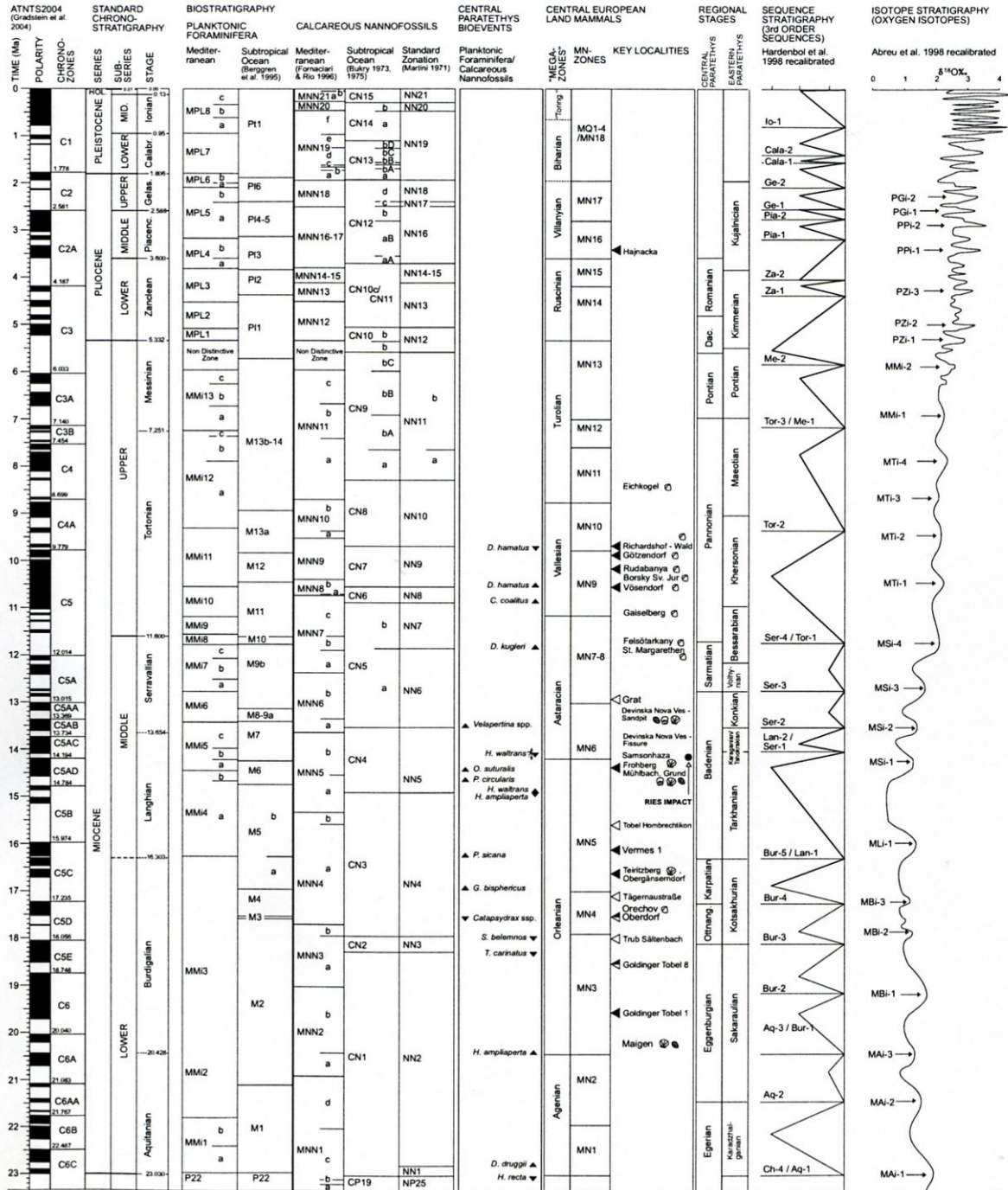


Figure 3-56 : Charte plus récente intégrant les derniers résultats stratigraphiques (Groupe EDDEN, 2004 ; comm. orale Aguilar 2004)

Pour dater le début du remplissage de la grande vallée incisée, le meilleur élément de datation est l'apparition des préorbulines qui caractérisent la zone du même nom (N8, base du Langhien) dans les marnes de la base de la séquence S3. Ces marnes affleurent notamment dans les bassins de Sommières, Valréas (Pouyet *et al.*, 1997), de basse Provence dans la carrière Lafarge à Fos-sur-mer (Anglada, 1987 ; Maurel-Ferrandini, 1976) et celle de Bayanne à Istres (Jiménez-Moreno *et al.*, 2002).

Les premières orbulines, *Orbulina universa* (Anglada, 1987), se rencontrent en basse Provence dans les marnes du niveau de condensation de la séquence S4.

Les marnes de haut niveau de la séquence S6 sont datées dans le bassin de Cucuron (ravin du Loup) par l'association de *N. mayeri* et *N. cf. acostaensis* (*sensu* W.A. Berggren) et attribuées aux zones N14-15.

- **Les ostracodes**

Les déterminations ont été effectuées par Messieurs V. Apostolescu et J. Dellenbach. Toutes les données se trouvent en annexe.

L'analyse des ostracodes n'a pas permis de confirmer la corrélation entre les marnes de faciès « schlier » et les molasses burdigaliennes (Demarcq, 1970 ; Pouyet *et al.*, 1997), chacune étant caractérisée par une association faunistique propre.

- **Les nannoflores**

Les déterminations ont été assurées par Mesdames K. Von Salis, M.P. Aubry, et C. Laporte-Galaa. Toutes les données se trouvent en annexe.

Les interlits marno-sableux de la partie basale du cortège transgressif de S1 sont attribués à la nannozone NN3 par la présence de *Sphenolithus belemnus* dans le bassin de Valréas dans les coupes de Saint-Restitut et de Montbrison-Fontbonau (Martini, 1971) et dans celui d'Apt dans la coupe de Notre Dame des Lumières.

Les marnes du cortège de haut niveau de S1 sont datées par *Helicosphaera ampliaperta* de la nannozone NN3-4 comme dans le bassin de Digne (Crumeyrolle *et al.*, 1991) et dans ceux de Carpentras (Vénasque), Forcalquier (Ganagobie), Valréas (Saint-Restitut, Montbrison-Fontbonau).

Dans le bassin de Forcalquier, les marnes du cortège de haut niveau de S3 ont livré seulement *Sphenolithus heteromorphus*, suggérant la zone NN5 (Lesueur *et al.*, 1990). Il faut toutefois mentionner que l'utilisation des nannofossiles est délicate sans un support stratigraphique plus complet.

Les remaniements de nannofossiles sont omniprésents dans la série miocène du BMRP : *Helicosphaera ampliaperta* se retrouve jusqu'au Tortonien dans la quasi-totalité des échantillons analysés, des marqueurs du Campanien au Maestrichtien dans le Miocène inférieur de Vénasque et d'Uzès, d'autres du Paléogène dans les bassins d'Apt, de basse Provence (Salon-de-Provence), Carpentras (Vénasque), Digne (Ganagobie) et de Valréas.

Dans le bassin de Cucuron et dans les marnes de Saint-Pantaléon du bassin de Valréas, les marnes de haut niveau de la séquence S6 ont livré une nannoflore des zones NN6sup-NN8, comparable à celle de Jujurieux (Aguilar *et al.*, 2003 : échantillon 15).

- **Les micromammifères**

Dans le cadre de ce travail aucun nouveau gisement n'a été découvert, par contre il prend en compte tous les gisements trouvés ou revus par J.-P. Aguilar et J. Michaux qui en avaient assuré les déterminations, plus de nombreuses données inédites.

Une des dernières synthèses de ces auteurs (J.P. Aguilar, 2004 comm. Person.) est présentée Figure 3-57).

Ce travail a également été l'occasion d'une remise à plat des échelles stratigraphiques utilisant les micromammifères. La synthèse obtenue est résumée sur la Figure 3-58.

Durant mon travail de thèse deux nouveaux gisements à micromammifères, dans les ravins de Saint-Symphorien et de Maurel (Bassin miocène de Digne, Alpes de Haute-Provence) ont été découverts et exploités par Couëffé & Maridet (2003). Nous plaçons ces deux gisements en équivalence avec le gisement d'Abros (Figure 3-58) cependant moins riche en faune et dont l'attribution stratigraphique était moins précise (Aguilar & Clauzon, *in* Besson *et al.* 2002a). Ces trois gisements sont les plus anciens actuellement connus dans la Molasse Marine Supérieure du bassin de Digne (*sensu* Beaudoin & Gigot 1971 ; Gigot *et al.* 1974) dont le travail des auteurs vient enrichir la connaissance stratigraphique. Pour simplifier, nous regroupons sous le nom de « niveau d'Abros – Maurel » les trois gisements cités précédemment et considérés comme équivalents.

D'autre part, dans cette même note, Couëffé & Maridet (2003) réévaluent l'âge des gisements de Pré Forant et de Reynier (Clauzon *et al.* 1989), les corrélations au sein des formations d'âge Miocène moyen dans le bassin de Digne et, par conséquent, l'âge du passage marin-continental.

Ce paragraphe a pour objet de discuter l'âge de ces différents gisements, un commentaire (Parize *et al.*, soumis), plus complet sur leurs implications stratigraphiques et tectoniques est présenté en annexe.

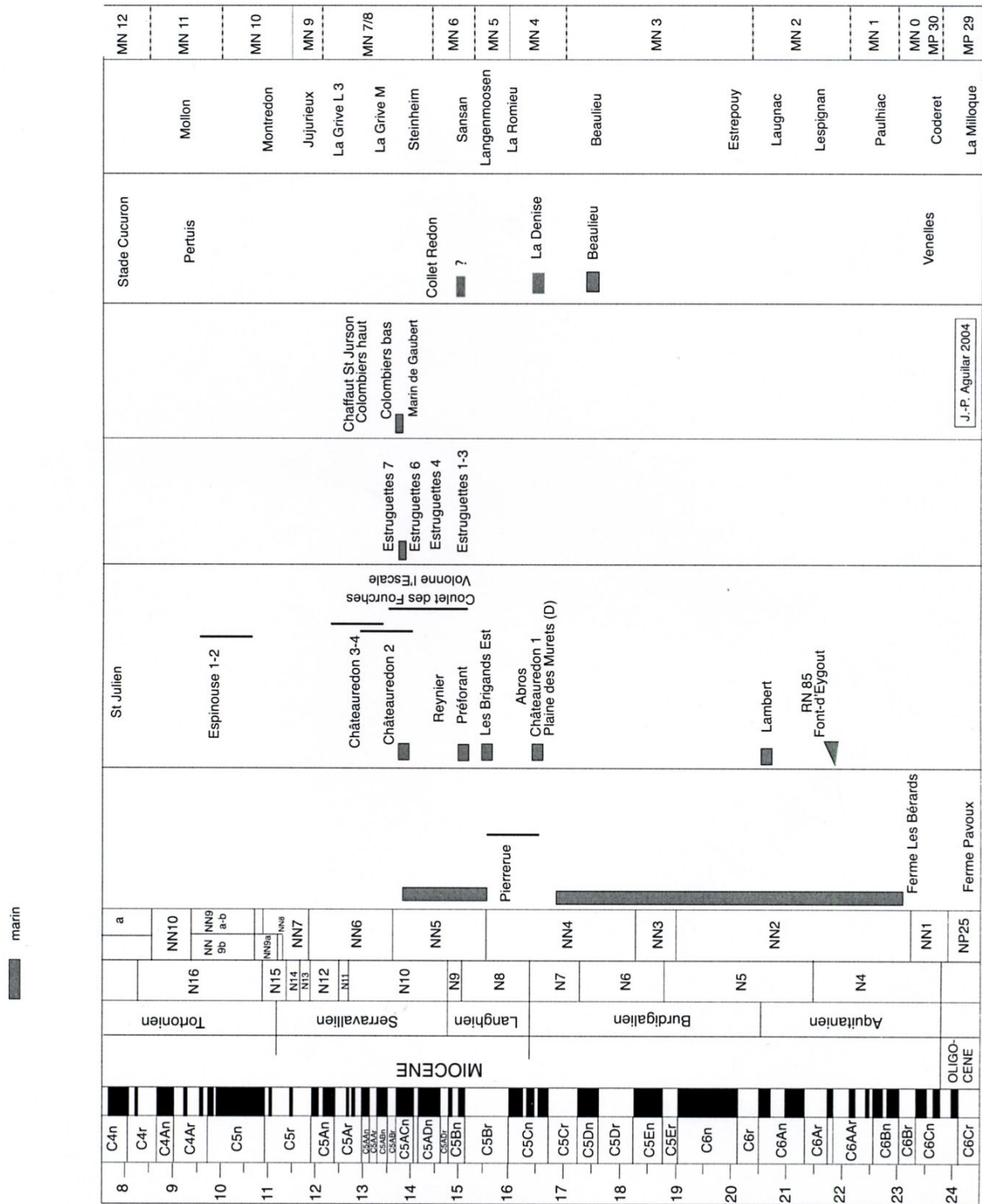


Figure 3-57 : Synthèse des principaux gisements du BMRP (Aguilar, 2004 ; comm. Personnel.)

Chronostratigraphie standard (Ma)		Biozonation mammalienne	Faunes de référence	Gisements (bassin de Digne)
14	SERRAVALLIEN	MN7		
		?		Reynier
15	LANGHIEN	MN6	Sansan	Pré Forant
		?	Rosshaupten	
16	LANGHIEN	MN5	Langenmoosen	
		?	?	
17	BURDIGALIEN	MN4		Châteauredon 1 / Abros
			Oberdorf	
			Beaulieu	
				XI - 2003

Figure 3-58 : Place des niveaux d'Abros – Maurel, de Pré Forant et de Reynier sur une échelle chronostratigraphique (e.g. Hardenbol *et al.*, 1998) et corrélations avec les biozones et les gisements de références (explications et discussion dans le texte). Ce tableau est soumis pour publication (Parize *et al.*, soumis au Eclogae)

Sur l'âge du niveau d'Abros – Maurel (Figure 3-58)

Nous ne discutons pas l'attribution du niveau d'Abros – Maurel à la seconde moitié de la biozone MN 4 (*sensu* zonation des mammifères néogènes : De Bruijn *et al.* 1992 ; Mein 1999) et sa corrélation avec celui de Châteauredon 1 (Lalaï 1986 ; Aguilar *et al.* 1999). En revanche, la restriction de son âge au Burdigalien supérieur, entre 17,6 et 16,5 Ma, nous paraît pour le moins « strati-rigide ».

L'utilisation de biozones limitées par des âges absolus (e.g. charte de Kempf *et al.* 1997) semble pour l'instant discutable compte tenu du manque de repères stratigraphiques dont disposent les mammalogistes. C'est d'ailleurs pour cette raison que nombre d'entre eux n'utilisent pas de charte mais se réfèrent uniquement à des gisements de références et à leurs positions relatives (e.g. Aguilar 1982).

D'une part, Couëffé & Maridet (2003) utilisent les valeurs absolues temporelles de la charte établie par Kempf *et al.* en 1997 alors que celles-ci ont été réévaluées par Agustí *et al.* en 2001 (sur les mêmes coupes complétées de données magnétostratigraphiques sur les bassins espagnols). Cette réinterprétation des données magnétostratigraphiques met en exergue les incertitudes existantes pour plusieurs de ces limites. Ainsi la limite entre les biozones MN3 et MN 4 est située entre 16,6 et 17 Ma selon Agustí *et al.* (2001) et celle entre MN4 et MN5 à 16 Ma : la biozone MN4 représente donc (Figure 3-58) des dépôts d'âge Burdigalien supérieur à Langhien avec les incertitudes actuelles (Berggren *et al.* 1995).

Par ailleurs l'âge de la limite entre les biozones MN3 et MN4 vient d'être précisé grâce aux récents travaux d'Aguilar *et al.* (2003) qui proposent un âge compris entre 17,2 et 16,8 Ma (Figure 3-58). La biozone MN4 est marquée par deux immigrations successives de rongeurs, tout d'abord celle du genre *Democricetodon*, puis celle du genre *Megacricetodon*. Une faune à *Democricetodon* seul est signalée en Autriche dans le gisement d'Oberdorf dont la magnétostratigraphie permet de lui attribuer un âge voisin de 16,6 – 16,7 Ma (*in* Aguilar *et al.* 2003). Les faunes à *Democricetodon* et *Megacricetodon* sont en conséquence plus jeunes et peuvent se voir attribuer un âge compris entre 16,6 et 16 Ma, ce qui est le cas pour la faune de Châteauredon 1, le situant ainsi près de la limite entre le Burdigalien et le Langhien. Si, comme le suggèrent Couëffé & Maridet (2003), le gisement du ravin de Saint-Symphorien est équivalent à celui de Châteauredon 1, un âge langhien ne peut donc plus être exclu.

L'âge de la limite inférieure de ce niveau, 17,6 Ma rappelé par Couëffé & Maridet (2003), est proposé par corrélation entre une courbe isotopique établie sur les dépôts continentaux de la série molassique de Châteauredon ($\delta^{13}\text{C}$ sur nodules pédogénétiques) et celle de l'océan global (Lopez *et al.*, 2000 ; Bialkowski, 2002). Cette corrélation, en accord avec la charte proposée par Kempf *et al.* en 1997 (et donc contestée par certains depuis), est réalisée d'une part sans une localisation adéquate du gisement de Châteauredon 1 (Laläi, 1986 ; Aguilar *et al.* 1999), et d'autre part dans une hypothèse de continuité de l'enregistrement sédimentaire que ne valident pas les travaux régionaux récents (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Wonham, 1996 ; Besson *et al.*, 2002).

En conclusion, la discussion sur les incertitudes des limites de biozones par Agustí *et al.* (2001) et les récentes conclusions de Aguilar *et al.* (2003) basées sur les faunes de références, conduisent ensemble à rajeunir l'âge de la limite entre les biozones MN3 et MN4 et à attribuer la biozone MN4 au Burdigalien terminal et peut-être même à la partie inférieure du Langhien. Par son contenu faunistique, le niveau d'Abros – Maurel, probablement équivalent à Châteauredon 1 (Couëffé & Maridet, 2003), est placé dans la moitié supérieure de la biozone MN4, ce qui ne permet en aucun cas de restreindre son âge au Burdigalien supérieur, entre 17,6 et 16,5 Ma, comme le proposent ces auteurs, mais lui attribue un âge burdigalien terminal à langhien, plus jeune que 16,6 Ma (Figure 3-58).

Pour résumer : le gisement de Châteauredon 1 est au-dessus de la surface d'érosion. Sa faune de rongeurs est caractérisée par l'association *Democricetodon* et *Megacricetodon*, la présence de *M. lalai* lui confère une position chronologique intermédiaire entre d'une part, le gisement de Langenmoosen, plus jeune et d'autre part, celui d'Oberdorf, plus ancien (Aguilar *et al.*, 2003) : il appartient à la seconde moitié de la zone MN4 et son âge est estimé entre 16 et 16,6 Ma (Parize *et al.*, soumis). Par ailleurs par corrélation il appartient à la zone N8 (apparition des preorbulines).

Sur l'âge des gisements de Pré Forant et de Reynier (Figure 3-58)

Nous discutons de la même façon l'attribution à la biozone MN5 et à un âge langhien strict par Couëffé & Maridet (2003) des gisements de Pré Forant et de Reynier (Clauzon *et al.* 1989).

Rappelons que le gisement de Reynier est superposé (donc plus jeune) à celui de Pré Forant (de l'ordre de 140 mètres, voir annexe) et que la microfaune du premier est plus évoluée que celle du second. Les faunes de ces deux gisements sont bien distinctes et peuvent être comparées aux faunes des gisements bavarois (Figure 3-58) que sont Langenmoosen (MN5) et Rosshaupten (MN6). En effet, le *Megacricetodon* aff. *bavaricus* de Pré Forant,

indique un âge plus jeune que celui de Langenmoosen et proche de celui de Rosshaupten alors que le *Megacricetodon* aff. *germanicus* de Reynier indique un âge plus jeune que celui de Rosshaupten (Clauzon *et al.*, 1989).

L'appartenance du gisement de Langenmoosen à la biozone MN5 est reconnue par tous les mammalogistes, mais celle du gisement de Rosshaupten n'est pas parfaitement établie. Aguilar *et al.* (1999, Fig. 13) proposent pour Rosshaupten un âge sensiblement contemporain de celui Sansan, niveau repère de la biozone MN6, dont l'âge estimé par la magnétostratigraphie est de 15 Ma (Sen 1997). Cette attribution au Miocène moyen des gisements de Pré Forant et de Reynier (Figure 3-58) ne fait aucun doute quelles que soient les échelles mammalogiques considérées.

En conséquence, le gisement de Pré Forant peut être attribué à la biozone MN6 donc corrélatif avec le Langhien terminal (éventuellement le Serravallien basal) et celui de Reynier, plus jeune, à la biozone MN 6 ou MN 7, avec un rattachement probable au Serravallien (Figure 3-58).

- **Les pollens**

Les déterminations ont été assurées par Messieurs G. Jiménez-Moreno et J.-P. Suc.

Au-dessus de la grande surface d'érosion, nos analyses polliniques ont révélé un fort développement de pollens d'*Avicennia*, caractérisant une mangrove, à la fois en position amont au front de la nappe de Digne comme à Châteauredon où *Avicennia* dépasse 5 % du total pollinique, *Pinus* exclu et en position aval, à Bayanne, où *Avicennia* dépasse 3 % du total pollinique, *Pinus* exclu. Leur localisation se situe de part et d'autre de la surface d'inondation maximale MFS, du comblement estuarien de la vallée du Burdigalien terminal (Figure 3-59 ; Figure 3-60 ; Figure 3-61).

Dans la coupe de référence de La Rierussa (Catalogne, Vallès-Pénédès), on a enregistré un brusque pic d'*Avicennia* (plusieurs échantillons où *Avicennia* représente de 7 à 4 % du total pollinique, *Pinus* exclu) vers la base du Langhien (Bessedik et Cabrera, 1985 ; Jiménez-Moreno, thèse en cours). Dans cette coupe ainsi que dans d'autres coupes du secteur, aucun autre niveau sous-jacent ou sus-jacent ne montre des fréquences aussi élevées en pollen d'*Avicennia* qui ne dépasse jamais 1 % du total pollinique, *Pinus* exclu. Ce maximum pollinique a également été enregistré au même niveau dans la coupe voisine de San Pau d'Ordal (Bessedik et Cabrera, 1985). Il signe assurément l'optimum climatique miocène bien mis en évidence par Miller *et al.* (1991).

On en déduit que les maxima en *Avicennia* notés en Provence, certes moindres parce qu'enregistrés à une latitude plus haute, signent pareillement le maximum thermique du Miocène, ici situé précisément dans le Langhien.

Dans la mesure où ce pic d'*Avicennia* est singulier, sa position, en dessous de la MFS, en aval (Bayanne) et au-dessus, à l'amont (Châteauredon), enregistre le diachronisme de la MFS lié à un apport sédimentaire important au front de la nappe de Digne.



Figure 3-59 : Vue générale des marnes de Bayanne et de la barre tidale transgressive séparant cet intervalle en deux ensembles. Le cadre (photo ci-dessous) définit la position d'une racine de palétuvier préservé sous la surface de ravinement tidal.



Figure 3-60 : Détail sur la racine de palétuvier préservée à la base de la barre tidale

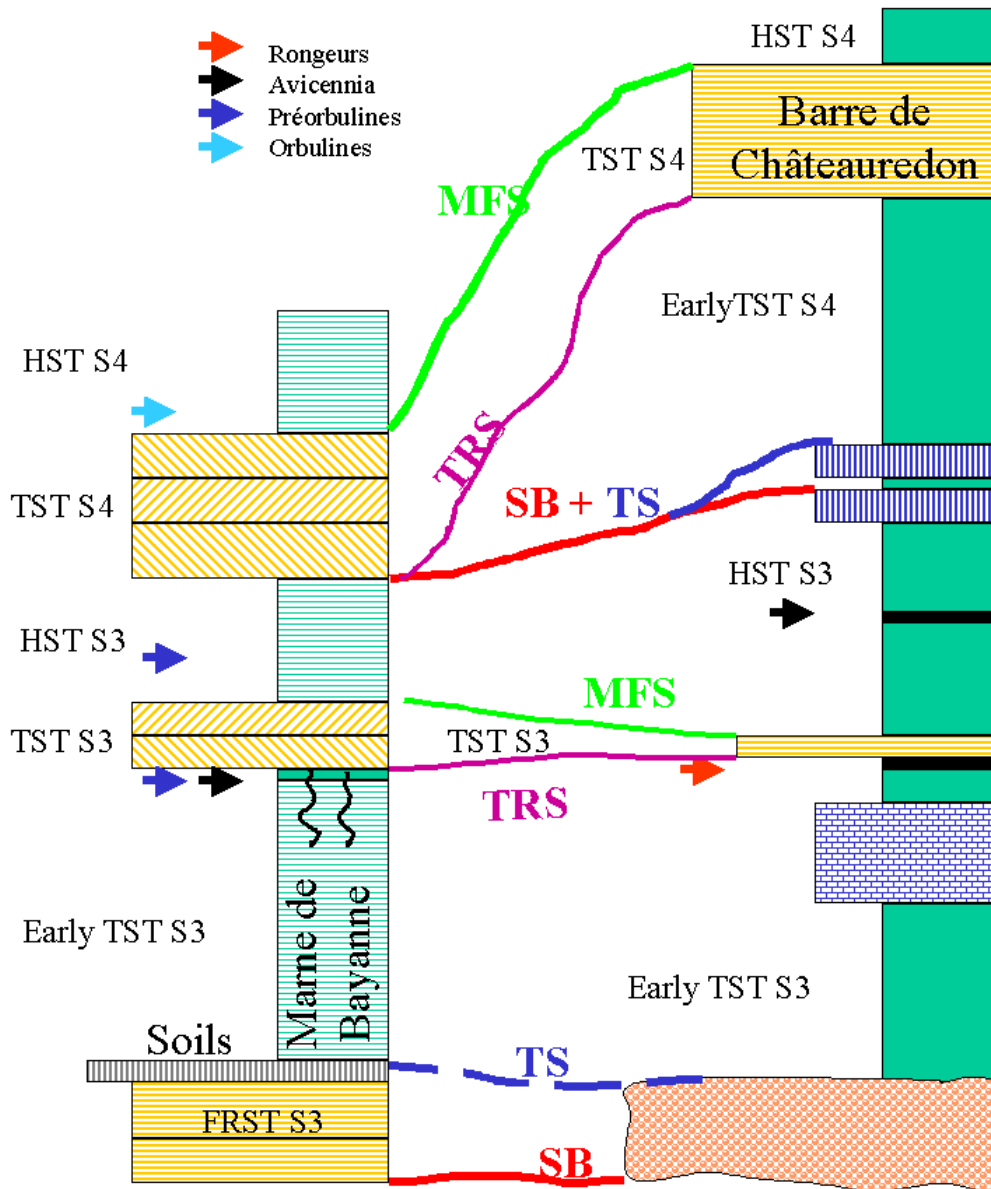


Figure 3-61 : Corrélation des séquences de dépôts langhiennes entre l'amont (Châteauredon) et l'aval (Bayanne) contrainte par les données biostratigraphiques (foraminifères, rongeurs et pollens).

- La stratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Les analyses ont été assurées par D. Besson, S. Dennebouy, Y. Dexcoté et suivies par P. Masse et Ch. Seyve.

Des analyses isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été réalisées sur des bioclastes comme huîtres, pectens et bryozoaires (Figure 3-62). Les valeurs ont été reportées sur une courbe synthétique regroupant l'ensemble des valeurs récentes du strontium (Dennebouy, 2001). La base du cortège transgressif de la séquence S1 dans le bassin de Carpentras est datée à $20,35 \pm 0,85$ Ma et son sommet à $18,2 \pm 1,0$ Ma (Besson *et al.*, 2002). En basse Provence, le cortège

transgressif de la séquence S2 est daté à $17,55 \pm 1,05$ Ma (Besson *et al.*, 2002) et celui de la séquence S3 à 16,23 Ma (Besson, 2005 ; Dexcoté, 2001)

Nom	Nature des échantillons	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (NBS987 = 0.710248)	Sigma (off line)	Age estimé en Ma	Attribution stratigraphique correspondante
GEN 1 (Genestière)	Bioclastes	0,708422	0,000008	20,35+-0,85*	Burdigalian S1a
SLG 3 (La Tapy, Venasque)	Bioclastes	0,708442	0,000007	20+-0,75*	Burdigalian S1b
SLG 4 (La Tapy, Venasque)	Pecten	0,708557	0,000014	18,2+-1*	Burdigalian S1c
MAR 1 (Martigues)	Huître	0,708600	0,000016	17,55+-1.05*	Burdigalian inf./Sup. (S1/S2)
BAY6a (Bayanne)	Bioclastes	0.708753	0.000023	16.23°	Langhian S3
BAY7 (Bayanne)	Bioclastes	0.708798	0.000027	14.9°	Serravallian S4
BAY8 (Bayanne)	Bioclastes	0.708827	0.000021	13.8°	Serravallian S5
BAY11 (Bayanne)	Bioclastes	0.708845	0.000023	13.12°	Serravallian S6

* Valeur obtenue par projection sur courbe synthétique de l'océan mondiale (Dennebouy, 2001)

° Valeur obtenue par Y. Dexcoté, 2001 ; en utilisant les formules suivantes :

(Age en Ma) = $26661.43 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} * 37593.98)$ pour des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre 0.708930 et 0.708789.

(Age en Ma) = $10393.19 - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} * 14641.29)$ pour des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre 0.708788 et 0.708305.

Figure 3-62 : Tableau synthétique des données isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilisées dans ce mémoire.

- **La géochronologie K-Ar**

Les analyses et leur interprétation ont été effectuées par N. Fiet.

Nous avons échantillonné tous les niveaux glauconieux de la série miocène pour réaliser des datations radiométriques par méthode K-Ar. Celles-ci ont été effectuées par N. Fiet. L'ensemble des mesures réalisées sur des glauconies présentant tous les critères nécessaires de qualité se sont avérées plus anciennes d'1,5 à 2 Ma que les âges fournis par la biostratigraphie conventionnelle.

Dans les marnes du haut niveau de S6 du bassin de Cucuron, cet écart est de l'ordre de 1,6 Ma, différence entre la proposition K-Ar obtenue ($13,1 \pm 0,2$ Ma) et l'estimation à partir des foraminifères et des nannoflores (11,5 Ma). Cet écart s'interprète par l'existence de remaniements de glauconie des dépôts sous-jacents, voire du Paléogène et/ou du Crétacé, et transportées sur des distances inconnues, à la manière des nannofossiles.

- **La présence de verres volcaniques**

L'échantillonnage pour la recherche des microfaunes correspond à plus de 350 prélèvements au sein de la série miocène répartis dans tous les sous-bassins. La présence de verres volcaniques a été reconnue dans les échantillons prélevés dans les marnes du haut niveau marin de S2 des coupes de Beaulieu et des « cabanes », en bordure de l'étang de Berre. La préservation de leur cassure conchoïdale atteste l'absence de remaniement et permet la corrélation avec l'épisode volcanique de Beaulieu daté à $17,5 \pm 0,3$ Ma (Aguilar *et al.*, 1996).

- **L'analyse des faciès sur quelques lames minces**

Les analyses et déterminations ont été effectuées par Monsieur N. James. Toutes les données se trouvent en annexe.

L'analyse de quelques lames minces ont permis d'effectuer une première synthèse des caractéristiques des molasses du miocène inférieur et moyen.

Burdigalien inférieur et moyen (S1) :

- Principalement des échinoïdes, des bryozoaires, corallines, foraminifères benthiques, grainstone.
- Diminution de la glauconie et du quartz vers le haut de la série (quartz plutôt anguleux dans la partie inférieure)
- Principalement de petits foraminifères benthiques, quelques plus larges vers le sommet
- Corallines principalement sous forme de fragments, encroûtantes – quelques unes articulées
- Peu de pecten et d'huîtres
- Foraminifères : Elphidium, amphistegina, agglutinés
- Peu de foraminifères planctoniques dans la partie inférieure
- Grains plus gros dans la partie supérieure
- Peu de packstone dans la partie inférieure
- Dents localement abondantes dans la partie inférieure
- Localement des brachiopodes
- Petite quantité de dolomite (Vénasque).
- Présence de débris de paléosol / bois / os remaniés au sein des conglomérats de transgression (à la base et au sein de S1)

A Courennes (partie amont de la vallée) la proportion de pecten et de balanne augmente et celles des algues rouges diminuent voire disparaissent.

Burdigalien supérieur (S2) :

- Bryozoaires, pecten, coralline, balanne, moule d'aragonite grainstone (peu de packstone)
- Très peu de foraminifères benthiques localement aucun
- Corallines : rhodoliths et quelques branches robustes (pas d'articulés)
- Peu de quartz (roulés)
- Peu de coraux aragonite
- Conglomérat près du contact S1 / S2

Miocène moyen (S3 à S6)

- Mollusque (bivalves calcitique), glauconite, quartzose, grainstone
- Pectens huîtres, balane, localement serpulids (agglomérés)

3.3.2.3 Corrélation avec les chartes eustatiques

Les corrélations des séquences de dépôts du BMRP avec celles des chartes eustatiques (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) montrent une bonne adéquation en général tant par leurs nombres que pour leurs âges. La différence majeure s'observe pour les séquences de dépôts du Burdigalien inférieur et moyen pour lesquelles la hiérarchisation adoptée dans le BMRP est différente de celle proposée par Hardenbol *et al.* (1998). En effet ces auteurs ont proposé un découpage séquentiel au III^{ème} ordre avec 4 séquences de dépôts burdigaliennes (Bur1 à Bur4). Si ce découpage semble plus cohérent que la charte de Haq et coll. (1987) qui n'en proposait que 2, avec l'adoption de séquences de dépôt au III^{ème} ordre d'une durée de 0,8 à 1 Ma, il ne reflète pas bien la hiérarchisation des dépôts miocènes du BMRP. Nous avons donc opté pour une décision intermédiaire qui consiste à conserver au III^{ème} ordre, 2 séquences de dépôt burdigaliennes, comme proposé par Haq et coll. (1987), et à considérer les 3 séquences du Burdigalien inférieur et moyen comme des séquences hautes fréquences (IV^{ème} ordre) au sein d'une grande séquence au III^{ème} ordre pour le Burdigalien inférieur et moyen. Cette ambiguïté dans la hiérarchisation des séquences de dépôts reflète bien que les séquences de dépôt au III^{ème} ordre ne sont pas d'origine purement eustatique mais présentent un couplage avec l'évolution tectonostratigraphique et géodynamique tout comme le montrent les séquences de deuxième ordre.

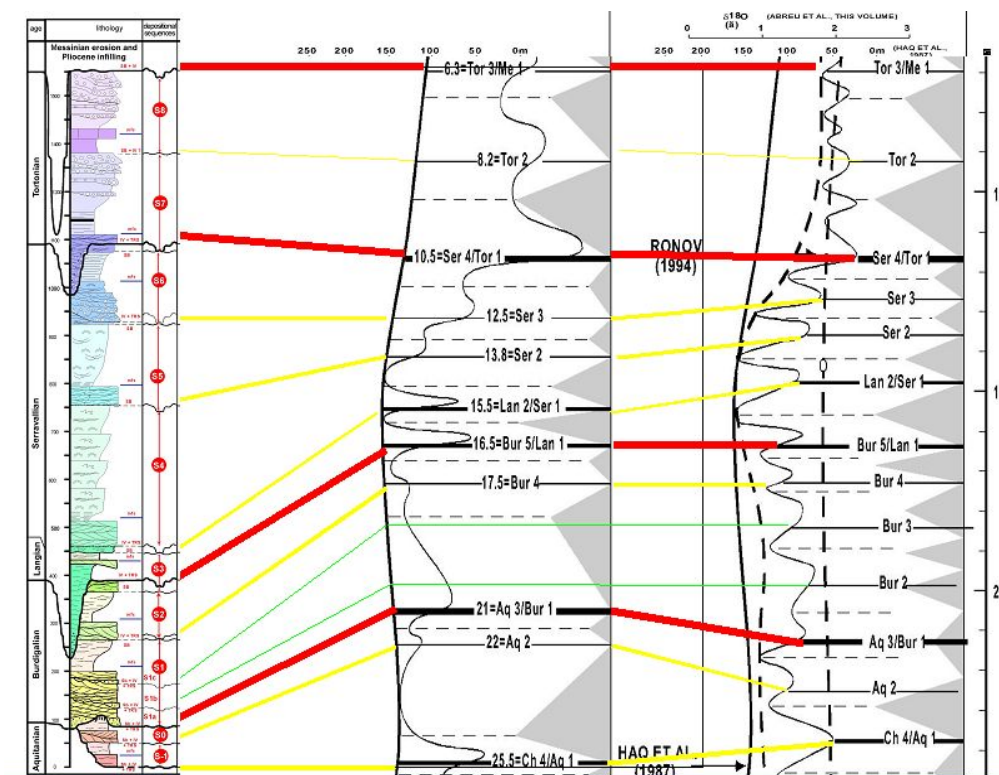


Figure 3-63 : Proposition de corrélation des séquences de dépôts miocènes du BMRP avec les séquences de dépôts des chartes eustatiques de Haq et coll. (1987) et Hardenbol et coll. (1998).

3.3.2.4 Synthèse stratigraphique

Le découpage séquentiel pour le Miocène inférieur et le Miocène supérieur est entièrement calibré par la biostratigraphie et la stratigraphie isotopique (Figure 3-54, Figure 3-64).

La première érosion fluviale est datée au passage aquitain-burdigalien. Le comblement de cette vallée est assuré par les séquences S1 et S2.

La chute suivante du niveau marin relatif est enregistrée tout d'abord par les régressions forcées datées du Burdigalien terminal, suivies par la phase d'incision fluviale. Cet âge est cohérent avec celui de la chute du niveau marin proposé sur la charte des cycles eustatiques (Hardenbol *et al.*, 1998) et celui déduit des courbes isotopiques (Abreu et Anderson, 1998). Les éléments de datations donnent un âge langhien au remplissage marin transgressif de ce réseau fluviale de vallées incisées.

Pour dater la fin de l'empreinte de cette nouvelle incision fluviale sur le paysage, l'association de *N. mayeri* et *N. cf. acostaensis* indique N14-15 et les nannofossiles NN6sup à NN8. Foraminifères et nannofossiles indiquent un âge voisin de 11,5 Ma. Ceci confirme l'attribution au Serravallien terminal des marnes de haut niveau de la séquence S6.

La fin du comblement du bassin molassique est assurée par le développement des piedmonts continentaux de Cucuron et de Valréas. Ces piedmonts sont organisés en deux séquences de dépôt sur la base des gisements de mammifères. Ils sont préservés grâce à l'effondrement du plan d'eau messinien et au développement de l'incision associée.

Cette analyse au niveau de chaque sous-bassin a permis l'établissement de corrélations régionales (Figure 3-65). La série sédimentaire miocène présente d'importantes variations de faciès et d'épaisseur selon les sous-bassins considérés (Figure 3-65). Elles montrent un épaississement très net pour les sous-bassins au front des chevauchements (Digne-Valensole et Valréas) et une réduction en s'éloignant (Berre).

Les trois grands réseaux de vallées incisées sont bien individualisés. (on peut noter l'absence (érosion ou non dépôt) et/ou la non observation du HST de S2 dans de nombreux sous-bassins par effet de l'érosion.

Concernant les dépôts aquitains on peut observer leur très fort développement au sein du bassin de Digne-Valensole, et une polarité marine plutôt vers le Sud pour la première séquence aquitaine, ce qui favorise une hypothèse méridionale pour une connexion vers la mer ouverte. La connexion avec le BMRP ne s'effectue qu'au Burdigalien avec une incision restreinte au front des chevauchements de Digne-Valensole.

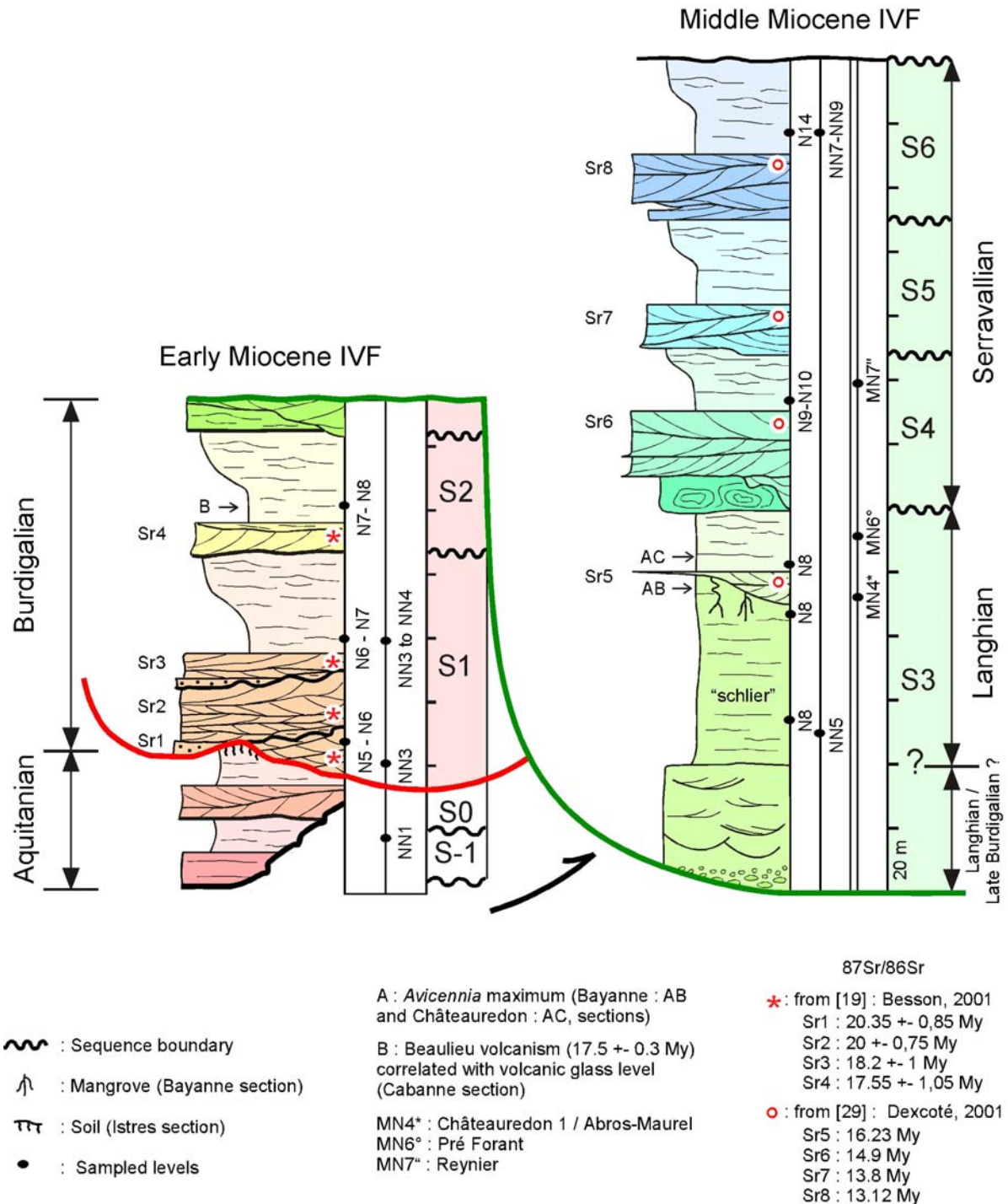


Figure 3-64 : Cadre litho-, bio-, chrono-stratigraphique de la série sédimentaire du Bassin molassique rhodano-provençal. La série miocène est une succession de séquences « S » de dépôts qui présentent chacune un cortège transgressif représenté par des calcaires bioclastiques à silico-clastiques, dominés par la marée (les « Molasses » Auct.) et un cortège de haut-niveau marin argilo-calcaire à argilo-sableux dominé par les vagues de beau temps ou de tempête. La séquence S3 présente un prisme de régression forcée particulièrement bien développé, superposé aux dépôts de l'Aquitainien et du Burdigalien et un prisme de bas niveau de sables azoïques à la base du remplissage marin de la vallée incisée. Les foraminifères planctoniques (N zones), les nannoflores (NN zones) et les rongeurs (MN zones), un événement pollinique (le maximum à *Avicennia*), des datations isotopiques du strontium, les manifestations du volcanisme de Beaulieu fournissent un cadre bio- et chronostratigraphique précis. Un tel schéma montre que les calcaires molassiques du Burdigalien ne passent pas en variation latérale de faciès aux marnes sableuses « schlier » et doit servir de guide à une révision des corrélations stratigraphiques.

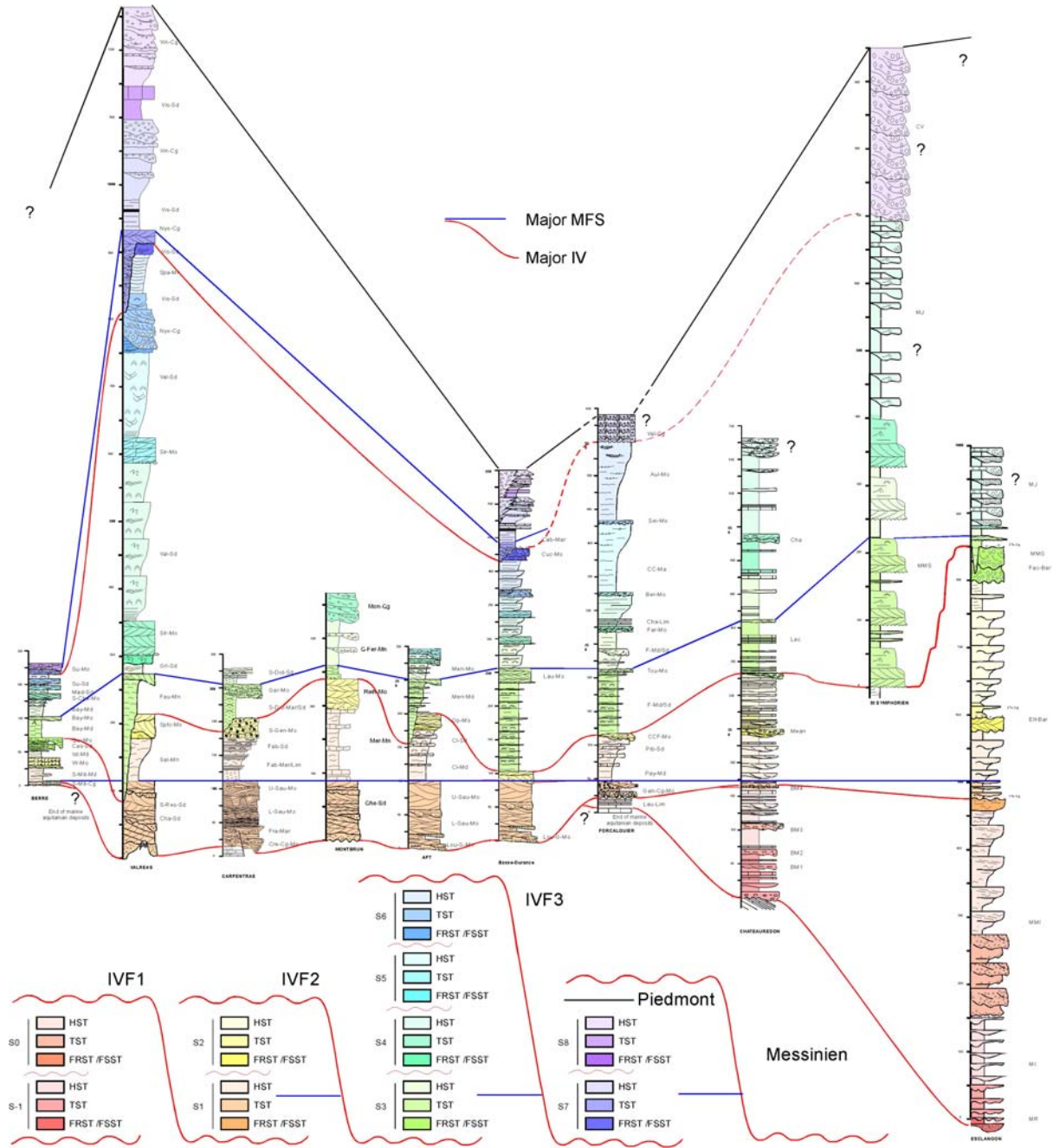


Figure 3-65 : Corrélations litho-, bio-, chronostratigraphiques entre les sous-bassins du bassin molassique rhodano-provençal : bassins d’Apt, de Basse-Provence, de Carpentras, Cucuron, Digne-Valensole, Forcalquier et Valréas. Localisation sur la Figure 3-51. Les coupes synthétiques de chaque bassin sont présentées en annexe.

Chapitre 4 - Cool-water carbonates compound incised valleys fill systems in foreland basin : application to early Miocene Saumane and Venasque compound incised-valleys (SE France, Western Alps)

4.1	Introduction	140
4.1.1	Peri-Alpine Miocene incised valleys	140
4.1.2	Method	141
4.2	Geological settings	149
4.2.1	Stratigraphic organization	149
4.2.2	Structural framework	150
4.3	Venasque and Fontaine-de-Vaucluse incised valleys systems	154
4.3.1	Early and Middle Miocene stratigraphic succession	154
4.3.1.1	Fluvial erosion signature	158
4.3.1.2	Litho- and bio-stratigraphic units	162
4.3.1.3	Depositional sequences	163
4.3.1.4	The Miocene stratigraphical setting of Vénasque area : a summary	174
4.3.2	Miocene geometrical organization of Vénasque Paleovalley	177
4.3.2.1	Early Miocene compound incised valley system	181
4.4	Tectonic and eustatic interactions	185
4.4.1	S1 syndepositional tectonic evidence	185
4.4.2	S3 syndepositional uplift record	187
4.4.3	Tectonics and sedimentary evolution	188
4.5	Conclusions	189

Le secteur de Vénaque a été dès le départ au cœur de la problématique à l'origine de ma thèse (Parize, 1996) et développée tout au long de cette recherche. Ce chapitre s'est construit autour d'un projet de publication établi initialement à partir du mémoire de DEA (Besson, 2000) avec R. Dalrymple, O. Parize, J.-Y. Reynaud et J.-L. Rubino. Il a été complété par des données et enrichi de réflexions tout au long de la thèse.

4.1 INTRODUCTION

4.1.1 Peri-Alpine Miocene incised valleys

The Rhodano-Provençal molassic basin constitutes the South-Western part of the peri-alpine sea-way (Figure 4-1), developed during Early Miocene in front of the Alps from Austria to the Mediterranean sea (Depéret, 1893 ; Combaluzier 1932 ; Gignoux 1960 ; Homewood, 1981a et b ; Demarcq 1984a and b ; Allen *et al.*, 1984, 1985, 1993; Rubino *et al.*, 1990). In the Rhodano-Provençal basin, the marine Miocene basal transgression lies on a complex pre-existing topography, consequence of structural and geomorphologic inheritance: erosion during Late Cretaceous, folding then erosion related to the Pyreneo-Provençal Eocene stage, Oligocene extension and finally ante-Burdigalian erosion. In this foreland basin, accommodation *sensu* Posamentier and Allen (1999) reflects mainly the interaction between sea level variations and flexural subsidence induced by the Western Alps crustal thrusting (Mugnier *et al.*, 1990 ; Roure *et al.*, 1996 ; Guellec *et al.*, 1990 ; Bergerat *et al.*, 1990 ; Coward, 1991). The marine to continental Miocene deposits are now cropped into several local-basins (Figure 4-2) (i) along the Rhone valley as Camargue, Uzès, Avignon, Carpentras, Valréas, Crest, Dauphiné basins (ii) along the Durance valley as Cucuron, Apt, Forcalquier, Valensole basins which boundaries are frequently erosive. Stratotype (Saint-Resstitut outcrop) and parastratotype (Fontboneau outcrop) of Burdigalian stage are located in Valréas basin (Depéret 1892, 1893 ; Demarcq *et al.*, 1974, 1975; Pouyet *et al.*, 1997) ; they had supported a sedimentological analysis in the goal to characterize the geometry, facies and internal architecture of tide dominated deposits (Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990).

Field works carried out since ten years (Guy, 1988 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1992, 1998 ; Parize *et al.*, 1997 ; Besson 2000 ; Besson *et al.*, 2002b) combining facies analysis, new biostratigraphic data or chronostratigraphic data ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$), recognition on depositional sequences *sensu* Vail *et al.* (1991) and Posamentier and Allen (1999) and their sequential significance *sensu* Hardenbol *et al.* (1998) have conducted to reconsider the lithostratigraphic succession and the paleogeographic organization of the Miocene sedimentary succession. The sedimentary infilling of this area, marine-dominated, is related to ten successive 3rd order sedimentary cycles (Rubino *et al.*, 1990 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Besson *et al.*, 2002, 2003) organized in a 2nd order transgressive-regressive cycle ending by the continental piedmont aggradation. The Neogene transgression infilling starts with Oligocene and Aquitanian reef deposition along the Mediterranean coast (Combaluzier, 1932 ; Maurel-Ferrandini, 1976 ; Galloni, 2001 ; Dexcoté, 2001 ; Besson *et al.*, 2002b ; Ferrandini, 2003). Marine flooding was maximum at the end of Burdigalian time and then regression phase finishes with the Tortonian Foothill development (Ballésio, 1972 ; Clauzon *et al.*, 1981,1982; Besson *et al.*, 2002b).

The most singular character of the Miocene transgression (Figure 4-2) is certainly the filling of numerous incised paleo-valley (Guy *et al.*, 1989 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2002b) assured firstly by Early Miocene deposits : Courennes area (East of Apt), in front of the Ventoux-Lure thrust (Figure 4-3 ; Châteauneuf-Miravail, Montbrun), in the Carpentras basin (Crillon-le-Brave, Vacqueyras), Avignon (Saumane and Fontaine-de-Vaucluse), Valréas (Saint-Restitut, Chantemerle)... The incision of these valleys is carried out in contrasted bedrocks (in term of age and lithology). By the width, this fluvial erosion can be at least related to two phenomena : (i) a fall of the base level and/or (ii) a tectonic uplift whose origin remains to be deciphered, but could be related to the migration of the forebulge of the Western Alps (Rubino and Clauzon, 1996). This first set of incised valley fills is completed by two others (Besson *et al.*, 2003 and submitted) ones located at the base of Middle Miocene and the second at the base of Late Miocene, before the Messinian crisis record (Clauzon, 1979, 1982 ; Clauzon *et al.*, 1996).

The aims of this paper is to describe as well as possible the origin and the geometry of this first incised valley network and to discriminate the relative influence of the eustatism and tectonics on depositional sequences (Giles, 1995) during the early Miocene marine transgression within the foreland basin.

So the selected area is located at the SE of Carpentras and the East of Avignon (Figure 4-2), between Vénasque in North and Fontaine-de-Vaucluse in South (Figure 4-4), because, at both, (i) a complex network of valleys recognized by Parize *et al.* (1997) crop in excellent conditions and (ii) the most recent rocks incised are continental lake Latest Oligocene deposits, which made it possible to refute a possible incision during the long phase of emergence between the end of the Cretaceous and Tertiary. The first transgressive sands that flood these valleys are dated from Earliest Burdigalian, and the filling at the outlets of these valleys reaches a hundred meters, represented by mixt to bioclastic molasses (Figure 4-5).

4.1.2 Method

From Saumane (Southern part of the area) to Vénasque (Northern part), the studied area is 12 km long and 4 to 6 km width (Figure 4-4). The Early Miocene deposits crops mainly along large and continuous cliffs, up to 50 m high. The great quality and the good continuity of the exposures (Figure 4-6, Figure 4-7, Figure 4-8) allow the restoration of the incised valley system morphology and the geometries of the filling. On continuity with previous work on these Provence Miocene series (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Parize *et al.*, 1997) the stratigraphic interpretation is based on the recognition on depositional sequences and the characterisation of each system tracts of them *sensu* Vail (Vail *et al.*, 1987 ; Posamentier and Vail, 1988 ; Posamentier and Allen, 1993, 1999).

This restoration is carried out with detail mapping (to 1/10000) of each system tracts (Figure 4-4) combining with field inventory, aerial photographs, interpretation of photomosaic cliffs, and many details sections (up to 70), cross sections, and 46 wells. In addition to previous published (inclosed in the geological map : Blanc *et al.*, 1975) or unpublished data (Parize, 1997, 1998), biostratigraphy and microfacies analyzed were completed and in some section isotopique $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ datations were done. At less to provide help in visualization and understanding a 3D representation of the main surfaces of the S1 sequence (sequence boundary and maximum flooding surface) was undertaken using the gOcad geomodelor.

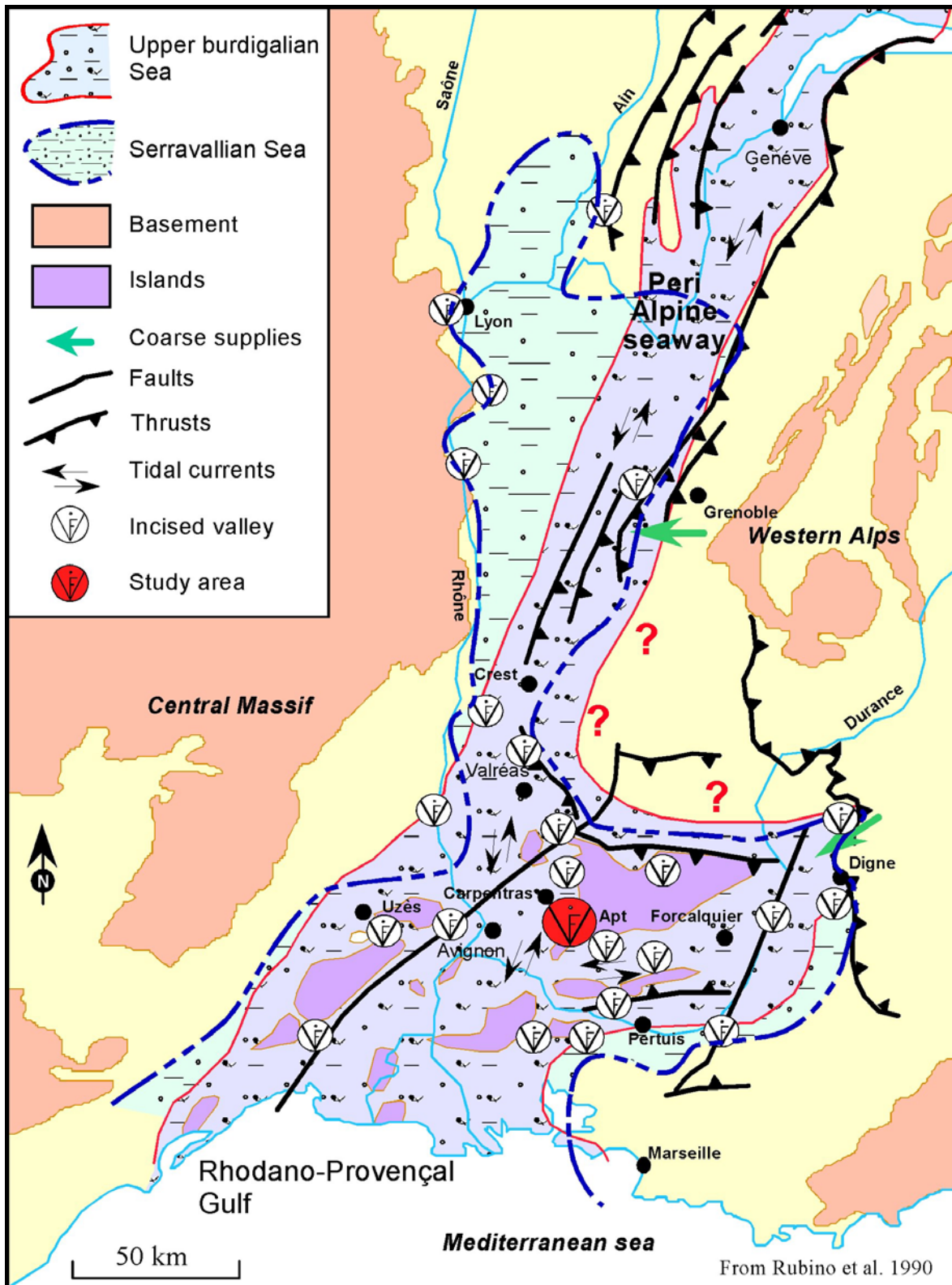


Figure 4-1 : Paleogeographic map of the southern part of the Miocene peri-alpine seaway (from Rubino *et al.*, 1990). This map has been established before the reconstruction of fluvial network (this work).

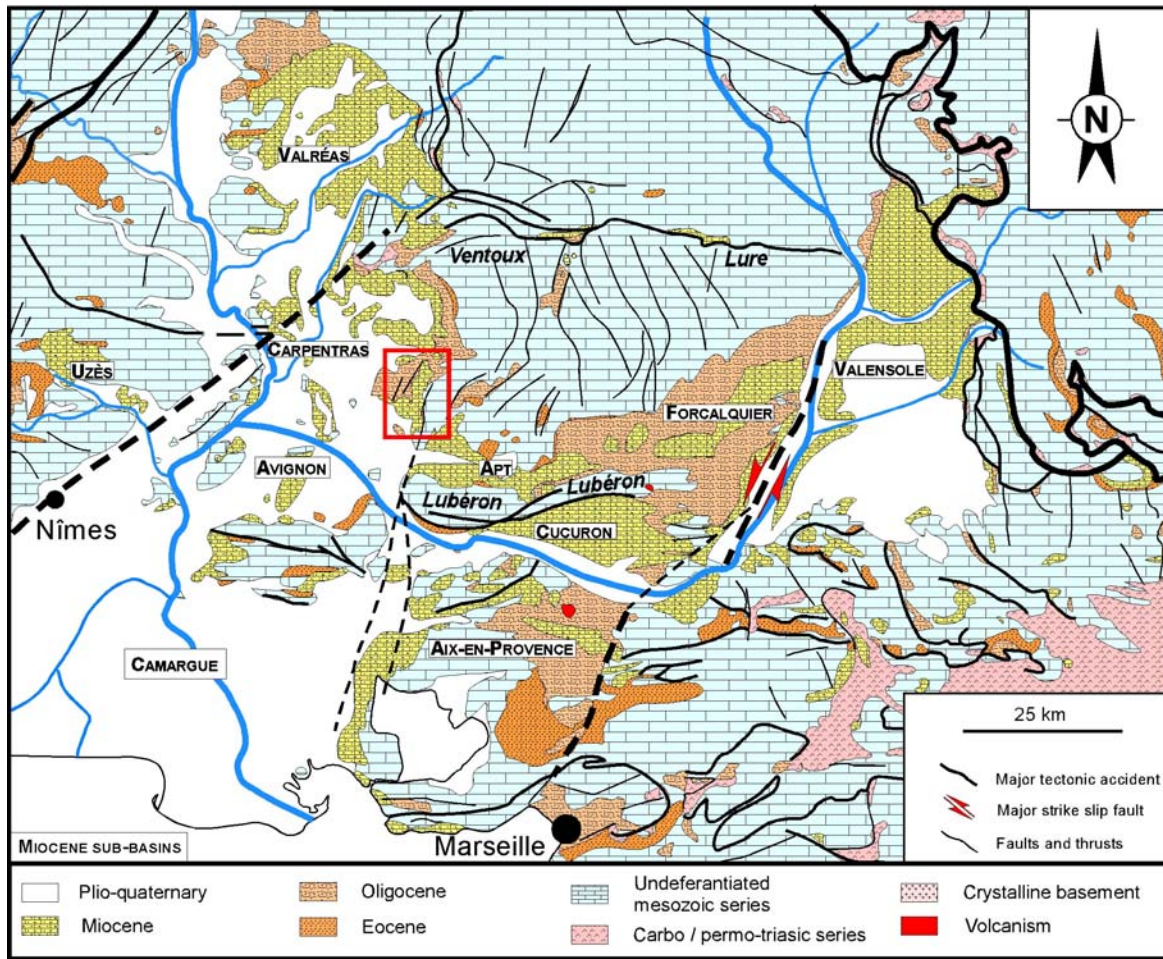


Figure 4-2 : Location map of the Tertiary foreland basins of the southwestern Alps (from 1/1000000 France geological Map, Chantraine *et al.*, 1996).

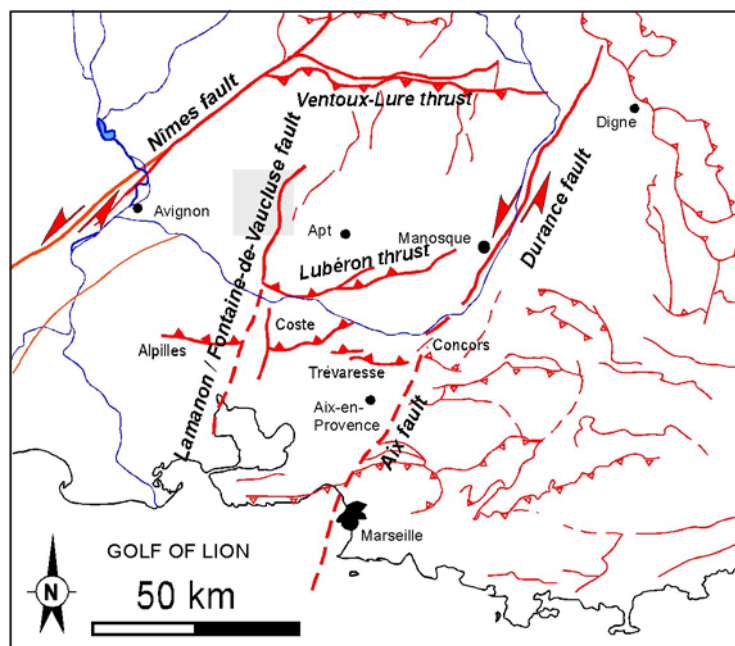


Figure 4-3 : Main structural features of the Provence area. E-W thrusts and strike slip faults oriented NW-SE. Most of these are “Pyrénéo-Provençal” structures reactivated during the Alpine phase. Grey box indicate the study area

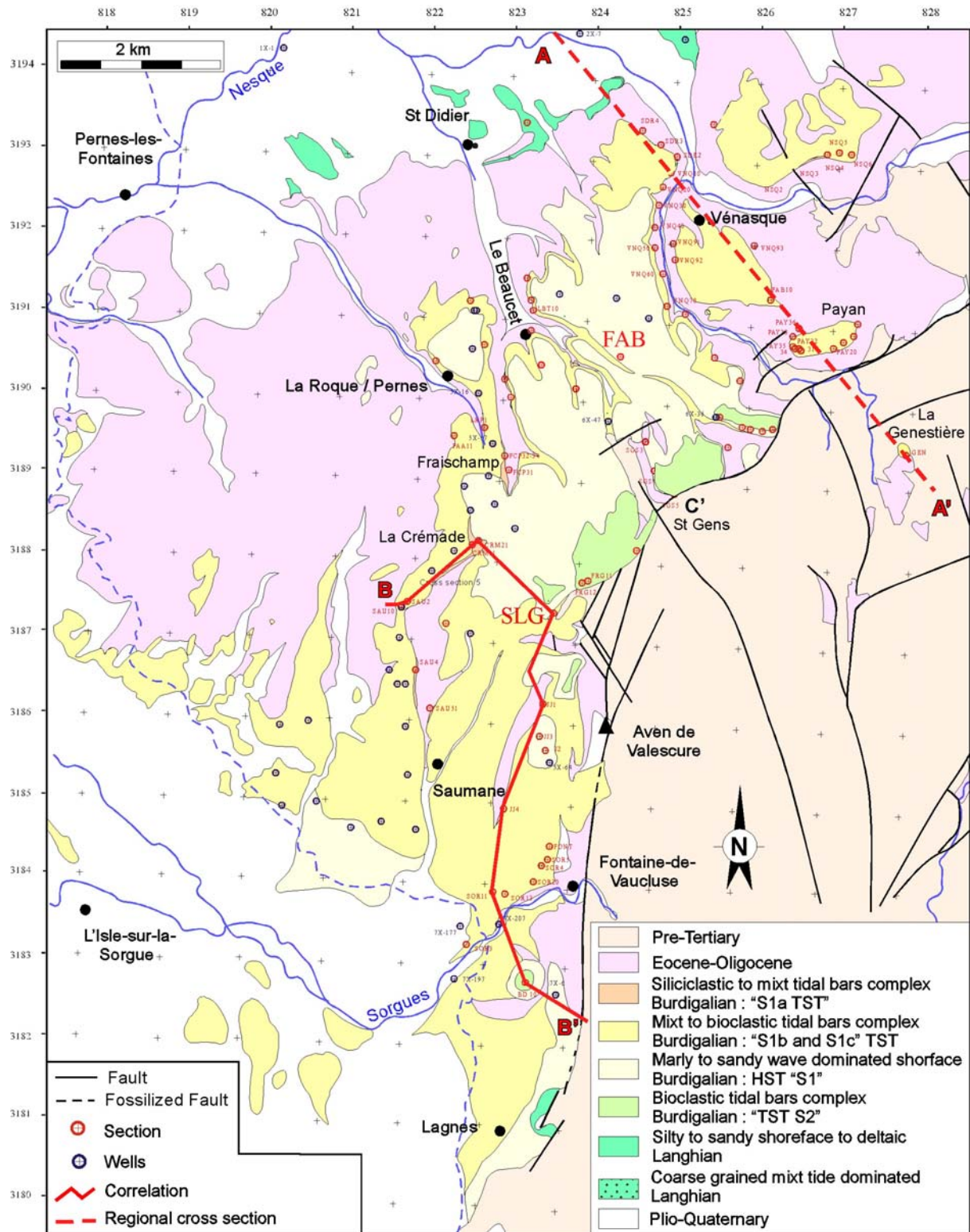


Figure 4-4 : Details geological map of the Early and Middle Miocene depositional sequences in Vénasque area.

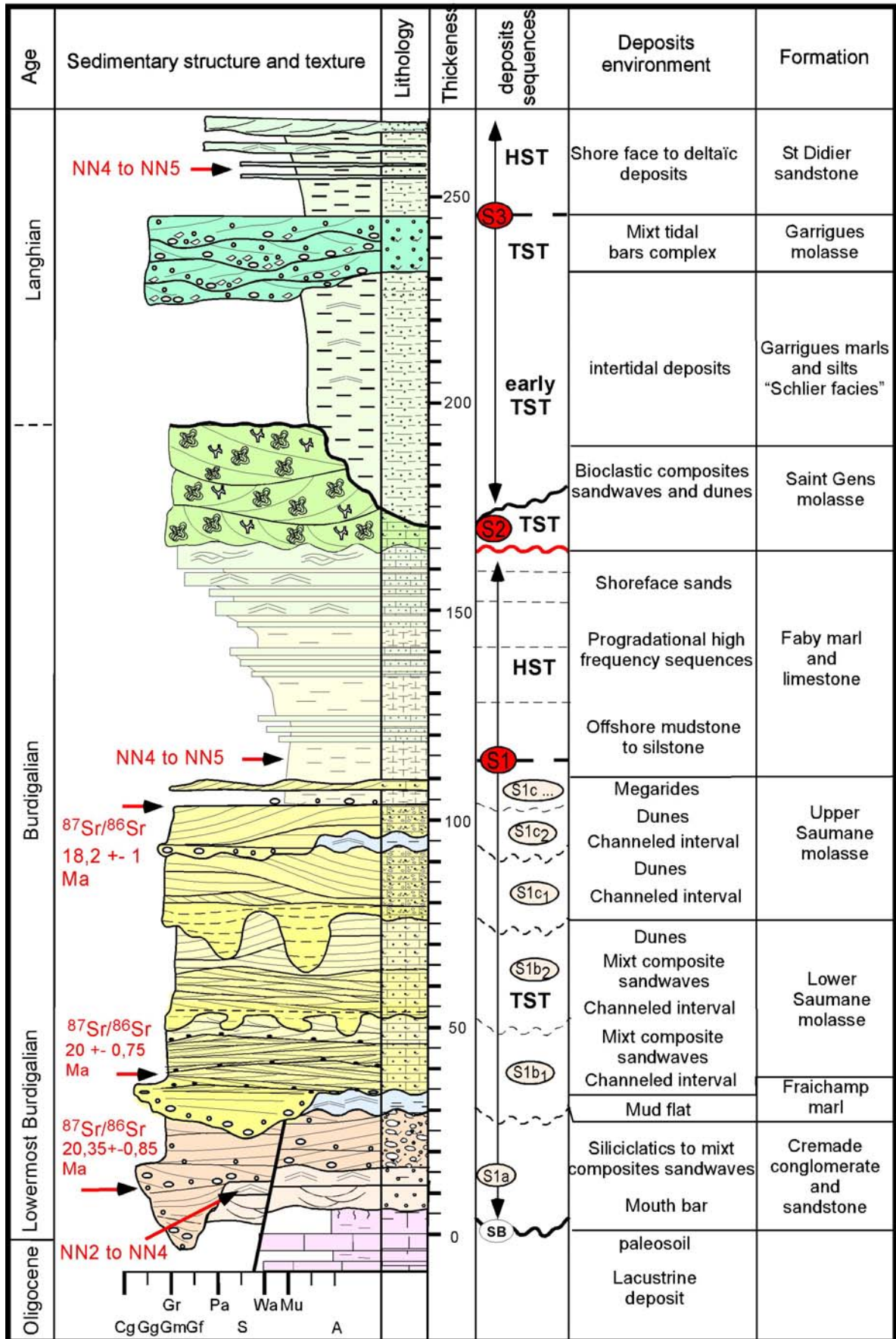


Figure 4-5 : Miocene type succession in Vénasque area. Details analysis of the S1 TST let to distinguish high frequency cycle in this system tract.

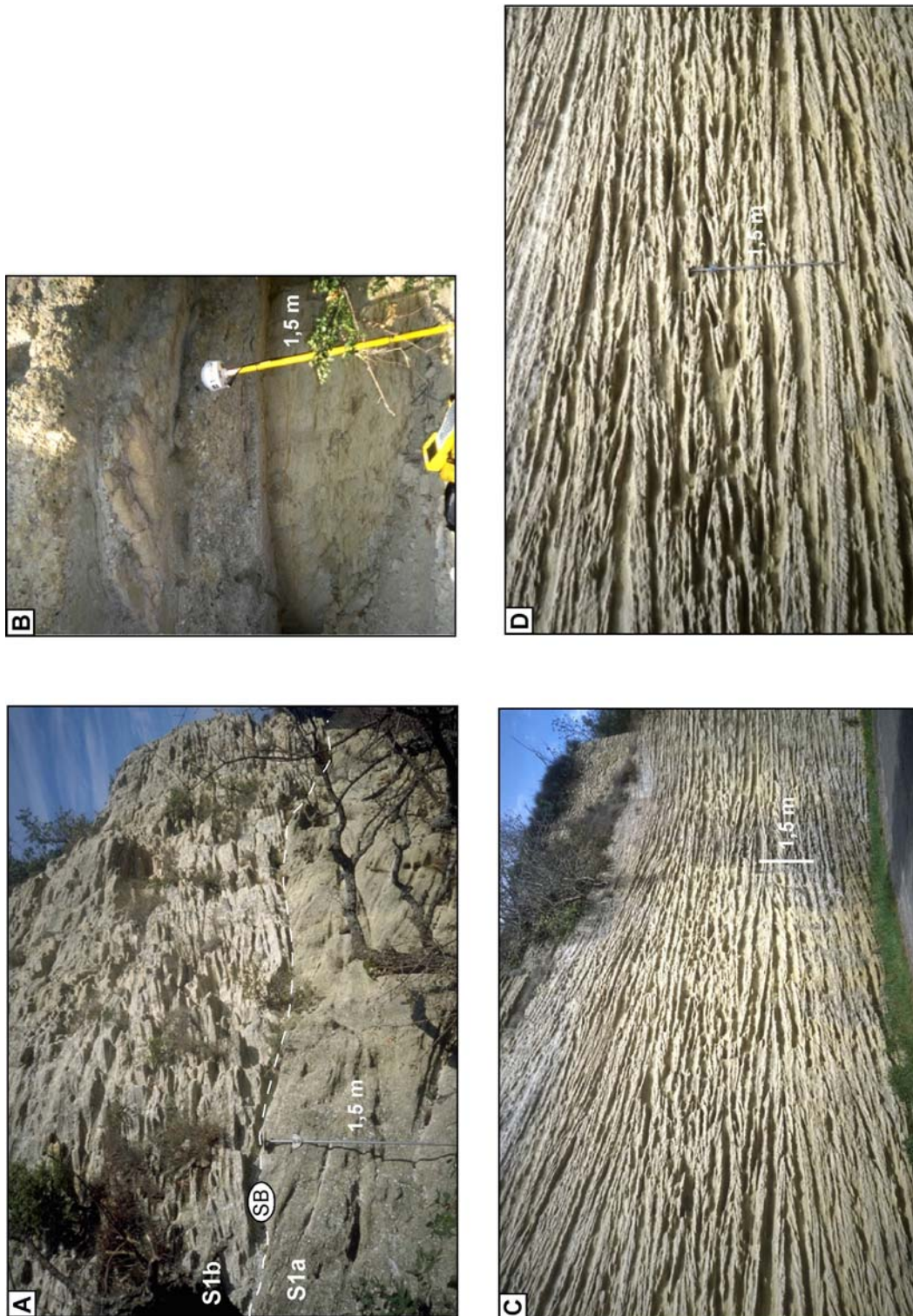


Figure 4-6 : A) Erosional unconformity between Sequence S1a coarse grained to microconglomerate siliciclastic tide dominated body (channels and sandwaves) and S1b mixt to bioclastic composite sandwaves. Fraischamp outcrop (location on Figure 4-4, x : 823,000 km ; y : 3189,000 km. B) Detail of the Earliest part of the S1a sequence with greyish to white massive marls (lagoons) interbedded or not with heterolithic bioclastic siltstone to sandstone (tidalites). This marls was unconformably recovered by tide reworked siliciclastic channelled conglomerate. C) General view of siliciclastic to mixt composite sandwaves. South of Saumane (location on Figure 4-4, x : 822,250 ; y : 822,250. D) Detail of Saumane composite sandwaves. Bidirectionnal stratifications are very well expressed linked to segregation between well-cemented bioclastic grainstone cross beds and interbedded recessive glauconitic to muddy packstone.

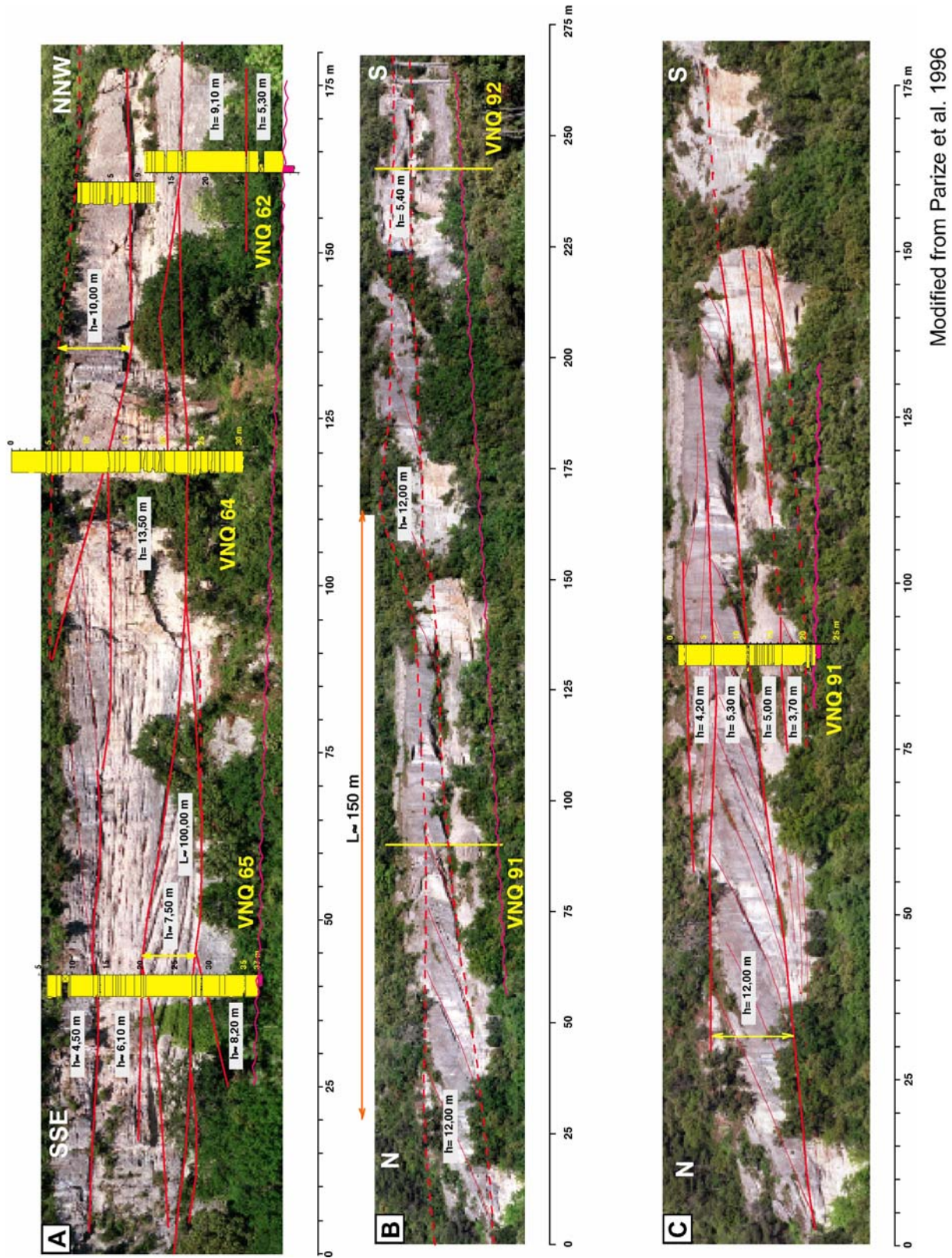


Figure 4-7 : Complex of bioclastic compound sandwaves and huge dune in the TST of S1b and S1c. A) Vénasque, Saint-Pierre “Les Erables”, location on Figure 4-4, VNQ 60, x : 824,900 ; y : 3131,500). B) Vénasque, Espuy, General view on large dunes. Location on Figure 4-4, VNQ 90, x : 825,000 ; y : 3192,000. C) Details on 3 D dune up to 12 m thick.

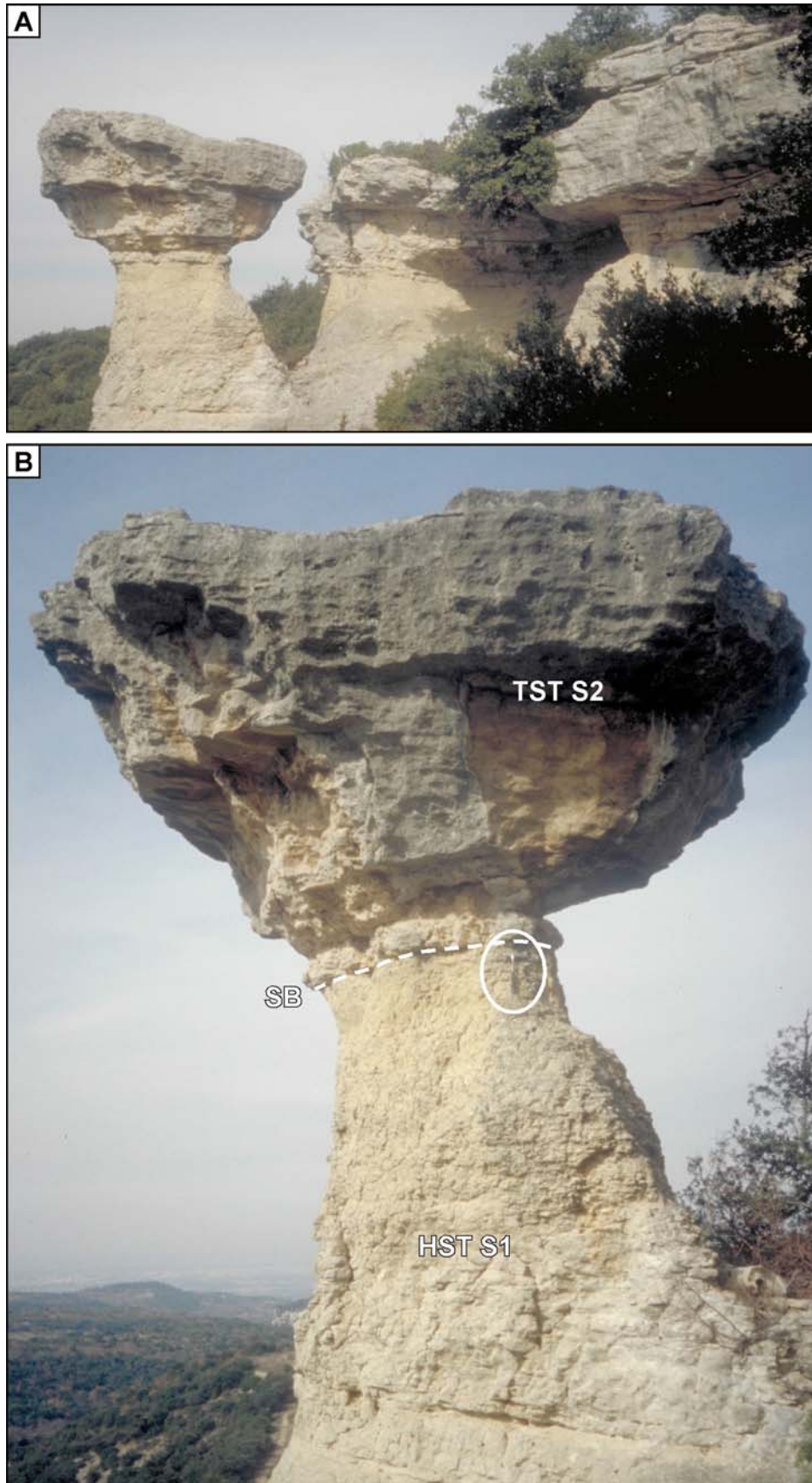


Figure 4-8 : Saint-Gens bioclastic molasse, location on Figure 4-4, x : 824,900 ; y : 3189,000. A) General view of the calcarenitic to marly interval (HST S1) sharply overlain by this white bioclastic molasse (TST S2). B) Détail of the sequence boundary at the base of this tide bioclastic unit (large compound sandwaves and dunes).

4.2 GEOLOGICAL SETTINGS

The Provence Miocene sedimentary deposits are grouped according dominated platform process (Boyd *et al.*, 1992 ; Dalrymple *et al.*, 1992) : the tide, the wave and the fluvial influx even if this last one is minor and frequently reworked by the previous ones. The most famous Provence Miocene rocks are certainly the cross-stratified sandy, bioclactics or mixed “Molasses” with that are built all antic (Gard Old Bridge, Orange Theatre...) and numerous of roman monuments (Avignon Pape Castle...) : they must be related to tidal process and constitute successive sedimentary events recognized on the whole Rhodano-Provençal basin and then being able to serve as regional stratigraphic markers like had shown it Combaluzier (1932) in the areas of Marseille and Aix-en-Provence. The wavy-stratified marly silstone to sandstone deposits are related to storm- or wave-dominated process.

4.2.1 Stratigraphic organization

These Provence Miocene sedimentary deposits can be gathered in sequence of facies constituted by a basal molasse formation and a sommital outer-shelf marl to storm or wave sand-dominated formation ; lagoon deposits occur locally under the molasses when not removed by tidal ravinement surface. Successive sequences of facies are separated by major erosive discontinuities, associated with local or generalized emersion by draining of the rhodano-provençal basin attest for example by the local development and preservation of paleosoils between two tidal bars complex (Besson *et al.*, 2003). Paleobathymetric restorations based on sedimentological criteria and fauna analysis (echinids, ostracods and foraminiferas) show that the maximum sea deepning is immediately above the tidal bars complex.

The tidal bars complex represent the main part of the transgressive deposits (TST) except when lagoon marls are preserved from tidal erosion ; the marls are generally associated with maximum flooding surfaces (MFS), then the highstand system tract (HST) are first of all represented by marly-limestones to siltstone then by sandy deposits dominated by waves and/or storm process. In most of place the lowstand system tract deposits of the major neogene sequence boundary were absent because during these periods, all this area was emerged and then deposits bypass until the Lion Gulf. Nevertheless in the most subsiding area forced regression deposit represent by sharp base sandy shoreface sand can be preserved before emersion. As the totality of the TST S1 sequence is confined within the same morphology, these deposits are tide dominated, as detailed in the text.

It should be recalled that the tidal character of retrograding deposits is explained by the geomorphology of the landscape, structured here by fluvial erosions of preceding period of low sea level : the Miocene sea transgresses a coast line with well developed ria or “calanques”. This containment facilitating amplification of tidal currents and their safeguarding (Allen and Posamentier, 1993 ; Dalrymple 1992) whereas prograding systems are related to the regularized landscape where swells and storms process are largely dominated.

Into the 2nd order Neogene cycle, these depositional sequences can be group in three complexes that represent successively (1) the Early Miocene (essentially Burdigalian sequences), (2) the Middle Miocene (Langhian and Serravallian sequences) and (3) the Late

Miocene (Tortonian sequences). These complexes were separated by major unconformities, migration or location change of depot-centres, geometry and major modification in facies pattern. These major discontinuities seem to be linked to the tectonic foreland evolution (Besson *et al.*, in progress).

4.2.2 Structural framework

Previous studies on the alpine foreland basin evolution are mostly focus on the Swiss molasses basin (Sinclair *et al.*, 1992 ; Sissingh, 1997 ; Sinclair, 1997a ; Zweigel *et al.*, 1998) and especially about the basal unconformity links to the forebulge uplift and its migration (Allen *et al.*, 1991 ; Crampton and Allen, 1995 ; Burkhard and Sommaruga, 1998 ; Kuhlemann, 2002) or in the proximal and ealier part of the SW alpine foreland basin (Gupta, 1997, 1999, 2000). Furthermore Sissingh (2001) present a general view of the west alpine foreland tectonostratigraphy by correlation of the tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. The present study is focus on the external part of the South-West Alpine foreland (Figure 4-2), in the rhodano-provençal area, especially on the turnaround between syn to post rift sedimentation and about Early to Middle Miocene compressionnal settings. In the Northern part of the basin (Jura, Savoie) this Early to Middle Miocene compressionnal setting is related to a passive foreland flexural basin inverted and involved in the Neogene thrust system during Miocene (Deville *et al.*, 1998 ; Beck *et al.*, 1998), while in the the Southeastern France (Vercors) this inversion takes place on Oligo-Miocene extensional structure in the prolongation of the Gulf of Lion (Roure *et al.*, 1998 ; Philippe *et al.*, 1998).

The filling of the IVS of Vénasque and Fontaine-de-Vaucluse crops between the Vaucluse Mountains belonging to the western part of the subalpine ranges and the Pernes Hills belonging to the eastern edge of the Rhodanian basin.

The morphological transition between Vaucluse Mountains and Pernes Hills corresponds to the Fontaine-de-Vaucluse fault (Figure 4-3, Figure 4-9, Figure 4-10). This normal fault corresponds to the eastern part of the extensional system developed during Oligocene to Aquitanian time in the Rhodanian area with the development of half grabben along major fault (Cevennes, Nîmes and Durance fault) (Biondi 1992 ; Benedicto, 1996). In this area metric movment along normal fault are recorded by the Earliest Miocene depositional sequence (Figure 4-11) and may links to the last reactivation of Oligocene normal fault system or to salt tectonic movement.

Then Fontaine-de-Vaucluse fault was fossilized during Burdigalian time (Figure 4-10, Figure 4-11) and inverted (Figure 4-12) essentially by flexuration and little reverse strike slip fault movement. It changes orientation on both sides sector of Saint-Gens: in the Southern part, it present a sub-meridian direction in the northern prolongation of the Salon-of-Provence fault and in the northern part, it present a N040 direction in the southern prolongation of the Sault faults (Figure 4-3). Vaucluse Mountains clearly show a anticline structure of equatorial direction called Saint-Gens anticline by Rivier (1960) which would be contemporary of the Durancian convexity and associated with a meridian direction of shortening, certainly links to an inversion and a sinistral strike-slip movement along the Fontaine-de-Vaucluse fault (Villegier 1984 ; Bergerat 1987).

On a regional scale, Vaucluse Mountains correspond to the western part of the North-Provençal Tectonic Block (Ventoux-Lure-Lubéron) as defined by Villegier (1984). This block is delimited by two strike-slip fault systems : Durance fault on the East and Fontaine-de-Vaucluse – Salon-de-Provence on the West). The tectonic accommodation of this strike-slip movement is principally dissipated by the Ventoux-Lure thrusting in North and the Luberon thrusting in South (Villegier, 1984 ; Ford 1995 ; Champion *et al.*, 1999 ; Montenat, 2001).

A karstic system into the Cretaceous Limestones of the Vaucluse Mountains is well developed and is characterized one point of emergence : the Fontaine de Vaucluse (Closed valley fountain). The evolution of this karstic system is related to Middle Cretaceous to present aerial exposure and the deepening up to 300 m largely below the present base level is related (Clauzon, 1979, 1982 ; Puig 1990) to Messinian event (Mediterranean dessicated deep basin and is correlative canyon and karst (Hsü *et al.*, 1973).

The Pernes Hills (Figure 4-9) gather Vénasque plateau, Le Beaucet plateau, La Roques-sur-Pernes plateau and Saumane plateau. They consist of Burdigalian molassic deposits overcoming the Oligocene gypsum series. The rules of the gypsum deformation before and during the Miocene sedimentation were not easy to decipher, but a part of the western valley interfluvies was constitute by North-South elongate gypsum lenses (Triat and Truc, 1968, 1974, 1983 ; Truc, 1978, 1980). This fact shows that meridian convexity links to early saline deformation, as described in Miocene of Spain by Hoyos *et al.* (1996) has certainly controlled the location of the Miocene fluvial network in this area (Parize *et al.*, 1997).

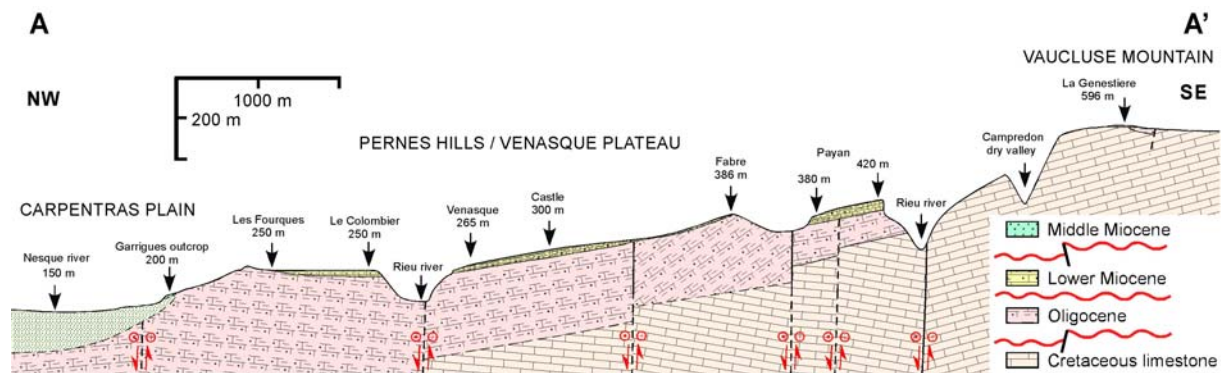


Figure 4-9 : Schematic E-W cross section (location on Figure 4-4), from Cretaceous Urgonian limestone of the Vaucluse mountain to Early Miocene around the Vénasque-Pernes Hill and Middle Miocene within the Carpentras plain. Note the inversion of the current bio- and lithostratigraphic unit from East to West related to Fontaine-de-Vaucluse inverted fault bundle.

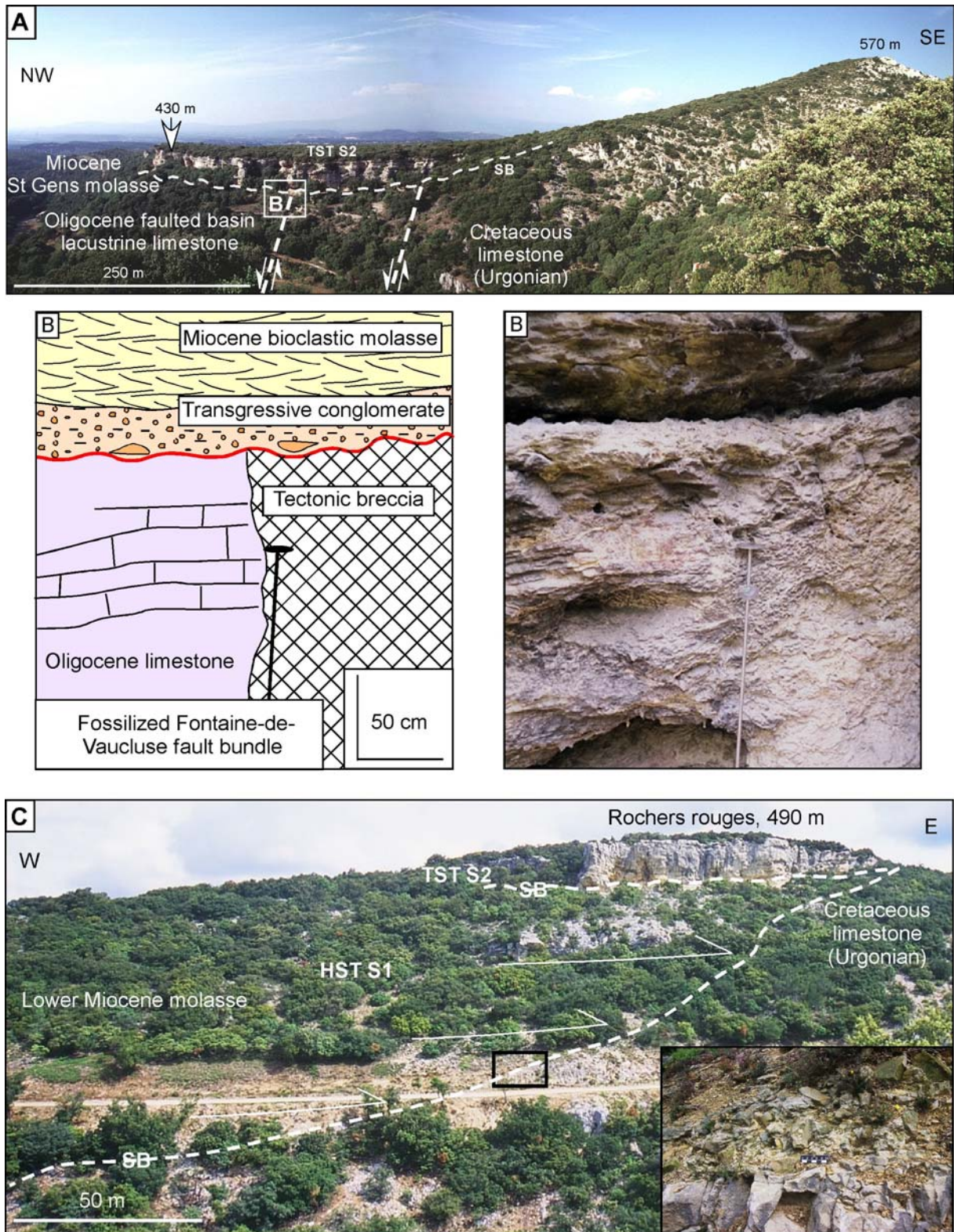


Figure 4-10 : Miocene passive onlap on the Cretaceous Vaucluse mountain. A) Bioclastic Saint-Gens molasses (TST S2) onlap passively on the Cretaceous limestone of the Vaucluse mountain and sealed definitely movement along Fontaine-de-Vaucluse fault. Saint-Gens cliff, location on Figure 4-4 x : 825,000 ; y : 3189,000. B) Details on an Oligocene fault breccia fossilized by Miocene deposits. C) HST S1 and TST S2 onlapping on the Cretaceous limestones with detail on the glauconitized cherts reworked in the transgressive lag. Les Rochers rouges, location on Figure 4-4, x : 824,000 ; y : 3187,750.

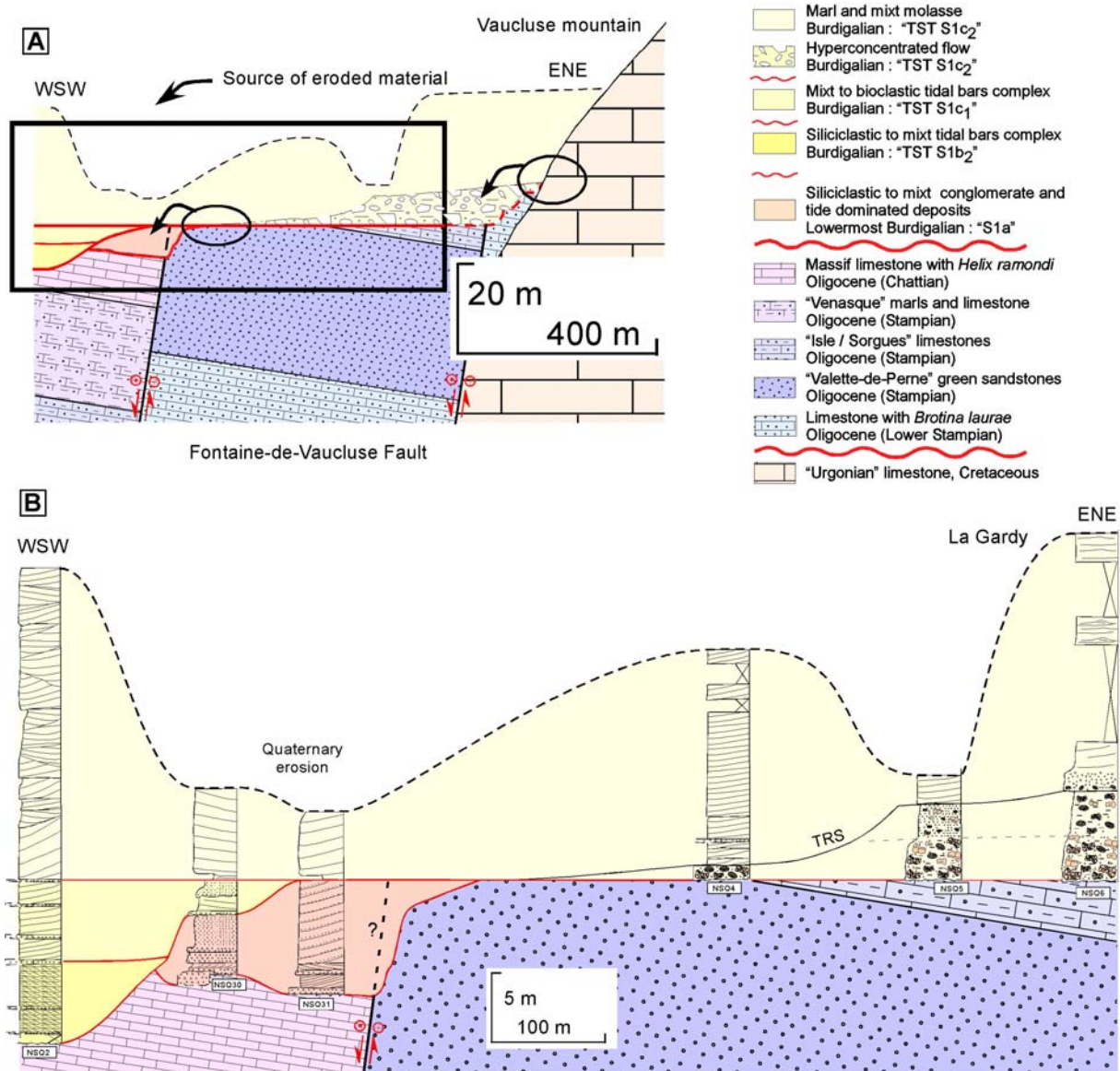


Figure 4-11 : Fossilization of the Oligocene normal fault system along the Vaucluse mountain during Burdigalian. Souleye cliff, location on Figure 4-4, x : 827,000 km ; y : 3193,000 km. A) General relation between Cretaceous – Oligocene – Miocene deposits. B) Detail correlation of the Miocene deposits. Locally metric normal movements are still possibly registered during the Earliest Miocene transgression (sequence S1a : Earliest Burdigalian deposits). Hyperconcentrated flow is related to the increasing flexuration and uplifting of the Vaucluse Mountains (see details facies on Figure 3-XA). Sequence S1b1 is eroded.

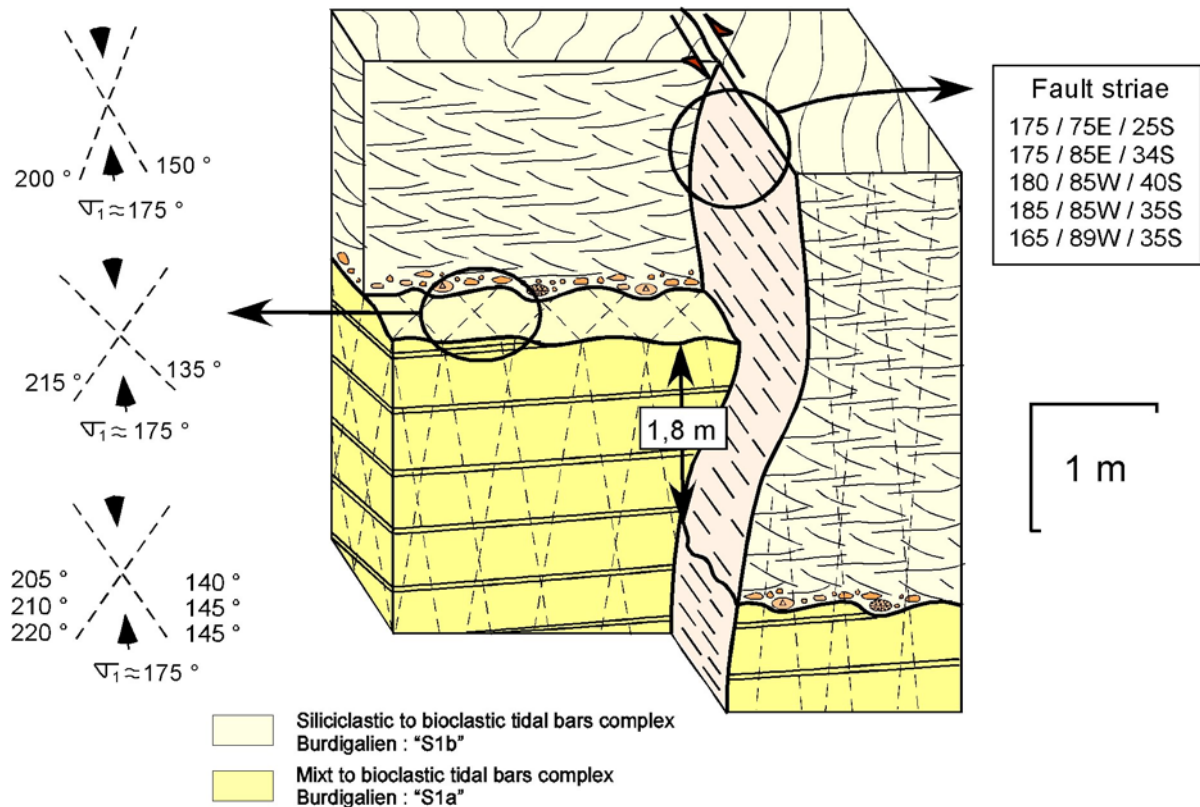


Figure 4-12 : Fontaine-de-Vaucluse, “Rocher de l’Homme Mort”, location on Figure 4-4, x : 824,250 km ; y : 3185,000 km. Small sinistral strike slip faults in the Burdigalian molasses. This observation and the laq of normal fault affecting the Burdigalian molasses let to precise the timing of the Fontaine-de-Vaucluse fault inversion around Early Burdigalian. This transpressional condition is associated with the Vaucluse Mountains uplifting.

4.3 VENASQUE AND FONTAINE-DE-VAUCLUSE INCISED VALLEYS SYSTEMS

4.3.1 Early and Middle Miocene stratigraphic succession

In Vénasque area, the Early Miocene deposits are inverted comparatively to the Middle Miocene deposits which crop in the Carpentras plain (Figure 4-9). This inversion let a good observation of the current lithostratigraphic unit of the Early Miocene (Figure 4-5, Figure 4-13, Figure 4-14, Figure 4-15). These lithostratigraphic units represent the Early Burdigalian sequences (respectively sequences S1a to S1c), and part of the Late Burdigalian sequence S2. In the Carpentras plain, marls and sands of Middle Miocene represent the Langhian and part of the Serravallian sequences (sequences S3...). In the region of Vénasque, the cumulated thickness of the Early Miocene is around 150 m (Demarcq 1959, 1970 ; Blanc *et al.*, 1975 ; Anglada and Colomb, 1975) ; in the Carpentras basin the synthetic cumulated thickness is up to 400 m.

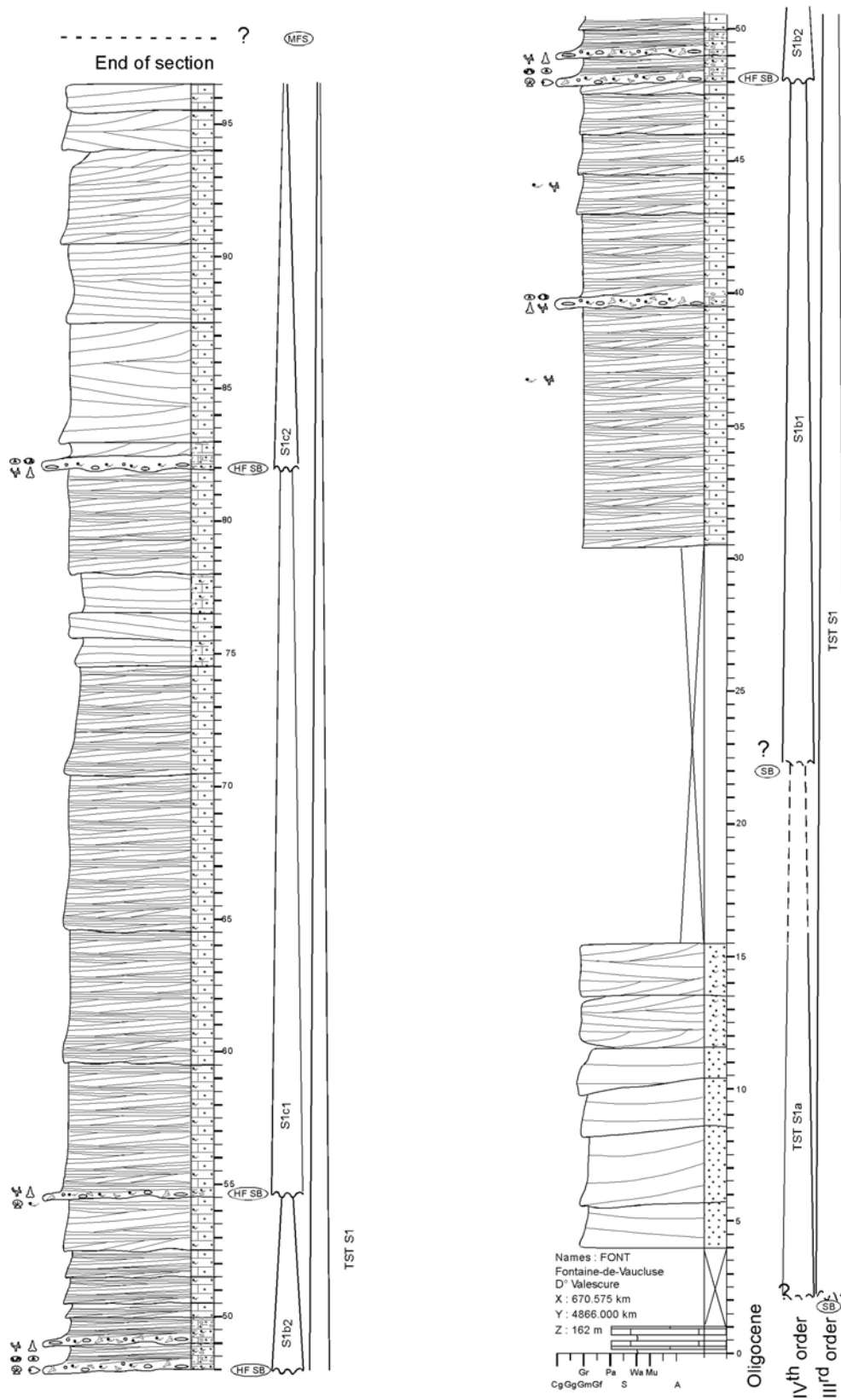


Figure 4-13 : Fontaine-de-Vaucluse (FONT) section. Location on **Figure 4-4**, x : 823,750 km ; y : 3184,500 km. This section is unparalleled and let to observe the complete succession of the TST of S1 (three high frequency sequences).

4 : Cool-water carbonates compound incised valleys fill systems in foreland basin : application to Early Miocene Saumane and Venasque compound incised-valleys (SE France, Western Alps).

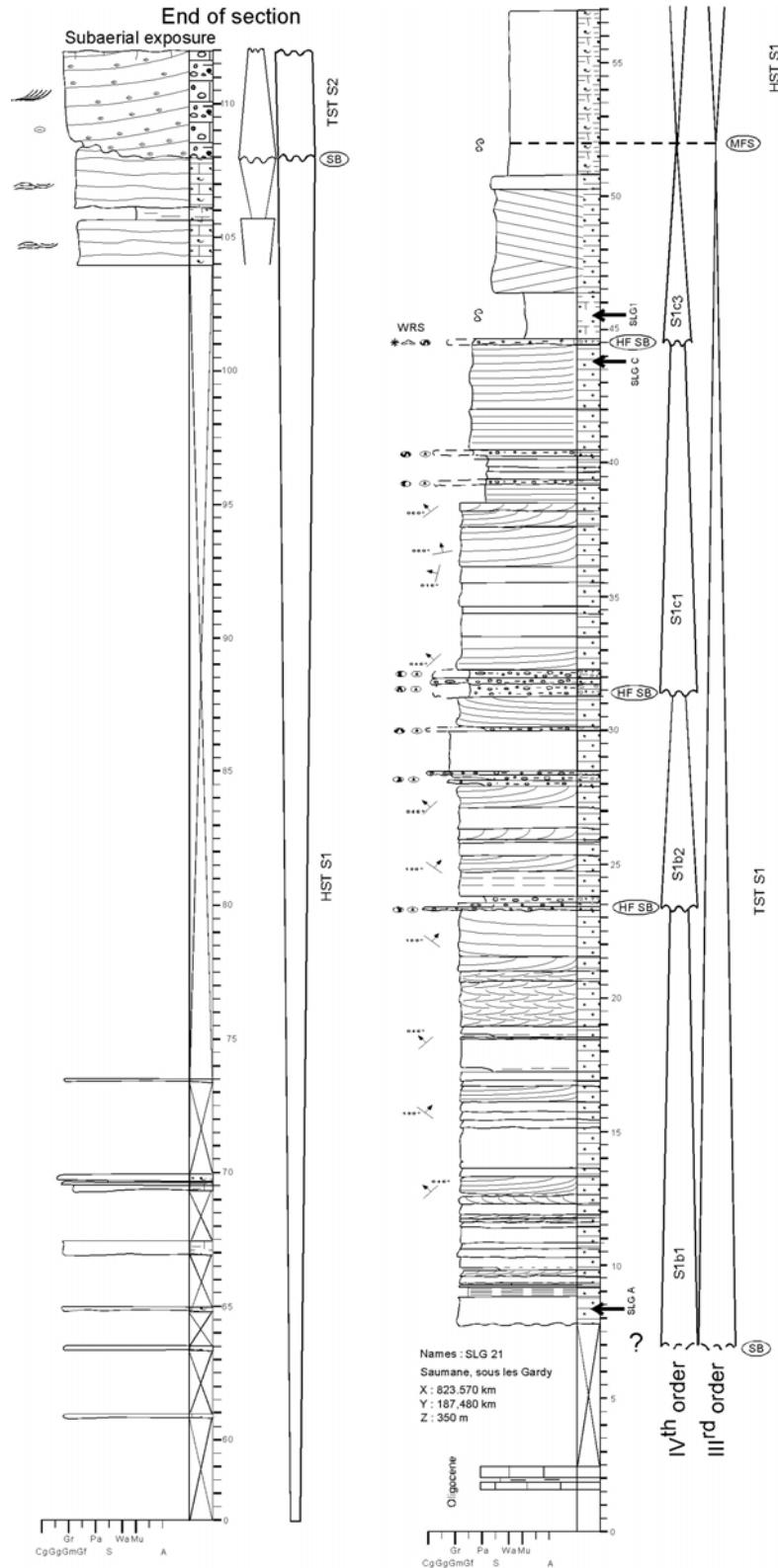


Figure 4-14 : Sous-les-Gardy (SLG) section. Location on Figure 4-4, x : 823,570 km ; y : 3187,480 km. On this section the base is not preserved because S1 onlap to the East on the Oligocene or on Cretaceous limestone but to the West S1b overlies S1a deposits. This section let to observe two high frequency sequences within the TST of S1 with erosional conglomeratic base. The WRS is very well expressed on top of the cliff with green and black chert and numerous shark teeth. This WRS is below the last bioclastic body that is overlain by a bioturbated silty interval (MFS). The HST is 55 m thick and ended by a mixt to sandy shoreface eroded and overlain by bioclastic and tide-dominated molasses TST of S2 on top of the plateau.

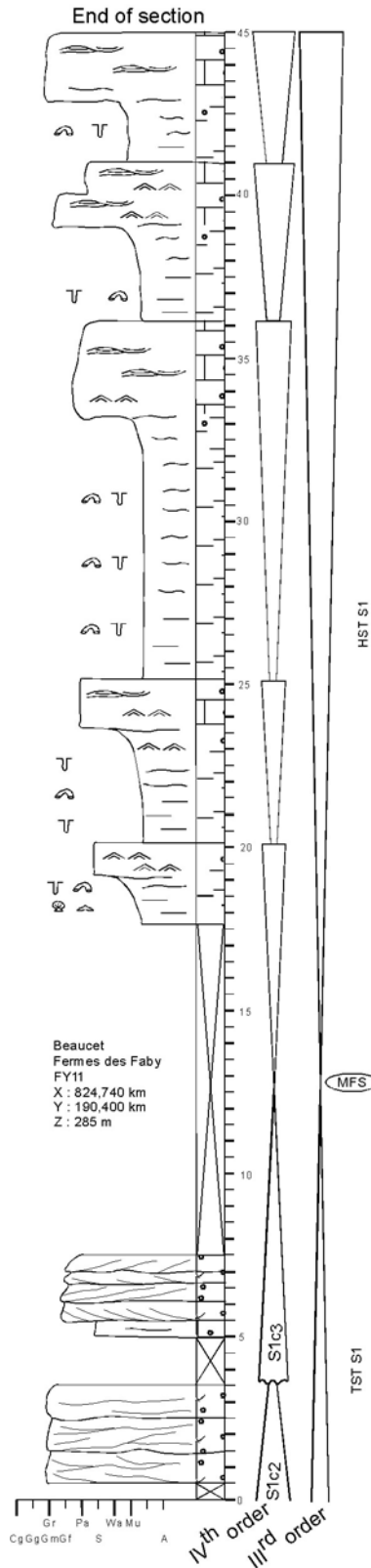


Figure 4-15 : Les Faby (FAB) section. This section let to observe the HST of S1 and several (up to five) prograding silty to sandy shoreface (high frequency sequence). Location on Figure 4-4, x : 824,740 km ; y : 3190,400 km.

4.3.1.1 Fluvial erosion signature

The first Miocene sedimentary events correspond to fluvial erosive systems. Linked to his compound infilling and at less two important successive fluvial erosion (SB S1a, SB S1b) different marine Miocene sequences, can be unconformably overlain the Oligocene lacustrine limestones.

The first unconformity is overlain by coarse-grained tide or fluvial-dominated deposits and in some places, lagoon marls (Figure 4-6B). This contact is sharp and erosive, with ramps and steps cut within the Late Oligocene limestones (Figure 4-16). The metric fault movement observed here as another ones around Le Beaucet and La Roque-sur-Pernes could be related to salt tectonic or to the latest tension movement of the Fontaine-de-Vaucluse fault system.

The unconformity at the base of S1b cut down, into both early marine deposits and Oligocene bedrock (Figure 4-6A, Figure 4-17). This unconformity is fossilized by a thick, up to 2 metres, transgressive lag (Figure 4-18B) reworking various rocks in age and lithology (*sensu Siggerud et al.*, 2000). Numerous chert pebbles and boulders are black or green-colored (glaucony) ; they are frequently associated with oysters, echinoids or pecten, broken or not. Limy pebbles, reworked from Oligocene or Cretaceous, are bored (Figure 4-18A). Some of these rocky elements are autochthonous, directly reworked from Oligocene bedrock (lacustrine limestones and cherts) and some others are allochthonous reworked from Eocene (sand or sandstone) or Cretaceous (marine limestone). In Vénasque area, on the eastern part of the valley, this aerial erosion was underlined by a pedogenesis surface (carbonate nodules) on top of Oligocene limestones (Figure 4-19). This weathering associated with the allochthonous composition of rocks within the transgressive lag and the presence in many places of first marine deposits boulders reworked is related to the fluvial origin of this erosion although no fluvial deposit was preserved. Furthermore in many places throughout the Rhodanian basin, evidences of emersion (paleosoils) are observed below the burdigalian deposits (Besson *et al.*, 2002a).

The fact that fluvial deposits are systematically reworked during marine transgression is related to the importance of the Tidal Ravinement Surface (TRS) (Allen and Posamentier, 1993 ; Lericolais, 2001) enhanced here by the confinement within incised valley and by the very low siliciclastic input links to carbonate-dominated drainage area. This specific physiography setting and the mixt to carbonate valley infilling explain mainly the difference with the classical siliciclastic IVF model (Allen and Posamentier, 1993 ; Zaitlin *et al.*, 1994) and the importance of the TRS, which reworked previous deposits and which is amalgamated with the Transgressive Surface (TS) and the Sequence Boundary (SB). The study of Cattaneo and Steel (2003) highlighted this type of variability within the transgressive deposits linked to specific environment setting. One of the specificities of carbonate systems is to induce important modulation of siliciclastic sequence stratigraphic model (Loucks and Sarg, 1993 ; Harris *et al.*, 1999 ; Caron *et al.*, 2004) to take into account both, (i) different developments (thickness, extension, internal architecture, preservation potential) of system tracts (LST, TST, HST, FRST) and (ii) different importances (expression, lateral extent, preservation potential) of the key stratigraphic surfaces (ie SB, TS, TRS, WRS, MFS) (Besson *et al.*, 2003).

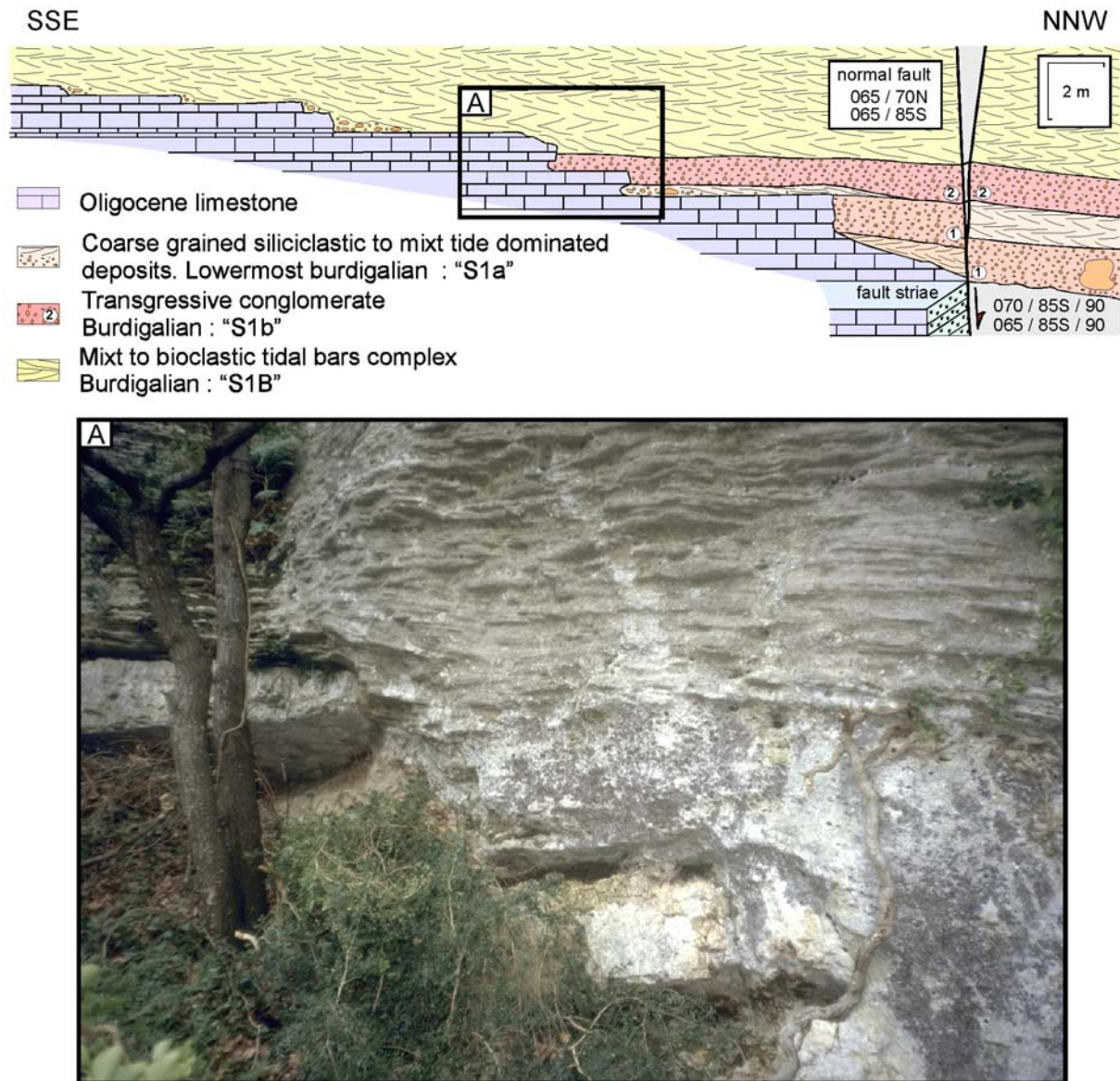


Figure 4-16 : Details on the compound incised surfaces with ramps and steps on top of the Late Oligocene lacustrine limestone. Successive incisions are respectively filled by Earliest Miocene siliciclastic to mixt deposits (sequence S1a) and mixt to bioclastic deposits (sequence S1b). A metric fault affects Oligocene and S1a sequence and is fossilized by S1b sequence deposits. A) Details on the ramps and steps surface, with transgressive conglomerate at the base overlies by bioclastic bidirectionnal megarides. "Rochers aux Corbeaux" cliff, location on Figure 4-4, x : 824,750 km ; y : 3192,000 km.

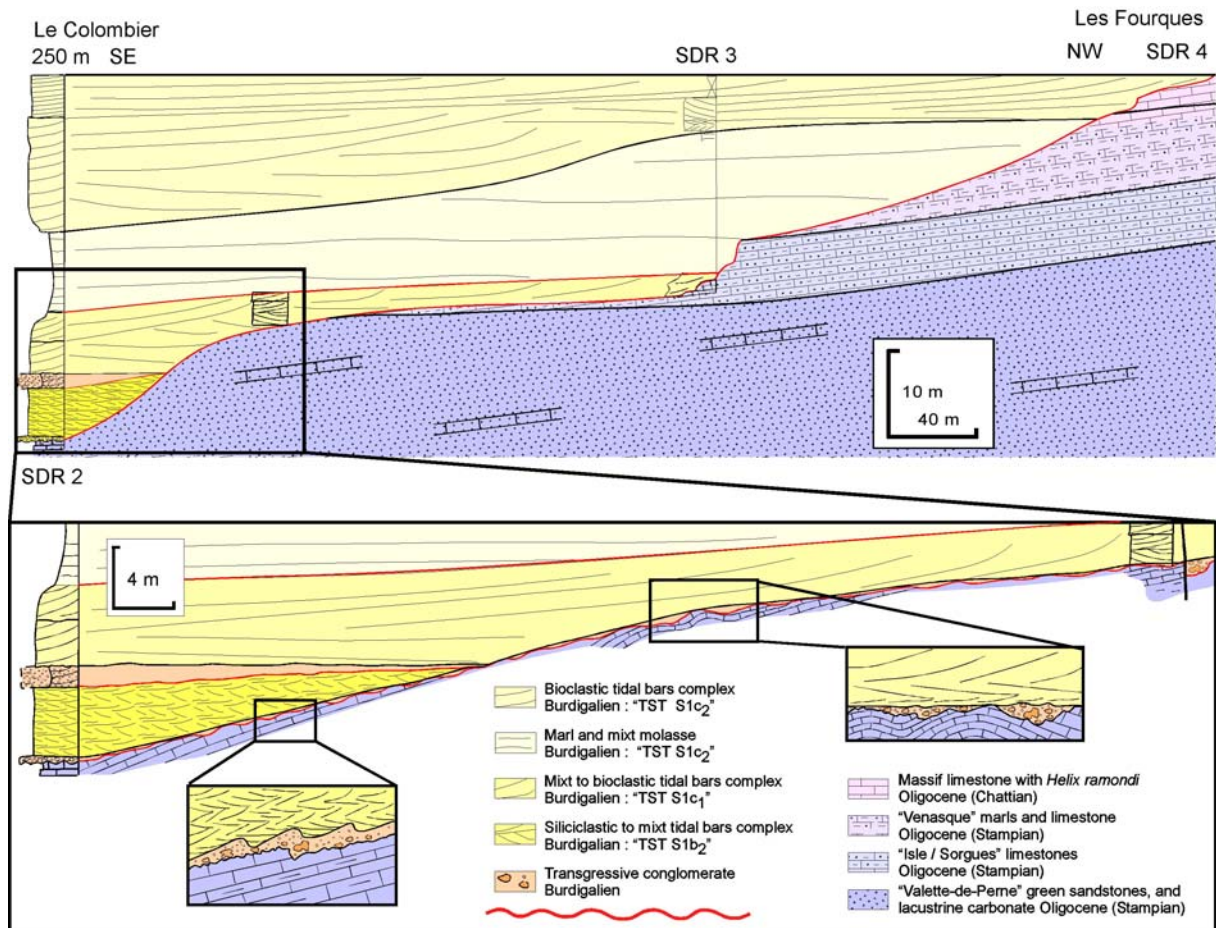


Figure 4-17 : Vénasque, Le Colombier-Les Fourques, location on Figure 4-4, x : 824,750 km ; y : 3193,100 km. The Western flank of the Early Miocene incised valley is in updip position. The incision is up to 35 m deep (Colombier section) and cuts the Oligocene series. The Miocene infill onlaps passively on this flank.

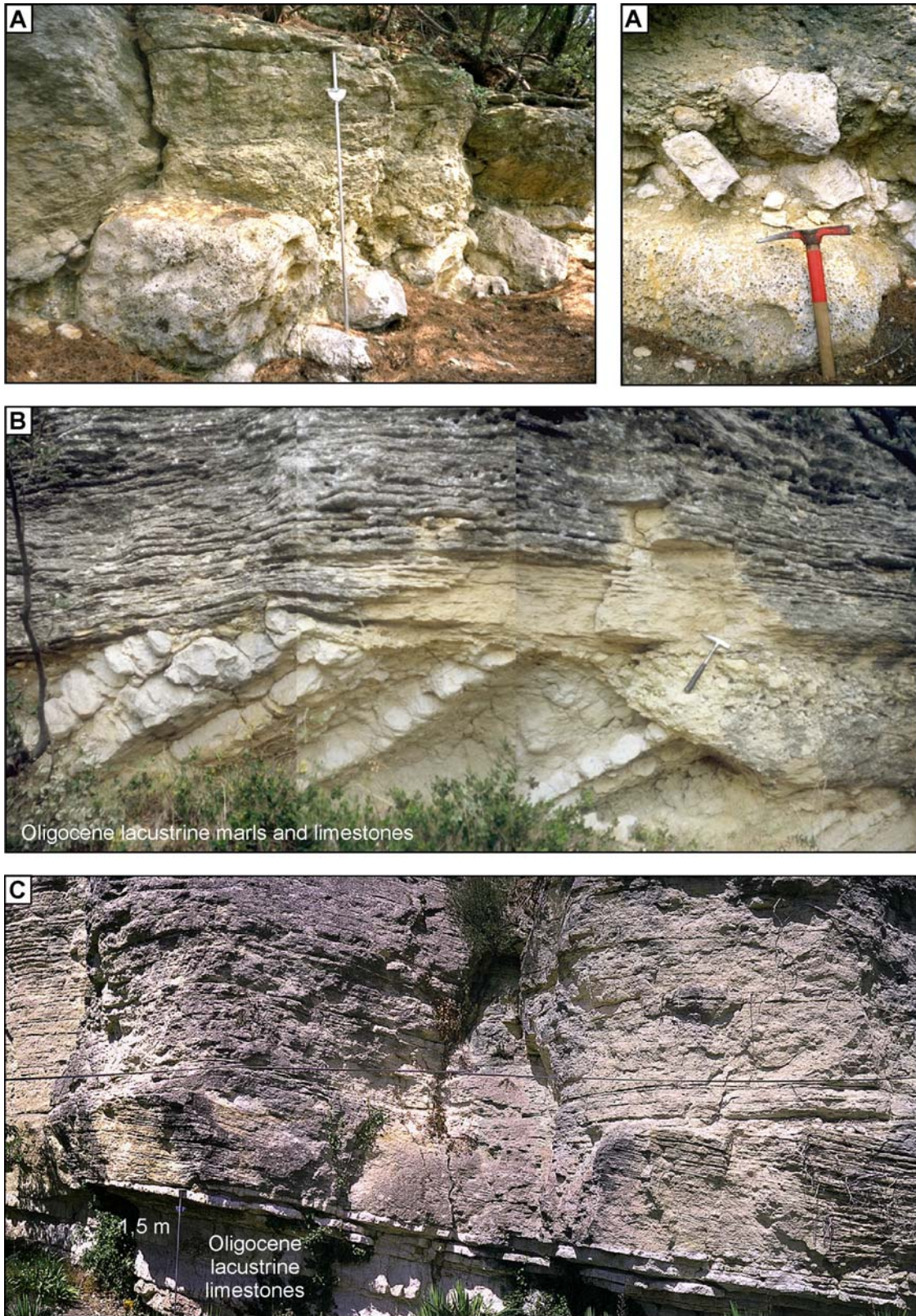


Figure 4-18 : Different expression of the Transgressive Surface and conglomerate thickness and composition. A) Hyperconcentrated flow with metric blocks and boulders (reworked essentially Cretaceous limestone). La Gardy, location on Figure 4-4, x : 827,000 ; y : 3193,100. B) Metric thick conglomerate is preserved in topographic low on tilted Oligocene limestone. Its reworks various rocks in age and lithology; some pebbles are bored and/or glauconitized. Vénasque, Les Fabres, location on Figure 4-4, x : 826,200 ; y : 3191,200. C) La Roques sur Pernes, The bioclastic megarides lie directly on a bored and glauconitized surface on Oligocene limestone. Location on Figure 4-4, x : 822,500 ; y : 3190,500.

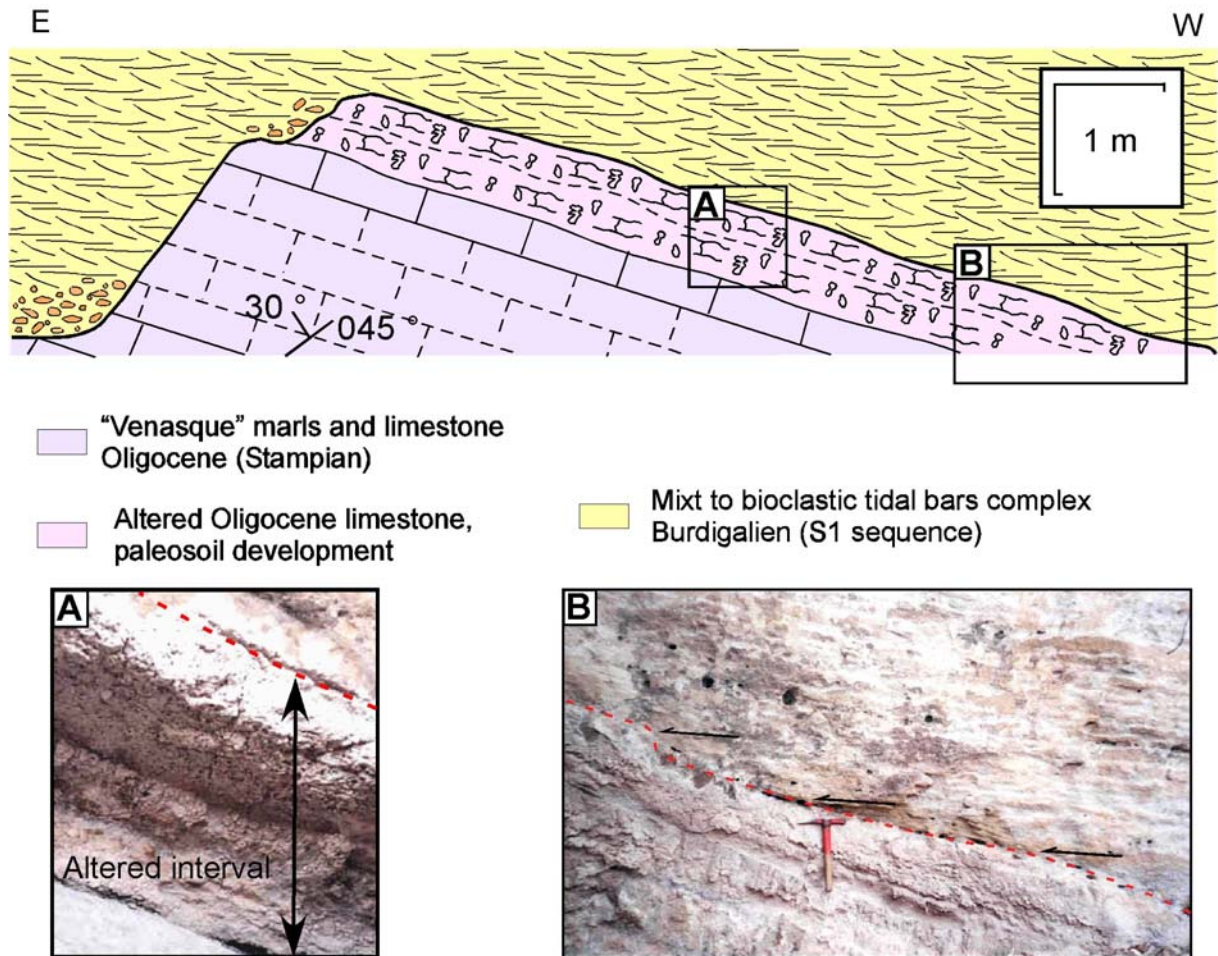


Figure 4-19 : Basal unconformity on roof of the Late Oligocene lacustrine limestone with a carbonate pedogenesis surface preserved of erosion. A) Details of the onlap geometry on the unconformity. B) Details on the durable surface crust of pedogenic carbonate. East of Venasque, location on Figure 4-4, x : 826,000 km ; y : 3192, 000 km.

4.3.1.2 Litho- and bio-stratigraphic units

The Early Miocene succession in Vénasque area and the Middle Miocene series in surrounding Carpentras area have been subdivided (Figure 4-5) in 7 lithologic and cartographic units (Parize *et al.*, 1996 ; Besson 2000). Based on new cartographic and biostratigraphic data, the proposed stratigraphic diagram (modified from Parize *et al.*, 1997) summarizes these new lithostratigraphic units for Miocene Carpentras basin.

All fine to coarse silico- and bioclastic deposits are unaffected by compaction effects as grained pressure-dissolution or stylolites related to the absence of thick burial. So the present thickness closes in depositional thickness and can be used directly to describe the original geometrical organization.

Formation	FACIES	Stratigraphical units (Anglada and Colomb 1975)	Bio and isotopic stratigraphy (this study)
Fraischamp marls	Greyish to white massive marls (lagoons) interbedded or not with heterolithic bioclastics siltstone to sandstone (tidalites). This facies can be observed below or within the Saumane molasse	Oligocene (Triat and Truc 1968 ; Blanc <i>et al.</i> , 1975)	Aquitanian-Earliest Burdigalian : <i>Helicosphaera ampliaperta</i> only (NN2-NN4).
La Crémade	Coarse grained to microconglomerate siliciclastic tide dominated body (channels and megarides)	Burdigalian <i>sl.</i>	Aquitanian-Earliest Burdigalian : 20.35+/-0.85 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr); <i>Helicosphaera ampliaperta</i> only (NN2-NN4). Restricted here to NN3 by correlation to St Restitut.
Molasse of Saumane : Lower part	Siliciclastic to mixt composite sandwaves with high proportion of glauconie	M1b1	Early Burdigalian : 20+/-0.75 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)
Molasse of Saumane : Upper part	Massive packstone to grainstone within large scale channelized erosional unconformity, then mixt to bioclastic grainstone composites sandwaves and large scale dune.	M1b2	Early Burdigalian : 18,2+/-1 (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr)
	Marls and marly-siltstones to - limestones deposits	M1b3	<i>H. ampliaperta S. heteromorphus</i> (NN4-NN5). Late Burdigalian to Langhian
	Marly-siltstones to limestones with echinoids (10 centimeter thick beds).	M1b4	
	Calcareous molasse organized in regular benches interbedded with shelly cord	M1b5	
Molasse of Saint-Gens	Coarse-grained bioclastics sandwaves and large sacle dune with Cellopora	M1b6	
Carpentras plain only	Blues calcareous clay or marly siltstone	M2aA	<i>H. ampliaperta S. heteromorphus</i> (NN4-NN5). Late Burdigalian to Langhian
Carpentras plain only	Bioclastics sandstone to marly sandstone	M2as	

4.3.1.3 Depositional sequences

The Early Miocene depositional sequences of Vénasque area are represented on, Figure 4-5. We detail their main facies characters and their stratigraphic relationships.

Sequence S1 (Burdigalian) - The lower part of Burdigalian deposits is represented by tide-dominated, mixt to bioclastic sandbodies, up to 100 m thick (Figure 4-6C, D, Figure 4-7, Figure 4-13). This “Saumane molasse” formation is heterogeneous (Jones, 1988 ; Parize, 1997) : mapping and physical correlations based on cliffs observations let to distinguish three units bounded by important unconformities (Figure 4-20, Figure 4-21, Figure 4-22, Figure 4-23). In upstream position, greyish marly lagoonal intervals (associated sometimes with tidalites) are locally interbedded between these unconformities and the overlying erosive tide-dominated units (Figure 4-22B). The basal surface of each unit corresponds to a compound erosive surface with channeled features (Figure 4-20D, Figure 4-22, Figure 4-21) and coarse to conglomeratic lag (bioclasts, allochthonous pebbles as cherts, Cretaceous limestones, centimetric rounded quartz ; some ones are bored, black or green colorated) ; the bottom of bioclastic tide-dominated interval is erosive without allochthonous pebble lag. This formation

and each unit present an increase to their tops at both (i) of bioclastic proportion and (ii) of size from channeled unit compound sand waves and huge dune (e.g. 12 m high, at the crest of a simple-form dune, Figure 4-7, Figure 4-22A).

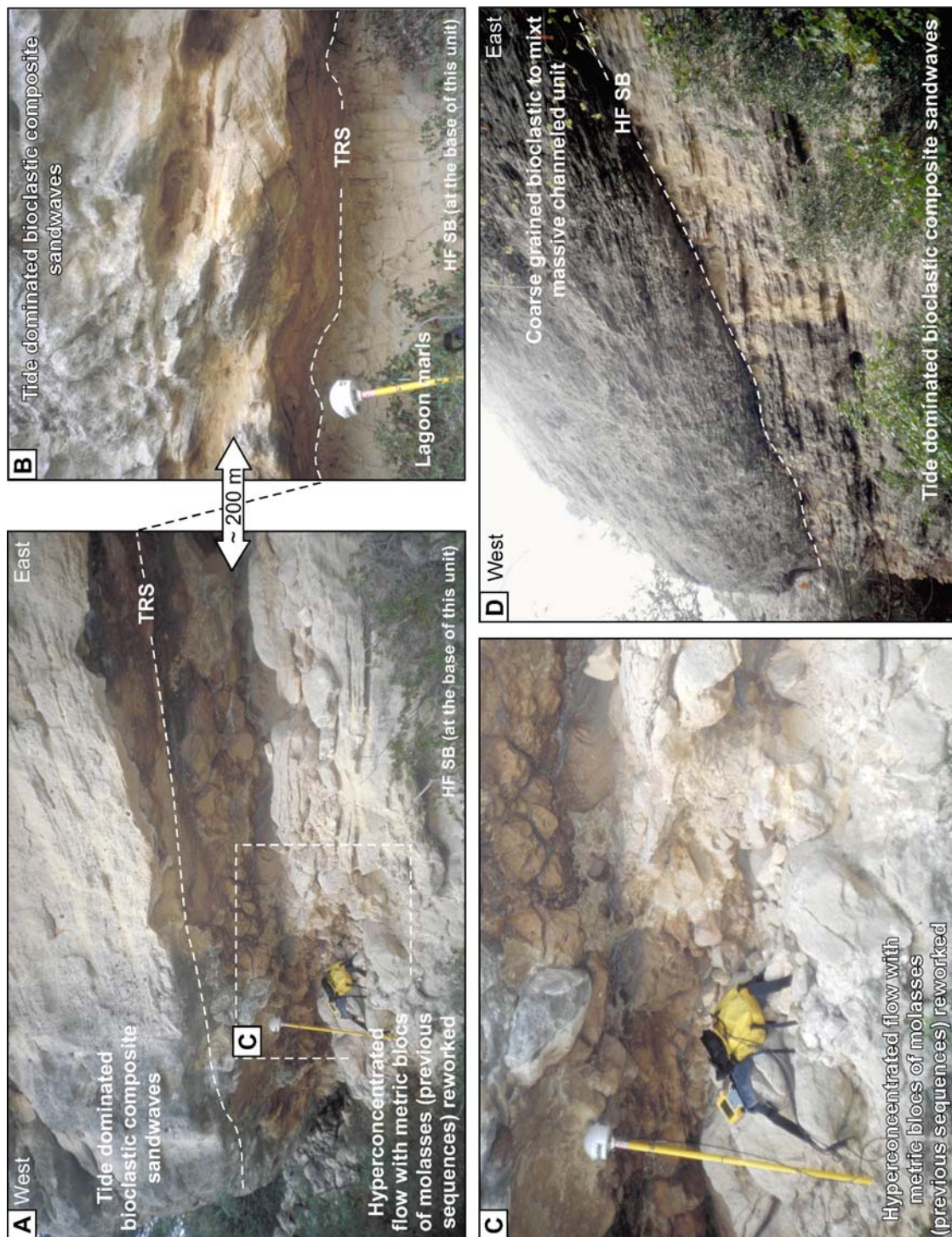


Figure 4-20 : Details on the high frequency sequence and sequence boundary within TST S1 valley fill in downdip position. Outcrop in the vicinity of Fontaine-de-Vaucluse. Location on Figure 4-4, x : 823,500 km ; y : 3184,100 km. (see Fig. 4.25 for synthesis explanation). A) Metric erosional unconformity between sequences S1c₁ and S1c₂ underline by hyperconcentrated flow with metric blocks reworked from underlying sequence (channeled unit). B) This same erosional surface is represent 200 m laterally only by tidal ravinement surface above metric thick lagoonal marl interval. C) Details on the hyperconcentrated flow. D) Other expression of sequence boundary represent here by a coarse-grained bioclastic channeled unit between sequences S1b₂ and S1c₁.

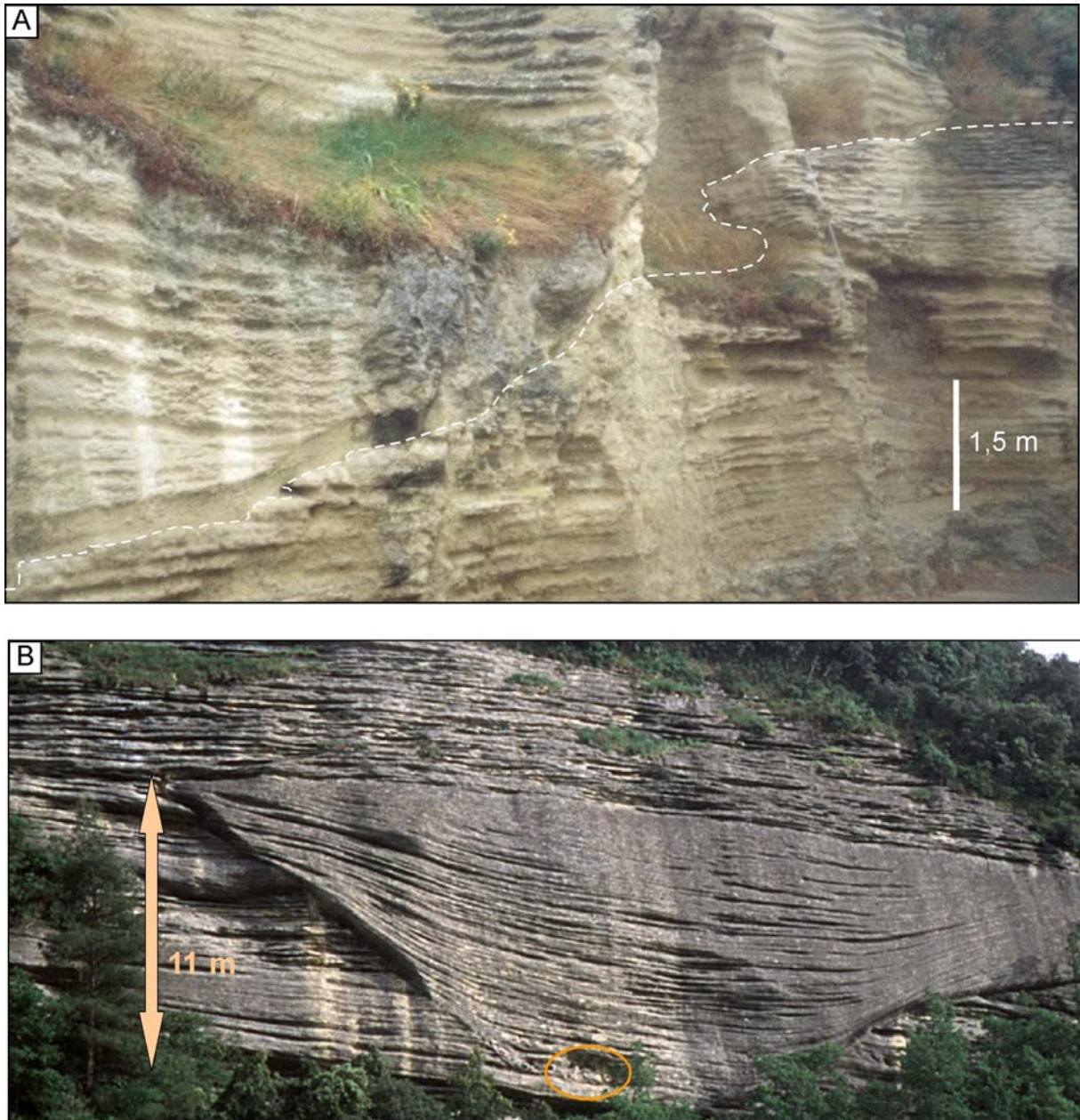


Figure 4-21 : Details on the high frequency sequence within TST S1 valley fill in downdip position (see Figure 4-26 for synthesis explanation). A) Metric erosional unconformity between the Lower and Upper Saumane molasses. This erosional surface presents vertical walls and undercutting within the previous unit (S1b₂). “Saumane village outcrop”, location on Figure 4-4, x : 822,300 km ; y : 3185,500 km. B) “La Tapy IVF ” is a decametric deep erosional feature within S1b₂, with decimetric to metric angular blocks within the conglomeratic lag. This surface corresponds laterally to a multistory channeled base unconformity (Figure 4.20 D). Location on Figure 4-4, x : 823,500 km ; y : 3187,000 km.

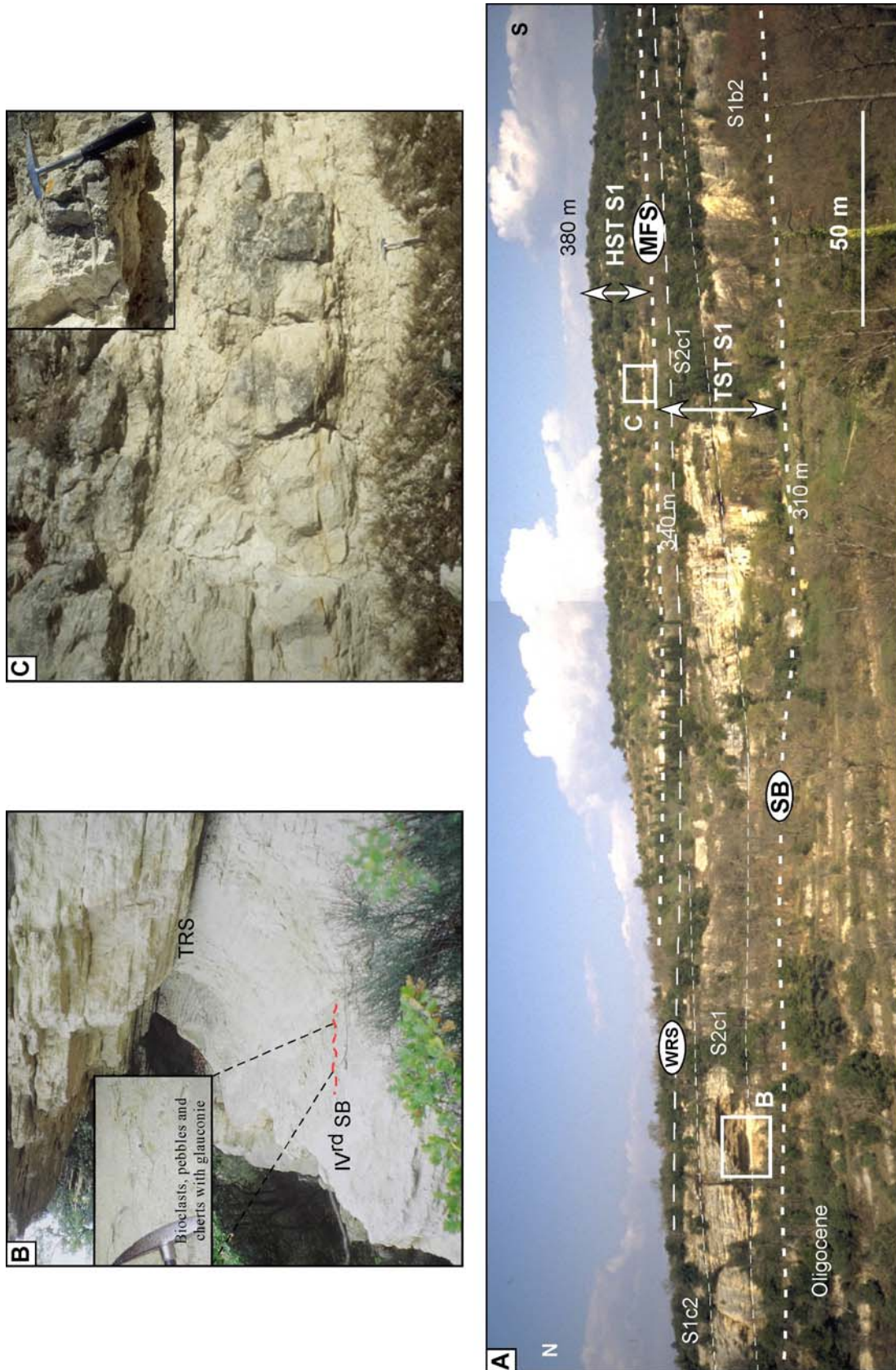


Figure 4-22 : A) Panorama showing huge bioclastic sand wave complex (TST S1 compound valley infilling) and the marly to sandy HST. B) Details on the high frequency sequence within TST S1 valley fill in updip position (see Figure 4-26 for synthesis explanation). C) Overlying these tidal bodies on top of the plateau, marly bioturbated interval is interpreted like the MFS. “La Baume outcrop”, location on Figure 4-4, x : 823,000 km ; y : 3190,000 km.

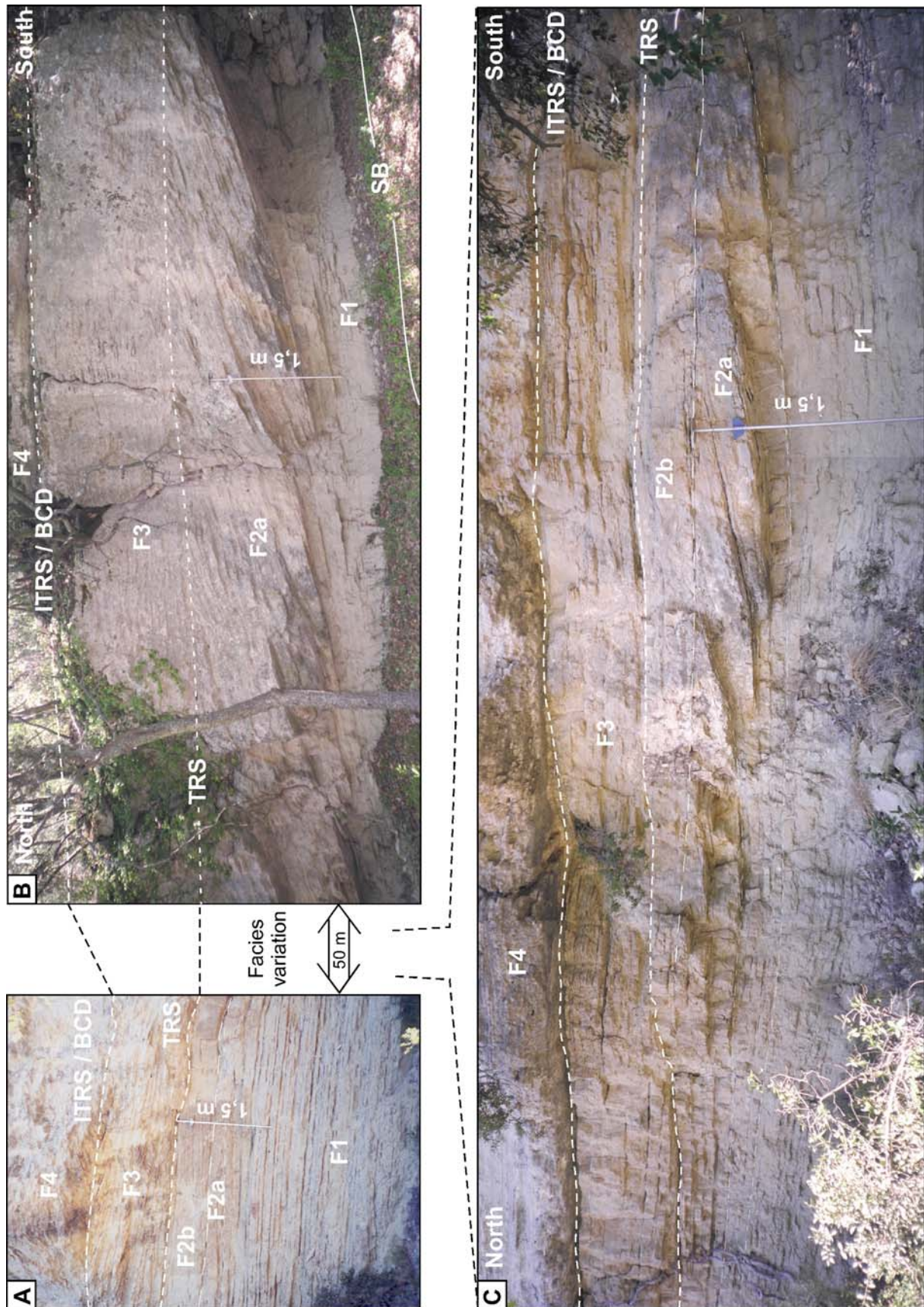


Figure 4-23 : Panorama showing facies variation between a bioclastic dune to a mudstone tidalites interval and the typical facies succession showing a progressive increase of the tidal energy with successive Tidal Ravinement Surface. SB : Sequence Boundary between S1b₂ and S1c₁ ; TRS : Tidal Ravinement Surface ;

ITRS / BCD / MFS : Increasing Tidal Ravinement Surface / Bayhead Delta Contraction / Maximum Floodind Surface ; F1 : aggradational tidalites interval represents bottom set beds of dunes ; F2a : dunes, foreset beds ; F2 b : dunes topset beds ; F3 : Composites sandwaves with erosional base ; F4 : Coarse grained dune and composite sandwaves with important erosional base. A-B) More than 3 m of tidalites preserved on top of the sequences boundary in facies variations with dunes. The lack of significant facies variation in this tidalites interval from bottom to top show that tidalites cannot be used as bathymetric indicator around sea level and that aggradation of tidalites represent space available filling whatever the bathymetry. Similar observation was realized in the Forcalquier basin (Dauphin outcrop where the dune is 11 meter thick. This other observation let to demonstrate that aggradation of tidalites can be realized from zero to at less 11 meter deep (minimal bathymetry deduce from dune thickness, but 25 to 30 m of bathymetry is a more realistic interpretation taking account deposit environment of dunes). C) Detail of facies variation.

High frequency sequences in TST S1 (Sequences S1a to S1c) -According to the Rhodano-Provençal Burdigalian succession (Combaluzier 1932 ; Demarcq, 1970 ; Nelly, 1978 ; Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990) the stratigraphic organization of the Saumane Molasse formation is related to high frequency sea level fluctuations in an overall transgressive III order system tract (Besson *et al.*, 2002a). The internal evolution observed here confirms high frequency fluctuations (Figure 4-20, Figure 4-21, Figure 4-22, Figure 4-23). This formation represents around 2 My based on $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ analysis suggesting that the astroclimatic control was not dominant to explain a so long depositional sequence, but can be related to long term tectonic influence (*sensu* Bruhn, 2003). In this bioclastic tide-dominated succession, marly to sandy, wave-dominated deposits are not observed. At this scale, facies analysis cannot indicate precisely bathymetric evolution. The location of the MFS can be discussed. Three hypotheses are proposed to explain the vertical evolution of facies within high frequency sequences (Figure 4-24, Figure 4-26) :

- (i) Attested by the predominance of flood-dominated currents organization within the tide-dominated bioclastic interval and by the increasing of tidal body size, this interval could represent the TST above a transgressive lag without preservation and/or deposition of the HST. Lack of the HST was also supported by the very low terrigenous input and by the important erosion of the following sequences, but this does not explain why the carbonate production stops if terrigenous input is low (Figure 4-24).
- (ii) The transgressive conglomerate can be interpreted as the TST of this sequence and the glauconitic pebbles on its top as a condensation surface (MFS). The condensation at the top of this transgressive lag implies time and important bathymetry. The lack of a well-developed TST can be explained by the very low fluvial sediment input in the system (karstic drainage in Cretaceous carbonate on the Eastern margin). In this case the tide-dominated bioclastic interval would be represent the HST of this sequence (Figure 4-24). This hypothesis is not really realistic because it would imply a very quick transgressive stage (instantaneous) without any preservation of TST whereas bioclastic production should be maximum during HST.

According to this hypothesis, the marly interval is interpreted as an early transgressive deposit. The basal erosion represents a transgressive lag deposit (SB, and TS) and the erosive surface on top of this marly interval represents one or several Tidal Ravinement Surface (TRS) below new tidal bar complex (Figure 4-22, Figure 4-23, Figure 4-24, Figure 4-26). The surface called ITRS / BCD (Increasing tidal Ravinement Surface / Bayhead Delta Contraction (Dalrymple, 1994 ; Yoshida *et al.*, 2004) represents the increase of current dynamics from base to top. This increase is linked to the bathymetric deepening at the beginning (flooding of interfluve) and for the ITRS related to the “contraction” of the system which start to fill and enhance the confinement and in

consequence the tidal energy. This hypothesis is preferred because it's take account (i) a transgressive stage let an augmentation of tidal bodies (and also energy) (ii) a regressive stage let an augmentation of tidal energy and (iii) a relatively continuous carbonate production in an environment quite favourable during this period (no or low clastic input, carbonate substratum).

The Wave Ravinement Surface (WRS).- The TST S1 is characterized by an increase of the thickness of elementary body toward the top. Furthermore at the top, a little packstone to wackestone interval is made of little (metric) tidal body (megarides) (Figure 4-14, Figure 4-22). This size decreasing is linked to diminution of tidal energy by less containment and greater bathymetry (the interfluves are flooded and the inherited fluvial topography links to pre- and syn-burdigalian erosion is now filled and regularized). Near Saumane this interval overlies an erosional surface associated with little glauconitic cherts and bioclasts (sharp teeth are abundant, bryozoans, pectens, echinids...) and is interpreted as a Wave Ravinement Surface (WRS on Figure 4-14, Figure 4-26).

Sequence S1a (Earliest Burdigalian).- The strongly continental erosive event, which develops after this first sequence, explains that the preservation of these silicoclastic deposits occurs only on the interfluves. Only rare outcrops let to observe this formation that has been nearly completely eroded by the following Burdigalian erosion then deposition phases. A scrap of this molasse is also preserved on top of the Vaucluse Mountains (Genestière outcrop, Figure 4-9). The isotopic $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ analysis indicates 20.35+-0.85 My and confirms an Early Miocene age (Blanc *et al.*, 1975) around Aquitanian / Earliest Burdigalian. In this study we restricted his age to Earliest Burdigalian by correlation with the base of Notre-Dame-des-Lumières, and Saint-Restitut section where *Sphenolithus belemnos* (NN3) is present.

This sequence gathers all the terms of La Crémade formation (Parize *et al.*, 1997) from well-sorted conglomerate to sandy and clay deposits (Figure 4-6B). They are silicoclastic dominated, well-contrasted with the mixt to bioclastic Burdigalian deposits (Figure 4-6A). Large outcrops of these conglomeratic deposits were preserved in South-East of La Roque-sur-Pernes around La Crémade, Fraischamp, La Grange-Neuve (Figure 4-6A, B) and La Genestière. The tidal deposits show a predominance of northwards trend of paleocurrents, towards the apex of the paleovalley. The possibility of a classical flood tidal delta does not seem possible, argued by the presence in many cases of higher energy tidal sand bodies at the base of the formation. This sedimentological organization can be interpreted by up-dip migrations of tidal channel networks contemporaneous of the flooding of Vénasque estuary (Dalrymple *et al.*, 2004). This coarse-grained tidal complex is interpreted as the TST of S1a. Just in North of Saumane, more or less massive sand (highly bioturbated) interbedded with marly silstone present many wave ripples : these deposits are interpreted as mouth bars deposits and can represent early deposits preserved above tidal ravinement surface.

Sequence S1b.- The base of the S1ba sequence is marked by an important fluvial erosion, with ramp and step features (Figure 4-6A) : almost all previous S1a deposits are eroded. This erosion explains that, associated with a higher overlapping of these sequences, the first transgressive Miocene deposits were in many areas represented only by the Burdigalian molasse.

The thick transgressive lag (more than 2 metres in some places) reworked various rocks and is associated with bioclasts (Figure 4-18). Limy pebbles are rounded and completely bored. Numerous siliceous and chert pebbles are black or green-colored (glaucony).

Above this conglomerate, lies the lower Molasse of Saumane (Demarcq 1970 ; Anglada and Coulomb, 1975), which presents spectacular outcrops along the Saumane village (Figure 4-6C). It is composed by fine to coarse-grained of quartz (until 60 %), glaucony and bioclasts (especially bryozoans). The 3D analysis indicates :

- along longitudinal sections, bi-directional tangential small dunes (*sensu* Ashley 1990) that migrated on low inclined surfaces,
- on cross sections, trough cross bedding.

The superposition of them constitutes elementary dune sets. Finally these sets, bounded by erosive surfaces, constitute some compound sandwaves *sensu* Dalrymple (1984), relatively similar of the type V and VI *sensu* Allen (1980) or Saint-Restitut faciès 1 (Lesueur *et al.*, 1990).

Sequence S1c.- The base of the sequence S1c is underlined by an important unconformity into the Saumane Molasse formation (Figure 4-21A). This erosive surface cuts the Saumane molasse formation into a Lower and an Upper part as proposed by Anglada and Coulomb (1975). The cutting amplitude of this surface is at less 5 m deep in Saumane, 11,5 m (La Tapy IVF, Figure 4-21B), and more than twenty meters with the western edge of the valley where the sequence boundary on top of the S1 deposits corresponds to a hard ground with saxicavous borings, black pebbles, and iron crust.

This channeled form is filled by massive bioclastic sands showing at larger scale low inclined bedding, locally affected by post-depositional fluid-escape features (Saumane). Such fluidized features imply an undercompaction of the sediment linked to a quick emplacement. Above this channeled interval, composite sandwaves, composed by mixt to bioclastic grainstones, fill the valley.

This basal erosive surface and associated features had to be discussed. This surface could be related to submarine or subaerial processes. Observation of vertical wall and undercutting within the previous unit (Jones, 1988 ; Parize 1997 ; Dalrymple, oral comm.), and the presence of early vadose cementation of the previous unit (N. James, pers. comm.) let to think that this surface can be related to subaerial processes. This high-frequency unconformity can be interpreted as an incised valley with the emersion at less of the interfluvium in the distal part. In this case the channeled unit could be reported to the LST filling subaerial (in up-dip position) or submarine (in down-dip position) valley. Above this unit, thick composite sand waves are developed and capped by huge dune (more than 12 m thick, Figure 4-7). Compared to the S2b sequence, the infilling is more bioclastic and coarser (microconglomerate to coarse grained grainstone). The increase in bioclastic proportion and the increase on size and thickness of the sand body are related to the bathymetric increasing. That implies a deeper bathymetry for this sequence compared to the precedent.

Discussion about the regional correlation of these high-frequency (HF) sequences.- These three depositional sequences S1a to S1c are well-identified in the Vénasque area. Their IV order or HF interpretation is based on the Burdigalian depositional architecture, the petrographic and bioclastic evolution links to, step-by-step, facies evolution from siliciclastic to mixt and then bioclastic in a progressively deeper environment. Throughout the basin, S1 sequence is well-bounded and easily identified ; its lack or its condensation are always well-constrained by biostratigraphical data and geometrical

arguments (Rubino *et al.*, 1990 ; Dexcoté, 2001 ; Besson *et al.*, 2002b). The TST of S1 is composed by these three HF sequences in Vénasque area. Regionally the number of HF sequence depends on the location within the basin, between zero upto three, related to at both, diachronism marine transgression and their relationships within previous topography.

This interpretation is linked to relative sea level variations and global Burdigalian transgressive trend, as defined by Haq *et al.* (1987, 1988) and Hardenbol *et al.* (1998). The 4th order interpretation can therefore be related to the short term ¹⁸O isotopic record (Abreu *et al.*, 1998) even if it is not possible to correlate precisely this depositional sequence with the climatic fluctuations as proposed by Abreu *et al.* (1998).

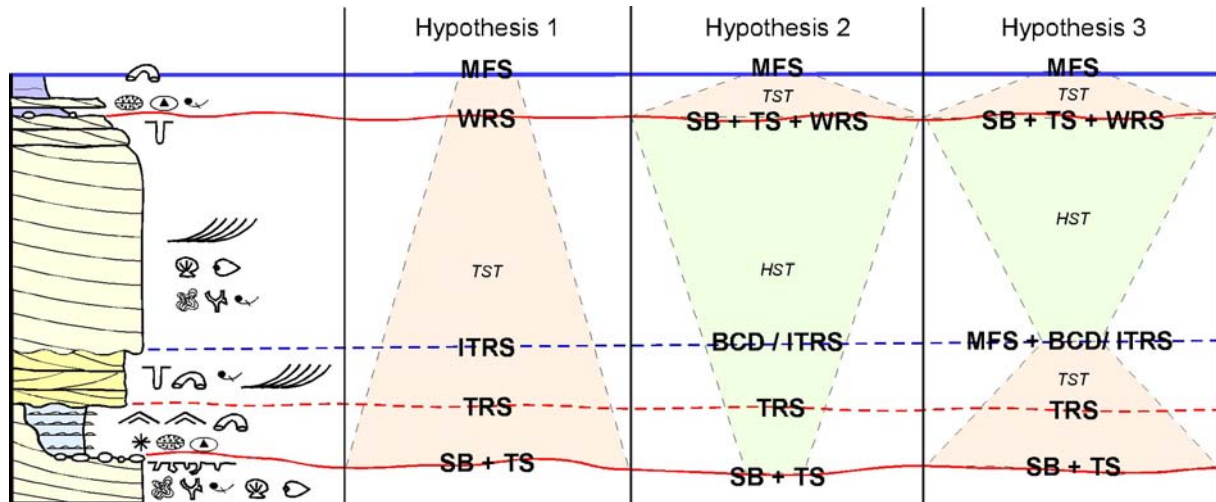
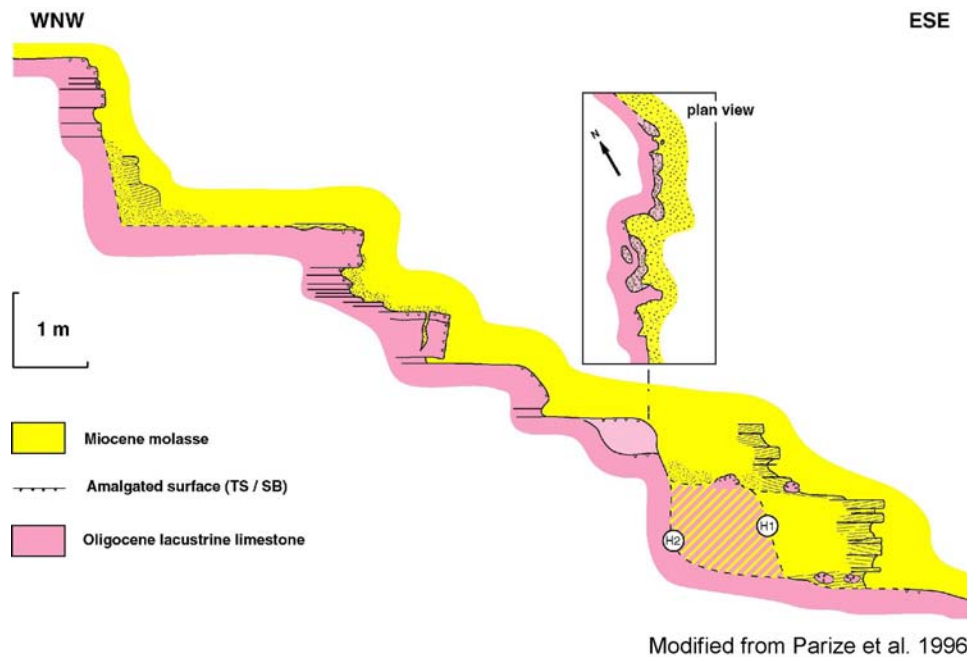


Figure 4-24 : Different sequence stratigraphy interpretations of synthetic high frequency sequence within a cool carbonate compound incised valley fill (TST S1). The third hypothesis is preferred (see text for explanation).



Modified from Parize *et al.* 1996

Figure 4-25 : Fontaine-de-Vaucluse, Les Soleillants, (SOR 20), location on Figure 4-4, x : 823,570 km ; y : 3184,100 km. Details morphology of the incision surface with ramps and steps and some undercutting within the Oligocene lacustrine limestone.

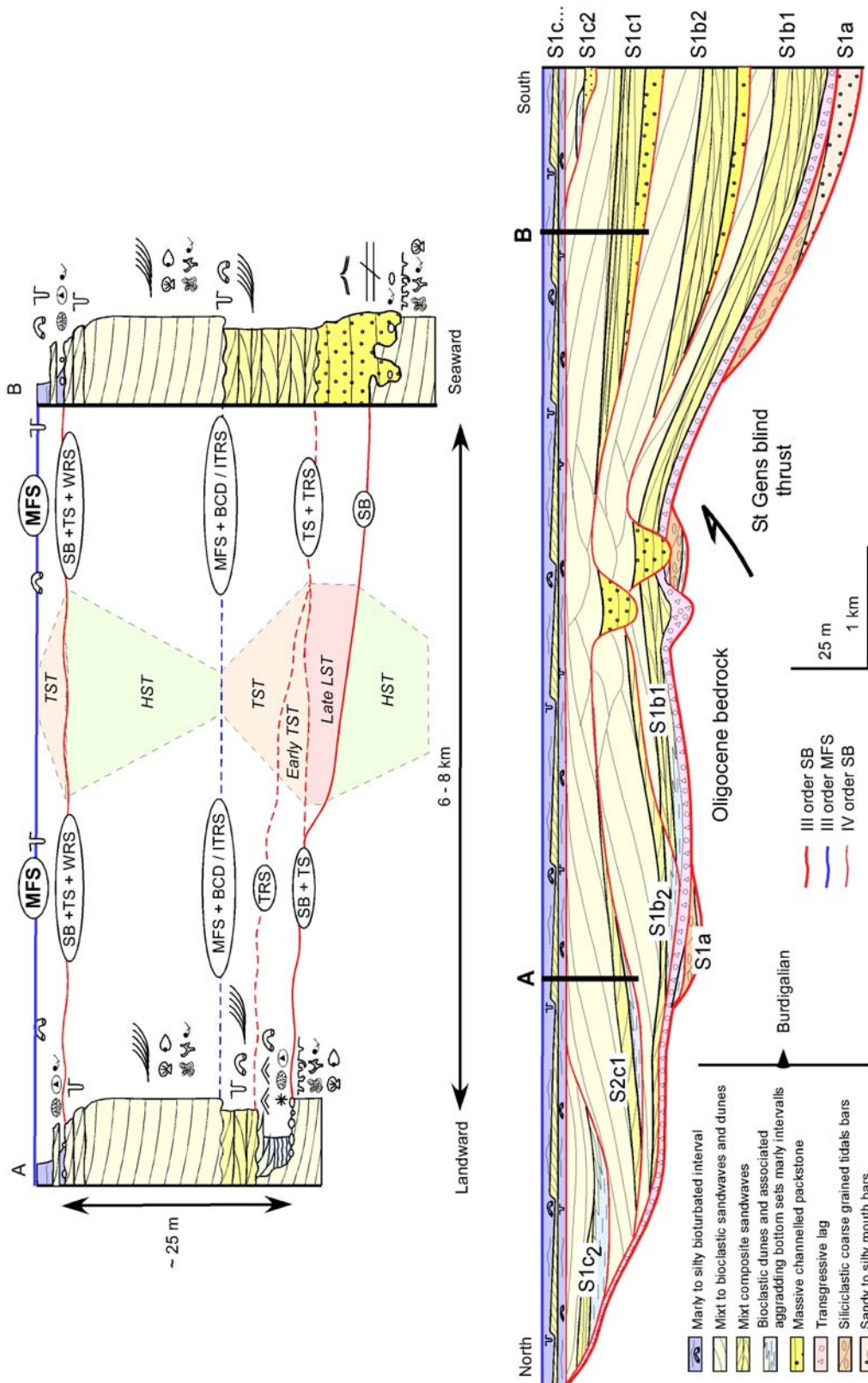


Figure 4-26 : High-frequency sequence stratigraphy model of a cool carbonate compound incised valley fill (TST S1). A) High-frequency keys surfaces correlation from two synthetic sections up and down to the valley fill. SB : Sequence Boundary ; TS : Transgressive Surface ; TRS : Tidal Ravinement Surface ; WRS : Wave Ravinement Surface ; ITRS / BCD / MFS : Increasing Tidal Ravinement Surface / Bayhead Delta Contraction / Maximum Flooding Surface; LST : Lowstand System Tract ; TST : Transgressive System Tract ; HST : Highstand System Tract. B) Schematic longitudinal cross section showing up to down dip facies variation.

The Maximum flooding Surface (MFS).- The MFS takes place generally immediately on top of previous bioclastic tidal bars complex. Marls associated with MFS are bioturbated much more than other marly intervals (Figure 4-22C). Along the eastern edge of the valley, the MFS is underlined by encrusting bryozoans and echinoids level in life position on top of tidal bars all together covered by bioclastic sandy-marls.

The Highstand System Tract (HST) is represented by marly-limestones to marly-siltstone then by sandy deposits dominated by waves and/or storm process. The highstand system tract (HST) is very well-developed (50 to 60 m thick) linked to an important siliciclastic sediment input within the system. Depending to their preservation, five HF sequences can be locally observed like around “Les Faby” (Figure 4-15). On the eastern edge of the valley (Carroufra and Saint-Gens) the upper part of the HST presents a particular faciological organization : sandy limestone with many tidal evidence, altered by the waves of swell. This observation is conducted all around the Vaucluse Mountains, attesting that tidal currents are still dominated during relative high sea level period. This suggests the existence of a still important morphological containment along digitations of Vaucluse Mountains inherited of continental erosion phases.

The sequence S2 (Late Burdigalian).- The Burdigalian succession is capped by the Saint-Gens bioclastic molasse formation (Figure 4-8, Figure 4-9A, C). On the Vaucluse Mountains, this formation represents the highest deposits of all the Miocene 2nd order eustatic cycle. Its deposition level is immediately below the wave cut regionally developed on the surrounding bedrock, Vaucluse, Luberon, Vivarais Mountains and related to the S1c maximum encroachment (Parize 1997 ; Besson *et al.*, 2002b).

The Saint-Gens bioclastic molasse formation lies on previous deformed Early Miocene deposits by sharp or erosive features associated in some places with an alteration of the previous highstand deposit (ochre to reddish colour observed on Sous-Les-Gardy and Saint-Gens section). The basal lag is poorly or not developed, without allochthonous reworked elements. This formation is mainly represented by white, coarse-grained and exclusively bioclastic tidal bar complexes. Its main petrographic character is the chalky aspect related to abundance of red algae, more or less weathered and karstified in many places. In Provence, this interval is intensively exploited in quarries let to 3D observations of tidal bodies. At Saint-Gens quarry, these deposits correspond to composite sandwaves (Figure 4-27B) and large barkane (Figure 4-27A). Detailed petrographical and facies architecture analysis of this bioclastic interval is being carried out in the Uzès basin (Reynaud *et al.*, submitted). The pure bioclastic Saint-Gens Molasse facies can be explain by the confinement of its depositional area and the lack of terrigenous input. The lack of HST deposit on top of the Saint-Gens molasses is explained by following Latest Burdigalian erosion and uplift.

The sequence S3 (Langhian).- In Vénasque area the top of the Latest Burdigalian ? Earliest Langhian Saint-Gens bioclastic molasse formation crops around 450-500 m and onlap passively the Vaucluse Mountains (Figure 4-10). In this area, no Miocene deposit overlies stratigraphically these deposits. The immediately stratigraphically younger deposits crops down between 190 and 65 m. These deposits show a drastic facies change compare to the previous Early Miocene deposits. They correspond to blue calcareous clay or yellowish marly siltstone and sandstone (Figure 4-28, Figure 4-29). These deposits are dated Late Burdigalian to Langhian using association of *H. ampliaperta* and *S. heteromorphus* (NN4-NN5). This facies is well-developed in the Rhodano-Provençal basin and called “Schlier

facies” (e.g. Demarcq 1970). Sedimentological analysis indicates intertidal to brackish environments for this singular facies ; ecological analysis confirms a shallow bathymetry and possible desalinization (Blanc *et al.*, 1975). In Vénasque area, biostratigraphic data let to indicate that this silty interval has a Late Burdigalian to Langhian age ; this attribution is conformed with similar deposits in surrounding areas (Nelly 1978 ; Demarcq, 1970). Petrographic analysis shows sudden increase of micas and quartz. This terrigenous inputs are related to internal Alps uplift (Demarcq 1970 ; Villegier 1984 ; Ford 1999). This facies change represents the main downward shift of facies observed throughout the whole Rhodanian Provençal Alpine foreland basin (Besson *et al.*, 2002a, b ; Parize *et al.*, in press). This terrigenous silt-dominated formation lies on a major erosive surface, the deepest that we characterized in Southeast France (Besson *et al.*, 2002a, b ; 2003). The mapping of this formation let to interpret this unconformity as a new Incised Valley System (IVS) crossing the previous and deformed Early Miocene IVS. The regional correlation of this unconformity is possible throughout the South East France Miocene foreland basin (Besson *et al.*, submitted). It's let to date as Latest Burdigalian the fluvial incision and Langhian is transgressive filling, first occurrence of *Preaorbulina* (determinations S. Iaccarino). The development of this new IVS can therefore be related at the transition between Burdigalian / Langhian.

The facies change and the geometrical relationships between the Saint-Gens molasse formation and the “schlier” silty interval are interpreted as the consequence of the foreland basin evolution.

A channeled erosive complex of coarse yellowish bioclastic intervals and hyperconcentrated flow deposits takes place above this silty interval (*sensu* Mutti, 1992 ; Mulder and Syvitski, 1995 ; Mulder and Syvitski, 1995 ; Mulder and Alexander, 2001 ; cf. Friès and Parize, 2003). The basal unconformity is up to 10 m deep and is structured with ramps and steps. Its geometry is related to fully turbulent processes, as indicated by numerous centimeter to meter-size flutemarks (Figure 4-29). The filling of this erosive feature shows close relationships between flood dominated deposits and conglomeratic or coarse-grained bioclastic tide-reworked deposits. The hyperconcentrated flow deposits correspond to heterolithic bodies or massive sands filling plurimetric deep erosive channels. Metric mud rafts (until 2 or 3 m), soft pebbles (from S3 silty bedrock) and many metric boulders reworked from lacustrine Oligocene or Miocene are present in this filling. This facies is related to fluvial-dominated influx in shallow marine environment. Accumulation of barnacles and bryozoans attests in the vicinity, the presence of hard bedrock and morphology (incision within Early Miocene molasses, Oligocene and Cretaceous limestones upward).

Autocyclic processes as tidal channels could generate deep-scours and remove materials from his margin by successive failures and slide mass processes. Preservation of soft sediment (mud pebble and raft) packed within matrix without any winnowing, flute casts within firm bedrock are quite usual with channel erosion. Cretaceous and Oligocene boulders reworked within the infilling could be explained by a paleo-Nesque bayhead-delta draining the Vaucluse mountains.

4.3.1.4 The Miocene stratigraphical setting of Vénasque area : a summary

Two IVS are recognized in Vénasque area. The first one (compound) corresponds to the Early Miocene deposits (S1a to S1c) and the second ones by Middle Miocene deposits (S3...). The Early Miocene system is inverted comparatively to the Middle Miocene that

crops in the Carpentras plain (Figure 4-9). The Middle Miocene system is pulled out then fit into the Early Miocene system (Figure 4-28). This geometrical relationship is global throughout the Rhodano-Provençal Alps foreland basin. It is related to Latest Burdigalian / Early Langhian sea level fall enhanced by tectonic which explains the huge erosion up to 300 m (Besson *et al.*, in press). The purpose of this paper is to describe the geometrical organization of the Early Miocene IVS which the outcrops are particularly well-exposed and corresponds to a compound cool-water carbonates filling (Parize *et al.*, 2001).

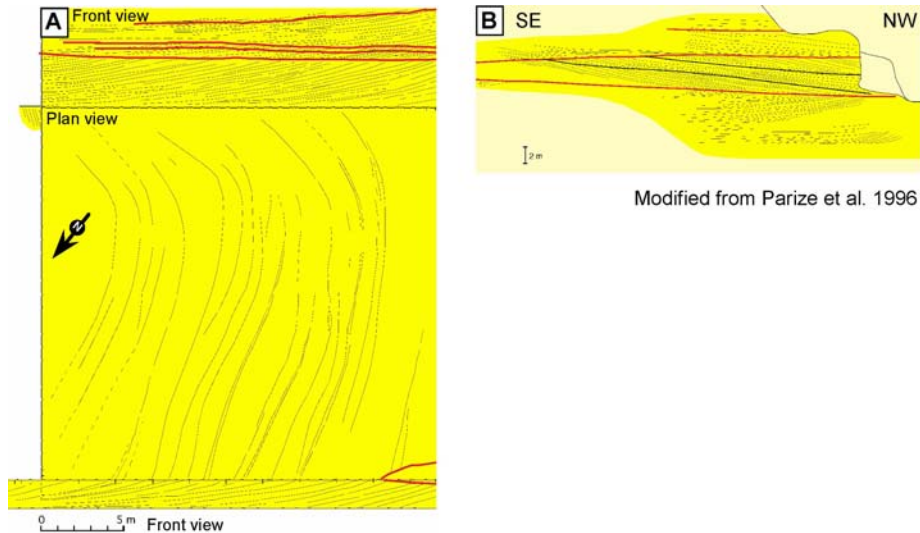


Figure 4-27 : Saint-Gens quarry. Location on Figure 4-4, x : 824,750 km ; y : 3188,200 km. A) 3D observation of a large barchane in the Saint-Gens Molasse (TST S2). The thickness of this body is up to 10 m. B) Composite sandwaves represent by superposition of metric bidirectional megarides.

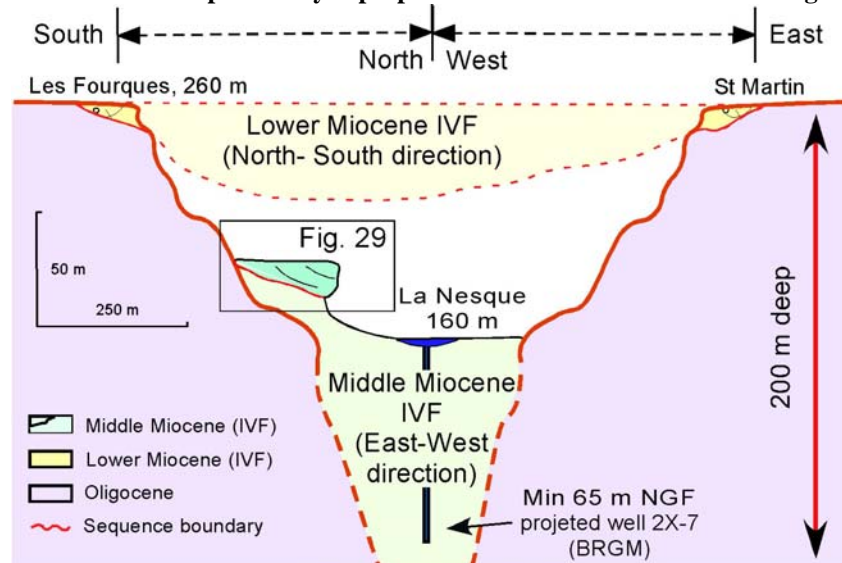


Figure 4-28 : Middle Miocene incised valley within Early Miocene and Oligocene deposits. This incision is at less 200 m deep and at right angle from the Early Miocene incision. Updip prolongation of this valley could be related to the actual “Nesque gorge” on the Vaucluse mountain Cretaceous limestone. West of Venasque, location on Figure 4-4, x : 824,250 km ; y : 3194 km.

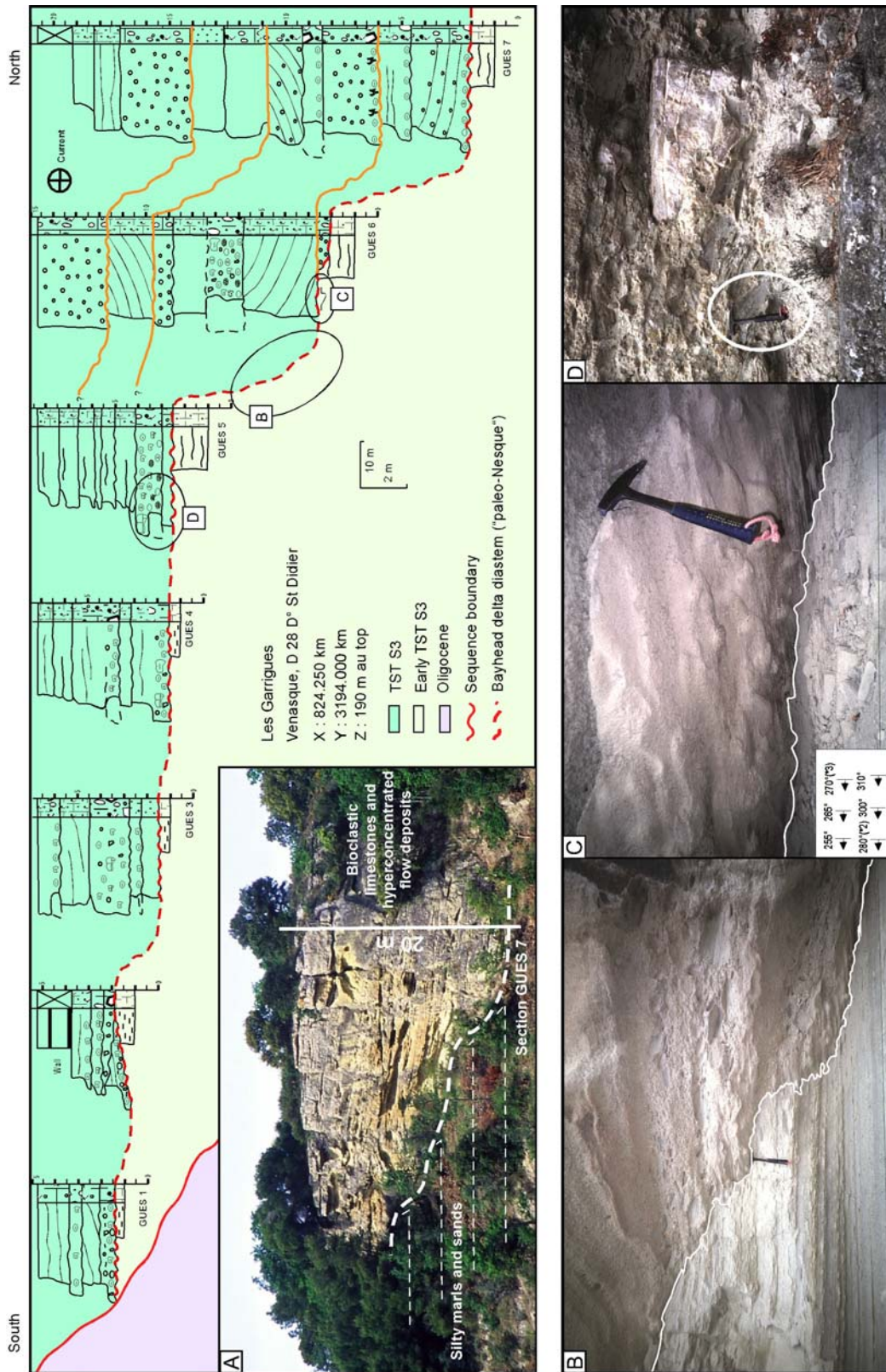


Figure 4-29 : Detailed correlation of the channeled erosive complex network encased within Middle Miocene silty IVF. A) Panorama of the channelled erosive complex of the “Nesque” tributary. B) Detail on the well-stratified silty marls with little wave ripples and on the unconformity with ramp and step, overlies by hyperconcentrated flows and coarse-grained bioclastic tide reworked deposits. C) Flutemarks on the 10 m deep channel base unconformity indicate fully turbulent processes oriented West to Northwest. D) Detail on flood dominated flow deposits represent by hyperconcentrated flows with metric mud and limestone blocks. West of Venasque, “Les Garrigues”, location on Figure 4-4, x : 824,250 km ; y : 3194 km.

4.3.2 Miocene geometrical organization of Vénasque Paleovalley

The aim of this geometrical study is :

- to provide a field-constrained 3D sedimentary body model filling a compound cool-water carbonates IVF,
- to characterize the reservoir potential of this stratigraphic trap and its relationships with bedrock and seal type formations.

This compound bioclastic body corresponds to the TST of the Burdigalian S1 sequence well bounded by huge unconformity at his base and MFS (marly interval) at his top (Parize, 1997). In order to precise this organization, a 1:10000 field mapping of the compound basal unconformity and of each system tracts (sequences S1 to S3) was carried out (Figure 4-4). Longitudinal and transverse profiles through the paleovalley system (Figure 4-30), Burdigalian (S1 TST) isopach map (constrained by a hundred of sections or wells in the filling and as many specific values to establish the interfluves) (Figure 4-31). Finally, 3D representation lets to have a fine image of the valley geometry and element to compare with subsurface data (Figure 4-32, Figure 4-33).

The geomodelor gOcad is used to 3D representation of the S1 sequence boundary (Figure 4-32) and the MFS S1 (Figure 4-33). To build the 3D model of these surfaces, are used :

- (i) GPSD points on these surfaces,
- (ii) Georeferenced well data,
- (iii) Geological and geomorphological constraints retained for the talweg which crops discontinuously (Besson, 2000).

Each building of referential surfaces passes then by two preliminary steps :

1. the contour of the valley (interfluve) is defined by a chain of constraints points (no removable during the interpolation),
2. the talweg of the valley is specified by digitalization of new points on longitudinal profiles between the lowest observed points.

The 3D representation of these surfaces is then obtained by integration of all other data (Figure 4-4, Figure 4-30, Figure 4-31).

Even if tributary system can be observed, the envelop surface of the Burdigalian filling is quite simple and smooth. This geometry was the result of this multi-storied formation :

- at less two fluvial incisions (more in the place where the sequence boundary S1c was related to fluvial erosion) and three transgression stages,
- the formation of a wave-cut surface on the edge of the valley (that favours erosion of continental witness potentially preserved in interfluve),
- no/or weak fluvial input to cover and to preserve this geometry that is also smoothed by marine processes.

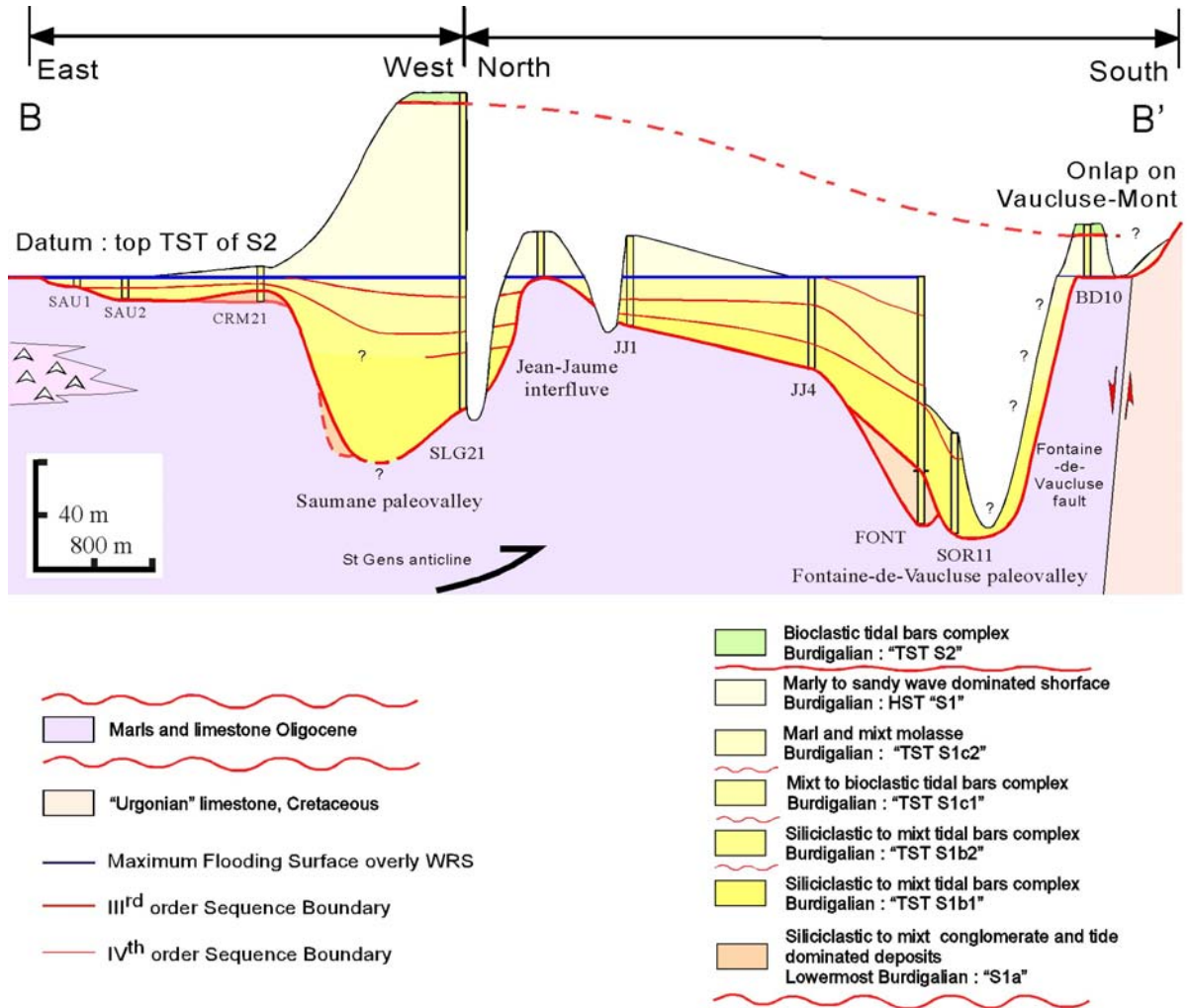


Figure 4-30 : Transversal cross section trough the paleovalley of Saumane and trough the paleovalley of Fontaine-de-Vaucluse showing extrem variability of thickness linked to deep and ramified Incised valley system.

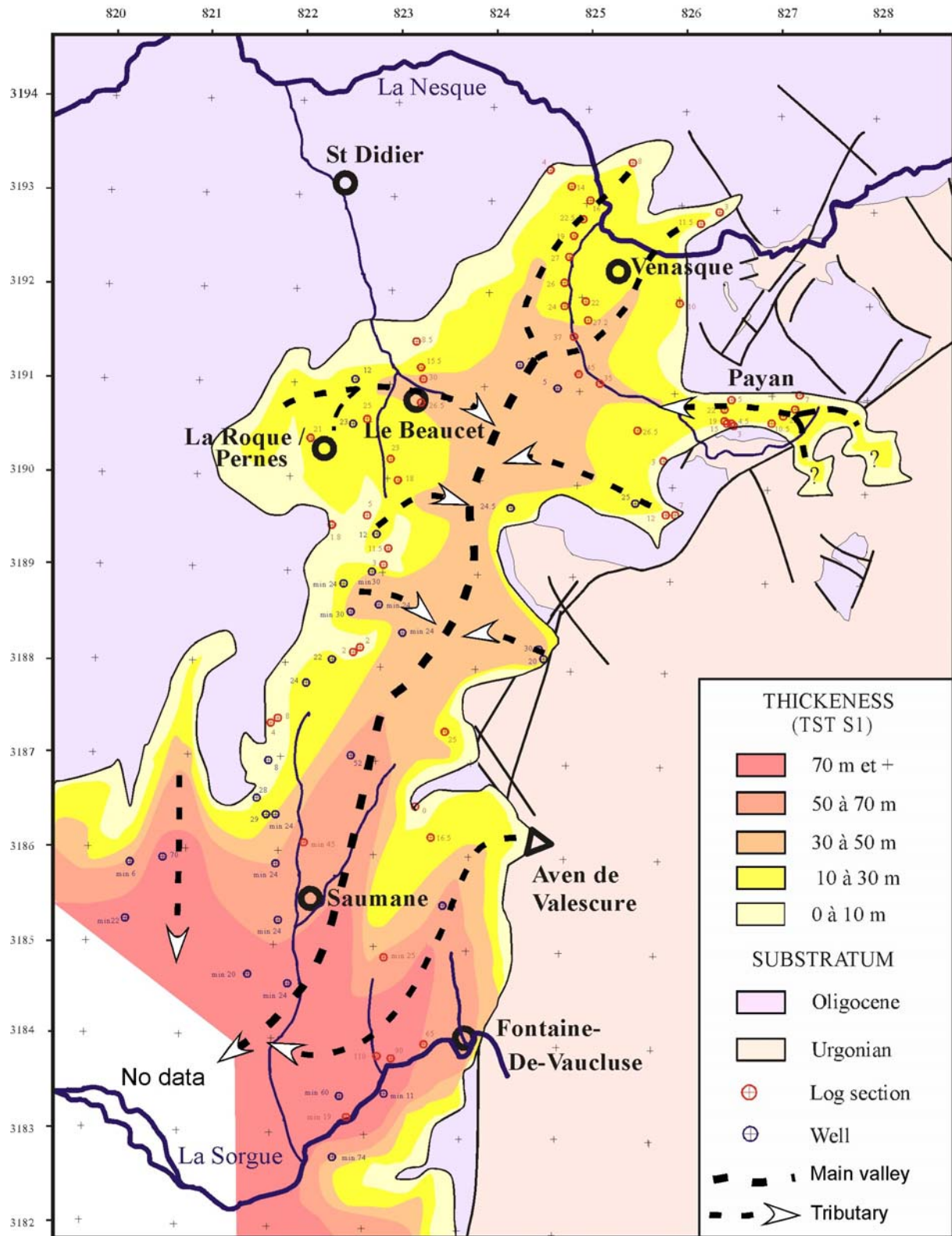


Figure 4-31 : Isopach map of the Burdigalian incised valley filled (TST S1). Wells, log sections and many field observations especially for interfluvium have been used to constrain this map. This map let to observe many tributaries converging to the main paleovalley system of Saumane-Venasque paleovalley.

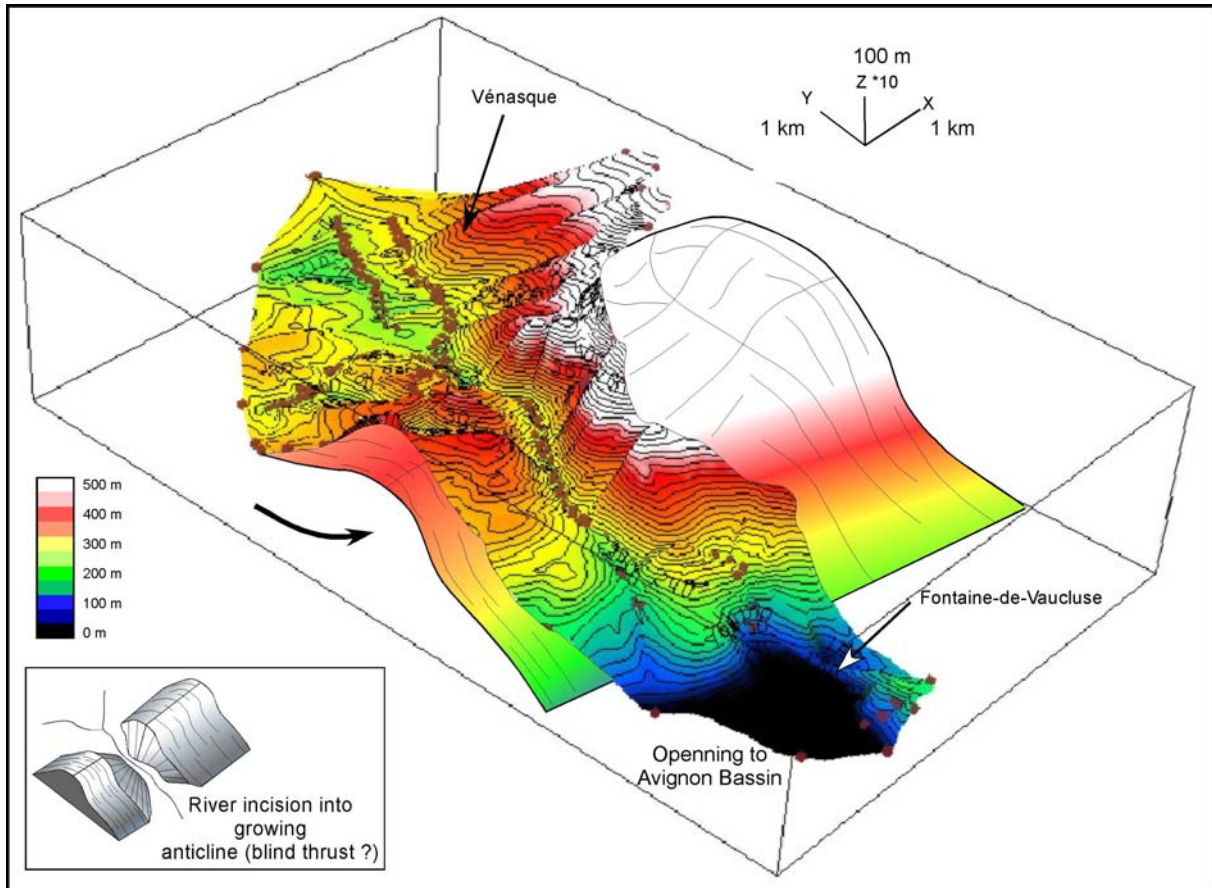


Figure 4-32 : 3D representation (using gOcad) of the valley morphology (Sequence boundary of S1) in actual configuration. This representation lets to see closed relation between incision and Saint-Gens growing anticline structure.

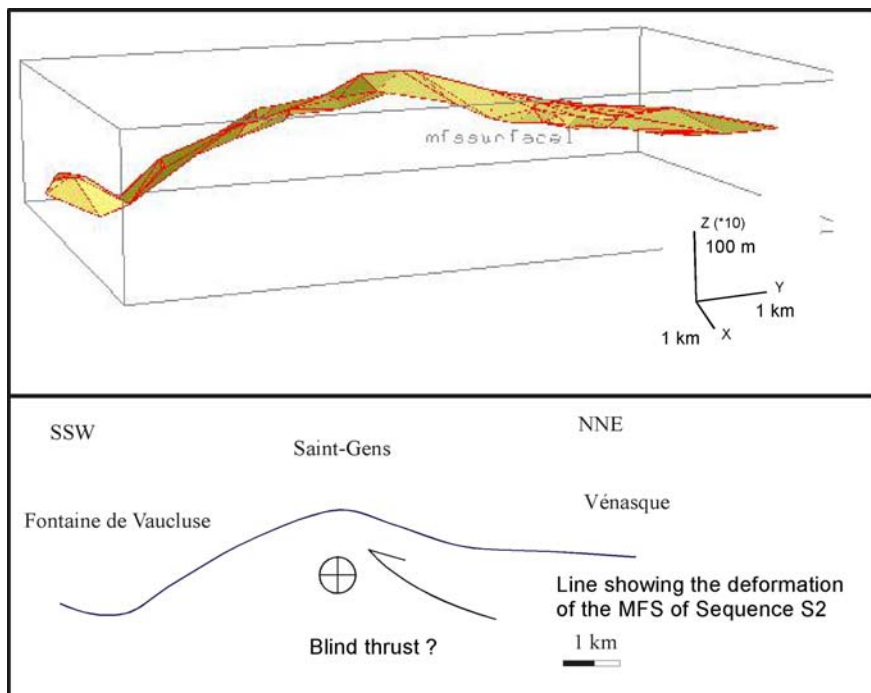


Figure 4-33 : 3D representation (using gOcad) of the maximum flooding surface (MFS of S1) in actual configuration. This representation lets to show post TST S1 deformation.

4.3.2.1 Early Miocene compound incised valley system

In Vénaque area, the cartography of the Miocene depositional sequences indicates the existence of an IVF (Parize, 1997 ; Besson, 2000). The basal unconformity geometry shows the presence of a deep fluvial incision with ramps and steps within the Oligocene bedrock (Figure 4-16, Figure 4-17, Figure 4-26). The Early Miocene compound IVS corresponds to a main North-South valley, called Vénaque-Saumane paleovalley. It is 12 km long between the Sorgues River, in the South, and the Nesque River, in North. Its filling onlaps westward on the Oligocene bedrock cropping in the Roques-sur-Pernes Hills (Figure 4-4, Figure 4-17, Figure 4-18C) and Eastward on the Cretaceous limestones Vaucluse Mountains (Figure 4-10) : the maximum width of the IVF is up to 4 km. In the South part of Vénaque-Saumane paleovalley, another paleovalley take root in the Vaucluse Mountains : this Fontaine-de-Vaucluse paleovalley is oriented NE-SW and up to 3 km long. It corresponds to the main tributary of the Venasque-Saumane paleovalley. In the confluence area, between these two paleovalleys, the thickness of the Miocene deposits is around 100 m and corresponds to the most important accumulation in this area. The filling of these paleovalleys starts with S1a sequence and continuous with S1b sequence along the same trends : the S1a and S1b sequences deposits are confined in the same compound morphology. The basal unconformity of S1b over digs the previous valley fill and explains the poor preservation of S1a.

The deposits of the sequence S1a (Earliest Burdigalian) are mostly preserved along the western side of the Saumane-Vénaque valley. They constitute a narrow and discontinuous ribbon, few hundred meters wide, plunging towards the South related to Saint-Gens anticline. The S1b sequence deposits are well preserved and let to detail geometrical analysis. Preserved from S1b fluvial erosion, the S1a deposits thickness is less than 10 m and discontinuous. The thickness of the TST S1b is up to 70 m and always largely thicker than S1a deposits.

The Saumane-Vénaque incised valley fill is mapped on more than 12 km from South to North (Figure 4-4). The trend of maximum thickness of these deposits is oriented N.NE – S.SW (Figure 4-4, Figure 4-31). Based on correlations and mapping, three morphologic domains can be characterized from North to South :

- (i) around Vénaque, a northern sector where the depositional area drawn an ovoid basin,
- (ii) The Fraischamp-Saint-Gens area where the deposits are confined in a plurihctometric wide and kilometric long morphology, this major morphological change in the valley fill crosses the Saint-Gens anticlines as a narrow elongated seaway,
- (iii) a Southern sector centred on Saumane, largely opened on the Avignon basin.

The interflaves of this Venasque-Saumane IVF are well-circumscribed (Figure 4-31). The Western interflave is covered by the HST deposits of sequence S1. On the Eastern side, HST deposits onlapping on the Vaucluse Mountains are still confined in small digitations along limestone cliff (Figure 4-4). Nevertheless southern and northern edges of the valley show irregularity and draw many indentations.

Five tributaries converge to the Venasque-Saumane paleovalley and their size decreases from South to North. The main tributary corresponds to the Fontaine-de-Vaucluse paleovalley coming from the NE and separated from the main paleovalley by Jean-Jaume interflave (Figure 4-30), where is exposed a boring Oligocene surface with ramp and step,

opening towards the ESE. Isopach cartography (Figure 4-31) lets to consider that the Fontaine-de-Vaucluse tributary was a very short and very deep valley whose apex would be located in direction of the Valescure swallow-hole. The cutting of this paleovalley can be related to river processes with a possible ante-Burdigalian resurgence of the Vaucluse mountains karstic system (paleo-Sorgue) (Parize, 1996). The development of this karstic system could start since the Late Cretaceous and to be active during the Burdigalian valley incisions, argued by (i) the coloured resurgences observed in the Saumane and Vénasque paleovalley apex during karstic circulations analysis leading on Fontaine-de-Vaucluse exurgence (J.P. and M. Ruel, oral comm..) and (ii) the presence of koskinobillina, a specific clear water fauna (deter. J.M. Vilain, Total) well-developed in the Miocene infilling of this area (Parize, 1996).

The other tributaries are located around La Roque-sur-Pernes and Vénasque area, in the Northern part of the Vénasque-Saumane paleovalley. Two small tributaries are observed on the western part :

- immediately located at the North of Saint-Gens structure, the first ones is a few hundred meters wide, WSW-ENE trend incised within Early Burdigalian around Fraischamp outcrop (Figure 4-31),
- and the second ones, located at the North of La Roque-sur-Pernes corresponds to a 100' s m wide, 30 m deep, E-W trend, tributary, incised into the Oligocene limestones.

Two other tributaries are located around Vénasque in the Northern part of the IVS :

- the most important of them crops on the East side of the main paleovalley and corresponds to the East-West trend Payan tributary (Figure 4-34),
- the second ones is a minor indentation on the East (Figure 4-31) near the apex of the paleovalley.

The morphological analysis indicates that the Payan tributary infilling stops immediately in front of dry valleys within Cretaceous "Urgonian" limestones of Vaucluse Mountains (Figure 4-34). The talweg of these dry valleys presents a singular meander pattern. Such fluvial geometry incised in hard bedrock must be linked to fluvial meander system encased following a fall of relative sea level. This observation shows that these dry valleys could be linked to successive fluvial incisions (Early Miocene compound IVS) and contemporaneous uplifting of the Vaucluse Mountains (Besson, 2000).

This geometrical analysis lets to reconstruct a simplified model of the Early Miocene compound incised valleys system (Figure 4-35) in the Venasque area. This model lets to detail sedimentary body relations above the basal Miocene composite unconformity with 3rd and 4th order depositional sequences during Burdigalian overall transgression.

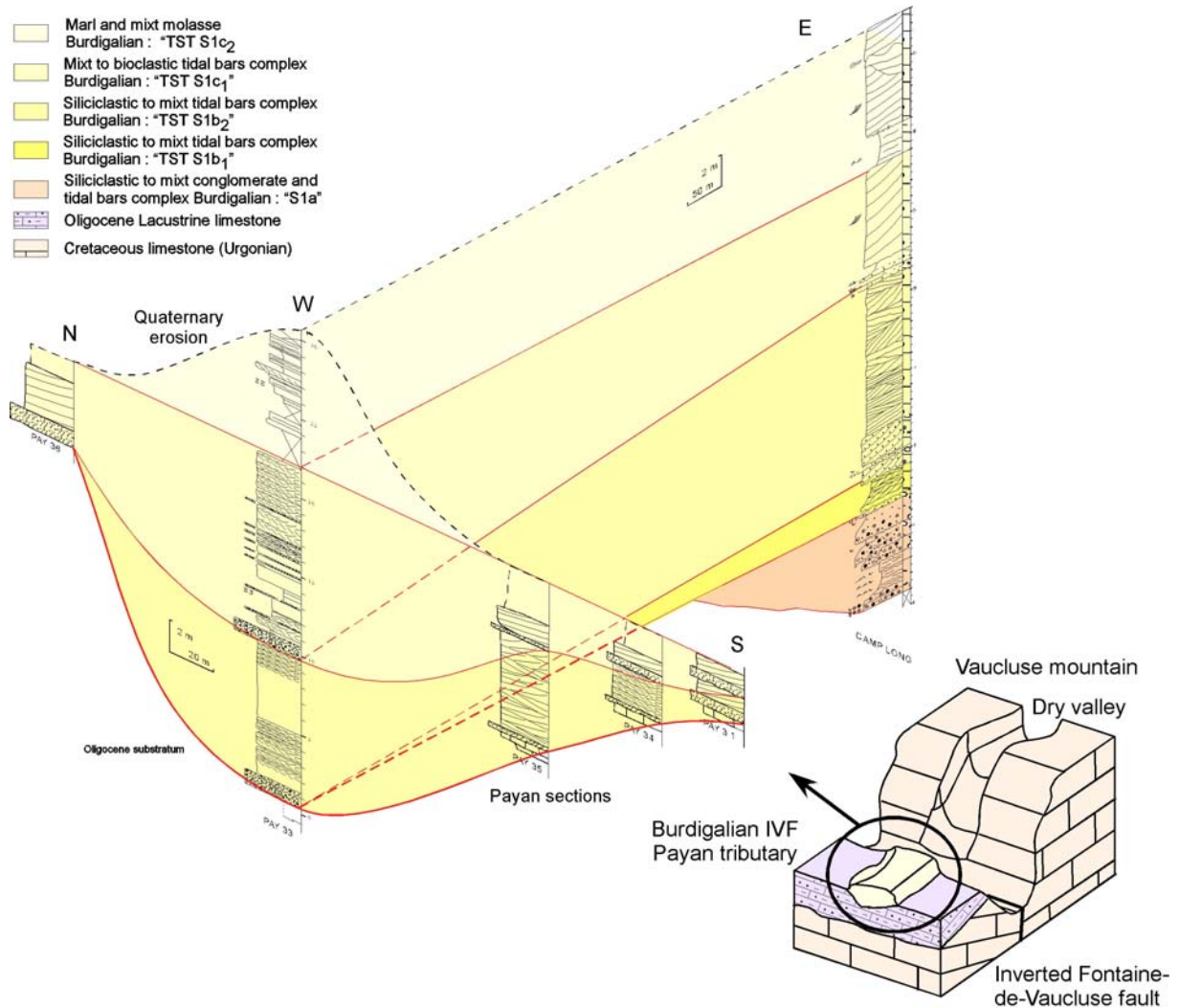


Figure 4-34 : Payan tributary on the North-Eastern part of the Saumane-Vénasque IVS. Location on Figure 4-4, x : 827,000 km ; y : 3190,750 km. A) Details correlation of North-South cross-section, and East-West Longitudinal section. Preservation of Early Burdigalian sequence, marly to silty bioclastics tidalites interbedded with conglomeratic to hyperconcentrated flow in the Camp Long section is related to Fontaine-de-Vaucluse fault activity and river outlet coming from the East. B) Schematic block illustrated Miocene “Payan tributary” outcrop in front of dry valley in the Vaucluse Mountains. Initiation of this valley on the Vaucluse Mountains is related to headward prolongation of the payan tributary, which have been inverted and certainly modified linked to post-Burdigalian uplifting of the Vaucluse Mountains.

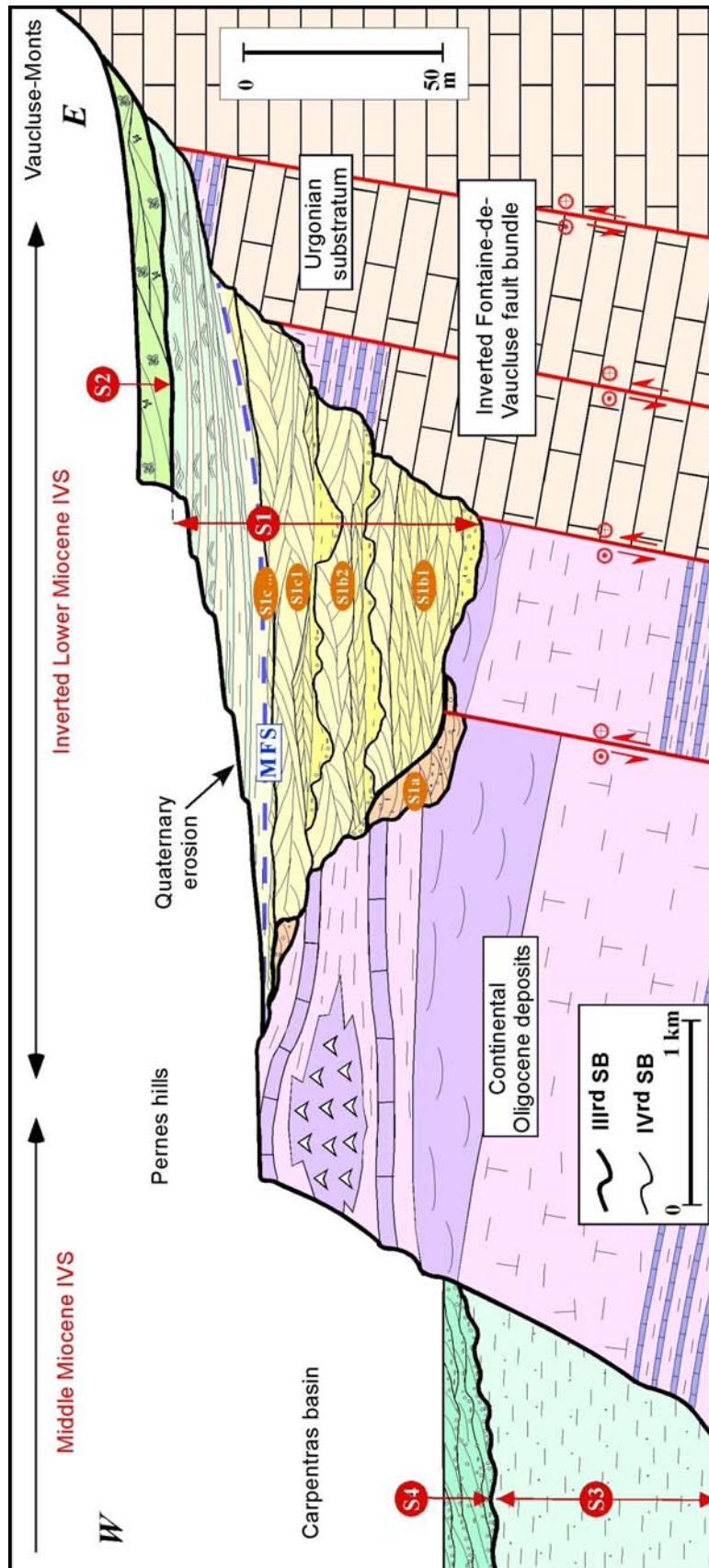


Figure 4-35 : Simplified model of the Early Miocene compound incised valley system in the Venasque area. This model lets to show the influence of previous structure (normal fault) and of salt ridge on the valley location. This model details also sedimentary bodies relation of 4th order compound system with the fitment and superposition of HF sequences during an III order overall transgressive system tract.

4.4 TECTONIC AND EUSTATIC INTERACTIONS

The mapping and the field analysis provide numerous examples of close relationships between Miocene deposits and tectonic deformations (faulting and folding). These data let to characterize the tectonic setting and its evolution during Miocene. These Miocene deposits overlie at both the Oligocene deposits and the Cretaceous bedrock. Their location is mainly controlled by the presence and the reactivation of the Fontaine-de-Vaucluse fault bundle. This faulting affects the Earliest Miocene deposits (S1a) according to an extensional setting. In Vénasque area, many little normal fault displacements are fossilized by Burdigalian deposits (S1b) (Figure 4-11, Figure 4-16). These normal faults can be mainly related to Fontaine-de-Vaucluse faults bundle activation. Then flexuration affected the next Miocene deposits and provide divergent onlaps. This flexuration is related to inversion of this major tectonic structure, which explains the stratigraphic inversion during Burdigalian and Langhian time.

The stratigraphical analysis of the Miocene deposits and the geometrical characterization of IVS give the framework to quantify the interactions between tectonics and eustatism. Most of these valleys show direct relations linked to inherited structures reactivated during the Miocene like observed within the Cretaceous of Western interior (Bowen and Weimer, 1993) or in the Early Cambrian basin margin deposits (NE León, Spain ; Iwaniew, 1984) where the location and depth of the incision is largely influence by tectonic activities. The quantitative data of the deformation in this area compared to the amplitude variations of the Neogene global eustatic sea level (Graciansky and Jacquín, 1998 ; Vandenberghe, 1998 ; Hardenbol *et al.*, 1998) let to decipher and quantify their relative influence in both time and space in this part of the Alpine foreland basin.

4.4.1 S1 syndepositional tectonic evidence

The geometrical analysis allows us to identify a compound IVS (Figure 4-35). The Aquitanian - Earliest Burdigalian deposits fill the first Miocene incised valley system. This filling is poorly preserved and in many cases rocked until succeeding deformation. The location of this IVS is controlled by pre-existing Fontaine-de-Vaucluse fault on his eastern part and by shallow halokinesis movement on the western part.

Movement along Fontaine-de-Vaucluse fault can be decipher by geometrical relations on both sides of this fault, on the Vaucluse Mountains, in the East and on the Vénasque area, in the West. The facies analysis, the regional correlations and chronological isotopic-based attributions let to date the Miocene Genestière deposits, located on top of the Vaucluse Mountains (596 m), as Aquitanian to Earliest Burdigalian (20.35±0.85; $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$) and attribute them to sequence S1a. These deposits crop 200 m higher than their isochronous deposits in the Payan section (400 m), only 1,5 km to the West (Figure 4-9). These two outcrops are separated by the Fontaine-de-Vaucluse fault, which is fossilized by Burdigalian S1b sequences, covering of the fault and in some place by fault plane boring (Figure 4-30). These field data indicate that this vertical shift is composite : one part is related to down fault movement previously to S1b marine transgression, which fossilized the fault ; a second part is related to flexuration along Fontaine-de-Vaucluse fault bundle post S1a. Such fault-constrained sub-basin, associated with the incision, is believed to have enhanced tidal circulation like described within Berreraig Sandstone Formation (Mellere and Steel, 1996).

Field data indicate that the TST S1 thickness is around 50-60 m in the valley axis and up to 100 m in the distal part links to syntectonic sedimentation : *ie* development of divergent onlapping. Such deeply incision cannot be brought back to the relative sea level falls between Aquitanian to Earliest Burdigalian characterized by sea level variations in the order of 40-50 m from chart (Hardenbol *et al.*, 1998). Based on this estimation, the tectonic amplification of this deepening is estimated at 50 m.

The view (Figure 4-32) of the paleo-surface of this valley shows deep and narrow gorges incised across the growth folding of Saint-Gens (East-West structure, initiated during Eocene “Pyréneo-provençal” stage, perhaps since middle Cretaceous time) and parallel to the Fontaine-de-Vaucluse fault trend. In this case, the tectonic amplification of the relative sea level fall, estimated at 50 m is clearly related to general uplift and especially to the reactivation of the previous structure. Many specific observations can well supplement this deformation stage. Thus in Fontaine de Vaucluse, out of right bank of Sorgue, a small Oligocene anticline presents a meridian direction. The molassic deposits of S1b (not assigned to this place by the deformation) onlap on this structure, showing nice gullying above the discordance. This stage of deformation, which affected Oligocene, is to put in relation with the tectonic amplification of the Burdigalian relative sea level fall and incision.

These deformations were still active during the infilling of the valley as confirmed by the divergent onlaps observed in the Southern part of Saumane-Vénasque paleovalley, and were at the origin of the accumulation of more than 100 m of bioclastic molasses. The 3D reconstruction of the maximum flooding surface of S1 shows convexity around Saint-Gens anticline (Figure 4-33) then a flexure well-marked towards the S.SW of about 8 %. This geometry could be explained by a reverse fault, even a subjacent blind thrust. The assumption of a blind thrust in Southern direction can be supported locally by metric shift of the MFS, which accentuates abruptly the structural dip. This shift can be related to small reverse faults, ESE-WNW direction like observed in south of La Tapy in the Molasse of Saumane. In the upstream part of the system, in the sector of Les Faby in the East of Le Beaucet, the representation of the maximum flooding surface allows to show a rising of the Eastern compartment associated with space available creation along North-South depression. This deformation is fossilized on the field by divergence within the HST. This Vaucluse Mountains uplift can be related to a flexuration and inversion along the Fontaine-de-Vaucluse fault.

In the East of Vénasque plateau, around les Fabres outcrop (section FAB10) the S2c sequence is discordant and gullying the Oligocene which are clearly rectified with approximately 20° towards the West (Figure 4-18C). Mapping shows that these deposits are also discordant on the lower sequences S2a and S2b. This progressive discordance is similar to the divergent onlap observed in the South and it attests the continuous deformation during the Burdigalian deposition. This synsedimentary deformation within the Burdigalian deposits, the reactivation of the Saint-Gens anticlines and the uplift of the Vaucluse Mountains indicate general compressive setting during Burdigalian time.

To summary, the fossilization of the Fontaine-de-Vaucluse fault beams seems to indicate that this normal fault was inverted and must be considered as a flexure area. Field observations let to support this interpretation with the presence of little strike slip fault movement with reverse sinistrial movement observed within the molasses in North of Fontaine-de-Vaucluse (Figure 4-12). This transpression system implies a North-South general shortening. This movement can explain the growing of Saint-Gens structure, and the

deformation recorded within the Burdigalian molasse. At the end of Burdigalian (S1 HST) and (TST S2), general uplift, especially of the Eastern part expressed by flexuration along Fontaine-de-Vaucluse, is related to this transpressional setting.

4.4.2 S3 syndepositional uplift record

The Middle Miocene depositional sequence (S3) is mostly preserved on the Western part of the Oligocene Pernes Hills. The topographic analysis of the location indicates that Early Burdigalian deposits are inverted compare to the Middle Miocene deposits (Figure 4-9). These relationships between these two formations are well-exposed around Pélissane (between Vénasque and Saint-Didier), and completed by well data (Figure 4-28). They let to quantify this strong syndepositional uplift. Associated with this erosion, many dry valley systems cut down the Vaucluse-Mount bedrock (Figure 4-4). Their cutting have been active during Burdigalian incisions phases and only ones of them deepening during Middle Miocene time. This Nesque valley corresponds to the longest and deepest of them and is always presently active. It is incised within the Urgonian limestone from Sault graben in the East (650 m NGF) to Vénasque in the West (200 m NGF). It crosses the compound Early Miocene valley fill and its outlet in the Carpentras basin is partially filled by the marly S3 deposits.

This S3 marly interval is recognized at until 66 m NGF (well 941/2X/7) whereas top of Early Miocene deposits is observed approximately 200 m higher (Figure 4-28 ; top S2c at 250 m on the South-West, near Les Fourques and on the North-East, near Saint-Martin). Furthermore top of S2 TST crops around 450 to 500 m in the Eastern part (Figure 4-10). Taking into account the flexuration on the Eastern part is difficult and does not allow using the altitude of the TST of S2 deposits to quantify magnitude of erosion. Nevertheless minimal quantification is possible using top of S1c deposits. In this case, geometric relationships between top of S1c and base of Langhian incised valley imply at less 200 m of incision whereas sea level fall can be estimate around 75 m from chart (Hardenbol *et al.*, 1998). This imply a Minimum tectonic uplifting around 125 m, and until 400 m using top TST S2 (without his HST eroded). This uplifting links to vertical general movement and especially of the Eastern part is related like initiated during Burdigalian to flexuration along the Fontaine-de-Vaucluse fault.

The uplift of Vaucluse Mountains during Burdigalian time is attested by the presence of the Earliest Burdigalian sea in Sault graben, which has deposited marine deposits, preserved in its Northern part (Aurel) and its Southern part (Sénanque) (Figure 4-2). In the West and outside of this graben, the presence of the Earliest Burdigalian sea is attested by the Genestière outcrop. Associated with these Genestière deposits, a well-developed wave-cut surface is preserved on Vaucluse Montains, from Lagnes, in South, to Sault, in North. This surface shows a tectonic dip of 3 % to the South. All these arguments confirm the drowning of the Vaucluse Mountains during Early Miocene time, but imply a progressive uplift to a complete emersion to explain the Latest Burdigalian fluvial incision, then filling by Langhian molasses. This fact confirms that the development of these dry valley occurs during Burdigalian and then, some of them were deepened between Burdigalian and Langhian time.

Other observations have been conducted at the scale of the Rhodano-Provençal basin : in Apt basin, in Uzès basin, in the Western part of Avignon basin, in Valréas basin, and in the Western part of Dauphinea basin. They let to propose similar relationships between the dry valleys and the Burdigalian valley fills and to indicate that all major valleys (dry or not),

incised within the uplifted Cretaceous limestone bedrock, were initiated at the base of Burdigalian time and then some of them largely deepened links to the Latest Burdigalian / Earliest Langhian fluvial incision phase.

Recent study (Séranne *et al.*, 2002) carried out on the Southwestern boundary of the Rhodano-Provençal area (Cévennes Mountains) concludes for an uplift (around 500 m) linked to the alpine inversion. If this uplift and its related incised valley network take place in several stages, during the Tertiary, these authors suggest that the main uplift occurs during Serravallian-Tortonian interval. Our investigations in this Southwestern part of the Basin, around Avignon (Angles plateau) and our litho-, chronostratigraphic correlations at this foreland basin scale, suggest a younger age for this tectonic inversion, same to the Eastern part (this study). The incised valley system observed in West of Avignon, enhanced by tectonic uplift is up to 300 m deep (Besson *et al.*, 2003 ; Parize *et al.*, 2003) and incision can be dated around Late Burdigalian-Earliest Langhian, linked to the presence of Praeorbulina within its filling in the Sommières basin (Demarcq, 1974 ; Pouyet *et al.*, 1997).

4.4.3 Tectonics and sedimentary evolution

During Miocene, the tectono-sedimentary evolution of this area can be summarized as following :

- at the end of Oligocene and during Early Aquitanian, in an extensive tectonic setting related to the Lion gulf rifting prolongation (Burrus, 1984 ; Roure *et al.*, 1998), occur the filling of lake, the flattening of morphologies and the development of meandering rivers. This extensional setting in the Rhodano-Provençal area, between the Nîmes fault in the West until the Durance Fault in the East (Gigot *et al.*, 1975 ; Benedicto, 1996), is synchronous with compressional setting linked to alpine thrust wedge advance in the Eastern part of the same foreland basin (Digne-Valensole or Barrême area).
- During Aquitanian - Earliest Burdigalian, the falls of the relative sea level, which follow this first step, explain the origin of the fluvial incision within the lacustrine Late Oligocene series. This erosion has also affected Urgonian limestones of the Vaucluse Mountains. The share of tectonic amplification in the fall of the sea level is higher than the strictly eustatic component. It would seem that karstic resurgences feed the rivers. This setting occurs during the deposit of the whole Early Burdigalian sequences, as indicated by the presence of fresh clear water species (Parize *et al.*, 1997).
- Tectonic deformation seems to be continuous with acceleration around 18 Ma (HST S1). After complete flooding of the Vaucluse Mountains during the Burdigalian transgression, uplifting of the Eastern part of Vénasque area explains the progressive emersion of the Urgonian limestone. Huge incision stage underlines this uplift, which is filled by Middle Miocene deposit. This uplifting was linked to a transpressional tectonic settings with a reversed sinistral reactivation of the Fontaine-de-Vaucluse fault beams. On a regional scale, this tectonics activity was related to North-South compression with sinistral activation of the strike-slip fault (Durance and Fontaine-de-Vaucluse) and accommodation of the deformation along the Ventoux-Lure and Lubéron thrusting. This transpressional to compressional setting shows a general uplift (especially flexure along strike-slip fault) and certainly clockwise rotation of the North Provençal tectonic block as underlined by Champion *et al.* (1999) linked to the Alpine shortening stage.

- During Middle Miocene, marine sedimentation was shifted to the West (Carpentras basin) and filled the distal part of the Nesque incised valley system. Muddy to siltstone deposits began to fill this fluvial system then continuous to explain the development of a well-exposed East-West sedimentary deltaic wedge in front of the Nesque system.

4.5 CONCLUSIONS

The most singular features of the Miocene Alps foreland basin are the occurrence of deeply incised-valleys. The aim of this work focuses on Early and Middle Miocene of the Carpentras basin is (i) to provide a field constrained 3D model of a compound cool-water carbonates IVF bodies and to characterize the reservoir potential of this stratigraphic trap ; (ii) to discriminate eustatism and tectonics relative influence, and quantify tectonic movement within this foreland basin.

Early Miocene compound incised valley system occurs early in the foreland basin history. The first marine deposits are dated Earliest Burdigalian and filled topographic lows. This Aquitanian - Earliest Burdigalian incision can be interpreted as the basal foreland unconformity (beginning of compression) and its important tectonic amplification could be related to isostatic rebound (forebulge) ?. In this case, the tectonic amplification of the relative sea level fall is estimated to 50 metres. This first important compound incised valley was filled by three High-Frequency sequences (S1a to S1c TST). Each of these HF sequences shows a deeply erosional sequence boundary.

The second important Incised Valley System is related to the tectonic foreland thrusting stage. This unconformity occurs between Burdigalian and Langhian times. This new incision is estimated at less 200 metres deep within the Carpentras basin and is at right angle from the first. Meanwhile this geodynamic reconstruction links the timing of the incisions seems to fit with eustatic-driven Sequence Boundary.

Chapitre 5 - Les systèmes de vallées incisées du Miocène rhodano-provençal

5.1	Application au secteur d’Apt	191
5.1.1	Cadre géologique	191
5.1.2	Succession stratigraphique du Miocène inférieur et moyen	191
5.1.2.1	Différentes unités litho-et biostratigraphiques sur le bassin d’Apt	193
5.1.2.2	Analyse stratigraphique des formations miocènes du « plateau des Courennes » ; Figure 5-3, Annexe.	195
5.1.2.3	Analyse stratigraphique des formations miocènes du « plateau des Claparèdes » (Figure 5-10, Annexe).	206
5.1.2.4	Analyse stratigraphique des formations miocènes « occidentales du bassin d’Apt entre Gordes au Nord et Ménerbes au Sud». (Figure 5-31, Annexe).	231
5.1.3	Organisation géométrique des dépôts miocènes du bassin d’Apt	242
5.1.3.1	Le système de vallées incisées composites du Miocène inférieur	242
5.1.3.2	Ennoiement maximum du bassin au Burdigalien supérieur.	257
5.1.3.3	Incision au Miocène moyen	258
5.1.4	Interaction entre tectonique et eustatisme	265
5.1.4.1	Tectonique synsédimentaire	265
5.1.4.2	Evolution tectonique et sédimentaire du bassin d’apt	271
5.2	Généralisation du système de vallées incisées à l’ensemble du bassin peri-alpin	272
5.2.1	Une nouvelle organisation stratigraphique : influence sur les Corrélations des différents sous-bassins du BMRP.	272
5.2.2	Les réseaux de drainage miocène	273
5.2.2.1	Le système de vallées incisées composites du Miocène inférieur	277
5.2.2.2	Le réseau du Miocène moyen	298
5.2.2.3	Le réseau du Miocène supérieur	304
5.2.2.4	Le réseau du Miocène terminal	307
5.2.3	L’évolution physiographique de BMRP au Miocène	312
5.2.3.1	Ampleur et localisation des incisions miocènes	312
5.2.3.2	Proposition de carte paléogéographique pour le Miocène : succession des systèmes de vallées incisées et extension maximale de la mer.	314
5.2.3.3	Implications géodynamiques : discussion	322
5.2.4	Conclusions	324

5 LES SYSTEMES DE VALLEES INCISEES DU MIOCENE RHODANO-PROVENÇAL

Nous venons de détailler notre méthode d'analyse en présentant le secteur de Vénasque. Cette méthode a été appliquée à l'ensemble du Miocène Rhodano-Provençal. Le secteur d'Apt sera présenté en détail puis succinctement les autres sous-bassins.

5.1 APPLICATION AU SECTEUR D'APT

5.1.1 Cadre géologique

Le bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier constitue un synclinal grossièrement Est-Ouest, dissymétrique (flanc Nord 25-30° max, flanc Sud 60 à 90° max) se développant entre les reliefs crétacés de la Montagne de Lure au Nord et du Lubéron au Sud (Figure 5-1). Cet ensemble morpho-tectonique est appelé panneau de couverture nord-provençale (Villegier, 1984). Cette unité tectonique est limitée au Nord et au Sud par des chevauchements à vergence nord (Ventoux-Lure) et à vergence sud (Lubéron), et à l'Est et l'Ouest par des accidents décrochants respectivement faille de la Durance à l'Est (rejeu senestre avec une composante inverse depuis le Burdigalien) et faille de Salon-Cavaillon-Fontaine-de-Vaucluse à l'Ouest (rejeu senestre avec une composante inverse également depuis le Burdigalien). La limite durancienne (faisceaux de faille) est de direction N030 à N020 (plus ou moins parallèle à l'actuel cours de la moyenne Durance). Elle sépare le bassin oligo-miocène de Manosque-Forcalquier à l'Ouest du bassin mio-quaternaire de Digne-Valensole à l'Est. La partie occidentale de ce bloc tectonique comporte deux parties. Au Sud, ce bloc est limité par la faille de Lamanon-Fontaine-de-Vaucluse. Ceci étant, cette faille est non active et ne présente pas de rupture en surface (Grellet *et al.*, 1997). Le prolongement nord de cette faille globalement N-S bifurque au niveau de Saint-Gens pour prendre une direction N040-045 dans l'alignement du fossé de Sault. Au Nord, la terminaison occidentale du chevauchement Ventoux-Lure se prolonge avec la faille de Nîmes (accident décrochant à composante senestre).

Le bassin d'Apt constitue la terminaison occidentale du bassin traditionnellement appelé bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier. Le bassin d'Apt est en fait séparé de celui de Forcalquier par un seuil morphologique au niveau de Céreste qui ne sera ennoyé qu'au cours du Burdigalien supérieur. C'est pour cette raison que nous avons effectué une étude plus détaillée de la région d'Apt et de ses bordures afin d'avoir les séries du Miocène inférieur les plus complètes possible et d'en étudier les relations avec les sous-bassins adjacents.

5.1.2 Succession stratigraphique du Miocène inférieur et moyen

Le bassin d'Apt permet l'observation des dépôts du Miocène inférieur et moyen le long de falaises continues dans des conditions tout à fait exceptionnelles suite à l'érosion quaternaire du ruisseau du Calavon dans la partie centrale du synclinal et du ruisseau de L'Aigue Brun au Sud qui traverse le Lubéron par la Combe de Lourmarin. Ces érosions individualisent trois secteurs d'affleurement continu, le plateau des Courennes au Nord-Est, le plateau des Claparèdes au Sud et un secteur plus occidental entre Gordes au Nord et Ménerbes au Sud (Annexe).

Les auteurs des cartes géologiques (Reillanne et Cavaillon, 1966) ont regroupé cartographiquement pour le Miocène deux formations lithostratigraphiques :

- le Burdigalien présentant différents faciès depuis une molasse sablo-marneuse localement conglomératique, à une molasse gréseuse, voire calcaire,
- l'Helvétien présentant un faciès sableux avec des bancs molasso-gréseux. Ce faciès n'étant représenté que dans la partie occidentale du bassin d'Apt.

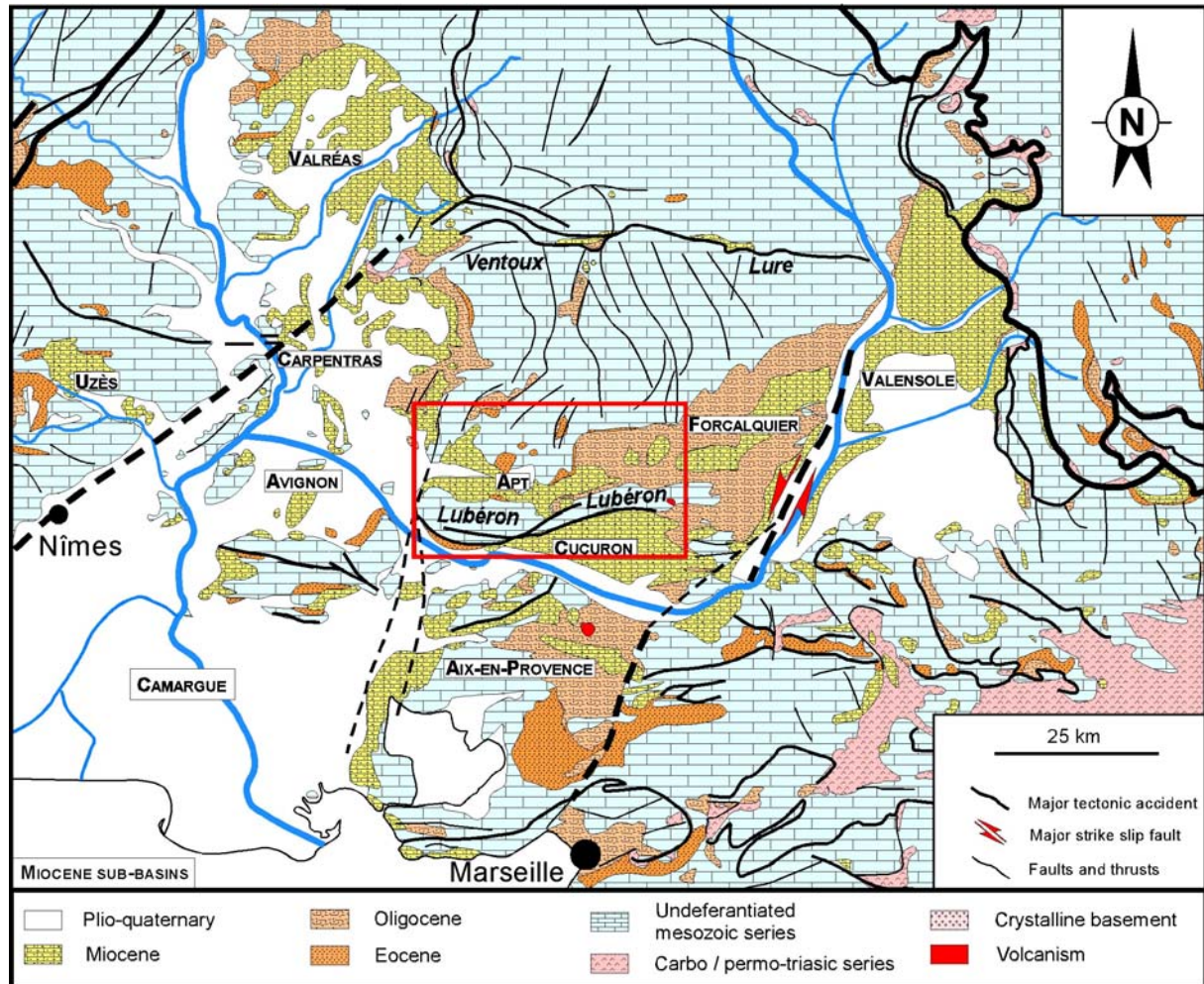


Figure 5-1 : Carte de localisation du bassin d'Apt au sein du bassin d'avant-pays miocène du Sud-Est de la France (d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000, Chantraine *et al.*, 1996).

Postérieurement à la publication de ces cartes, une étude plus détaillée de la région du plateau des Courennes (Philippe, 1972) a permis de subdiviser plus finement la molasse Burdigalienne de ce secteur avec un premier stade de dépôt correspondant à un niveau conglomératique à la base, surmonté par un calcaire sableux voire bioclastique, et un second stade de dépôt marneux à sableux avec des intercalations de bancs gréseux et un banc discontinu de calcaire au sommet. Sur la base de ces travaux, et surtout par analogie avec les travaux effectués dans la partie orientale du bassin de Carpentras (cf. chapitre 3) une description détaillée des faciès, associations de faciès et des séquences de dépôt a été entreprise. Ces travaux permettent désormais de proposer une cartographie de ces séquences de dépôt (Annexe). Par ailleurs, afin de préciser l'âge de ces dépôts, des déterminations complémentaires ont été effectuées (foraminifères et nannoplancton, Annexes) venant compléter les précédentes déterminations (Philippe, 1972 ; Lesueur, 1991). Les principaux

résultats de ces déterminations ou de corrélations avec des sous-bassins adjacents sont présentés dans le tableau ci-dessous (Figure 5-2).

5.1.2.1 Différentes unités litho-et biostratigraphiques sur le bassin d'Apt

Formation et unités stratigraphiques. Cartes géologiques de Reillanne / Cavaillon (Goguel <i>et al.</i> , 1966)	Faciès	Biostratigraphie et stratigraphie isotopique
Dépôts lagunaires (sommets des calcaires de Reillanne, unité 5, (Lesueur, 1986))	Ces dépôts lagunaires identifiés dans le bassin de Forcalquier (Giraudmaillot, 1985) sont les premiers témoins de la transgression marine miocène et sont présents entre le sommet des calcaires de Reillanne et le conglomérat de transgression à galets verdis. Ils sont représentés par des niveaux d'argiles et de marnes de couleur gris-noir avec des foraminifères planctoniques et benthiques. Ces niveaux sont intercalés entre des faciès gréseux et des calcaires finement lités à gastéropodes et fentes de dessiccation à la base. Ces faciès sont interprétés comme des équivalents latéraux en milieu restreint des deux unités suivantes (faciès de transition préservé localement en position d'interfluve).	
Conglomérat de Viens ; M1b/M1c	En l'absence de dépôts lagunaires (ci-dessus) cette unité comme la suivante constituent les premiers dépôts marins miocènes et se caractérisent par l'abondance d'éléments détritiques remaniés du substratum (Crétacé, Eo- et Oligocène). Ces dépôts viennent en comblement de vallées incisées. Il s'agit de conglomérats grossiers (cm à dm) essentiellement siliceux, (Qz et Silex), ou sables massifs grisâtres (qui constituent par ailleurs la matrice) peu ou pas de macro-fossiles, quelques dents de sélaciens. Ces dépôts sont dominés par une dynamique fluviale, dépôts de crue, remaniés par endroit par les courants tidiaux (courant bidirectionnel).	Burdigalien par corrélation avec la base de la coupe de Notre Dame de Lumière (<i>Sphenolitus belemnus</i>) et les datations $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenues à Ganagobie (22,7 +1,6 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) ou à la Genestière (20.35 + -0.85 Ma ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).
Sable verdâtre de la Cluse de Lourmarin ; M1b/M1c	Mégarides siliciclastiques bidirectionnelles et glauconieuses au sein desquelles s'intercalent des chenaux à remplissage grossier conglomératique ou/et bréchique) voire des sables massifs et galets mous. L'ensemble est surmonté par un niveau marneux (lagunaire ?) avant une discontinuité majeure à la base des molasses de Buoux marqué par un conglomérat à galets et blocs (auto- et allochtones) localement plurimétrique.	Burdigalien basal par corrélation avec base de la coupe de Notre Dame de Lumière (<i>Sphenolitus belemnus</i>) et les datations $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenues à Ganagobie (22,7 +1,6 Ma, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), ou à la Genestière (20.35+ -0.85 Ma ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).
Molasse de Buoux et de Notre-Dame-de-Lumière : partie inférieure ; M1a/M1b	Cette unité ennoie une surface d'érosion majeure (cf précédent §) et est marquée à sa base par un conglomérat transgressif à galets glauconitisés localement épais. Elle est constituée par la superposition et la juxtaposition de mégarides sur de grandes	Burdigalien : NN3, base de la coupe de Notre Dame de Lumière (<i>Sphenolitus belemnus</i>) (cf Ann. 3-2). N5-N8 Globorotalia cf. <i>obesa</i> BOLLI (Anglada <i>in</i> Philippe, 1972).

	surfaces ondulées et légèrement obliques. Ces ensembles sont recoupés par des surfaces d'ordres supérieurs formant alors des vagues de sables composites. Ces dépôts siliciclastiques à mixtes présentent une ségrégation entre des unités plus bioclastiques (grainstone) constituant les mégarides progradantes (très souvent courant de flot) et des unités packstones et glauconieuses présentant un litage faiblement incliné à plan (très souvent courant de jusant).	Burdigalien inférieur pour la base par corrélation avec les datations sur Vénasque (chap. 3) : 20 ± 0.75 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).
Molasse de Buoux et de Notre-Dame-de-Lumière : partie supérieure ; M1a/M1b	Se caractérise par de grandes figures érosives de forme chenalisante d'extension kilométrique et de profondeur décamétrique, comblées par des packstones et grainstones plutôt massifs ; seules quelques grandes surfaces planes ou obliques sont observables dans ce remplissage. Ces ensembles sont surmontés par des vagues de sables composites et de grandes dunes bioclastiques. Localement des intervalles récessifs constitués par des packstones bioclastiques sont présents entre le faciès de comblement et les dunes progradantes sus-jacentes.	Burdigalien : NN2 à NN6 coupe NDL (cf Ann. 3-2). N5-N8 Globorotalia cf. <i>obesa</i> BOLLI (Anglada in Philippe, 1972).
M1b/M1b et M1c	Marnes silteuses et marno-calcaires généralement sans structures bien visibles hormis la bioturbation localement intense.	Burdigalien : N6-N8 Globorotalia cf. <i>continua</i> BLOW (Anglada in Philippe, 1972). Par corrélation avec Vénasque : $18,2 \pm 1$ ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).
M1b/M1b et M1c	Marno-calcaire évoluant vers des bancs calcarénitiques (dcm), coalescents (2 à 3 m d'épaisseur en tout). Les structures mamelonnées sont interprétées comme des structures de houle, plus visibles vers le sommet de la série (HCS). Quelques chenaux d'épaisseur métrique et d'extension déca- à hecto-métrique ont également été observés, leur remplissage étant généralement massif.	Burdigalien : N6-N8 Globorotalia cf. <i>continua</i> BLOW (Anglada in Philippe, 1972).
Molasse Calcaire de Ménerbes ; M1a/M1a	Molasse calcaire (à plus de 90 %) localement très grossière (boulets algaires, Cellopora), constituée de vagues de sables composites et de grandes dunes.	Burdigalien / Langhien ?
Marnes sableuses ; M2a	Silts et sables marneux.	Langhien : nannoflores langhiennes (Lambert, comm. orale in Rubino, 1990).
M2a (Ménerbes) équivalent de la Molasse de Lauris ; M2L	Molasse « rousse » mixte localement conglomératique. Au niveau de Ménerbes, trois ensembles deltaïques s'individualisent constitués par des complexes de corps tidaux surmontés par de grands corps progradants unidirectionnels (NW).	Langhien / Serravallien ?

Figure 5-2 : Synthèse des données lithostratigraphiques et biostratigraphiques du bassin d'Apt

5.1.2.2 Analyse stratigraphique des formations miocènes du « plateau des Courennes » ; Figure 5-3, Annexe.

Le premier épisode de dépôt défini par Philippe (1972) correspond à celui d'une molasse calcaire silicoclastique à bioclastique, préservée au sein d'une vallée incisée d'axe N.NE-S.SW dont nous détaillons la géométrie par la suite. Philippe, en 1972, avait déjà mentionné : « *L'étude du plateau des Courennes indique que la transgression de la mer miocène s'est effectuée sur un substratum préalablement soumis à l'érosion continentale dans une dépression ante-miocène* » (Philippe, 1972, p. 53). La molasse calcaire peut être subdivisée en deux séquences de dépôts de 3^{ème} ordre (S1a et S1b) et S1b en trois séquences haute fréquence ou 4^{ème} ordre (S1b1 à S1c). Le confinement de ces dépôts au sein d'une morphologie préalablement établie va fortement influencer la dynamique (amplifications des courants tidaux) et la géométrie des différentes séquences de dépôt comblant cette vallée incisée (onlap sur les flancs, amplifications des érosions). Suite aux érosions successives et à la migration des dépôts vers le Sud en relation avec une déformation syn-sédimentaire au sein de la molasse, ces séquences ne se retrouvent pas sur toutes les coupes. Ces séquences sont donc décrites sur trois coupes représentatives, la coupe de la « Grotte de Viens » et de « la Caverne de Viens » (Sud du village de Viens) où sont bien préservées les séquences inférieures et la coupe de « La Frau » en face de Saint-Martin-de-Castillon où sont bien préservées les séquences supérieures. L'ensemble des coupes levées dans ce secteur sont référencées, localisées sur la carte d'affleurements et présentées en Annexe.

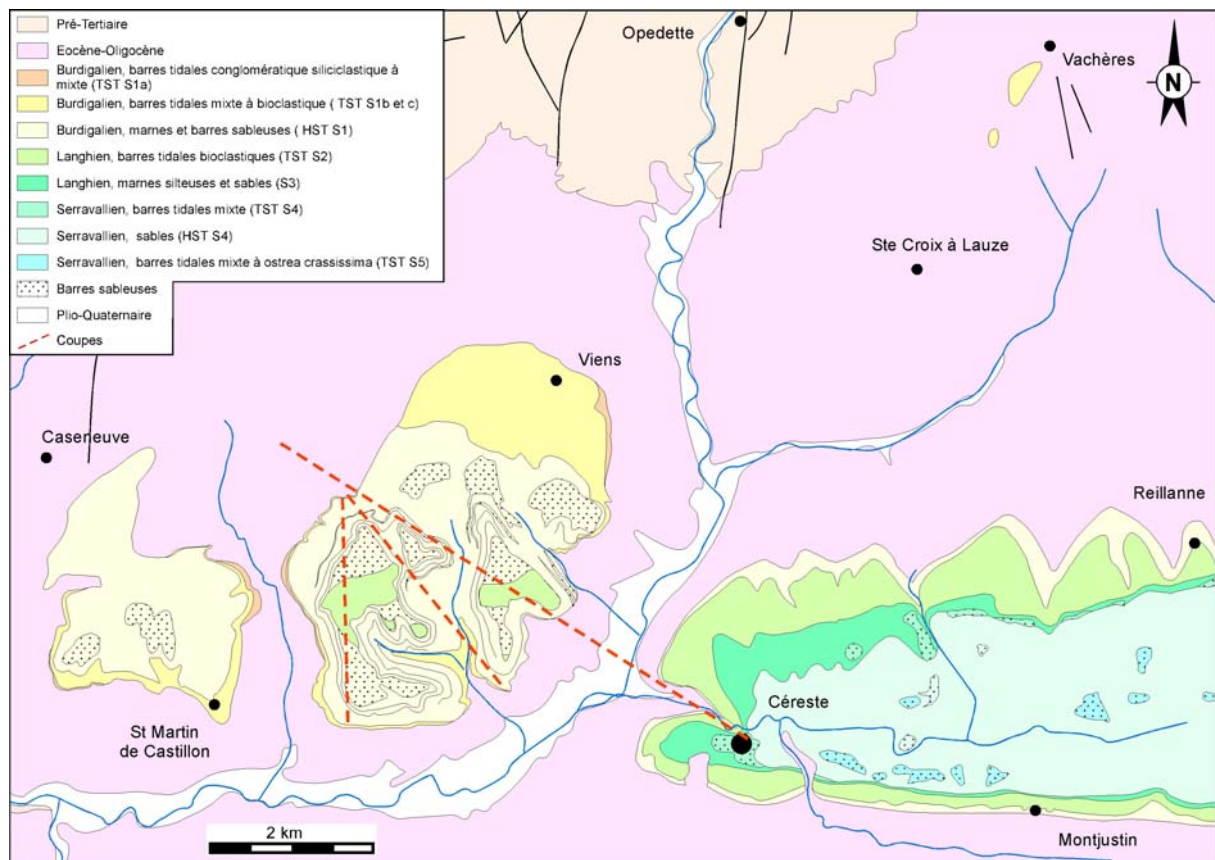


Figure 5-3 : Cartographie des séquences de dépôts miocènes du « plateau des Courennes » et de l'extrémité occidentale du bassin de Reillanne (modifiée d'après carte géologique au 1/50 000 de Reillanne (Goguel *et al.*, 1966) ; Philippe, 1972 ; et relevé personnel).

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S1a (BURDIGALIEN INFERIEUR)**

Afin de pallier les lacunes d'observation, ces séquences sont décrites sur deux coupes distantes d'environ 100 m, il s'agit de la coupe de la « Grotte de Viens » et de « la Caverne de Viens » (Figure 5-1). Le contact de cette séquence avec le substratum n'est pas visible sur ces coupes, mais peut être observé au Nord du village de Viens. Cette séquence repose en discordance sur la formation des calcaires de Vachères dont le contact présente par endroit une morphologie en marche d'escalier, « cariée » par les lithophages soulignant le flanc N.NW de la vallée incisée.

La première séquence (S1a) correspond à un complexe de chenaux conglomératiques intercalés de passées sableuses glauconieuses. Le remplissage de ces chenaux est généralement composé de galets siliceux (quartz essentiellement, d'origine alpine ?), centimétriques à décimétriques, bien roulés avec une matrice sableuse à boueuse. Ces conglomérats présentent un litage légèrement oblique, voire des clinofformes inclinés jusqu'à 10° uniformément orientés vers le S à S-SW. Latéralement la coupe de la « Caverne de Viens » ce sont de véritables debris flow avec des éléments décimétriques à métriques parfois anguleux (quartz, silix, galets mous, galets calcaires perforés pour certains). Au-dessus, se développe sur 4 à 5 m, un complexe de mégarides tidales siliciclastiques très grossières par endroit (quartz sub-anguleux). Sur la coupe de la Grotte, le sommet de cette séquence est marqué par de petites rides et mégarides tidales dans un matériel argilo-sableux. Ces dépôts essentiellement silici-clastiques présentent néanmoins quelques dents de sélaciens et bioclastes. Pour compléter ces observations, une petite faille normale (rejet métrique ?) a été observée à la base de la coupe au niveau de la grotte scellée par le conglomérat sus-jacent. La caractérisation de ces dépôts est délicate compte tenu de la variété des faciès observés, des très nombreuses érosions entre les corps et surtout de la faible extension de cette séquence presque totalement érodée par les séquences sus-jacentes. Ils sont interprétés comme des dépôts estuariens à dynamiques mixtes tidales et fluviales.

En l'absence de datation, cette séquence de dépôt est corrélée sur la base des faciès (très similaires), avec les sables verdâtres de la cluie de Lourmarin et avec la formation de la Crémade (bassin de Carpentras).

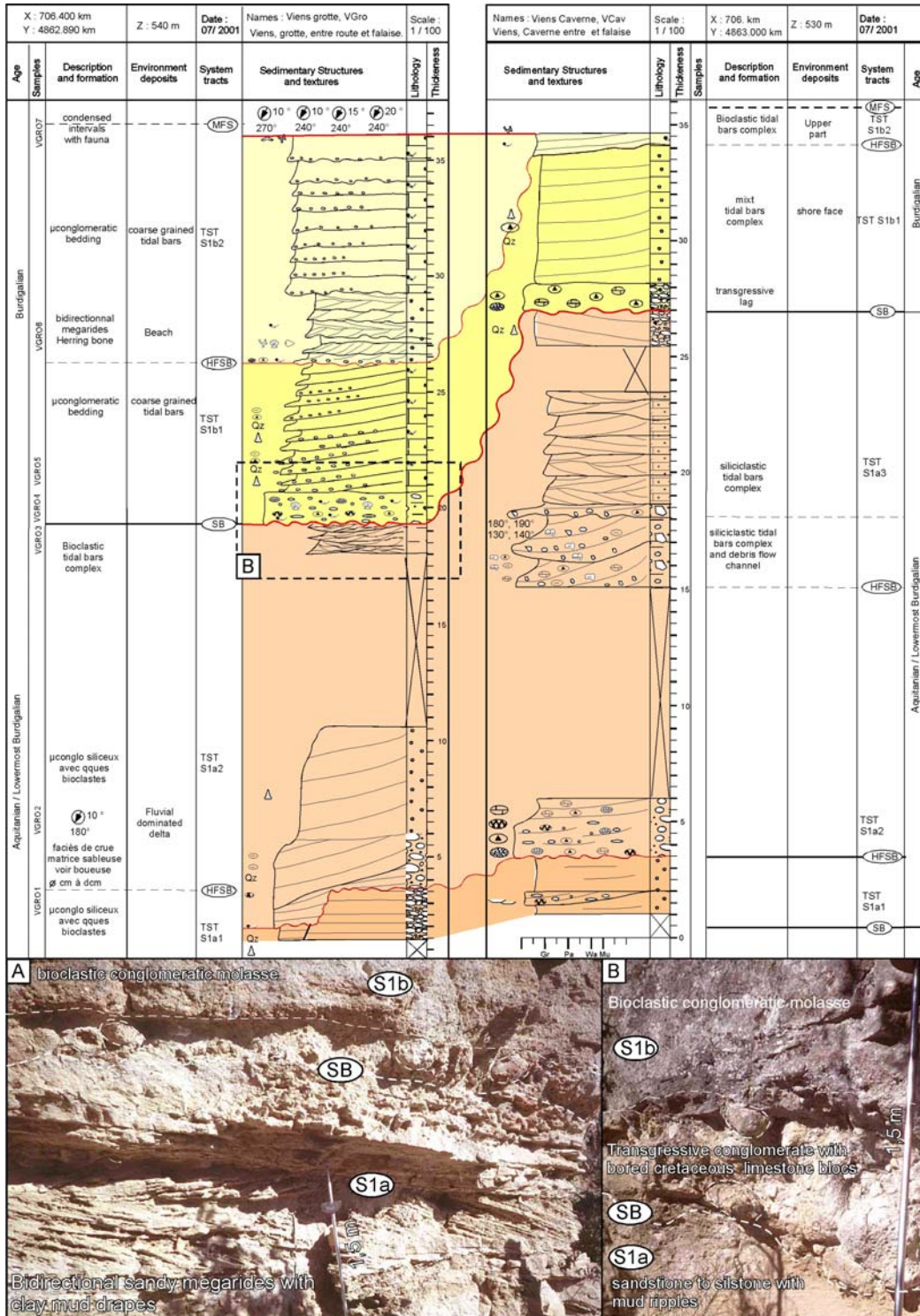


Figure 5-4 : Corrélations par suivi des surfaces des coupes de la "Grotte de Viens" et de la "Caverne de Viens". Mise en évidence des séquences haute fréquence au sein de S1a et de S1b et surtout de l'importante érosion à la base de S1b. A). Le contact érosif entre les dépôts de séquence S1a et de la séquence S1b est marqué par un épais conglomérat suivi jusqu'à la coupe de Subarraques : Sub (environ 500 m au Sud, localisation, voir Annexes). Plus au Sud, ce conglomérat repose directement sur les dépôts oligocènes (marne de Viens). Ce conglomérat surmonte un complexe de mégarides tidales sableuses avec des « drapages » argileux et des surfaces de réactivation particulièrement bien marquées compte tenu de la présence de sédiment argileux. B) Détails sur le conglomérat polygénique à la base de la séquence S1b, avec des blocs pluri-décimétriques de calcaire (remanié du Crétacé et de l'Oligocène) des silex glauconitisés et quelques bioclastes. Immédiatement au-dessus, on observe de grandes vagues de sables ou dunes conglomératiques à matériels mixtes.

- **LES SEQUENCES DE DEPOT S1b, S1c (BURDIGALIEN)**

La discontinuité entre les séquences S1a et S1b est soulignée par un conglomérat localement très épais (plus d'un mètre) hétérométrique, constitué de blocs et galets d'origine diverse, autochtone ou allochtone (Molasses remaniées des dépôts miocènes sous-jacents, calcaire et silex de l'Oligocène et du Crétacé, quartz d'origine alpine). Ce conglomérat présente de nombreux galets perforés, glauconitisés, ainsi que quelques pectens, huîtres et bryozoaires. L'érosion liée à cette discontinuité dépasse 25 m puisque que vers le Sud (300 m environ), la totalité de la séquence S1a a été érodée et la séquence S1b repose sur les marnes de Viens.

Deux unités ont été reconnues au sein de S1b. Elles ont été notées S1b1 et S1b2.

L'unité (S1b1) est constituée par une molasse très grossière mixte (bryzoaire, dents de sélaciens) mais avec encore la présence de nombreux galets de quartz, silex et quelques galets mous. Des niveaux conglomératiques, centimétriques, soulignent de grands cliniformes uniformément orientés vers le S-SW à SW. Quelques stratifications de sens opposés dans les sables surmontant ces niveaux indiquent une dynamique tidale. Cette séquence très réduite ici (5 m environ) est interprétée comme la progradation d'une dune tidale.

La discontinuité entre les unités S1b1 et S1b2 est marquée par un petit conglomérat à silex verdis et galets noirs, petits galets calcaires perforés et quelques bioclastes (huîtres et pecten). Elle tronque les cliniformes sous-jacents (« toplap ») et est surmontée par un complexe de mégarides bidirectionnelles sableuses avec quelques interlits argileux et bioclastes (pecten, huître, et bryozoaires). Au-dessus, se développe une molasse très grossière à litages plans légèrement oblique, marqués par des niveaux conglomératiques. Cette séquence se termine par deux ou trois petites dunes (d'épaisseur métrique) dont les formes et les sets en auge sont préservés sur le plateau (petites barkanes). Ils indiquent une direction moyenne de progradation vers 240° avec un pendage de 15 à 20°. En plus d'avoir préservé sa géométrie originelle, cette surface sommitale est encroûtée par de nombreux bryozoaires et oursins. Latéralement cette surface est surmontée par des marnes sableuses représentant le second stade de dépôt (Philippe, 1972). Cette surface condensée est interprétée comme la surface d'inondation maximale de la séquence S1b, la séquence S1c n'ayant pas été identifiée sur ces coupes.

La coupe de la «Frau» (**Figure 5-5**) située sur le flanc ouest du plateau des Courennes, permet l'observation des séquences S1b1 à S1c.

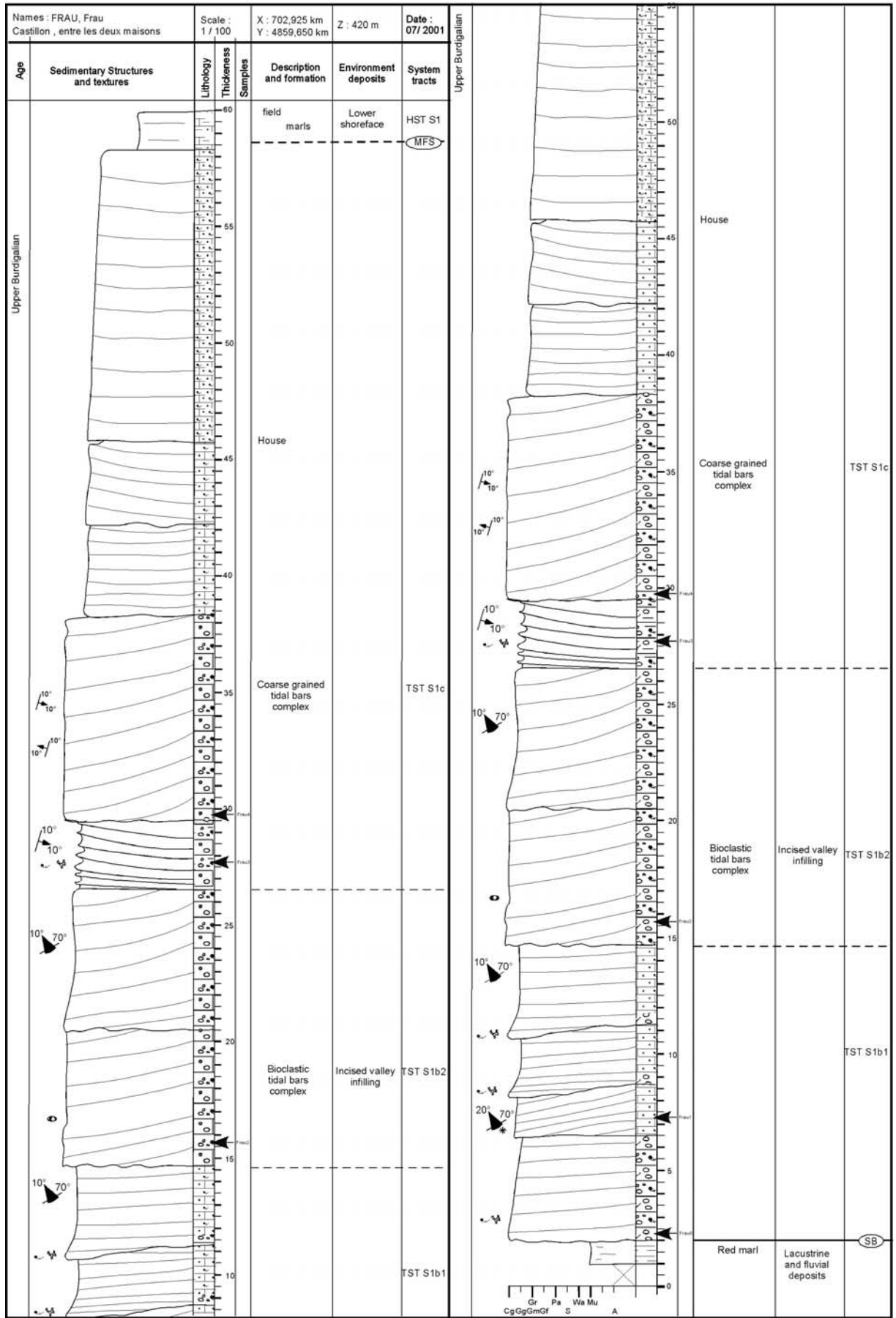


Figure 5-5 : Coupe de la "Frau"

La séquence siliciclastique (S1a), bien représentée dans la partie nord, est ici absente car complètement érodée, érosion particulièrement bien visible au niveau de « La Garaude » (Figure 5-6), où l'on peut observer le flanc de vallée qui entaille les dépôts de la séquence S1a sur plusieurs mètres, présentant même un sous-cavage et des blocs effondrés à la base.

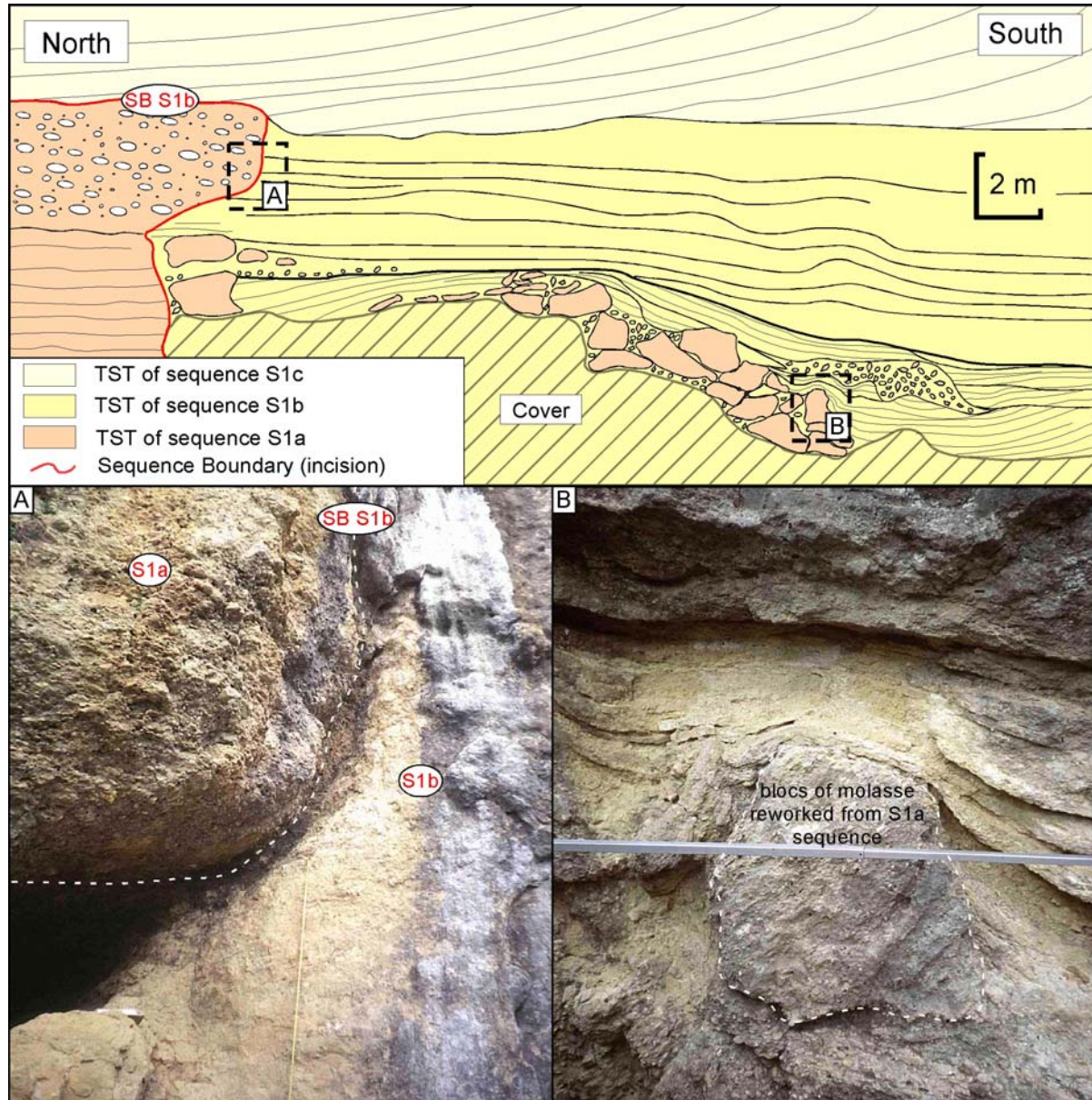


Figure 5-6 : Incision fluviale à la base de la séquence S1b au sein des dépôts de la séquence S1a. A) Le flanc de cette paléovallée montre un sous-cavage plurimétrique au sein des dépôts de S1a, preuve de leur cimentation avant l'érosion. B) Les nombreux blocs préservés et/ou remaniés en pied de falaise, à la base du remplissage, au sein des dépôts de S1b sont les témoins de l'érosion sub-aérienne.

La première unité (S1b1) repose ici sur la formation des marnes rouges de Viens. Elle est constituée d'une première barre conglomératique, bioclastique (nombreux bryozoaires) et présentant un litage plan, légèrement oblique. A la base des fragments remaniés des argiles sous-jacentes ont été observées. Ce conglomérat évolue vers un complexe de mégarides tidales bidirectionnelles migrant sur des surfaces légèrement inclinées. Ces stratifications sont

très bien marquées du fait de la très nette ségrégation entre des intervalles bioclastiques cimentés (constituants majoritairement les sets progradants, courant de flot) et des intervalles récessifs packstones et glauconieux constituant les interlits ou des litages plus plans (courant de jusant). Cet ensemble est interprété comme une vague de sable composite. Deux autres corps composites similaires de 2 à 3 m d'épaisseur constituent le reste de la séquence. La base érosive de ces corps est constituée par un conglomérat avec de gros bioclastes notamment des bryozoaires. Le faciès de cette séquence présente de nombreuses similitudes avec la molasse de Saumane.

L'unité (S1b2) est formée par un ensemble conglomératique à base très érosive (chenalisante ?). L'ensemble est relativement homogène et très cimenté mais on distingue cependant de grandes stratifications légèrement obliques (pendage N à N.NW) et quelques plus petites stratifications. Cet ensemble très grossier forme deux à trois grands corps sableux pour une épaisseur totale de 12 m. Compte tenu de la très faible extension latérale de ces corps (700 à 800 m) et de leurs bases très érosives, ils peuvent être interprétés comme un complexe de chenaux, les grands cliniformes correspondant alors à des surfaces d'accrétion plutôt qu'à foresetsbeds de dune tidale. Ceci étant la non-observation de stratification transverse à ces surfaces d'accrétion ne permet pas de privilégier une interprétation plutôt qu'une autre.

La troisième séquence (S1c) débute par un intervalle moins cimenté (marneux) d'environ 3 m. Il s'agit d'un faciès packstone très bioclastique, pétri de bryozoaires (branchus notamment). Les bioclastes soulignent de grandes stratifications faiblement inclinées qui se raccordent tangentiellement au sommet de la séquence précédente. De petites rides et surfaces de réactivation témoignent d'un environnement soumis à la dynamique tidale. Cet intervalle peut être interprété comme « des bottom sets beds » d'une dune dans un environnement protégé (lagon). Les paléocourants sont uniformément orientés vers l'Est et correspondent plutôt à un courant de flot. Au-dessus, se développe une séquence conglomératique d'environ 9 m d'épaisseur présentant de grandes stratifications obliques (10 à 15° vers 280°) et à la base d'autres plus petites migrantes sur les précédentes en sens opposé (10° vers 100°). Ce corps sableux est interprété comme une grande vague de sables composites. Ensuite sur environ 20 m, plusieurs corps sableux se superposent, le faciès devient de plus en plus packstone et la dynamique tidale de moins en moins bien exprimée. On observe de grandes stratifications planes à légèrement obliques montrant quelques ondulations vers le sommet. Une dynamique mixte houle/tidale peut être proposée pour ces dépôts. La partie calcaire de cette troisième séquence se termine vers la cote 60 m (plateau), avec l'apparition de marnes sableuses.

La molasse marno-sableuse du Burdigalien (HST S1).

Le second stade de dépôt défini par Philippe (1972) correspond à des dépôts marno-sableux avec des intercalations de bancs gréseux. Cet ensemble sera défini sur les coupes du ravin des Basses Courennes (Figure 5-7). Au sein de cette séquence quatre sous-séquences semblent pouvoir se distinguer, même si toutes les intercalations gréseuses ne peuvent pas être corrélées.

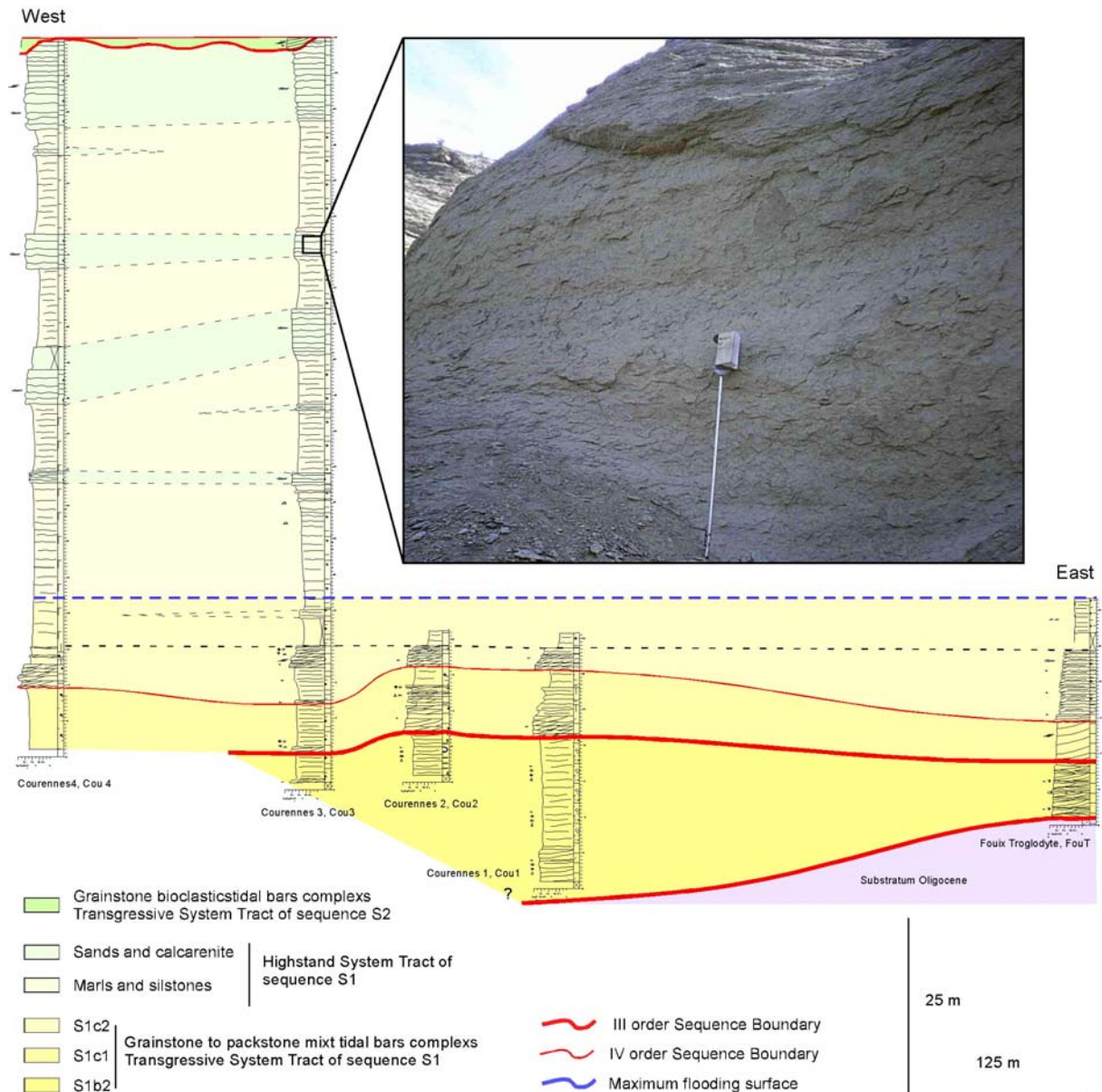


Figure 5-7 : Corrélation des coupes du ravin des basses Courennes. Mise en évidence des séquences haute fréquence au sein de la séquence S1. Détails sur le faciès sableux au sein du HST.

Le contact de la molasse burdigalienne sur le substratum n'est visible qu'à l'Est, dans le ravin de la Fouix. Le contact s'effectue sur les marnes de Viens. Les trois séquences définies précédemment au sein du TST S1b (S1b1 à S1c) se retrouvent ici mais avec des érosions moins marquées et avec des faciès beaucoup plus packstones que ceux observés ailleurs. Le sommet de la molasse calcaire passe progressivement mais rapidement à des packstones à litage ondulé, puis à des marnes silteuses ou sableuses. Ces marnes sont généralement très bioturbées et sans structure sédimentaire correctement préservée. Ce faciès est interprété comme des dépôts d'offshore (en-dessous de l'action de la houle) et constitue les dépôts les plus profonds observés dans la série miocène. Ce niveau est interprété comme la Surface d'inondation maximale (MFS de S1). Ces marnes sableuses évoluent ensuite progressivement en une vingtaine de mètres vers des dépôts de plus en plus sableux et calcaires. Ce même motif se répète plusieurs fois au sein de la série évoluant progressivement

vers des faciès sableux et grossiers et une récurrence de bancs ou ensembles de bancs calcarénitiques plus importante. Les marnes sableuses sont toujours très bioturbées et montrent vers le sommet de la série quelques structures sédimentaires. Les calcarénites, également bioturbées, présentent un litage ondulé à la base à mamelonné au sommet, et sont interprétées comme des structures liées à l'action de la houle, HCS (Humocky Cross Stratification) en domaine de plate-forme. L'évolution de ces marnes sableuses vers des ensembles de bancs calcarénitiques souligne l'évolution granulo- et strato-croissante de chacun de ces ensembles, rattachés à des séquences haute fréquence au sein du cortège de haut niveau progradant. Leur nombre et leur corrélation n'ont pu être clairement établis à l'échelle du bassin.

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S3 (BURDIGALIEN / LANGHIEN)**

Le sommet du plateau des Courennes se caractérise, comme son nom l'indique, par une surface relativement plane. Malgré cette surface, le sommet du plateau n'est pas constitué par une même entité lithostratigraphique. On observe en effet par endroit les calcarénites du sommet du HST de S1 et par endroit une molasse bioclastique très blanche emboîtée au sein des calcarénites. Cette séquence calcaire atteint son maximum d'épaisseur (7 m) sur la coupe des « Margarons » point coté 520 m où elle est définie (Figure 5-8).

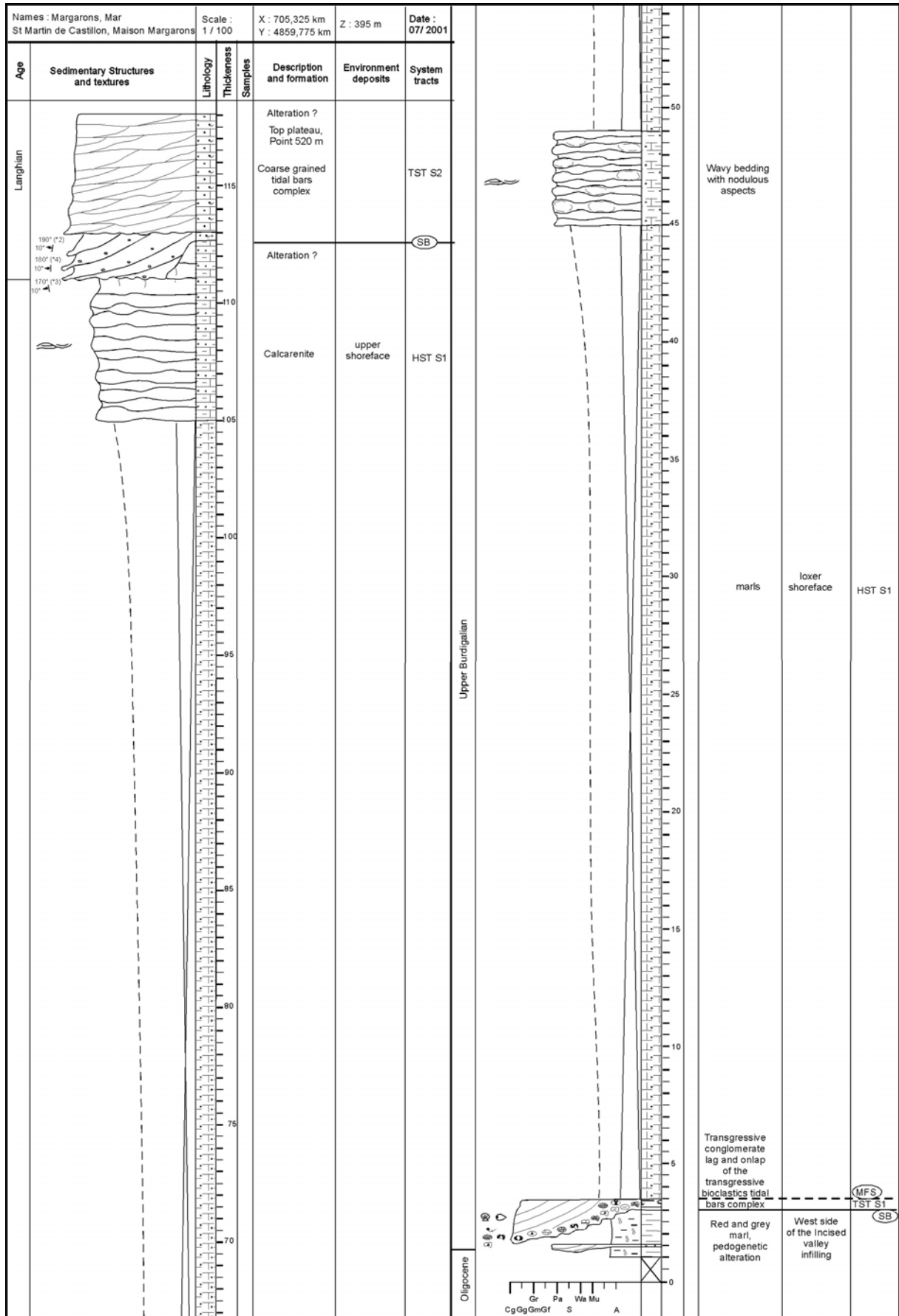


Figure 5-8 : Coupe des Margarons.

Cette coupe présente deux intérêts principaux :

1- premièrement, elle permet l'observation du contact entre le Burdigalien et les Marnes rouges de Viens à la base. Ce contact montre un conglomérat d'environ 50 cm très grossier à blocs et galets calcaires perforés et glauconitisés, des silex verdis, des galets noirs et quelques bioclastes (pecten, huîtres, dents de sélaciens). Ce conglomérat est immédiatement recouvert par les marnes sableuses du HST de S1. Il manque à cet endroit la séquence S1a et le TST de S1b (S1b1 à S1c) pourtant présents 500 m au N-NW, dans le ravin de la Fouix. Cet affleurement marque donc la rive gauche de la paléovallée des Courennes avec l'amalgame de plusieurs séquences et surfaces condensées dans ce conglomérat et ennoyées par les marnes sableuses du HST de S1;

2- deuxièmement, elle permet l'observation dans de très bonnes conditions de la molasse calcaire sommitale. Le contact basal avec les calcarénites du HST de S1 est érosif et présente une succession de petites rampes et paliers. Par ailleurs, le sommet des calcarénites est de couleur ocre à rougeâtre et présente de petites fissures verticales. L'origine pré- ou post-dépôts à la molasse calcaire sus-jacente de ces indices d'altération n'est pas clairement définie. Cependant, compte tenu de la géométrie de l'érosion basale, la cimentation des calcarénites semblait partiellement acquise. La molasse est composée à la base d'une petite dune (1,5 à 2 m d'épaisseur) à matériels conglomératiques avec des clinofformes orientés uniformément vers l'Ouest (de 10 à 15° vers 260 à 280°). Au-dessus, se développe une vague de sable composite sur environ 5 m. Cette séquence se caractérise par son faciès calcaire (généralement plus de 90 % de carbonate) et l'importante proportion d'algues rouges (en boulets : mélobésiées ou disséminés). Par corrélation de faciès et corrélation géométrique cette molasse correspond à la molasse du Burdigalien supérieur des calcaires à Celloporidae de Forcalquier, de Céreste, de Carpentras et à la molasse de Saint-Paul-les-trois-Châteaux. Remarque : très souvent l'altération de cette séquence lui donne un aspect moucheté (altération des bioclastes, algues rouges notamment).

L'emboîtement de cette séquence au sein du HST de S1 est liée (i) à la chute relative du niveau marin à la base de cette séquence (même si cette chute est peu marquée dans les zones subsidente), (ii) à la déformation du bassin et aux soulèvements des bordures des synclinaux. Dans l'ensemble du bassin ce cortège de dépôts qui marque la plus importante transgression du Burdigalien fossilise les déformations des dépôts du Burdigalien inférieur et moyen (Gigondas, Sablet ; Saint Restitut ; Vaison-la-Romaine, Nyons ;... Rubino *et al.*, 1990 ; Parize *et al.*, 2000 ; Besson *et al.*, 2002) Le cortège de haut niveau de cette séquence est rarement préservé compte tenu de l'importance de l'érosion à la base de S3. C'est d'ailleurs vraisemblablement cette phase d'érosion qui associée son faciès très bioclastique lui a donné cet aspect localement crayeux. Le caractère bioclastique de cette séquence s'explique tout d'abord par (i) l'ampleur de la transgression ayant « confiné » les apports siliciclastiques à l'amont des systèmes (on peut d'ailleurs noter que même au sein du bassin de Digne, au front des chevauchements cette séquence est mixte) (ii) par « l'isolement » relatif de ces bassins externes (ensemble du bloc Ventoux-Lure) des apports siliciclastiques qui sont piégés entre le front de chevauchement et une zone plus de bombement (plus ou moins marquée au cours du temps) à l'aplomb de la faille de la durance. La domination de la dynamique tidale s'explique elle aussi par le confinement de ces dépôts liés à une chute relative du niveau marin (érosion sous-marine, voire localement sub-aérienne, vallées incisées).

5.1.2.3 Analyse stratigraphique des formations miocènes du « plateau des Claparèdes » (Figure 5-10, Annexe).

Ces séquences sont donc décrites sur cinq coupes représentatives :

- les coupes de la « Combe de Lourmarin » et des « Champs », flanc sud et nord du Lubéron,
- la coupe de « Saignon route » dans l'axe du bassin où est bien préservée la première séquence (S1a) et
- les coupes des « Seguins » et du « Pilier fou » dans le vallon de L'Aigue-Brun (Figure 5-9) où sont bien préservées les séquences supérieures (S1b).

L'ensemble des coupes levées dans ce secteur sont, localisées sur la carte d'affleurements et présentées en Annexe.

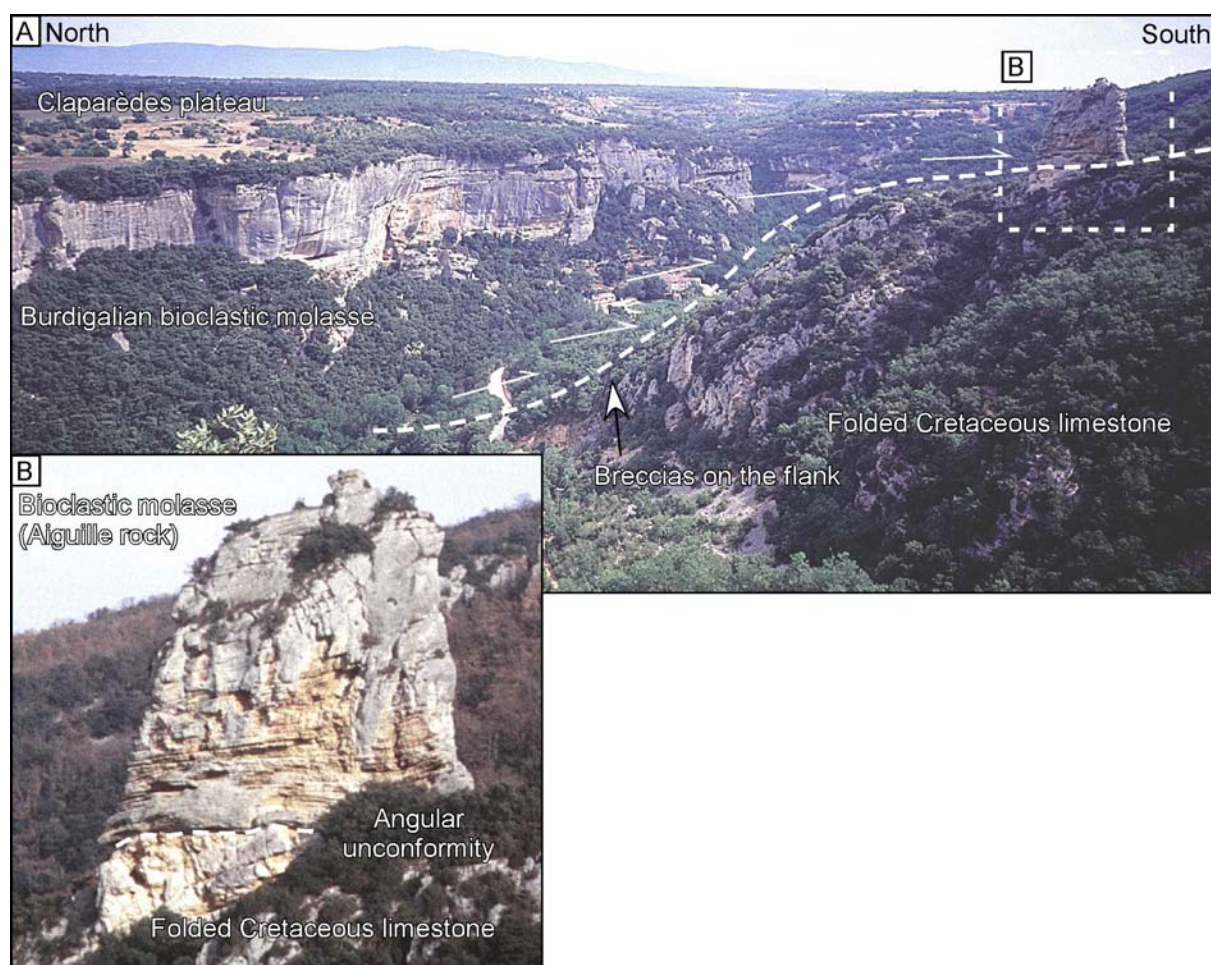


Figure 5-9 : Vue générale du vallon de l'Aigue Brun sur le flanc nord du Lubéron. Ce panorama permet d'observer la discordance angulaire de la molasse burdigalienne sur les calcaires plissés du Crétacé (B). L'onlap des calcaires burdigaliens présente des divergences synsédimentaires sur les flancs du Lubéron, comme indiqué avec les flèches, mais se redresse très rapidement et est déjà sub-horizontale au niveau des falaises de Buoux (rive droite du vallon). C'est d'ailleurs cet ensemble molassique qui constitue le plateau des Claparèdes en arrière-plan. La déformation plicative sur les flancs du Lubéron est donc de très courte longueur d'onde (environ 500 m).

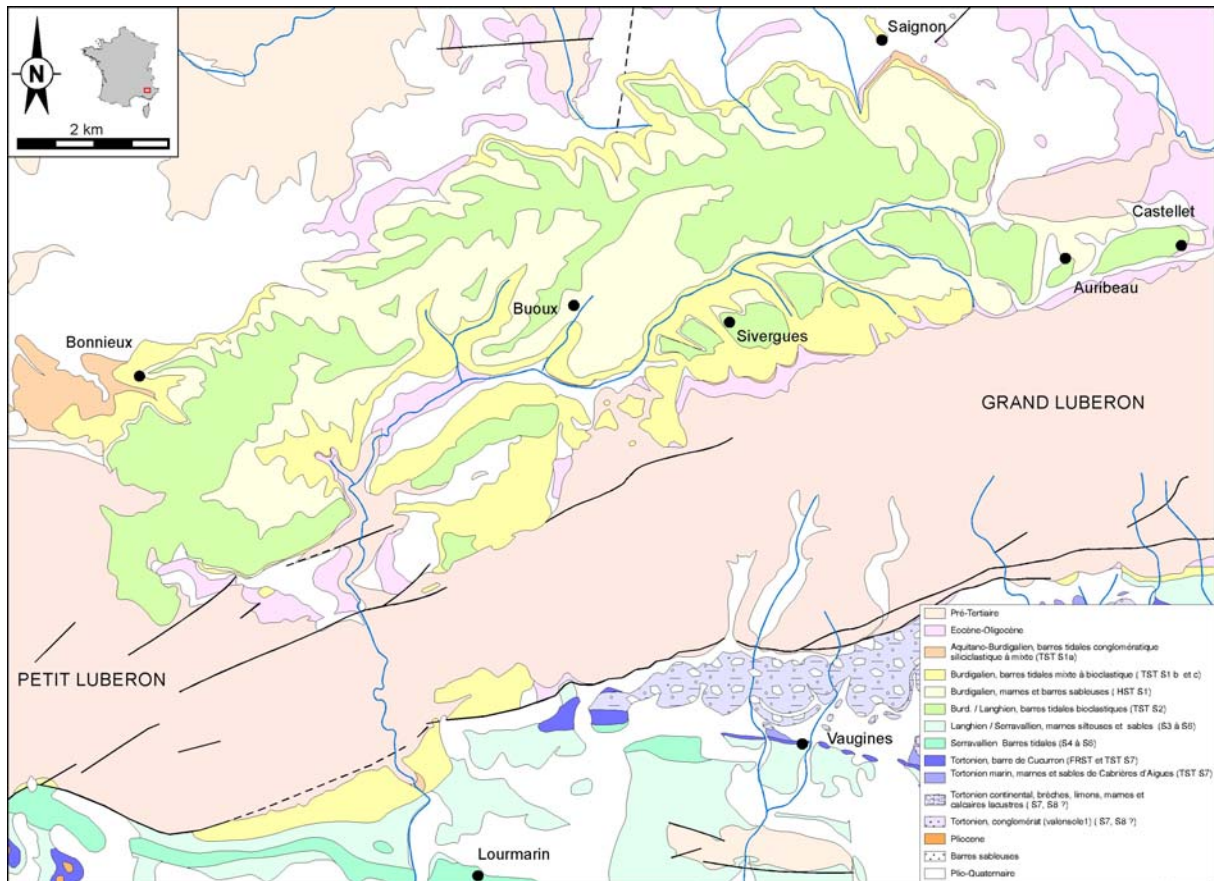


Figure 5-10 : Cartographie des séquences de dépôts miocènes du « plateau des Claparèdes » et d'une partie du flanc sud du Lubéron (modifiée d'après la carte géologique au 1/50 000 de Reillanne et Cavaillon (Goguel *et al.*, 1966 ; et relevé personnel).

• LA SEQUENCE DE DEPOT S1a (AQUITANIEN / BURDIGALIEN BASAL)

La coupe de la « Combe de Lourmarin » (Figure 5-11) permet une très bonne observation des premiers dépôts du Miocène. Cette séquence miocène (S1a) correspond à un complexe de mégarides tidales constituées de sables glauconieux verdâtres, intercalé de larges chenaux à matériels bréchiqes et/ou conglomératiques. La nature de ces blocs et galets est diverse (quartz, silex, galets mous, galets calcaires perforés pour certains) mais présente essentiellement des blocs et galets calcaires remaniés du substratum créacé. On note également la présence par place de véritables debris flow avec des éléments décamétriques à métriques, emballés dans des sables massifs. Ce complexe de chenaux et barres tidales se termine par un intervalle de marnes sableuses. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts estuariens à dynamique mixte tidale et fluviale, et les marnes au sommet, comme des dépôts de replat argilo-sableux (comblement de l'estuaire).

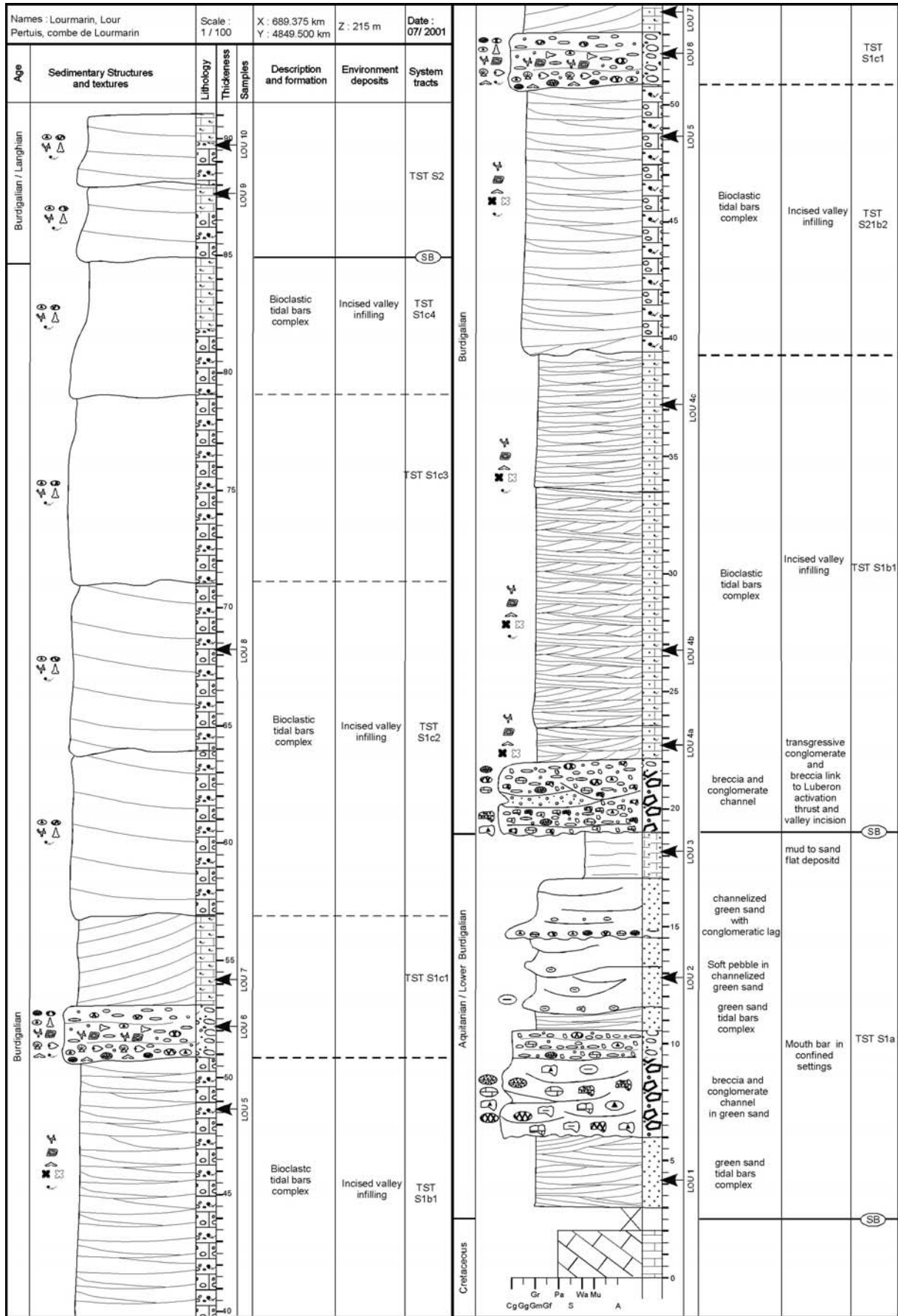


Figure 5-11 : Coupe de la « Combe de Lourmarin »

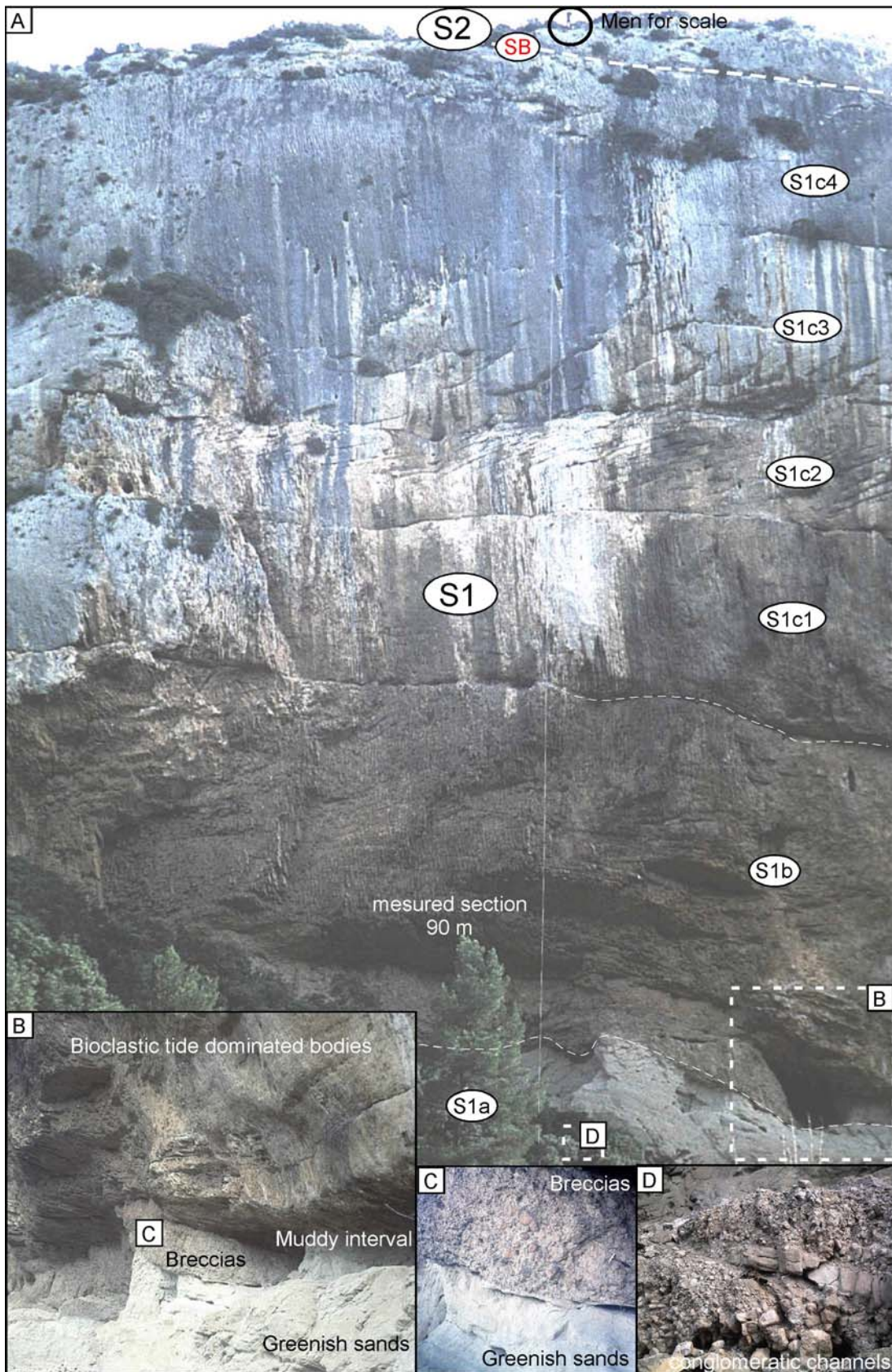


Figure 5-12 : Affleurement rive gauche de la « Combe de Lourmarin ». A) Panorama de l’affleurement et positionnement des différentes séquences présentées sur la coupe (Fig. 4-10). B) La limite de séquence entre les sables et silts verdâtres (S1a) et la molasse bioclastique (S1b) est représentée par un épais conglomérat à éléments bréchiés. C) Détails sur la surface d’érosion à la base des brèches. D) Chenal conglomératique au sein des sables verdâtres.

L'extrémité orientale du flanc nord du Lubéron permet l'observation, sur de nombreuses coupes de la séquence de S1a préservée à la base des cuestas formés par les dépôts miocènes comme sur la coupe des « Champs » (Figure 5-13). Dans ce secteur les dépôts miocènes reposent généralement en discordance sur des lambeaux de dépôts oligocènes (indéterminés), alors que très souvent la molasse miocène repose directement sur le Crétacé. Ces dépôts (de 0 à 20 m d'épaisseur environ) présentent une variabilité latérale importante du fait d'une « cannibalisation » entretenue par des systèmes chenalisants de 5 à 6 m d'épaisseur. Ils regroupent des éléments allochtones bien roulés de quartz, silex et galets calcaires (origine fluviale), et des blocs calcaires autochtones (Crétacé du Lubéron) interprétés comme des apports latéraux de brèches de pente (dont le démantèlement est peut-être accentué par la surrection du Lubéron).

Plus dans l'axe du bassin, au niveau de Saignon (Figure 5-14), on retrouve localement les dépôts siliciclastiques de la séquence S1a préservés entre les alternances marno-calcaires (lacustres à lagunaires) et les barres tidales bioclastiques de la séquence S1b. Ces dépôts présentent le faciès typique des sables verdâtres interstratifiés avec des chenaux de vidange à remplissage de galets silteux du replat sableux. Au niveau de Saignon, l'érosion à la base du Miocène est relativement faible, tout comme l'épaisseur cumulée des séquences S1a et S1b TST qui ne dépasse pas 35 m, alors que dans l'axe de la vallée son épaisseur est d'environ 60 m en amont (plateau des Courennes) et plus de 100 m en aval (falaise de Buoux). On se trouve donc ici sur le flanc droit de la paléovallée, à proximité de l'interfluve aujourd'hui érodé.

En l'absence de datation, cette séquence est corrélée de par sa position stratigraphique et sur la base des faciès (très similaires), avec les conglomérats de Viens et avec la formation de la Crémade (bassin de Carpentras). Les sables verdâtres de la base sont également très proches faciologiquement des sables datés de l'Aquitaniens sur la bordure Ouest de l'Étang de Berre (coupe du Mas des Quatre vents, cf. annexe).

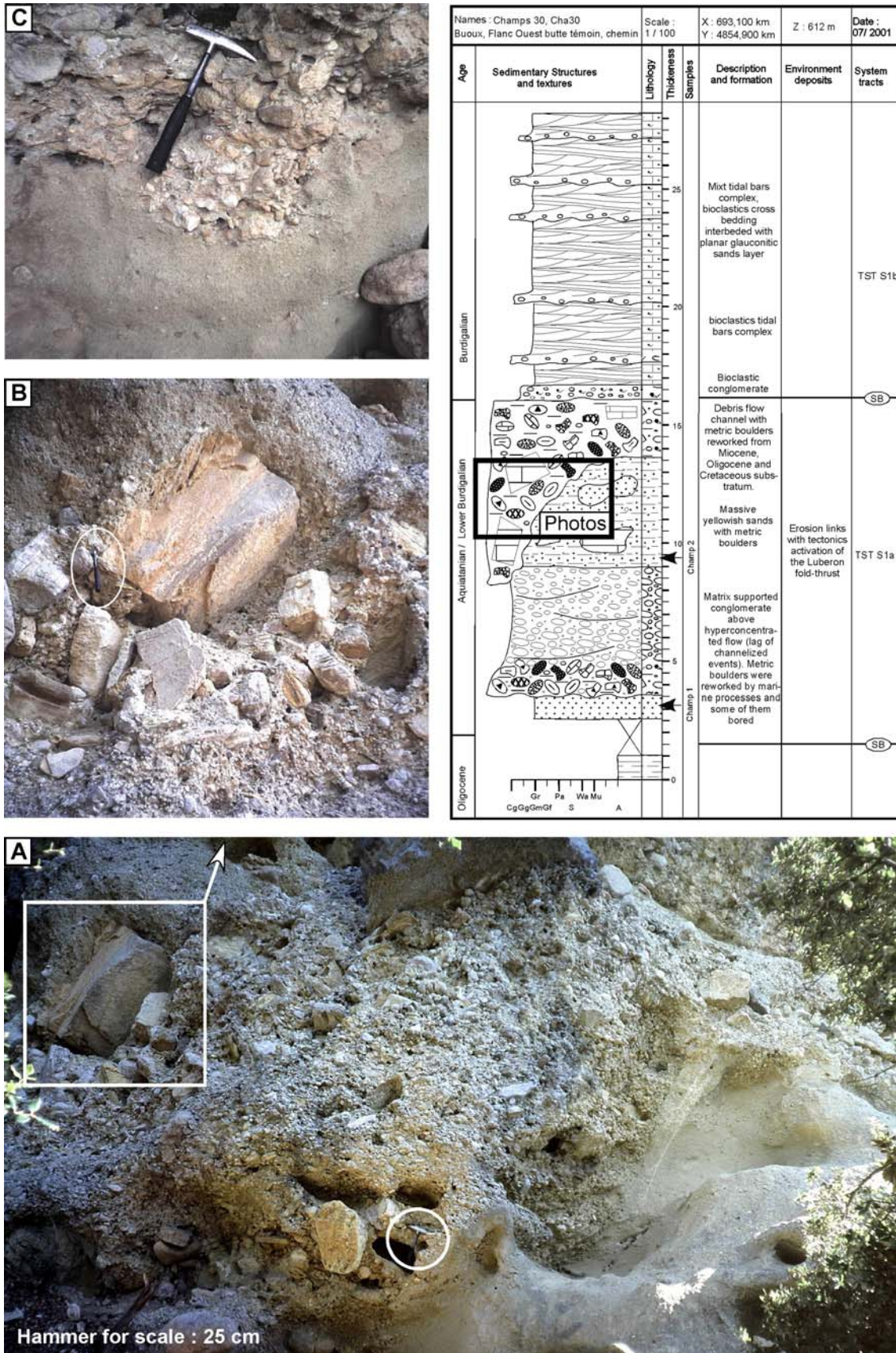


Figure 5-13 : Coupe des "Champs 30". A) Debris flow avec une érosion plurimétrique au sein des sables massifs sous-jacents. B) Détails sur les blocs métriques flottant au sommet de l'écoulement. C) Détails sur la base de l'érosion.

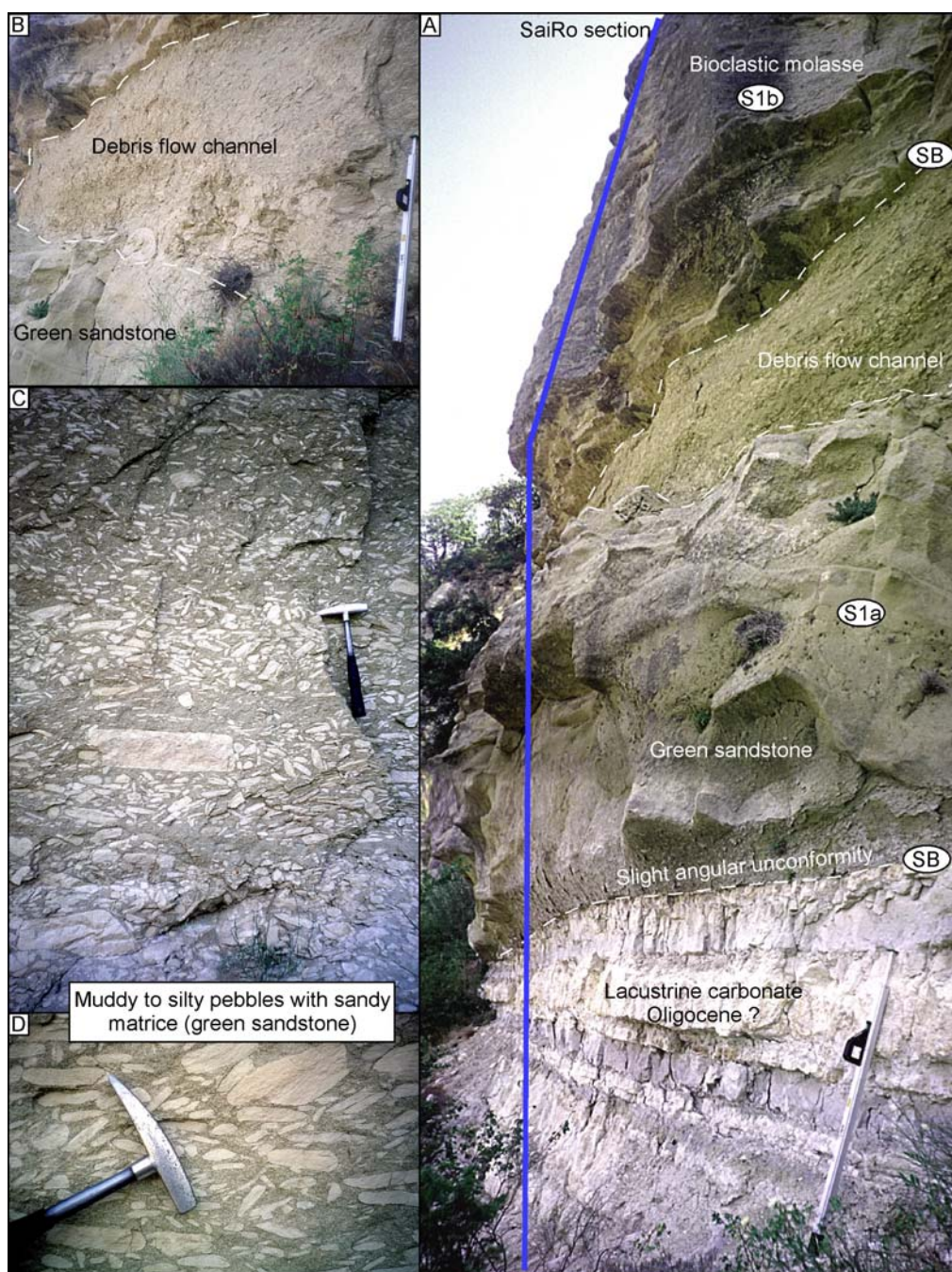


Figure 5-14 : Coupe de « Saignon route » : SaiRo. A) Base de la coupe avec le dépôt, en très légère discordance, des sables verdâtres (séquence S1a) sur les alternances marno-calcaires (équivalent des dépôts lagunaires de Céreste ou des calcaires de Reillanne ?). Ces sables quartzeux et glauconieux sont relativement homogènes (aspect massif) mais montrent de grandes structures obliques affectées localement par des déformations précoces (échappement de fluide) ; ils sont interprétés comme des barres d'embouchure sous dynamique tidale. De grands chenaux à matériels conglomératiques sont interstratifiés dans ces sables (voir B, C, D pour les détails) et sont interprétés comme des chenaux de vidange). Au-dessus de ces sables les dépôts bioclastiques de la séquence S1b reposent en discordance marquée puisque 250 m au NE, la séquence S1b repose directement sur les alternances marno-calcaires par l'intermédiaire d'un épais conglomérat, toute la séquence S1a ayant été érodée. B) Détails sur la géométrie du chenal avec des galets pluri-décimétriques à la base. C) Détails sur le faciès du remplissage de ce chenal. Il s'agit d'un debris flow à galets de silts et d'argiles sub-anguleux, de forme rectangulaire (matériels partiellement lithifiés), emballés dans une matrice de sable grossier quartzeux et glauconieux. D) détails sur les structures laminaires au sein des galets de silts. La nature et les structures observées au sein de ces galets permettent de les interpréter comme des galets issus du replat intertidal silto-argileux.

- LA SEQUENCE DE DEPOT S1b et S1c (BURDIGALIEN) ET SES VARIATIONS HAUTE FREQUENCE S1b1, S1b2, S1c1 ; S1c2...

La discontinuité entre les séquences S1a et S1b est accentuée par un épais conglomérat de transgression (Figure 5-15A), voire par un changement brutal de faciès entre les sables quartzeux et glauconieux de la séquence S1a et le faciès mixte à bioclastique de la séquence S1b (Figure 5-15B). Au niveau de la combe de Lourmarin, cette discontinuité est marquée par un amalgame de chenaux conglomératiques et bréchiques localement très épais (Figure 5-12). Le conglomérat de transgression séparant ces deux séquences est constitué de blocs et galets d'origine diverse autochtone ou allochtone (Molasse remaniée des dépôts miocènes sous-jacents, calcaires et silex de l'Oligocène et du Crétacé, quartz d'origine alpine). Ce conglomérat présente de nombreux galets perforés, glauconitisés, ainsi que quelques pectens, huîtres et bryozoaires. L'érosion liée à cette discontinuité dépasse 20 m puisque que, localement, toute la séquence de dépôt S1a ainsi que l'Oligocène ont été érodés. On observe donc à de nombreux endroits la transgression de la séquence S1b directement sur les flancs crétacés redressés du Lubéron, notamment sur le flanc sud du Lubéron (Jas de chèvres, Figure 5-16 A, B, C) ou flanc nord, (Vallon du Colombier Figure 5-16D, E). A la base de la séquence de dépôt S1b, ce sont de véritables tabliers d'éboulis (plusieurs mètres d'épaisseur par endroit) qui sont préservés, témoins d'une morphologie sub-aérienne. Cette morphologie pré-existante aux premiers dépôts miocènes (séquence S1a) semble donc avoir été réactivée et accentuée par cette phase d'incision. Cette discordance entre le Crétacé et le Miocène (Figure 5-17) est par ailleurs amplifiée par la surrection syn-sédimentaire du Lubéron, comme le soulignent les véritables debris flow à la base de la transgression avec des blocs de molasse bioclastique (séquence S1b) de plusieurs mètres-cubes (Figure 5-18).

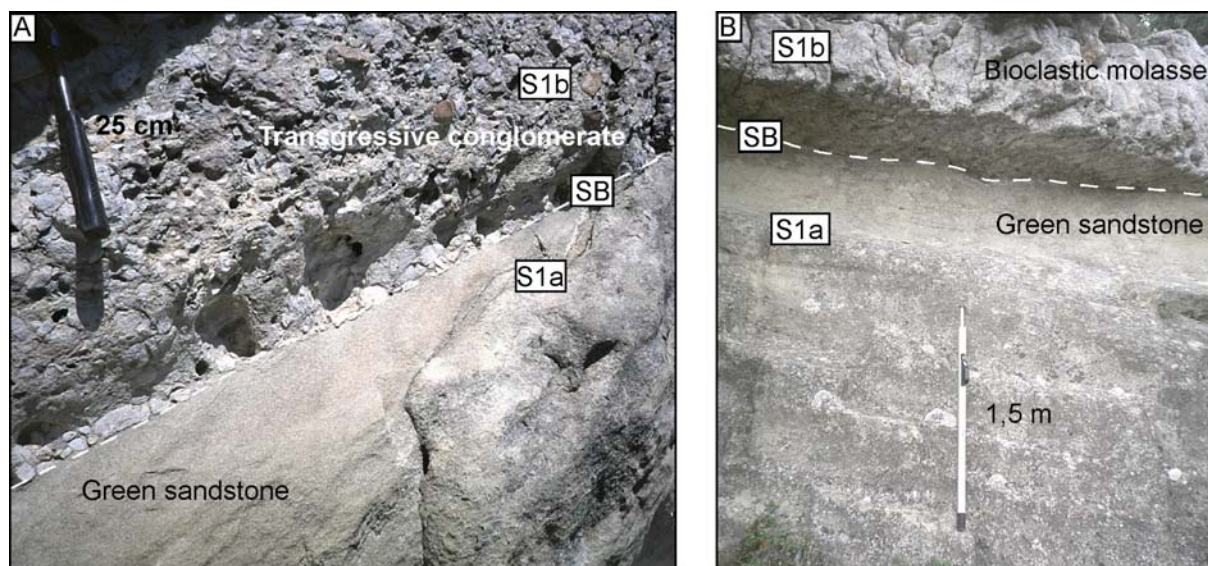


Figure 5-15 : Expression de la limite de séquence entre S1a et S1b. A) Surlignée par un conglomérat de transgression comportant des galets autochtones (calcaires crétacés, oligocènes, silex, molasse remaniée et allochtone (quartz)). B) Marquée par un changement de faciès très franc et brutal.

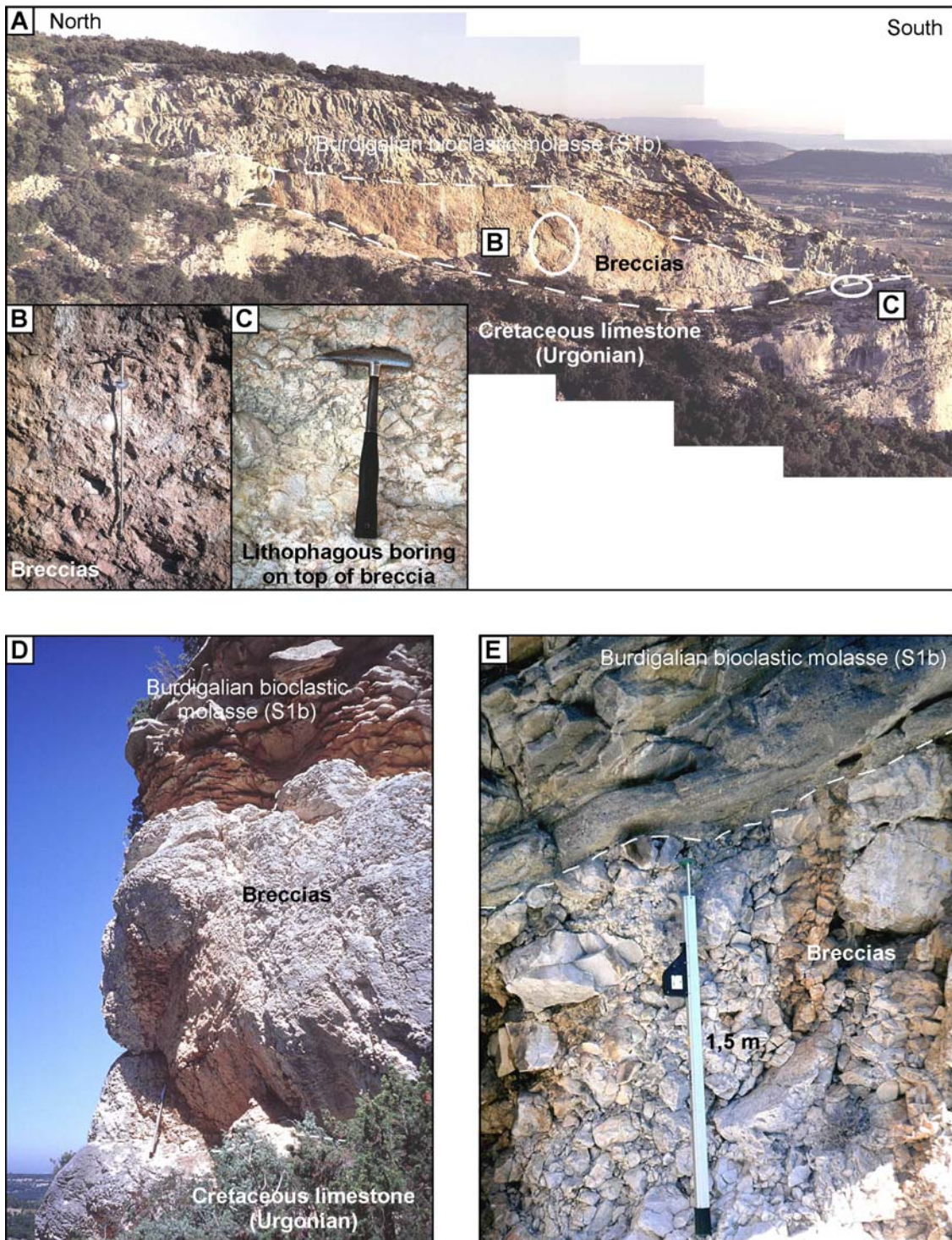


Figure 5-16 : Brèches sur les flancs du Lubéron à la base de la séquence S1b. A) Préservation de brèches de pente sur un replat topographique en-dessous de la surface de ravinement burdigalienne (flanc sud du Lubéron, Jas des chèvres). B) Détails sur les brèches à matériel exclusivement d'origine crétacée, de taille centimétrique à pluri-décimétrique. Ces brèches sont cimentées mais présentent peu de matrice. C) Détails sur la surface sommitale des brèches qui est arasée, perforée et glauconitisée par endroit. Quelques bryozoaires et oursins sont également observables. D) Préservation d'un tablier d'éboulis (calcaire crétacé) sur le flanc nord du Lubéron (Vallon du Colombier). E) Détails sur le contact entre la molasse et les brèches. Ce contact montre peu ou pas d'infiltration de la molasse au sein des brèches qui sont cimentées mais ne présentent pas de matrice et une porosité très forte (cavités centimétriques à décimétriques). Cette porosité serait donc postérieure aux dépôts de la molasse peut-être par vannage de la matrice originelle.

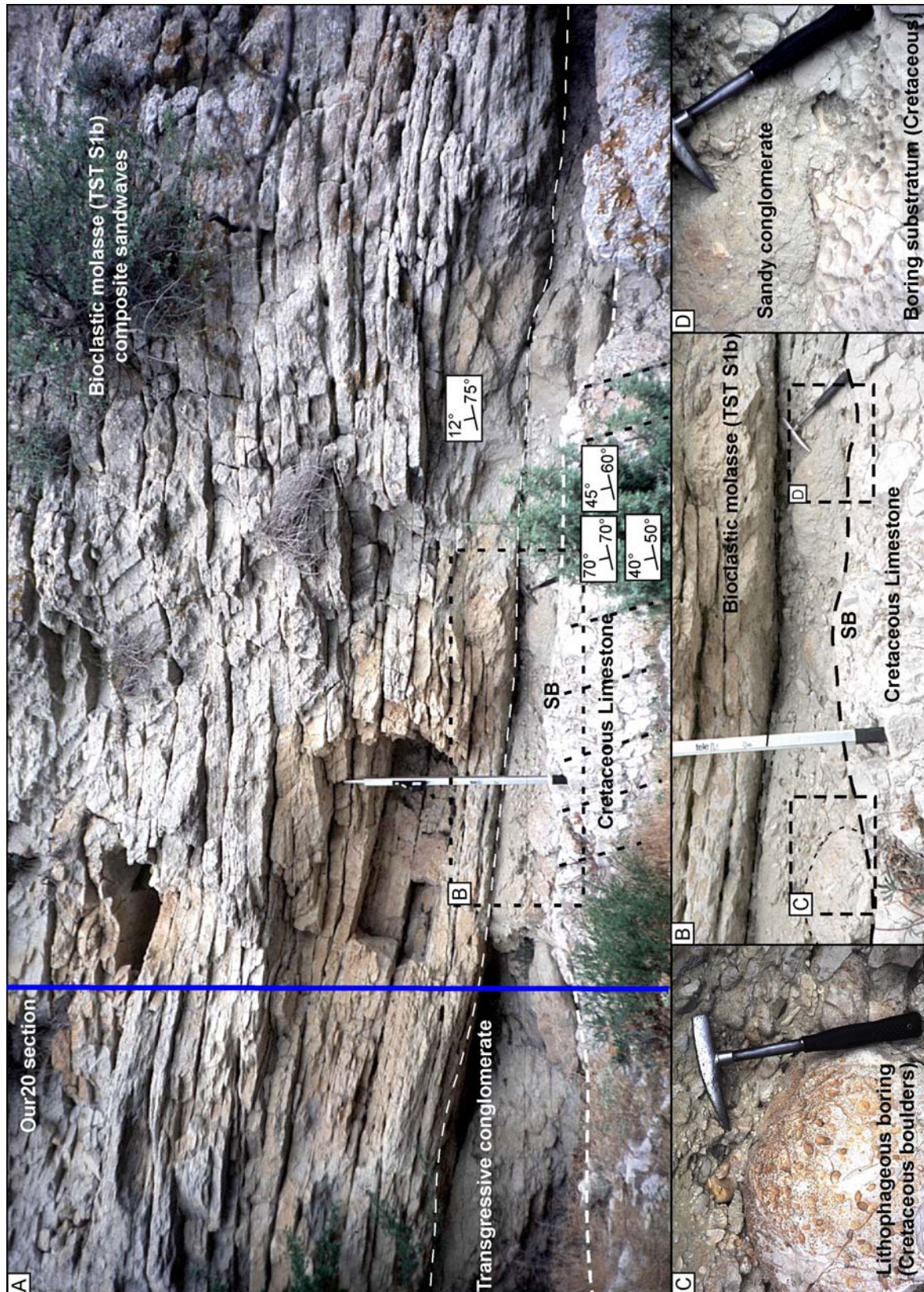


Figure 5-17 : Nature et géométrie du contact entre le Miocène et le Crétacé. A) Discordance entre la molasse burdigalienne (S1b) et les calcaires crétaçés sur le flanc sud du Lubéron. B) Détails sur le conglomérat de transgression. C) Galets de calcaires crétaçés perforés et remaniés au sein du conglomérat de transgression. D) Détails sur les perforations du substratum crétaçé à la base de la transgression et sur la nature sablo-marneuse de la matrice du conglomérat de transgression.

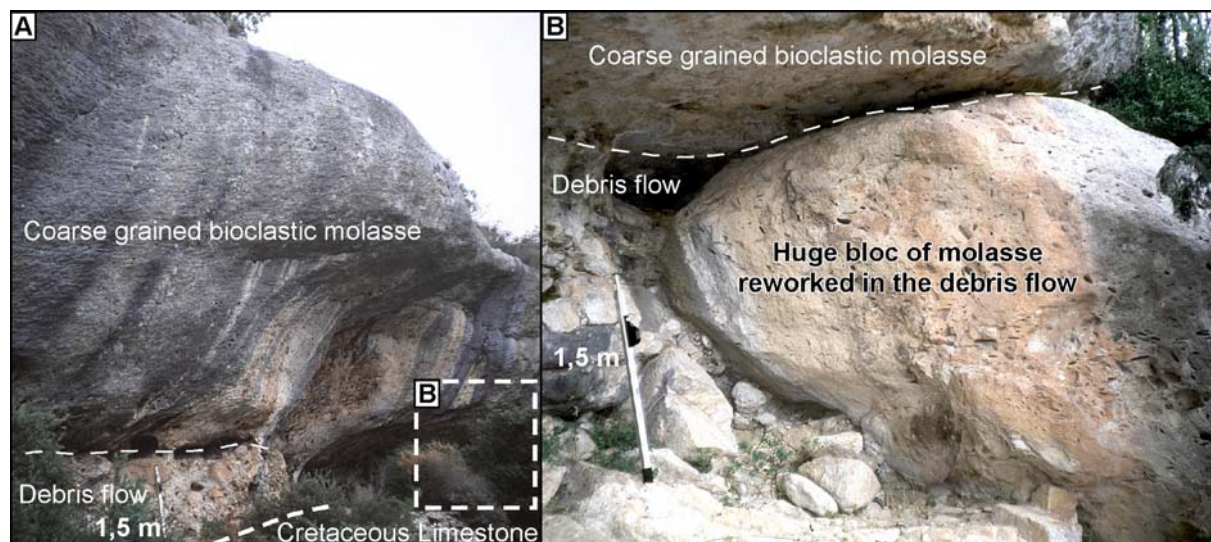


Figure 5-18 : Conglomérat de transgression sur le flanc nord du Lubéron. A) Vue générale de l'épais debris flow préservé localement, à la base de la molasse burdigalienne. B) Blocs de molasse burdigalienne de plusieurs mètres-cubes au sein du conglomérat de transgression, témoins des discordances progressives sur les flancs du Luberon en cours de surrection.

L'analyse architecturale de la molasse calcaire (S1b1 à S1c) a été effectuée à partir de cinq coupes levées le long des falaises de l'Aigue Brun (Aig, Finf, Pil, Seg, ChanT, cf Ann. 4-6, 4-7) et de leurs corrélations à l'aide de panoramas photos (Figure 5-19 à Figure 5-25). Les discontinuités entre ces différentes séquences (4^{ème} ordre) sont généralement érosives, notamment pour la base de S1c (15-20 m localement).

La première séquence (S1b1) repose sur la séquence S1a par l'intermédiaire d'un petit conglomérat à galets siliceux noirs ou verts (glaucieux) et quelques bioclastes. Cette première séquence à faciès bioclastique est constituée par un complexe de mégarides tidales bidirectionnelles formant de grandes vagues composites sableuses (Figure 5-20). Le faciès de cette séquence présente de nombreuses similitudes avec la molasse inférieure de Saumane et est toujours très glauconieux.

La deuxième séquence (S1b2) est formée par un ensemble un peu plus grossier et conglomératique à la base. L'érosion basale atteint la dizaine de mètres par endroit (forme chenalisante). Cette séquence comprend différents types de corps tidaux, depuis les vagues de sable composites, des dunes, et des ensembles d'aspect plus massif, relativement homogènes et très cimentés (avec cependant de grandes stratifications légèrement obliques) interprétés comme des remplissages de chenaux.

La troisième séquence (S1c) a été subdivisée en différentes sous-séquences (S1c1 à S1c4) délimitant des ensembles sédimentaires présentant également des discontinuités importantes, cependant difficilement corrélables et jugées de moindre importance en terme de variation de faciès.

La base de S1c est marquée par une érosion d'au moins 18 m. Le remplissage de cette morphologie est souligné par de grandes surfaces d'accrétion dont le pendage diminue avec le comblement (Figure 5-19 à Figure 5-25). Au-dessus, se développent en aggradation puis en progradation de très grandes dunes (avec des foresets beds atteignant 20 m de hauteur). En position d'interfluve, la surface d'érosion est marquée par quelques bryozoaires encroûtant

sur la surface puis par un intervalle plus récessif, constitué de mégarides bidirectionnelles (vagues de sables composites) très bioturbées (Figure 5-20C). Ces intervalles sont préservés par endroit avant la progradation des grandes dunes à matériel très grossier comportant une base relativement érosive. Il constitue de bons repères au sein de la falaise. Cette séquence S1c particulièrement bien exposée sur le panorama Figure 5-19 peut servir à l'établissement d'un modèle de dépôt (Figure 5-26).

Les séquences sus-jacentes S1c2, et S1c3 sont nettement moins érosives que les précédentes. Les structures sont plus difficilement observables, mais on note de manière générale de grandes surfaces légèrement obliques. La séquence S1c4 a un faciès localement packstone et présente un litage relativement plan. Cette séquence est la dernière avant le sommet du plateau recouvert par les marnes sableuses du HST de S1.

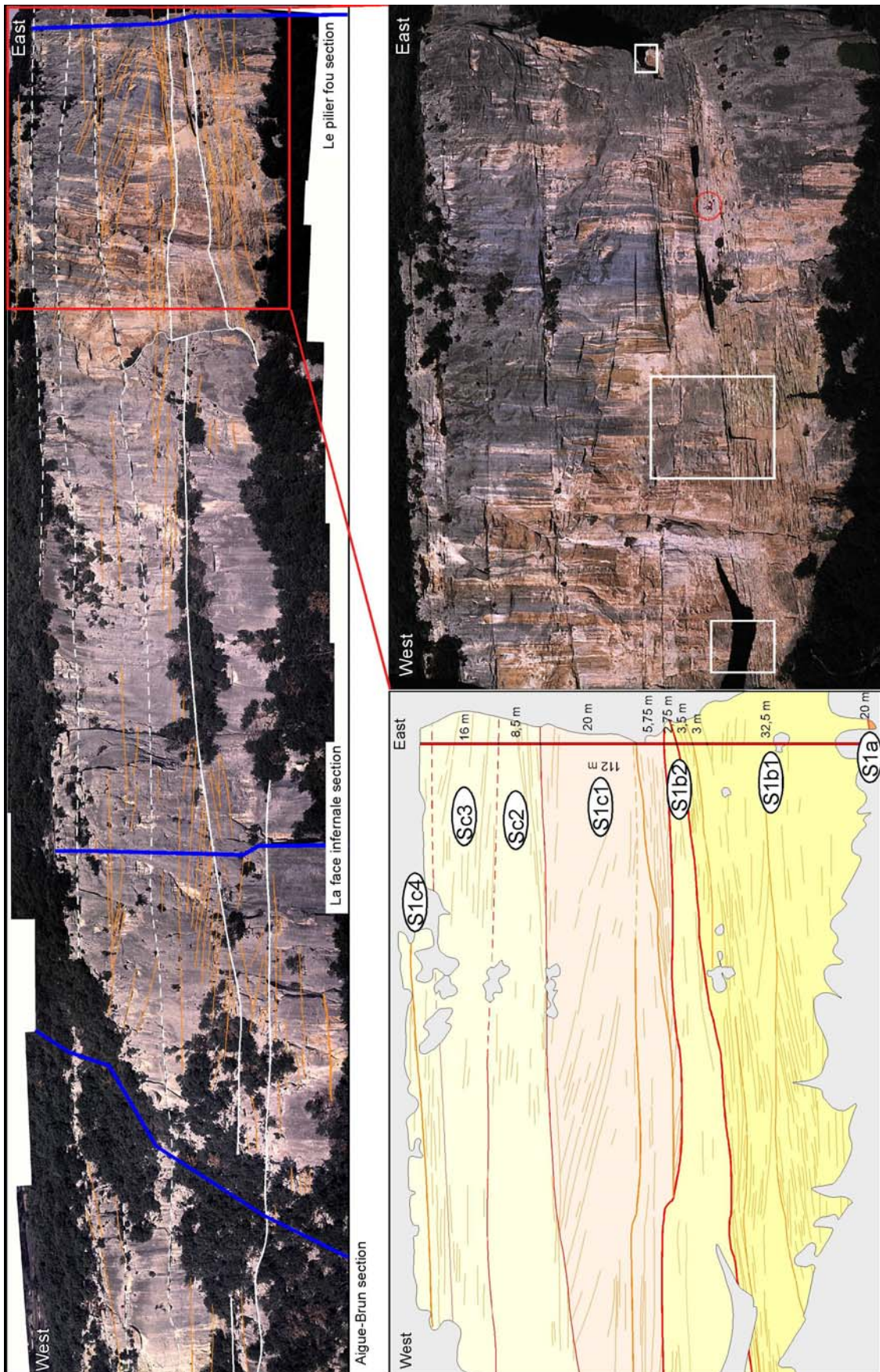


Figure 5-19 : Panorama Est-Ouest des falaises de Buoux (vallée de l'Aigue Brun) avec positionnement et corrélations des sections étudiées. Détails sur l'architecture sédimentaire et l'organisation stratigraphique de la partie Est (coupe du Pilier fou).

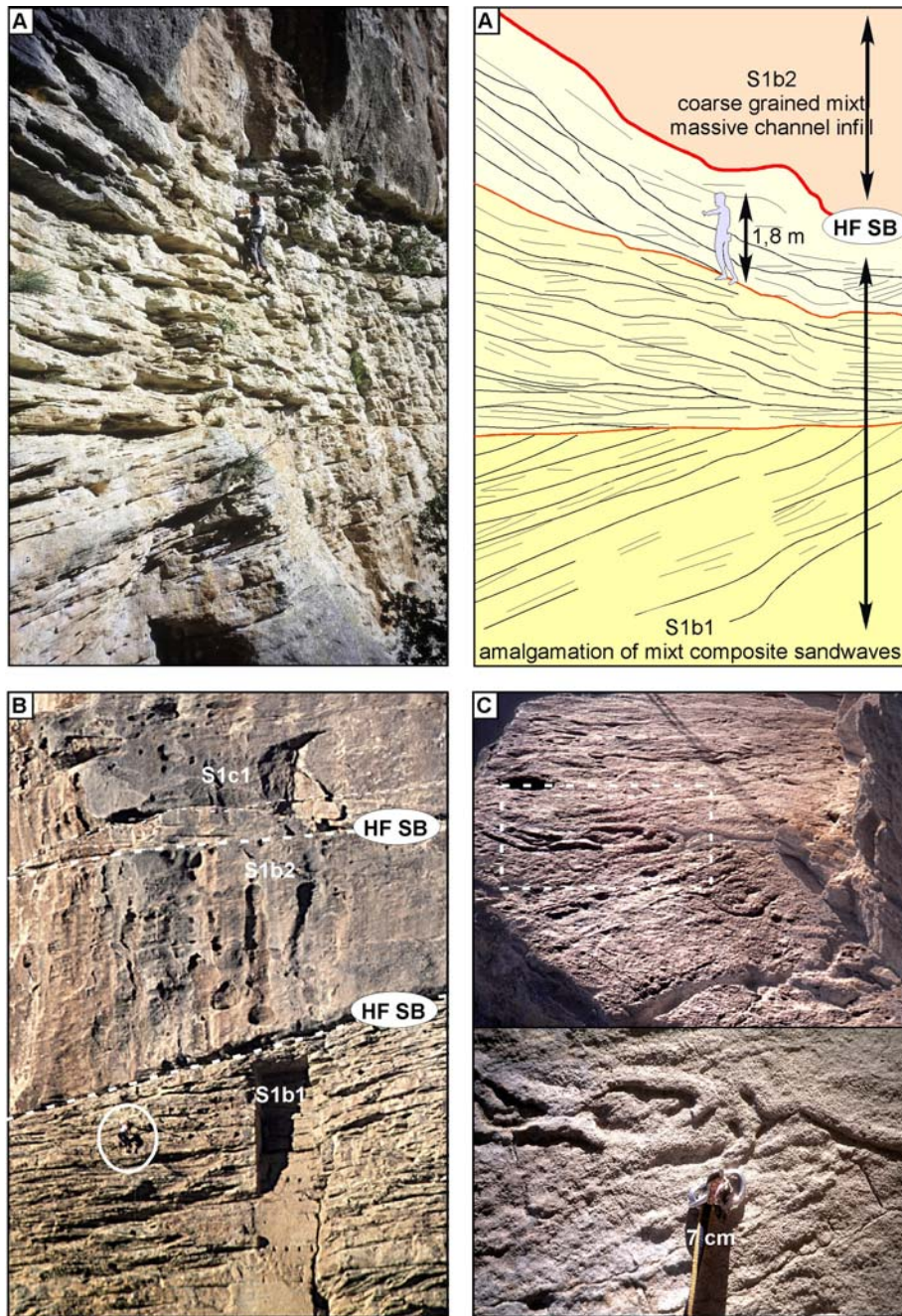


Figure 5-20 : Détails sur les faciès et les discontinuités au sein de la molasse mixte du TST de S1b.
A) Détails sur le faciès au sein de la séquence S1b1 constituée par la juxtaposition de mégarides sur de grandes surfaces obliques et légèrement ondulées. Ces ensembles sont recoupés par des surfaces d'ordre supérieur formant alors des vagues de sables composites. Ces dépôts mixtes présentent une ségrégation entre des séquences plus bioclastiques (grainstone) qui sont en relief et des séquences plus sableuses et glauconieuses (packstone) formant les intervalles récessifs. Le sommet de la séquence S1b1 est très fortement érodé par un chenal à remplissage conglomératique et massif qui constitue la base de l'unité S1b2 (Figure 5-19). **B)** Détails sur le contraste de faciès et sur les discontinuités érosives entre les séquences S1b1 (vagues de sable composites) et S1b2, S1c (faciès conglomératique et massif). Au sein des faciès massifs on peut distinguer de grandes surfaces planes à légèrement obliques (indice de traction et d'accrétion au sein de ces corps). A la base de S1c une petite dune est préservée et passe latéralement à un intervalle récessif avec des interlits packstones (Figure 5-20C et panorama Figure 5-19). **C)** Piste de vers (Thalassinoides ? ou Ophiomorpha ?) préservés sur le sommet des sets indiquant des pauses dans la sédimentation et un milieu moins énergétique que le remplissage conglomératique des chenaux. A l'échelle de la séquence S1c, ces dépôts se situent d'ailleurs en position d'interfluve, l'axe d'érosion se situant plus à l'Ouest (Figure 5-19). Cet intervalle récessif correspond à de petites dunes ou mégarides développées au niveau des « bottom set beds » des grandes vagues de sable qui progradent sur cette surface.

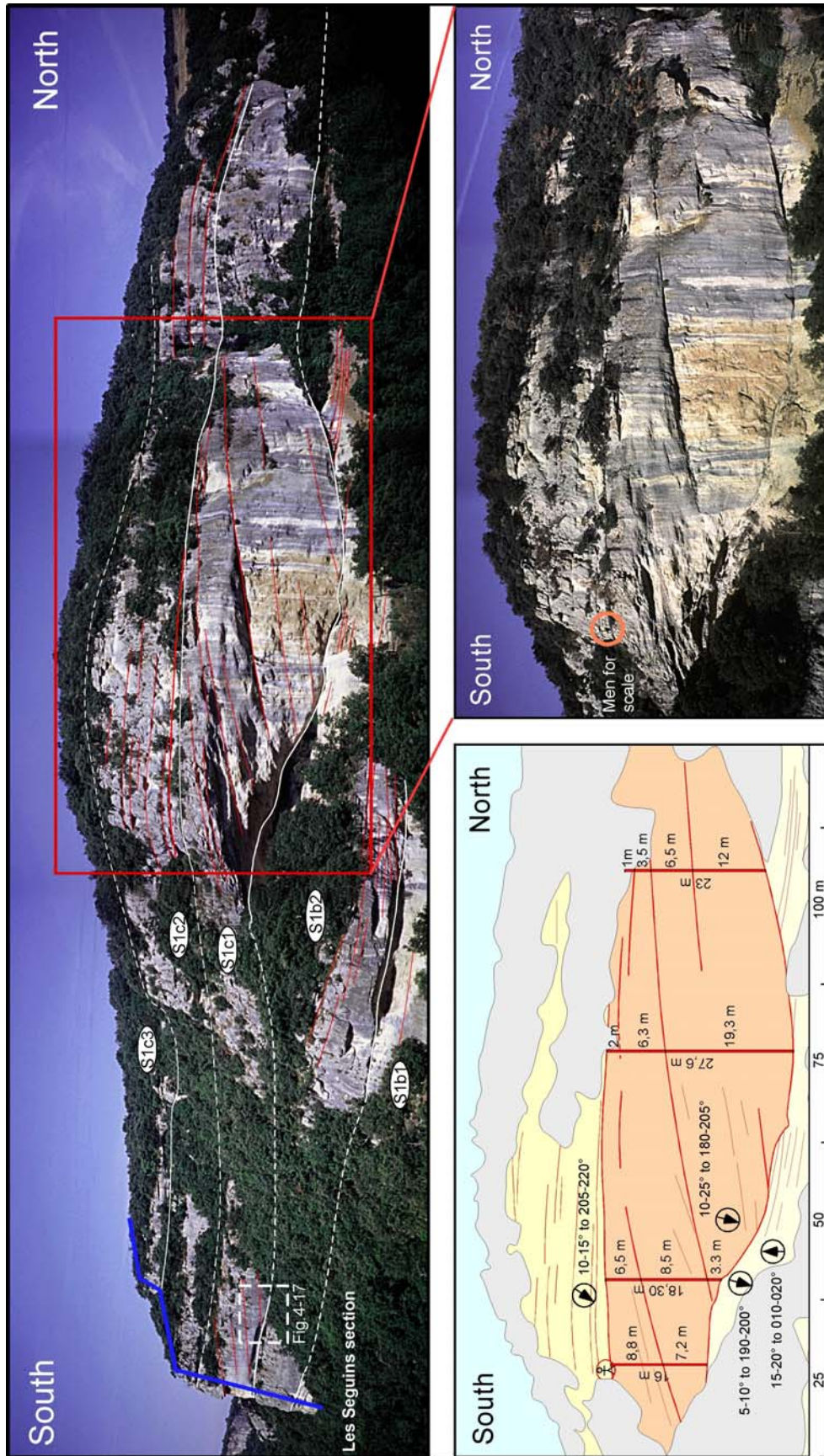


Figure 5-21 : Panorama Nord-Sud (Nord de la vallée de l'Aigue Brun) ; Architecture et organisation stratigraphique en séquences haute fréquence. Détails sur la géométrie de la vallée incisée des Marenon. Les grands clinofformes au sein du remplissage sont interprétés comme des surfaces d'accrétion (caractéristique méandriforme).

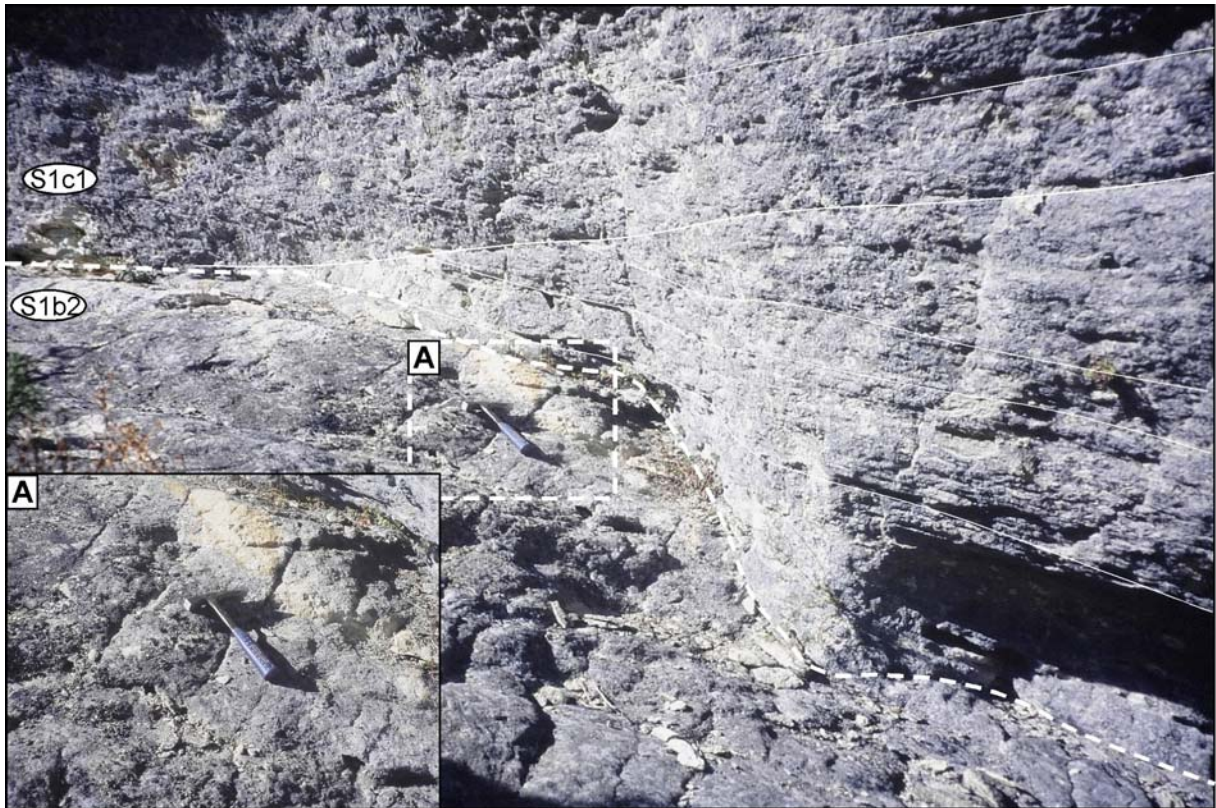


Figure 5-22 : Détails sur l'érosion à la base de S1c1 (position sur la figure 4-15). Les dépôts de la séquence S1c1 viennent en onlap sur cette surface d'érosion. A) Le sommet tronqué de la séquence S1b2 montre une surface durcie et cimentée, affectée de diaclases contrairement aux dépôts de S1c1. Cette cimentation est reliée à la chute du niveau de base et à l'érosion (vallée incisée haute fréquence) à la base de S1c.



Figure 5-23 : Panorama Est-Ouest (Nord de la vallée de L'Aigue Brun, butte de Chantebelle) avec positionnement de la coupe de Chantebelle. Détails sur l'architecture et l'organisation stratigraphique en séquences haute fréquence.



Figure 5-24 : Panorama Nord-Sud (Nord de la vallée de l'Aigue Brun, Troglodyte de Chantebelle) avec positionnement de la coupe de Chantebelle. Détails sur l'architecture et l'organisation stratigraphique en séquences haute fréquence.

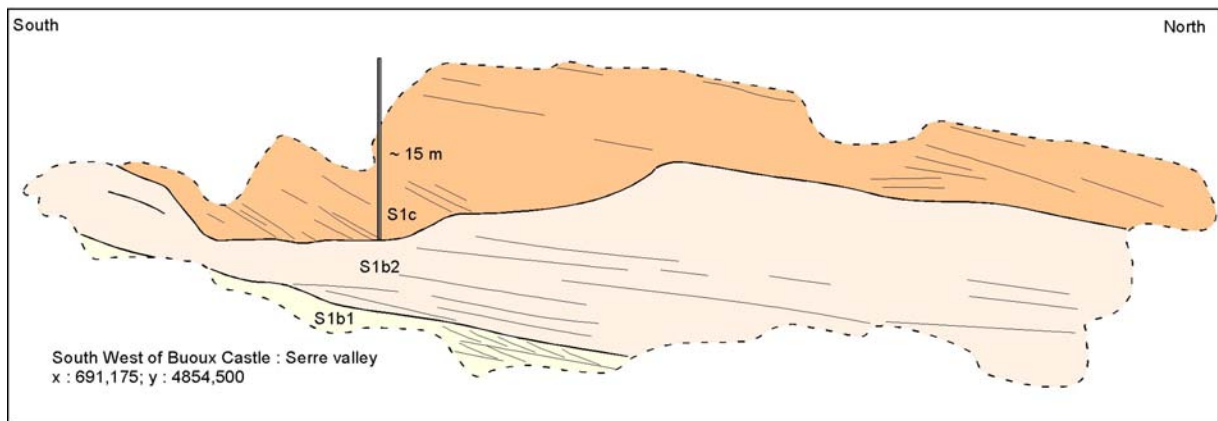


Figure 5-25 : Panorama Nord-Sud (Sud-Ouest du Fort de Buoux au Nord de la vallée de l'Aigue Brun, Troglodyte de Chantebelle) Architecture et organisation stratigraphique en séquences haute fréquence. Détails sur la géométrie de la vallée incisée des Marenon. Les grands cliniformes au sein du remplissage sont interprétés comme des surfaces d'accrétion (caractéristique méandrique).

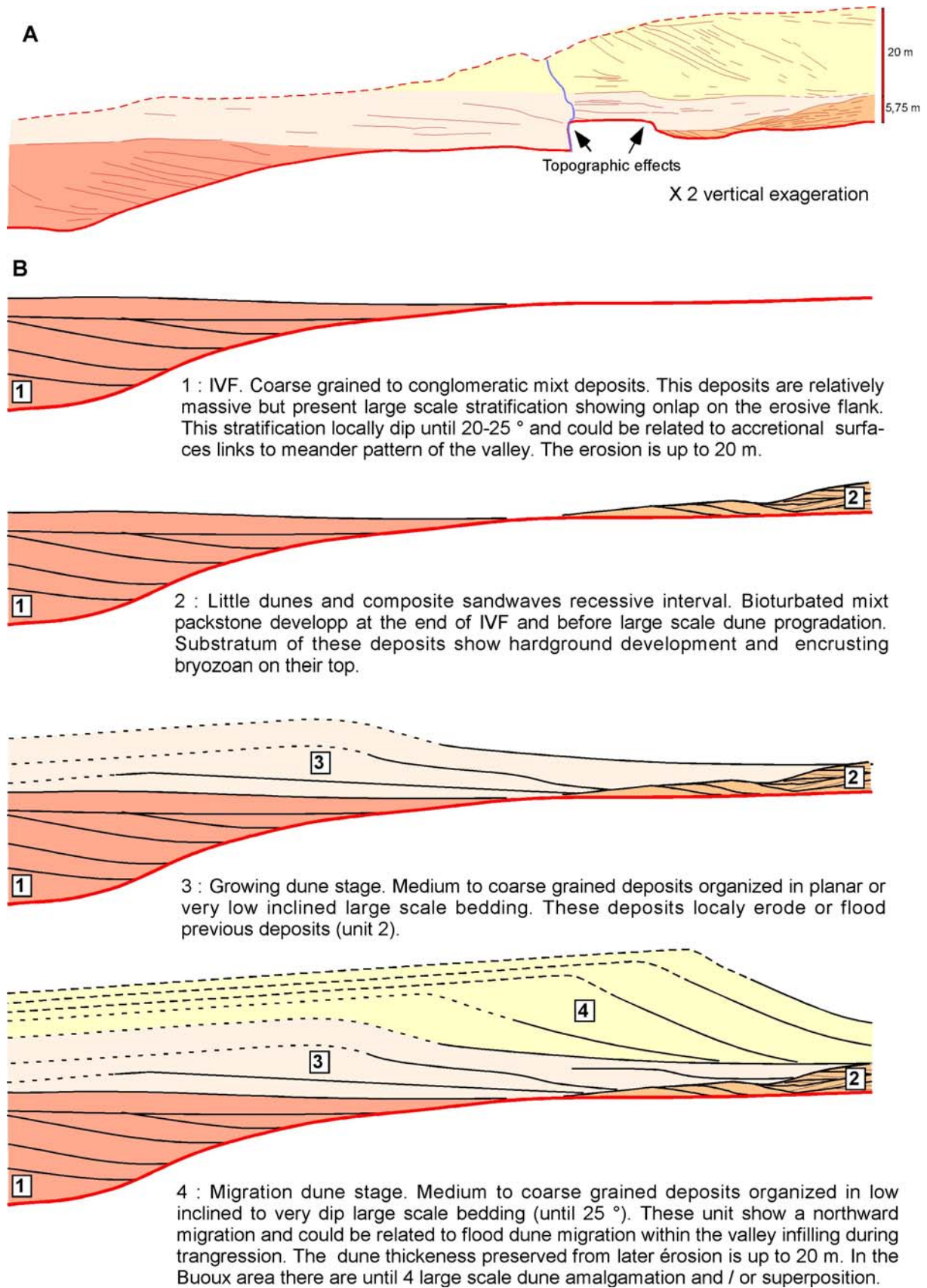


Figure 5-26 : Modèle de dépôt des séquences de 4^{ème} ordre à partir de l'analyse faciologique et architecturale des falaises de Buoux (TST de S1b). A) Architecture de détail de la séquence S1c1 et distinction des principales entités faciologiques (d'après la figure 4-14). B) Proposition d'un modèle.

Les dépôts marno-sableux sus-jacents à la molasse mixte à bioclastique présentent des intercalations de bancs gréseux, d'épaisseur métrique et d'extension kilométrique, de plus en plus épais et récurrents vers le sommet (Figure 5-27). Des chenaux très évasés à remplissage de sables massifs ont également été observés. Ces dépôts sont très bioturbés et les bancs gréseux partiellement cimentés. Peu ou pas de structures primaires sont observables dans cet ensemble et seuls quelques bancs mamelonnés ou quelques grands cliniformes très faiblement pentés, associés ou non à des mégarides, sont présents vers le haut de la série. Ces dépôts sont interprétés comme des dépôts de plate-forme dominés par la houle, même si son énergie semble modérée. La non-observation de structure caractéristique de cet environnement, notamment pour la base, peut être liée à la bathymétrie (en-dessous de l'action de la houle) et / ou à l'action des organismes ayant détruit toutes structures. La faible énergie de la houle peut s'expliquer par la paléogéographie de la mer périalpine (sillon avec de nombreux diverticules) et par la présence de nombreux hauts fonds notamment au Sud du secteur d'étude (Lubéron, Les Costes, Les Alpilles, la Fare, La Nerthe) qui ont un rôle de barrière contre l'entrée de houle à grande longueur d'onde dans le sillon périalpin. Ces dépôts sont interprétés comme le HST de S1. Au sein de ce cortège quatre sous-séquences semblent pouvoir se distinguer, même si toutes les intercalations gréseuses ne peuvent pas être corrélées notamment au Sud où elles s'amalgament et se font partiellement voir totalement érodées par la séquence S3 sur les contreforts du Lubéron (divergence synsédimentaire et érosion à la base de S3, Figure 5-28). Ces sous-séquences sont interprétées comme des séquences haute fréquence dans un ensemble globalement progradant, chaque séquence étant de plus en plus sableuse et grossière vers le sommet (proximal). La base de cet intervalle généralement plus marneux et bioturbé représente la MFS. Au sommet des calcaires, cet intervalle condensé est représenté par un encroûtement de bryozoaires et d'oursins immédiatement recouvert par les marnes (coupe de Chantebelle, ChanT).

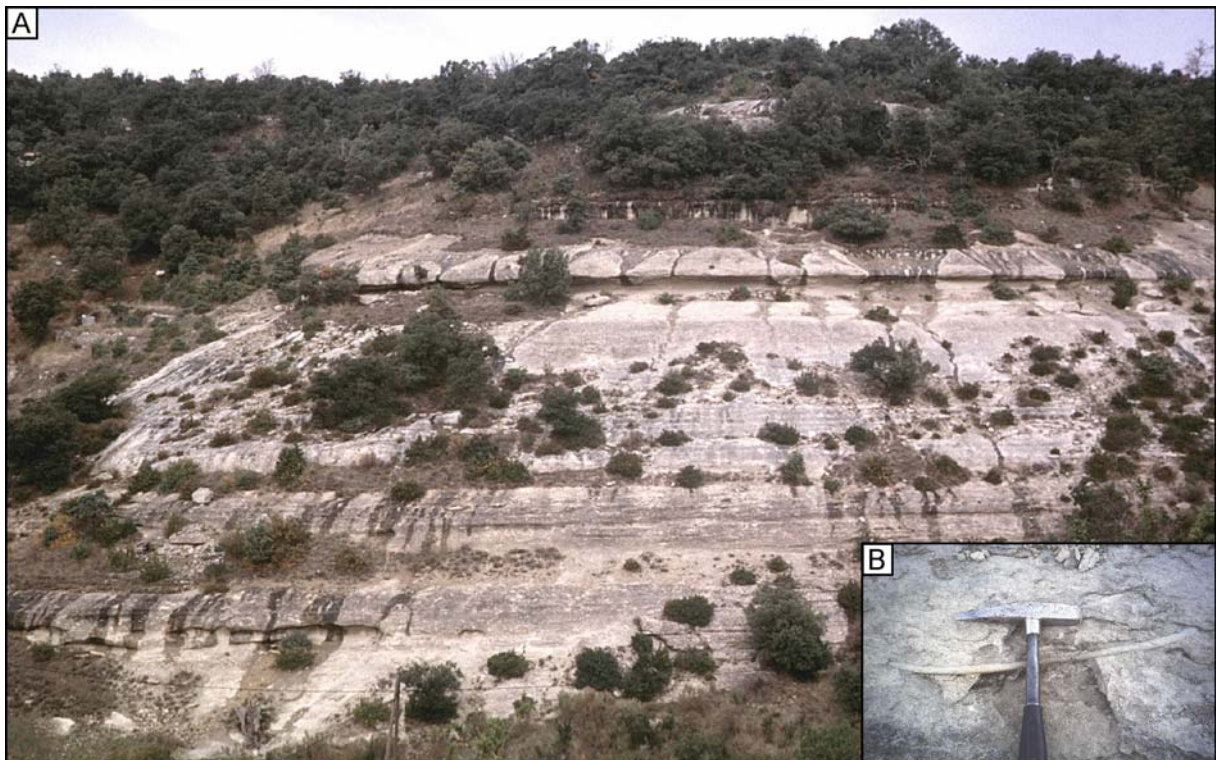


Figure 5-27 : Vue d'ensemble du cortège de haut niveau de S1

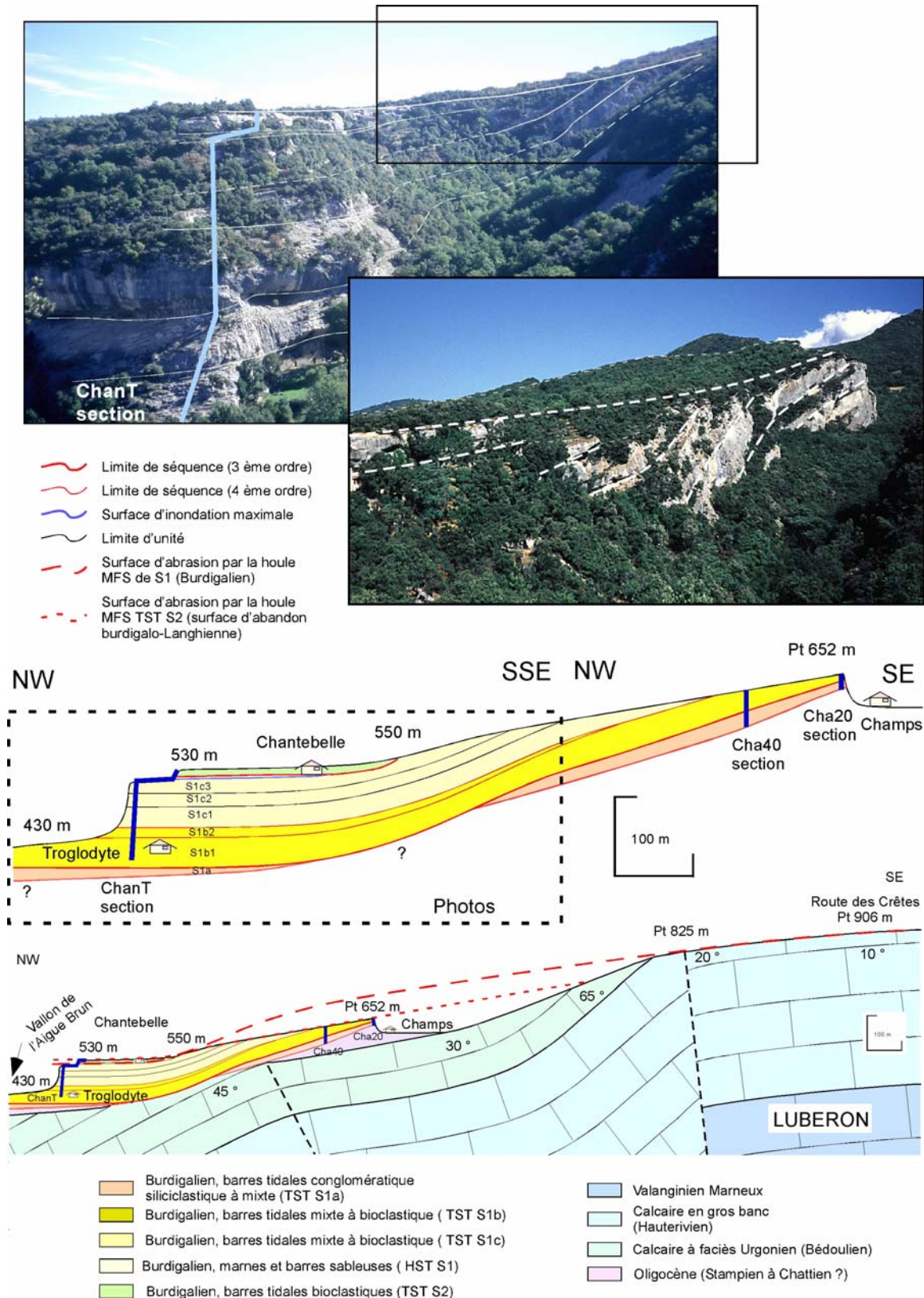


Figure 5-28 : Divergence sur le flanc Nord du Lubéron entre les dépôts du TST de S1b et de la TST de S2. Les dépôts du TST de S2 sont en discordance sur les marnes du HST de S1, voire directement sur le TST de S1b, alors qu'à 500 m au NW, cet intervalle marno-sableux fait plus de 40 m d'épaisseur (Figure 5-29). Si l'on tient compte de la déformation, la surface d'aplanissement sommitale du Lubéron peut être reliée à la MFS de S1, et la surface d'abrasion qui érode les dépôts du TST de S1 au S.SE de Chantabelle peut être reliée à la surface d'abrasion de la MFS de S2. Dans l'axe du Lubéron cette surface est clairement emboîtée dans la précédente et permet de démontrer la surrection du Lubéron pendant cette période.

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S2 (BURDIGALIEN)**

Comme pour le plateau des Courennes, celui de Claparèdes est constitué soit par les calcarénites sommitales du HST S1 soit par une molasse bioclastique très blanche emboîtée au sein des calcarénites. Cette séquence calcaire atteint son maximum d'épaisseur (40 m) au Sud de Bonnieux où elle érode une grande partie des sables et marnes sous-jacentes (Figure 5-29), voire la totalité plus au Sud où elle repose directement en discordance sur la molasse calcaire sous-jacente redressée (butte de Saint-Pons). Au niveau de Bonnieux la base de cette séquence est soulignée par un épais conglomérat bioclastique, très riche en bryozoaires, pecten, oursins et algues rouges, au-dessus duquel se développent de grandes dunes bioclastiques. Au niveau de Bonnieux cet intervalle fait environ 10 m (Figure 5-29). Cette séquence montre de grandes surfaces de progradation uniformément orientées vers le Sud en direction de la combe de Lourmarin. Sur le flanc nord du Lubéron, la coupe de Chantebelle permet une bonne observation de cette séquence (Figure 5-30). La molasse calcaire des séquences inférieures S1a et S1b est séparée de la séquence S3 par un intervalle packstone d'environ 3 m qui se dilate vers le centre du bassin, où cet intervalle fait environ 40 m d'épaisseur (Figure 5-30). Au niveau de Chantebelle la base de cet intervalle packstone est relativement riche en fossiles (bryozoaires, algues rouges, oursins, pecten). La base de la séquence S3 montre un contact franc à l'affleurement et est clairement discordante sur les séquences sous-jacentes redressées à plus de 20° (Figure 5-28) Cette séquence est composée de dunes métriques bidirectionnelles (NE-SW), très riches en algues rouges, présente un aspect crayeux lié à son altération. Par corrélation de faciès et corrélation géométrique cette molasse correspond à la molasse burdigalienne des calcaires à *Celloporidae* de Forcalquier et de Céreste, à la molasse de Saint-Gens (bassin de Carpentras) et à la molasse de Saint-Paulles-Trois-Châteaux (Valréas). La surface d'aplanissement sommitale de cet intervalle emboîté au sein du HST de S1 est interprétée comme une surface d'abandon marine et ses dépôts comme ceux d'une régression forcée. Cette interprétation découle de l'observation systématique de l'altération (aspect crayeux), de figures d'émersion (Figure 5-30) et surtout, comme nous le verrons dans le chapitre suivant, de la présence de vallées incisées au sein de cet intervalle comblé par les dépôts langhiens à serravalliens.

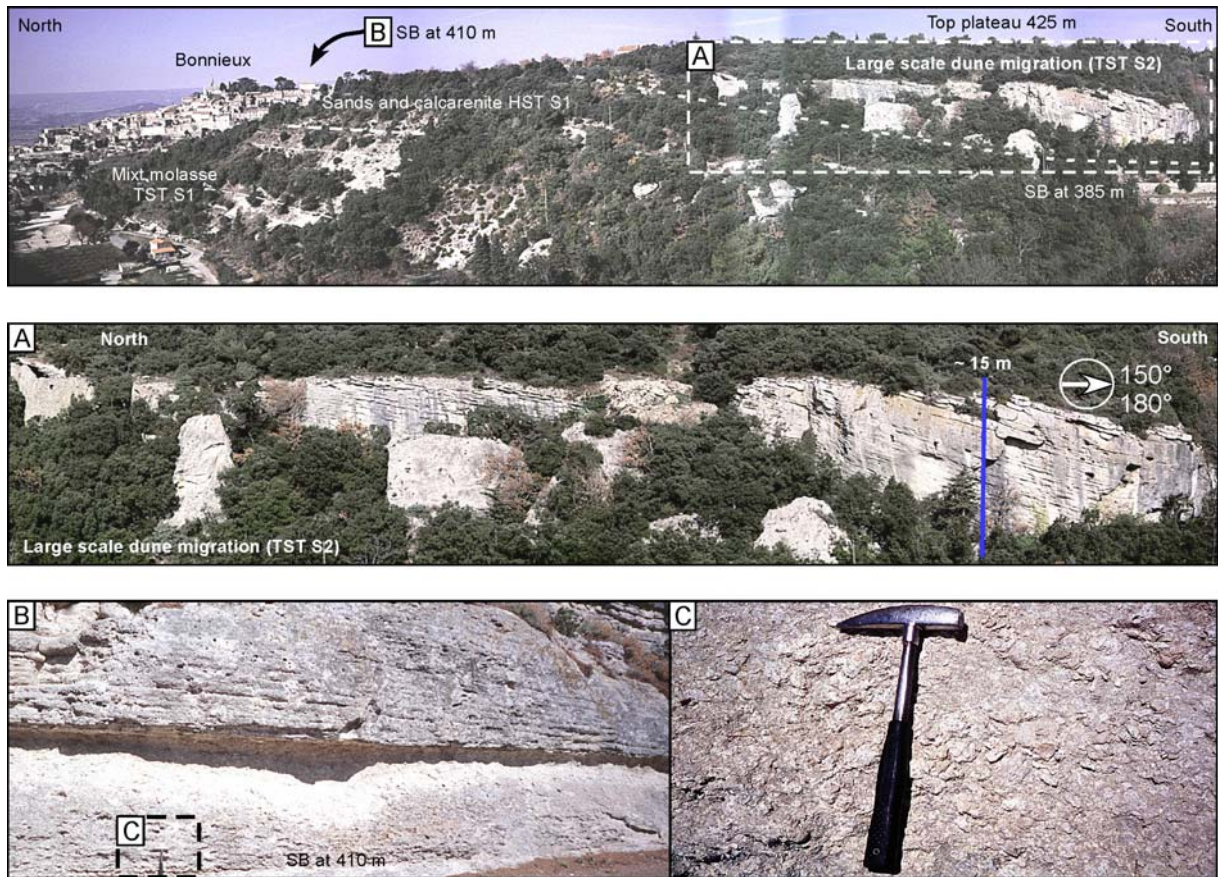


Figure 5-29 : Emboîtement de dépôts de S2 (TST) au sein des calcarénites du HST de S1. La molasse bioclastique de S2 est nettement plus épaisse (environ 40 m d'épaisseur) au S.SW de Bonnieux en direction de la combe de Lourmarin par rapport au reste du plateau des Claparèdes, où son épaisseur varie de 0 à 15-20 m. A) Cet approfondissement vers le Sud est également marqué par le développement de grandes dunes de plus de 15 m d'épaisseur. B) Au niveau de Bonnieux, la base de S2 est soulignée par un épais floastone recouvert par des vagues de sables et dunes bioclastiques. S2 fait moins de 10 m d'épaisseur au niveau de Bonnieux. C) Détails sur le floastone à débris de bryozoaires, algues rouges, pecten et oursins. Ce conglomérat, comme la molasse sus-jacente, est exclusivement bioclastique.

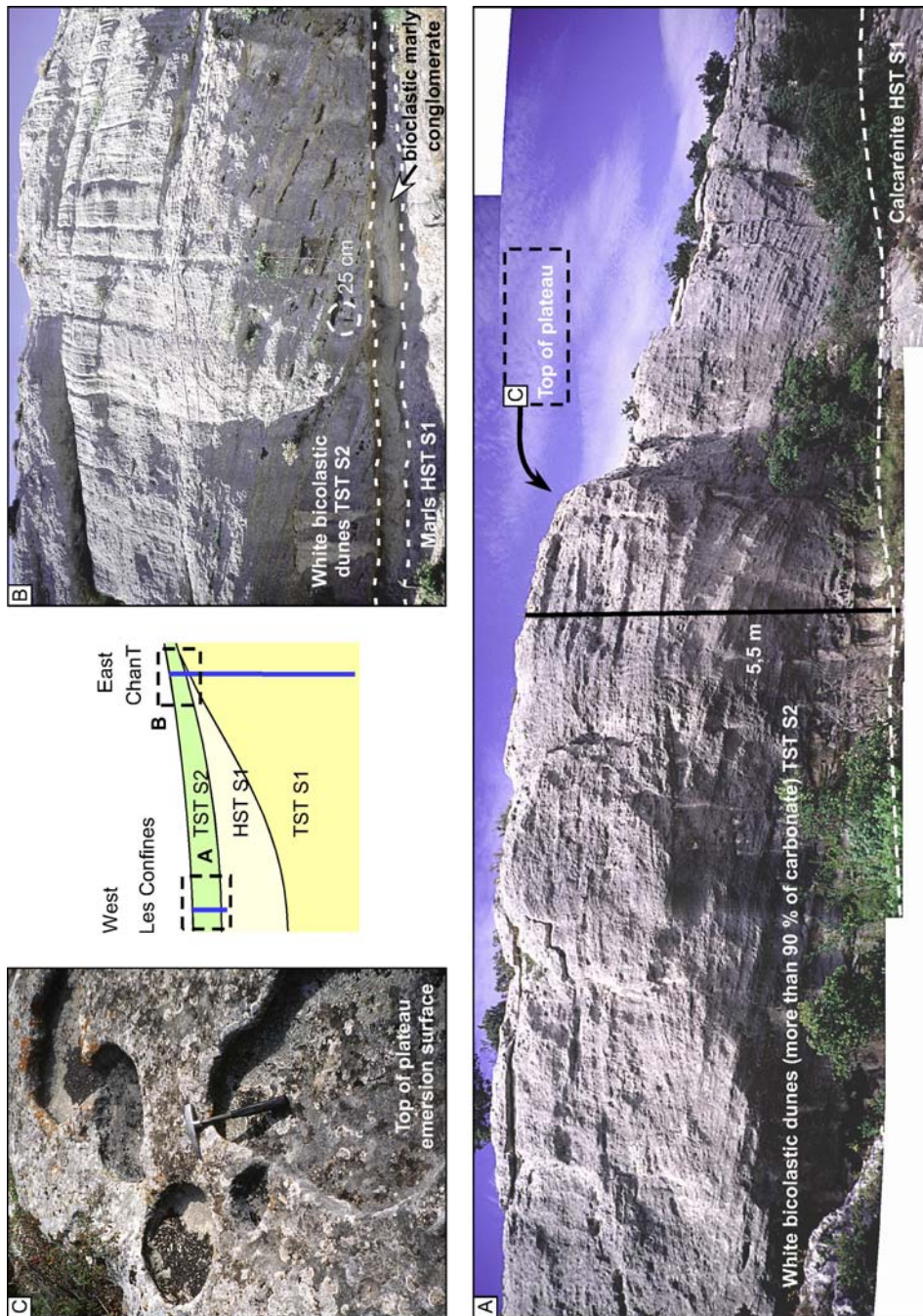


Figure 5-30 : Architecture, surface basale et sommitale de la molasse bioclastique à algues rouges (TST S2). A) Au lieu-dit Les Confines (Centre du plateau des Claparèdes). La molasse bioclastique épaisse de 0 à 5-6 m constitue le sommet du plateau et surmonte ici plus de 40 m de marnes et calcarénites (HST de S1). Elle est constituée de vagues de sables et surtout de grandes dunes à matériaux exclusivement bioclastiques (essentiellement des algues rouges). Du fait de son altération, cette molasse a très souvent un aspect crayeux. Cet intervalle bioclastique est emboîté au sein des calcarénites du HST de S1. La surface basale de ce cortège de dépôt est érosive, très faiblement inclinée et ne présente pas ici de conglomérat. B) Au niveau de Chantebelle, ce même intervalle repose sur quelques mètres de marno-calcaires, voire directement sur le TST de S1b. Cette discordance angulaire avec les dépôts sous-jacents sur le flanc nord du Lubéron permet de mettre en évidence la surrection du Lubéron pendant le Burdigalien. La base de la molasse est marquée par un conglomérat à matrice argileuse. C) Présence de figures d'émersion au sommet de la molasse bioclastique. Ces figures d'altération sont interprétées comme miocènes par convergence avec d'autres observations : (i) l'altération systématique (aspect crayeux) de cet intervalle, (ii) le sommet de cet intervalle correspond à une surface d'aplanissement régional (Figure 5-28) qui est interprétée comme la surface d'abandon marine du Burdigalien terminal, (iii) par la présence de vallées incisées au sein de cet intervalle comblé par les dépôts languisiens à serravalliens (cf. chapitre suivant).

5.1.2.4 Analyse stratigraphique des formations miocènes « occidentales du bassin d’Apt entre Gordes au Nord et Ménerbes au Sud ».(Figure 5-31, Annexe).

Dans ce secteur la série miocène est basculée vers l’Ouest de 3 à 5°, ce qui permet le long de la falaise en bordure du Calavon (2 km environ) d’observer en continu toute la série burdigalienne (Figure 5-32, Annexe). Ces séquences sont décrites sur deux coupes, Notre Dame des Lumières (NDL) pour les séquences inférieures S1a et S1b, et Beaumettes (NDLB) pour les séquences supérieures. Le Miocène moyen est décrit sur la coupe de Briançon (Bria). L’ensemble des coupes levées dans ce secteur sont référencées, localisées sur la carte d’affleurements et présentées en Annexe.

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S1a (BURDIGALIEN)**

La première séquence (S1a) est décrite sur la coupe de Notre-Dame-des-Lumières (NDL) (Figure 5-32, Annexe, Figure 5-33). Cette séquence est représentée par une brèche à éléments de quartzite très altérés, mouchetés de rouille, avec une matrice de sables ocre et blancs. Ces dépôts correspondent au remaniement du substratum albo-cénomaniens (brèche de pente en fond de vallée ? associée à une faille ?). Aucune faune marine n’a été trouvée dans la brèche basale, ce qui laisse supposer que sa mise en place est sub-aérienne. Le sommet de cette brèche a cependant été remanié lors de la transgression comme l’indiquent les blocs de quartzites roulés, les galets perforés et quelques bryozoaires et pectens (Figure 5-33A, B). Deux petits conglomérats de transgression débutent donc la série marine, surmontée par 4 m de sables massifs glauconieux avec quelques bryozoaires et bioclastes.

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S1b et S1c (BURDIGALIEN)**

Les unités (S1b1 et S1b2) montrent un faciès très similaire constitué par la superposition et la juxtaposition de mégarides sur de grandes surfaces ondulées légèrement obliques formant des vagues de sables composites. Une ségrégation assez nette est observable entre les dépôts plus bioclastiques (grainstone) constituant les mégarides et entre des intervalles packstones glauconieux présentant un litage faiblement incliné à plan (Figure 5-33C). Ces deux unités (S1b1 et S1b2) sont séparées par un niveau de sables massifs, localement conglomératique (avec des galets mous et silex verdis), surmontant localement un intervalle chenalisé (2-4 m environ), comblé à la base par un conglomérat à galets mous et à oursins puis par des sables plutôt massifs. Des traces de bioturbations sont également présentes sur ces flancs.

La discontinuité entre S1b2 et S1c est très bien marquée notamment dans le paysage. Un intervalle de marnes et argiles sableuses de 50 cm environ, très bioturbé, est préservé localement ou érodé par le conglomérat sus-jacent qui peut atteindre plus d’un mètre (chemin de croix). Cette séquence a été subdivisée en trois sous-séquences S1c1 à S1c3. Les séquences S1c1 et S1c2 sont constituées de vagues de sables composites, mais ont un faciès plus bioclastique et plus grossier que les séquences précédentes. Comme pour les unités précédentes, la dynamique tidale est particulièrement bien exprimée du fait de la ségrégation entre les éléments bioclastiques et siliciclastiques. Les interlits packstones entre les mégarides bioclastiques montrent des traces de bioturbation localement abondantes. Cette forte activité biologique associée à une plus grande proportion de carbonate dans les dépôts indique des pauses dans la sédimentation et un flux sédimentaire plus faible (Figure 5-34).

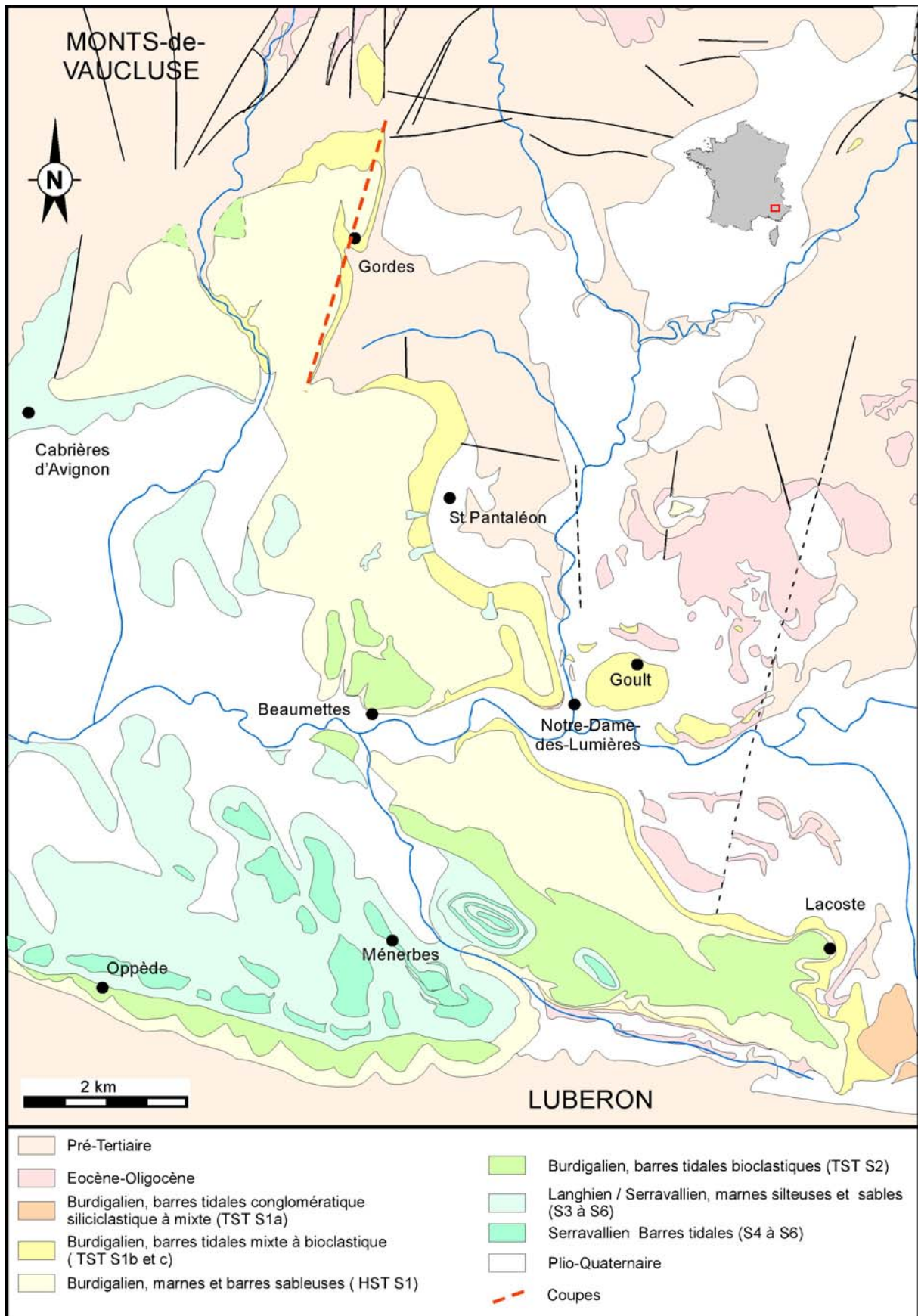


Figure 5-31 : Cartographie des séquences de dépôts miocènes du secteur « occidental du bassin d’Apt entre Gordes au Nord et Ménerbes au Sud » (modifiée d’après carte géologique au 1/50 000 de Reillanne et Cavaillon (Goguel *et al.*, 1966 et relevés personnels).

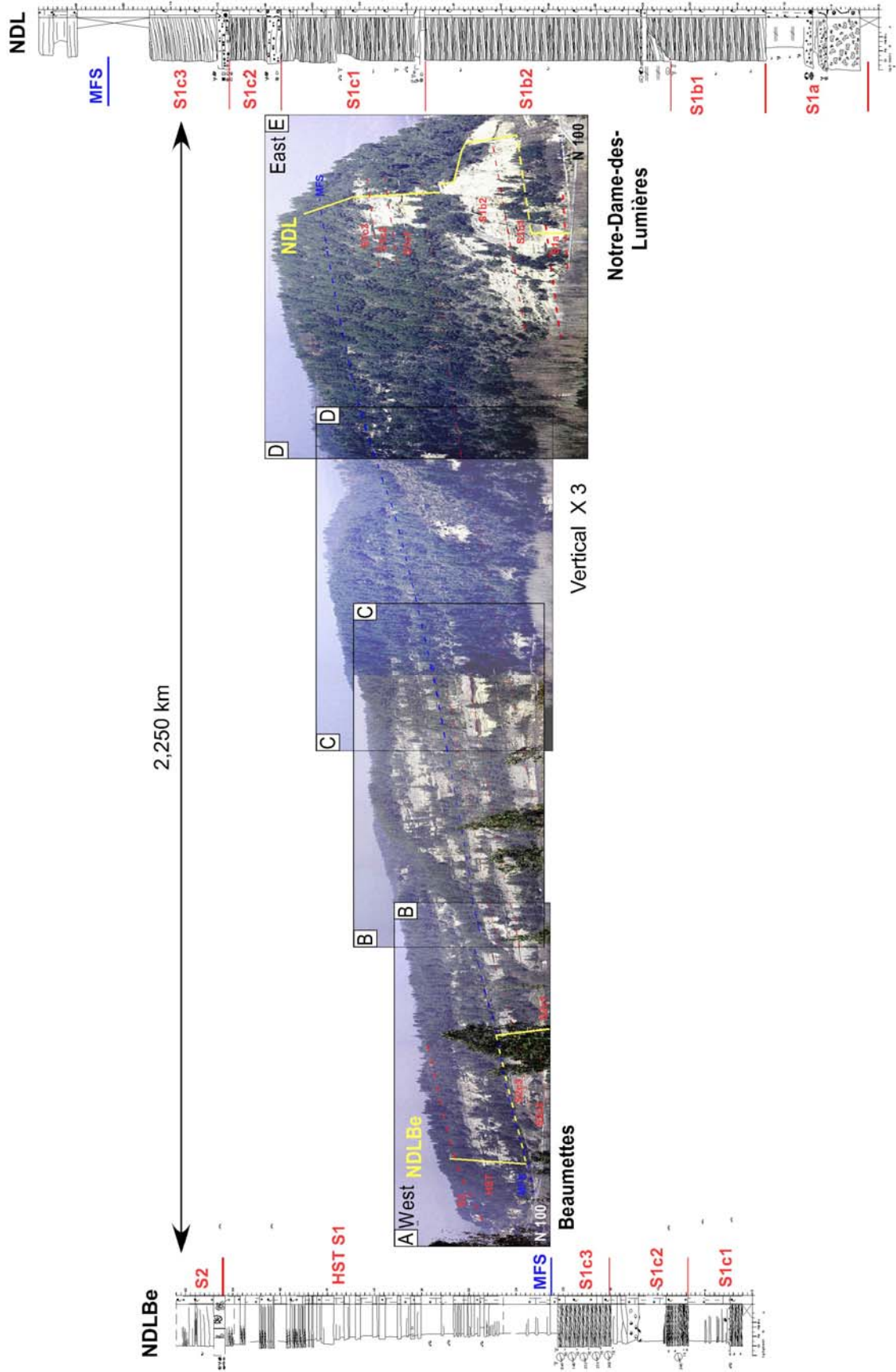


Figure 5-32 : Panorama Est-Ouest en bordure du Calavon et corrélation des séquences miocènes entre Notre-Dame-des-Lumières et Beaumettes (anamorphose X3 ; pour le panorama détaillé, se référer aux Annexes).



Figure 5-33 : Panorama Nord-Sud (confluence de la vallée de l’Imergue et du Coulon) ; Architecture et organisation stratigraphique. A) Détails sur les limites de séquences entre les sables massifs de la séquence S1a et le substratum crétacé altéré et entre S1a et les vagues de sables composites à matériels mixtes de S1b. B) Détails sur le conglomérat de transgression à matrice sableuse et à blocs et galets de quartzite (Crétacé). Quelques galets calcaires perforés sont également présents, ainsi que des pectens et des bryozoaires. C) Détails sur l’érosion à la base de la séquence S1b2. La géométrie très abrupte, voire verticale de cette surface, implique une cimentation des dépôts de S1b1 avant érosion. Cette érosion est comblée par un conglomérat à galets mous et à oursins à la base, surmontée par des sables d’aspect massif sans ségrégation des éléments bio-clastiques, ce qui différencie ce remplissage du faciès des vagues de sables sous- et sus-jacentes.



Figure 5-34 : Détails sur le faciès à la base de la séquence S1c1 (coupe NDL côte : 50 m). La ségrégation des éléments bioclastiques et siliciclastiques lors de la sédimentation (liée à leur différence de flottaison ?) permet une très bonne observation des structures sédimentaires. On observe des mégarides bioclastiques (grainstone) migrant sur de grandes surfaces faiblement inclinées et des intervalles packstones glauconieux à litage plan ou très faiblement incliné. Les intervalles packstones sont localement très bioturbés (remplissage des terriers par du matériel bioclastique) et plus aucune structure primaire n'est alors observable.

La discontinuité entre S1c1 et S1c2 est représentée par un conglomérat calcaire très grossier avec de nombreux fossiles et bioclastes (algues rouges, bryozoaires, oursins, pecten, huîtres, dents de sélaciens). La dernière sous-séquence S1c3 est, comme la précédente, séparée par un conglomérat bioclastique. Ce conglomérat est cependant plus hétérométrique, présente des silex et galets verdis et des intervalles récessifs à matrice marno-sableuse. La séquence S1c3 est constituée par une grande dune dont les sets migrent vers l'Ouest. Ce corps constitue le sommet de la falaise ; au-dessus apparaissent des faciès marneux et packstones interprétés comme des faciès du HST de S1. Les dépôts du HST de S1 sont décrits sur la coupe des Beaumettes (NDLB en annexe).

La coupe des Beaumettes (NDLB) permet l'observation du sommet de l'intervalle calcaire et de l'intervalle marno-sableux du HST de S1 ainsi que de la molasse calcaire de S3. Le sommet de la séquence S1c1 et les séquences S1c2 à S1c3 sont représentés par des complexes de mégarides bioclastiques séparés par des intervalles packstones à marno-sableux. L'intervalle packstone au sommet de S1c présente des nodules carbonatés de 10 à 50 cm de diamètre (Figure 5-35). Ces phénomènes de diagenèse sont assez fréquents au sein des intervalles packstones aux alentours de la MFS. Ces nodules sont couramment appelés « Boules de Buoux » du fait de leur abondance aux alentours du village. La formation de ces nodules semble être associée à une concentration de carbonate autour d'un bioclaste qui sert de nucléus. La position stratigraphique de ces nodules sur les FS ou MFS peut être reliée à la présence de bioclastes sur les surfaces condensées mais est également liée au fait que ces intervalles plus argileux, et donc plus imperméables, doivent avoir un rôle de barrière et favoriser la circulation de fluides le long de ces intervalles.



Figure 5-35 : Nodules carbonatés (Boules de Buoux) au sein d'un intervalle packstone (coupe des Beaumettes, NDLB cote : 12,5 m). A) La taille de ces nodules peut atteindre 50 cm de diamètre. B) Vue en coupe d'un nodule présentant des structures concentriques liées à la concentration centripète des carbonates lors de leur formation. L'observation au sein de quelques nodules de bioclastes en leur centre, laisse supposer que des débris bioclastiques peuvent servir de nucléus lors de la formation des nodules.

Au-dessus se développe, sur environ 35 m, un ensemble marno-sableux avec des récurrences de niveaux calcarénitiques de plus en plus fréquents et épais vers le sommet avec même l'apparition de quelques mégarides bioclastiques au sommet. Cet intervalle a été découpé en six sous-séquences, formant des ensembles continus à l'échelle de l'affleurement mais ne permet pas de corrélation avec les autres coupes observées.

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S2 (BURDIGALIEN SUPERIEUR)**

La séquence S2 est séparée de l'intervalle sablo-marneux sous-jacent par un conglomérat bioclastique à matrice marneuse (Figure 5-32). Il est composé de petits galets de silex noirs et/ou verdis de calcaires perforés ainsi que de pecten, bryozoaires et algues rouges en abondance. La séquence est composée de dunes métriques à calcaires bioclastiques très blancs. A l'Ouest des Beaumettes, cette séquence fait plus de 8 m d'épaisseur et vient donc se biseauter vers l'Est sur les termes sous-jacents (légère discordance cartographique). Au Sud, cette séquence correspond aux calcaires bioclastiques d'Oppède exploités en carrière. Leur épaisseur atteint 20-30 m contre le Lubéron et jusqu'à 35 m en allant vers Bonnieux (Figure 5-29). Comme pour les secteurs précédents, cet intervalle est interprété comme le TST de S2 et marque globalement à l'échelle du bassin l'empiètement maximum (même si comme nous l'avons vu pour le Grand Lubéron) les déformations tectoniques locales peuvent modifier ce signal régional. Dans l'ensemble du secteur, le cortège de haut niveau de cette séquence est absent (vraisemblablement lié à l'érosion à la base du Langhien).

- **LA SEQUENCE DE DEPOT S3 (LANGHIEN)**

Ce secteur permet l'observation des séries sus-jacentes à la molasse bioclastique de S2. Ce sont des sables argileux intercalés de complexes deltaïques biodétritiques. Cet ensemble est attribué au Miocène moyen. Aucune datation ne permet de confirmer l'âge des dépôts de ce secteur. Ils sont attribués au Langhien pour les marnes et sables de la base de la série par corrélation avec la série du bassin de Forcalquier (nannoflores langhiennes, Lambert comm. orale in Lesueur *et al.*, 1990) et les séries de la vallée du Rhône où *praeorbulina* a été décrit dans les marnes sus-jacentes à la molasse de Saint-Paul-les-Trois-Châteaux (Pouyet *et al.*, 1997). Le dépôt de ces sables argileux marque une des plus importantes variations de

faciès au sein de la série miocène ; ils reposent généralement sur le sommet des calcaires bioclastiques (TST S1b) par l'intermédiaire d'un « hardground » (surface ferrugineuse marquée ou non par des perforations, coupe de Briançon : Bria). Par endroit, cet ensemble est emboîté au sein de la molasse sous-jacente et repose directement sur les calcarénites du HST de S1 (coupe des Treyas), voire l'érode totalement, et est emboîté au sein du TST de S1b (Saint-Pantaléon). Ces sables (base de la coupe des Treyas) et ces marnes comblent donc une surface d'incisions majeures emboîtées au sein de la molasse bioclastique (TST S1b). Une coupe continue au-dessus de cette molasse bioclastique a été levée (coupe de Briançon) en position d'interfluve par rapport à la coupe des Treyas qui complète la description pour la base de la série. La séquence S3 est composée à la base (coupe des Treyas uniquement) par des mégarides bioclastiques ocre, avec quelques niveaux plus grossiers remaniements de galets mous. Cette molasse de 4 à 5 m d'épaisseur est ensuite surmontée par des argiles silteuses à la base puis sableuses avec des intercalations sableuses de plus en plus importantes et fréquentes vers le haut. En position d'interfluve (coupe de Briançon), on note la même évolution, la série débute par une quinzaine de mètres d'argile sableuse à rides de houles très bioturbées puis apparaissent des intercalations sableuses. Ces sables sont parfois massifs et montrent par place des structures de liquéfaction.

- **LES SEQUENCES DE DEPOT S4 A S6 (LANGHIEN-SERRAVALLIENS?)**

Dans le secteur de Ménerbes, trois intervalles biodétritiques « molasse rousse » et marnes sableuses surmontent les argiles et sables de la séquence S3. Ces trois intervalles sont corrélés avec les trois séquences serravalliennes de la bordure de l'étang de Berre, correspondant également à trois complexes biodétritiques (Ferrandini, 1976, Dexcote, 2001). Dans le secteur de Ménerbes, cet ensemble est clairement ouvert vers l'Ouest, comme le montrent les progradations deltaïques des complexes bio-détritiques (Figure 5-36). Ces séquences seront détaillées sur la coupe de Briançon (Bria), permettant d'avoir une vision complète de la série, même si les lacunes d'observation sont importantes au sein des intervalles marno-sableux. La première séquence débute par une molasse conglomératique avec de gros pectens, bryozoaires et des galets mous. Cette barre ne fait que 1,5 m sur la coupe mais s'épaissit en direction du NW. Cette molasse montre de grands cliniformes uniformément orientés vers le NW mais également quelques surfaces de réactivation témoignant d'une influence tidale même si la dynamique principale semble être d'origine fluviale.

Les conditions d'affleurement ne permettent pas de faire une analyse sédimentologique des sables et argiles sus-jacentes à cette première barre. Seules des rides de houle sont visibles à la base de la S5. Le contact entre ces argiles silteuses et la molasse sus-jacente et érosive (Figure 5-37). Ce complexe bioclastique est constitué d'une molasse grossière avec de nombreux bioclastes, et fossiles (huîtres, bryozoaires, dents de sélaciens, cérithes). Cette barre fait environ 3 m d'épaisseur et est constituée de corps progradants vers le S-SW de 20 à 25°. Comme la séquence précédente, cet ensemble est dominé par une dynamique fluviale mais quelques doublets argileux et surfaces de réactivation témoignent de remaniements par les courants tidaux. Le sommet de la coupe permet l'identification d'une troisième séquence (S6) très grossière également mais qui ne peut pas être détaillée ici. Ces séquences se retrouvent au niveau du village de Ménerbes qui constitue l'axe de ce paléo-delta. Les observations ponctuelles effectuées au niveau de Ménerbes (Figure 5-38) et plus au SE au sommet du plateau de « Bel Air » permettent d'observer en détail la dernière séquence (S6) qui constitue le sommet du plateau et le soubassement du village de Ménerbes. Au niveau de Bel Air, l'observation de cliniformes d'environ 5 à 6 m de haut, migrant

uniformément vers le NW sur des distances plurihénométriques, peut être interprétée comme de petits « gilbert delta » à influence tidal. La base de ces grands cliniformes repose soit directement par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sur les sables et silts de la séquence précédente comme observé au niveau de la coupe de Briançon soit surmontent un intervalle de molasse mixte dominée par les courants tidaux. On observe en effet des complexes de mégarides bidirectionnelles et des dunes métriques dont certaines migrent vers le Sud-Est (Figure 5-38). Ces complexes biodétritiques constituent donc un delta à influence mixte tidale et fluviale. Ces trois intervalles biodétritiques sont interprétés comme constituant les TST des séquences serravalliennes et les marnes et sables sus-jacents le HST (Figure 5-39). Comme pour les dépôts des séquences burdigaliennes, la dynamique tidale est reliée au confinement des dépôts au sein d'une topographie héritée d'une phase d'érosion fluviale, même si dans ce secteur, compte tenu des conditions d'affleurements, ces érosions n'ont pu être mises en évidence. Ce confinement permet d'expliquer également l'aspect grossier, voire conglomératique des dépôts par rapport aux sables sus-jacents. La dynamique des dépôts au sein même de ces complexes biodétritiques (*i.e.* : complexe de vagues de sables et de dunes tidales surmontées par de petits « Gilbert delta » remaniés par les courants tidaux) peut être interprétée comme constituant respectivement le TST et le HST d'une séquence de 4^{ème} ordre au sein du TST du 3^{ème} ordre (Figure 5-39).



Figure 5-36 : Panorama SE-NW au niveau de Ménerbes montrant les progradations deltaïques des complexes biodétritiques au sommet du plateau correspondant à la séquence S6.

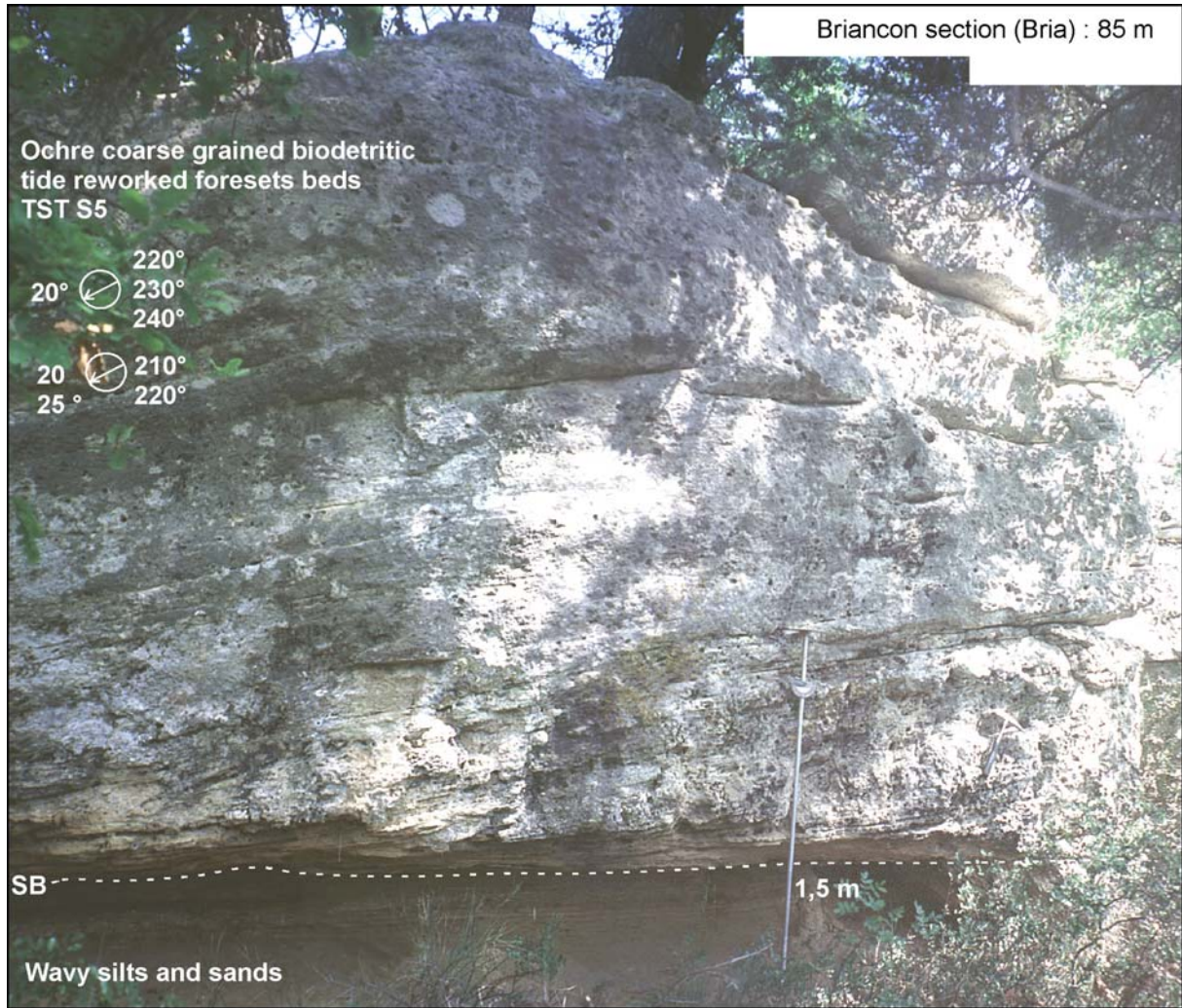


Figure 5-37 : Contact franc et érosif à la base du complexe biodétritique. Ces dépôts montrent de grands clinofformes unidirectionnels avec quelques rides ou surfaces de réactivation témoignant de remaniements par les courants tidaux.



Figure 5-38 : Grands cliniformes au sein de la molasse biodétritique conglomératique au niveau de la section du château de Ménerbes (Cmen). A) Détails sur la base des cliniformes montrant des remaniements par les courants tidaux avec des rides migrant en sens opposé aux cliniformes. Les « bottom sets » plus packstones sont localement bioturbés. La base du grand corps migrant vers le NE est marquée par une discontinuité érosive plane, surmontant une dune migrant vers le SW. Les mégarides bidirectionnelles et les surfaces de réactivation au niveau des « bottom sets » de ces grandes dunes sont liées aux courants tidaux au sein du complexe biodétritique.

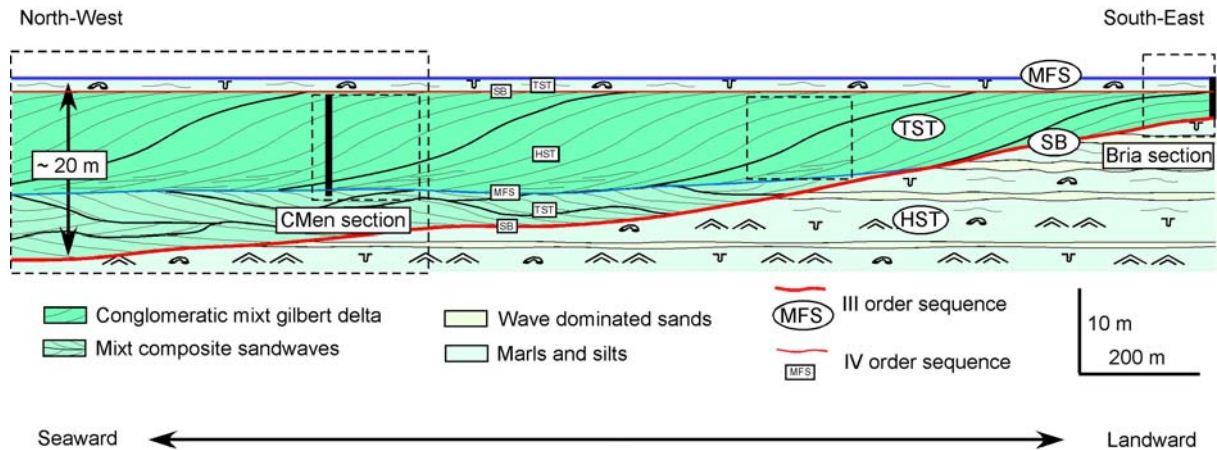


Figure 5-39 : Modèle de mise en place des complexes biodétritiques à influence mixte tidale et fluviale. Interprétation séquentielle aux 3^{ème} et 4^{ème} ordres. La limite de séquence au 3^{ème} ordre est amalgamée avec la TRS. La limite de séquence au 4^{ème} ordre, en dessous de la MFS, est amalgamée avec la WRS.

5.1.3 Organisation géométrique des dépôts miocènes du bassin d'Apt

L'analyse des faciès et associations de faciès a permis la caractérisation des séquences de dépôts précédemment décrites. Ces séquences, voire les cortèges de dépôts, ont été cartographiés (Annexe) ce qui, associé à la corrélation des coupes, a permis de préciser l'organisation géométrique de ce secteur. Il en ressort que les dépôts du Miocène inférieur et du Miocène moyen, déjà très nettement différenciés en terme de faciès, le sont également d'un point de vue géométrique. Le Miocène moyen se trouvant déboîté et emboîté par rapport au Miocène inférieur, ces deux entités sont donc traitées séparément.

5.1.3.1 Le système de vallées incisées composites du Miocène inférieur

L'analyse géométrique réalisée dans ce secteur a permis de mettre en évidence un réseau de vallées incisées comprenant deux vallées principales :

- A l'Est, d'amont en aval, il s'agit de la vallée passant au niveau de Vachères-Courennes-Buoux-Lourmarin (appelée paléovallée des Courennes (Figure 5-40).
- A l'Ouest, d'amont en aval, il s'agit de la vallée passant par Gordes-Notre-Dame-des-Lumières-Bonnieux-Lourmarin, appelée paléovallée de Gordes (Figure 5-41).

La confluence de ces deux paléovallées se situe entre Buoux et Bonnieux puis traverse le Lubéron au niveau de la combe de Lourmarin (la vallée principale étant appelée vallée des Courennes). En amont, ces deux vallées peuvent être prolongées au sein de vallées sèches et de fossés tectoniques. Il s'agit :

- du fossé de Banon pour la paléovallée des Courennes, en direction des affleurements de Châteauneuf-Miravail préservés dans le synclinal de Lure,
- et du fossé de Sault pour la paléovallée de Gordes, en direction des affleurements de Montbrun-les-Bains préservés dans le synclinal du Ventoux.

Ceci étant, en l'absence de sédiments préservés dans ces fossés, il est difficile d'argumenter un tel prolongement.

Sans prendre en compte ces prolongements hypothétiques, la paléovallée des Courennes fait environ 30 km de longueur et celle de Gordes environ 25 km (jusqu'à leur confluence), pour des largeurs de 2 à 4 km.

Les interfluviaux de ces vallées sont désormais bien définis par des « onlaps » sur les flancs et l'absence de dépôts des molasses calcaires des deux premières séquences (TST de S1a et S1b). Ces interfluviaux sont généralement ennoyés par le dépôt des marnes et sables du HST de S1.

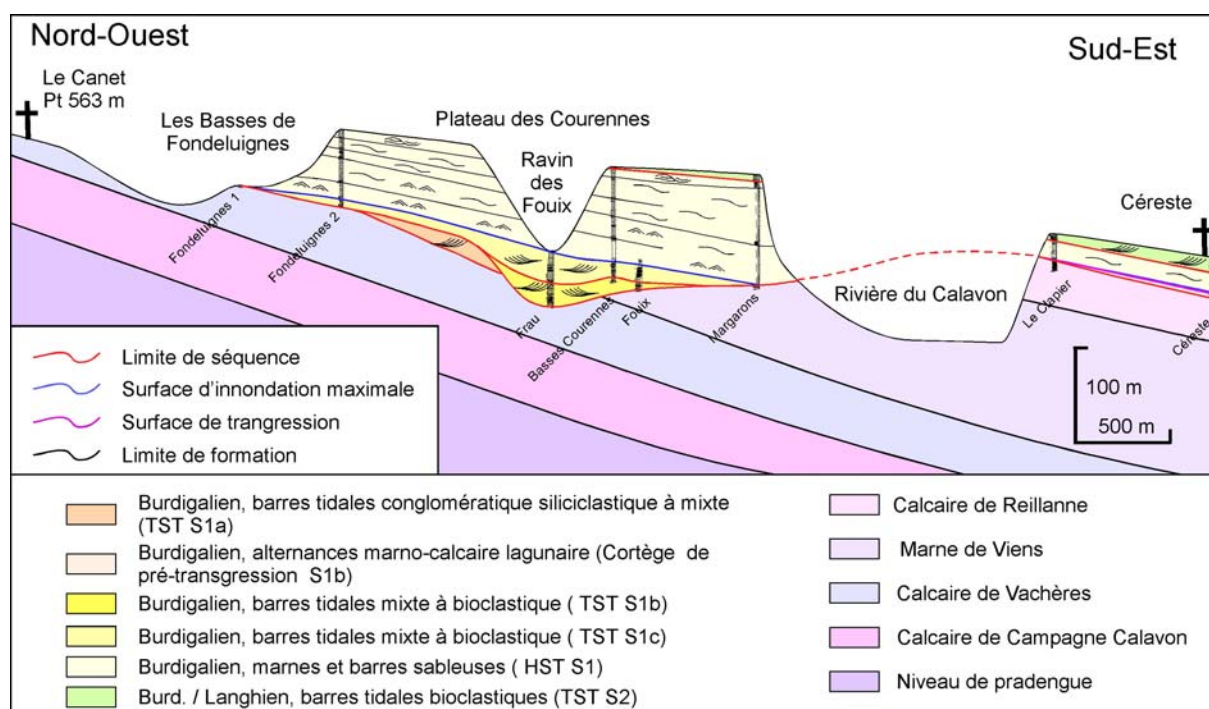


Figure 5-40 : Coupe transversale de la paléovallée des « Courennes » à l'Ouest de Céreste (localisation sur la Figure 5-3). Cette vallée est incisée au sein des calcaires de Vachères et des Marnes de Viens (Oligocène supérieur). Les dépôts de la séquence S1b sont eux-mêmes emboîtés au sein de la première séquence de dépôt (S1a). On observe une migration des dépôts du Nord vers le Sud en relation avec la déformation (initiation du synclinal d'Apt, d'orientation E-W) entre les séquences S1a et S1b mais surtout avec la séquence S3 qui est présente uniquement dans l'axe du synclinal notamment au niveau de Céreste alors que les dépôts de la séquence S1a et le TST de la séquence S1b étaient absents.

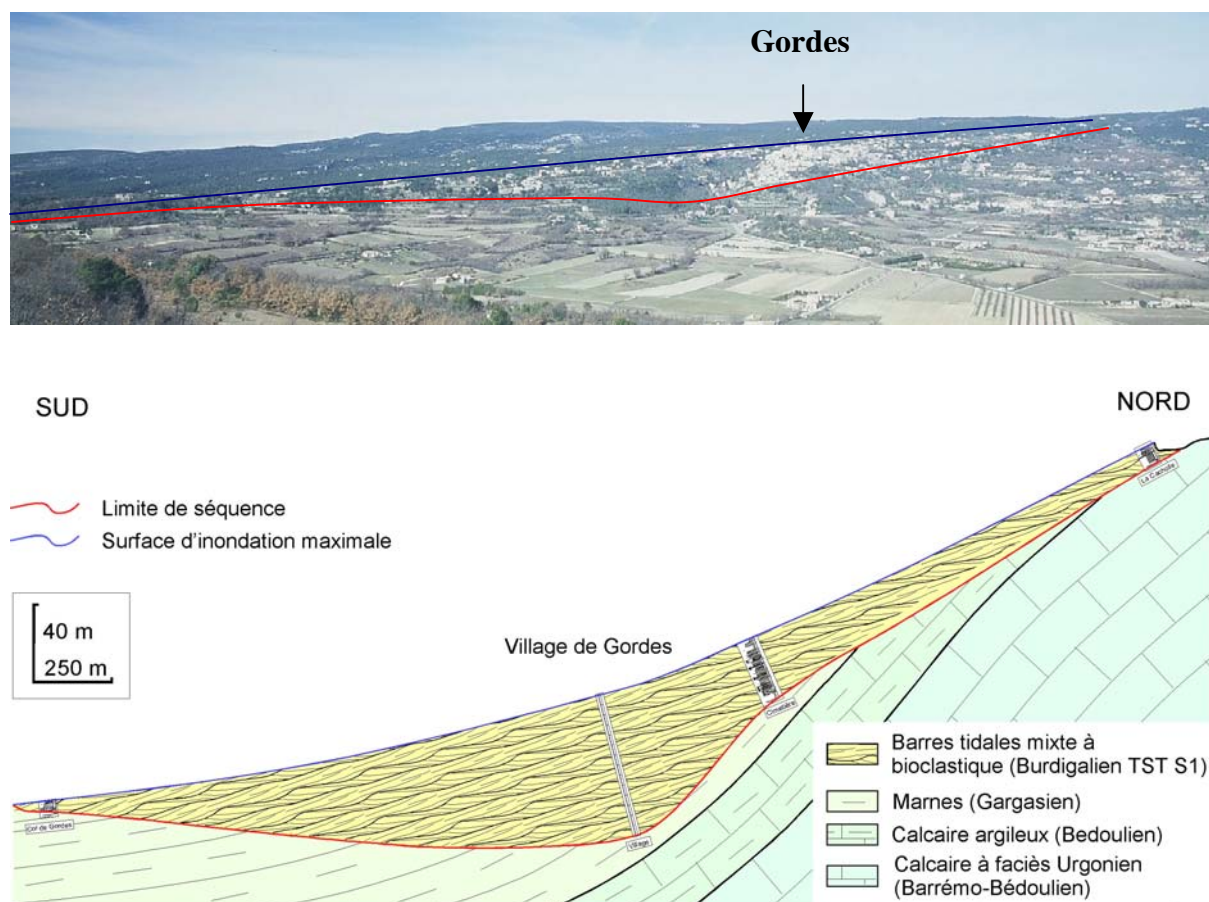


Figure 5-41 : Coupe transversale de la paléovallée de « Gordes » dont l'axe se situe au niveau du village (localisation sur la Figure 5-31). Cette vallée est incisée au sein des marnes gargasiennes et des marno-calcaires bédouliens. Cette vallée, d'axe N.NW-S.SE, se prolonge vers le Nord dans l'axe du fossé de Sault.

Pour la vallée des Courennes, les principaux interfluviaux sont définis ci-dessous d'amont en aval :

- Au niveau de Vachères, le Miocène est en inversion de relief (plateau des Moulins) et repose sur les calcaires de Vachères. Aucun « onlap » n'est donc visible, ceci étant, le sommet de la série oligocène est ici érodé puisqu'il manque les marnes de Viens et les calcaires de Reillanne (soit 200 à 270 m de série), qui sont par ailleurs bien préservés dans le synclinal de Reillanne (plus au Sud et à l'Est à la même latitude) où le Miocène repose directement sur les calcaires de Reillanne. L'absence de ces séries peut donc en partie du moins, être reportée à l'incision basale du Miocène, sans que puissent être négligées pour autant les variations d'épaisseur et les discordances au sein des séries oligocènes (Lesueur, 1991).
- Dans le secteur du plateau des Courennes (Figure 5-42, Figure 5-43), l'interfluve en rive droite est bien défini au niveau de Fondelaignes (Figure 5-44) et en rive gauche au niveau de Margaron ou bien au niveau des Françonnetts (Figure 5-45). A Fondelaignes, il est souligné par un conglomérat bioclastique à gros galets de silex glauconitisés qui reposent sur les calcaires de Vachère. A Margaron, ce même conglomérat condensé repose cette fois sur les marnes rouges de Viens. Dans les deux cas, il est immédiatement surmonté par les marnes sableuses du HST de S1. Cette surface correspond donc à l'amalgame des limites de séquences de S1a et S1b et de la MFS de S1.

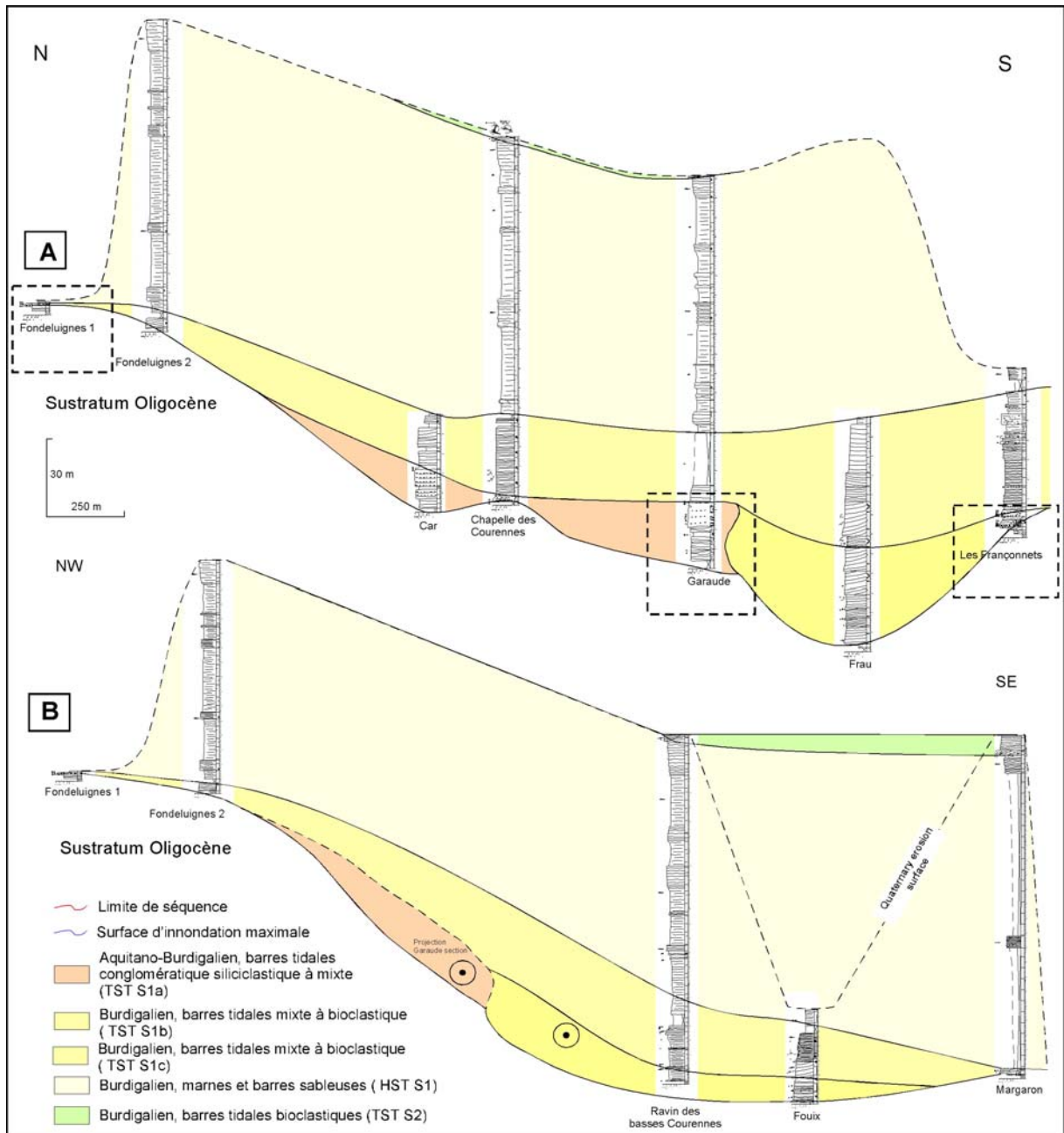


Figure 5-42 : Coupe Nord-Sud du plateau des Courennes. Mise en évidence d'une vallée incisée composite (S1a, S1b) avec l'emboîtement des dépôts de la séquence S1b au sein des dépôts de la séquence S1a et de l'Oligocène (Figure 5-6). A) Coupe transversale sur la bordure ouest du plateau correspondant pour la partie sud au panorama de la Figure 5-43. Cette coupe permet l'observation au Nord de l'interfluve en rive droite de la vallée incisée, avec l'amalgame des surfaces (SB, TS, MFS, Figure 5-44) au sein d'une surface condensée (conglomérat glauconieux). Au Sud, le flanc de la vallée est souligné par l'altération du substratum de la vallée (marnes de Viens) au niveau des Françonnetts (Figure 5-45). B) Coupe transversale au centre du plateau des Courennes. Cette coupe permet de particulièrement bien montrer la déformation synsédimentaire entre le dépôt des séquences S1a, S1b et surtout S3 avec la migration des dépôts vers le Sud correspondant à l'axe du synclinal en cours de formation. Au Sud-Est, au lieu-dit Magaron, on observe l'interfluve en rive gauche de la vallée, marqué par un conglomérat à blocs et galets glauconieux discordants sur les marnes de Viens puis surmonté directement par les marnes et sables du HST comme au niveau de Fondeluignes.



Figure 5-43 : Panorama Nord-Sud sur la bordure ouest du plateau correspondant à la partie sud de la coupe transversale Figure 5-42. Les principales surfaces sont positionnées sur le panorama ABC. Les falaises représentent les dépôts molassiques mixtes à bioclastiques de la séquence S1a et du TST de S1b. Le premier plateau correspond à l'intervalle marno-silteux de la MFS, surmonté ensuite par les alternances marno-sableuses qui évoluent vers des calcarénites. Le sommet du plateau est constitué soit par des calcarénites soit par une molasse bioclastique grossière interprétée comme la TST de S2. Une partie des coupes corrélées sur la coupe transversale Figure 5-42 sont localisées sur les panoramas AB et BC.



Figure 5-44 : Amalgames de la limite de séquence (SB), de la surface de transgression (TS) et de la surface d'inondation maximale (MFS) en position d'interfluve (rive droite de la paléovallée au niveau de Fondelaignes : Fond). Cet intervalle condensé est représenté par un conglomérat avec des blocs et galets calcaires perforés des silex glauconitisés et une matrice sableuse grossière riche en glauconie, grains de quartz et dents de squal. Cet intervalle a une épaisseur de 0 à 50 cm et est immédiatement surmonté par les marnes sableuses du HST de S1.

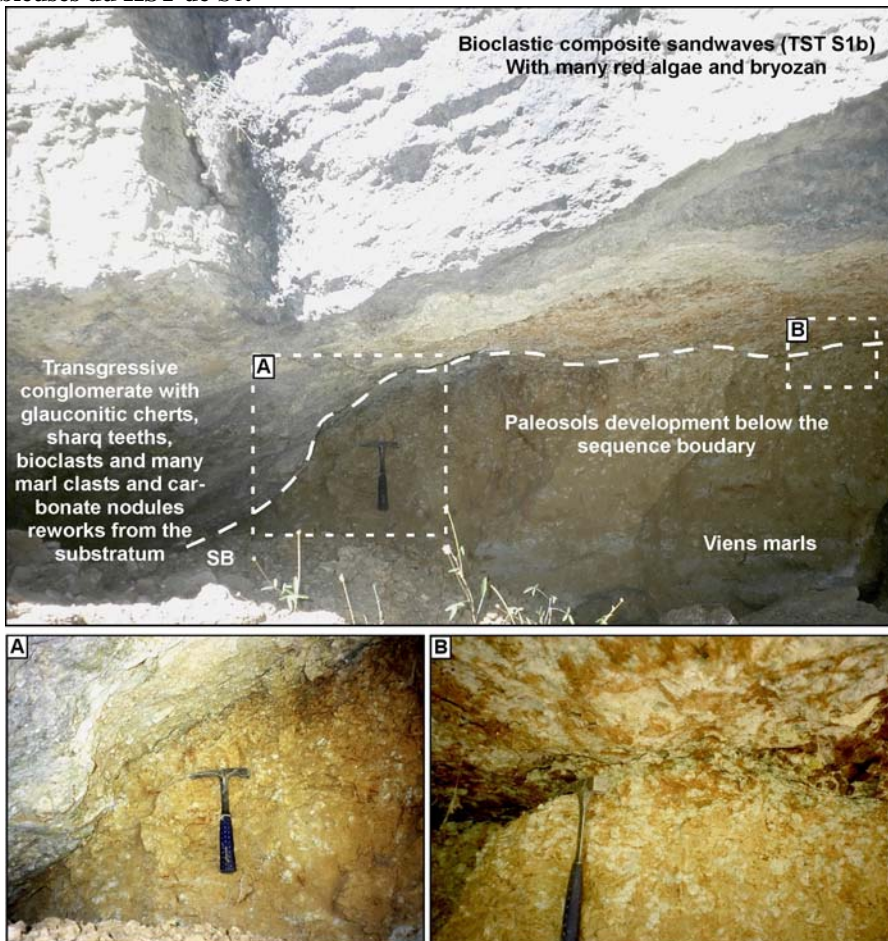


Figure 5-45 : Flanc de la vallée incisée en rive gauche au lieu-dit les Françonnetts (coupe : Fran). Cet affleurement correspond à la terminaison sud de la coupe transversale sur la bordure ouest du plateau des Courennes (Figure 5-42). Le flanc de la vallée incisée est souligné par l'altération du substratum (marnes de Viens). Le développement d'un paléosol (nodules carbonatés au sein de marnes bariolées) sur les flancs de la vallée est contemporain de la phase d'érosion fluviale et est préservé de l'érosion transgressive seulement localement.

Plus en aval au lieu-dit les « Fondons » l'interfluve s'observe en rive gauche (entre Auribeau et Saignon) par une légère discordance sur l'Oligocène et un onlap sur le Crétacé. Comme décrit précédemment, ce sont les marnes sableuses du HST de S1 qui ennoient également cet interfluve. Plus au Sud, c'est la molasse bioclastique de S3 qui vient en onlap sur le Crétacé, témoignant de la persistance d'une morphologie sur les flancs du Lubéron. Un peu plus en aval, au lieu-dit « le Rocher » (ancienne ruine), le flanc de la vallée est marqué par des onlaps des séquences S1a et S1b sur le Crétacé, seule la partie supérieure de la séquence S1b ennoie partiellement l'interfluve (Figure 5-46). Plus au Sud-Ouest, les dépôts miocènes traversent obliquement le massif crétacé du Lubéron entre Ourillon et Roche-Serre sur le flanc nord et Combe des Cavaliers-Combe de Lourmarin sur le flanc sud. La coupe Figure 5-47 permet de visualiser la vallée de Courennes sur le flanc nord du Lubéron entre Ourillon où les dépôts miocènes se trouvent aujourd'hui en inversion de relief sur la crête sommitale du Lubéron et les Chapelins (Chap) qui constituent l'interfluve de la vallée en rive droite, en direction du bassin d'Apt.

Sur le flanc nord du Lubéron, les dépôts montrent une très bonne préservation des termes inférieurs (S1a à S1b dans la partie Est et S1a à S3 dans la partie ouest), ce qui confirme le passage de la mer miocène au sein d'une topographie et permet d'exclure l'éventualité d'un onlap sur un proto-Lubéron. Par ailleurs, la préservation à l'Ouest des termes sommitaux montre une migration d'Est en Ouest des dépôts, ce qui peut être mis en relation avec un soulèvement différentiel du Grand Lubéron (Est) et du Petit Lubéron (Ouest) avec un plongement vers l'Ouest de la structure anticlinale.

Sur le flanc sud du Lubéron, les interfluves de la vallée sont moins bien définis notamment à cause du chevauchement et des éboulis associés. On observe cependant des biseaux de la molasse calcaire (sur le Crétacé et/ou l'Oligocène) à l'Est au niveau de « Gerbaud » et à l'Ouest de la combe de Lourmarin, avec un dernier lambeau de molasse burdigalienne au niveau de Roquefraîche.

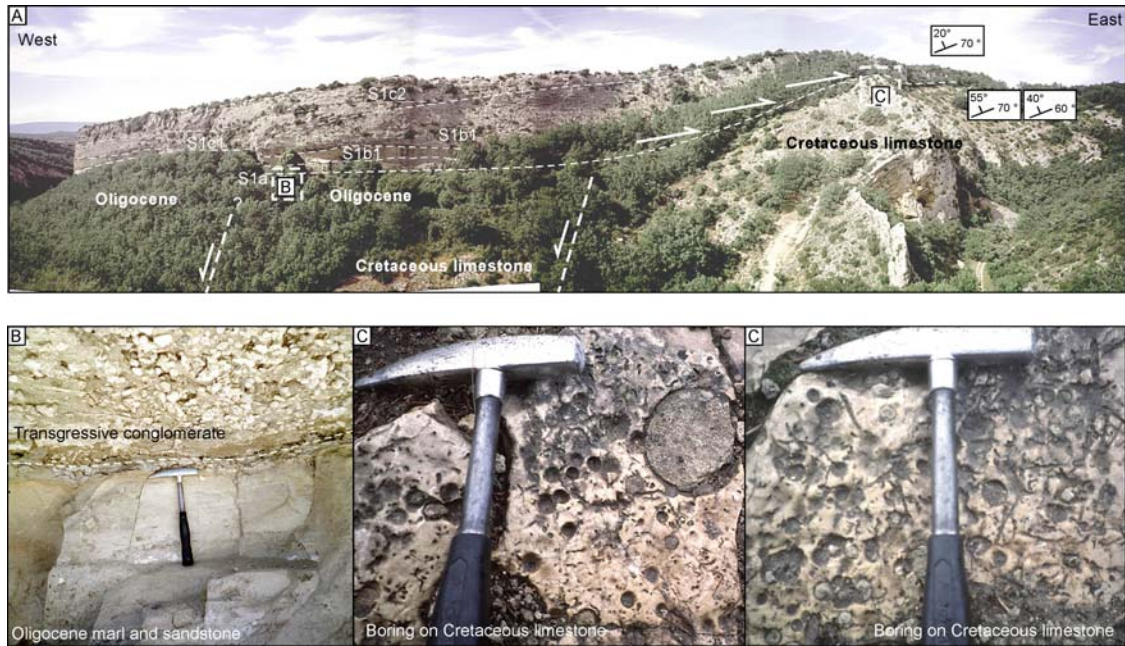


Figure 5-46 : La rive gauche de la paléovallée des Courennes au lieu-dit « le Rocher » (ancienne ruine) est marquée par des onlaps des séquences S1a et S1b sur le flanc nord de l'anticlinal du Lubéron. A) La localisation de la vallée, à l'aplomb des dépôts oligocènes et adossée aux calcaires crétaçés, peut s'expliquer (i) par la nature des dépôts oligocènes constitués par des alternances marno-calcaires, des sables et des argiles qui s'érodent plus facilement que les calcaires massifs du Crétacé, (ii) par la présence de paléofailles normales entre les dépôts oligocènes et crétaçés. La structuration des calcaires crétaçés avant le Miocène est soulignée par la discordance angulaire entre les calcaires crétaçés et les dépôts miocènes qui est ici d'environ 25-30°. Les dépôts miocènes sont eux-mêmes basculés d'environ 20° vers le Nord, ce qui confirme le polyphasage de la déformation du Lubéron et permet d'expliquer la présence des dépôts miocènes à plus de 800 m d'altitude sur le sommet du Lubéron. B) Détails sur la limite de séquences entre les dépôts continentaux oligocènes et le conglomérat de transgression miocène. C) Perforations de lithophages sur les calcaires crétaçés.

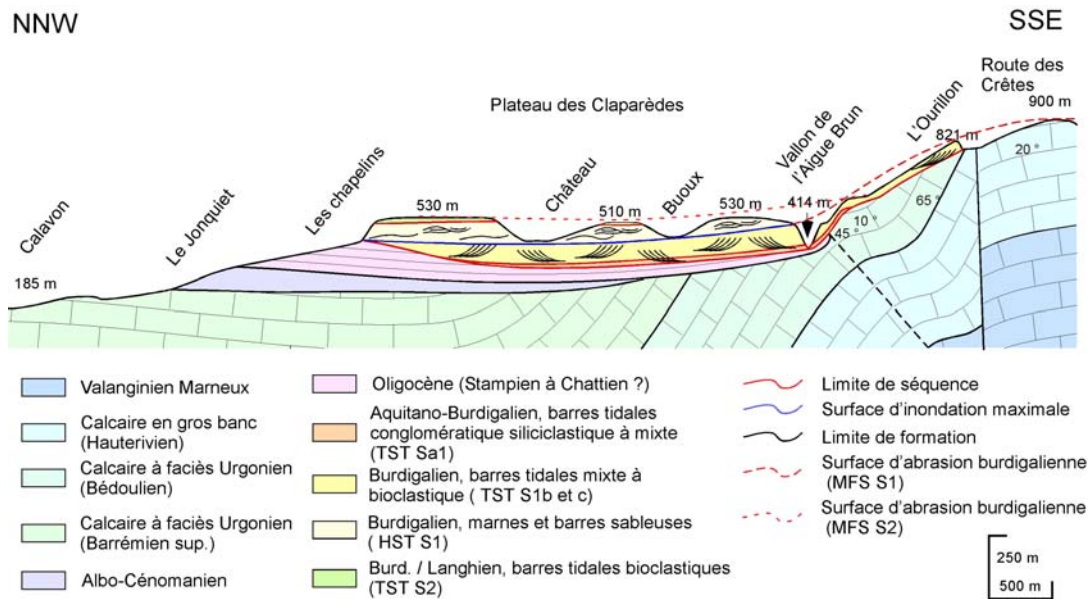


Figure 5-47 : Coupe N.W.-S.S.E. entre le centre du bassin d'Apt et le sommet du Lubéron. Cette coupe permet d'observer (i) la vallée incisée de Courennes au sein des dépôts oligocènes et crétaçés, (ii) l'inversion de relief des dépôts miocènes au niveau d'Ourillon, (iii) la discordance, très marquée entre les dépôts des séquences S1b et S3, liée à la surrection du Lubéron pendant le Burdigalien (divergence synsédimentaire) avec une accélération très nette à la base du Langhien.

Pour la vallée de Gordes les principaux interfluves sont définis ci-dessous, d'amont en aval :

- Dans le secteur de Gordes (Figure 5-41), les affleurements représentent essentiellement les dépôts préservés en rive droite de la vallée, le reste du remplissage étant érodé (vallée de l'Imergue).
- Au Nord de Gordes, les dépôts miocènes sont en inversion de relief et, comme au niveau de Vachère, sous-entendent une prolongation de la paléovallée miocène dans le fossé de Sault sans que l'on puisse toutefois en fixer précisément les limites.
- A l'Ouest de Gordes, le flanc de la paléovallée se traduit par l'absence des dépôts molassiques (TST de S1b) dans la vallée de la Sénancole. En effet, dans cette vallée sèche en rive gauche au niveau des « Savournins » et en rive droite au niveau des « Boujolles » on observe seulement les dépôts du HST de S1 et le TST de S2 mais pas le TST de S1b (Figure 5-48, Figure 5-49).
- Au Sud de Gordes (lieu-dit « col de Gordes »), l'interfluve en rive droite est marqué par un onlap du Nord vers le Sud de la molasse calcaire (S1a à S1b TST). Au niveau du col, le HST de S1 repose directement sur les Marnes Gargasiennes (Figure 5-41).

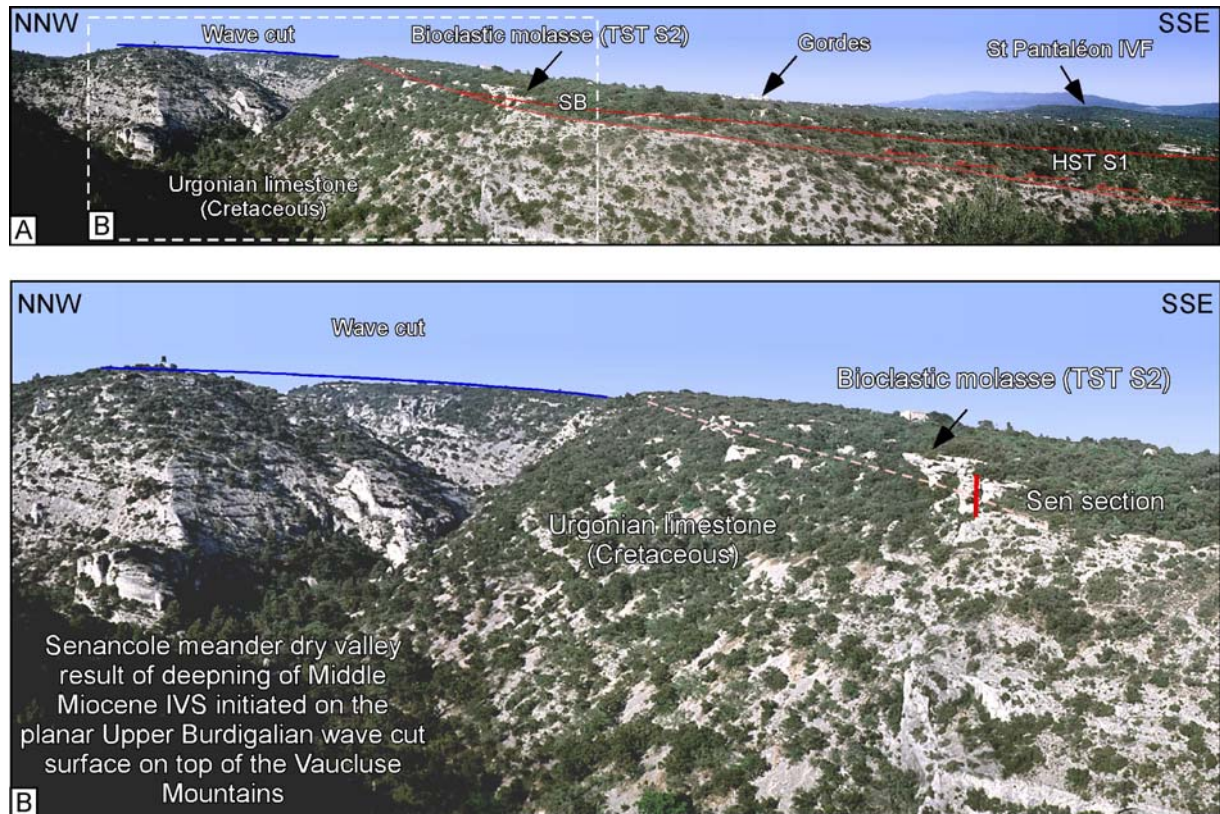


Figure 5-48 : Panorama sur la bordure W-NW du plateau de Gordes avec vue sur la vallée sèche méandrique de la Sénancole. A) Ce panorama permet d'observer l'onlap du Miocène (HST de S1 et TST de S2 sur le calcaire crétacé des Monts-de-Vaucluse). Par rapport à Gordes en arrière-plan, où le TST de S1b a une épaisseur de plus de 40 m dans l'axe de la paléovallée du Miocène inférieur, on se situe ici sur la rive droite de la vallée incisée, en position d'interfluve. B) Ce panorama permet d'observer la surface d'aplanissement sommitale sur les Monts-de-Vaucluse (correspondant à une surface d'abrasion par la houle synchrone du maximum d'ennoisement à la fin du Burdigalien) et dans sa continuité, les dépôts bioclastiques du prisme de régression forcée de S3 avant l'incision majeure du Miocène moyen, marqué ici par l'incision de la vallée du Sénancole. Cette vallée a été sur-creusée postérieurement, mais des dépôts du Miocène moyen sont préservés localement au sein de ces vallées, comme à Saint-Pantaléon au Sud de Gordes (Figure 5-55).



Figure 5-49 : Onlap de la molasse bioclastique (TST de S2) sur les calcaires urgoniens du Crétacé en rive droite de la vallée de la Sénancole (Figure 5-48) au lieu-dit « Les Boujolles ». Ces calcaires se biseautent ici vers le Nord mais également progressivement vers l'Ouest où devait persister un haut fond. Noter le contact très net à la base du Miocène liée à l'érosion transgressive.

Plus en aval, au niveau de Goult, la rive gauche de la vallée est soulignée par un onlap sur l'Eocène supérieur (Ludien). Deux petits lambeaux de molasse, l'un à l'Est du lieu-dit la « Rabotte » et l'autre plus au Sud, au Nord du lieu-dit « Tarticoli » (Figure 5-50) marquent l'interfluve.

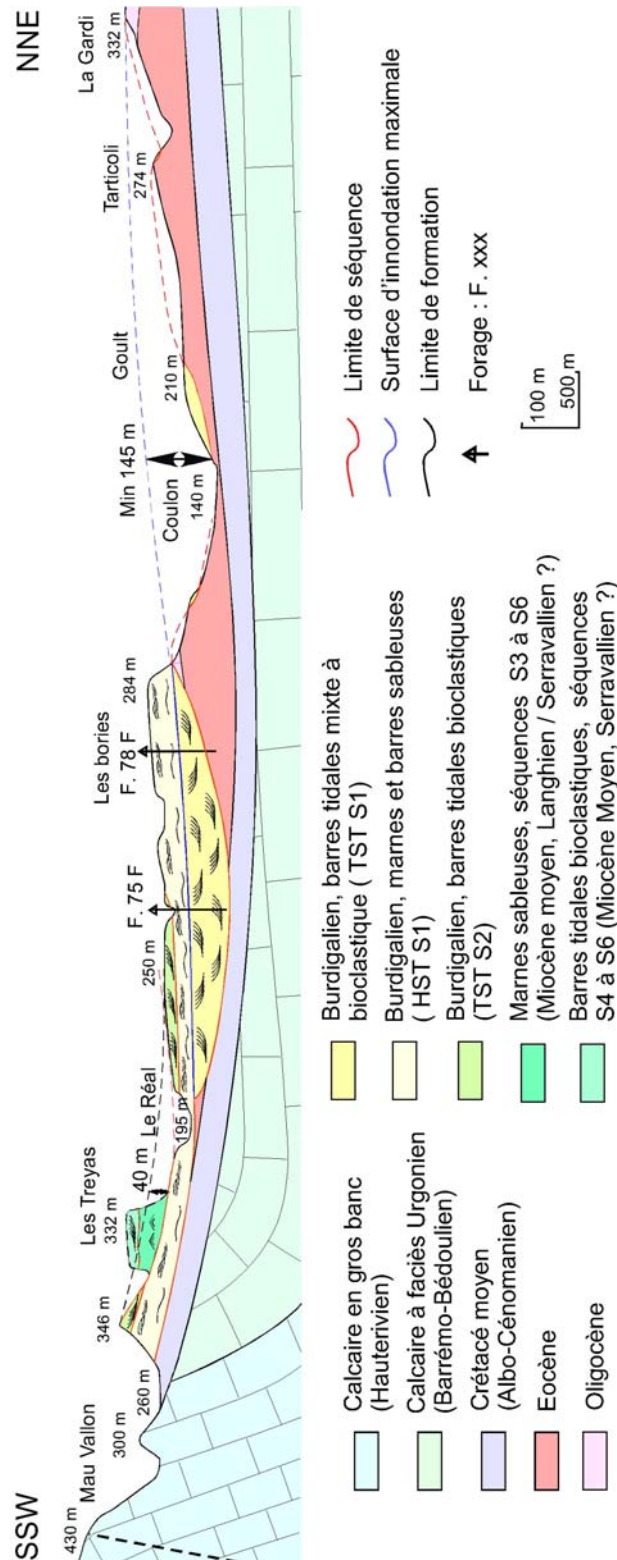


Figure 5-50 : Coupe N.NE-S.SW de la partie occidentale du bassin d'Apt, entre le centre du bassin d'Apt et le flanc nord du Lubéron. Cette coupe permet d'observer (i) les discordances entre les calcaires hauteriviens et barrémo-bédouliens du Lubéron et les dépôts albo-cénomaniens, puis tertiaires, liés à la surrection polyphasée du Lubéron, (ii) la vallée incisée de Gordes (Miocène inférieur) dont on observe la rive gauche sur la partie nord (vallée orientée Nord-Sud) puis un transect dans l'axe de la coupe suite à la réorientation de la vallée en direction du Sud-Est entre Goult et Ménerbes, (iii) l'emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein de la séquence S2 (TST et HST absent) et du HST de S1 au niveau des Treyas. Cette vallée incisée est orientée Nord-Ouest en direction de Ménerbes.

Sur le flanc nord du Lubéron, au Sud de Ménerbes, la molasse calcaire est absente et ce sont les marnes et sables du HST de S1 qui reposent directement sur les grès et sables du Cénomaniens (Figure 5-50). Plus à l'Est, au Sud de Lacoste, ce sont également ces marnes (HST S1) qui reposent sur les sables éocènes. Ces deux affleurements contraignent bien l'interfluve en rive droite, avec l'absence des calcaires molassiques, alors que les séquences S1a à S1b TST ont une épaisseur cumulée d'environ 90 m dans l'axe de la vallée entre Gordes au Nord et Bonnieux au Sud.

Au Nord de Bonnieux, on peut observer un amalgame de chenaux sableux grisâtres avec quelques bryozoaires représentant le talweg de la vallée incisée au sein de marnes sableuses altérées vraisemblablement d'âge éocène (Figure 5-51). La totalité de la série oligocène a donc ici été érodée alors que les termes sommitaux (attribués au Chattien, Dellenbach *et al.*, 1999) sont préservés environ 4 km vers le Nord-Est en position d'interfluve (au lieu-dit « les Chapelins »).

Le secteur entre Bonnieux à l'Ouest et Buoux à l'Est constitue la zone de confluence entre les deux paléovallées (Figure 5-52). L'interfluve entre ces deux vallées est approximativement d'axe méridien (N030). Le lieu-dit « les Chapelins » permet l'observation de cet interfluve où les calcaires oligocènes (campagne Calavon ?) sont directement recouverts par les marnes et sables du HST de S1. Les silex glauconitisés décimétriques de ce conglomérat soulignent l'amalgame des surfaces, limite de séquences (S1a à S1b) et MFS (S1).

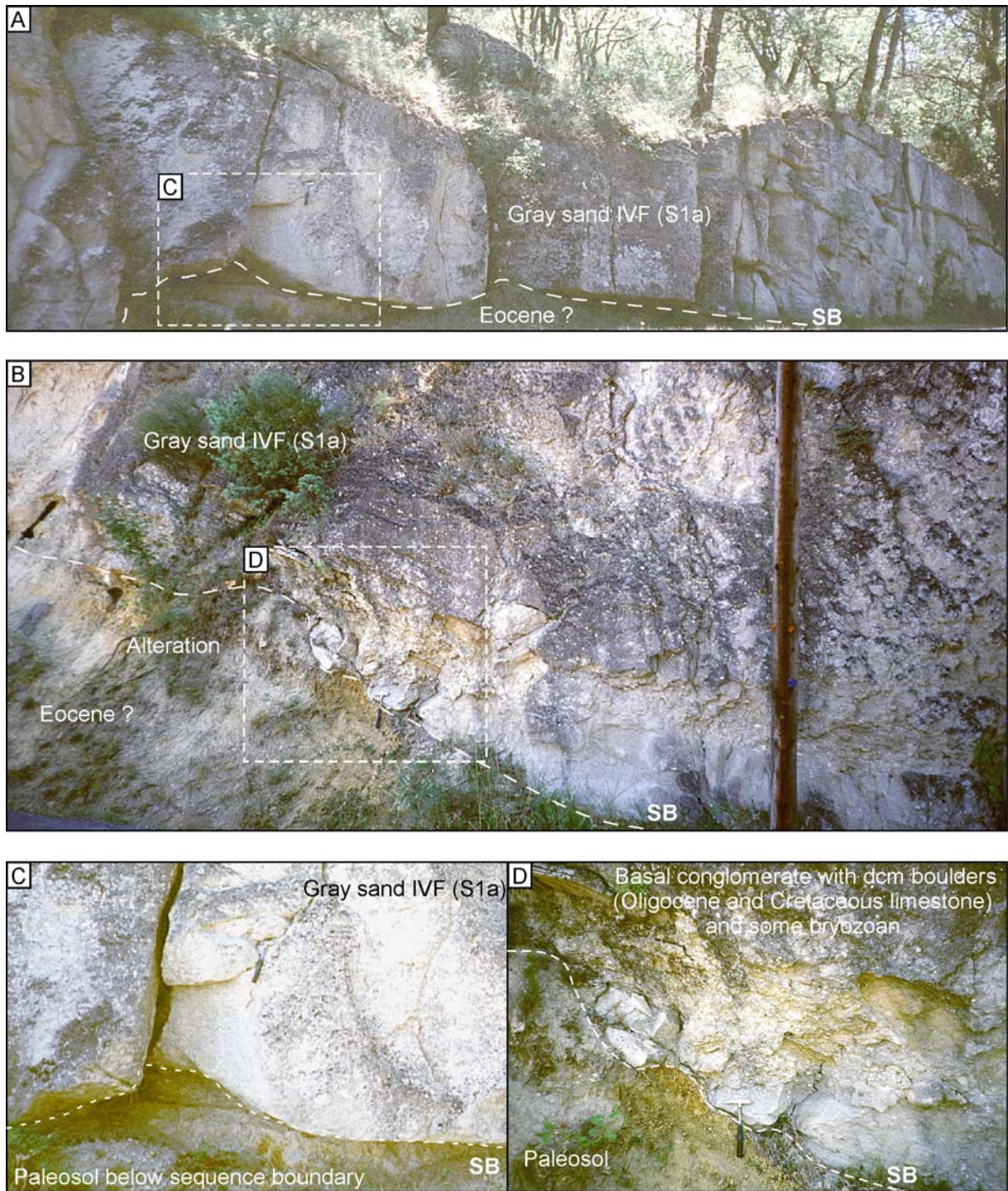


Figure 5-51 : Talweg de la vallée incisée du Miocène inférieur au niveau de Bonnieux. Les sables de la séquence S1a reposent ici directement sur les sables et marnes altérés de l'Eocène, l'ensemble de la série oligocène ayant été érodée. A) Vue générale sur les complexes de chenaux à la base de la vallée. Ces chenaux présentent un remplissage essentiellement sableux avec toutefois quelques bryozoaires. On peut observer sur la droite de la photo de grandes surfaces d'accrétion au sein des chenaux. B) Limite érosive à la base de la vallée. Noter l'accumulation de blocs au niveau des irrégularités de cette surface limitant le remaniement et permettant leur préservation. C) Détails sur la limite de séquence à la base d'un chenal et sur l'altération des marnes sous-jacentes. Noter l'aspect massif du remplissage sableux du chenal contrastant avec les débris flow préservés localement sur les flancs de la vallée. D) Détails sur l'accumulation de blocs pluridécimétriques, calcaires ou gréseux, voire argileux, remaniés du Crétacé, de l'Eocène et de l'Oligocène. Ces débris flow polygéniques et hétérométriques évoluent très rapidement par déconcentration et/ou vannage vers des conglomérats centimétriques à matrice sableuse puis vers des sables relativement homogènes d'aspect massif (C).

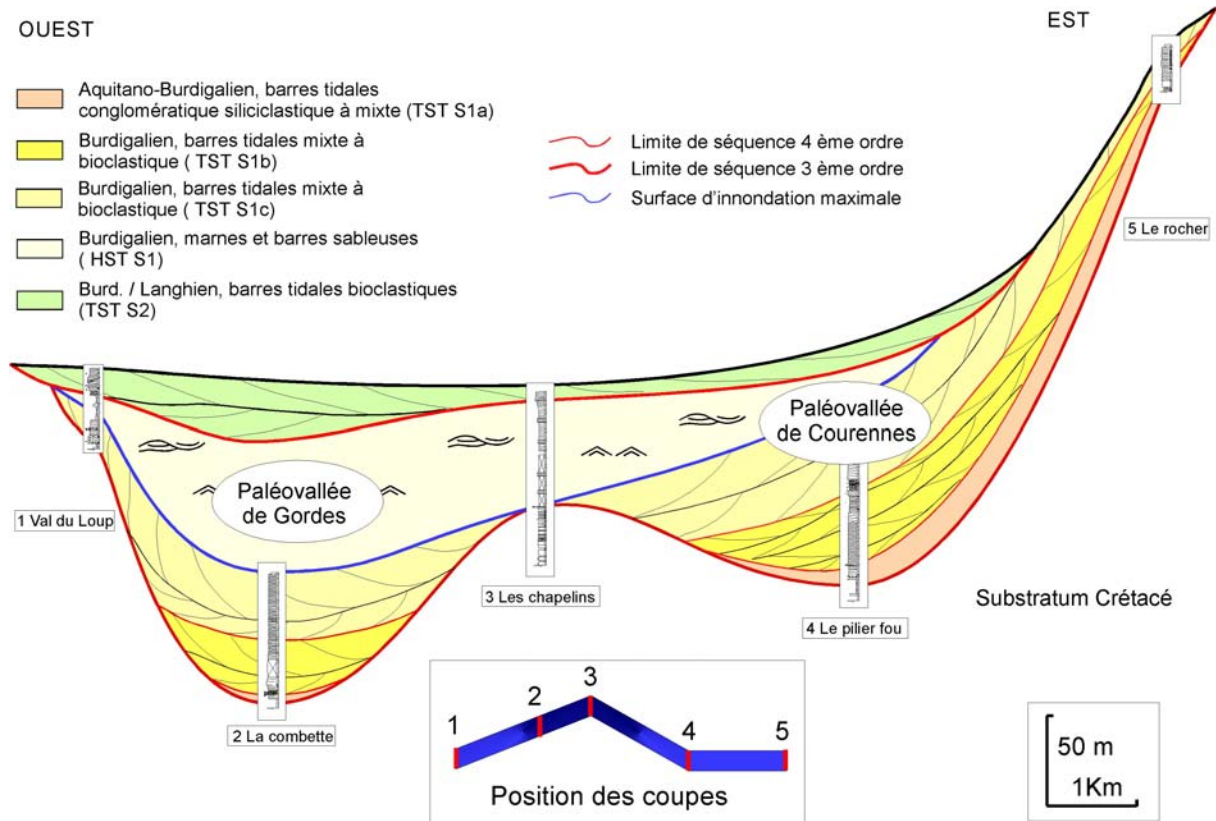


Figure 5-52 : Confluence des paléovallées de Gordes et des Courennes sur le flanc nord du Lubéron au niveau de la combe de Lourmarin. Au niveau des Chapelins, en position d'interfluve, la molasse mixte à bioclastique du TST de S1a et de S1b est complètement absente et on observe une surface condensée (conglomérat glauconieux et marnes bioturbées) représentant l'amalgame de surfaces (SB, TS, MFS). Cette corrélation permet également d'observer la surrection différentielle entre le Grand Lubéron (rive gauche de la paléovallée des Courennes) et du Petit Lubéron (rive droite de la paléovallée de Gordes). En effet au niveau du Grand Lubéron, on observe une inversion des dépôts de la séquence S1a et S1b qui se retrouve en contre-haut des dépôts du TST de S2, alors que vers l'Ouest même si la discordance entre S1b et S2 est présente, ce sont les dépôts du TST de S2 qui empiètent le plus largement sur le Lubéron. Le découplage de la surrection entre Petit et le Grand Lubéron s'effectue au niveau de la combe de Lourmarin par l'intermédiaire des accidents décro-chevauchants de Roquefraîche notamment. Cette surrection différentielle entre le Grand et le Petit Lubéron entraîne une migration de l'axe des incisions successives entre S1a et S1b mais surtout avec S2 largement décalée vers l'Ouest. Ceci étant, malgré cette migration, le passage de la mer s'effectue toujours aux alentours de l'actuelle combe de Lourmarin qui correspond au couloir tectonique séparant le Petit et le Grand Lubéron, soulignant l'importance primordiale des accidents sur la localisation des vallées.

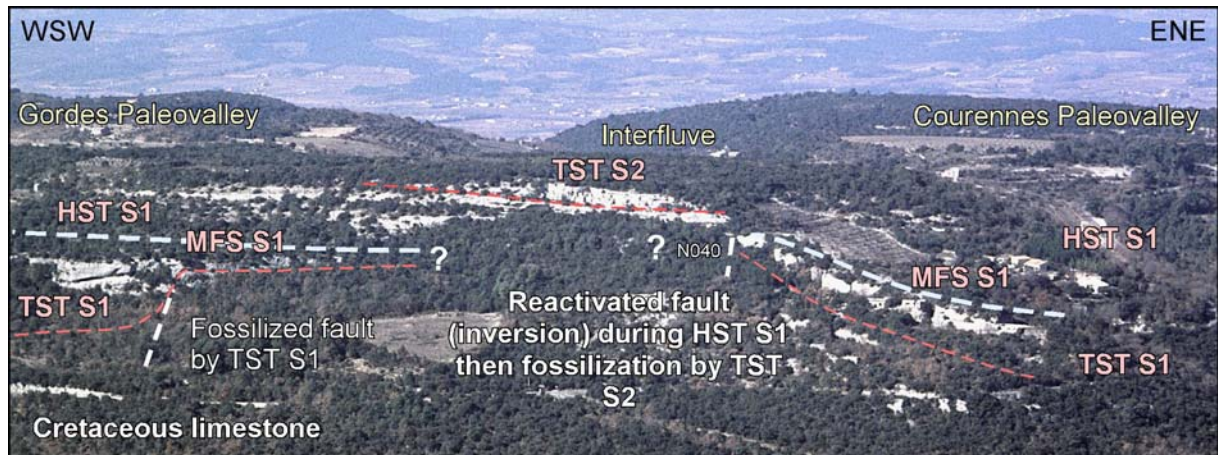


Figure 5-53 : Panorama sur la confluence des paléovallées de Gordes et de Courennes sur le flanc nord du Lubéron.

Le remplissage du système de vallées incisées ainsi mis en évidence comprend trois séquences de 4^{ème} ordre (S1a, S1b, S1c) dont les limites de séquence sont plus ou moins érosives. Il s'agit donc d'une vallée composite telle que définie par Zaitlin *et al.* 1994, où les séquences de dépôt s'emboîtent et se superposent au sein d'une même « enveloppe » dont la surface est composite. Les deux premières limites de séquences (SB de S1a et SB de S1b) correspondent à des surfaces particulièrement érosives, et sont interprétées comme des surfaces d'incision fluviale. L'autre limite de séquences S1c peut être localement très importantes (falaise de Buoux notamment) mais l'origine sub-aérienne ou sous-marine de cette surface n'a pas été clairement définie. Par ailleurs, comme particulièrement bien démontrée dans le secteur des Courennes (Figure 5-42), l'incision à la base de la séquence S1b est décalée vers le Sud et emboîtée au sein des dépôts miocènes et oligocènes. La séquence de dépôt suivante S1c, malgré des surfaces localement importantes, comble la vallée incisée. On enregistre donc deux phases de chute successives marquées par de très fortes érosions à la base de S1a et de S1b. La limite de séquence S1c est moins marquée, ce qui confirme la tendance transgressive de S1 avec trois séquences haute fréquence dont l'ampleur des incisions fluviales diminue alors qu'augmente leur teneur en carbonate (d'un pôle siliciclastique à bioclastique).

Dans le secteur de Gordes et de Buoux, la même relation géométrique s'observe. On est toujours en présence de deux surfaces d'érosion majeure (SB de S1a et de S1b), la seconde érosion, étant emboîtée au sein de la première. Dans le secteur de Gordes, les dépôts de S1a sont mieux préservés au Nord (moulin de l'Auro) en direction des Monts-de-Vaucluse de façon similaire aux observations faites à Viens. Au niveau de Buoux, ces dépôts sont mieux préservés sur le flanc nord-est du Lubéron.

L'envolement des interfluves au cours de la séquence S1b, notamment du HST, est concomitant avec le début d'individualisation du bassin d'Apt. En effet, les divergences observées au sein des dépôts de la molasse calcaire de la séquence S1, et surtout le début de migration des dépôts du HST de S1 en réponse au soulèvement des Monts-de-Vaucluse et du Lubéron, forment le synclinal d'Apt dans la continuité du synclinal de Reillanne-Forcalquier (zone haute désormais ennoyée).

5.1.3.2 Ennoiement maximum du bassin au Burdigalien supérieur.

La répartition de la molasse bioclastique correspondant au TST de S2 confirme la déformation plicative du bassin avec une sédimentation globalement dans l'axe du synclinal (bande Est-Ouest). Ceci étant, une observation plus détaillée met en évidence deux points importants :

- Premièrement, dans les secteurs de Gordes et de Ménerbes, cette séquence localement épaisse (environ 30 m dans les carrières de Ménerbes) se termine en onlap sur les marnes et sables du HST de S1, à l'Ouest d'Oppède. La même observation a été faite à l'Ouest de Gordes où ce cortège de dépôts se termine également en onlap vers l'Ouest sur le Crétacé. Ces deux observations confirment la persistance, comme pendant le Burdigalien inférieur, d'une zone haute globalement méridienne entre Lagnes et Robion séparant deux secteurs de sédimentation, le bassin de Carpentras et le bassin d'Apt. Cette zone haute est marquée sur le terrain par de grandes paléo-surfaces « cariées » par les lithophages et recouvertes par des encroûtements métallifères (fer et manganèse ?) interprétés comme une surface de condensation recouvrant la surface perforée lors de transgression (Figure 5-54).

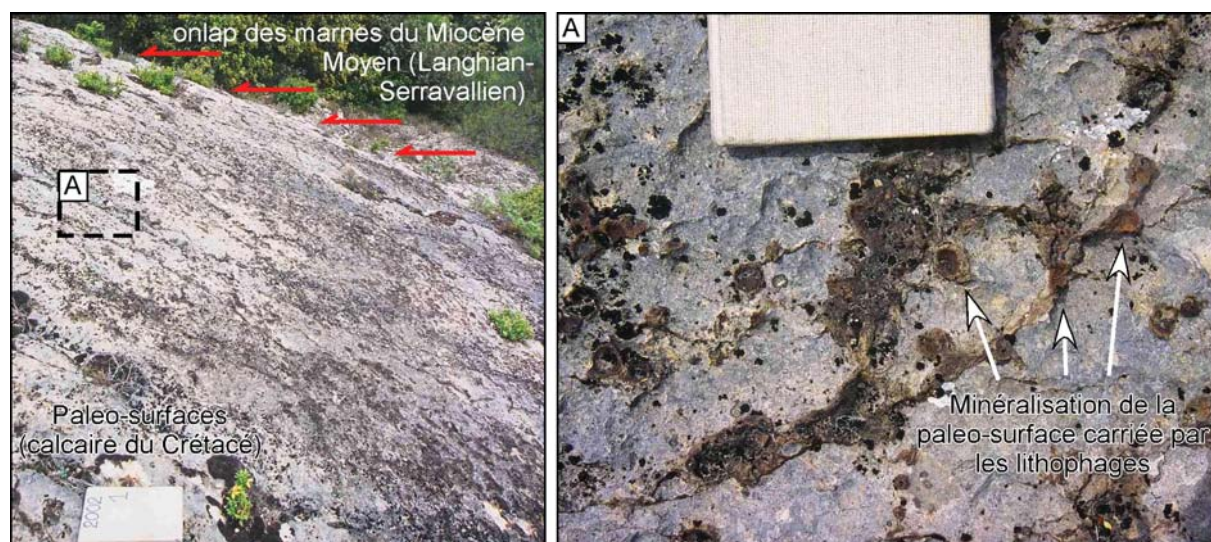


Figure 5-54 : Paléo-surfaces à l'Ouest de Cabrières d'Aigues. Ce haut fond crétacé a dû être ennoyé dès le Burdigalien supérieur mais pas fossilisé du fait de sa position en interfluve puis a dû être exondé à la base du Miocène moyen avant d'être fossilisé par les marnes du Miocène moyen (Langhien-Serravallien). Le développement d'encroûtements métallifères sur cette surface « cariée » par les lithophages est interprété comme une surface de condensation postérieure aux perforations liées à sa position en interfluve par rapport au fond de vallée, plus rapidement fossilisé par les dépôts.

- Deuxièmement, la base de la molasse calcaire de la séquence S2 est érosive, voire fortement érosive, sur les bordures du synclinal en cours de soulèvement où elle se trouve alors emboîtée au sein du cortège de haut niveau de S1b (Figure 5-50, Figure 5-52) voire en contrebas des dépôts des séquences précédentes surélevées (Figure 5-47). Cette érosion s'observe bien à Bonnieux (Figure 5-29) et plus au Sud (plateau de Saint Pons) où l'on peut observer les dépôts de la séquence S2 directement sur la molasse calcaire (séquence S1b). Par ailleurs la même observation est effectuée sur le flanc sud du Lubéron (coupe de Lourmarin) où les dépôts du HST de S1 n'ont pas été observés, et où la séquence S2 repose directement sur la molasse calcaire de S1b.

La migration des dépôts de S2 dans l'axe du synclinal en cours de formation confirme le rôle de la déformation plicative et de la surrection des bordures du bassin dans la mise en place de cette séquence. Ceci étant, l'érosion à la base de S2 est sans comparaison avec celle à la base du Miocène inférieur en terme d'amplitude, ni même en terme de localisation, puisque cette érosion est décalée vers l'axe du synclinal en cours de formation.

Comme pour la base du Miocène inférieur, la géométrie du cortège transgressif de S2 indique le passage de la mer au travers du Lubéron via la combe de Lourmarin. En effet, malgré l'envoie et le comblement des morphologies du Miocène inférieur, en parallèle à l'initiation du synclinal d'Apt et au soulèvement de ses bordures (le Proto-Lubéron étant vraisemblablement partiellement émergé), un petit « détroit » au niveau de l'actuelle combe de Lourmarin a été préservé. Cette morphologie est sans doute entretenue par un by-pass des sédiments au niveau du « détroit » et une accumulation de part et d'autre du Lubéron.

L'origine sub-aérienne ou sous-aquatique de l'incision à la base de S2 est difficile à discriminer. En effet, on note généralement l'absence de conglomérat sur la surface d'érosion (notamment avec des éléments allochtones), ce qui laisse supposer une érosion sous-marine. Mais par ailleurs, l'altération locale du substratum (coupe de Margarons), associée à quelques niveaux conglomératiques et des érosions localement importantes, laisse supposer une origine sub-aérienne dans les secteurs amont. Cette unité bioclastique, interprétée comme le cortège transgressif de la séquence S2, permet d'envoyer et de fossiliser des secteurs en surrection ayant subi une érosion subaérienne et/ou sous-marine localement importante.

5.1.3.3 Incision au Miocène moyen

Toutes les études précédentes sur le Miocène du bassin rhodano-provençal, présentaient une succession lithostratigraphique en conformité avec un maximum d'empiètement de la série miocène au Langhien-Serravallien. Plusieurs observations réalisées dans le secteur de Gordes et Ménerbes remettent complètement en cause ce schéma. Il apparaît que les dépôts du Miocène moyen sont très régulièrement en contrebas des dépôts du Miocène inférieur (comme souligné par Demarcq *et al.* 1970). Ils sont même en de nombreux points emboîtés au sein des dépôts du Miocène inférieur, voire reposent directement en discordance sur les dépôts anté-miocènes (Crétacé à Oligocène).

Les principales observations :

Système de vallées incisées (IVS) de Saint-Pantaléon

A l'Ouest du village de Saint-Pantaléon, la route D 148 traverse la falaise formée par la molasse calcaire du Burdigalien. L'observation détaillée de part et d'autre de la route met en évidence la présence de sables ocre du Miocène moyen (Langhien ou Serravallien) qui comblent en onlap une paléomorphologie au sein de la molasse calcaire burdigalienne (Figure 5-55). Les falaises de part et d'autre de la route constituent donc les flancs d'une paléovallée incisée. Ces surfaces subverticales présentent d'ailleurs de petites rampes inclinées formant des « marches d'escaliers » et surtout de très nombreuses perforations de lithophages sont préservées. Des figures de karstification sont également présentes au sein des calcaires Burdigalien. L'âge de cette karstification est difficile à contraindre mais pourrait être lié à la phase d'émergence et d'érosion ayant permis le creusement de la vallée. De par sa petite taille

(15 à 20 m de large pour 10 à 15 m de profondeur) et de par sa position amont au sein du bassin, cette morphologie constitue l'amont et/ou un tributaire d'une vallée incisée. Trois autres petites vallées incisées sont d'ailleurs observables un peu plus au Sud, confirmant l'émersion et l'érosion, par un système de vallées incisées, des dépôts calcaires du Burdigalien de ce secteur.

Le remplissage de ces vallées est constitué par des sables et des argiles jaunâtre à ocre (Figure 5-55). Les mégarides bidirectionnelles, les surfaces de réactivation et les « drapages » argileux indiquent un environnement intertidal. On observe également de nombreux galets mous d'argile, remaniés (replat argileux) au sein de petits chenaux. Ce faciès tranche de façon très brutale en comparaison avec la molasse calcaire à algues rouges qui constitue les dépôts burdigaliens. L'apport siliciclastique est ici dominant et la productivité carbonatée anéantie ou fortement réduite. De plus la bathymétrie est quasi-nulle alors qu'elle peut être estimée au environ de 50 m pour le Burdigalien.

En plus des incisions observées ici au sein des dépôts burdigaliens, de nombreuses vallées à caractère méandrique sont également incisées au sein des carbonates créacés des Monts-de-Vaucluse et se prolongent au sein de la molasse burdigalienne plus en aval. Le vallon de la Sénancole en est un magnifique exemple (Figure 5-48). Au lieu-dit « les Boujolles » quelques mètres de molasse (S3) sont préservés sur les interfluvés de part et d'autre de la vallée. Ces témoins montrent que cette vallée s'est donc formée postérieurement aux dépôts du prisme de régression forcée de S3 au sein duquel elle est incisée. Contrairement aux systèmes de vallées incisées observés dans le secteur de Saint-Pantaléon, la molasse calcaire (S1a à S3) n'est ici représentée que par quelques mètres de molasse et la vallée est essentiellement incisée au sein des carbonates créacés. Les sables du Miocène moyen ne se retrouvent qu'en aval (lieux-dits « Gontrand » et « La Lauze »), aux débouchés de la vallée où ils augmentent ensuite très rapidement d'épaisseur vers l'Ouest (cf forages et cartographie, Annexes). Compte tenu des relations de cette vallée sèche avec les dépôts du Miocène inférieur (interfluve) et moyen (débouché) et de la présence du système de vallées incisées de Saint-Pantaléon, l'initiation de cette vallée sèche et des autres vallées sur les Monts-de-Vaucluse est reliée à la phase d'érosion fluviale postérieure au TST de S2 à la base du Miocène moyen. Il est même probable que les secteurs les plus amont (vers le Nord) aient été immergés seulement lors du maximum d'empiètement du Burdigalien (MFS de S1). Puis, ils sont restés émergés suite à une surrection tectonique plus précoce et importante. Le vallon de la Sénancole, tout comme les autres vallées sèches sur le pourtour du bassin d'Apt, a bien entendu été sur-creusé postérieurement (Miocène supérieur et Plio-Quaternaire) mais son initiation et notamment son caractère méandrique sont liés à une incision à partir d'un substrat à pente très faible, ce qui était le cas lors du retrait de la mer au Burdigalien terminal.

Sur la présence de karst

Moins de 1 km à l'O-SO de Saint-Pantaléon (Point coté 184 m), la présence d'un petit aven au sein des calcaires burdigaliens confirme cette phase d'émersion à la fin du Burdigalien. Par ailleurs des sables du Miocène moyen sont également préservés à proximité de cet aven dans le petit vallon.

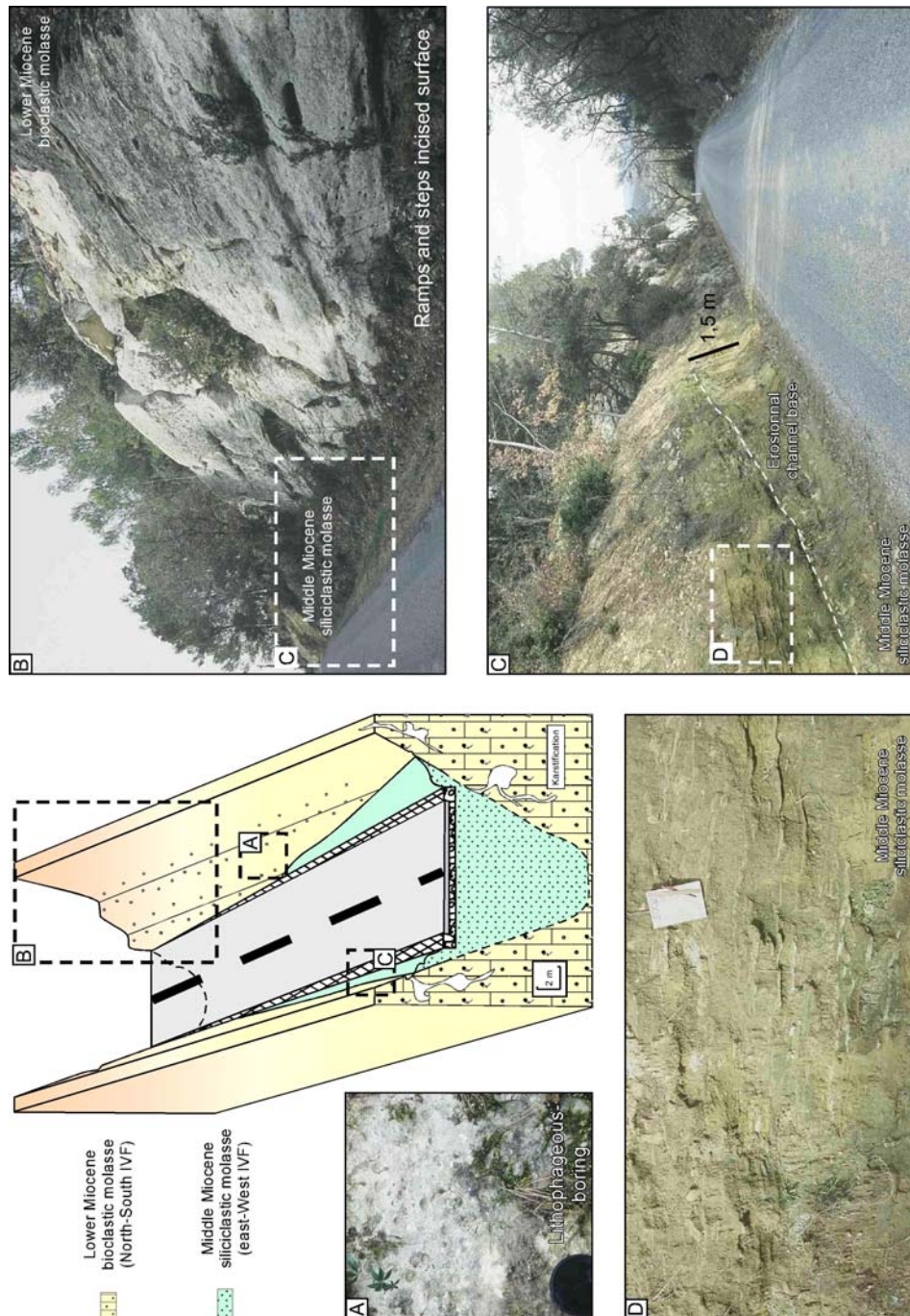


Figure 5-55 : Cet affleurement se situe sur la D 148 à l'Ouest du hameau de Saint-Pantaléon. Il permet d'observer dans des conditions exceptionnelles une petite vallée incisée au sein de laquelle passe actuellement la route. Cette vallée est incisée au sein des calcaires bioclastiques burdigaliens et comblée par les sables du Miocène moyen. A) Les flancs calcaires de cette paléovallée présentent de nombreuses perforations de lithophages au sein desquelles on observe encore un peu de sable par endroit. B) Vue amont-aval de la paléovallée. Les flancs de cette paléovallée sont très pentus mais montrent quelques replats initiés sur les joints de stratification ou intervalles moins résistants à l'érosion des calcaires bioclastiques. On observe en arrière-plan les sables du Miocène moyen qui viennent en onlap sur le flanc calcaire subvertical de la vallée. C) Vue aval-amont de la vallée avec au premier plan les sables du Miocène moyen qui constituent le remplissage de la vallée et au second plan les calcaires bioclastiques du Burdigalien qui constituent les flancs. On peut observer au sein des sables de grandes surfaces d'érosion, de faible amplitude (1 à 2 m de profondeur), interprétées comme des chenaux tidaux. D) Détails sur le faciès du remplissage de la vallée incisée. Il s'agit de sables argileux comblant de petits chenaux tidaux. Ce remplissage présente quelques rides et mégarides bidirectionnelles et surtout de belles surfaces de réactivation. On observe également par place des galets mous (remaniements de dépôts argileux en cours de lithification par effondrement sur le flanc du chenal) emballés dans une matrice sableuse.

Ménerbes IVF

Les observations effectuées à la base de la coupe des Treyas (Trey, Annexe, Figure 5-50), montrent que le Miocène moyen repose directement sur le HST de S1, alors qu'à l'Est et à l'Ouest il repose sur la séquence des calcaires à Celloporidae (TST S1b). Les quelques mètres de molasse et surtout les marnes sableuses qui constituent la base et l'amont du système deltaïque qui prograda en direction du Nord-Ouest vers Ménerbes, sont donc emboîtés au sein du prisme de régression forcée (TST S1b) (Figure 5-50). A l'Ouest sur le flanc gauche de la vallée, au lieu-dit le « Tempier », des paléosols ont été observés (nodules calcaires et argiles rouges). Ces sols sont préservés au sommet du HST de S1 et leur formation reliée à la phase d'émersion ayant permis l'érosion à cet endroit de la molasse calcaire (TST S1b). Le prolongement de ce système en amont est hypothétique en l'absence de témoin. Ceci étant le prolongement géométrique de la base de cette incision permet de relier l'incision des petits vallons suspendus sur le flanc du Lubéron (vallon de Cavède, de l'Aiguille, de Carbonel, de Bausset et de Flamarin) à cette phase de chute (Figure 5-56).

Par ailleurs le prolongement géométrique des dépôts du Miocène moyen indique que le Lubéron est resté émergé depuis la fin du Burdigalien. Ceci étant, compte tenu de l'orientation du delta de Ménerbes (WNW) et surtout de l'important flux détritifique, le prolongement principal de ce système en amont devait vraisemblablement être parallèle au flanc nord du Lubéron et se prolonger vers l'Est entre Lacoste et Bonnieux et drainer le reste du bassin d'Apt. Les petits vallons ne constituaient donc que de petits tributaires incisés au sein du massif crétacé du Lubéron émergent. A l'Ouest et sur le flanc sud du Lubéron, la surface d'aplanissement en contrebas de la surface d'aplanissement sommitale peut être reliée également au Miocène Moyen, voire supérieur (Figure 5-57). Des dépôts sont d'ailleurs préservés au « Crau des Mayorques » et « Crau de Saint-Phalez ». L'âge de ces surfaces est discuté dans du chapitre suivant (Interaction entre tectonique et eustatisme).

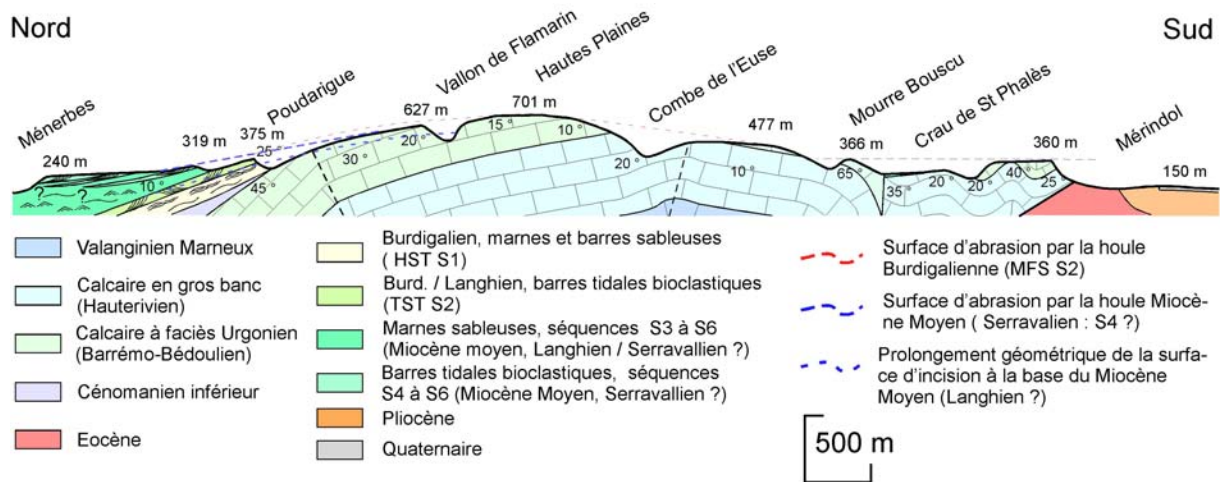


Figure 5-56 : Coupe Nord-Sud traversant le Lubéron entre Ménerbes et Mérindol. Cette coupe permet d'observer (i) les discordances entre les calcaires barrémo-bédouliens du Lubéron et les dépôts albo-cénomaniens puis tertiaires liées à la surrection polyphasée du Lubéron, (ii) la surface d'aplanissement sommitale du Lubéron (700 m) qui est reliée à l'abrasion par la houle lorsque celui-ci était ennoyé (*ie* MFS de S1 et MFS de S2), (iii) le prolongement de l'incision des dépôts du Miocène moyen au sein du TST de S2 et du HST de S1 vers les vallons suspendus sur la structure du Lubéron (entre autre le vallon Flamarin). Cette incision est donc reliée à l'émersion du Lubéron en cours de surrection, comme indiqué par les divergences synsédimentaires au sein des dépôts miocènes et à l'initiation d'un réseau de vallons qui draine ces flancs. La surface d'aplanissement sur le flanc sud (Crau de Saint-Phalès à 360 m) est reliée à une abrasion par la houle pendant le Miocène moyen, voire même supérieur, comme indiqué par les

dépôts qui la fossilisent. Sur le flanc nord cette surface n'est pas clairement observée. Une surface faiblement inclinée pourrait être éventuellement corrélée avec les dépôts du Miocène moyen du bassin d'Apt, mais dans tous les cas cette surface est très peu développée (Figure 5-58). Cette dissymétrie dans l'évolution morphologique des flancs du Lubéron peut être expliquée par l'ouverture du flanc sud vers la mer qui permet une abrasion plus rapide et importante par rapport à son flanc nord qui est ouvert vers un bassin restreint confiné entre le Lubéron et les Monts-de-Vaucluse désormais émergés. Le confinement des dépôts du Miocène moyen du bassin d'Apt par rapport à ceux du bassin de Moyenne Durance est d'ailleurs confirmé par l'analyse sédimentologique.

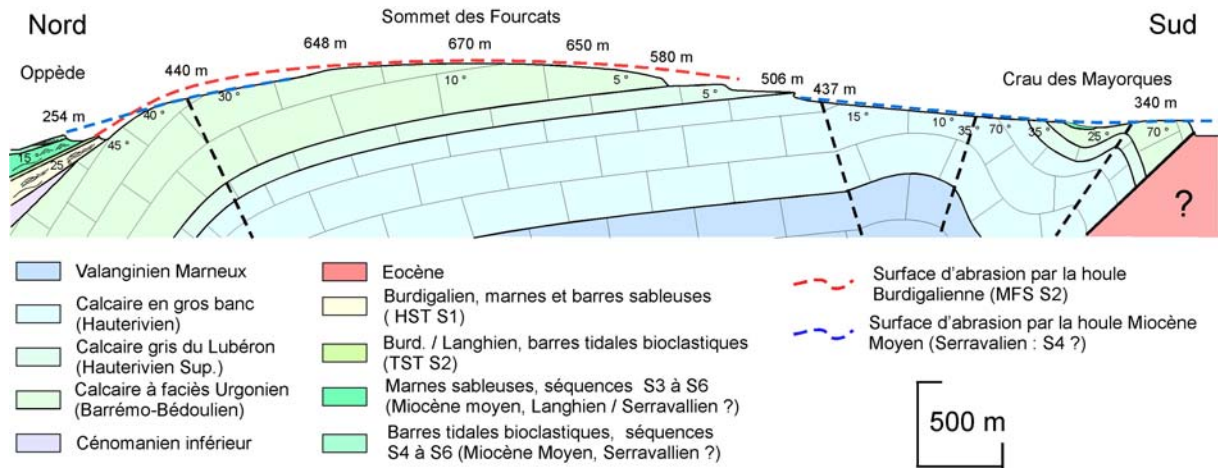


Figure 5-57 : Coupe Nord-Sud traversant le Lubéron entre Oppède et la Crau des Mayorques. Cette coupe permet d'observer (i) les discordances entre les calcaires barrémo-bédouliens du Lubéron et les dépôts albo-cénomaniens puis tertiaires liées à la surrection polyphasée du Lubéron, (ii) la surface d'aplanissement sommitale du Lubéron (670 m) qui est reliée à l'abrasion par la houle lorsque celui-ci était ennoyé (ie MFS de S1 et MFS de S2), (iii) la surface d'aplanissement sur le flanc sud (Crau des Mayorques à 340 m) est reliée à une abrasion par la houle pendant le Miocène moyen, voire même supérieur, comme indiqué par les dépôts qui la fossilisent. Sur le flanc nord une surface faiblement inclinée peut être éventuellement corrélée avec les dépôts du Miocène moyen du bassin d'Apt. Le faible développement voire l'absence de cette surface d'aplanissement par rapport à celle de la Crau des Mayorques peut également s'expliquer par la paléogéographie de l'époque, comme indiqué en légende de la Figure 5-56. On peut noter ici par comparaison avec la coupe plus à l'Est (Figure 5-56) le plongement axial vers l'Ouest de la structure du Lubéron d'environ 30 m entre les deux coupes (soit 4 km) si l'on se réfère à la surface d'aplanissement sommitale burdigalienne et environ 20 m si l'on se réfère à la surface d'aplanissement du Miocène moyen qui sont toutes deux sub-horizontales à l'origine.

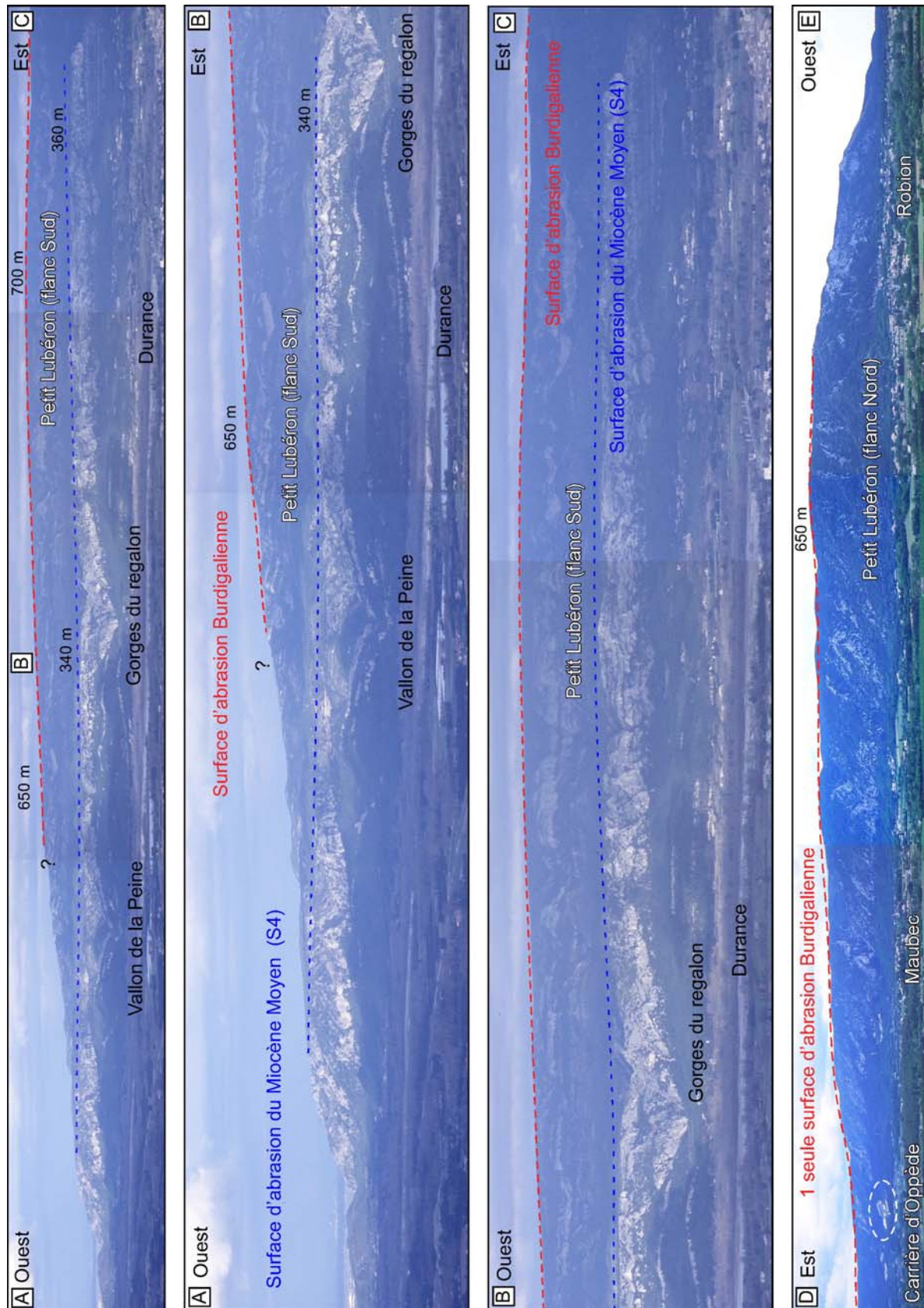


Figure 5-58 : Panoramas du Petit Lubéron. A-B-C) Vue du flanc sud. Ce flanc présente deux surfaces d'aplatissement étagées ? La surface sommitale est interprétée comme fini-burdigalienne (HST de S1, TST S1b), et la surface basale comme du Miocène moyen à supérieur. D-E) Vue du flanc nord. Sur ce flanc seule la surface sommitale est bien exprimée (voir discussion légende Figure 5-56).

Onlap sur le Crétacé (Figure 5-56 ; Figure 5-57)

Les observations de terrain effectuées dans le secteur ouest du synclinal d'Apt, entre Maubec-Robion au Sud et le Coustellet-Cabrières d'Avignon au Nord, montrent l'absence du Burdigalien dans ce secteur (hormis les marnes et sables du HST de S1 qui empiètent plus largement). Ce sont en fait de façon systématique les marnes et les sables du Miocène moyen qui transgressent sur le substratum crétacé (entre Lagnes et Cabrières d'Avignon). L'interfluve constitué par les calcaires crétacés a été érodé puis ennoyé par les marnes sableuses du Miocène moyen. Au niveau de Lagnes on retrouve ainsi la base de ces sables en contrebas des dépôts burdigaliens. La terminaison sud de cet interfluve au niveau de la carrière « des Espessades » permet l'observation d'une magnifique paléofalaise (Figure 5-54). En effet au lieu-dit « Saint Peyre », l'escarpement de calcaires crétacés est totalement perforé par les lithophages et recouvert par des encroûtements métallifères (fer ?, Manganèse ?). Malgré la non-observation de l'onlap des marnes et des sables du Miocène moyen, préservés uniquement dans la plaine, la présence des perforations témoigne de la stabilité de la morphologie de ce massif depuis son ennoisement au Miocène. L'analyse des forages de ce secteur semble confirmer également l'absence de Burdigalien, même si le substratum n'a pas été atteint dans l'axe du synclinal. Par ailleurs, l'épaisseur des marnes et sables du Miocène moyen dépasse les 200 m (Min 235 m ?) comme indiqué par le forage n° 09672X0042/111111 (annexe), ce qui indique très clairement une ouverture du bassin à l'Ouest à travers le « Déroit » entre Lagnes et Robion.

Les implications

L'ensemble de ces observations souligne une importante modification dans la localisation des dépôts-centres. En effet les dépôts miocènes, préalablement confinés au sein d'une morphologie globalement N.NW-S.SE au Burdigalien (sl) migrent ensuite de façon brutale au sein du synclinal d'Apt en cours de formation. Ce synclinal montre aujourd'hui un plongement d'environ 5 à 10° vers l'Ouest. Cette importante modification est marquée par la présence de nombreuses incisions au sein des dépôts sous-jacents (Burdigalien à Crétacé). L'incision à la base du Miocène moyen est marquée par une discordance reposant sur des dépôts d'âges variés.

L'incision la plus importante se situe au Sud-Est de Ménerbes et se différencie nettement des autres par le flux détritique à l'origine du delta de Ménerbes. A l'Ouest, au niveau du « déroit de Lagnes-Robion », la discordance du Miocène moyen sur le Crétacé souligne également l'érosion précédant l'ennoisement de ce relief. L'ampleur de l'érosion des flancs crétacés du synclinal exclut une origine uniquement plicative pour expliquer l'accumulation des dépôts dans son axe.

En l'absence de données de subsurface atteignant le substratum dans l'axe du synclinal, l'épaisseur minimum de Miocène moyen est estimée à 235 m (forages en annexe). En conclusion on observe donc un déboîtement (importante migration des dépôts-centres) et un emboîtement des dépôts du Miocène moyen par rapport à ceux du Miocène inférieur.

Si la migration des dépôts miocènes est très clairement en relation avec l'activité tectonique et l'individualisation du synclinal d'Apt, la part de la tectonique et de l'eustatisme pour expliquer les discordances à la base de ces dépôts sera discuté dans le chapitre suivant.

5.1.4 Interaction entre tectonique et eustatisme

5.1.4.1 Tectonique synsédimentaire

L'accumulation et la répartition dans l'espace au cours du temps des dépôts miocènes sont contrôlées essentiellement par les variations eustatiques modulées de façon plus ou moins importante par la tectonique (soulèvement et subsidence). A partir de l'analyse géométrique réalisée et du découpage de la série en séquences de dépôt, nous allons donc essayer de « déconvoluer » le signal obtenu afin de faire la part des mécanismes à l'origine de l'érosion ou de l'accumulation des dépôts.

Nous nous intéressons surtout à l'ampleur des incisions, afin de quantifier la part de la tectonique lors de ces chutes relatives du niveau de base, et aux séquences de dépôt présentant des divergences synsédimentaires, témoin d'une activité tectonique.

Pour le Miocène inférieur le système de vallées incisées composites mis en évidence présente trois phases de chute, dont une principale à la base et une seconde importante à la base de s2b. Ces phases d'érosion sont synchrones de la déformation du bassin notamment la première qui a conduit à la discordance entre les séries miocènes transgressives et leur substratum (Crétacé, Eocène et Oligocène). Cette déformation a conduit à l'érosion d'une part importante des dépôts tertiaires du bassin, notamment sur ses bordures en cours de soulèvement.

Comme nous l'avons montré précédemment, cette phase d'érosion s'est accompagnée de la mise en place d'un réseau de vallée qui va nous servir de surface repère afin de quantifier les variations relatives du niveau marin. Compte tenu de cette déformation et de cette discordance régionale, il n'est pas toujours possible de quantifier l'épaisseur des séries oligocènes érodées. En effet, même en position d'interfluve, les séries oligocènes ne sont pas toujours complètes. Dans ce cas, une valeur minimale d'incision est estimée à partir de l'épaisseur du TST, qui à quelques mètres près selon la position dans le système, correspond au comblement des vallées.

Au niveau du plateau des Courennes ces incisions forment une surface composite incisée d'environ 150 m par rapport à l'interfluve que constitue Céreste (Figure 5-40). En effet dans l'axe de la vallée, l'ensemble des séries « marnes de Viens » et « calcaires de Reillanne » ont été érodées, ce qui représente, au niveau de Céreste, entre 150 à 170 m de dépôt.

La première incision à la base de S1a est estimée à environ 150 m car les dépôts de S1a reposent sur les calcaires de Vachères. L'ampleur de la seconde incision est difficile à estimer dans la mesure où l'épaisseur du comblement par la séquence S1a n'est pas connue de façon certaine suite aux érosions ultérieures.

Par comparaison avec l'ampleur des chutes du niveau de base proposée dans la courbe des variations eustatiques (Abreu *et al.*, 1998), la limite de séquence S1a correspond à une chute de 40-50 m du niveau de base contre 150 m ici. L'amplification tectonique de cette chute relative du niveau de base peut donc être estimée à environ 100 m.

Pour les autres incisions au sein du remplissage, l'amplification tectonique est difficile à discriminer mais plus faible. Ceci étant, la migration vers le Sud de l'incision, à la base de

S1b puis à la base de S1c, peut être expliquée par le soulèvement des Monts-de-Vaucluse au Nord (migration sur le flanc doux de l'anticlinal).

Dans les autres secteurs, l'amplitude de l'érosion à la base de S1a est plus difficile à quantifier par manque de repères dans les terrains incisés. Des valeurs peuvent cependant être estimées au niveau de Bonnieux où la base du talweg se situe à 310 m NGF (discordance des chenaux sableux de S1a sur les sables et marnes de l'Eocène en bordure de la D3, lieu-dit « Terre blanches ») et l'interfluve des Chapelins à 450 m (HST de S1 repose sur les calcaires de Campagne Calavon). Ces repères permettent d'estimer l'incision à la base de S1 à 140 m, ce qui reste très proche des 150 m estimés au niveau de Céreste.

Les variations eustatiques estimées au sein de la molasse sableuse à calcaire (TST de S1b et S1c) sont localement importantes mais restent compatibles avec les variations eustatiques proposées par Abreu *et al.* 1998. Ces séquences comblent la morphologie précédemment creusée et l'ennoyent totalement durant le HST qui recouvre les interfluves.

Au niveau de Buoux, les divergences observées au sein de la séquence S1c (Figure 5-28) témoignent du soulèvement du Lubéron. Ces divergences s'observent dans les dépôts de la molasse calcaire, mais surtout au sein des marnes et sables du HST. Ces marnes et sables se retrouvent dans l'ensemble du bassin. Les dépôts sont localement très épais (60 à 100 m) dans l'axe du bassin selon une orientation Est-Ouest. La localisation des dépôts-centres de ce cortège est donc contemporaine du début d'individualisation du synclinal d'Apt en relation avec le soulèvement des Monts-de-Vaucluse au Nord et du Lubéron au Sud.

La molasse calcaire de la TST S1b repose ensuite en discordance plus ou moins marquée sur les marnes et sables du HST de S1, voire du TST de S1b. En effet cette discordance plus marquée sur les flancs du synclinal fossilise la déformation burdigalienne. Le sommet de ces calcaires servira donc de surface repère afin de quantifier la déformation syn-burdigalienne.

Le Lubéron a fait l'objet de nombreuses études afin de caractériser sa structure et son évolution (Clauzon, 1983). La structuration de ce pli chevauchant résulte de deux phases de compressions successives globalement Nord-Sud, séparées par une période de distension à l'Oligocène. La première phase, dite pyrénéo-provençale (Eocène), est marquée par la discordance entre les terrains d'âge oligo-miocène et les terrains crétacés (Goguel, 1932). Cet épisode de raccourcissement est suivi à l'Oligocène par une importante phase d'érosion et de distension globalement Est-Ouest qui aboutit à une pénépléation des reliefs pyrénéo-provençaux (Combaluzier, 1932 ; Dubois, 1966 ; Gouvernet, 1979 ; Clauzon *et al.*, 1997) qui seront totalement arasés lors de la transgression burdigalienne. La seconde phase dite alpine débute à la fin du Burdigalien et montre un paroxysme au Miocène supérieur (Clauzon, 1975 ; Combes, 1984 ; Clauzon *et al.*, 1987 ; Faucher, 1988).

L'enveloppe externe du Lubéron est le résultat de processus érosif sur une structure d'origine tectonique. Plusieurs surfaces d'aplanissement interprétées comme des surfaces d'abrasion marines ont été préservées et témoignent de l'évolution morphotectonique miocène du Lubéron. Ces surfaces peuvent être utilisées afin de quantifier des taux de déformation. La plus importante est la surface d'abrasion marine sommitale décrite par Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1970 ; Clauzon, 1984, Clauzon *et al.*, 1987 ; Champion, 1999). En fait, le Lubéron présente plusieurs facettes décrites par G. Clauzon, (Clauzon, 1974, Clauzon *et al.*, 1987, Champion *et al.*, 1999). Ceci étant, l'âge de ces surfaces (ne pouvant être daté directement) a

été estimé en fonction de leurs relations avec les dépôts miocènes de part et d'autre du Lubéron, en considérant que l'on avait une continuité stratigraphique pendant le Miocène.

Contrairement aux études antérieures qui considéraient que la série miocène était constituée de séquences superposées avec un maximum d'inondation à la base du Miocène moyen, l'étude menée ici a mis en évidence un emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein des dépôts du Miocène inférieur (ces derniers étant en inversion de relief). Cette relation géométrique est capitale puisqu'elle modifie l'âge précédemment attribué aux surfaces d'abrasion marine. Il faut désormais considérer que :

- La surface d'abrasion sommitale (aux alentours de 700 m) est contemporaine du maximum d'inondation du Burdigalien moyen, ce qui correspond à la MFS de S1 (environ 18 Ma)
- La surface inclinée à environ 30° correspond à l'érosion du Lubéron lors de son soulèvement. Cette surface est en continuité avec la MFS de S2 (17 Ma) qui fossilise les déformations burdigaliennes. Au niveau de la combe de Lourmarin cette séquence est emboîtée au sein du Crétacé du Lubéron. Dans l'axe du Lubéron la MFS de S2 est à 570 m.
- La surface d'abrasion basale, présente au Sud aux alentours de 350 m, est matérialisée par des érosions sur le flanc nord et est attribuée au Miocène moyen (MFS de S4 ≈ 14,5 Ma). Ce maximum d'empiètement au Miocène moyen correspond à la barre de Lauris.

Sur la base des éléments chronostratigraphiques disponibles il est désormais possible de quantifier des taux de surrection pour le Lubéron. Nous avons segmenter cette évolution en cinq étapes, à savoir :

- S0 : 18 Ma soit le mfs de la séquence S1
- S1 : 17 Ma soit le mfs de la séquence S2
- S2 : 16,5 Ma incision du burdigalien terminal (base de la séquence S3)
- S3 : 14,5 Ma soit le mfs de la séquence S4
- S4 : 5,8 Ma surface d'abandon pré évaporitique

Le Grand Lubéron, à l'Est de la cluse de Lourmarin, et le Petit Lubéron, à l'Ouest, présentant une évolution contrastée, des taux sont calculés pour chacun. L'évolution différentielle du Grand et du Petit Lubéron se matérialise au niveau de la cartographie par une discordance et un emboîtement de la séquence S2 très prononcés à l'Est de la combe de Lourmarin (vallon de l'Aigue Brun), et nettement plus faibles à l'Ouest (secteur de Ménerbes). Les résultats de cette quantification sont présentés dans les

Figure 5-59 à Figure 5-62 et commentés ci-après.

Erreur ! Liaison incorrecte.

Figure 5-59 : Essai de quantification (vitesse de surrection) sur le Lubéron.

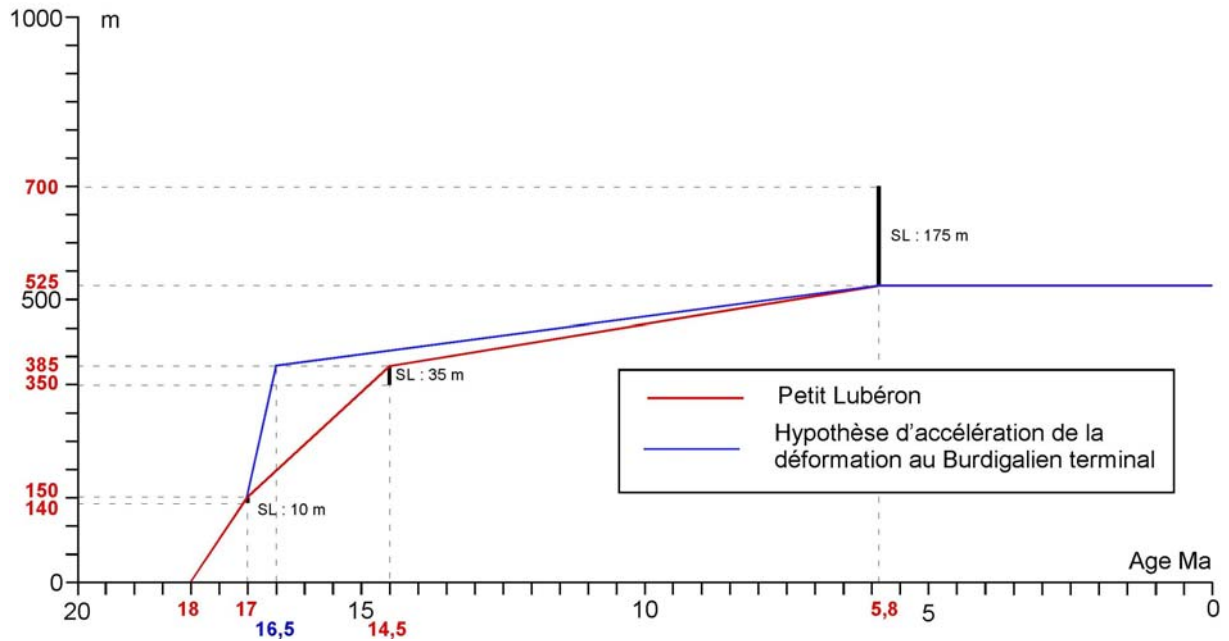


Figure 5-60 : Représentation graphique de la vitesse de surrection du Petit Lubéron avec hypothèse de l'accélération burdigalienne (SL : Sea Level).

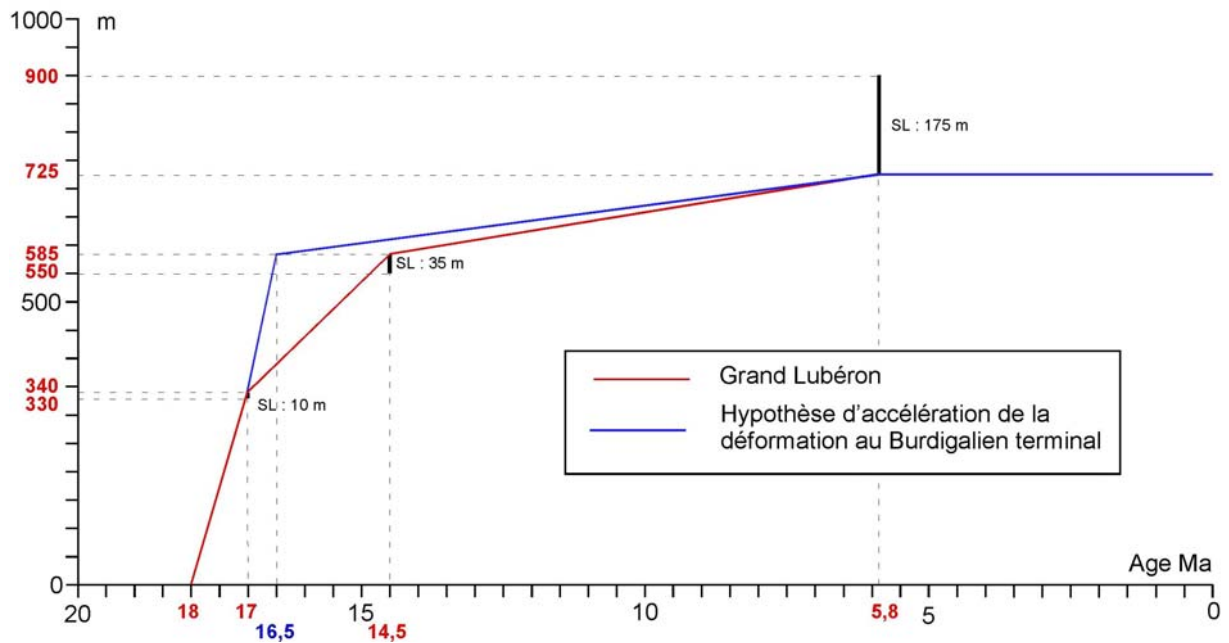


Figure 5-61 : Représentation graphique de la vitesse de surrection du Grand Lubéron avec hypothèse de l'accélération burdigalienne (SL : Sea Level).

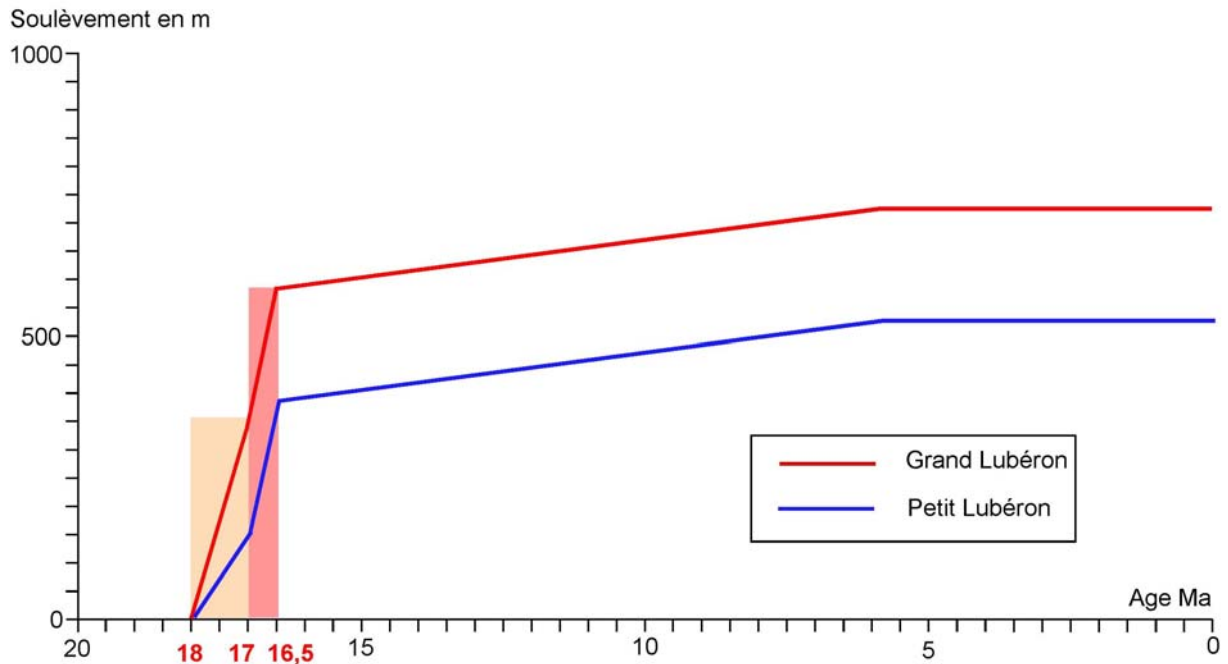


Figure 5-62 : Représentation graphique comparative de la vitesse de surrection entre le Petit et Grand Lubéron avec prise en compte de l'hypothèse de l'accélération burdigalienne.

Concernant le Miocène inférieur il est possible de quantifier la surrection du Lubéron entre la surface d'abrasion correspondant à la MFS de S1 et la surface d'abrasion correspondant à la MFS S2 préservée dans l'axe du Lubéron afin d'intégrer les déformations postérieures).

Pour le Petit Lubéron (Figure 5-60), la surface d'abrasion sommitale présente un léger basculement vers l'Ouest (- 50 m en 10 km). En moyenne cette surface est aux alentours de 700 m. A l'extrémité Est du Lubéron (Pré de Roustan), cette surface est à 710 m. A la même latitude, le sommet de la MFS de S2 est à 570m (La Pantayon). Ceci implique donc pour le Petit Lubéron un soulèvement de 140 m réalisé à la fin du Burdigalien (entre 18 et 16,5 Ma), soit 140 m/Ma ou une vitesse de soulèvement de 0,14 mm/an.

Pour le Grand Lubéron (Figure 5-61), une surface d'aplanissement plus discrète est présente à 900 m NGF, soit 186 m plus haut que la même surface sur le Petit Lubéron. On a donc un réel découplage entre les deux massifs et pas seulement deux entités morphologiques. L'utilisation comme référentiel du sommet de la MFS de S2 (à 570 m) implique un soulèvement de 330 m en 1,5 Ma soit 330 m/ Ma ou une vitesse de soulèvement de 0,33 mm/an.

Concernant le Miocène moyen, la quantification du soulèvement du Lubéron peut être effectuée entre les deux surfaces d'abrasion marine (la sommitale à 700 m, qui est burdigalienne (18 Ma) et la basale à 350 m qui est attribuée à la MFS de S4 (Serravallien, soit environ 14,5 Ma). D'après la charte des variations eustatiques de Abreu *et al.*, 1998, le maximum d'inondation au Miocène moyen doit être 35m plus élevé par rapport au Burdigalien. Ceci implique donc un soulèvement de 385 m en 3,5 Ma soit 110 m/Ma ou une vitesse de soulèvement de 0,11 mm/an. A partir de ces mêmes référentiels on peut calculer une vitesse de soulèvement de 0,15 mm/an pour le Grand Lubéron, ce qui met en évidence une déformation différentielle entre le Petit et le Grand Lubéron à la fin du Burdigalien (Figure 5-62).

Une estimation de la déformation peut également être proposée entre la MFS de S2 à 17 Ma (570 m) et la surface d'abrasion correspond à la MFS de S4 à 14,5 Ma (350 m). La prise en compte des variations eustatiques pendant cette période implique un soulèvement de 245 m, soit 98 m/Ma, ou une vitesse de soulèvement de 0,1 mm/an. Ce soulèvement est identique à celui du Miocène inférieur. Cependant les observations effectuées ont montré l'existence d'une chute du niveau marin relative très importante à la fin du Burdigalien et le comblement de cette incision par les dépôts marins transgressifs du Langhien puis du Serravallien. Cette incision comme nous l'avons montré est fortement amplifiée par la tectonique. Ces observations laissent supposer que la déformation verticale mesurée ici est essentiellement liée à cette phase de déformation soit au maximum entre 17 et 16,5 Ma. Cette interprétation permet d'estimer un soulèvement de 490 m/Ma, ou 0,49 mm/an, ce qui est particulièrement rapide pour un massif tel que le Lubéron, qui montre une déformation moyenne relativement lente.

En l'absence de surface d'abrasion à 14,5 Ma préservée sur le Grand Lubéron, la déformation entre 17 Ma et 14,5 Ma est simplement estimée par différence ($585 - 330 = 255$ m), soit 102 m/Ma, ou 0,1 mm/an.

La surface d'abandon pré-évaporitique (datée -5,8 Ma) est une surface non déformée (Clauzon, 1984, 1996). Ceci permet d'estimer des vitesses de soulèvement pour le Lubéron entre cette surface et les autres, définies précédemment à 18, 17 et 14,5 Ma en tenant compte des bathymétries estimées par Abreu *et al.* (1998).

Les vitesses de soulèvement obtenues sont d'environ 0,043 mm/an pour l'intervalle 18-5,8 Ma, de 0,034 pour l'intervalle 16,5-5,8 Ma, et environ 0,016 mm/an pour l'intervalle 16-5,8 Ma.

Si l'on considère que la vitesse de soulèvement (0,045 mm/an) entre 18 et 5,8 Ma comme vitesse moyenne pour le Lubéron au cours du Miocène, on peut estimer des accélérations et décélérations au cours du temps.

Pour l'intervalle 18-17 Ma, on observe une accélération du soulèvement (multipliée par deux). Cette accélération est en accord avec l'arrivée de matériel détritique dans le bassin et les divergences dans le HST de S1 associées au début de l'individualisation des synclinaux.

Pour l'intervalle 17-14,5 Ma, si l'on considère que la déformation peut être essentiellement rapportée à l'intervalle 17-16,5 Ma (importante déformation plicative dans tout le bassin), on observe alors une accélération du soulèvement (multipliée par dix). Cette accélération se matérialise sur le terrain par la plus importante incision et variation de faciès enregistrée pendant le Miocène. Ce soulèvement semble généralisé et pas seulement dû au soulèvement du Lubéron.

Pour l'intervalle 14,5-5,8 Ma, on observe une décélération (multipliée par trois). Ceci étant le soulèvement est quand même de 185 m et se matérialise très bien sur le terrain (du fait de la « continentalisation » du bassin) par la préservation de brèches de pente au front du chevauchement du Lubéron. Il est important de souligner la préservation in situ presque totale du matériel démantelé pendant cette période compte tenu du régime continental et de l'absence d'important système fluvial à l'opposé de la période Burdigalo-Langhienne où la capacité hydrodynamique des courants marins a permis l'évacuation de la quasi totalité du matériel érodé. D'après les observations de terrain, la déformation est essentiellement d'âge

Tortonien (Gaudry, 1873 ; Aguilar, 1982 ; Clauzon, 1984, 1996). Il semble donc que la déformation est importante et ce, malgré des valeurs plus faibles de soulèvement. Il est donc envisageable qu'elle se soit essentiellement effectuée de façon tangentielle le long des chevauchements au front du Lubéron et de façon moindre par accommodation verticale. Par ailleurs la nature des brèches (brèches monogéniques de Cucuron à matériaux crétacés) plaide en faveur de la présente hypothèse d'un début de déformation / soulèvement burdigalien ayant érodé la presque totalité des dépôts burdigaliens, ce qui explique leur absence au sein des brèches tortoniennes.

5.1.4.2 Evolution tectonique et sédimentaire du bassin d'apt

L'étude réalisée dans le secteur d'Apt a permis de définir deux grands systèmes de vallées incisées, un au Miocène inférieur et un au Miocène moyen. Aucun dépôt du Miocène supérieur n'a été défini dans ce secteur (non dépôt ou érosion ?).

Concernant le Miocène inférieur, les premiers dépôts miocènes de la région d'Apt sont attribués au Burdigalien inférieur par la présence de *Sphenolithus belemnos* à la base de la coupe de Notre Dame-de-Lumière (*datum* à 19 Ma). Ces dépôts sont très nettement discordants sur un substratum légèrement structuré d'âge crétacé à oligocène et incisés durant l'Aquitainien. Les derniers dépôts lacustres à laguno-saumâtres à la base du Miocène sont attribués à l'Aquitainien par le gisement de mammifères de la « Ferme Les Bérards » attribué à la biozone NN1 / NN2a (aux alentours de 23 Ma) dans le bassin de Forcalquier (J.-P. Aguilar comm. personnel). La lacune à la base du Miocène et donc d'environ 4 Ma, période durant laquelle le réseau fluvial comblé pendant le Miocène a été incisé. La première séquence de dépôt (S1a) comble (partiellement ?) cette incision estimée localement à environ 150 m de profondeur. L'ampleur de cette incision fait intervenir une forte amplification tectonique, notamment verticale. Cette discontinuité est interprétée comme la discordance basale du bassin d'avant-pays alpin liée à la déformation flexurale et à la mise en place d'un bourrelet périphérique (forebulge).

Cette première séquence est à son tour érodée, et localement absente, puisque que la seconde incision s'emboîte au sein de la précédente et de son substratum, formant ainsi une vallée dite composite (Zaitlin *et al.*, 1994). L'ampleur de cette seconde incision est difficile à estimer (environ 60 à 85 m ?). Compte tenu des variations eustatiques pour cette période une amplification tectonique de cette chute relative du niveau de base est envisageable mais de bien moindre importance (dizaines de mètres au maximum). Par ailleurs cette seconde incision est décalée vers l'axe des futurs synclinaux, ce qui suggère que l'amplification tectonique est plutôt à relier à un début de déformation plicative au sein du bassin d'avant-pays.

Trois séquences haute fréquence sont imbriquées au sein de la vallée et constituent le TST de S1 qui comble la vallée. Ces dépôts sont d'un point de vue sédimentologique dominés par les courants tidaux. Cette morphologie sera totalement envoyée au cours de la séquence S1c. La MFS de S1 marque localement (sur la tête des anticlinaux) le maximum d'empiètement du Miocène inférieur et est associée au développement de surfaces d'abrasion marine préservées au sein du bassin (Lubéron, Monts-de-Vaucluse), qui correspondent le plus souvent aux interfluves du premier système de vallées. Le HST de la séquence S1 est caractérisé par un important flux détritique (quartz, micas ...), une diminution drastique de la proportion de carbonate (dilution et/ou chute de productivité ?) et d'un point de vue sédimentologique par une prédominance des courants de houle suite au comblement de la

vallée (absence de confinement). La structuration tectonique du bassin est enregistrée par des divergences au sein du TST mais surtout du HST de la séquence S1 et marque le début d'individualisation des différents sous-bassins miocènes.

Les dépôts de la séquence S2 sont discordants sur le HST de S1 et fossilisent la déformation burdigalienne. Ces dépôts carbonatés à plus de 90 % sont préservés essentiellement dans l'axe des synclinaux en cours de formation et montrent donc une importante migration des dépôts-centres par rapport au Burdigalien inférieur, hormis au niveau du Lubéron où cette séquence, fortement érosive, est emboîtée au sein des dépôts miocènes et crétacés sous-jacents. Au niveau du Lubéron, on observe donc un système composite avec deux incisions importantes successives, respectivement base de S1, (de moindre importance mais également S1b et S1 c) et base de S2. Ces incisions sont globalement toujours situées au niveau de l'actuelle combe de Lourmarin, secteur qui correspond à un couloir de failles décro-chevauchantes qui font le relais entre le Petit et le Grand Lubéron. Ces incisions migrent légèrement vers l'Ouest au cours du temps en relation certainement avec un soulèvement plus important du Grand Lubéron (330 m) par rapport au Petit Lubéron (140 m) pendant le Burdigalien.

Le Miocène moyen constitue le deuxième grand système de vallées incisées. L'ensemble de ces dépôts sont en effet déboîtés et emboîtés par rapport à ceux du Miocène inférieur. Contrairement au Miocène inférieur où les incisions successives se sont emboîtées au sein d'une même « surface enveloppe » avec une direction moyenne du Nord vers le Sud, l'amplification de la déformation plicative entraîne une réorganisation complète avec une direction moyenne des systèmes de dépôt de l'Est vers l'Ouest, et surtout un emboîtement de ces dépôts qui se retrouve en contrebas du Miocène inférieur. L'incision à l'origine de la réorganisation des systèmes de dépôt est associée à une surrection d'environ 250 m pour le Lubéron. Consécutivement à ce soulèvement, les dépôts du Miocène moyen ne se retrouvent que dans la partie occidentale du bassin où leurs épaisseurs dépassent les 230 m à l'Ouest et se terminent en onlap à l'Est, sur les calcaires burdigaliens surélevés. La dernière butte témoin ne fait plus que 30 m d'épaisseur, et aucun témoin n'est préservé au delà de Lacoste ou de Bonnieux. Ceci étant, des dépôts équivalents sont préservés dans l'axe du synclinal de Reillanne, à l'Est immédiat de Céreste, ce qui semble indiquer une possible connexion entre les deux synclinaux après l'ennoiement de la vallée.

5.2 GENERALISATION DU SYSTEME DE VALLEES INCISEES A L'ENSEMBLE DU BASSIN PERI-ALPIN

Lors de cette étude la totalité des données cartographiques des séries miocènes du BMRP ont été revues à la lumière du nouveau canevas stratigraphique. Un des résultats de ce travail est de pouvoir fournir une cartographie par séquence de dépôts de trois bassins majeurs du BMRP (Apt, Forcalquier, Valréas).

5.2.1 Une nouvelle organisation stratigraphique : influence sur les Corrélations des différents sous-bassins du BMRP.

L'analyse des successions de faciès et des surfaces stratigraphiques du BMRP a permis de découper le remplissage sédimentaire miocène du BMRP en 10 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre (Vail *et al.*, 1991). Chaque limite de séquence s'accompagne d'une émergence

plus ou moins importante du BMRP. Au passage entre l'Aquitaniens et le Burdigalien, le Burdigalien et le Langhien, le Serravallien et le Tortonien, l'ensemble du BMRP est exondé, comme l'atteste l'ampleur des érosions fluviales associées, les relations géométriques entre les dépôts sus- et sous-jacents et le faciès de comblement de ces rias. En effet, les dépôts du Burdigalien, ceux du Miocène moyen (Langhien et Serravallien) et enfin ceux du Tortonien ne se superposent pas selon le schéma classique d'un empilement stratigraphique. La succession stratigraphique miocène du BMRP doit dorénavant prendre en compte des interruptions de sédimentation consécutives à un déboîtement des zones de dépôt, suivi ou non de leur emboîtement. L'illustration d'un tel empilement composite de dépôts, déboîtement et emboîtement qui se succèdent, est donnée dans les secteurs d'Avignon – Pujaut (Figure 5-63) et du Pont de Mirabeau (Besson *et al.*, 2002). D'autre part, le comblement transgressif de la ria langhienne (la plus spectaculaire) est assuré principalement sur plus de 150 km par des dépôts lagunaires en aggradation et renferme des témoins de mangroves à *Avicennia*, aussi bien en aval dans le secteur d'Istres, qu'en amont dans le secteur de Châteauredon (Jimenez Moreno *et al.*, 2002 ; Besson *et al.*, 2005).

- Implications stratigraphiques

Une incision fluviale est désormais caractérisée au Burdigalien terminal dans le BMRP. Atteignant localement plus de 300 m, elle ne peut être rapportée à la seule baisse glacio-eustatique de l'océan global mais est accentuée par une déformation régionale dont les modalités spatiales varient selon l'héritage structural. L'existence d'un tel réseau fluviale fini-burdigalien déboîté, emboîté dans les formations antérieures, modifie considérablement les corrélations stratigraphiques et les reconstitutions paléogéographiques jusqu'alors proposées.

En limitant les implications au seul domaine stratigraphique, il faut désormais (1) abandonner l'idée selon laquelle les unités lithostratigraphiques sont superposées verticalement, (2) ne plus considérer en variation latérale de faciès les molasses burdigaliennes et les marnes sableuses de type « schlier » : dans le Sud-Est de la France, ces marnes sableuses sont langhiennes et caractérisent des dépôts paraliques transgressifs, (3) replacer les récents résultats stratigraphiques obtenus dans le bassin de Digne dans ce nouveau cadre morphologique et (4) discuter toutes les corrélations qui avaient été établies précédemment dans le BMRP et qui ne prenaient pas en compte le déboîtement suivi de l'emboîtement des dépôts du Miocène moyen.

5.2.2 Les réseaux de drainage miocène

Le remplissage sédimentaire du BMRP ne peut plus être considéré comme la simple superposition verticale de couches sédimentaires. Il est composite. La sédimentation est interrompue par des incisions fluviales, ennoyées par la mer puis comblées par des dépôts marins marginaux-littoraux. Ces systèmes de vallées incisées du cycle miocène se regroupent désormais en trois complexes composites indépendants (Figure 5-63 ; Figure 5-67 ; Figure 5-68), respectivement du Miocène inférieur, (du Miocène) moyen et (du Miocène) supérieur, précédant le système messinien et son remplissage pliocène (Clauzon, 1974). Les systèmes les plus anciens sont en contre-haut des suivants : ainsi les rias langhiennes sont en contrebas des rias burdigaliennes.

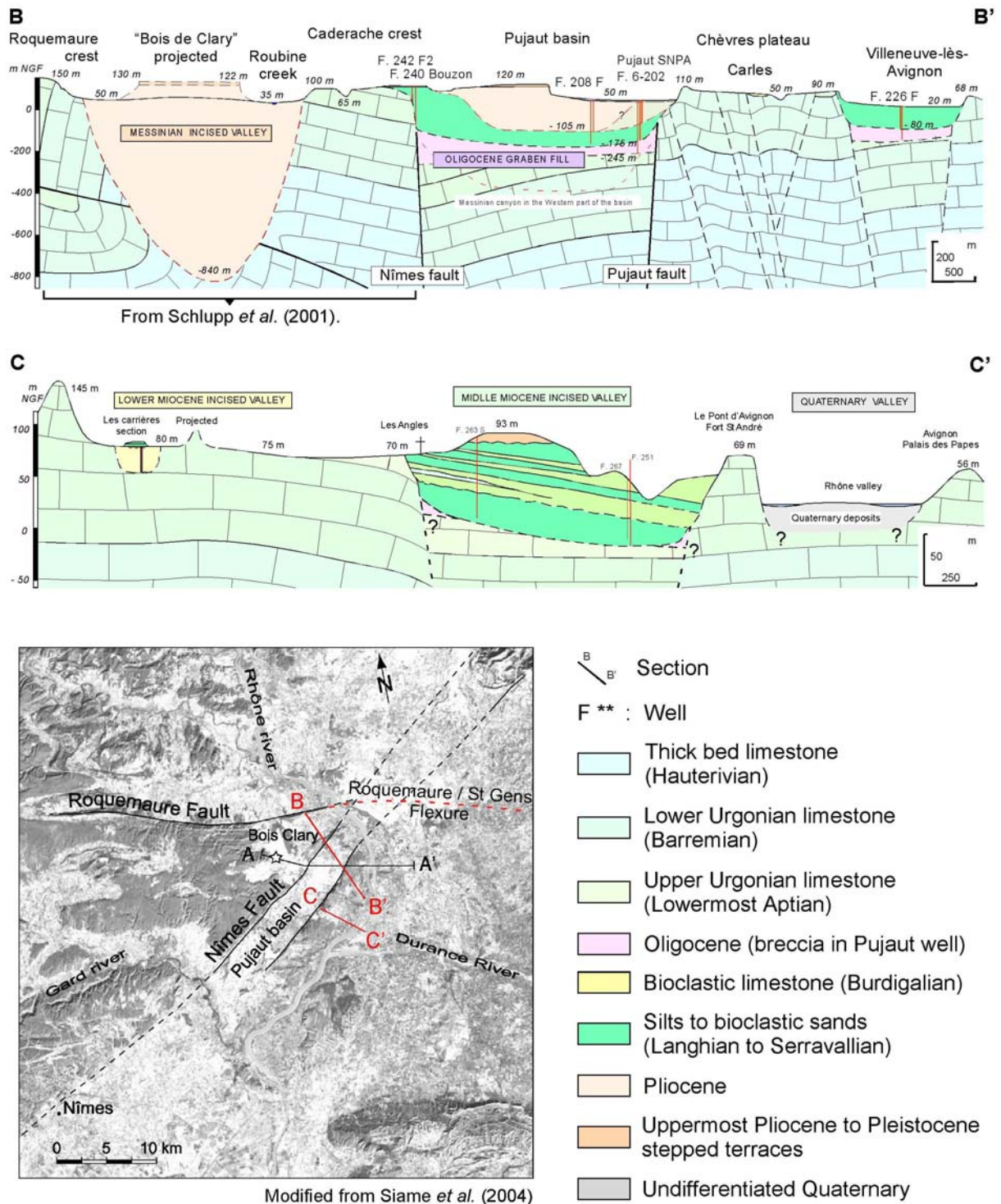


Figure 5-63 : Relations entre les réseaux fluviaux depuis le Miocène inférieur dans les secteurs d'Avignon – Pujaut. Coupe transversale entre Pujaut et Avignon montrant le déboîtement et l'emboîtement des réseaux quaternaire, messinien, fini-burdigalien et aquitano-burdigalien. Les figures suivantes montrent des observations générales et de détails de ces réseaux de vallées.

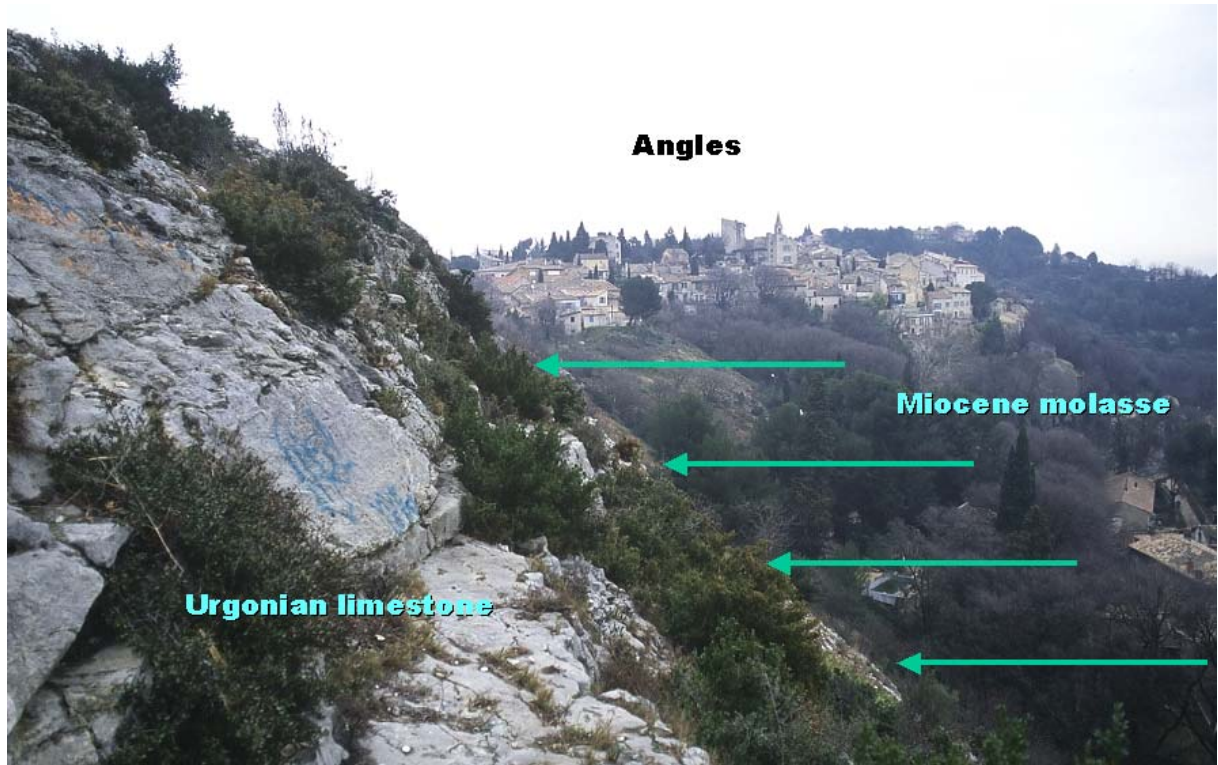


Figure 5-64 : Vue de l'onlap de la molasse sur l'Urgonien au niveau des Angles



Figure 5-65 : Vue du fort Saint André et du flanc Est de la vallée

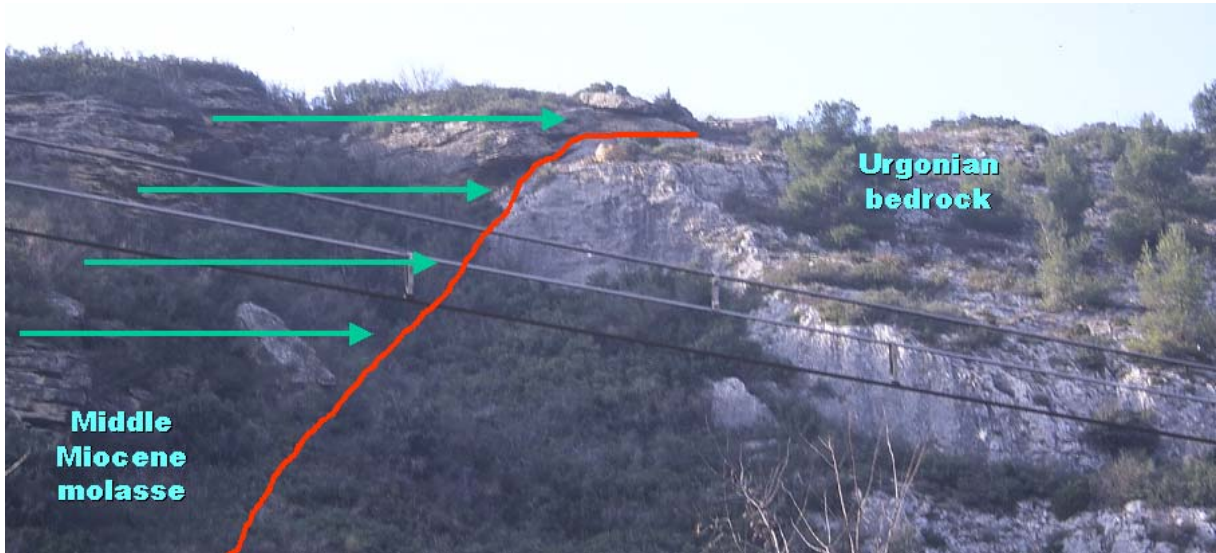


Figure 5-66 : Vue de l'onlap des dépôts du Miocène moyen sur le Crétacé



Figure 5-67 : Sommet du Burdigalien altéré et ferrugineux sur le plateau des Angles. Cette surface correspond à la base de la vallée incisée du Burdigalien supérieur en position d'interfluve. Localisation sur la figure précédente (coupe des Carrières).



Figure 5-68 : Conglomérat à silex verdis pluri-décimétriques entre les dépôts bioclastiques burdigaliens et les marnes silteuses langhiennes. Noter la présence de galets mous blancs (argiles à *Hinnites* remaniées et altérées). Cette surface correspond à la base de la vallée incisée du Burdigalien supérieur en position d'interfluve.

5.2.2.1 Le système de vallées incisées composites du Miocène inférieur

- **LES « MOLASSES » DU MIOCENE INFÉRIEUR**

Les molasses du Miocène inférieur constituent deux complexes de barres bioclastiques, toujours très claires, beiges, blanc, blanchâtres (de Lapparent, 1900 ; Combaluzier, 1932 ; Gignoux, 1960). Ces molasses correspondent notamment aux molasses de Provence exploitées dans les carrières des Baux-de-Provence, Saint-Paul-Trois-Châteaux, Lourmarin, Céreste, Gordes, Saint-Gens... Il s'agit de calcaires bioclastiques du type foramol (Simone & Carannante, 1988), plus ou moins quartzeux. L'association bryozoaires, lamellibranches, échinodermes, algues rouges, foraminifères benthiques est caractéristique de carbonates de moyenne latitudes (Lees & Buller, 1972).

La nature lithologique du substratum influe directement le faciès de ces molasses. Dans le cas d'une transgression sur des sables ou des grès comme à Saint-Restitut (bassin de Valréas) ou dans le secteur de Saumane – Vénasque (bassin de Carpentras), les dépôts miocènes sont constitués d'un mélange dominé par des sables quartzeux. Dans le cas d'une transgression sur un substratum carbonaté comme les monts de Vaucluse, les dépôts sont constitués majoritairement à exclusivement de bioclastes. De façon synthétique, la première séquence de dépôts est généralement mixte alors que la seconde est systématiquement plus bioclastique (jusqu'à 99 %). Les foraminifères benthiques sont presque exclusivement représentés par des formes hyalines comme les amphistégines ; les formes agglutinées rares et celles porcelanées quasi absentes.

Dans le secteur de Saumane – Vénasque, l'analyse de ces associations faunistiques permet de préciser la qualité des eaux à leur débouché dans la mer miocène. L'élément le plus singulier est représenté par des organismes encroûtants tels que *Koskinobullina*, qui vit fixé sur un substrat lithifié, à moins de 30 m de profondeur dans des eaux propres, non turbides (Parize, 1996 ; détermination J.M. Villain). L'association de bryozoaires, rotalidés, *Elphidium*, *Koskinobullina*, amphistégines montre la proximité de flux d'eau douce et l'absence de pollution argileuse : cette eau pourrait donc venir de paléo-résurgences karstiques et actuellement transformées en avens comme celle de Valescure à l'amont de la paléo-vallée de Fontaine-de-Vaucluse (cf. infra).

Dans les secteurs de Nyons et de Vaison-la-Romaine (bassin de Valréas), les calcaires bioclastiques à « pralines » (boulets pluricentimétriques d'algues rouges) témoignent d'un fort hydrodynamisme mais également de l'absence de pollution argileuse, ce qui permet d'exclure l'éventualité d'un delta au sein de ce large estuaire drainant une partie des monts de Vaucluse et des Baronnies. Comme à Saumane – Vénasque, ce secteur était caractérisé au Miocène inférieur par des rias très courtes, profondément entaillées au sein des massifs carbonatés crétacés et de leur couverture éo-oligocène. Le réseau de drainage de ces rias était quasi-inexistant, l'ensemble du massif fonctionnant comme un système karstique en cours d'envoyage avec des apports détritiques épisodiques quasi-nuls constitués essentiellement par le remaniement du substratum et l'éboulement des falaises (blocs pluri-métriques d'Eocène à Nyons, d'Oligocène et de Crétacé à Vénasque). Compte tenu de leur remplissage carbonaté, les paléovallées de Nyons et de Vaison-la-Romaine ne semblent pas pouvoir constituer l'axe de drainage périalpin de direction Nord-Sud qui guide la transgression du Miocène inférieur et permet la communication avec la Paratéthis (Figure 5-85).

Les deux autres axes de transfert identifiés au Miocène inférieur (Figure 5-85) sont (i) la paléovallée passant au niveau de Saint-Restitut et se prolongeant vers Crest et (ii) la paléovallée de Lourmarin – Gordes – Montbrun – Mévouillon. Pour ces deux réseaux, l'importance du conglomérat de transgression (métrique à plurimétrique) constitué du remaniement d'éléments allochtones est un excellent indice de l'antécédence d'un réseau de drainage. Malgré l'absence de dépôts de Miocène inférieur dans le Diois et les Baronnies, ce second réseau constitue un bon candidat pour représenter le système drainant péri-alpin. En effet d'un point de vue géométrique et structural, cette paléovallée serait dans le prolongement des synclinaux à cœur miocène du Vercors et d'un point de vue sédimentologique, la taille des corps tidaux observés notamment à Mévouillon indique une bathymétrie plus importante par rapport à ceux de Saint-Restitut.

Le remplissage sédimentaire de ce réseau de vallée incisée est caractérisé par (i) la prédominance de la dynamique tidale amplifiée au sein de ces rias particulièrement longues et étroites, (ii) un comblement mixte à exclusivement carbonaté lié à des réseaux en domaine karstique et/ou une transgression particulièrement rapide sur cette partie externe du bassin d'avant-pays piégeant ainsi la quasi-totalité du matériel détritique au sein de deltas localisés au front de la chaîne (Digne, Lans-en-Vercors...). Il en résulte une variété et surtout une taille tout à fait exceptionnelle des corps sédimentaires édifiés par les courants tidaux. S'observent : (i) des tidalites dans les milieux les plus abrités et/ou à forts flux et taux de sédimentation (Besson, 2005), (ii) des corps tidaux transverses ou barres : (iia) des mégarides (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990), (iib) des vagues de sables composites édifiées par la superposition de mégarides tidales d'épaisseur décimétrique et d'extension métrique sur de grandes surfaces légèrement inclinées (Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 2001), (iic) des dunes dont la hauteur atteint 15 à 20 m pour une longueur d'onde de 250 à 300 m (Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 2001), (iii) des bancs tidaux longitudinaux d'épaisseur décimétrique (Lesueur *et al.*,

1990 ; Rubino *et al.*, 1990), (iv) des chenaux méandriiformes de profondeur décamétrique (Dalrymple *et al.*, 2004).

• LE PASSAGE ENTRE LE BURDIGALIEN ET LE LANGHIEN

L'approche multidisciplinaire intégrée peut être utilisée pour préciser la succession stratigraphique et les corrélations entre faunes marines et continentales au passage du Burdigalien au Langhien. Dans le remplissage transgressif de la ria langhienne, nous avons en effet reconnu en position aval l'association entre des pollens d'*Avicennia* et des préorbulines (Basse Provence) alors qu'en position amont, des pollens d'*Avicennia* ont été trouvés une trentaine de mètres au-dessus du niveau à rongeurs de Châteauredon 1. Cette microfaune avec les genres *Democracetodon* et *Megacracetodon*, notamment *M. lalai* indique un âge compris entre 16,6 et 16 Ma soit entre le Burdigalien terminal et le Langhien basal (Parize *et al.*, soumis). La géométrie et les séquences de faciès montrent que cette surface d'incision doit être rattachée à la partie supérieure du Burdigalien et que ce niveau (son comblement transgressif) à la partie inférieure du Langhien (Besson *et al.*, 2005).

Le stratotype du Burdigalien a été défini dans le bassin de Valréas à Saint-Paul-Trois-Châteaux – Saint-Restitut par Depéret (1892) ; il a été complété par le parastratotype de Montbrison – Fonbonau (Demarcq *et al.*, 1974 ; Pouyet *et al.*, 1997). Les premières évidences de paléovallées incisées aquitano-burdigaliennes ont été fournies par l'analyse de ces dépôts stratotypiques et parastratotypiques (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990) puis celle de l'ensemble du Burdigalien du BMRP (Guy *et al.*, 1989 ; Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 1997 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Besson, 2000). Cette modalité de la transgression miocène dans des rias venait alors compléter le remplissage en concordance stratigraphique, en biseaux d'aggradation passive et en biseaux divergents d'aggradation. L'inventaire systématique de paléovallées à remplissage burdigalien (Besson *et al.*, 2002 ; Besson, 2005) montre finalement que l'ensemble des affleurements permet de dessiner un paléoréseau de drainage fluvial à la base du Burdigalien et que ce motif règle la géométrie du comblement burdigalien même si une déformation synsédimentaire peut l'affecter.

Le remplissage du premier réseau de vallées incisées repose sur de l'Oligocène supérieur dans le secteur de Céreste – Viens, voire terminal dans le secteur de Fontaine-de-Vaucluse, à Aquitanien dans le bassin de Forcalquier, il débute au Burdigalien basal.

L'orientation de ce paléoréseau aquitano-burdigalien est grossièrement parallèle à l'axe de la chaîne et converge vers le golfe du Lion en Camargue. Il est constitué de plusieurs branches (Figure 5-85). La branche la plus occidentale draine les secteurs d'Avignon – Carpentras et de Valréas (Figure 5-83 ; Figure 5-84). La paléovallée passe au voisinage du sondage de Violès 1 où une centaine de mètres de molasses burdigaliennes est reconnue. Dans le bassin de Valréas, il y a confluence avec des branches venant du Massif central (Tave et Cèze burdigaliennes), une branche venant certainement du Nord et passant par Chantemerle et Saint-Restitut (Lesueur *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1990) et une branche passant par Nyons et suivant l'Aigue. Dans le secteur de Carpentras, ce réseau s'adjoint une branche venant de Propiac et passant au droit de Suzette et une autre venant de Crillon le Brave (Rubino *et al.*, 1997 ; Besson *et al.*, 2002). Immédiatement au Sud, les paléovallées de Fontaine-de-Vaucluse et de Saumane – Vénasque (Parize, 1996 ; Besson, 2000) viennent rejoindre ce réseau.

Une branche plus orientale draine, quant à elle, le secteur durancien, passe par Grambois, puis longe la faille de la Durance dans son compartiment occidental en passant par

Pierrevert (Figure 5-69), Ganagobie (Figure 5-70 à Figure 5-75). Elle traverse ensuite la faille de la Durance dans le secteur de Volonne – Sourribes. Cette branche orientale se divise elle-même en plusieurs branches qui se perdent sous la nappe de Digne, à la fois dans le secteur de Tanaron – Esclangon (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Wonham, 1996) et dans celui de Châteauredon (Besson *et al.*, 2005). Dans le secteur de Cucuron, au niveau de Lourmarin, cette branche durancienne conflue avec un système qui draine les actuels monts de Vaucluse. Ce système se divisait en deux branches immédiatement au Nord de l'actuel Lubéron, dans le secteur de Buoux. Une paléovallée orientale passait alors par Viens et Courennes et se dirigeait vers le Nord, par Châteauneuf-Miravail (Guy *et al.*, 1989) ; une vallée occidentale passait par Bonnieux, Lacoste, Oppède, Gordes (Besson *et al.*, 2002) et se dirigeait vers le Nord en passant par Montbrun (Guy *et al.*, 1989, Besson *et al.*, 2002). Par son importance et l'ampleur de son érosion, cette dernière vallée aquitano-burdigalienne devait certainement passer par Mévouillon et drainer une grande partie des actuels Baronnies et Diois puis se prolonger dans le Vercors où le Burdigalien inférieur est encore préservé dans les synclinaux.

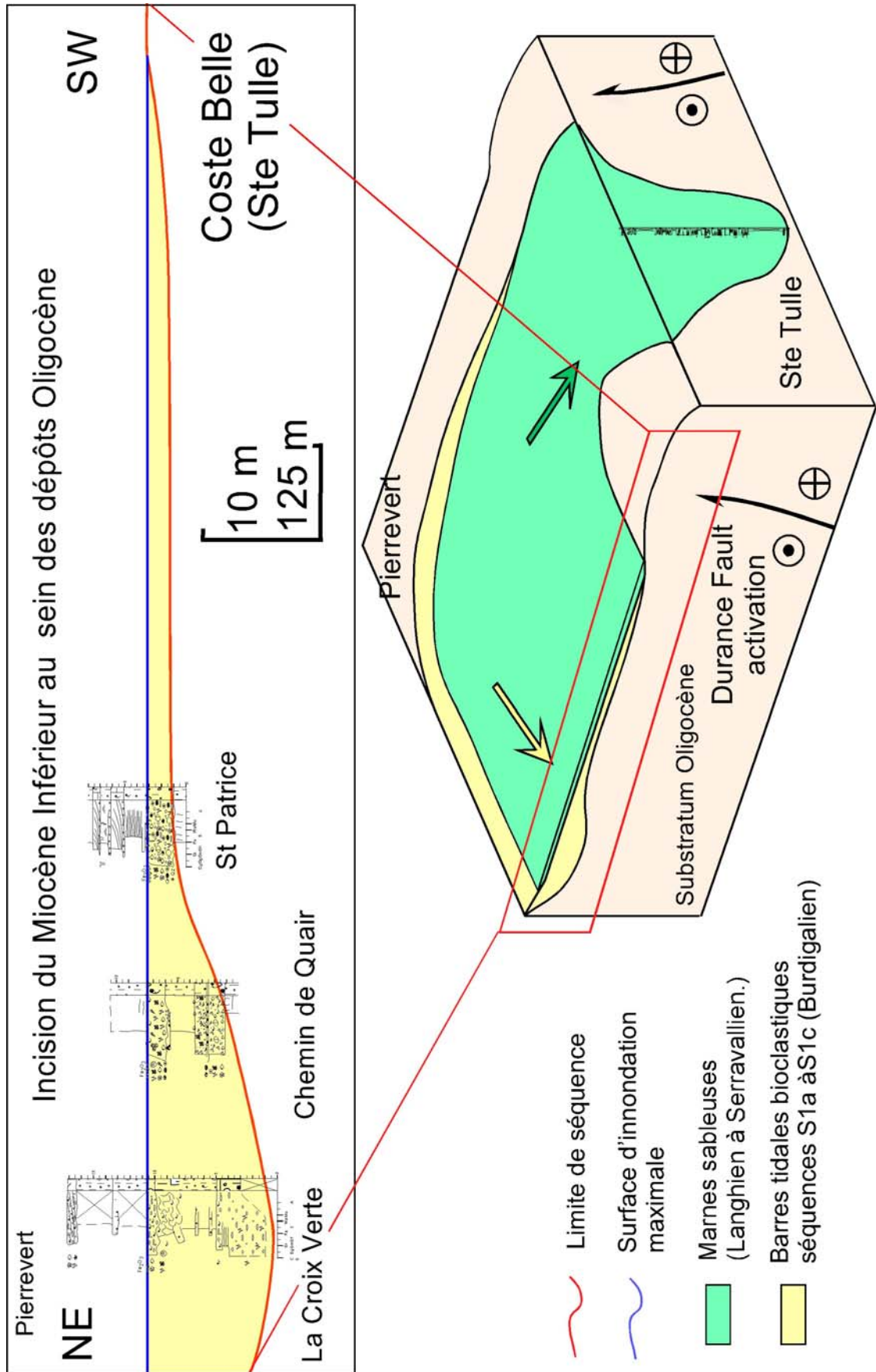


Figure 5-69 : Système des vallées incisées du Miocène Inférieur et Moyen au niveau Pierrevert

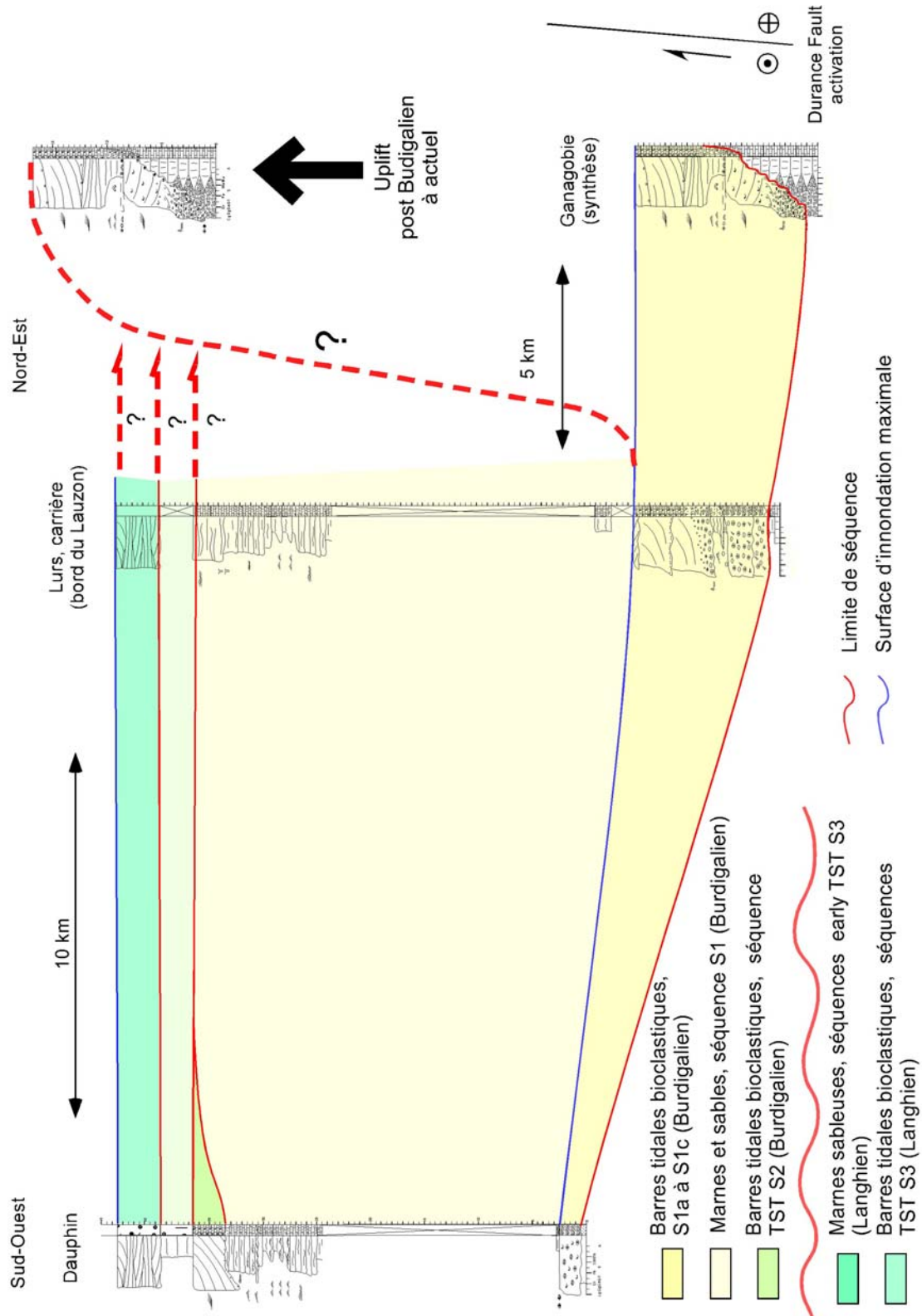


Figure 5-70 : Les systèmes de vallées au sein du bassin de Forcalquier. (i) Vallée incisée du Miocène inférieur sur la bordure ouest de la faille de la Durance. (ii) Lacune de TST de S2 dans la partie orientale du bassin de Forcalquier mis en relation avec le début de soulèvement d'une zone de flexure parallèle à la faille de la Durance. (iii) Lacune des dépôts du HST de S2 mise en relation avec l'incision du Burdigalien terminal, amplifiée ici par le soulèvement continu de la zone de flexure (faille de la Durance) et le soulèvement des bordures du synclinal de Forcalquier.

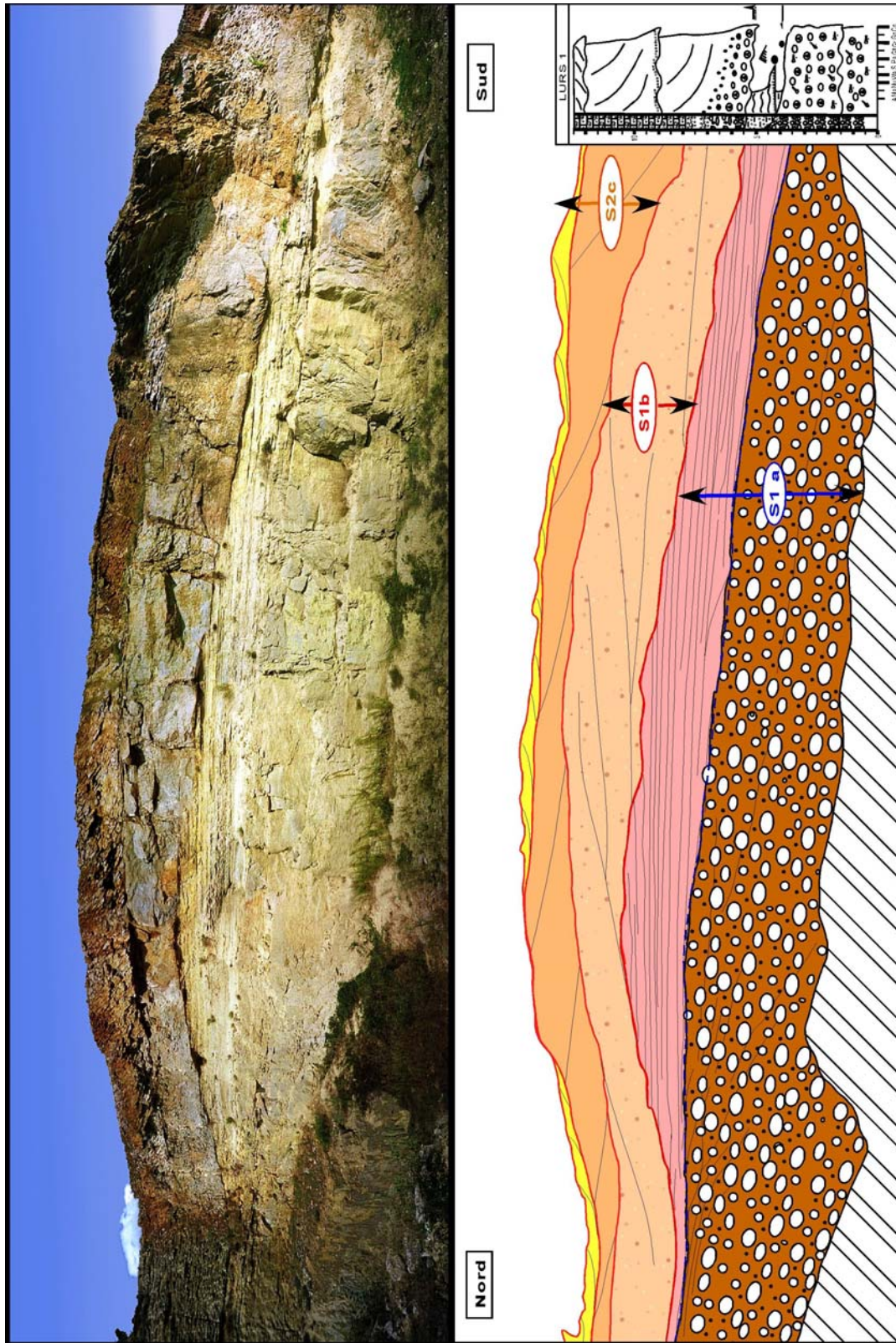


Figure 5-71 : Détails sur les faciès dans l'axe de la vallée incisée du Burdigalien inférieur (coupe « lurs-carrière » sur la figure précédente). Noter l'évolution transgressive des faciès du TST de S1 entre les trois séquences haute fréquence S1a à S1c depuis des faciès conglomératiques et siliciclastiques dominés par la dynamique fluviale à remaniement tidal vers des faciès mixtes puis bioclastiques dominés par la dynamique tidale.

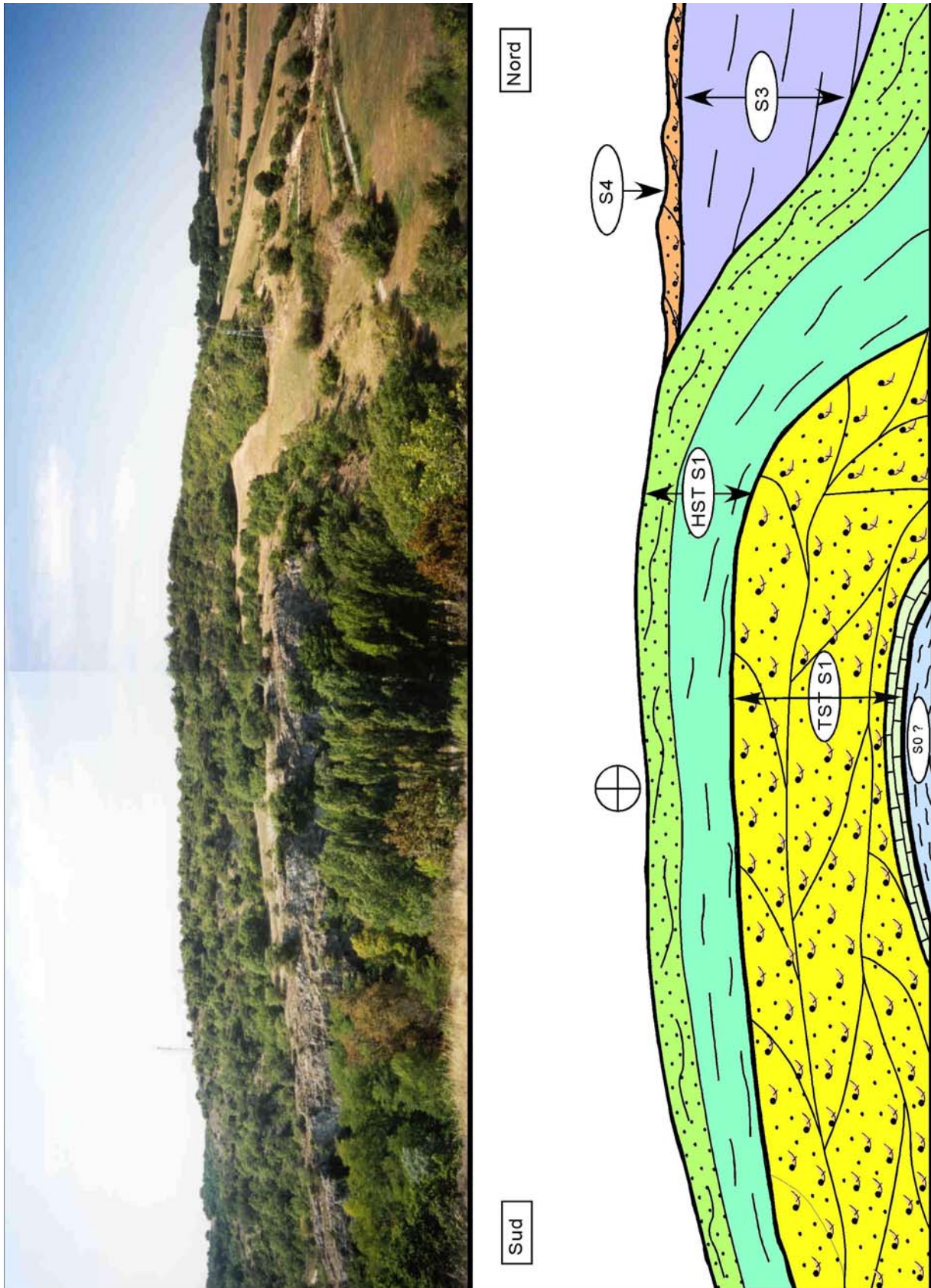


Figure 5-72 : Termination périclinale de l'anticlinal de Lurs, discordance du Miocène moyen (S3 S4...)

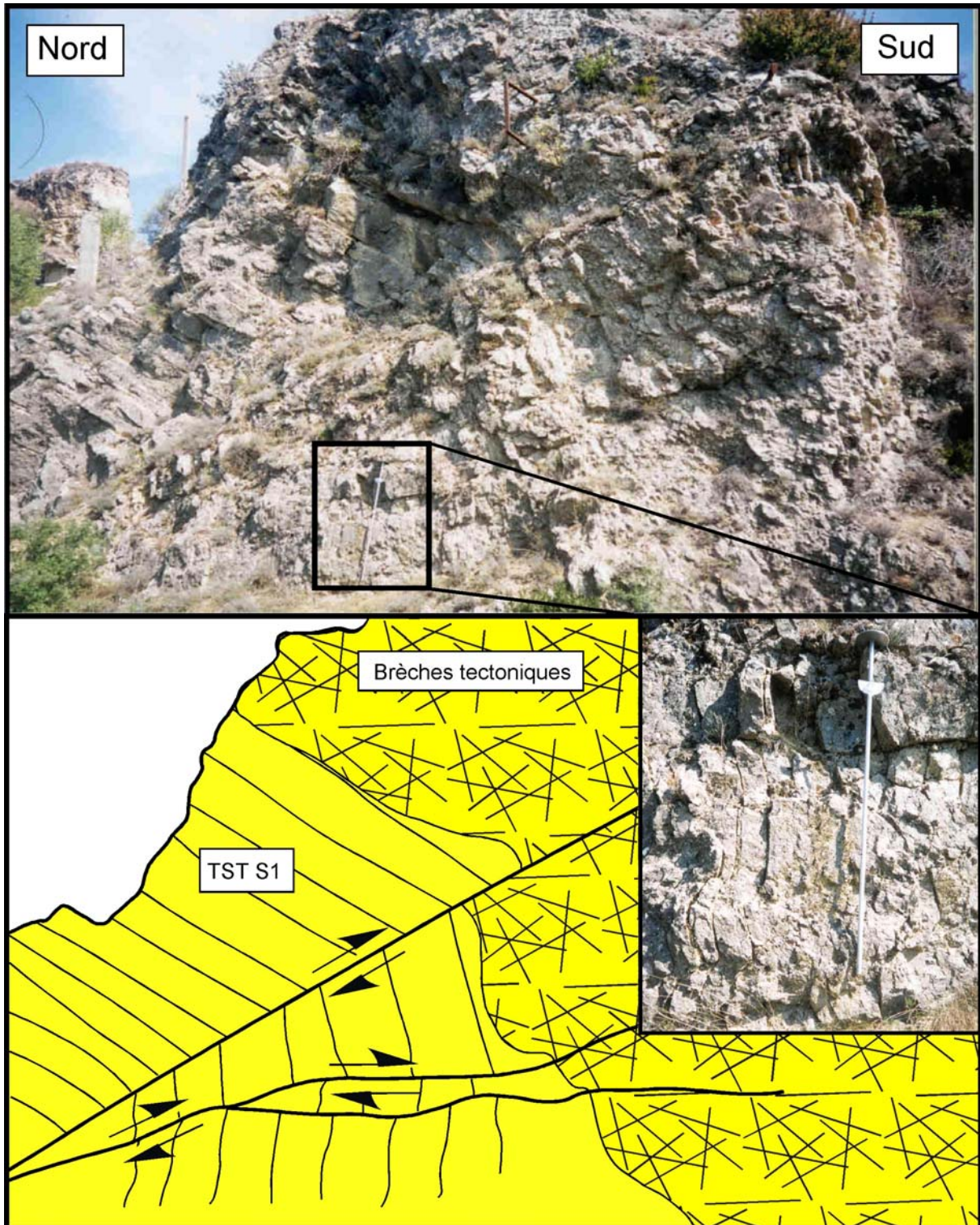


Figure 5-73 : Flanc Sud de l'Anticlinal de Lurs. Observation de petites structures chevauchantes à vergence Sud. Cette structure anticlinale d'orientation E-W présente également un déversement vers le Nord au niveau du Lauzon et peut donc être interprétée comme un pli en éventail (petit "Pop up") résultant d'une compression N-S synchrone de l'inversion et mise en compression de la faille de la Durance initié au Burdigalien.

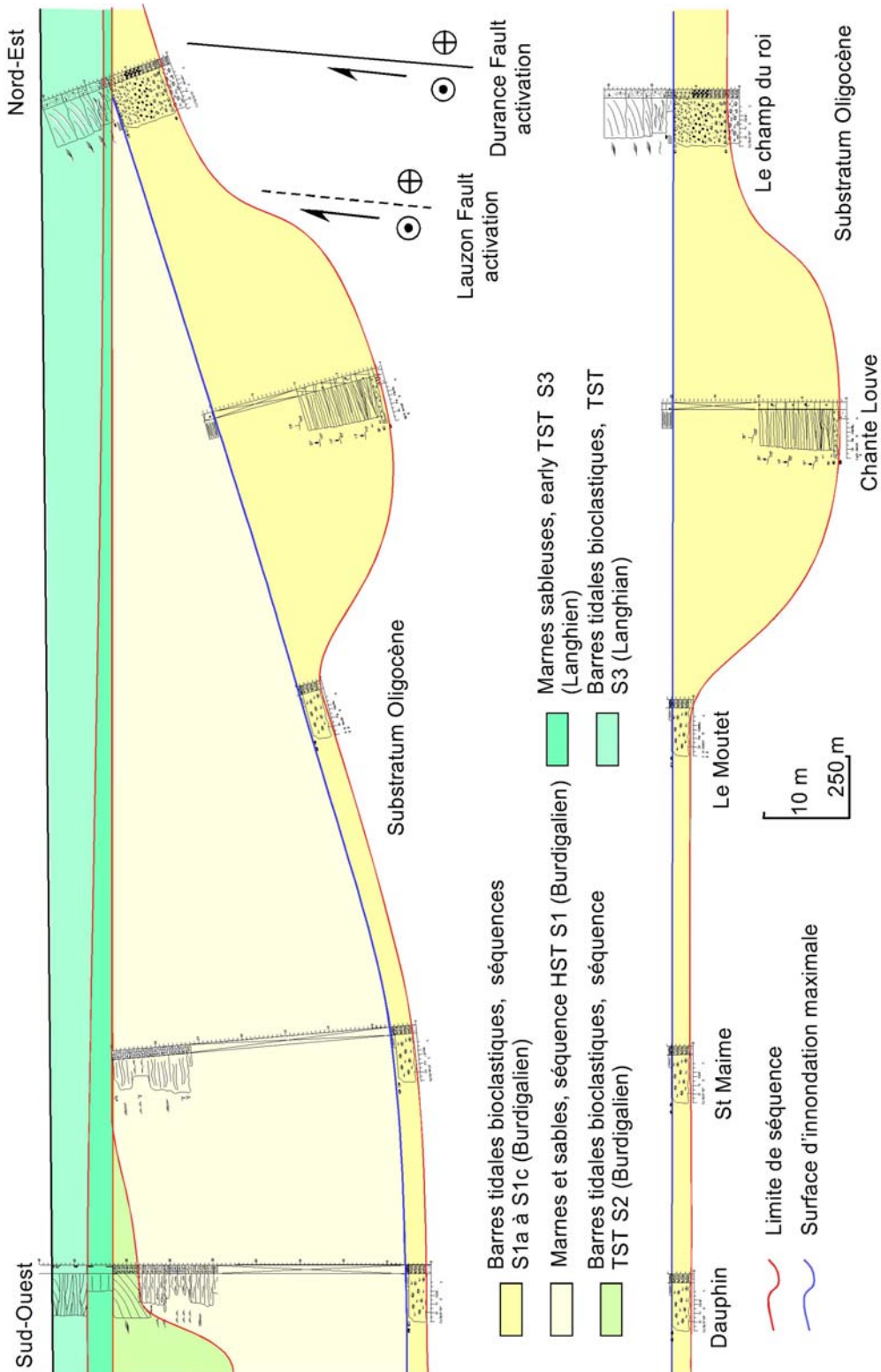
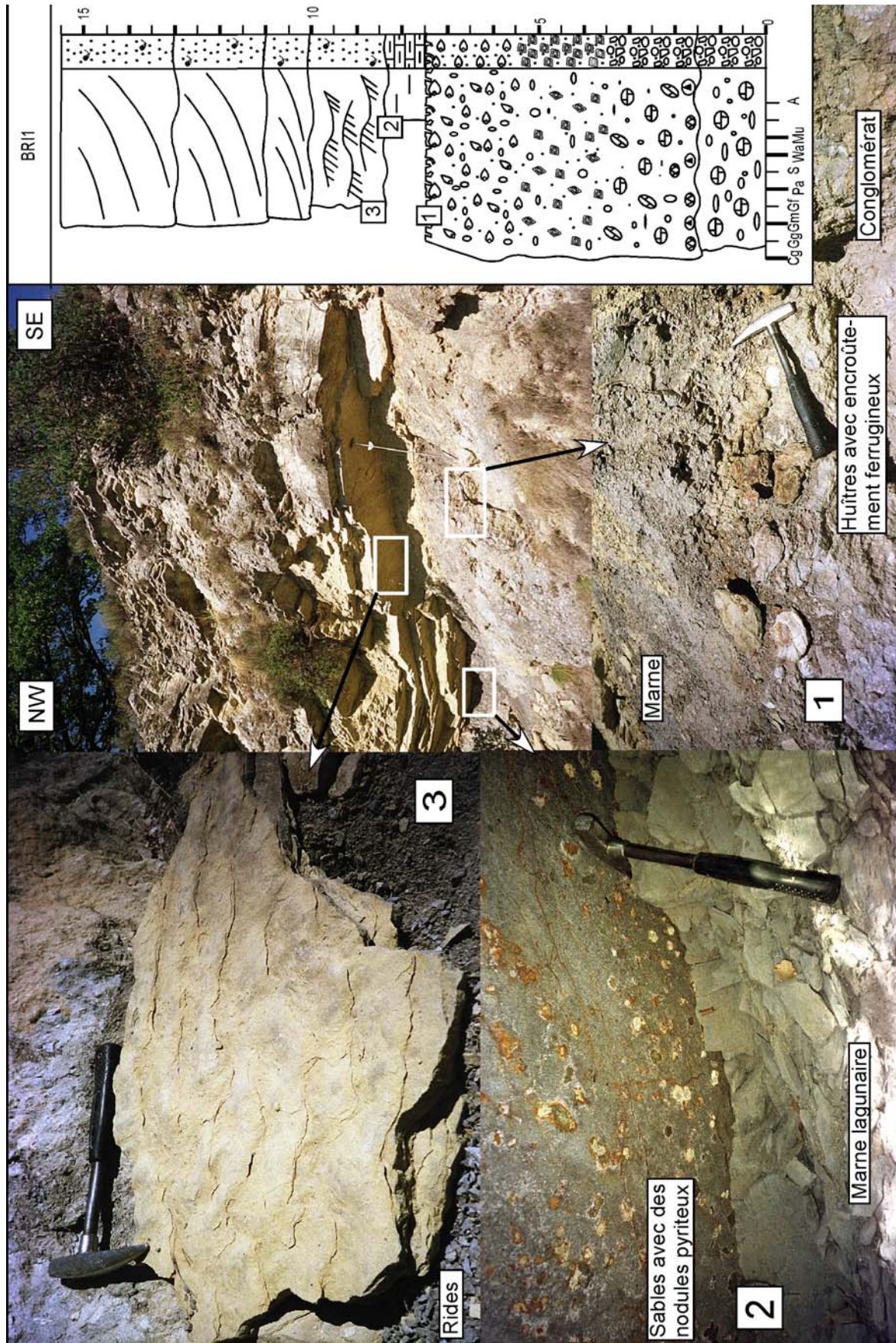


Figure 5-74 : Les systèmes de vallées au sein du bassin de Forcalquier. (i) Vallée incisée du Miocène inférieur sur la bordure ouest de la faille de la Durance. (ii) Lacune de TST de S2 dans la partie orientale du bassin de Forcalquier mis en relation avec le début de soulèvement d'une zone de flexure parallèle à la faille de la Durance. (iii) Lacune des dépôts du HST de S2 mis en relation avec l'incision du Burdigalien terminal, amplifiée ici par le soulèvement continu de la zone de flexure (faille de la Durance) et le soulèvement des bordures du synclinal de Forcalquier.



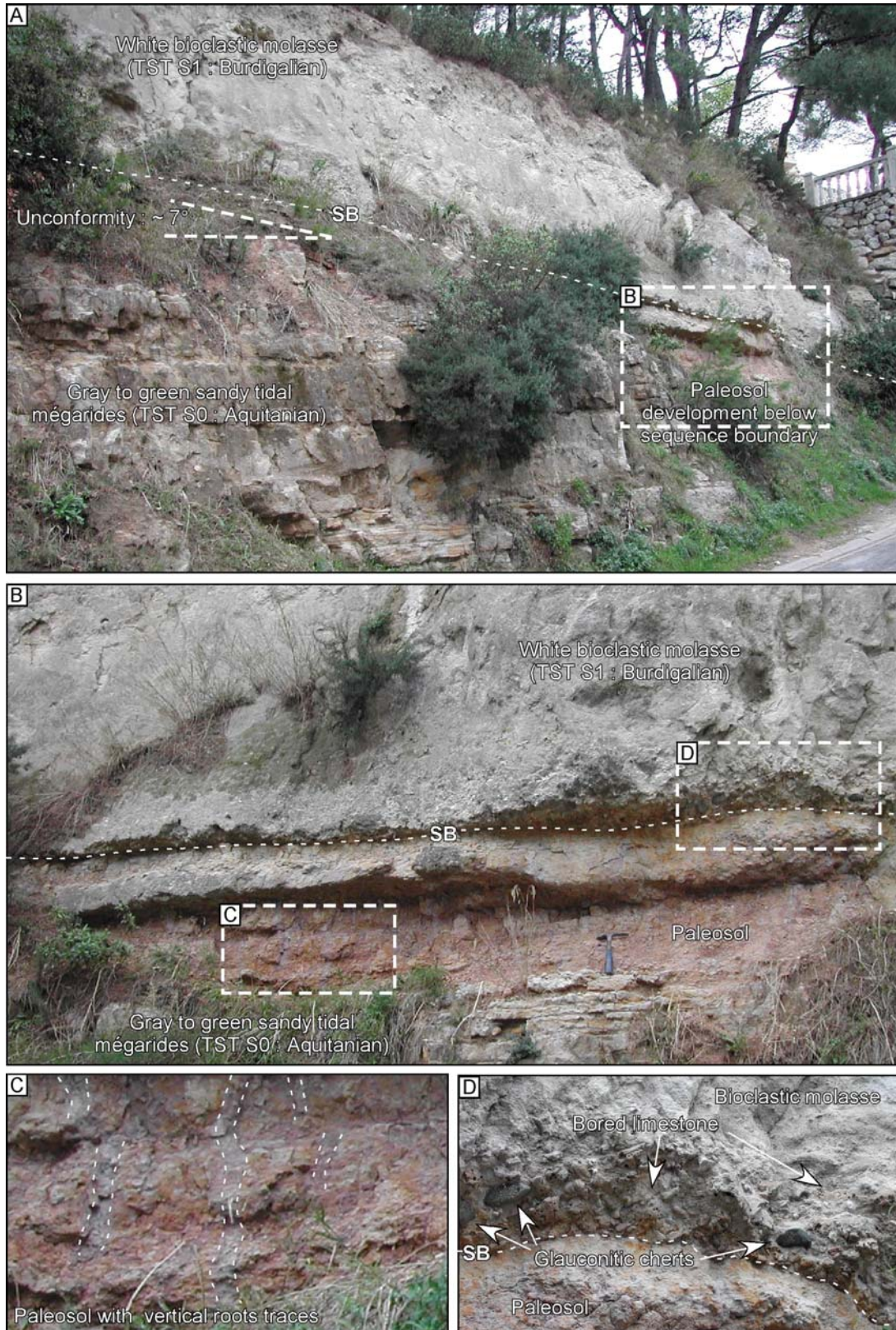


Figure 5-76 : Base de la vallée du Miocène Inférieur dans le secteur des étangs (Base Provence). A) Discordance angulaire entre les dépôts de l'Aquitainien et ceux du Burdigalien Inférieur. B) Développement de paléosols à la base de la vallée. C) Trace de racines au sein du paléosol. D) Conglomérat de transgression à éléments allochtones.

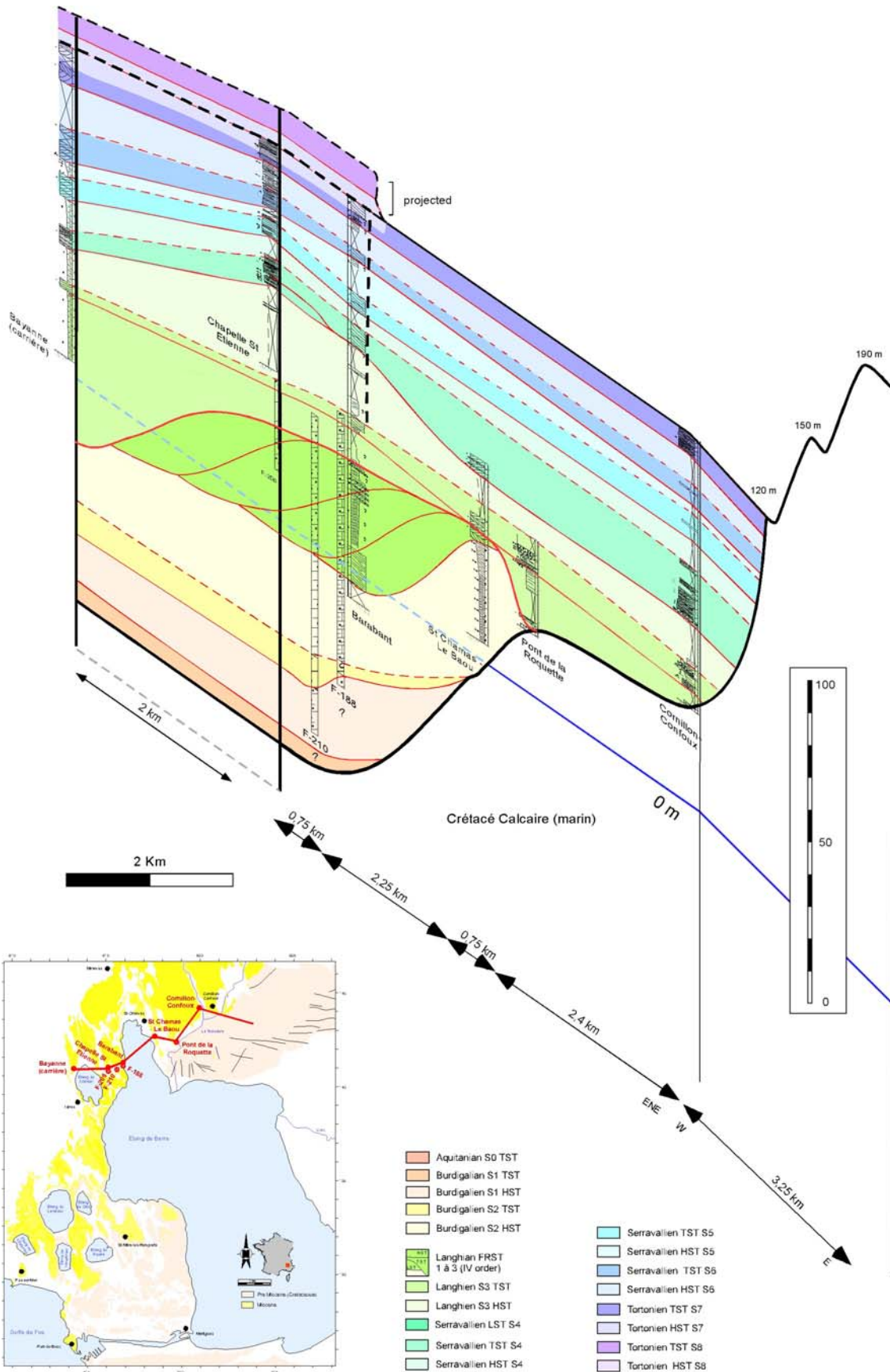


Figure 5-77 : Corrélation Est-Ouest de coupes en bordures de l'étang de Berre (Bayanne-Cornillon-Confoux). Mise en évidence du déboîtement des deux systèmes de vallées incisées (fini-Aquitaniens et fini-Burdigaliens) séparés par un important complexe de régression forcée à la base de S3 (barre de Quinsane).

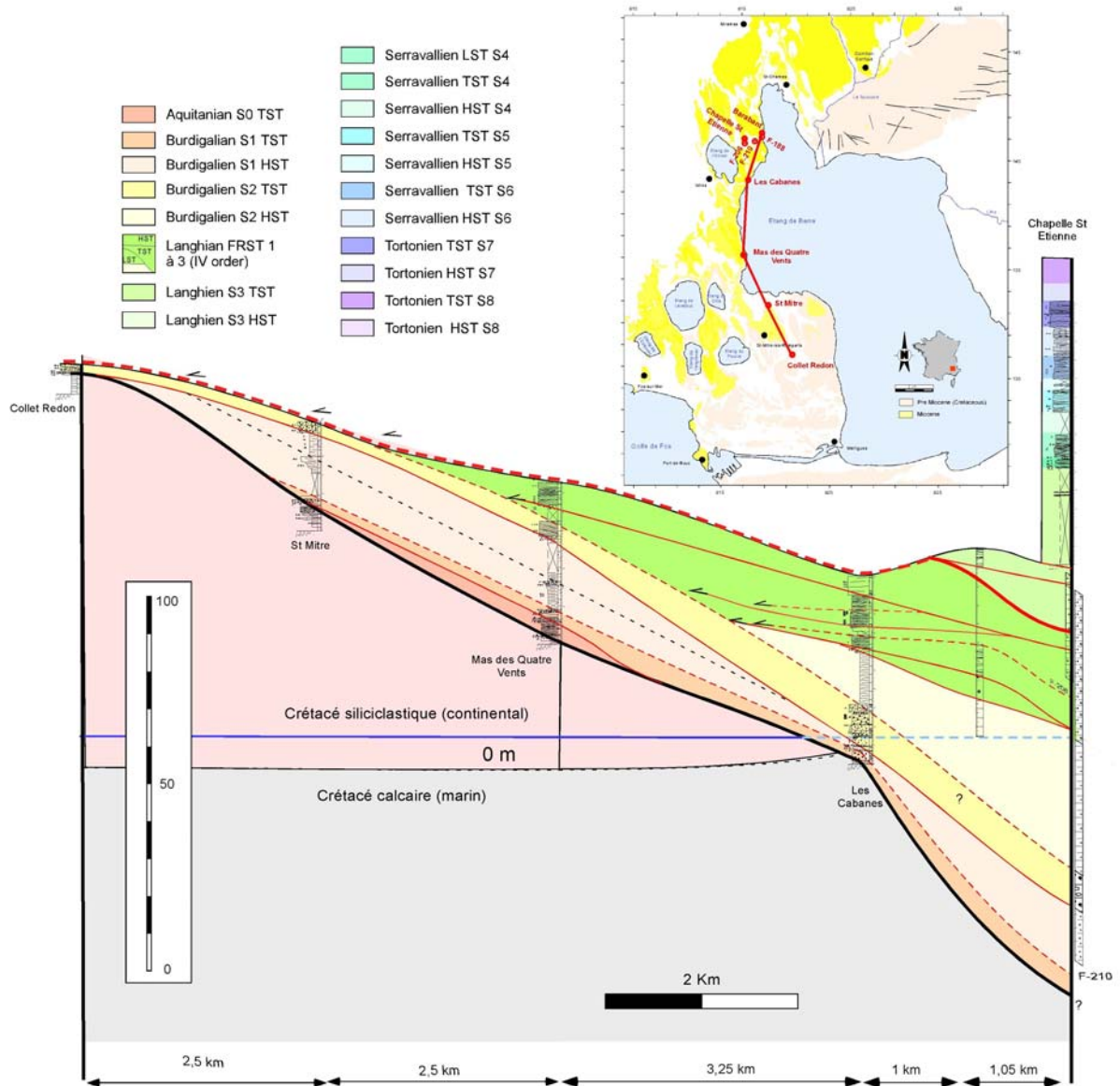


Figure 5-78 : Corrélation Nord-Sud en bordure de l'étang de Berre (Collet Redon –Barbarant). Mise en évidence de l'importance de la déformation sur la géométrie et sur la répartition des cortèges de dépôts. La déformation initiée au Burdigalien inférieur devient maximale au burdigalien terminal comme le montre le développement d'importantes régressions forcées puis d'une incision majeure. L'ensemble des dépôts du Miocène moyen et supérieur se termine en « onlap » sur cette zone surélevée et incisée.

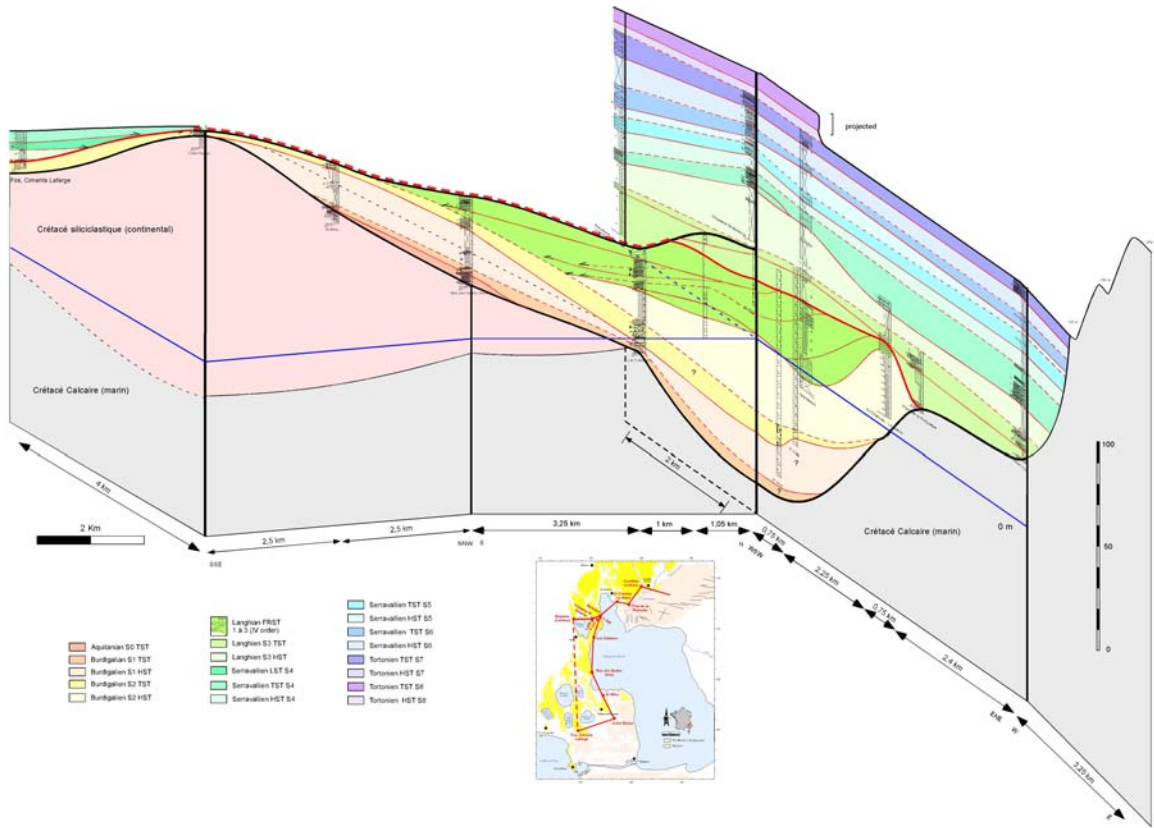


Figure 5-79 : Bloc-diagramme 3D des dépôts en bordure ouest de l'étang de Berre.

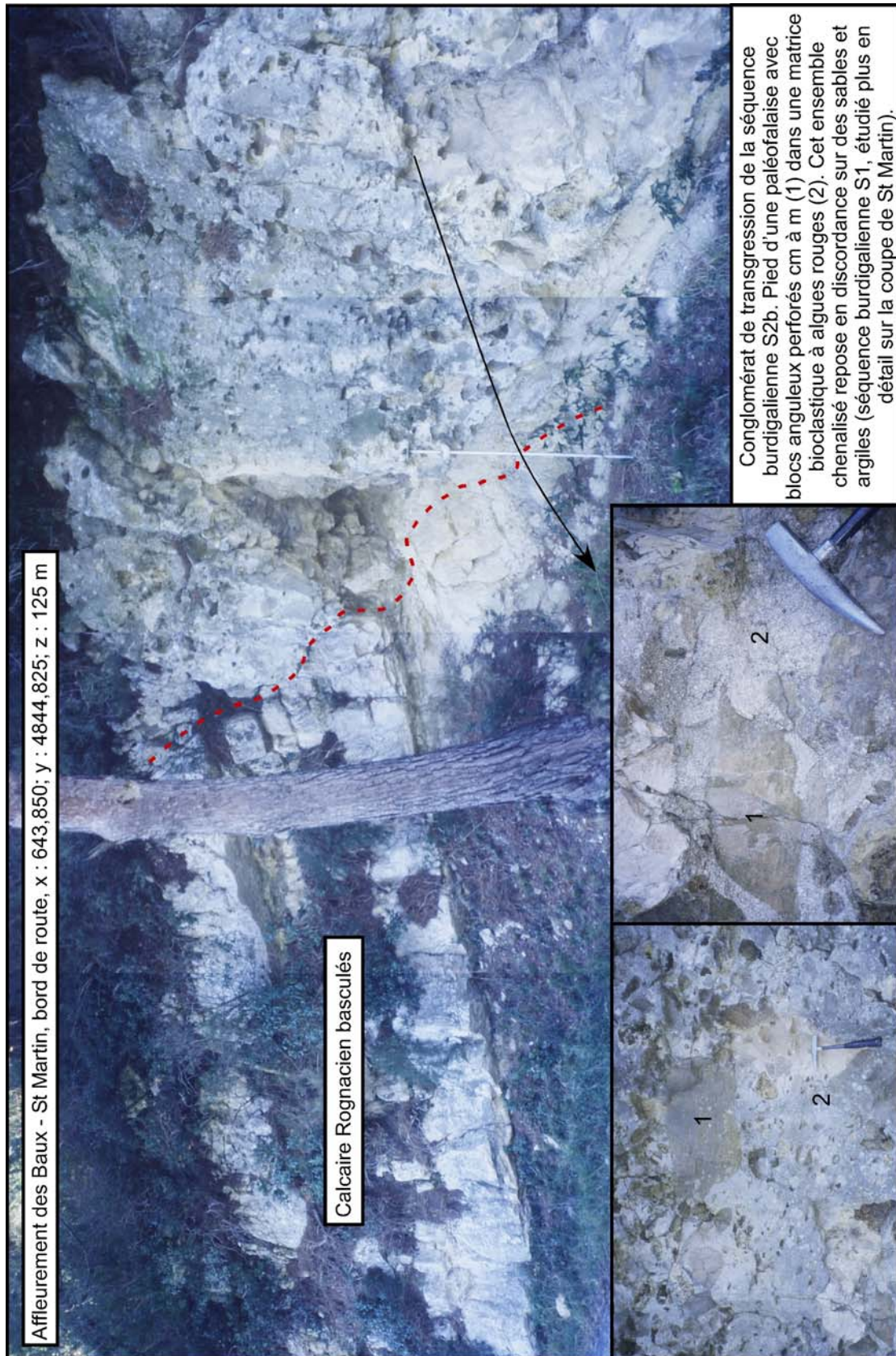


Figure 5-80 : Discordance du Miocène sur le Crétacé à la base de la vallée du Miocène Inférieur (Baux de Provence)

La confluence de ces deux grands réseaux se fait dans le secteur de Lamanon. Cette reconstitution est confortée par le particularisme sédimentologique du secteur du Deffends. En effet le remplissage burdigalien de ce secteur permet l'observation de chenaux conglomératiques et de sables (galets de taille centimétrique à pluri-décimétrique) intercalés dans les molasses bioclastiques (Figure 5-81, Figure 5-82, Figure 5-86). Ces intervalles sont interprétés comme pouvant constituer les prismes de bas niveau de plate-forme préservés localement au débouché de ces réseaux (séquences haute fréquence). La continuité de cette vallée en basse Provence (Figure 5-76 à Figure 5-79) a été reconnue sur le terrain et également en Camargue par sismique (Dexcoté, 2001).

Un réseau de moindre importance a également été reconnu à l'Ouest de la Camargue. Il drainait le secteur nîmois et les Alpilles : il correspond au débouché des rias d'Uzès, de Sommières et des Baux-de-Provence (Figure 5-80).

Les molasses bioclastiques blanchâtres à blanches de Provence caractérisent le remplissage marin burdigalien de ce premier réseau fluvial. Il se découpe en deux séquences de dépôt du 3^{ème} ordre, elles-mêmes pouvant être découpées en séquences de 4^{ème} ordre (Lesueur *et al.*, 1990 ; Besson, 2005). Il s'agit d'un système composite de paléovallées emboîtées. Le caractère tidal quasi-exclusif du remplissage est directement lié à la physiographie du domaine de sédimentation. Cette reconstitution d'un réseau fluvial aquitano-burdigalien, et donc de rias ennoyées lors de la transgression du Burdigalien inférieur, modifie l'image classique du BMRP, long sillon marin au front de la chaîne alpine (Gignoux, 1960 ; Demarcq, 1984 ; Martel *et al.*, 1994)

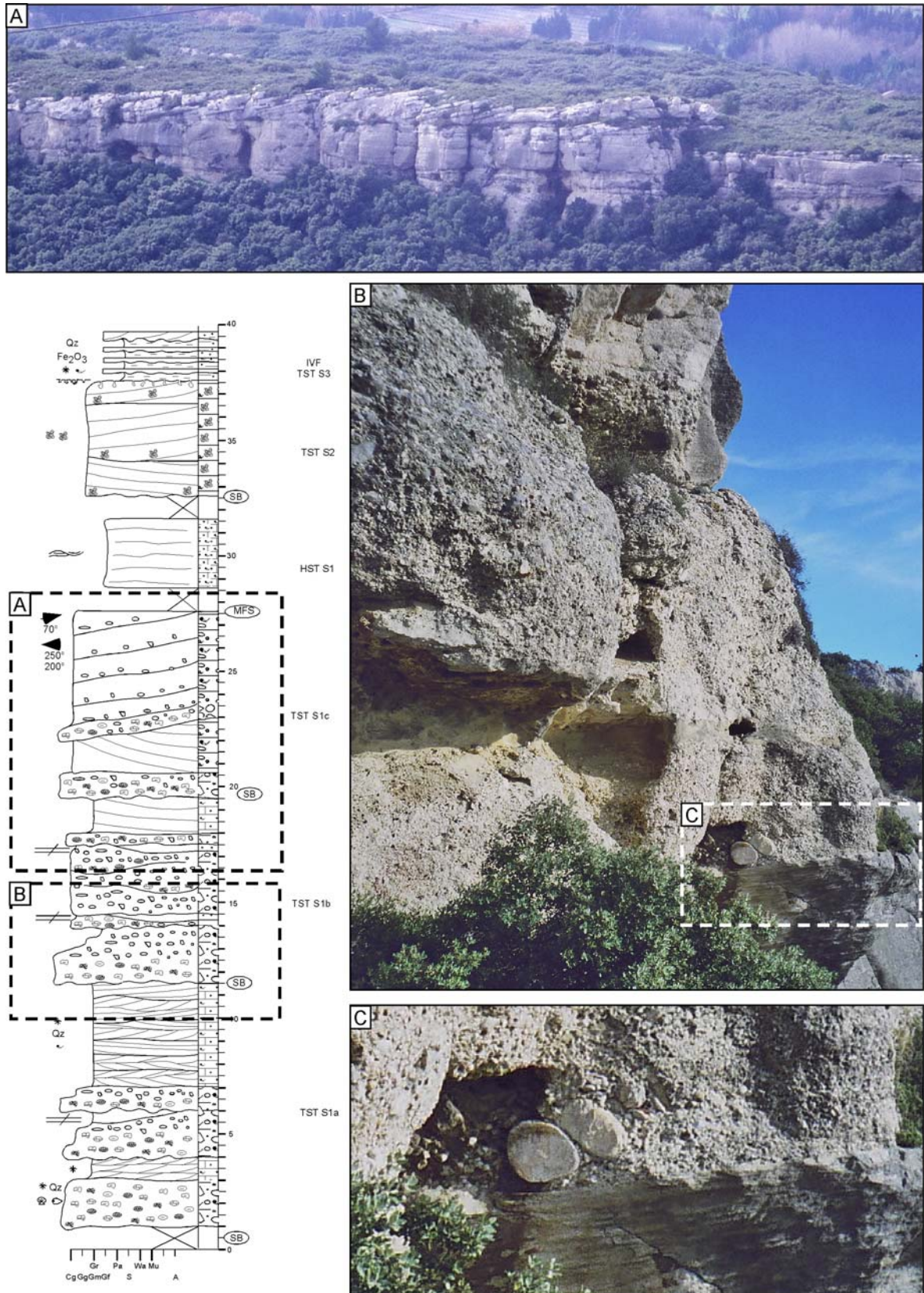


Figure 5-81 : Coupe du Burdigalien inférieur au niveau du plateau du Defends d'Eyguière. Mise en évidence d'épais conglomérats (remaniement de fluvialite) entre chaque séquence haute fréquence et d'une surface d'émersion perforée au sommet.

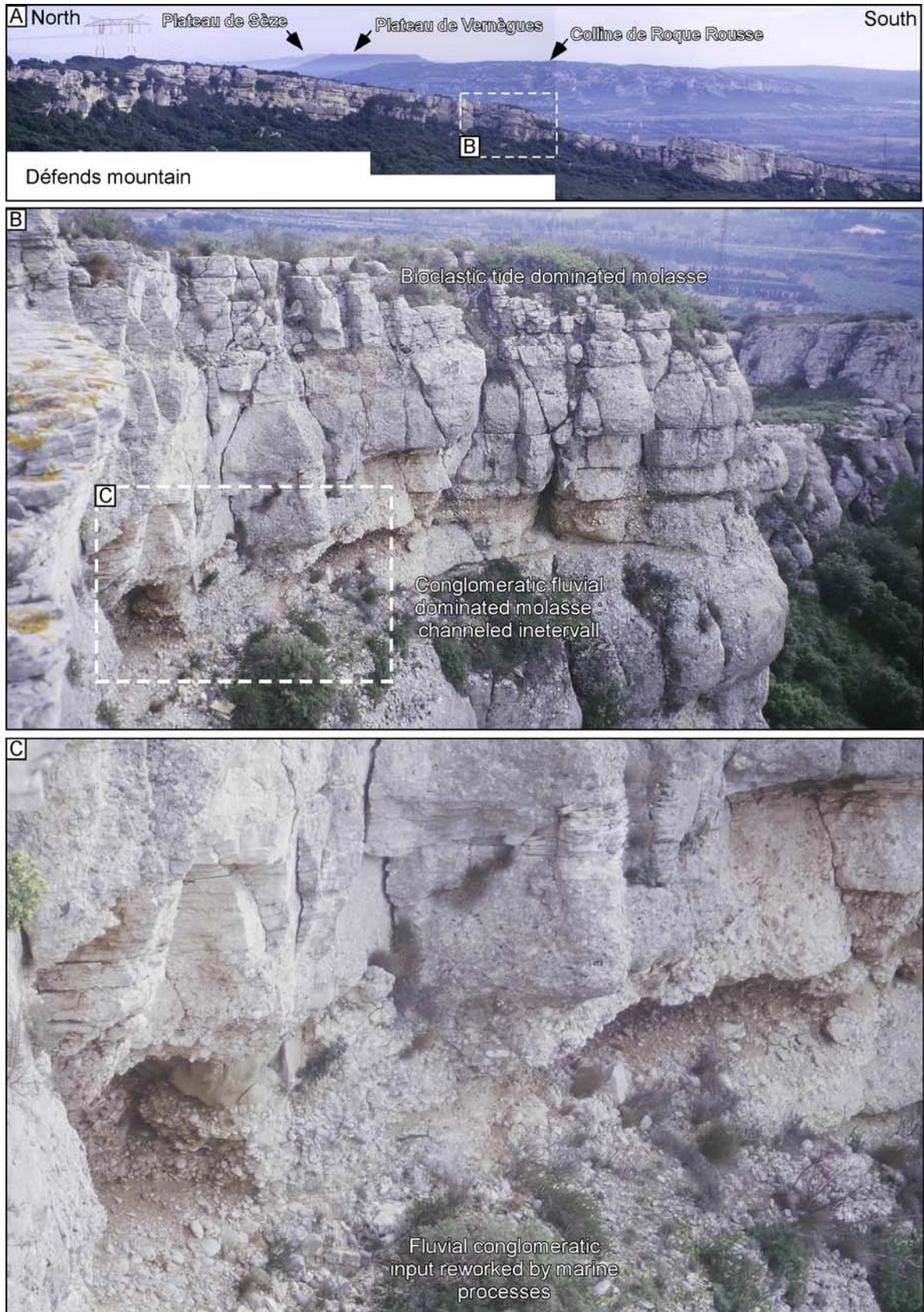


Figure 5-82 : Détails sur le faciès conglomératique au niveau du Défends d'Eguyère.

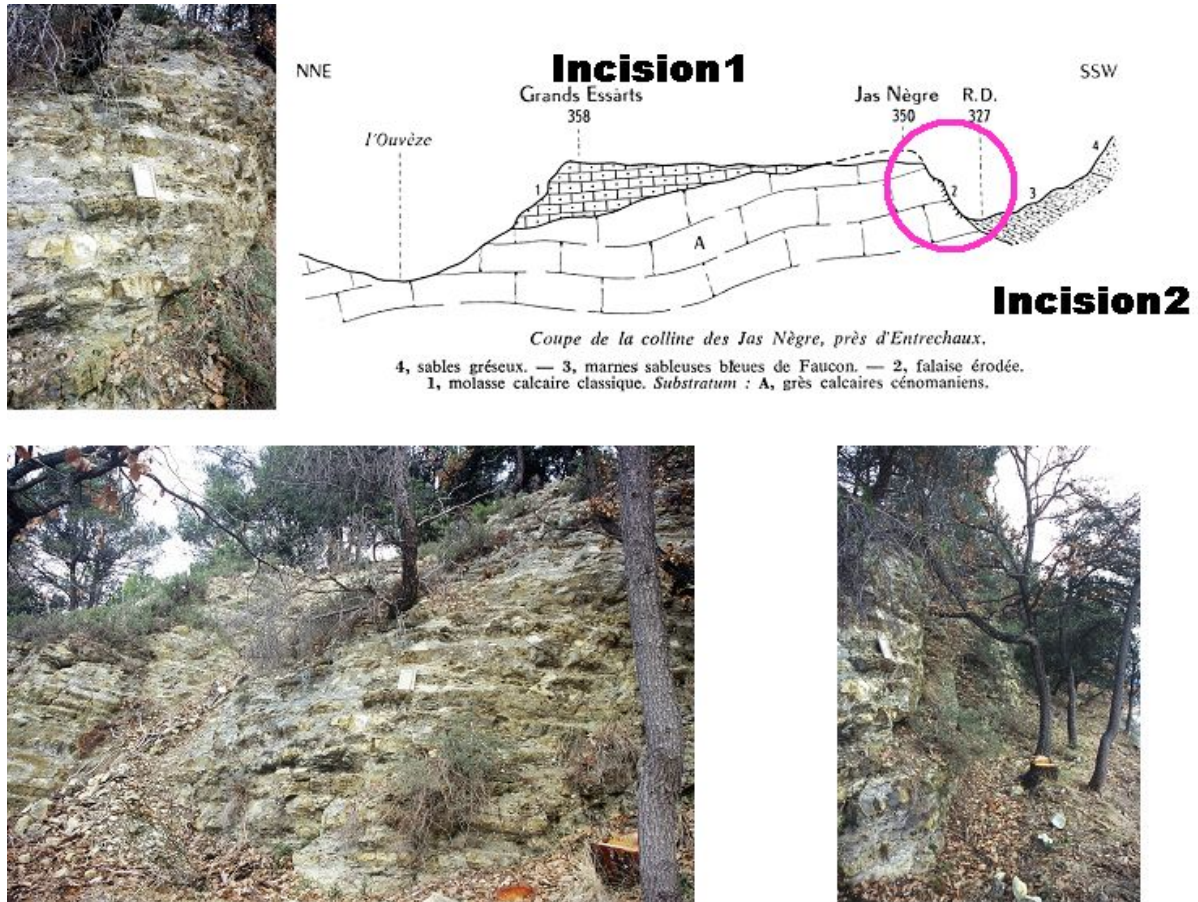


Figure 5-83 : La surface d'incision à la base des marnes de Faucon (coupe des Jas Nègre modifié d'après Demarcq, 1970). Incision 1 : incision aquitano-burdigalienne ; Incision 2 : incision fini-burdigalienne.

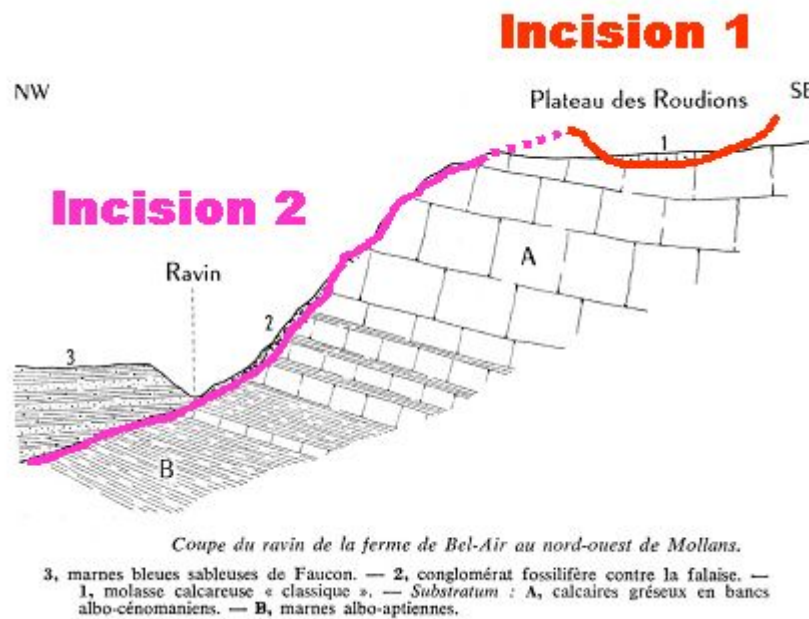


Figure 5-84 : La surface d'incision à la base des marnes de Faucon (coupe du ravin de la ferme de Bel-Air modifié d'après Demarcq, 1970). Incision 1 : incision aquitano-burdigalienne ; Incision 2 : incision fini-burdigalienne.

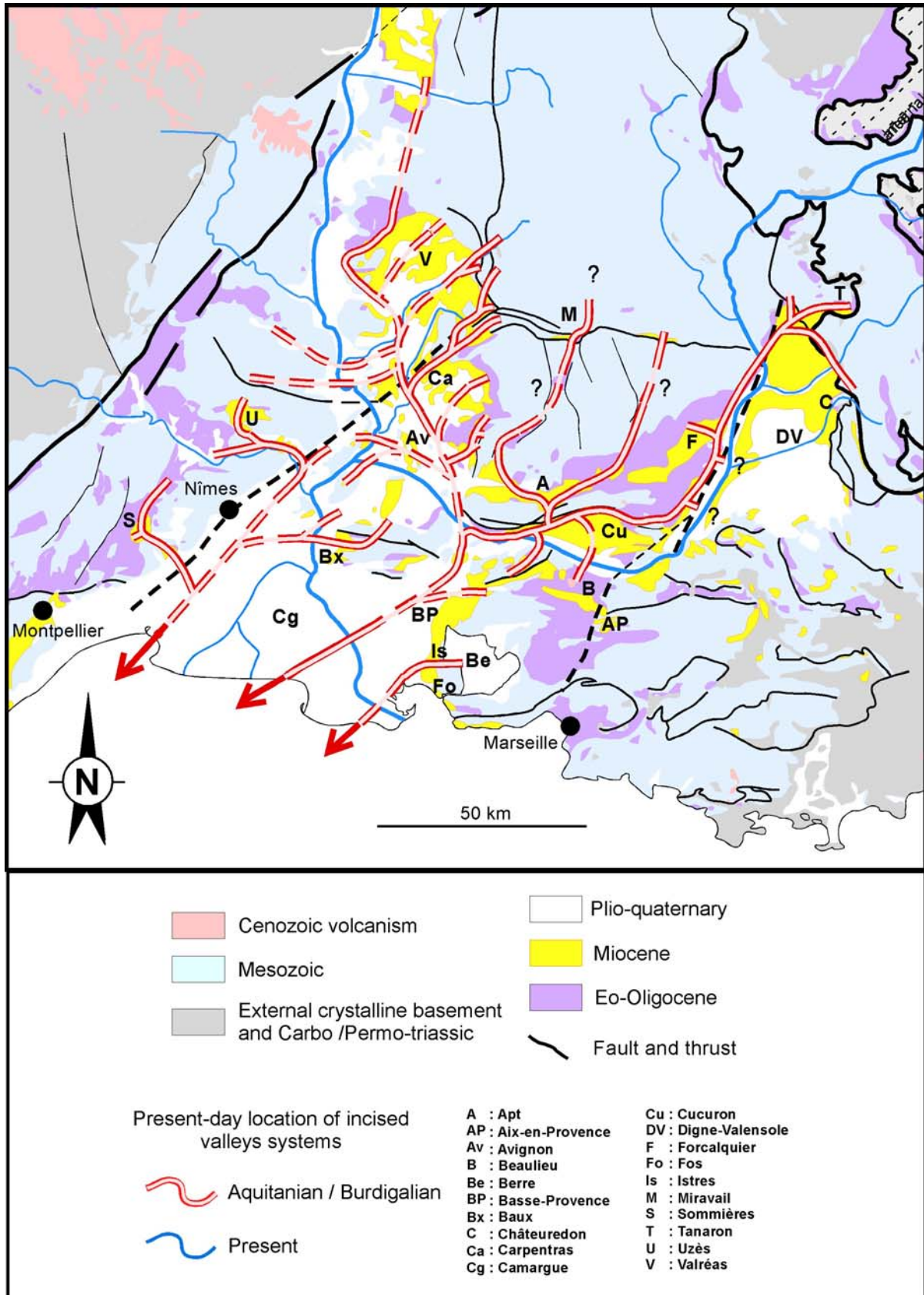


Figure 5-85 : Réseau de vallée incisée aquitano-burdigalien de drainage fluviale dans le Bassin molassique rhodano-provençal.

5.2.2.2 Le réseau du Miocène moyen

La reconnaissance de ce réseau fluvial fini-burdigalien (Figure 5-89) et de son remplissage par le Miocène moyen est plus récente (Besson *et al.*, 2002, 2005). Elle repose tout d'abord sur des évidences géométriques lorsque les interfluviaux des calcaires crétacés sont préservés comme dans le secteur de Villeneuve-lès-Avignon (Figure 5-63) ou sur une analyse stratigraphique de détail lorsque le remplissage de ce réseau venait en onlap sur le précédent (Besson *et al.*, 2005). L'incision fluviale peut être datée du Burdigalien terminal et le début du remplissage transgressif de la ria peut être daté du Langhien avec les premières préorbulines (Jimenez Moreno *et al.*, 2002 ; Besson *et al.*, 2005). Par corrélation avec les chartes eustatiques (Hardenbol *et al.*, 1998), il s'agit de la séquence de dépôt « Bur5-Lan1 ».

Le remplissage de ce réseau est constitué par les séquences de dépôt du Langhien et du Serravallien (Besson *et al.*, 2005). Les complexes de barres tidales sont désormais de couleur jaunâtre à rousse, à lithologie mixte avec une part importante d'éléments silicoclastiques grossiers à conglomératiques. Les intervalles marneux se caractérisent, quant à eux, par l'importance de la fraction micassée. L'empreinte de ce réseau sur le paysage va s'estomper progressivement ; il y a régularisation à la fin du Serravallien vers 11.5 Ma (Besson *et al.*, 2005).

Dans la partie aval du BMRP, *e.g.* secteurs de Valréas, Carpentras, Salon-de-Provence, l'emboîtement de ce réseau par rapport à celui du Miocène inférieur est supérieur à une centaine de mètres (Besson *et al.* 2002a), atteignant 300 m dans le secteur de Pujaut (Besson *et al.*, 2003b ; Parize *et al.*, 2003). Il est accompagné dans tout le BMRP, y compris dans les secteurs les plus amont comme dans le secteur de Tanaron – Esclangon (bassin de Digne – Valensole) et dans celui de Châteauredon, du plus important contraste faciologique de la série miocène.

Ce réseau fluvial fini-burdigalien (Figure 5-89) comprend un système occidental pouvant correspondre à celui d'une paléoSaône et un système oriental correspondant à celui d'une paléoDurance, assurant la vidange respectivement du sillon rhodanien et du bassin de Digne – Valensole :

○ La paléoSaône fini-burdigalienne

La branche occidentale de ce réseau fluvial s'enfonce sous la Camargue au Sud de Lunel. Elle suit dans ce secteur un sillon subsident décrit à la base du Miocène (Bénédicto Esteban, 1996). Elle remonte en direction du secteur d'Avignon en passant par le défilé d'Aramon. En rive droite, elle draine les régions de Sommières, Uzès et Pujaut. Elle se prolonge vers Bédarrides, Suze-la-Rousse, Grignan et remonte en direction de Vienne (Besson, 1999) puis de Lyon (Rubino *et al.*, 1990 ; Lesueur *et al.*, 1990). Dans le secteur de Valréas, cette paléoSaône reçoit en rive gauche un paléoAigue dans le secteur de Nyons (Besson *et al.*, 2002) et dans le secteur de Vaison-la-Romaine, une rivière drainant les synclinaux au front du Ventoux (Besson *et al.*, 2002) et passant en particulier par Montbrun (Montenat *et al.*, 2001). Dans le secteur d'Avignon cette paléoSaône reçoit en rive droite de petits affluents drainant le secteur de Pujaut - Sauveterre et celui de Villeneuve-lès-Avignon (Figure 5-89).

Les corrélations entre les coupes levées sur le terrain et les données de forages montrent que l'approfondissement du talweg de la rivière de Villeneuve-lès-Avignon comme

de celui de Sauveterre se fait en direction du Nord-Est. C'est certainement par érosion continentale régressive lors des chutes relatives du Langhien puis du Serravallien et par érosion littorale lors des transgressions, que s'opère le déblaiement du remplissage oligocène du fossé de Pujaut, permettant ainsi la communication entre Rémoulin et Sauveterre.

○ **La paléoDurance et ses affluents méridionaux**

Autour du bloc Ventoux – Lure en surrection, ces réseaux s'organisent de façon rayonnante (Besson *et al.*, 2002) et convergent vers Salon-de-Provence. Une paléoNesque débouche des monts de Vaucluse dans le bassin de Carpentras et se dirige vers le Sud. Elle reçoit en rive gauche un paléoCoulon alimenté notamment par le delta de Ménerbes, puis passe par le défilé de Cheval Blanc et de Sénas, entre le Lubéron et les Alpilles. Cette paléoNesque rejoint une paléoDurance dans le secteur de Salon de Provence.

Vers l'amont, cette paléoDurance passe par Lambesc, Rognes, le bassin de Saint-Christophe, pour arriver dans le bassin de Cucuron au niveau de Cadenet. Elle se prolonge par Mirabeau et traverse la faille de la Durance pour aller dans le compartiment oriental, là où se développe le bassin de Digne – Valensole. Elle s'y divise en plusieurs branches : l'une rejoint le paléodelta de la Durance vers Saint-Geniez (Haccard *et al.*, 1989), une deuxième entre dans le Vélodrome (Gigot *et al.* 1974 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991) et peut se suivre jusque dans le secteur de Tanaron pour y correspondre à la barre de Facibelle (Parize *et al.*, 2003). En rive gauche, cette paléoDurance reçoit successivement une paléoBléone et un paléoAsse. Lors de l'envolement de la ria, une mangrove à *Avicennia* va se développer très à l'amont comme dans le secteur de Châteauredon (Besson *et al.*, 2005). Plus vers le Sud, cette paléoDurance reçoit un paléoVerdon suivi jusqu'à la nappe de Digne, et plusieurs émissaires devenus vallées sèches (Cornet, 1965). Dans le bassin de Cucuron, il y a une confluence multiple entre (i) cette paléoDurance, (ii) le débouché des Jouques au Sud-Est et (iii) une vallée qui vient de l'Ouest depuis Mérindol.

Cette paléoDurance se dirige vers le golfe du Lion en passant par Miramas et Istres où le forage Istres 101 traversera la série miocène à proximité de son talweg comme l'indiquent les sables très grossiers à conglomératiques à la base d'argiles sableuses de type Bayanne (Besson *et al.*, 2005). Elle est ensuite recoupée par un profil sismique à l'Ouest de Fos (Dexcoté, 2001).

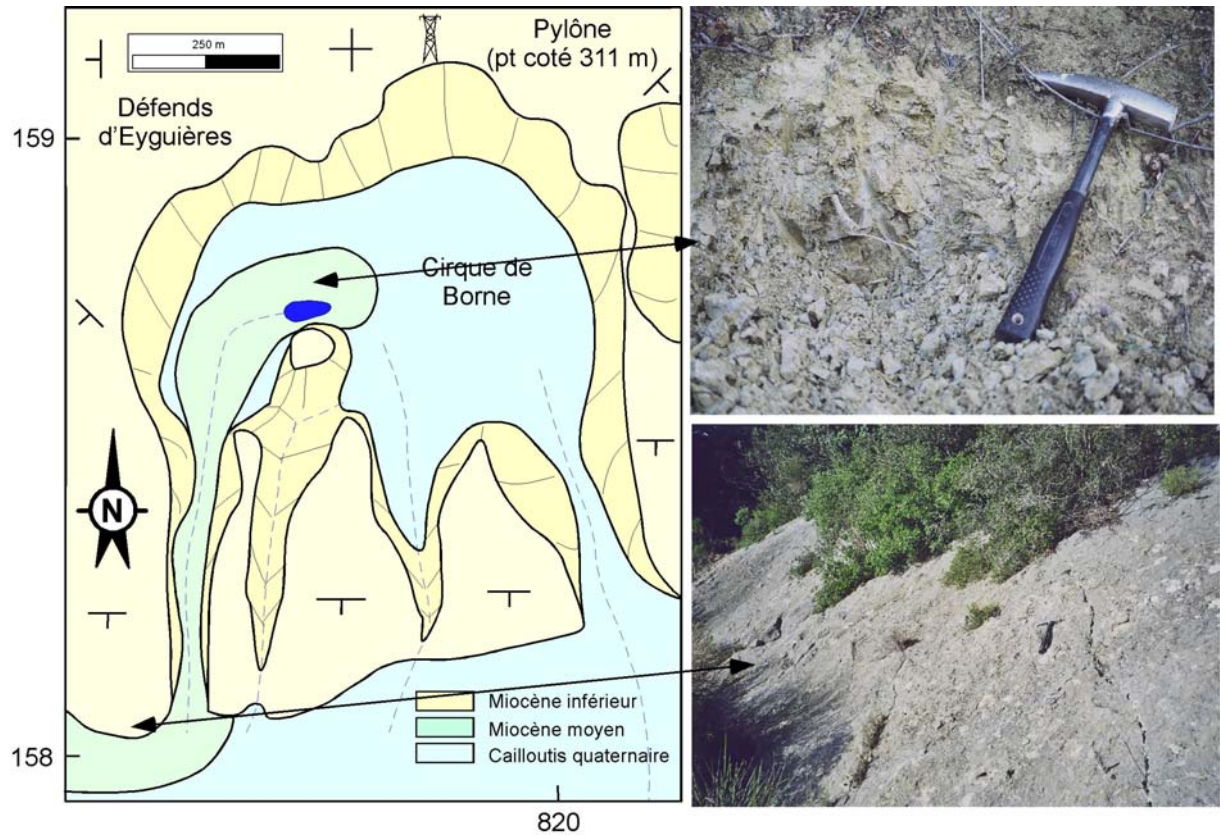


Figure 5-86 : Mise en évidence de l'emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein des dépôts du Miocène inférieur (au niveau du Défends d'Eyguières). A) Marnes lagunaires observées à la base du remplissage de S3 (early TST). B) Surface de contact perforée au sommet du TST de S1 sur laquelle viennent en onlap les marnes du TST de S3.

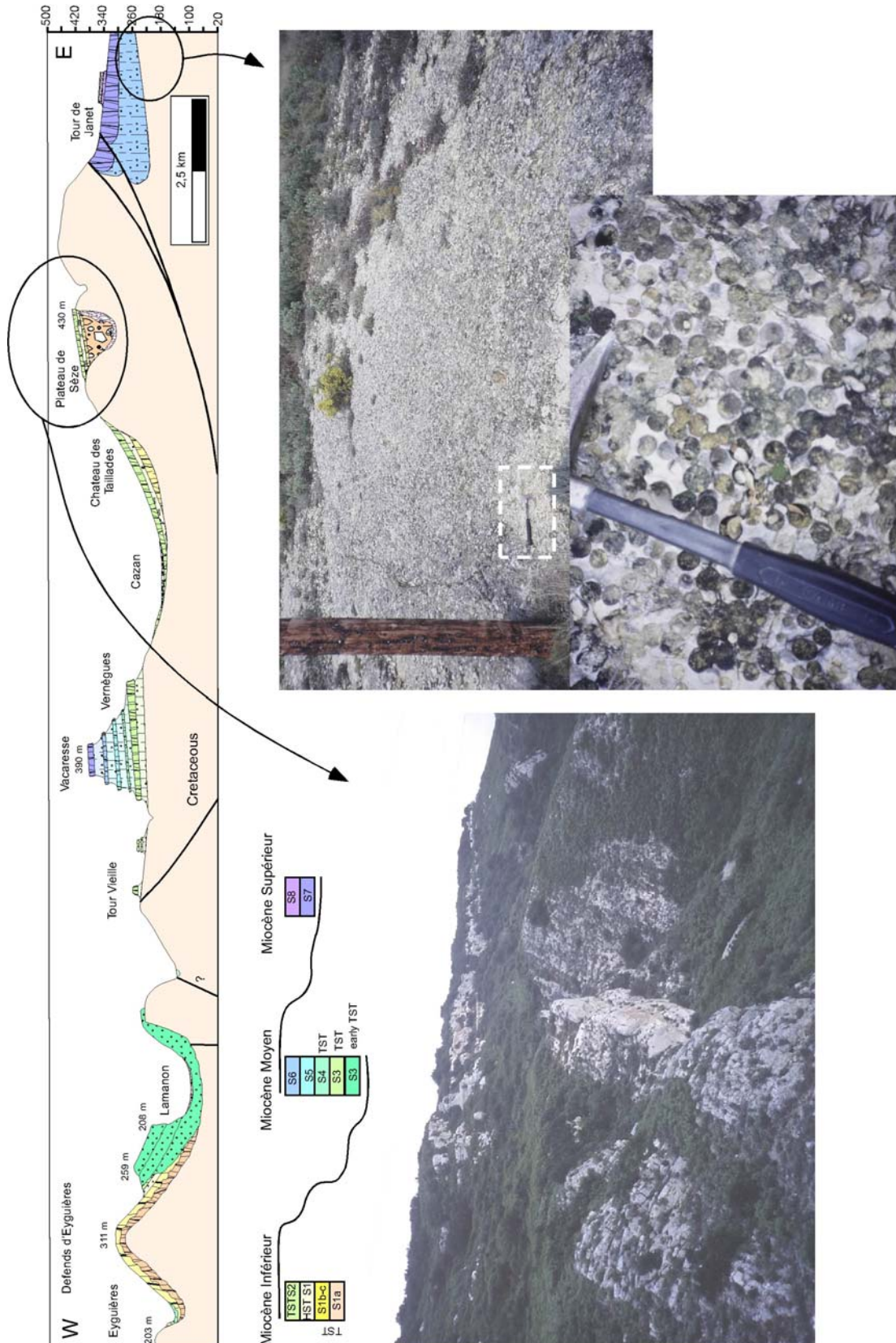
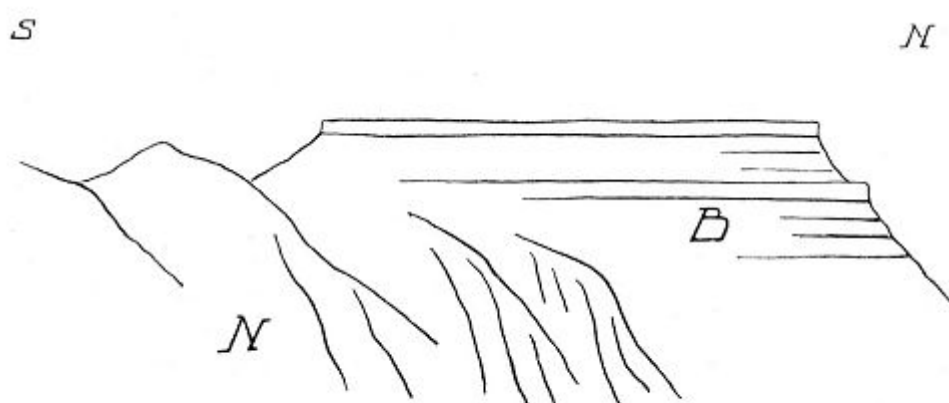


Figure 5-87 : Coupe Est-Ouest dans le secteur de Salon-de-Provence permettant de montrer (i) l'inversion des dépôts du Miocène inférieur : Defends d'Eyguière ; plateau de Sèze ; (ii) l'emboîtement de dépôts du Miocène moyen : Lamanon ; Tour Janet (sillon de Lambesc à Rognes) ; (iii) La surface d'abrasion à la base du plateau de Vernègues (TST de S3) qui met en discordance les dépôts du Miocène Moyen sur le Crétacé et le Miocène inférieur.



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



Figure 5-88 : Le remplissage en onlap passif de la paléovallée du Miocène inférieur dans le secteur de Salon de Provence (modifié d'après Combaluzier, 1932).

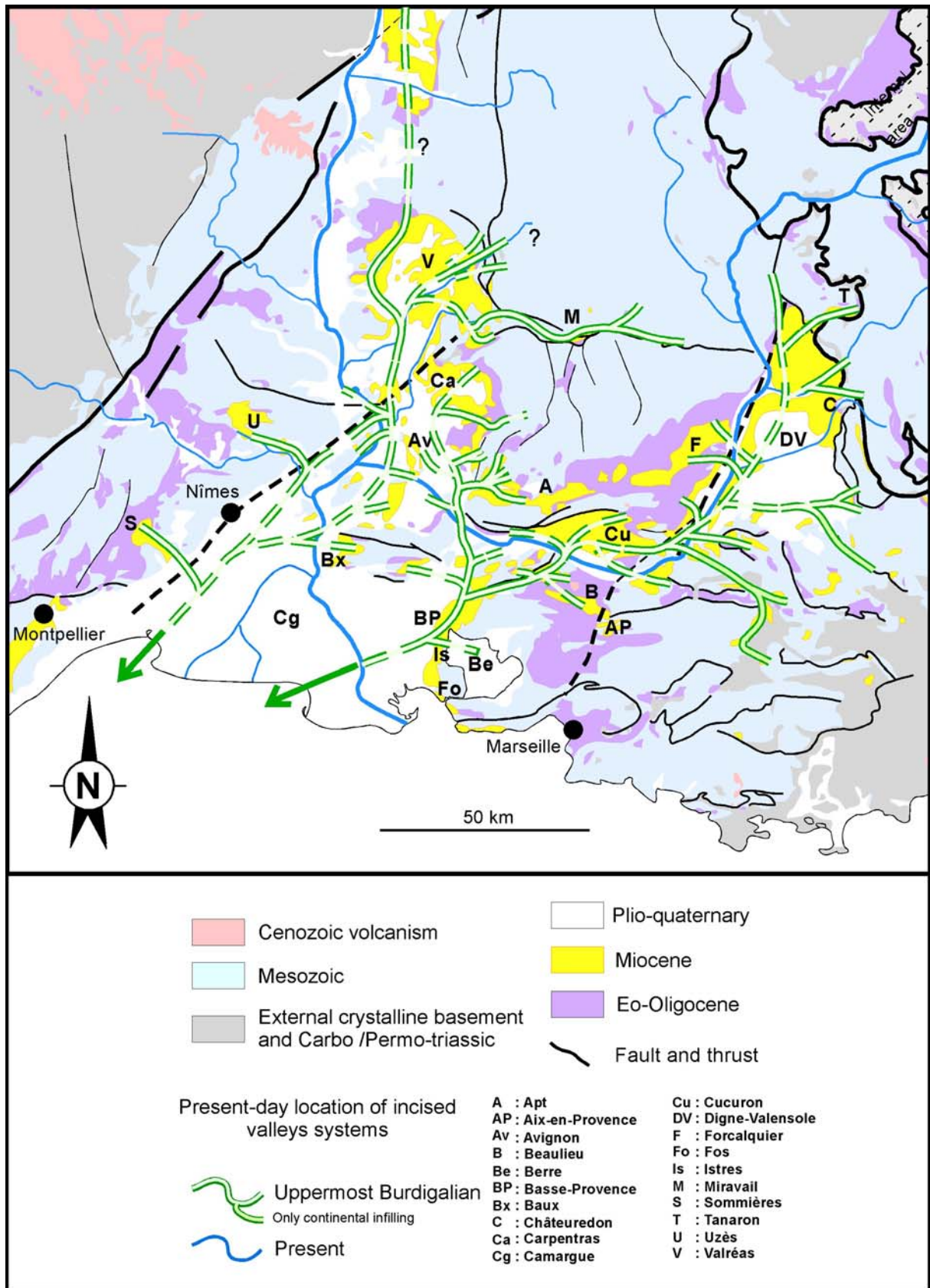


Figure 5-89 : Réseau de vallées incisées fini-Burdigalien dans le Bassin molassique rhodano-provençal.

5.2.2.3 Le réseau du Miocène supérieur

Repris très souvent par le réseau suivant du Messinien, ce réseau du Miocène supérieur a été préservé dans le secteur de l'anticlinal du Pont de Mirabeau (Figure 5-90, Figure 5-91), dans le bassin d'Aix au niveau de Rognes (Figure 5-92, Figure 5-93), dans celui de Cucuron (Figure 5-94) et dans celui de Valréas (Besson *et al.*, 2002). Le remplissage est également composite et correspond à deux séquences de dépôt. Il va se conclure par l'édification du piémont continental tortonien (Clauzon *et al.*, 1987, 1989 ; Besson, *et al.*, 2002).

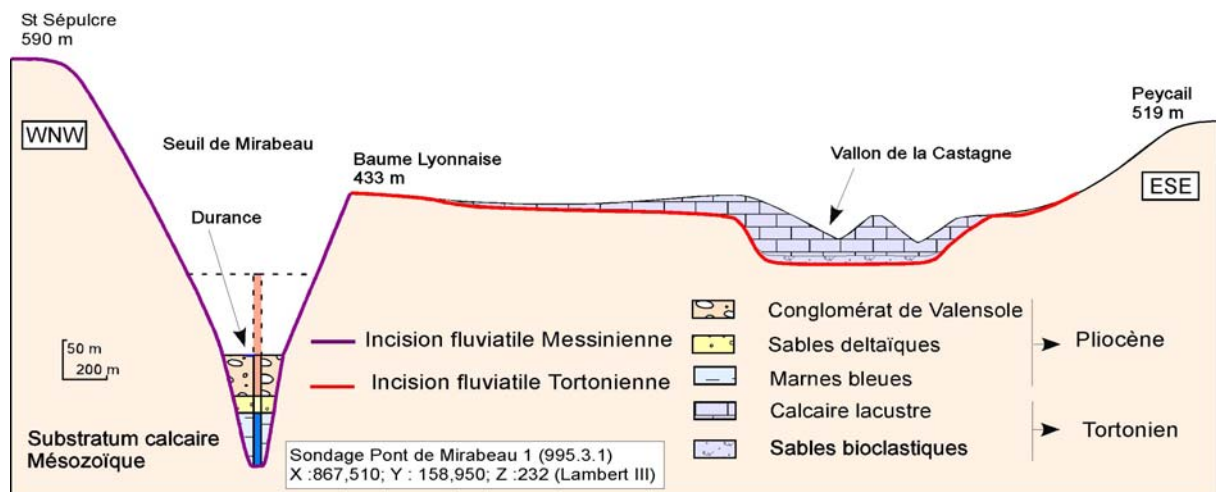


Figure 5-90 : Incisions successives de l'anticlinal de la Vautubière (Pont de Mirabeau).

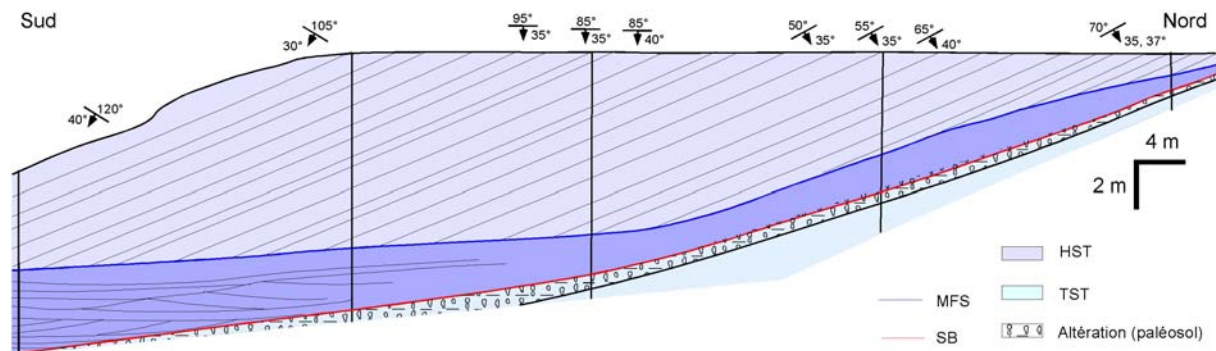


Figure 5-91 : Préservation de paléosol à la base de la séquence S7, au niveau de Jouques. Cette incision est comblée par la progradation d'un petit « Gilbert delta ».

Au niveau de Rognes (bassin d'Aix), l'incision à la base de la molasse bioclastique (type Cucuron) de la séquence S7 est marquée localement par des paléosols (col de Rognes) et/ou un très grossier conglomérat de transgression qui remanie des galets fluviaux (Figure 5-92). Les dépôts du TST de S7 marquent la dernière transgression importante dans cette partie du bassin. Il présente un faciès bioclastique très grossier (Figure 5-93). Sur cet affleurement la limite de séquence est matérialisée par de très intenses bioturbations ainsi

qu'un conglomérat. Dans le bassin de Cucuron, les coupes réalisées ont permis de mettre en évidence que la barre dite de « Cucuron » correspond en fait dans ces limites cartographiques à la régression forcée et/ou au TST de la séquence Tortonienne (Figure 5-94).

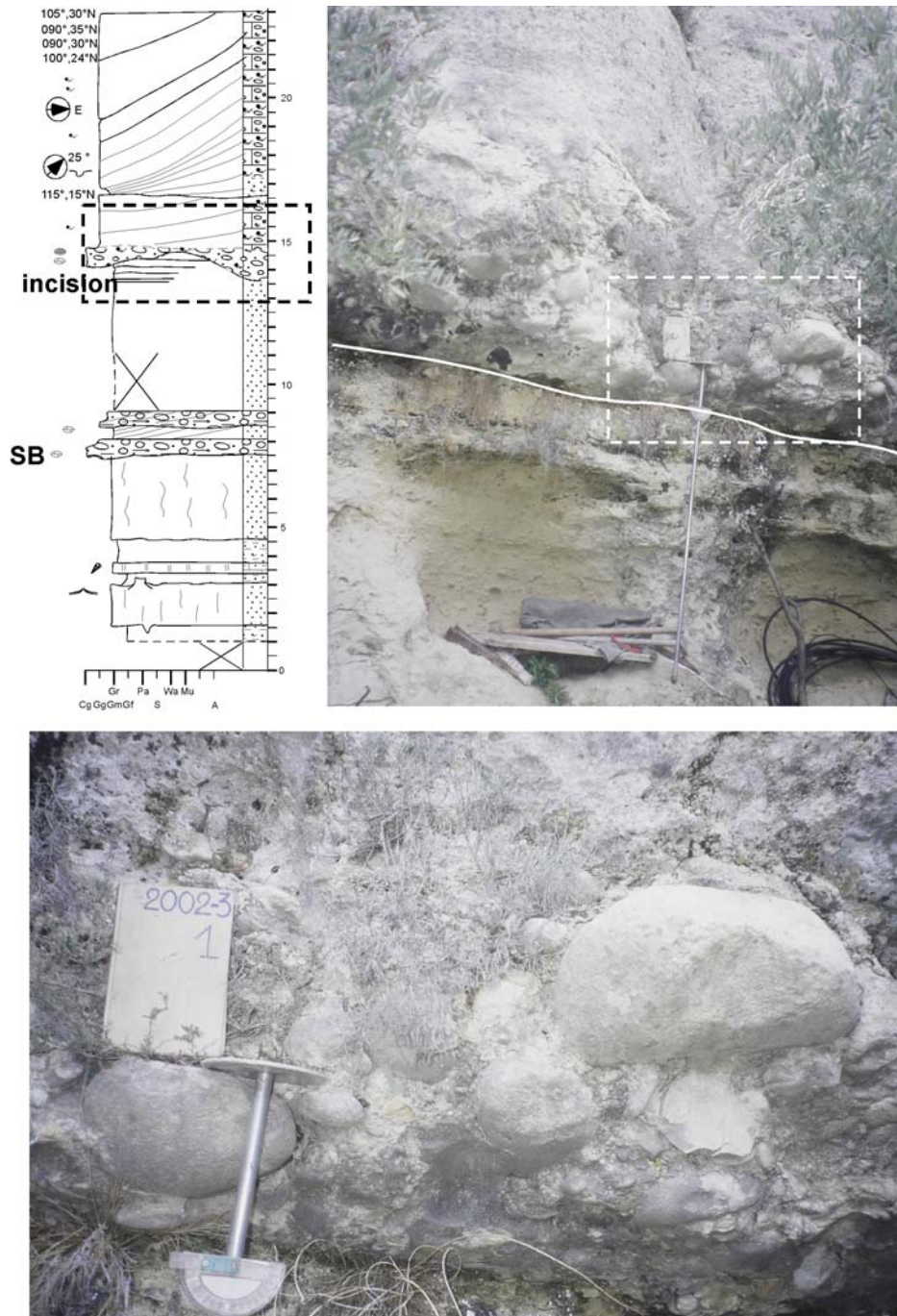


Figure 5-92 : Vallée incisée à la base du Tortonien soulignée par un très grossier conglomérat de transgression. Noter que la limite de séquence se situe quelques mètres plus bas à la base du cortège de régression forcée.

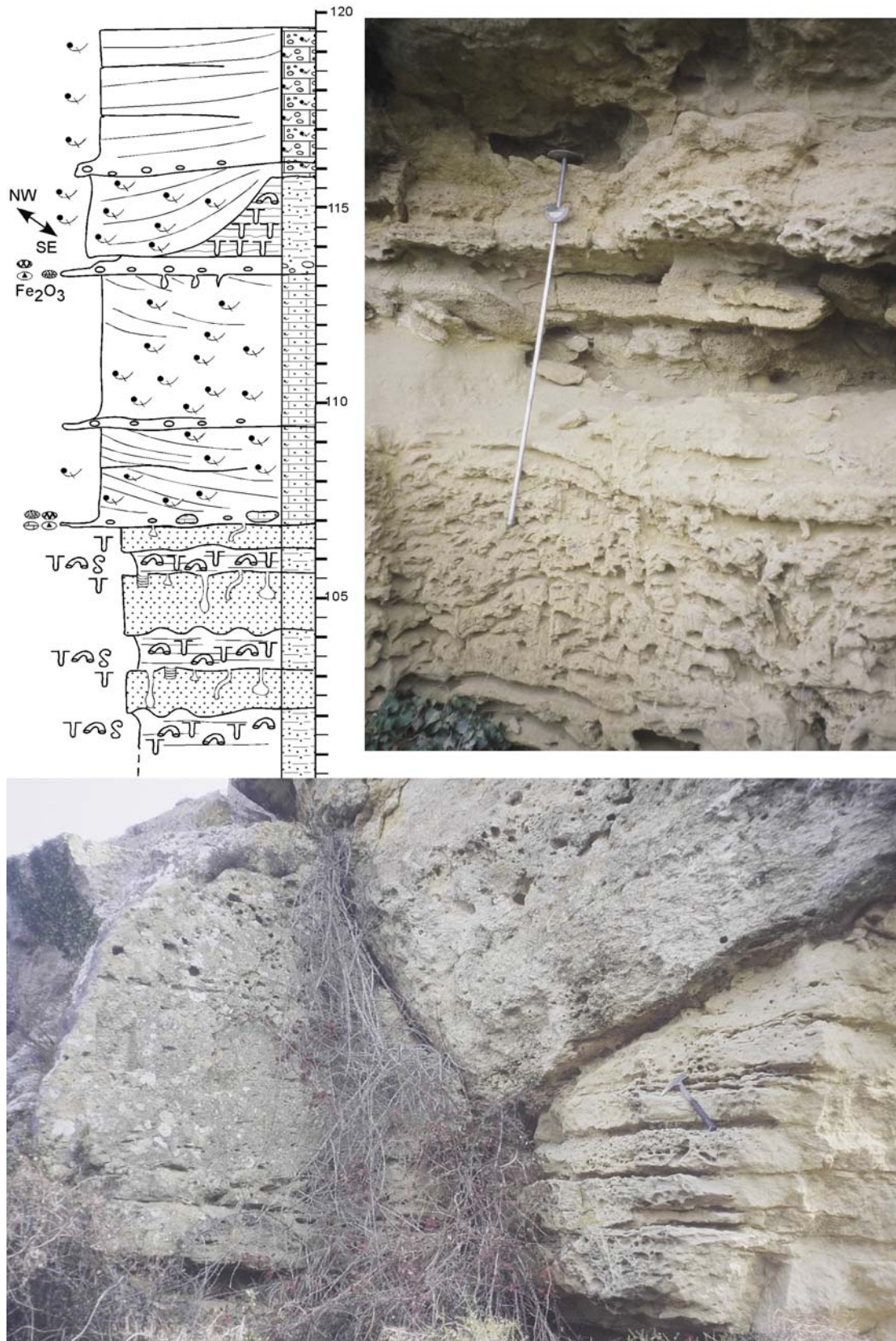


Figure 5-93 : Coupe montrant la base de la séquence Tortonienne. La limite de séquence (photo haut) se matérialise par un épais intervalle bioturbé surmonté par un conglomérat de transgression. La photo du bas montre un très bel exemple de chenal méandrique (en domaine tidal).

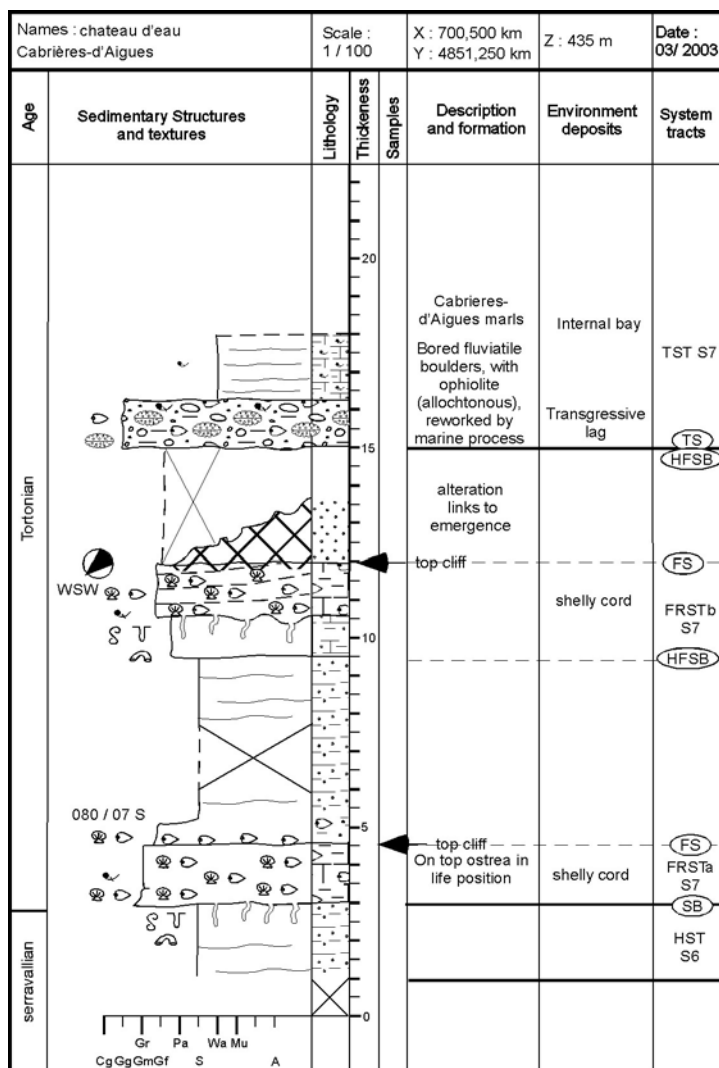


Figure 5-94 : Coupe de Cabrières d'Aigues mettant en évidence (i) les régressions forcées à la base de S7 ; (ii) l'émersion au sommet de ces régressions (altération) localement marquées par des incisions, comblées par la molasse typique (grossière et bioclastique) de « Cucuron » ; (iii) le conglomérat de transgression à éléments allochtones (ici en position d'interfluve). (iv) les marnes de « Cabrières d'Aigues » qui marquent la MFS de la séquence S7.

5.2.2.4 Le réseau du Miocène terminal

Le réseau messinien devrait être un fait admis tant les évidences à la fois à terre et en mer sont indiscutables (Clauzon, 1996). L'analyse de ce système et de son remplissage par des deltas torrentiels du type Gilbert delta a été largement publiée par ailleurs (e.g. dernière version de la carte géologique de la France au 1 :1000000). Nous ne pouvons que regretter qu'il soit encore réfuté, ou, plus insidieusement, largement sous-estimé (Peulvast *et al.*, 1999 ; Siame *et al.*, 2004). Une discussion de ce dernier article est présentée en annexe (ce commentaire n'a pas été retenu par l'éditeur de la revue).

Le réseau fluvialite messinien a été progressivement reconnu (Clauzon, 1988, 1995). Nous proposons ici une synthèse des résultats de travaux récents (Figure 5-99) (Clauzon, 2004). Deux réseaux sont caractérisés : celui du Rhône messinien et celui de la Durance messinienne et de leurs principaux affluents.

Lors de ces travaux, le réseau messinien de la Durance a pu être complété par la mise en évidence d'un affluent supplémentaire en amont de la clue de Mirabeau. Cette vallée a été cartographiée sur la site de Cadarache (Figure 5-95). Les flancs en rampes et paliers sont particulièrement bien préservés ainsi qu'une épaisse couche de brèches et/ou de matériaux altérés (microcodium). Les coupes de cette vallée sont présentées sur les Figure 5-96. Le débouché de cette vallée a été identifié en rive droite de la Durance (en bordure de la national) ou les deux flancs de la vallée sont préservés (environ 500 m de large). Le flanc sud de cette vallée adossée à l'anticlinal de Saint Eucher (Figure 5-97) montre la préservation de brèche. L'attribution stratigraphique de ces dépôts sur des éléments bio ou chronostratigraphique n'a pu être réalisé mais a été déterminé indirectement par l'étroite corrélation entre le profil en long de cette vallée est celle messinienne dont le talweg est connue au niveau de la clue de Mirabeau (Figure 5-98). La correspondance de ces deux profils en long est sans équivoque notamment si on les comparent aux profils en long de la vallée à remplissage Tortonien du vallon de la Sarraire qui est suspendue par rapport aux vallées messiniennes. (Figure 5-98)

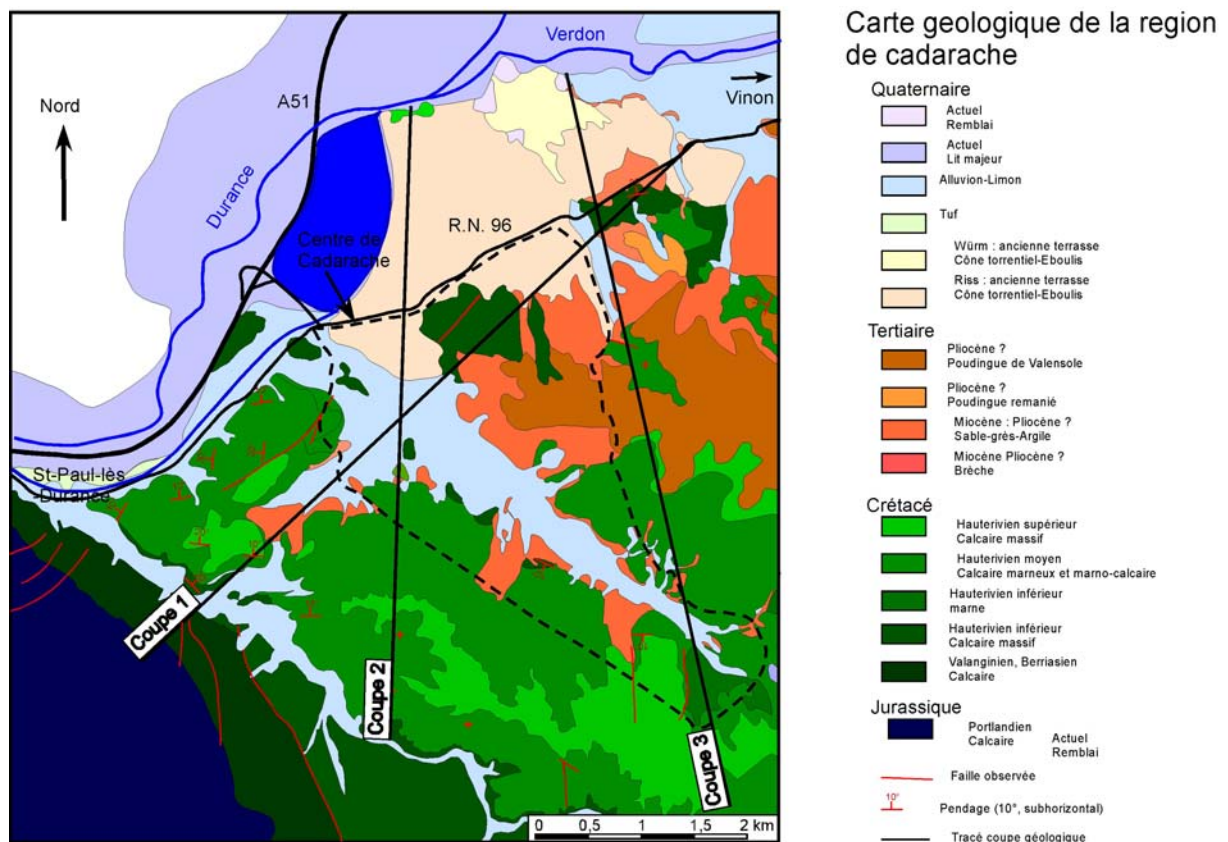


Figure 5-95 : Carte géologique du secteur de Cadarache (modifié d'après rapport CEA : Henry, 1999)

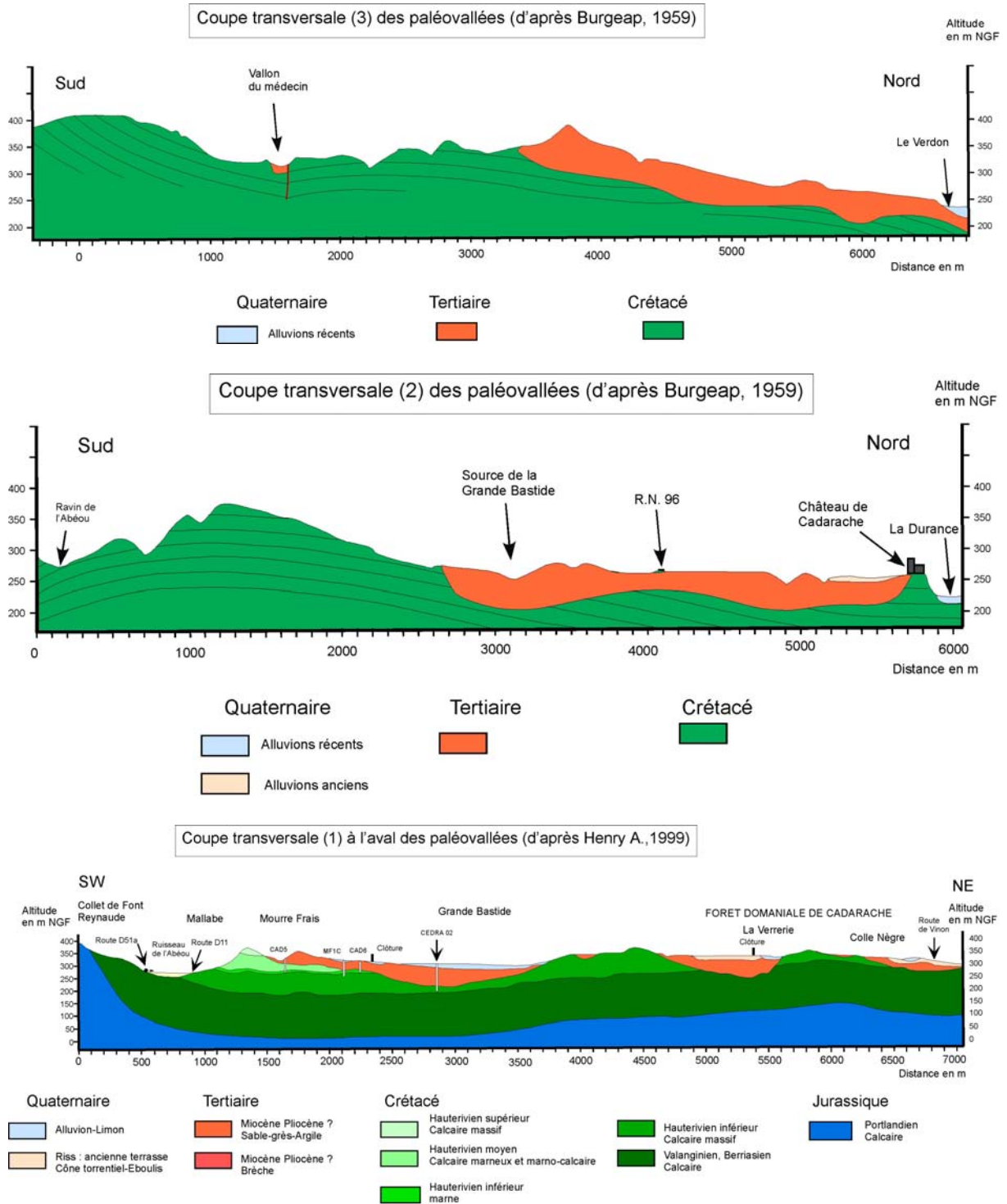


Figure 5-96 : Coupe transversale des paléovallées au niveau de Cadarache (modifié d'après rapport CEA)



Figure 5-97 : Vue du versant nord de l'anticlinal de Saint Eucher correspondant au flanc sud de la paléovallée avec la préservation de brèches en bordure du remplissage.

Mise en évidence de la corrélation géométrique entre le talweg Messinien de la paléodurance et le profil en long de la paléovallée du ravin de la bête.

(D'après données CEA, 1993; et Clauzon, 1979)

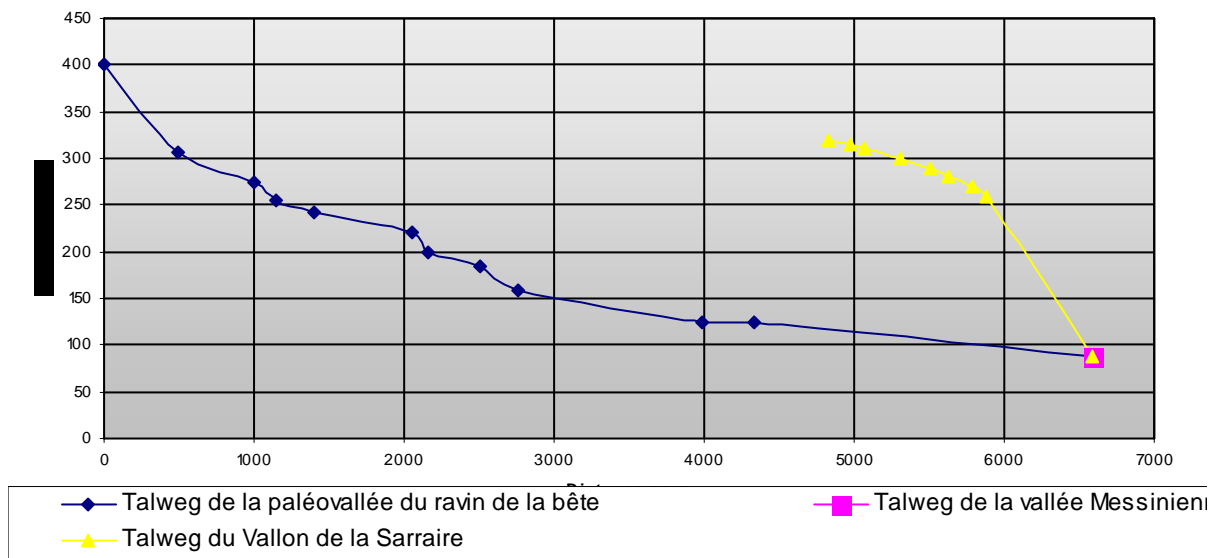


Figure 5-98 : Corrélation génétique entre le profil en long de la vallée incisée du ravin de la Bête (site de Cadarache) et le talweg de la vallée messinienne. Pour comparaison, noter la position du profil en long de la vallée à remplissage Tortonien du vallon de la Sarraire qui est suspendu par rapport aux vallées messiniennes

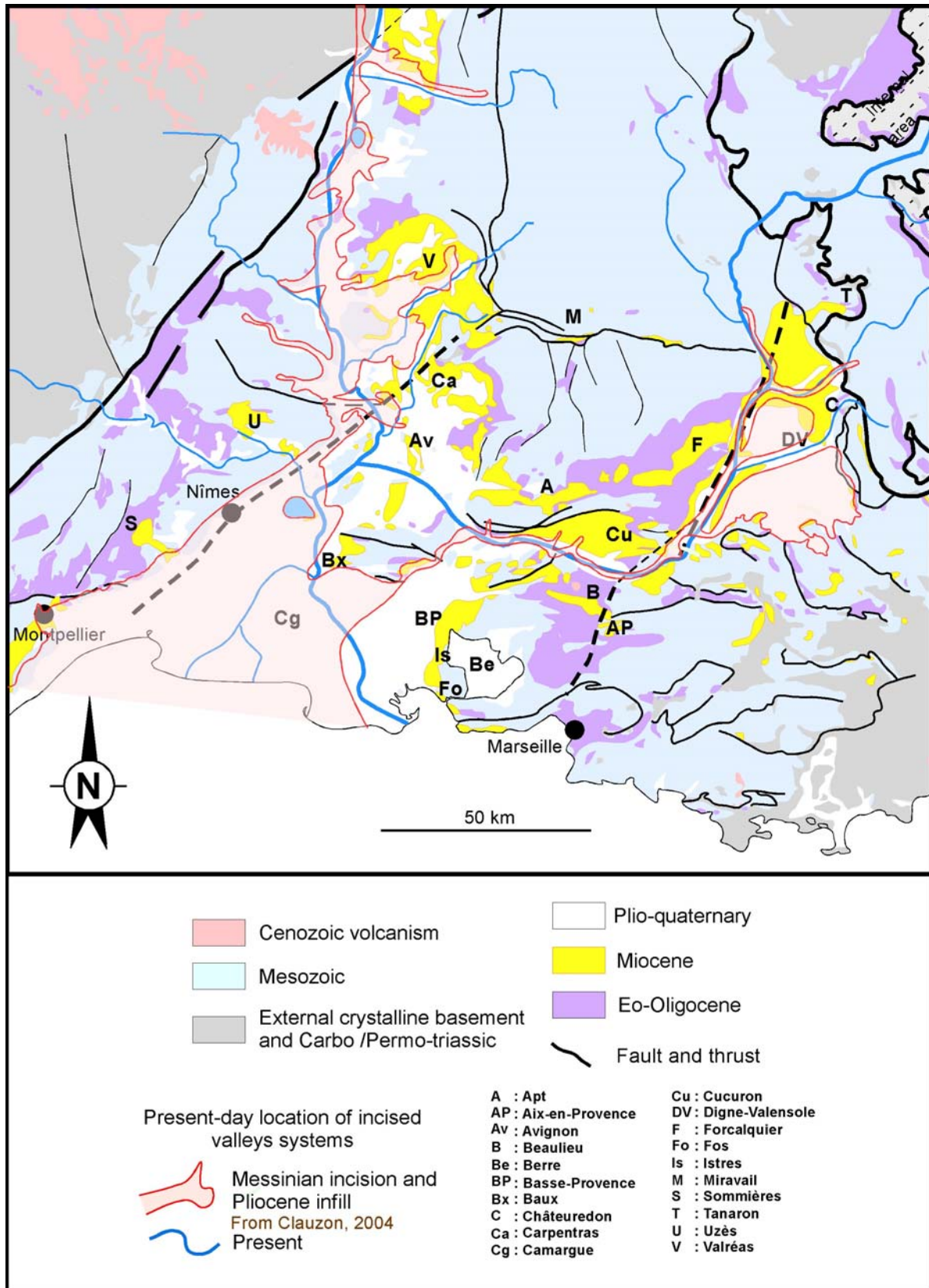


Figure 5-99 : Réseau de vallées incisées messiniennes dans le Bassin molassique rhodano-provençal (Clauzon, 2004).

5.2.3 L'évolution physiographique de BMRP au Miocène

Dans le BMRP, le caractère le plus singulier et le plus général de la sédimentation marine miocène est donc le fait qu'elle s'effectue dans trois complexes de vallées incisées auxquels il faut associer l'incision messinienne remplie par le Pliocène. Ces quatre réseaux constituent quatre marqueurs stratigraphiques car dans chacun des cas la surface d'érosion fluviale basale, certes légèrement diachrone, témoigne de la réponse du bassin à la chute relative du niveau de base. Les trois premières incisions miocènes ont donc la même signification que l'incision messinienne telle que définie par Clauzon (1996) même si ces incisions ont une forte composante tectonique. Grâce à ces marqueurs stratigraphiques, il est désormais possible de suivre l'évolution morphodynamique de ce bassin en analysant les localisations successives des paléo-réseaux et des dépôts-centres.

5.2.3.1 Ampleur et localisation des incisions miocènes

- LE RESEAU DE VALLEES INCISEES DE L'AQUITANO-BURDIGALIEN

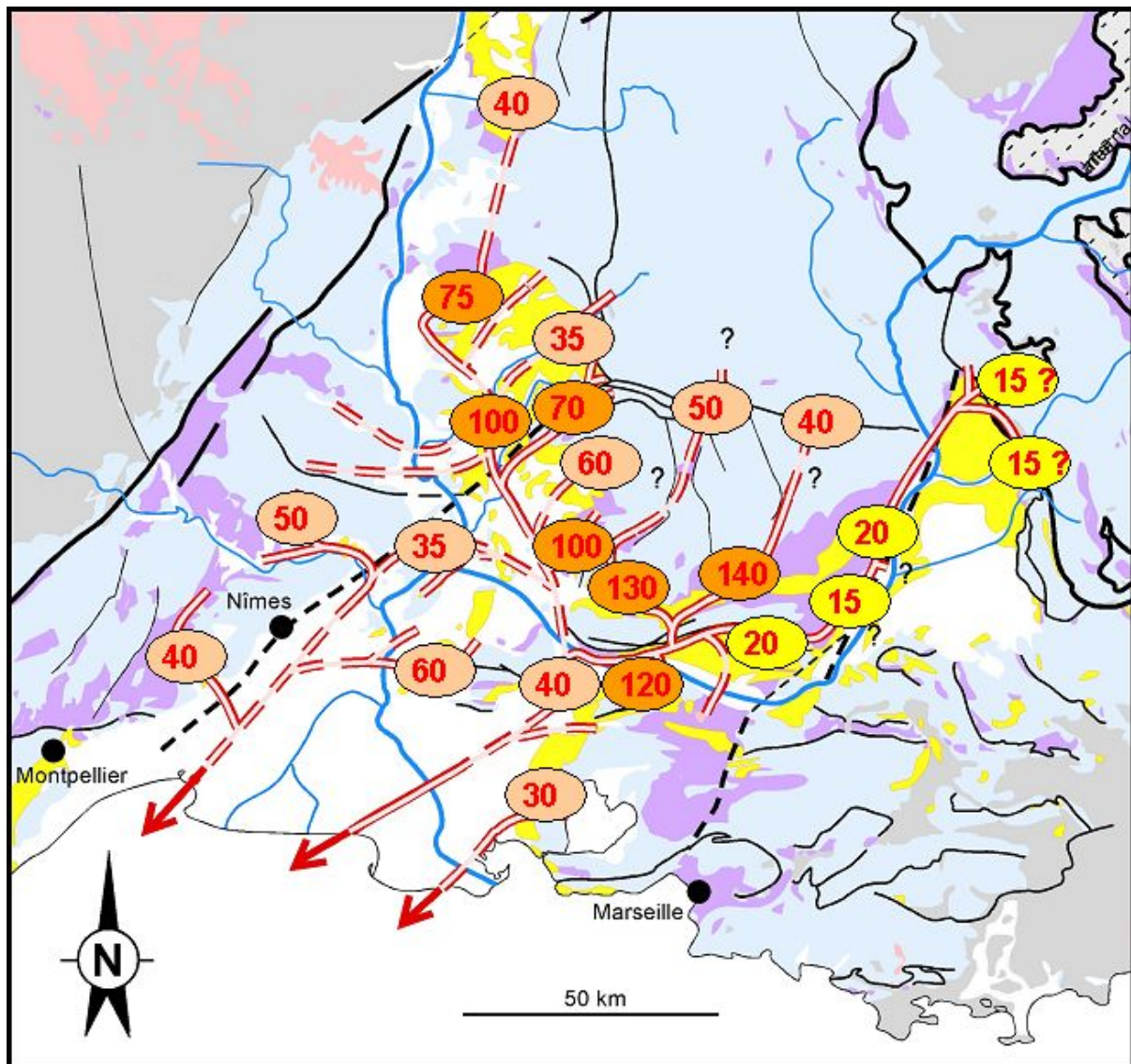


Figure 5-100 : Amplitude de l'incision du système de vallées incisées de l'Aquitano-Burdigalien.

La carte d'amplitude de l'incision du système de vallées incisées de l'Aquitano-Burdigalien (Figure 5-100) montre une répartition très inégale des amplitudes d'incision. Elles ont été réparties en trois classes :

- En jaune, les valeurs les plus faibles localisées entre le front de chevauchement de Digne et la faille de la Durance. Si les incisions ont bien été reconnues elles restent très faibles (en dessous des valeurs liées à l'eustatisme), ce qui est directement lié à la subsidence du bassin au front des chevauchements les plus actifs.
- En orange clair, les valeurs moyennes qui sont de l'ordre des variations eustatiques de l'océan global. Elles se répartissent au Sud, Sud-Ouest en bordure du golfe du Lion et au Nord. En l'absence de modulation importante du signal eustatique on peut remarquer l'ampleur du réseau incisé (plus de 100 km), ce qui témoigne d'une plateforme marine très peu profonde mais surtout **très peu pentue**, ce qui engendre d'importantes migrations de la ligne de rivage pour de faibles variations du niveau marin.
- En orange foncé, les valeurs fortes qui montrent une importante amplification tectonique. Elles se répartissent selon un axe NNW-SSE, globalement parallèle au front de chevauchement alpin. Compte tenu de leur localisation on peut mettre en relation ces incisions avec une amplification tectonique liée à la reprise de la compression alpine à la fin de l'Aquitaniens. Cette compression (surcharge au niveau des chevauchements) aurait engendré un soulèvement de ce secteur par flexuration (forebulge). Compte tenu de la spécificité de ce bassin d'avant-pays (compartimenté en sous-bassin), la compensation de cette surcharge lithostatique ne s'est sans doute pas propagée comme une onde mais par mouvement différentiel des différents blocs tectoniques. C'est d'ailleurs cette compartimentation et notamment l'individualisation du bloc « Ventoux-Lure » qui est à l'origine de l'importance et de la dispersion des modulations du signal eustatique.

La carte d'amplitude de l'incision du système de vallées incisées du Burdigalien terminal (Figure 5-101) montre également une répartition très inégale des amplitudes d'incision mais avec des valeurs / amplitude bien plus élevées. La répartition des trois classes d'amplitude reste globalement identique. On peut cependant noter pour les valeurs les plus fortes une migration de l'axe NNW-SSE vers l'Ouest. Cette migration peut être mise en relation avec la migration du front de déformation alpins. Cependant dans le détail ces valeurs fortes sont dispersées et présentent des maxima localisés. Ces incisions très fortes sont mises en relation avec une réactivation des structures pyrénéo-provençales. Cette déformation plicative se surimpose donc à une déformation de plus grande longueur d'onde dont le signal se trouve ainsi minimisé.

L'ampleur de ce second réseau indique tout comme pour le premier que le paysage précédent les incisions s'était de nouveau partiellement régularisé, notamment sur son profil en long avec la pérennisation d'une plate-forme « sillon » peu profonde, peu pentue et particulièrement étendue. Le rétablissement d'un tel profil en long avant chaque incision est la condition indispensable à l'incision d'un tel réseau de vallées incisées.

• **LE RESEAU DU BURDIGALIEN TERMINAL**

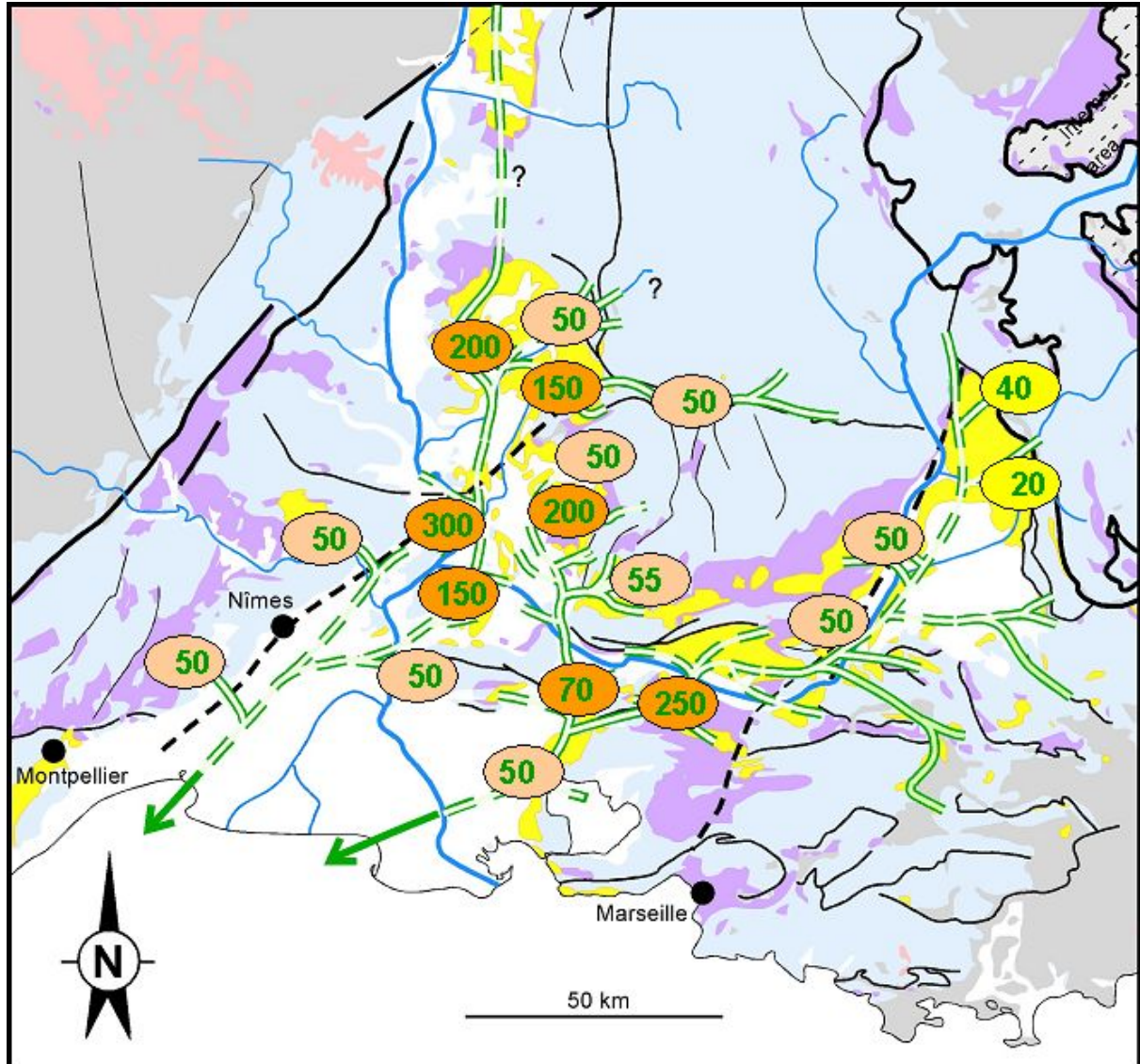


Figure 5-101 : Amplitude de l'incision du système de vallées incisées du Burdigalien terminal

5.2.3.2 Proposition de carte paléogéographique pour le Miocène : succession des systèmes de vallées incisées et extension maximale de la mer.

Ces cartes paléogéographiques constituent une synthèse de l'ensemble des données disponibles : publiées (notamment Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Demarcq, 1984 ; Rubino *et al.*, 1990 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Rubino *et al.*, 1997 ; Parize *et al.*, 1997 ; Besson 2000,...) inédites (rapports et profils sismiques industriels, CEA, Total), ainsi que les données de la présente étude, permettant de cartographier et/ou d'estimer au mieux les réseaux de vallées incisées et les limites d'extension maximale de la mer miocène au cours des phases de régression / transgression successives.

Compte tenu de l'incertitude quant à la précision de ces cartes schématiques une différenciation des limites cartographiques représentées a été proposée en fonction de leur précision :

- Les limites en trait plein correspondent aux secteurs bénéficiant d'une incertitude minimale

- les limites en traits pointillés correspondent aux secteurs dont la limite est floue et / ou non analysée par la présente étude (bordure méditerranéenne à l'Est de Marseille)
- les points d'interrogation signalent des secteurs dont les limites sont floues
- les limites sans trait correspondent aux secteurs montrant une extension dont la limite n'a pu être définie
- les zones hachurées correspondent aux secteurs masqués et/ou érodés (chevauchement).

L'évidence de phases successives de transgressions suivies de régressions a montré l'importance des changements paléogéographiques à chaque nouvelle séquence de dépôt. Les schémas paléogéographiques suivants proposent les principales étapes de l'évolution miocène du BMRP en délimitant l'extension maximale de la mer, faisant suite aux principales phases d'incision. D'une manière générale de l'Aquitaniens au Tortonien, les limites de cette mer miocène péri-alpine vont se déplacer vers l'Ouest en réponse à la progression de la déformation et à la surrection d'une cordillère qui migre tout au long du Miocène d'Est vers l'Ouest. Dans la vallée du Rhône, la largeur du sillon péri-alpin est donc difficile à établir avec précision : la limite la plus occidentale du golfe ou de cette mer (selon les époques) sera la bordure orientale du Massif central ; la limite orientale sera plus variable et va migrer vers l'Ouest au fur et à mesure de l'émergence des fronts de chevauchement et de la migration du bourrelet périphérique.

• AQUITANIEN

Les trois transgressions aquitaniennes reconnues sur le pourtour de l'étang de Berre restent confinées à la bordure méridionale du bassin Rhodanien, en marquant toutefois de petites invaginations par rapport à la côte actuelle (Gignoux, 1950 : p. 546 ; Demarcq, 1970 ; Rubino *et al.*, 1992 ; Dexcoté, 2002 ; Besson *et al.*, 2002). Une première sur le littoral de la Nerthe, à l'Ouest de Marseille (Sausset et Carry-le-Rouet) une deuxième dans la région Montpellier (Gignoux, 1950; Demarcq, 1970; Rubino *et al.*, 1992) et une troisième et dernière plus marquée en Camargue où un réexamen des forages pétroliers est nécessaire. Il reste cependant de fortes interrogations sur le caractère lagunaire de nombreux faciès attribués à l'Aquitaniens, situés entre l'Oligocène continental et les faciès marins du Miocène. S'agit-il vraiment de dépôts margino-littoraux aquitaniens ? ou bien est-ce des dépôts de pré-transgression préservée en dessous du conglomérat de ravinement tidal qui ont été confondus avec la limite de séquence et la surface de transgression. L'analyse séquentielle de ce problème est généralement en faveur de l'hypothèse de dépôts de pré-transgression mais n'a pu être confirmée par la biostratigraphie. Malgré de très nombreuses études et analyses dans ces dépôts au sein du bassin de Forcalquier, la présente étude reste infructueuse, et les résultats biostratigraphiques de la bibliographie toujours contradictoires.

La présence de dépôts marins Aquitaniens dans le bassin de Digne au front du chevauchement est connue depuis Gigot *et al.*, (1973). La présence de ces dépôts pose un problème paléogéographique dans la mesure où aucun dépôt marin aquitaniens n'a été reconnu dans la partie septentrionale du BMRP ou en Provence afin de permettre la connexion du Golfe de Digne avec la mer ouverte. Cette connexion se serait donc effectuée soit par un sillon au front des chevauchements en connexion avec le bassin molassique Suisse, soit par le Sud en connexion avec le golfe de Vence.

Les dépôts du golfe de Digne ne montrent aucun onlap en direction du Nord pouvant présager d'une bordure du bassin /sillon proche, ce qui aurait été en faveur d'une connexion avec le bassin Suisse et aucun autre affleurement de dépôts à aquitaniens marins n'est connu plus au Nord (avant ceux du bassin molassique Suisse). L'ensemble des dépôts miocènes préservés dans les synclinaux du Vercors et de la Chartreuse sont soit continentaux soit

marins mais d'âge Burdigalien ou encore plus récents. D'autre part, la majorité des apports sédimentaires clastiques proviennent de cette direction, ce qui va plutôt en faveur d'un sillon N-S fermé en amont et alimenté par un puissant delta. Sans pouvoir exclure cette hypothèse suggérée par certains auteurs (Sissingh, 2001), elle ne me semble pas la plus favorable.

Vers le Sud du golfe de Digne, les dépôts montrent des faciès marins de plus en plus restreints et une direction d'onlap vers une bordure au S-SW. Cette configuration ferme en partie la possibilité de connexion vers le Sud mais pas totalement, car le pôle le plus marin se trouve en direction du SS-E sous les chevauchements. Par ailleurs, d'un point de vue sédimentologique, les dépôts conglomératiques contenus dans les faciès marins sont des dépôts remaniés par la dérive littorale et non des fan delta, ce qui ne suggère pas la terminaison de ce sillon N-SSE qui devrait être dominé par une dynamique deltaïque. Au niveau de Vence, la coupe des Tourettes permet également la même observation avec la présence de dépôts miocènes (aquitaniens à la base) préservés en dessous d'un chevauchement. Là encore l'absence d'une dynamique fluviale suggère la présence d'un sillon marin et l'absence proche d'un delta fermant ce sillon. La très faible distance et les très nombreux chevauchements entre le golfe de Digne et le Golfe de Vence laissent donc supposer l'existence d'un sillon marin aquitaniens, aujourd'hui masqué par les chevauchements et les érosions successives.

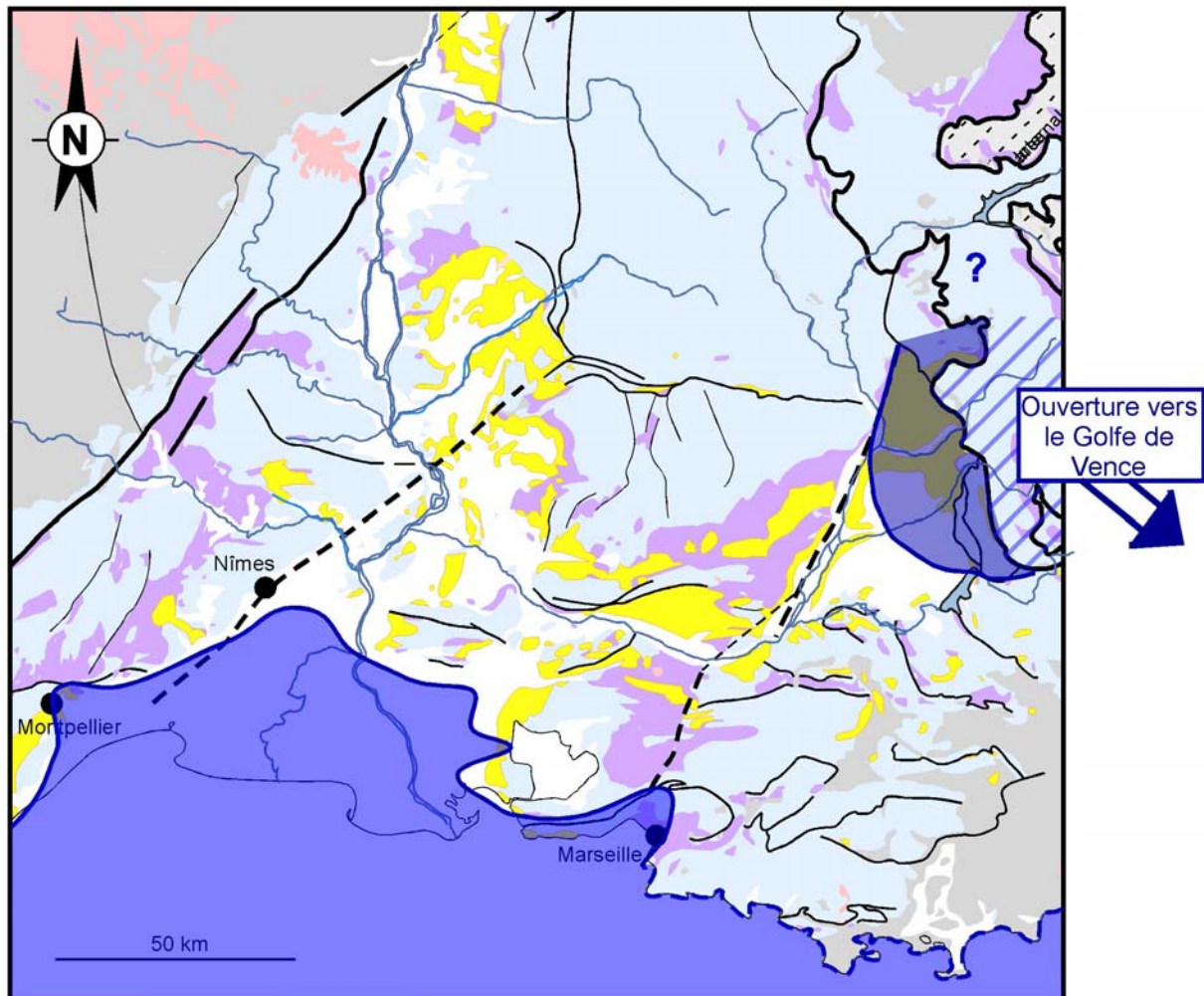


Figure 5-102 : Extension maximale de la mer aquitaniens

- Burdigalien

Longtemps l'extension de la mer burdigalienne a été résumée sur une seule carte (Depéret, 1894 ; Demarcq, 1970, 1986). L'analyse de faciès (Rubino *et al.*, 1990) combinée aux nouvelles données biostratigraphiques permet à ces auteurs de considérer deux phases de transgressions au cours du Burdigalien (Deperet, 1894 ; Gignoux, 1960 ; Rubino *et al.*, 1990). Ces deux phases de transgression correspondent à S1a qui ennoie le fond des vallées puis S1b et S1c qui terminent le comblement et déborde les interfluves.

Au Burdigalien inférieur, la transgression de la séquence S1a, 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. Elle définit alors le Golfe rhodanien ou Golfe rhodano-provençal (Demarcq, 1970), sans parvenir à recouvrir les principales interfluves notamment le Luberon, les Alpilles et l'ensemble Ventoux - Lure - Albion - Monts-de-Vaucluse. Entre les bassins de d'Apt-Forcalquier et de Carpentras, l'affleurement de la Genestière sur les Monts-de-Vaucluse témoigne de la présence du Burdigalien inférieur à l'apex des talwegs de ces paléovallées. Cette transgression s'effectuant sur une morphologie très différenciée (comblement de vallées), ces limites sont difficiles à cerner car souvent limitées au comblement d'étroites vallées (inférieure à 500 m de large) ou à des zones plus larges correspondant aux zones les plus basses des différents sous-bassins (incision plus faible dans les zones subsidentes). Cette particularité s'exprime très bien par la présence d'un large Golfe dans le futur bassin de Digne Valensole relié à la mer ouverte par une étroite ria (Cucurron – Mirabeau – Pierrevert-Digne). Cette première phase de transgression burdigalienne ne semble pas atteindre le bassin de Crest. Le bassin molassique suisse et le bassin rhodanien restent séparés puisque, en venant du NE la première transgression n'a pas, guère du dépasser le Sud de Genève.

C'est au Burdigalien moyen que la transgression associée à la séquence S1b puis S1c 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 et de Savoie. La largeur de ce sillon péri-alpin au Burdigalien ne peut être valablement appréciée qu'en restaurant les coupes E-W, afin de minimiser l'importance des raccourcissements matérialisés par les plis et les chevauchements du Vercors et de la Chartreuse. Rubino *et al.* (1990, 1992) et Martel *et al.* (1994) ont estimé cette largeur à environ 50 kilomètres à la latitude de Grenoble, valeur sans doute fortement exagérée par rapport aux faciès très proximaux présents dans les synclinaux de la Chartreuse.

Dans sa partie méridionale, les limites de la transgression S1b et S1c du Burdigalien moyen débordent celles de la séquence S1a. Elle y correspond toujours au Golfe rhodanien, parsemé d'îles et de hauts-fonds, lui donnant un aspect marqué d'archipel : le Luberon, les Alpilles et le massif Ventoux - Lure - Albion - Monts-de-Vaucluse en sont les principales zones hautes *sensu lato*. (Demarcq, 1959, 1970). Vers le Massif central ou la Provence, les limites de ce golfe sont assez nettement indentées comme au Sud du bassin de Valréas (Nelly, 1978 ; Casagrande, 1989 ; Pouyet *et al.*, 1984).

La transgression de la séquence S1c correspond à l'ennoisement du bassin de Forcalquier réduisant le futur massif du Lubéron à une zone haute plus ou moins large d'extension Est-Ouest. Cette transgression marque donc l'ouverture du golfe de Digne Valensole sur la mer ouverte.

Les limites de la transgression du Burdigalien supérieur S2 sont plus difficiles à établir par suite d'érosions tardives et du début de la déformation plicative pendant le HST de S1

(migration des dépôts-centres dans l'axe des synclinaux et surtout élévation voire émergence des principaux hauts-fonds réactivés). Dans la partie Est du BMRP c'est donc la MFS de S1 qui marque le maximum d'enneigement du Burdigalien, alors que dans la partie méridionale et occidentale du bassin, l'extension de S2 est légèrement plus importante que celle du Burdigalien moyen tout en gardant les grandes lignes. On observe donc un léger diachronisme entre l'Est et W-SW pour le maximum d'enneigement du Burdigalien lié au début de la déformation plicative.

En Provence la réactivation des structures notamment de la faille de la Durance et du Lubéron amorce la séparation des différents sous-bassins (reliés lors de la MFS de la séquence S1) en augmentant la superficie émergée du Lubéron et en créant une zone de plus faible bathymétrie (partiellement émergée ?) parallèle à l'accident durancien. C'est ce haut-fond qui est sans doute à l'origine du partitionnement de faciès très rapide entre un bassin de Digne valensole avec des dépôts siliciclastiques, et des sous-bassins provençaux (notamment Apt-Forcalquier) avec des dépôts calcaires (plus de 90% pour cette séquence).

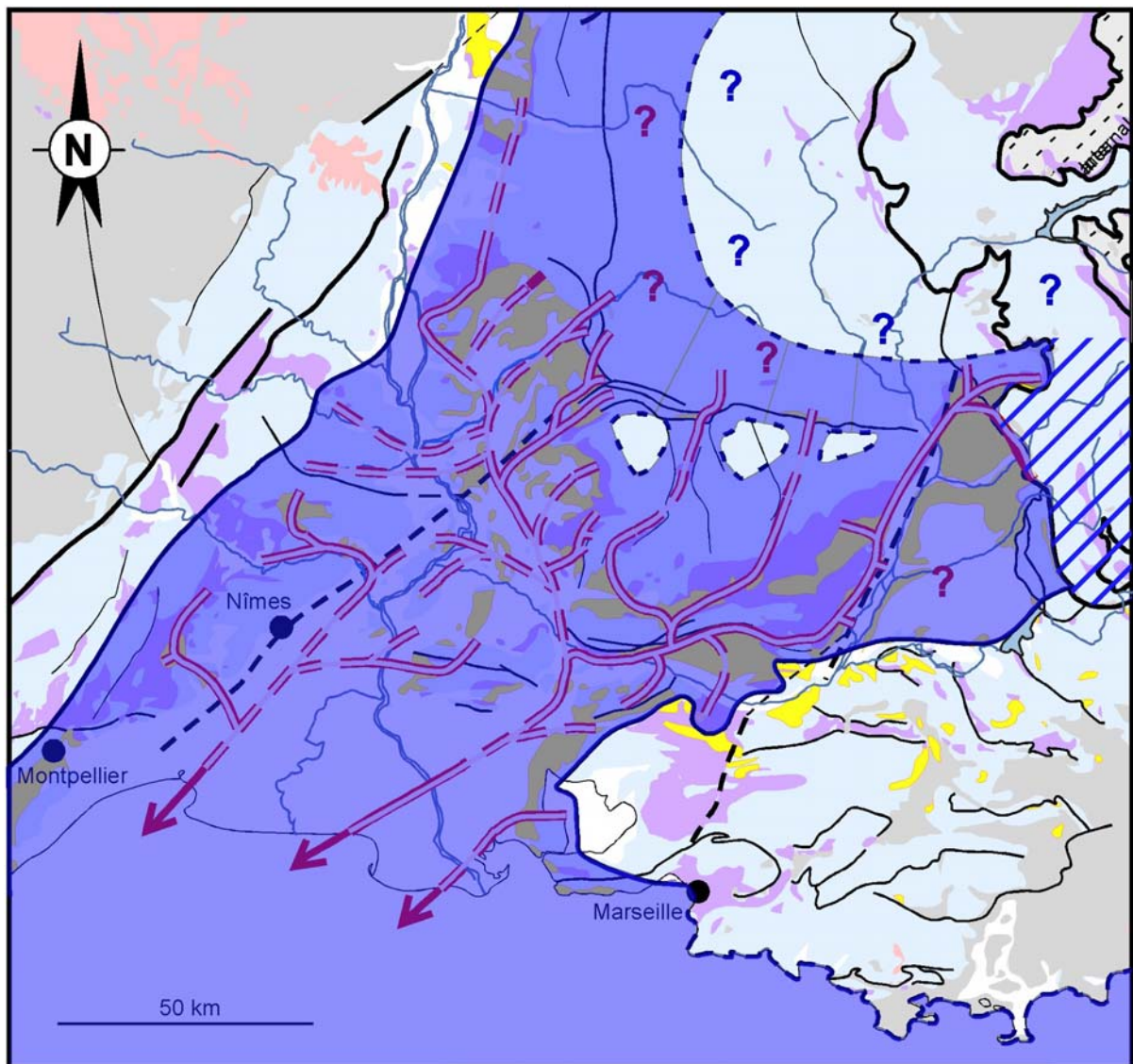


Figure 5-103 : Réseau de vallées incisées aquitano-burdigaliennes et extension maximale de la mer burdigalienne

- Miocène moyen

Les transgressions langhiennes puis serravalliennes (S3, S4) vont combler le réseau de vallées incisées du Burdigalien terminal. Ces deux transgressions sont importantes et l'extension maximale du Miocène moyen diffère selon les secteurs. En effet la déformation plicative associée à un comblement et une aggradation rapide de deltas bien alimentés suite à l'augmentation des déformations alpines) rend forcément diachrone ce maximum d'inondation au Miocène moyen. On peut cependant estimer que c'est la transgression S4 qui présente l'extension transversale la plus importante (notamment pour la vallée du Rhône). Elle atteint la bordure du Massif Central à l'Ouest (Latreille, 1969 a trouvé des foraminifères planctoniques). Les gisements de la Grive de Saint-Alban situés dans des poches karstiques permettent un encadrement stratigraphique de cette transgression et la situent au Serravallien moyen à supérieur (N12, N13). Pour la partie méridionale du bassin, cette transgression déborde largement à l'Ouest du bassin de Crest (résultat de la migration du front de déformation vers l'Ouest). Dans le secteur d'Apt-Forcalquier l'importance des onlaps vers le Nord du Lubéron ainsi que l'extension très marquée au sein du bassin de Forcalquier, oblitérant les structures plissées le long de l'accident durancien, montrent son importance.

Les séquences serravalliennes (S5, S6) sont d'extension décroissante suite à l'amorce de la régression du cycle de second ordre du Néogène amplifiée par la migration du front de déformation des Alpes. Ces dépôts sont désormais strictement confinés dans l'axe des structures plicatives.

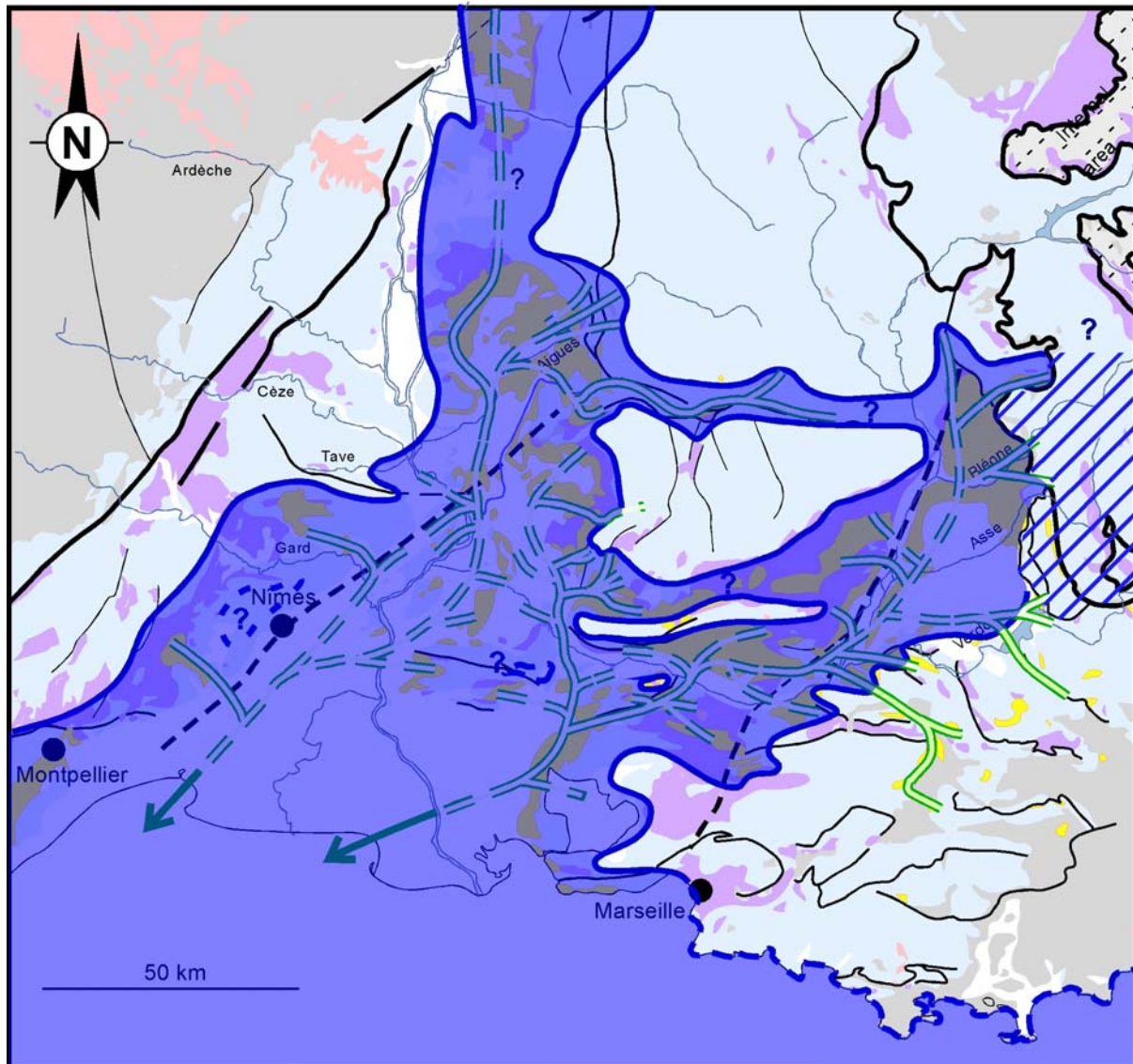


Figure 5-104 : Réseau de vallées incisées du Burdigalien supérieur et extension maximale de la mer langhienne

- Miocène supérieur

Les importantes régressions serravaliennes consécutives aux apports terrigènes entretenus par la poussée du front subalpin ont conduit à l'installation d'un régime continental migrant d'Est en Ouest, et du Nord au Sud et au développement d'un premier petit piedmont. Un premier piedmont a dû se développer sur l'ensemble du golfe de Digne comme en attestent les premiers dépôts continentaux jusqu'à Cucuron. Ceux-ci ont été déblayés, ce qui laisse supposer une importante érosion à la base du Tortonien même si les données de terrain sont trop ponctuelles pour en cartographier précisément le tracé. Cette phase d'érosion par le creusement de vallée au front du bassin, suivie par une forte subsidence de la partie méridienne du BMRP (en liaison avec l'évolution du Golfe du Lion) associées à l'importante hausse eustatique tortonienne vont permettre une nouvelle transgression jusqu'en bordure du bassin de Digne (sans pouvoir en délimiter précisément son extension probable au sein de ce golfe). Cette transgression majeure de la base du Tortonien aurait même atteint les contreforts du Jura (Clauzon et Suc, com. Orale). A noter que la présence probable de Tortonien dans le

bassin de Forcalquier est remise en cause contrairement à ce qui est indiqué dans la carte géologique (Gigot, comm. Orale).

Enfin, il reste le problème de la régression et donc de l'instauration définitive du régime continental. A l'image de ce qu'ont récemment montré Clauzon *et al.*, (1988), il est très probable que s'observe un diachronisme E-W et N-S, lequel correspond à la progradation des systèmes terrigènes migrant sous la poussée du front alpin et la régression eustatique très marquée du Serravallien terminal (Haq *et al.*, 1987). L'ensemble du cycle de II^{ème} ordre du Néogène s'inscrit bien dans cette évolution puisqu'il y a une régression généralisée entre le Serravallien et la base du Pliocène.

Dans le Lyonnais, cette régression est certaine au Tortonien, avec la formation continentale de la Croix-Rousse indiquant un âge Tortonien moyen (MN12 : 8,5/9 Ma).

Cette régression est sensiblement plus jeune dans le bassin de Valréas, avec la zone MN10 (limite Serravallien-Tortonien) et semble un peu plus tardive dans le bassin de la Durance (Clauzon *et al.*, 1984, 1988) vers 7.5 Ma, au Tortonien moyen.

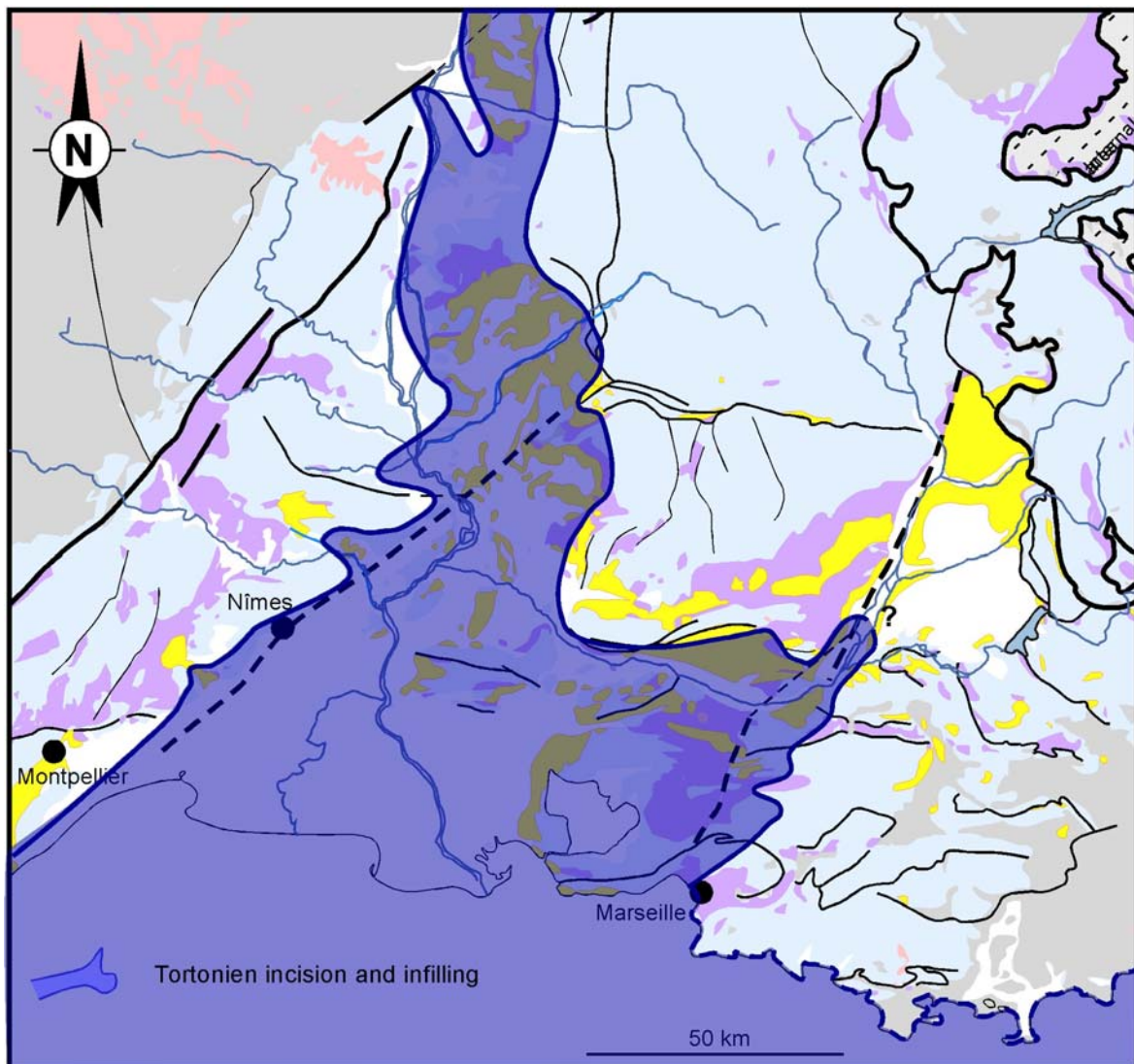


Figure 5-105 : Extension maximale de la mer tortonienne

5.2.3.3 Implications géodynamiques : discussion

L'analyse des bassins d'avant-pays se fonde classiquement sur celle de leurs dépôts-centres et de leur déplacement au cours du temps (Ricci Luchi, 1986 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Giles & Dickison, 1995). La déformation de ces bassins se manifeste selon une double modalité : une flexuration à grande longueur d'onde liée à la surcharge des unités crustales et une déformation à courte longueur d'onde liée au fonctionnement des bassins transportés notamment à la croissance des synclinaux qui migrent au cours du temps (Crumeyrolle *et al.*, 1991). Cette analyse des paramètres tectoniques peut être complétée par la prise en compte des variations eustatiques de l'océan global (Posamentier & Allen, 1993) : un tel modèle peut être illustré par le remplissage miocène du BMRP où il est possible d'enregistrer dans un bassin localement à très forte subsidence les variations du niveau marin (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Wonham, 1996 ; Besson *et al.*, 2002).

Quatre réseaux fluviaux miocènes sont désormais caractérisés dans le BMRP. Le premier réseau aquitano-burdigalien est sécant sur les plis d'axe équatorial de Provence et se superpose étroitement aux bassins oligocènes. Le deuxième réseau fini-burdigalien est déboîté et emboîté par rapport au précédent ; il est conforme aux plis nord-provençaux de Provence septentrionale. A partir du Langhien, les dépôts-centres prennent leur localisation telle que connue actuellement.

- Le fonctionnement de l'accident de la moyenne Durance

Cette nouvelle paléogéographie permet de préciser le fonctionnement de la faille de la moyenne Durance au cours du Miocène. Au cours de l'Oligocène, la faille de la Durance a un rejeu normal, avec un effondrement du panneau occidental de plusieurs milliers de mètres (Gigot *et al.*, 1975 ; Roure *et al.*, 1994 ; Benedicto Esteban, 1996). Au Burdigalien inférieur, le réseau fluvial se trouve localisé du côté occidental ; à partir du Burdigalien terminal, il passe du côté oriental.

La propagation des chevauchements alpins et le développement du bassin flexural péri-alpin sont enregistrés dans le remplissage sédimentaire dès le Miocène inférieur, comme attesté par l'onlap progressif des dépôts depuis le front de la nappe de Digne à l'Est vers la faille de la Durance à l'Ouest. Cette migration est bien caractérisée, à la fois par les données de sismiques industrielles (Dubois & Curnelle, 1978 ; Comité des Techniciens, 1986 : fig. 16-9) et par les analyses de terrain (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Besson & Parize, 2000 ; Besson *et al.*, 2002 ; Besson, 2005). L'incision fluviale du Burdigalien inférieur et son emboîtement enregistrent les premiers mouvements dus à la déformation tectonique dans cette zone. L'apparition d'un nouveau réseau fluvial et le déplacement des dépôts-centres dans le compartiment oriental de la faille, soulignés par les fortes érosions du Burdigalien terminal et du Serravallien supérieur sont directement liés au raccourcissement tectonique dans le bassin d'avant-pays, ce qui provoque la réactivation et l'inversion de la faille de la Durance. En accord avec Clauzon *et al.* (1987) et Crumeyrolle *et al.* (1991), il n'existe donc plus de raison pour faire démarrer les effets de la compression alpine dans le bassin de Digne – Valensole, et par extension au BMRP, au Miocène supérieur comme récemment proposé (Ford *et al.*, 1999 ; Siame *et al.*, 2003).

- L'évolution morphodynamique du BMRP

L'ampleur de l'incision aquitano-burdigalienne est fréquemment hectométrique : 140 m pour la vallée des Courennes, 145 m pour celle de Ménerbes, 100 m pour celle de Vénasque ou de Fontaine-de-Vaucluse, 100 m également pour celle de la Cèze. Elle doit certainement son origine aux variations eustatiques aquitaniennes, amplifiées par la déformation de l'avant-pays. Ce réseau fluvial est superposé et emboîté dans les dépôts oligocènes (grabens du plateau de la Cèze, de Suzette, Sault, Deffend de Lamanon, Vénasque...). Son orientation est relativement conforme à celles des accidents oligocènes. Cette incision signe donc une déformation régionale de grande longueur d'onde qui peut être rapportée à une remise en compression de ce domaine à la base du Miocène. Ce premier système de vallées miocènes a déblayé préférentiellement les dépôts éo-oligocènes et l'érosion a alors mis à nu des plans de failles : ce qui explique les nombreux contacts verticaux entre le Miocène et son substratum alors même que ces plans de faille sont perforés par des organismes lors de la transgression marine suivante. Ceci fournit une explication aux nombreuses doubles failles non actives en surface qui ont été inventoriées dans la partie méridionale du BMRP (Combes & Carbon, 1997) comme les failles de Salon – Cavaillon et celles de Pujaut.

Les nouvelles vallées intercalées dans toute la série miocène soulignent soit (i) la pérennité des réseaux de drainage et des bassins versants, leur partie amont n'étant pas toujours submergée même si le remplissage des vallées est syntectonique ; (ii) la création d'un nouveau bassin versant fortement influencé par la tectonique plicative aux passages Burdigalien – Langhien et Serravallien – Tortonien.

Le réseau emboîté du Burdigalien terminal est déboîté par rapport au système du Miocène inférieur. Ce déboîtement qui n'a pas été mis en évidence dans le cas du système fluvial aquitano-burdigalien, signe une déformation plicative de plus courte longueur d'onde. Ce deuxième réseau est en quasi-conformité avec les structures pyrénéo-provençales de Provence septentrionale. Notons que cette déformation plicative est enregistrée auparavant par la migration des dépôts-centres du Miocène inférieur et ce, dès le comblement de la première vallée incisée du Burdigalien.

L'ampleur de l'emboîtement de ce deuxième réseau est plurihectométrique, atteignant 300 m dans le secteur d'Avignon. L'ampleur de cette érosion fini-burdigalienne implique nécessairement d'autres mécanismes que la chute du niveau marin du Burdigalien terminal :

(i) une surrection régionale (bombement lithosphérique ?) rapportée à l'activité volcanique du Massif central, précédant son activité paroxysmale tortonienne ;

(ii) le ralentissement au Burdigalien supérieur puis l'arrêt au Langhien de la rotation de la microplaque corso-sarde, concomitante de la propagation de la déformation alpine, qui induit une mise en compression du BMRP. En l'absence d'importants chevauchements miocènes en Provence, cette mise en compression s'accompagnerait de mouvements verticaux.

La migration vers le Sud des réseaux de drainage et des dépôts-centres de Provence méridionale pourrait être mise en relation avec une subsidence thermique tardive de la marge du golfe du Lion (du Serravallien au Tortonien), liée à la mise en compression du secteur.

La divergence des réseaux en étoile autour du massif crétacé Ventoux – Lure est directement liée à la surrection de ce « panneau de couverture nord-provençale » *sensu*

Villegier (1984). Au Burdigalien terminal, les Alpilles, la chaîne des Costes, le Lubéron, la bordure orientale du massif central et le Vercors deviennent des zones hautes *i.e.* des barrières morphologiques et vont le rester. D'une façon générale, à l'échelle du BMRP, cet événement tectonique marque l'apparition des reliefs et l'individualisation des sous-bassins tels que nous les connaissons actuellement : Avignon, Carpentras, Cucuron, Digne-Valensole, Valréas, Valence.

Les réseaux du Miocène supérieur, du Messinien et du Quaternaire ont continué à réagir à la déformation du tréfonds de la même façon. Ils sont déboîtés dans les zones les plus subsidentes (*ie* les sous-bassins) et au contraire sont superposés et emboîtés dans les zones non subsidentes car il ne leur est pas possible d'y profiter d'une épigénie.

L'architecture des dépôts du Plio-Quaternaire a toujours été analysée comme résultant principalement des variations eustatiques et, en opposition, celle des dépôts miocènes comme contrôlée par la tectonique alpine. L'inventaire des réseaux de drainage miocène montre au contraire que les effets de chute du niveau de base ont conditionné la répartition des dépôts tout au long du Miocène.

5.2.4 Conclusions

L'image paléogéographique habituellement proposée jusqu'ici pour le bassin miocène rhodano-provençal est celle d'un golfe, parsemé d'îles ou de hauts-fonds, ennoyés progressivement lors de la transgression marine miocène (Demarcq, 1959, 1984 ; Martel *et al.*, 1994). Les accumulations bioclastiques se retrouveraient dans les zones à faible bathymétrie et forte énergie, les marnes et marno-calcaires, en variation latérale de faciès, dans les secteurs plus subsidents et/ou plus profonds. Ce consensus général, rarement remis en cause (Combaluzier, 1932 ; Gignoux, 1960), d'abord ébranlé par les nouvelles attributions stratigraphiques et l'analyse de faciès (Besson *et al.*, sous presse ; Rubino *et al.*, 1990) n'a pas résisté à une analyse stratigraphique de bassin selon une approche multidisciplinaire intégrée.

Cette analyse permet également de revoir la distinction habituelle d'un grand cycle sédimentaire néogène de l'(Aquitano-)Burdigalien au Tortonien sous contrôle tectonique et du cycle messinien sous contrôle eustatique. Les spectaculaires *onlaps* divergents le long du Lubéron, des Baronnie, de la nappe de Digne, ... ont longtemps masqué les incisions fluviales (et leur comblement marin) présentes jusque dans le « Vélodrome ».

Le remplissage du bassin péri-alpin rhodano-provençal se décrit en 10 séquences de dépôt de 3^{ème} ordre. L'analyse de faciès permet la démonstration d'une vidange :

- (1) importante du bassin rhodano-provençal à la base de chacune des séquences et du développement lors de ces émergences de réseaux fluviaux incisés, guidant la transgression marine suivante (Rubino *et al.*, 1990, 1997 ; Parize *et al.*, 1999 ; Dexcoté, 2001 ; Dexcoté *et al.*, 2001 ; Besson *et al.*, 2002, Besson, 2005),
- (2) voire quasi-totale à la base du Miocène inférieur, au Burdigalien terminal et à la base du Miocène supérieur, hors événement messinien (Besson *et al.*, 2002 ; Parize *et al.*, 2003 ; Besson *et al.*, 2005).

Le premier réseau de vallées anté-burdigalien (Rubino *et al.*, 1990 ; Besson *et al.*, 2002) doit certainement son origine aux variations eustatiques aquitaniennes, couplées avec une remise en compression du BMRP après l'épisode oligocène. Les autres importantes

incisions intra-miocènes sont situées au passage entre le Burdigalien et le Langhien et entre le Tortonien inférieur et le Tortonien supérieur (Besson *et al.*, 2002, 2005). Elles sont toutes associées aux limites de séquences eustatiques et renforcées par l'activation de structures tectoniques locales (plis, mouvements décrochants, basculements, mouvements verticaux *sensu lato*).

Par rapport à un schéma de comblement régulier, par empilement stratigraphique d'un bassin sédimentaire, il apparaît donc qu'une géométrie en onlap passif des comblements miocènes sur leurs substrats successifs n'indique pas nécessairement une paléotopographie insulaire conduisant :

- (1) au fameux archipel rhodano-provençal (Demarcq, 1959) qui se prolonge vers le Nord par un vaste bras de mer au front de la chaîne alpine (Gignoux, 1960 ; Demarcq, 1984 ; Martel *et al.*, 1994),
- (2) à la segmentation du bassin péri-alpin en "bassins élémentaires" dès le Miocène inférieur.

Cette géométrie pourrait en fait refléter la préservation partielle du réseau de vallées, au moins pendant la période transgressive des séquences dans la mesure où c'est généralement le cortège transgressif qui en assure l'essentiel du comblement.

En amont de leur remplissage marin transgressif, ces complexes de vallées contrôlent la géomorphologie régionale en étant à l'origine de vallées sèches méandriques ou de systèmes karstiques. C'est particulièrement le cas pour le système à la base du Langhien. Ces relations emboîtement/déboîtement s'accompagnent du déplacement des dépôt-centres.

En outre l'analyse menée dans le S-E. de la France permet d'appréhender la difficulté de cartographier et de corréler les dépôts depuis le Miocène inférieur en l'absence d'éléments de datation précise et d'analyse géométrique approfondie : déboîtement – emboîtement, étroitesse des complexes de vallées et suivi des surfaces repères comme un talweg ou un piedmont.

Chapitre 6 - Les systèmes de vallées incisées du bassin d'avant-pays alpin : nature, localisation spatiale et temporelle en relation avec l'évolution tectonique du bassin et les variations eustatiques

6.1	Nature, origine et géométrie des systèmes de vallées incisées du Miocène -----	328
6.1.1	Le Système de vallées incisées composites du Miocène inférieur -----	328
6.1.1.1	Modèle de dépôt -----	328
6.1.1.2	Apport sédimentaire et production -----	339
6.1.1.3	Conclusions -----	339
6.1.2	Déboîtement et emboîtement du système de drainage du Miocène Moyen -----	341
6.1.2.1	La bordure orientale du bassin de Carpentras -----	341
6.1.2.2	Le bassin d'Apt -----	341
6.1.2.3	Le « vélodrome » et la barre de Facibelle -----	343
6.1.2.4	Le massif diapirique de Suzette -----	345
6.1.2.5	La clive de l'anticlinal de Mirabeau -----	346
6.1.2.6	Synthèse des relations géométriques entre les séquences du Miocène Inférieur et celles du Miocène Moyen -----	347
6.1.3	Incision du Miocène Supérieur : dernière incision avant la crise messinienne.	350
6.2	Localisation spatiale et temporelle des principaux systèmes de vallées incisées en relation avec l'évolution tectonique du bassin et les variations eustatiques -----	350
6.2.1	Contrôle et reactivation de l'héritage topographique et structural -----	350
6.2.2	Amplification tectonique des chutes du niveau marin -----	354
6.3	Corrélations « onshore » - « offshore » miocènes en bordure du golfe du Lion	356
6.4	Conclusion -----	361

Les systèmes de vallées incisées du bassin d'avant-pays alpin : nature, localisation spatiale et temporelle en relation avec l'évolution tectonique du bassin et les variations eustatiques

6.1 NATURE, ORIGINE ET GEOMETRIE DES SYSTEMES DE VALLEES INCISEES DU MIOCENE

6.1.1 Le Système de vallées incisées composites du Miocène inférieur

La figure la plus singulière de la transgression miocène au sein du bassin d'avant-pays du Sud-Est de la France est la présence de nombreuses vallées incisées. Si l'étude des vallées incisées a connu un intérêt particulier suite à la popularisation de la stratigraphie séquentielle (Posamentier & Vail, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1990) puis à la publication des modèles de remplissage de Dalrymple *et al.* (1994) et de Zaitlin *et al.* (1994), toutes ces publications s'intéressent essentiellement à des remplissages silicoclastiques.

L'intérêt tout particulier du Miocène rhodanien réside donc dans le remplissage biodétritique de ces vallées, notamment pour celles du Miocène inférieur dont le remplissage évolue d'un pôle siliciclastique à la base à bioclastique (carbonates d'eau froide) au sommet (jusqu'à plus de 90 %).

6.1.1.1 Modèle de dépôt

L'analyse stratigraphique et l'organisation géométrique détaillée des dépôts miocènes de la région de Carpentras nous ont permis d'identifier un système composite de vallées incisées (Rubino *et al.*, 1990, 1997 ; Parize *et al.*, 1997, 2001 ; Besson, 2000 ; Besson *et al.*, 2002, 2003). Cette vallée d'âge aquitano-burdigalien est incisée au sein de dépôts variés, crétacés, éocènes, oligocènes, voire même aquitaniens inférieur. Cette vallée sera ensuite comblée par trois séquences haute fréquence (TST S1, Burdigalien inférieur à moyen) composées principalement par une molasse sableuse (séquence S1a), une molasse mixte (séquence S1b), et une molasse mixte à bioclastique grossière (séquence S1c). Localement les marnes et les calcarénites du HST de S1 participent également au comblement de la vallée.

Cette vallée, compte tenu de l'excellente préservation et exposition de son remplissage, a servi de base à l'élaboration d'un modèle présentant l'évolution et la dynamique d'une vallée incisée à remplissage biodétritique (Figure 6-1). Le découpage séquentiel au sein de ce remplissage a été présenté dans le chapitre III, nous présentons ici un modèle paysage résumant les principales étapes, modalités et spécificités de ce remplissage. L'évolution de cette vallée au cours d'une séquence de 3ème ordre est résumée par les schémas A, F, et G (Figure 6-2, Figure 6-7, Figure 6-8) et les variations haute fréquence durant le TST de cette séquence sont représentées en partie par les schémas B, C, D, et E (Figure 6-3, Figure 6-4, Figure 6-5, Figure 6-6).

La phase d'incision est schématisée sur la Figure 6-2. Cette phase d'incision aquitano-burdigalienne s'effectue sur des substrats d'âges et de lithologies variés, ce qui a bien entendu des répercussions sur la géométrie et sur la nature du remplissage (chapitre II). Dans ce schéma afin de simplifier, le modèle le substrat a été fixé arbitrairement calcaire et relativement homogène (cas du calcaire urgonien *sensu lato* du crétacé inférieur). Cette phase d'incision succède à une phase d'aplanissement et de sédimentation lacustre à lagunaire pendant l'Oligo-Aquitaniens (Sissingh, 2001). Dans le secteur d'étude ces systèmes fluviaux n'ont pas été préservés et il est très souvent délicat de mettre en évidence cette phase

d'émersion (Figure 6-2B). Seuls la nature des conglomérats de transgression (galets d'origine allochtone), de rares paléosols (Figure 6-2C) ou la présence de karsts (Figure 6-2A) témoignent directement de processus subaériens. Cette observation est la conséquence (i) d'une transgression de forte amplitude et très rapide provoquant la rétrogradation très rapide des deltas lors de la transgression, (ii) d'un transit en aval des dépôts fluviaux et (iii) d'un faible flux détritique car le bassin de drainage est en grande partie carbonaté.

La transgression marine au sein des ces vallées les transforme en ria (Figure 6-3). La quasi-totalité des dépôts d'origine continentale (paléosol, chenaux fluviaux...) sont remaniés lors de la transgression, et se retrouvent au sein d'un épais conglomérat de transgression (localement plurimétrique, Figure 6-3B). Associés à ces blocs et galets, de nombreux bioclastes (pectens, huîtres, bryozoaires, oursins, balanes, dents de sélaciens...) témoignent du début de la production carbonatée (voir phosphatée) sur le substratum de la vallée. Localement, en dessous des premières vagues de sables composites à matériels mixtes, des dépôts lagunaires sont préservés (Figure 6-3A).

Lors de la transgression, le substratum et surtout les flancs de la vallée sont lissés par l'érosion des courants marins (courants tidaux) et les interfluves sont totalement aplanis (surface d'abrasion par la houle). La productivité carbonatée sur les flancs des vallées (Figure 6-4B), mais surtout des interfluves, permet le comblement progressif de la vallée. Suite à l'augmentation de bathymétrie, des corps bioclastiques plus épais se développent (dunes et vagues de sables (Figure 6-4A). Ces corps témoignent de la pérennité de courants tidaux très puissants malgré l'ennoiement des interfluves, permis par la préservation d'une topographie sous-marine.

Deux surfaces d'érosion principales plurimétriques (Figure 6-5) à la géométrie particulièrement découpée (flancs verticaux et même sous-cavage), soulignées par des galets perforés et des silex remaniés du substratum ont été observées au sein du remplissage de la vallées. Elles sont interprétées comme des limites de séquences (haute fréquence). Par endroit, des marnes lagunaires recouvrent ces surfaces d'érosion avant le dépôt de nouveaux complexes de mégarides tidales bioclastiques (Figure 6-5A). Cet enchaînement de faciès témoigne bien des importantes variations bathymétriques durant le remplissage. Ces variations bathymétriques sont également confirmées par des cimentations précoces vadoses des unités sous-jacentes (N. James, comm. orale). Une seule de ces séquences de IV^e ordre est schématisée ici.

Le ré-ennoiement de la vallée est présenté sur la Figure 6-6. Suite aux différents stades de transgression et régression, les flancs de la vallée sont de plus en plus lissés. L'augmentation du niveau marin permet le développement d'une surface d'abrasion régionale qui aplanit les hauts fonds jusque-là préservés. La production carbonatée sur les interfluves continue de combler progressivement la vallée, où se développent des corps tidaux s'épaississant en même temps qu'augmente la bathymétrie (Figure 6-6A, B).

Après trois séquences haute fréquence, la vallée est définitivement comblée (Figure 6-7). Le sommet du remplissage et les interfluves sont marqués par une surface de ravinement avec de petits galets (silex, bioclastes...) surmontée soit d'un intervalle de mégarides tidales soit directement par des marnes silteuses très bioturbées (Figure 6-7A). Cette surface d'érosion est interprétée comme une surface de ravinement par la houle. Les mégarides sous-jacentes témoignent d'un transit du matériel vers les bas topographiques et/ou sont la conséquence de la diminution brutale des courants tidaux suite au comblement de la vallée.

Ces derniers corps tidaux sont ensuite recouverts par des marnes silteuses à sableuses très bioturbées, qui marquent la surface d'inondation maximale (Figure 6-7B).

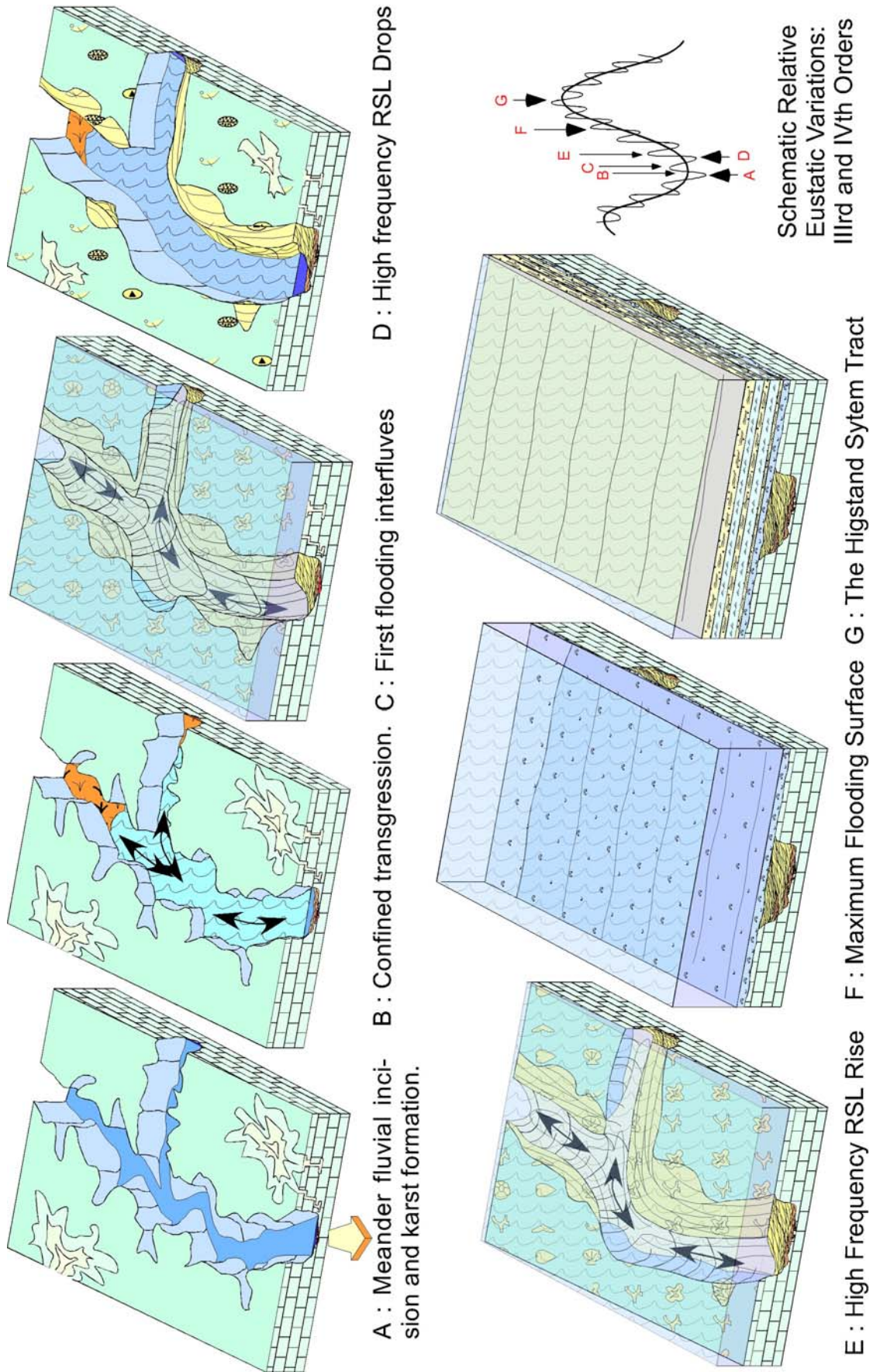


Figure 6-1 : Evolution et dynamique des vallées incisées à remplissage biodétritique, du Miocène inférieur.

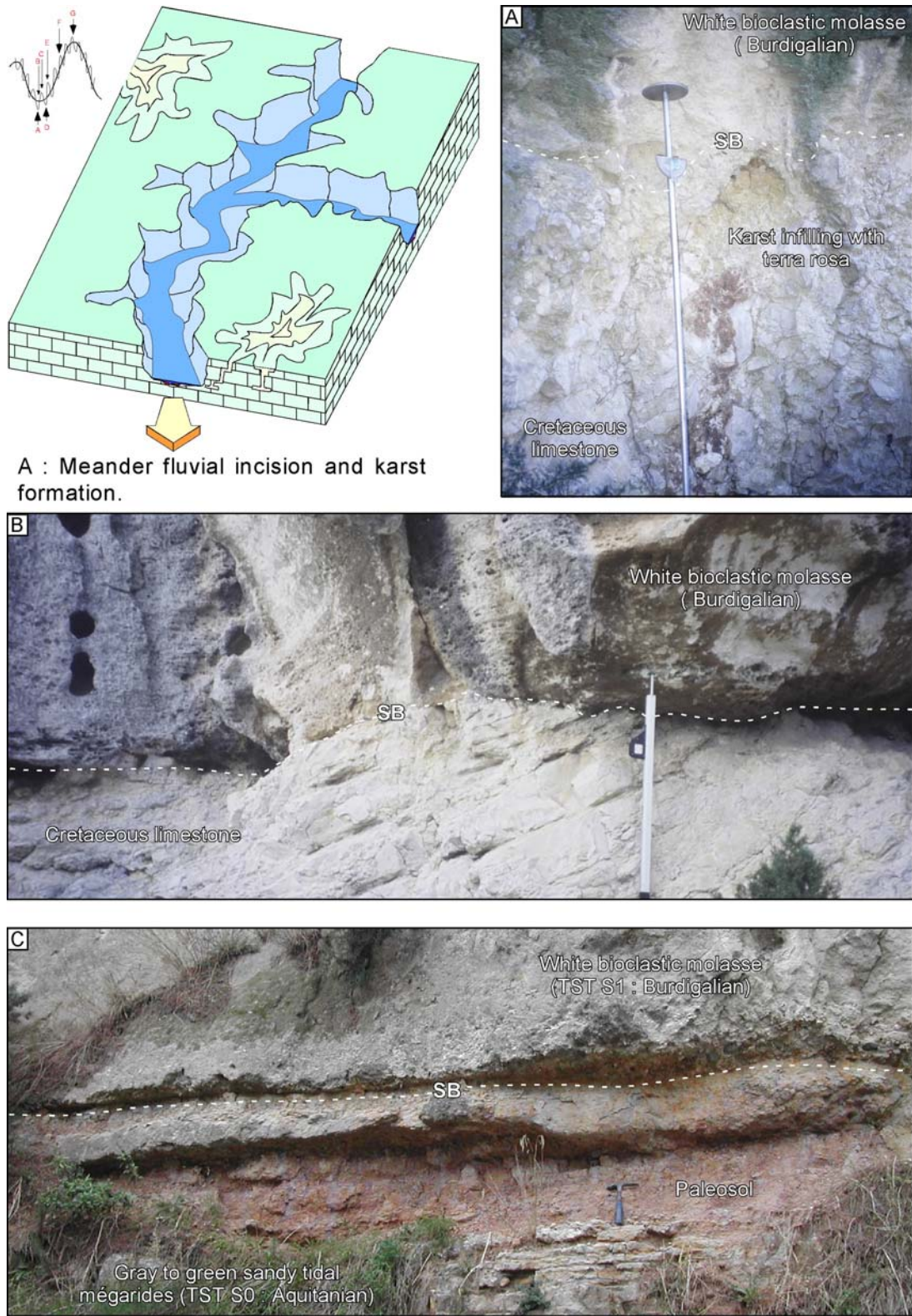


Figure 6-2 : Incisions fluviales et processus diagénetiques associés. A) Karst et son comblement fossilisé par la transgression burdigalienne. B) Discordance angulaire entre les calcaires créacés et la molasse burdigalienne, mettant en exergue l'absence totale de tout témoin d'érosion fluviale et d'émersion (y compris l'absence d'un lag conglomératique) entre ces deux formations, alors que 70 Ma, dont une longue période de « continentalisation », sépare ces dépôts. C) Préservation d'un paléosol entre deux complexes de barre tidale témoin de la phase d'érosion fluviale à la base du Burdigalien.

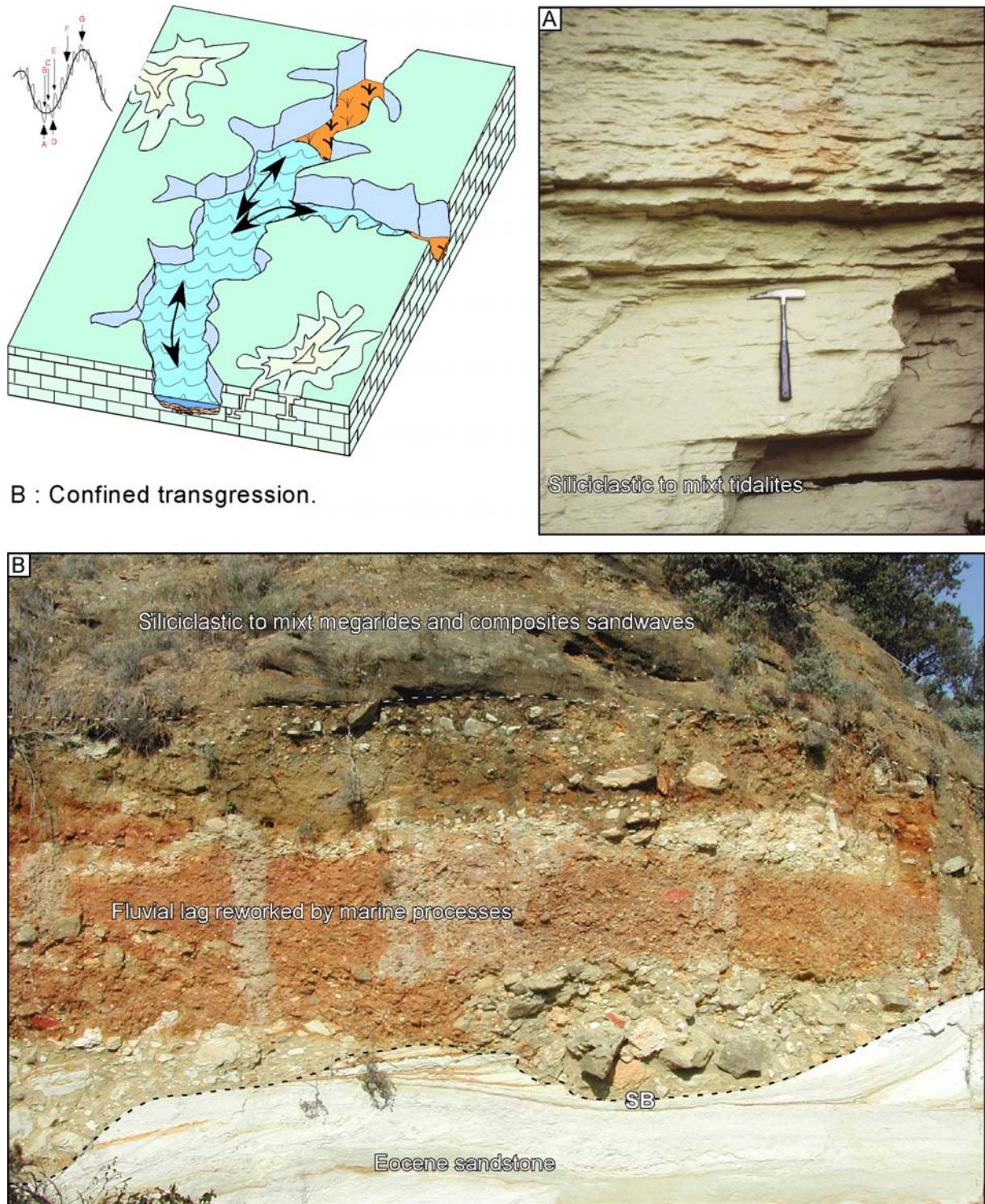


Figure 6-3 : Début de la transgression et transformation des vallées incisées en ria. A) Quand elles sont préservées de la surface de ravinement tidale on peut observer, à la base de la transgression, un intervalle de tidalites. B) Epais conglomérat de transgression remaniant l'ensemble des dépôts continentaux résultant de la phase d'incision.

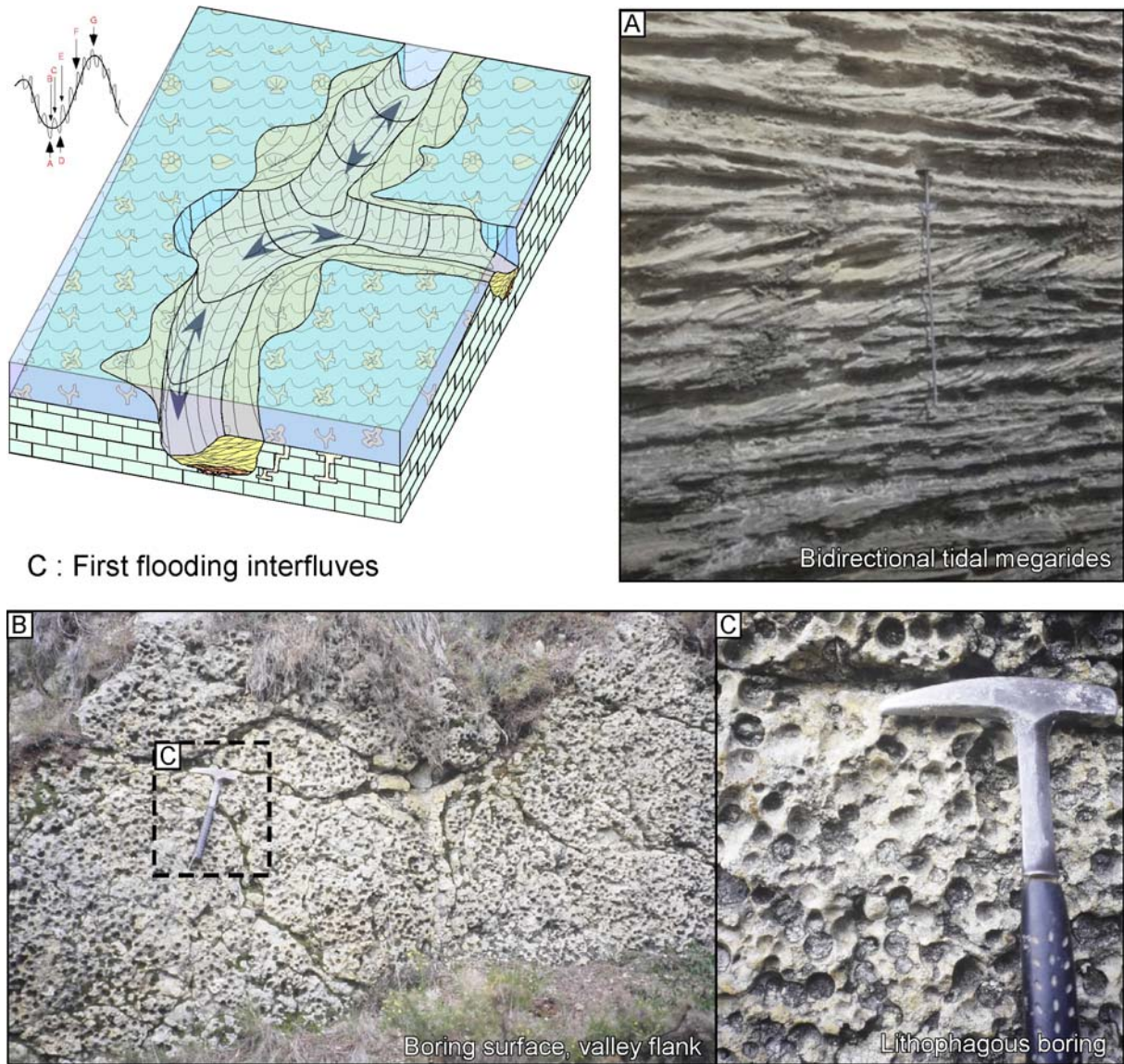


Figure 6-4 : Ennoiement et début du comblement de la vallée. A) Vagues de sables composites mettant en exergue la dominance des courants tidiaux au sein du remplissage. B) Perforations par des organismes lithophages témoins de l'importance et de la durabilité de l'activité biologique sur les flancs et sur les interfluves des vallées ennoyées mais non fossilisées par les sédiments (persistance d'une topographie sous-marine).

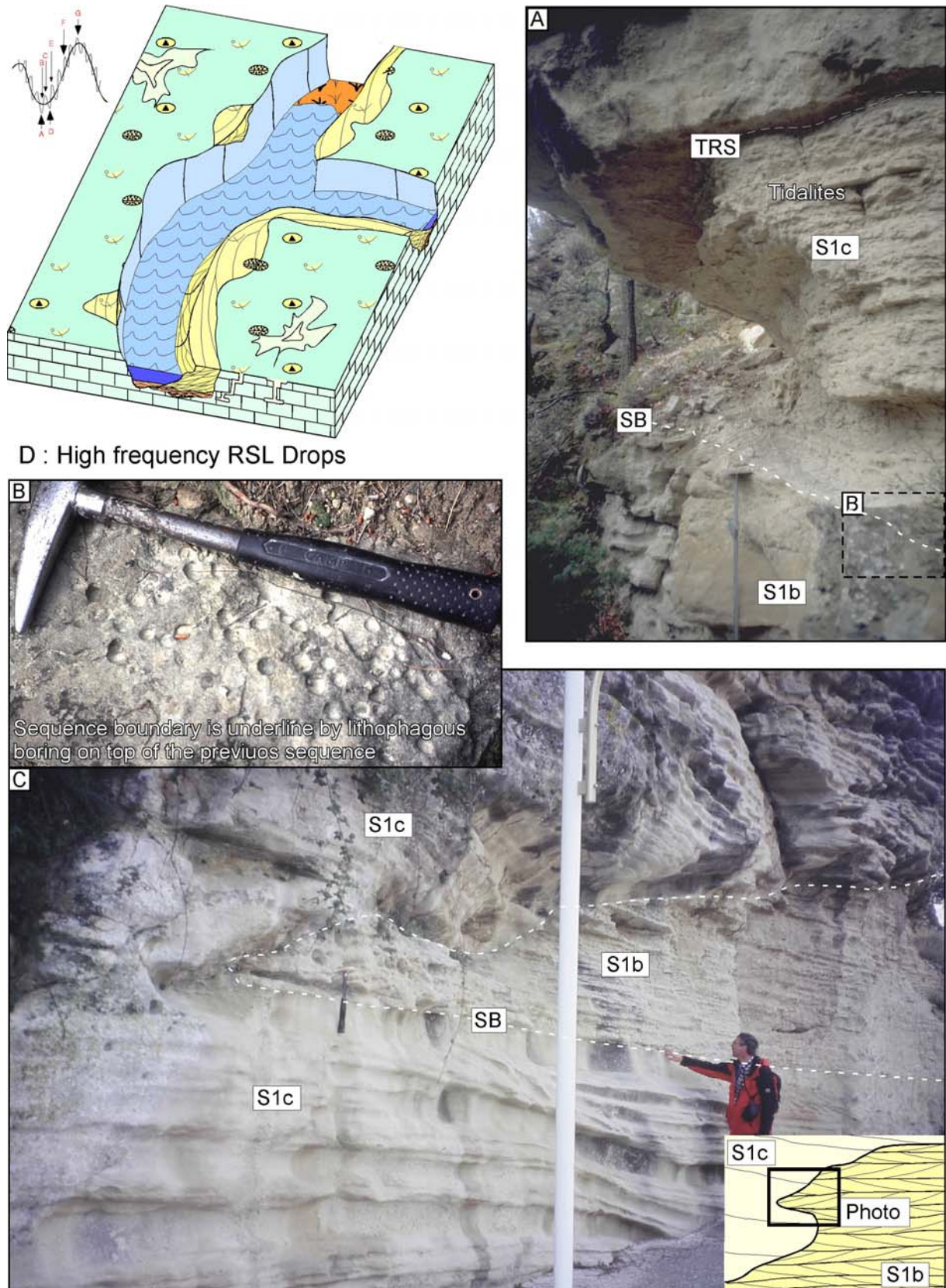


Figure 6-5 : Limites de séquences de IV^e ordre (vallées incisées composites). A) Préservation de tidalites au-dessus d'une surface d'érosion cimentée, perforée et encroûtée (limite de séquence). B) Détails sur les perforations de lithophage. C) Présence de sous-cavage associée à cette limite de séquence, témoignant (i) de la tortuosité de cette surface d'érosion (ii) de la cimentation précoce des dépôts carbonatés sous-jacents.

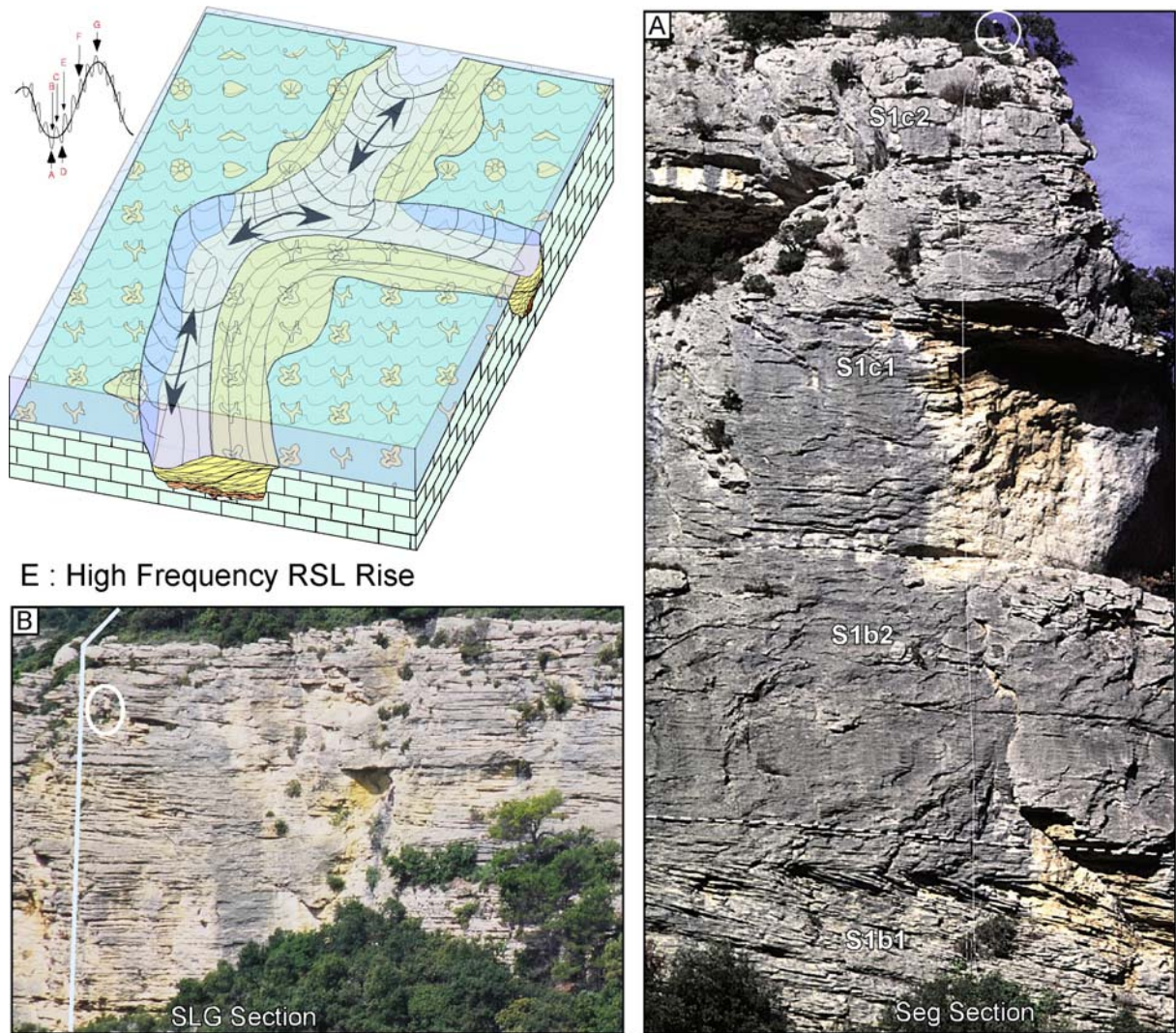


Figure 6-6 : Ré-inondation de la vallée (variations haute fréquence). A et B) Vagues de sables composites et dunes métriques à décimétriques. L'échelle est donnée par les personnes sur les photos.

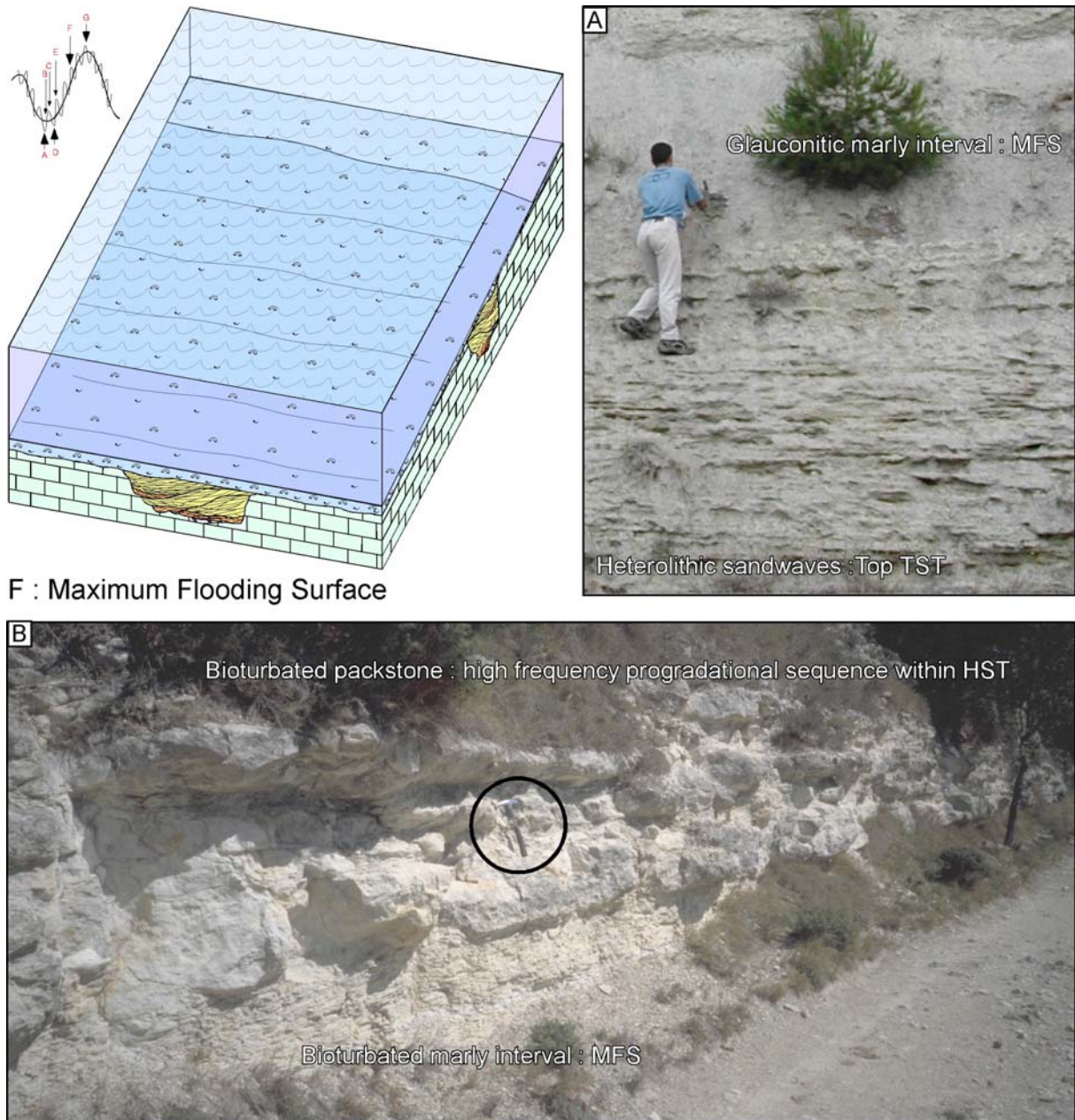
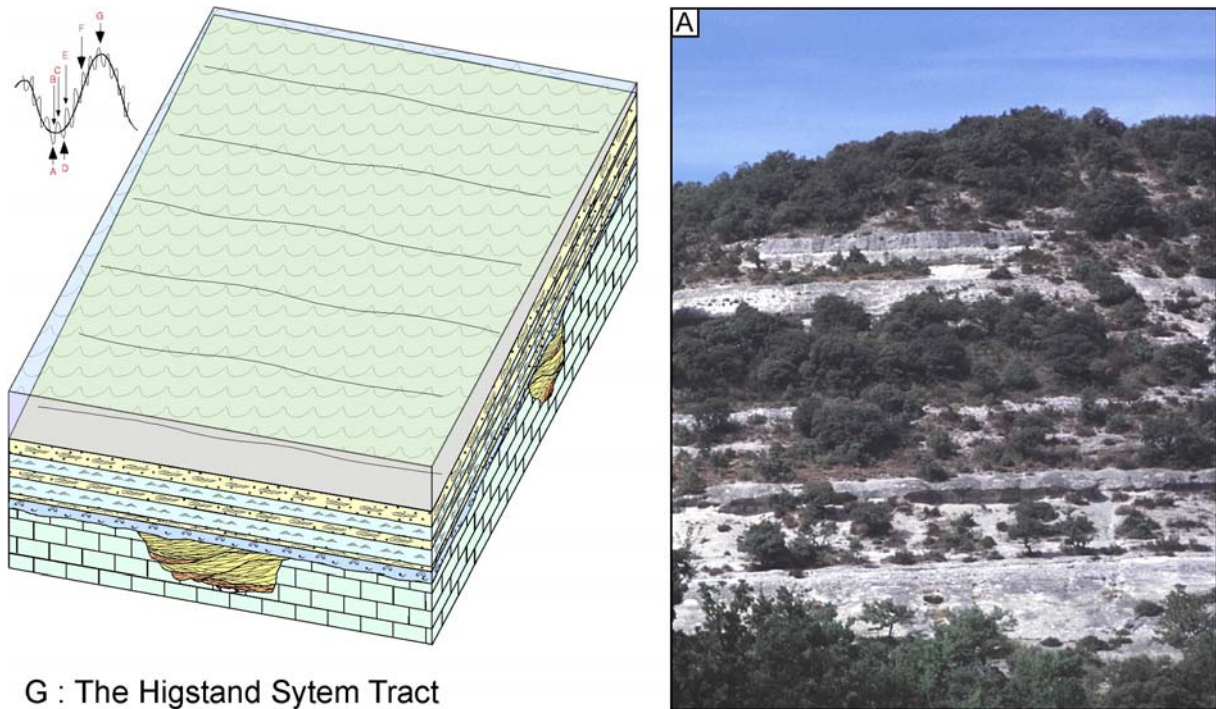


Figure 6-7 : Fin du comblement de la vallée et fossilisation des interfluvés. A) Dernières mégarides avant la surface d'inondation maximale marquée par un intervalle de marnes silteuses. B) Première séquence progradante au sein du HST représentée par un intervalle de marno-calcaire « mamelonné » au-dessus des marnes de la MFS.



G : The Higstand Sytem Tract

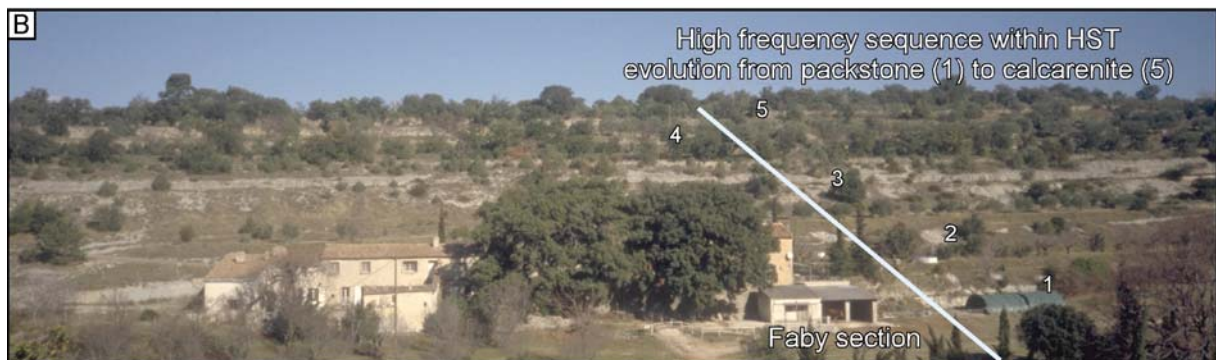


Figure 6-8 : Cortège de haut niveau marin (HST). A) Cycles haute fréquence au sein du HST marqués par des systèmes progradants de plate-forme calcarénitique à gréseuse. B) Cycles haute fréquence au sein du HST marqués par des systèmes progradants de plateforme marno-calcaires à calcarénitiques.

Les marnes silteuses à sableuses (MFS) évoluent ensuite progressivement vers des dépôts de plate-forme sableuse. Cette succession montre une évolution vers des corps de plus en plus sableux et grossiers au cours de quatre à six unités progradantes. Chacune de ces unités peuvent être interprétées comme des variations haute fréquence dans un ensemble globalement progradant, où les termes sableux sont de plus en plus dominés par les processus de houle. L'apport siliciclastique est très important et est certainement à l'origine de la chute de productivité carbonatée (pollution terrigène).

6.1.1.2 Apport sédimentaire et production

De par sa vitesse et son ampleur, estimée à 40 m pour le Burdigalien inférieur, (Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998) la transgression burdigalienne a ennoyé le « Golfe rhodano-provençal et le sillon péri-alpin de façon quasi-instantanée. En effet dans la partie sud-ouest du bassin, la transgression aquitanienne étant à peine plus prononcée que les limites du pourtour du golfe du Lion telles que nous les connaissons actuellement, les deltas devaient se situer approximativement dans l'axe des fossés oligo-aquitaniens (aux alentours du trait de côte actuel).

Si l'on prend par exemple une pente moyenne entre 0,1 à 0,25 ‰ (pente moyenne du Rhône actuel de la Camargue à Lyon, dans des conditions géodynamique similaire) pour le réseau de vallées incisées aquitano-burdigalien, 40 m de remontée du niveau marin correspondraient de 160 à 400 km de transgression, qui serait par ailleurs facilitée au front de la chaîne par la subsidence flexurale.

Compte tenu de la « rapidité » de cette transgression, la rétrogradation du réseau fluvial aquitano-burdigalien jusqu'au front des chevauchements alpins - Golfe de Digne (déjà ennoyé à l'Aquitaniens) - Vercors, puis connexion avec le bassin molassique suisse, n'a laissé que très peu de témoins sédimentaires (quelques niveaux de paléosols et un conglomérat de transgression à galets allochtones). Les derniers dépôts continentaux sont d'âge oligocène supérieur à aquitanien et précèdent la phase d'incision. La conséquence de cette rétrogradation rapide de grande ampleur est la transformation de ces vallées incisées en rias et le confinement des apports détritiques au golfe de Digne et aux bordures Est des synclinaux du Vercors.

Ailleurs le bassin est limité en apport siliciclastique compte tenu (i) de l'éloignement des sources d'apports et de leurs piègeages *in situ*, (ii) du drainage d'un massif carbonaté (calcaire crétacé) ne produisant pas ou peu (quelques silex) de sédiments. Cette transgression rapide explique donc le remaniement systématique des dépôts de plaine côtière transgressifs qui est de plus facilité par la morphologie (ennoisement de vallées incisées qui a pour effet d'amplifier les courants tidaux).

Cette configuration bien particulière a donc pour effet le comblement de ces vallées qui débute par des dépôts marins transgressifs constitués par le remaniement de sédiments du substratum (Crétacé, Eocène et Oligo-Aquitaniens) et dont la proportion diminue rapidement au cours de l'ennoisement (fossilisation du substrat et éloignement des sources d'apport). Ce comblement sableux à la base devient par la suite mixte puis bioclastique. Cet enrichissement progressif en matériel carbonaté est particulièrement bien marqué par l'évolution faciologique des séquences haute fréquence (S1a à S1c) qui comblent la vallée, et plus encore par la séquence du Burdigalien supérieur (S2) très régulièrement à plus de 90 % bioclastique. Il faut noter que, si cette production carbonatée s'accumule dans les vallées incisées, elle ne s'effectue pas seulement au sein de celles-ci, mais également sur ces interfluves ennoyés.

6.1.1.3 Conclusions

Le modèle proposé ici est remarquable vis-à-vis des modèles plus classiques, basés sur des environnements silicoclastiques, par :

- ↙ **L'ampleur de l'incision qui est de 100 m en moyenne**, ce qui est plus profond que les systèmes généralement étudiés et dont l'origine est purement eustatique.
- ↙ **L'importance des phénomènes de pédogénèse, karstification et cimentation liés aux phases d'émersion**, ceci aussi bien sur le substratum de la vallée qu'au sein du remplissage composite (variations haute fréquence) ;
- ↙ **La géométrie des surfaces d'érosion (SB) qui sont particulièrement ciselées** (Figure 6-9).
- ↙ Le **faible taux de sédimentation**, qui conduit à la **préservation d'une topographie sous-marine bien après l'ennoiement des interfluves** (alors que les vallées incisées en environnement siliciclastique sont bien souvent comblées dès la fin du cortège de bas niveau).



Figure 6-9 : Vue détaillée d'une érosion particulièrement ciselée au sein d'un complexe de mégarides bioclastiques et de son comblement de sables bioclastiques massifs.

6.1.2 Déboîtement et emboîtement du système de drainage du Miocène Moyen

Les réseaux fluviaux et les dépôts-centres se déplacent au cours du Miocène pour suivre les zones subsidentes et les zones en surrection. Ces relations géométriques sont illustrées au travers de quatre exemples terrain (Figure 6-10 ; Figure 6-12 ; Figure 6-13 ; Figure 6-14).

6.1.2.1 La bordure orientale du bassin de Carpentras

Le Miocène inférieur du bassin de Carpentras affleure largement entre Vénasque et Fontaine-de-Vaucluse (Figure 6-10A ; Figure 6-12). Il constitue le remplissage composite d'un complexe de vallées incisées, d'orientation subméridienne, ouvertes vers le S-SW et en contre-haut du Miocène moyen des bassins d'Avignon et Carpentras. A l'apex du remplissage de la vallée de Fontaine-de-Vaucluse se trouve l'exurgence fossile de Valescure (Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 1997, 2001) ; l'analyse des associations faunistiques du remplissage témoigne d'un influx d'eau douce non turbide, compatible avec des venues karstiques (Parize, 1996 ; Parize *et al.*, 1997, 2001). Un analogue actuel de cette ria pourrait être les calanques du littoral marseillais.

Ce complexe du Miocène inférieur est entaillé dans sa partie septentrionale par la vallée de la Nesque, qui est elle-même emboîtée dans une ria partiellement comblée par les marnes à faciès « schlier » puis par des dépôts de crues, partiellement vides de tout remplissage en se prolongeant sur les monts de Vaucluse. L'absence de déblaiement des dépôts du Miocène moyen par les érosions ultérieures, notamment messiniennes, est un élément supplémentaire pour considérer la vallée sèche actuelle de la Nesque comme héritée du creusement fluvial fini-burdigalien.

6.1.2.2 Le bassin d'Apt

Le Miocène inférieur du bassin d'Apt (Figure 6-10 B ; Figure 6-11 ; Figure 6-12) correspond à deux grands complexes de vallées incisées, le complexe des Courennes à l'Est et celui de Gordes à l'Ouest, confluant au Nord du Lubéron au niveau de Combe Froide ; il se prolonge dans le bassin de Cucuron en direction de Lourmarin. Cette donnée cartographique atteste que le Lubéron n'était pas une barrière morphologique même si le remplissage de ce complexe d'orientation subméridienne enregistre continûment le plissement.

Le prolongement septentrional de la branche occidentale de ce premier réseau, par le fossé de Sault en direction de Mévouillon puis du Vercors, remet en cause (pour le Miocène inférieur) un schéma paléogéographique récemment proposé (Montenat *et al.*, 2001) indiquant une transgression au Miocène inférieur des synclinaux au front du chevauchement du Ventoux, en provenance de l'Ouest depuis Vaison-la-Romaine en direction de Montbrun. Deux arguments nous permettent de réfuter cette proposition : (i) sur une même transversale dans l'axe du synclinal de Montbrun, les dépôts sableux du Miocène inférieur (« calcaire sableux du château ») montrent un maximum d'épaisseur au niveau de Montbrun (axe de la vallée) alors qu'ils se biseautent en onlap tant à l'Est qu'à l'Ouest (Guy *et al.*, 1991 ; Besson *et al.*, 2002b), (ii) les données sédimentologiques attestent d'une progradation vers le Sud.

Le Miocène moyen est absent de la partie orientale du synclinal d’Apt. Dans sa partie occidentale, le Miocène moyen est suivi cartographiquement en direction du bassin d’Avignon et définit désormais un dépôt-centre d’orientation équatorienne. Il vient s’emboîter dans le complexe du Miocène inférieur sous forme (i) de petites rias remplies de sables drainés depuis le Crétacé moyen (vallée de Saint-Pantaléon), ou (ii) sous forme d’un complexe deltaïque bioclastique (larges cliniformes de Ménerbes).

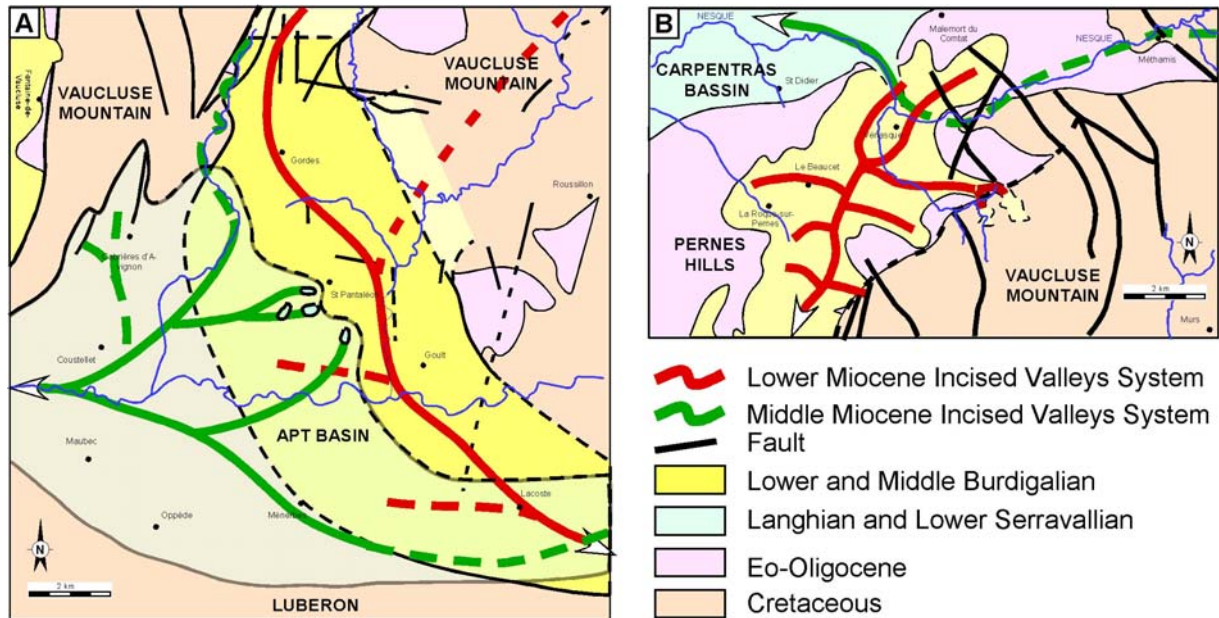


Figure 6-10 : Exemple cartographique du déboîtement puis de l’emboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et moyen : A) dans le secteur de Vénasque, B) dans le secteur d’Apt.

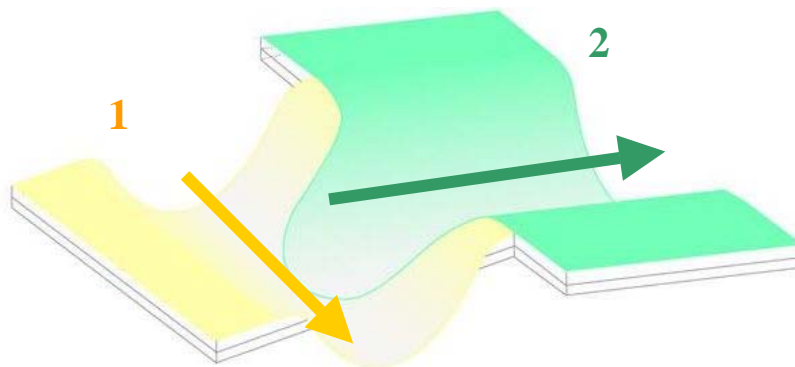


Figure 6-11 : Représentation schématique du déboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur (1) et moyen (2).

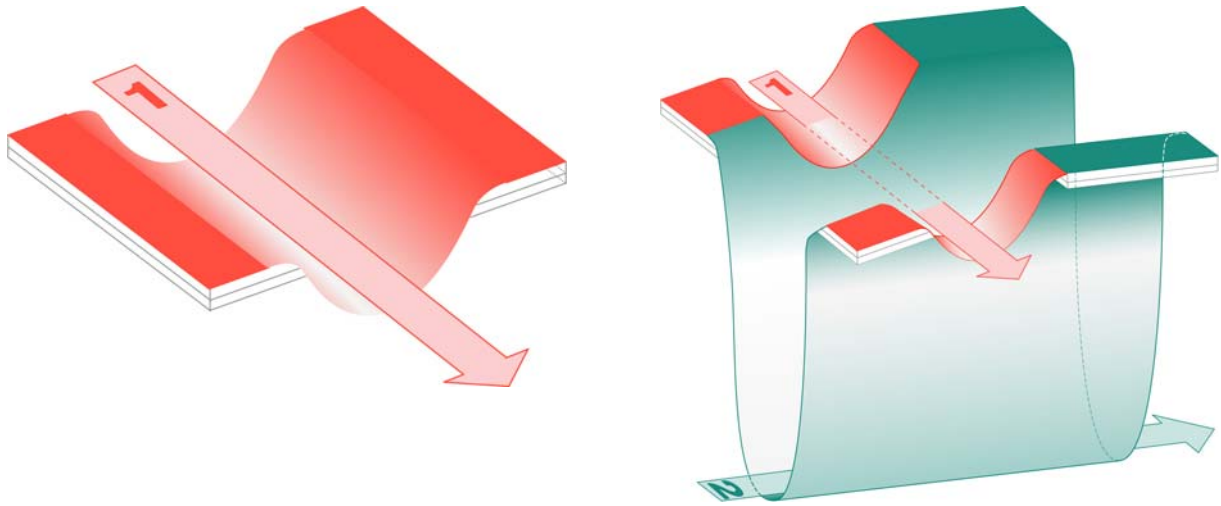


Figure 6-12 : Représentation schématique du déboîtement puis de l'emboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur (1) et moyen (2).

6.1.2.3 Le « vélodrome » et la barre de Facibelle

Dans le bassin de Digne, la surface d'érosion fini-burdigalienne est bien exprimée dans le « Vélodrome » où l'importance de la déformation tectonique n'est plus à démontrer (e.g. : Gigot *et al.* 1974 ; Haccard *et al.*, 1989). Cet événement correspond au déplacement des zones d'alimentation fluviale et d'accumulation dans le bassin de Digne (Figure 6-13, Figure 6-14). Il permet de séparer la Molasse Marine en deux termes, inférieur et supérieur (e.g. Beaudoin & Gigot 1971 ; Gigot *et al.* 1974 ; Haccard *et al.* 1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991). Dans le bassin de Tanaron, au plus près de la nappe de Digne, les premiers dépôts de la Molasse marine supérieure, soit la barre de Facibelle, reposent en discordance angulaire parfois spectaculaire dans les termes antérieurs fortement déformés (Haccard *et al.*, 1989 ; Crumeyrolle *et al.*, 1991).

L'analyse géométrique et faciologique met en évidence que cette surface d'érosion est tout d'abord recouverte par un prisme de régression forcée, correspondant au système fluviale de Facibelle, puis par le cortège transgressif de S3, lui-même emboîté dans la barre de Facibelle (Parize *et al.*, 2003 ; Besson *et al.*, 2005). Même si la subsidence est exceptionnelle, il est donc possible d'enregistrer la réponse d'une rivière à une chute relative de son niveau de base.



Figure 6-13 : Barre de Facibelle dans le "Vélodrome" : mise en évidence d'une régression forcée et d'une incision séparant les molasses marines inférieure et supérieure au passage Burdigalien-Langhien. Cet évènement correspond au changement d'alimentation fluviale au sein du bassin de Digne



Figure 6-14 : Détails sur l'incision des chenaux fluviaux des dépôts de la régression forcée.

6.1.2.4 Le massif diapirique de Suzette

Les massifs diapiriques en périphérie du bassin de Valréas et notamment le massif de Suzette ont fait l'objet de nombreuses études détaillées (Brasseur, 1962 ; Casagrande, 1985 ; Martinod, 1988). Ces études ont mis en évidence que le diapirisme de ce secteur a débuté au Lias inférieur et s'est poursuivi jusqu'à la fin du Crétacé inférieur. L'halocinèse d'âge mésozoïque a été contrôlée par la structuration du socle, dominé par la direction N 40° (Cévenole) et la direction N 135°. Par ailleurs elle est étroitement liée à la distension d'âge Jurassique et Crétacé inférieur. Lors de la compression alpine, les évaporites ont été remobilisées seulement lorsqu'elles étaient situées dans les zones les plus tectonisées (Martinod, 1988). L'influence de cette remobilisation apparaît très clairement au regard de l'évolution des réseaux de drainage fini-aquitain puis fini-burdigalien (Figure 6-15). Ce déboîtement des réseaux indique une remobilisation du sel très précoce (syn-burdigalien), ce qui indique une compression tectonique liée à la migration du front alpin bien avant l'arrivée des premiers fans congglomératiques d'âge miocène supérieur. Cette évolution physiographique comme les observations de divergence syn-burdigalienne au niveau de Nyons (Rubino, 1990 ; Parize, 1997 ; Besson *et al.*, 2002 ;), ou de discordance syn-burdigalienne au niveau de St Restitut, pli du Barri (Rubino, 1990 ; Parize, 2000) confirment la déformation compressive et plicative du bassin de Valréas dès le Burdigalien.

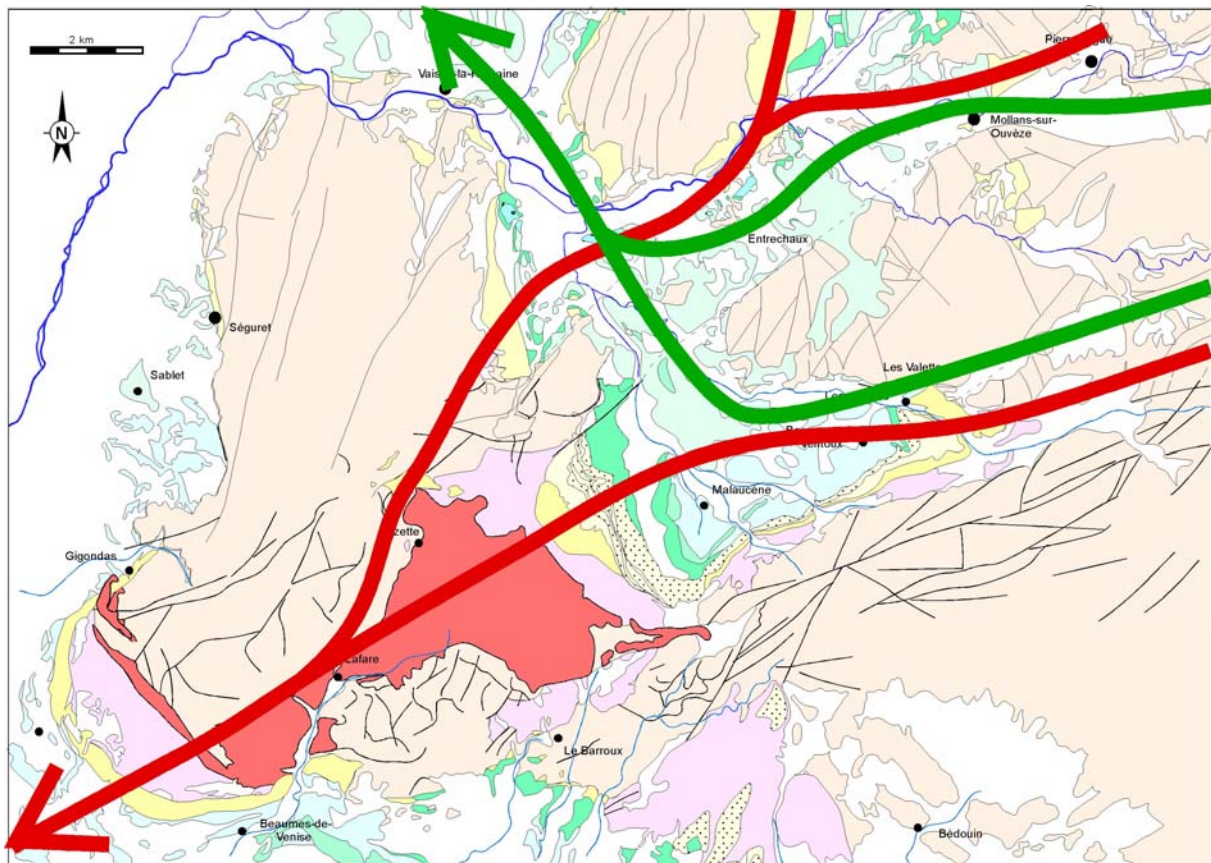


Figure 6-15 : Illustration du déboîtement puis de l'emboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et moyen suite à la réactivation du massif diapirique de Suzette (même légende que Figure 6-10)

6.1.2.5 La clue de l'anticlinal de Mirabeau

La jonction entre le bassin de Pertuis / Cucuron et Beaumont de Pertuis/ Digne-valensole est constituée par une structure anticlinale NNW-SSE (anticlinal de Mirabeau). Cette structure, transverse à la connexion entre les deux bassins, forme un seuil qui a été incisé à plusieurs reprises et est à l'origine d'une connexion très étroite entre ces deux bassins.

Le bassin de Beaumont de Pertuis a fait l'objet d'une étude détaillée de la part de J.P. Aguilar et G. Clauzon (1981). Cette étude a permis de mettre en évidence trois ensembles au sein du Miocène.

- 1- la base est constituée par des termes marins en discordance sur le substratum mésozoïque. Cet ensemble marin est attribué au Burdigalien et au Langhien sans plus de précision.
- 2- La partie intermédiaire est constituée de bancs de calcaire lacustre et d'intercalations sableuses marines. Cet intervalle est constitué de trois bancs calcaires continus à l'échelle du bassin, les bancs 2 et 3 ayant bénéficié de datations permettant d'attribuer cet intervalle au serravallien (Aguilar *et al.*, 1981).
- 3- Les termes marins sus-jacents sont quand à eux rattachés au Tortonien compte tenu de l'attribution Serravallienne des calcaires lacustres et de la surface d'érosion méssinienne qui tronque ces dépôts.

Le contact du Miocène sur le substratum mésozoïque s'effectue le long d'un chevauchement à vergence Sud au Nord-Ouest de Beaumont de Pertuis, alors que dans la partie sud du bassin le contact est stratigraphique. Cependant la très forte déformation affectant les dépôts miocènes (plissements) laisse envisagée une continuité de cette déformation vers le Sud même en l'absence d'observation de faille.

Si l'on observe la répartition des dépôts du Miocène inférieur (Burdigalien) par rapport à la « faille de la Durance » on s'aperçoit que ceux-ci sont confinés sur sa bordure occidentale. Ceci laisse supposer que la mer Burdigalienne reliant le bassin de Pertuis à celui de Digne passait par une étroite vallée (approximativement entre la Bastidonne-Grambois-Pierrevert) et n'empruntait pas l'actuelle vallée de la Durance (Figure 6-16). Ceci implique également que la bordure orientale de la faille de la Durance a constitué une zone haute dans ce secteur (Beaumont-Mirabeau) pendant le Miocène inférieur.

Des observations micro-tectoniques réalisées sur les calcaires du Serravallien du bassin de Beaumont permettent de mettre en évidence des décrochements sénestres liés à une compression globalement N-S (N170°). Cette phase de compression datée fin du Serravallien début Tortonien (Villegier, 1984) est donc pour partie à l'origine des plissements des couches du bassin de Beaumont sans doute liés au jeu sénestre inverse de la faille de la Durance.

Sur la partie orientale du bassin de Pertuis les coupes levées à la Bastidonne au sein de la molasse bioclastique de Cucuron montre que cette molasse repose aussi bien sur les calcaires lacustres (par endroit pédogénésés) que sur la molasse sableuse du Serravallien. Cet emboîtement de la séquence tortonienne au sein de la série serravallienne met en évidence le creusement d'une vallée suite à une émergence avant son comblement lors de la transgression tortonienne. Cependant les affleurements de Miocène entre la Bastidonne à l'Ouest et Mirabeau à l'Est, ne sont constitués que de dépôts du Serravallien. Aucun dépôts du miocène inférieur n'a été observé au contact de l'Oligocène ou du Crétacé, et les dépôts du Tortonien représentés pour partie par la molasse de Cucuron ne sont présents qu'au deux extrémités de cette bande E-W. Ce secteur constitue donc un sillon E-W ennoyé que par des dépôts du Miocène moyen (Figure 6-16).

Pendant le Tortonien ce secteur a constitué une zone haute, la mer tortonienne reliant le Golfe de Digne au bassin de Pertuis par un étroit sillon se situant en rive gauche de l'actuelle Durance (Figure 6-16).

Le seuil que constitue l'anticlinal de Mirabeau est particulièrement intéressant pour suivre l'évolution tectonosédimentaire et physiographique du bassin. Si la jonction entre ces deux bassins a varié dans l'espace et le temps, sa géométrie particulièrement étroite (à l'image de ce qu'elle est maintenant) semble être relativement constante. Malgré les incertitudes de datation qui persistent, il apparaît très clairement qu'au cours du Miocène la jonction entre le bassin de Pertuis et de Digne a subi une migration vers le S-SE en réponse au soulèvement du Lubéron et à l'inversion de la faille de la Durance. Cette migration des systèmes de dépôts au cours du Miocène est particulièrement bien visible et ponctuée le long de la structure anticlinal de Mirabeau (NW-SE) par des incisions successives et leur comblement (respectivement miocène inférieur, moyen, supérieur, pliocène, pleistocène /holocène) (Figure 6-16).

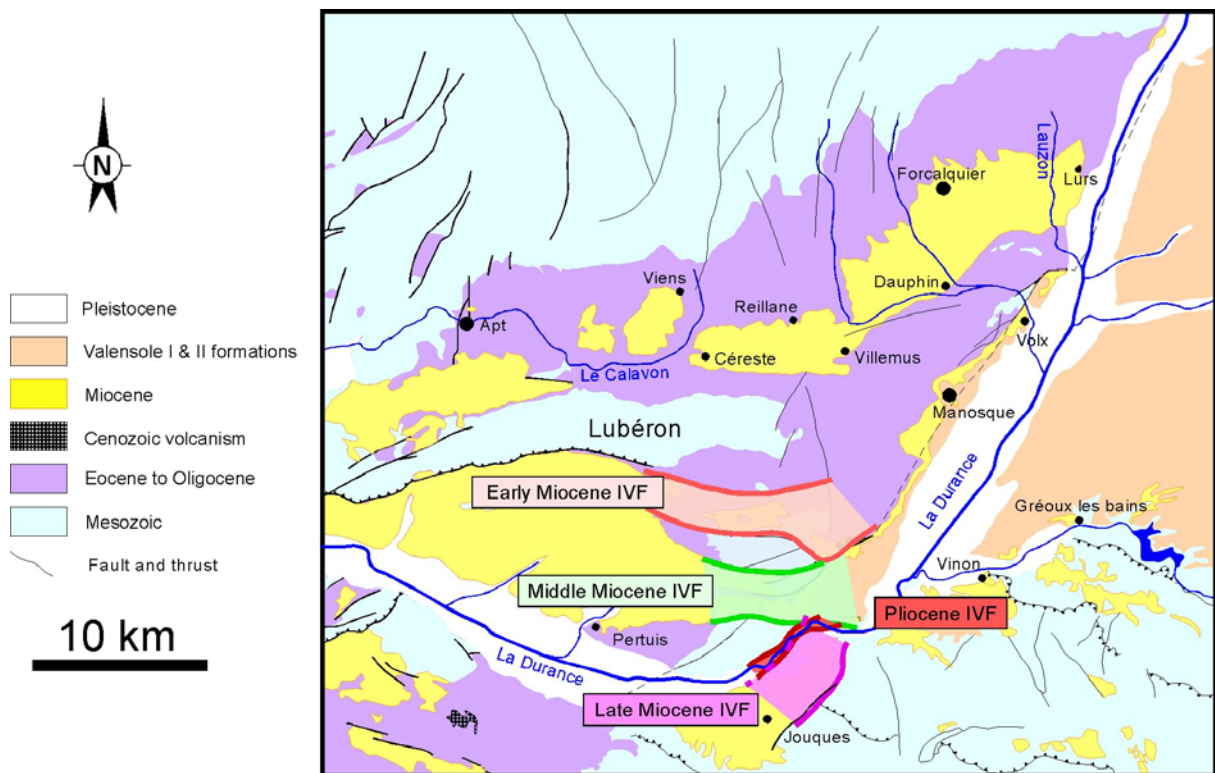


Figure 6-16 : Mise en évidence de la migration au cours du temps des vallées miocènes en relation avec la surrection du Lubéron.

6.1.2.6 Synthèse des relations géométriques entre les séquences du Miocène Inférieur et celles du Miocène Moyen

La Figure 6-17 présente de façon synthétique l'évolution des connaissances et de la compréhension des relations géométriques entre les séquences de dépôt du Miocène. Les premiers travaux réalisés sur le Miocène (Depéret, 1892 ; Combaluzier, 1932 ; Gignoux, 1960) ont permis de subdiviser les dépôts miocènes en plusieurs « séquences » superposées les unes aux autres (Figure 6-17A). Les travaux plus récents de Rubino *et al.* (1990) Lesueur *et al.* (1990), Crumeyrolle *et al.* (1991), Parize *et al.* (1996), Besson (2000), combinant

analyse de faciès et identification des séquences de dépôt ont mis en évidence la présence des vallées incisées associées aux limites de séquences (Figure 6-17B), l'ensemble de ces séquences de dépôts constituant le grand cycle transgressif régressif du Néogène (Bartek *et al.*, 1991).

Le travail réalisé au cours de cette thèse est basé sur ce découpage qui a été étendu à l'ensemble des sous-bassins du bassin d'avant-pays alpin. Au cours de ce travail nous avons pu mettre en évidence une hiérarchisation de ces séquences intermédiaires entre le deuxième et le troisième ordres (Figure 6-17C). enfin la dernière étape a été de mettre en évidence le déboîtement entre les successifs (Figure 6-17D). En effet, trois grands réseaux de vallées incisées à l'échelle de tout le bassin d'avant-pays ont été décrits (Aquitano-Burdigalien, Burdigalien terminal, limite Serravallien-Tortonien ; Figure 6-18). Ces réseaux de vallées incisées sont la conséquence d'une chute du niveau marin relatif, très importante et largement amplifiée par la tectonique. **Ces trois grands ensembles (Miocène inférieur, moyen et supérieur) enregistrent les plus importantes migrations des dépôts-centres qui sont liés non seulement aux déformations plicatives mais également à la création d'une nouvelle morphologie.** Ces réseaux de vallées s'emboîtent au sein des précédents dépôts, ce qui a pour conséquence que les dépôts du Miocène inférieur sont régulièrement en inversion de relief et en contre-haut des dépôts du Miocène moyen. Cette relation est représentée sur la Figure 6-17C, D et Figure 6-18.

Le premier réseau aquitano-burdigalien est sécant sur les plis d'axe équatorial de Provence et se superpose étroitement aux bassins oligocènes. Son orientation est relativement conforme à celles des accidents oligocènes. Le deuxième réseau fini-burdigalien est très régulièrement déboîté et emboîté par rapport au précédent ; il est conforme aux plis nord-provençaux de Provence septentrionale.

Les nouvelles vallées intercalées dans toute la série miocène soulignent soit (i) la pérennité des réseaux de drainage et des bassins versants, leur partie amont n'étant pas toujours submergée (Figure 6-17C), soit (ii) la création d'un nouveau bassin versant fortement influencé par la tectonique plicative (Figure 6-17D et Figure 6-18), ce qui est généralement le cas aux passages burdigalien-langhien et serravallien-tortonien.

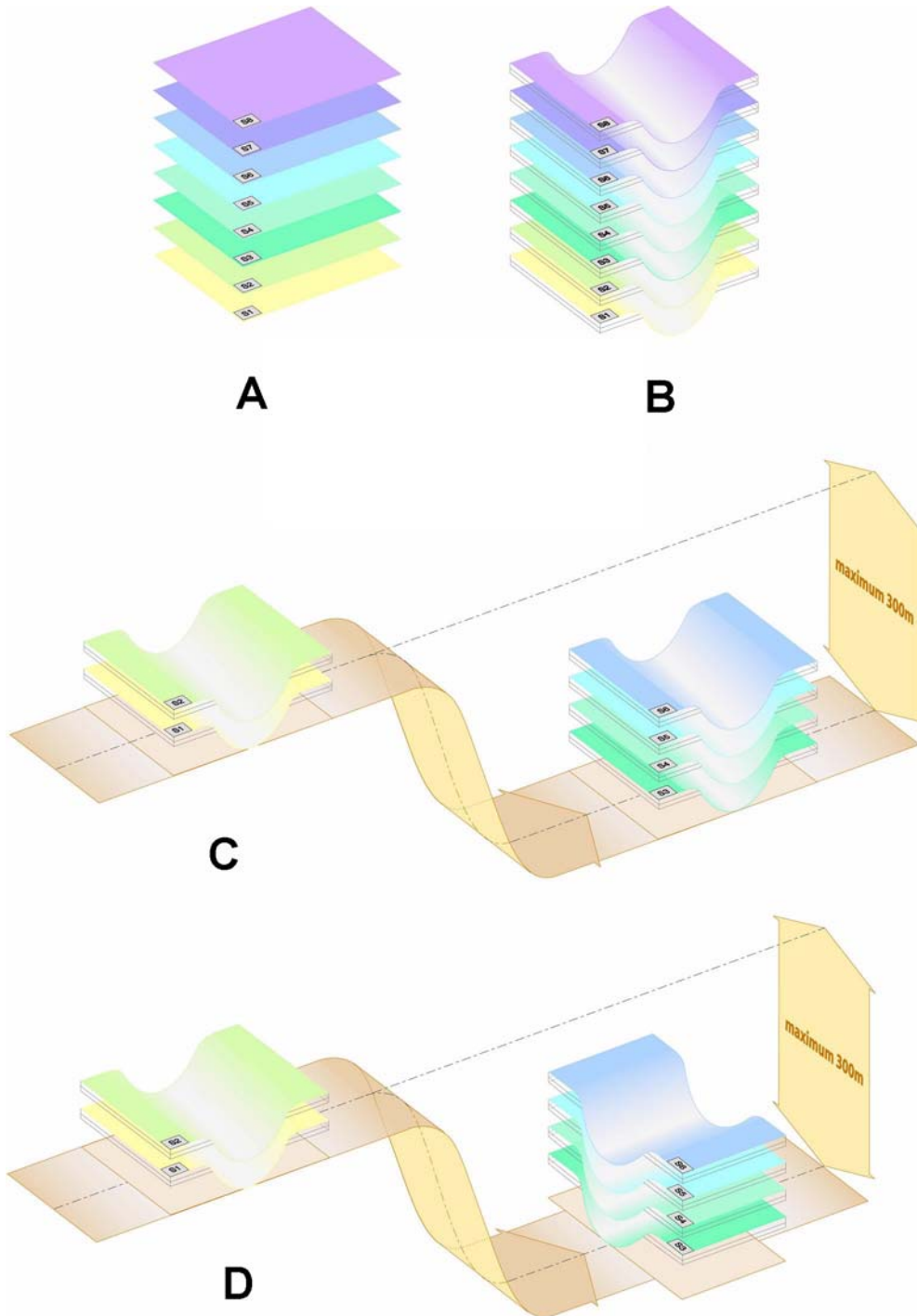


Figure 6-17 : Représentation schématique de l'évolution des connaissances sur les relations géométriques entre les séquences de dépôts. A) superposition des séquences ; B) emboîtement des séquences ; C) hiérarchisation des emboîtements ; D) notion emboîtement / déboîtement

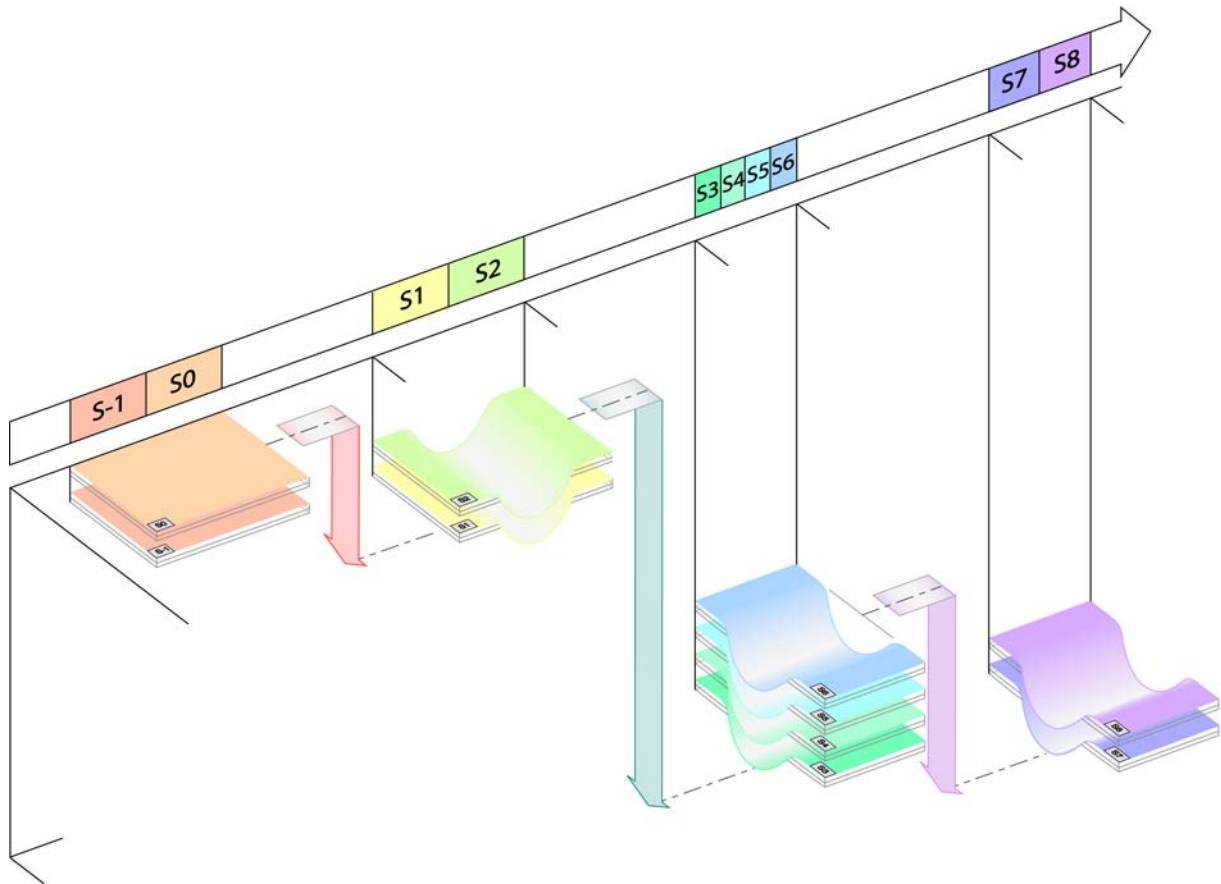


Figure 6-18 : Représentation schématique des relations entre les différentes séquences de dépôt du Miocène d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France.

6.1.3 Incision du Miocène Supérieur : dernière incision avant la crise messinienne.

Les réseaux du Miocène supérieur et du Messinien vont continuer à réagir à la déformation du tréfonds de la même façon. Les réseaux sont déboîtés dans les zones les plus subsidentes *ie.* les sous-bassins ; au contraire ils sont superposés et emboîtés dans les zones non subsidentes car il ne leur sera pas possible d'y profiter d'une épigénie.

6.2 LOCALISATION SPATIALE ET TEMPORELLE DES PRINCIPAUX SYSTEMES DE VALLEES INCISEES EN RELATION AVEC L'EVOLUTION TECTONIQUE DU BASSIN ET LES VARIATIONS EUSTATIQUES

6.2.1 Contrôle et reactivation de l'héritage topographique et structural

La mise en évidence du contrôle de l'héritage morphostructural et de sa réactivation lors du Miocène sur la localisation dans le temps et l'espace des dépôts miocènes au sein du bassin d'Apt-Forcalquier est présentée sur la Figure 6-19. La première coupe (Figure 6-19A) permet de mettre en évidence le rôle prépondérant des accidents N-S à N.NE-S.SW sur la localisation des vallées incisées à la base du Miocène.

La plupart de ces accidents ont eu un rejeu normal à l'Oligocène et ont contrôlé la localisation des systèmes fluviaux. L'incision fluviale aquitano-burdigalienne s'est donc tout naturellement incisée le long ou à proximité de ces accidents.

Hormis quelques rejeux métriques au sein de S1a, notamment au niveau de la faille de Fontaine-de-Vaucluse, l'ensemble de ces failles ont été fossilisées par les dépôts transgressifs burdigaliens. Ce premier système de vallées est composite et l'on observe un emboîtement des dépôts de la séquence S1b puis S1c au sein du même réseau de vallées incisées (Figure 6-19B). Ce réseau se retrouve par place légèrement décalé suite au début de la déformation plicative au sein du bassin. Cette déformation compressive se traduit également par une inversion des principales structures, ce qui s'enregistre par des surrections et des flexurations le long des principaux accidents. L'ensemble des interfluviaux sont ennoyés lors de la surface d'inondation maximale (MFS de S1) et permet le développement de larges surfaces d'abrasion qui, compte tenu de la déformation postérieure de ce secteur, correspond à la MFS du cycle transgression-régression du Miocène. Les marnes et calcarénites du HST de S1 se déposent dans l'axe des synclinaux en cours de déformation (Figure 6-19C). La topographie est régularisée sur l'ensemble du bassin.

Le TST de S2 constitue l'unité molassique bioclastique la plus élevée de la série (Figure 6-19D). Ce cortège transgressif est légèrement emboîté au sein des dépôts du HST de S1, voire très nettement discordant sur les flancs des synclinaux compte tenu de la déformation plicative. Cette unité est généralement plus épaisse dans l'axe des synclinaux, hormis au niveau de Lourmarin où elle traverse le Lubéron dans la continuité du premier système de vallées (IVS de S1a à S1c). L'importante chute du niveau marin relatif liée essentiellement à la réactivation et la surrection des structures pyrénéo-provençales conduit à un emboîtement et à un déboîtement des dépôts du Miocène moyen par rapport aux dépôts du Miocène inférieur (Figure 6-19E). Cela se traduit dans ce secteur par une émergence du Lubéron, du bloc tectonique Ventoux-Lure et par le creusement de vallées sur toute sa périphérie qui seront comblées dans leur partie distale par les dépôts du Miocène moyen. L'axe des synclinaux est comblé par les séquences langhiennes et serravalliennes.

Au sein du bassin d'Apt la différence majeure entre les systèmes de vallées incisées du Miocène Inférieur et celui du Miocène Moyen est que le premier est globalement subméridien alors que le second est équatorial. Ceci suggère un contrôle sur la localisation des vallées. Deux modalités de contrôle sont présentées sur la Figure 6-20. La première (Figure 6-20A) s'applique pour la vallée aquitano-burdigalienne. La sédimentation oligo-aquitaine s'est effectuée au sein de graben ou demi-graben à la faveur notamment du rejeu normal de grands accidents (failles de Nîmes, Salon-Cavaillon-Fontaine-de-Vaucluse, accidents duranciens). A la fin de l'Aquitainien cette première incision s'effectue au sein d'un paysage continental pénéplané, constitué de lacs et de systèmes fluviaux, l'ensemble des structures pyrénéo-provençales ayant été arasé.

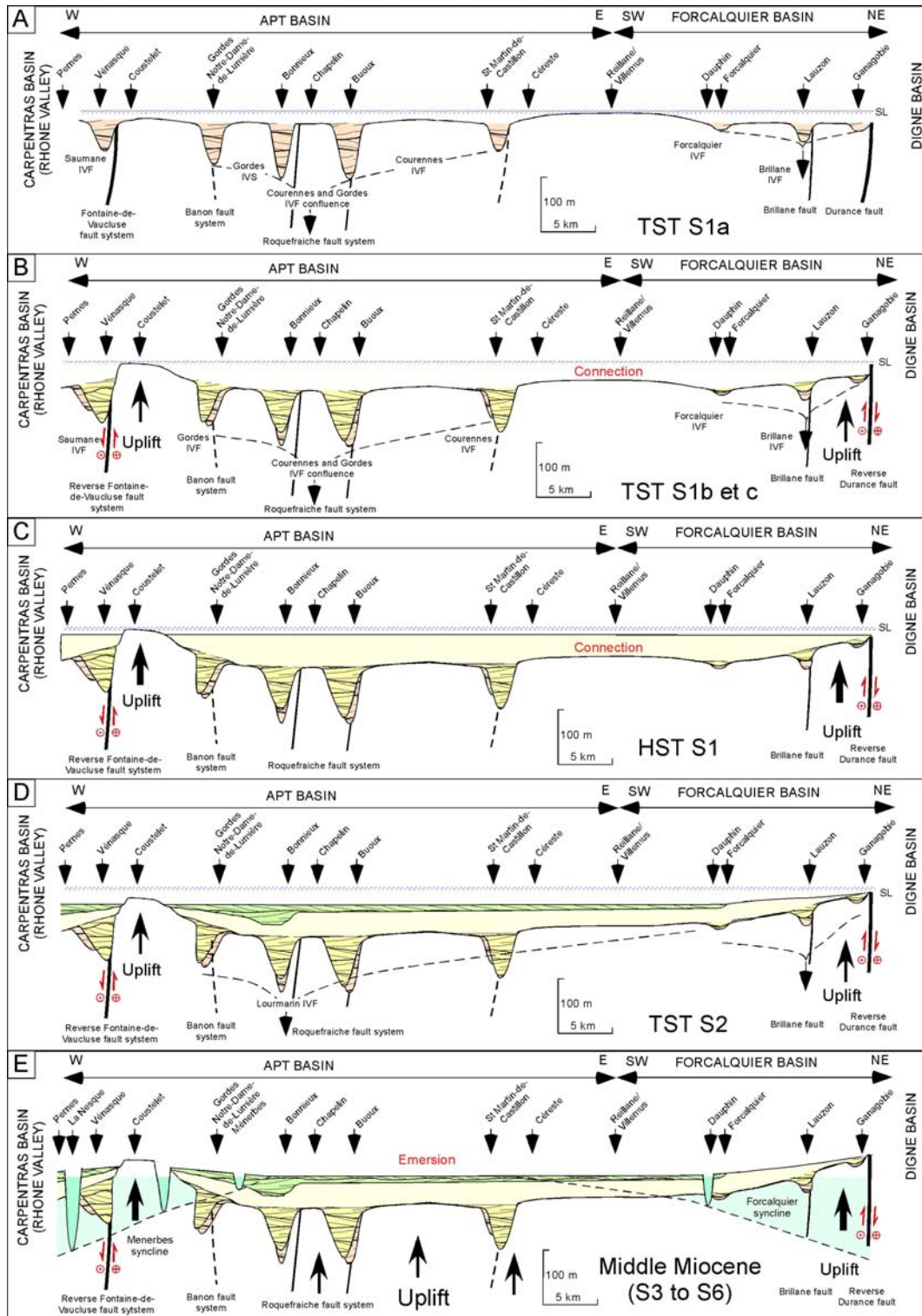


Figure 6-19 : Coupe synthétique de la localisation des vallées miocènes de la bordure Est du bassin de Carpentras à la bordure ouest du bassin de Digne. L'axe des systèmes fluviaux localisé à l'aplomb des zones subsidentes (bordure de faille) s'enfonce au sein de ces dépôts. Cet enchaînement permet donc d'expliquer la localisation préférentielle de ces incisions au sein des dépôts oligo-aquitaniens et le fait que les dépôts miocènes se retrouvent régulièrement en onlap sur des paléo-failles exhumées. Ceci permet également d'expliquer l'incision sécante au Lubéron au niveau de la combe de Lourmarin qui ne constituait pas de barrière morphologique avant l'incision. Dans ce cas précis la localisation de l'incision a été favorisée par la présence d'accidents décrochants séparant le petit et le grand Lubéron. Cette première incision qui est synchronique de la reprise en compression de ce secteur entraînant une réactivation des plis (notamment du Lubéron), explique l'amplification à l'aplomb des plis de cette incision (Figure 6-21).

Les systèmes de vallées du Miocène Moyen sont eux en quasi-conformité avec les structures pyrénéo-provençales. Cette localisation peut s'expliquer par un contrôle morpho-tectonique (Figure 6-20B). En effet la séquence du Burdigalien supérieur (S2) qui précède l'incision a migré dans l'axe des synclinaux en cours de formation (la vallée du Miocène inférieur étant comblée). La déformation s'accroissant, le maximum de bathymétrie se situe dans l'axe des synclinaux, ce qui va donc contrôler le positionnement de la vallée lors de la chute du niveau marin relatif.

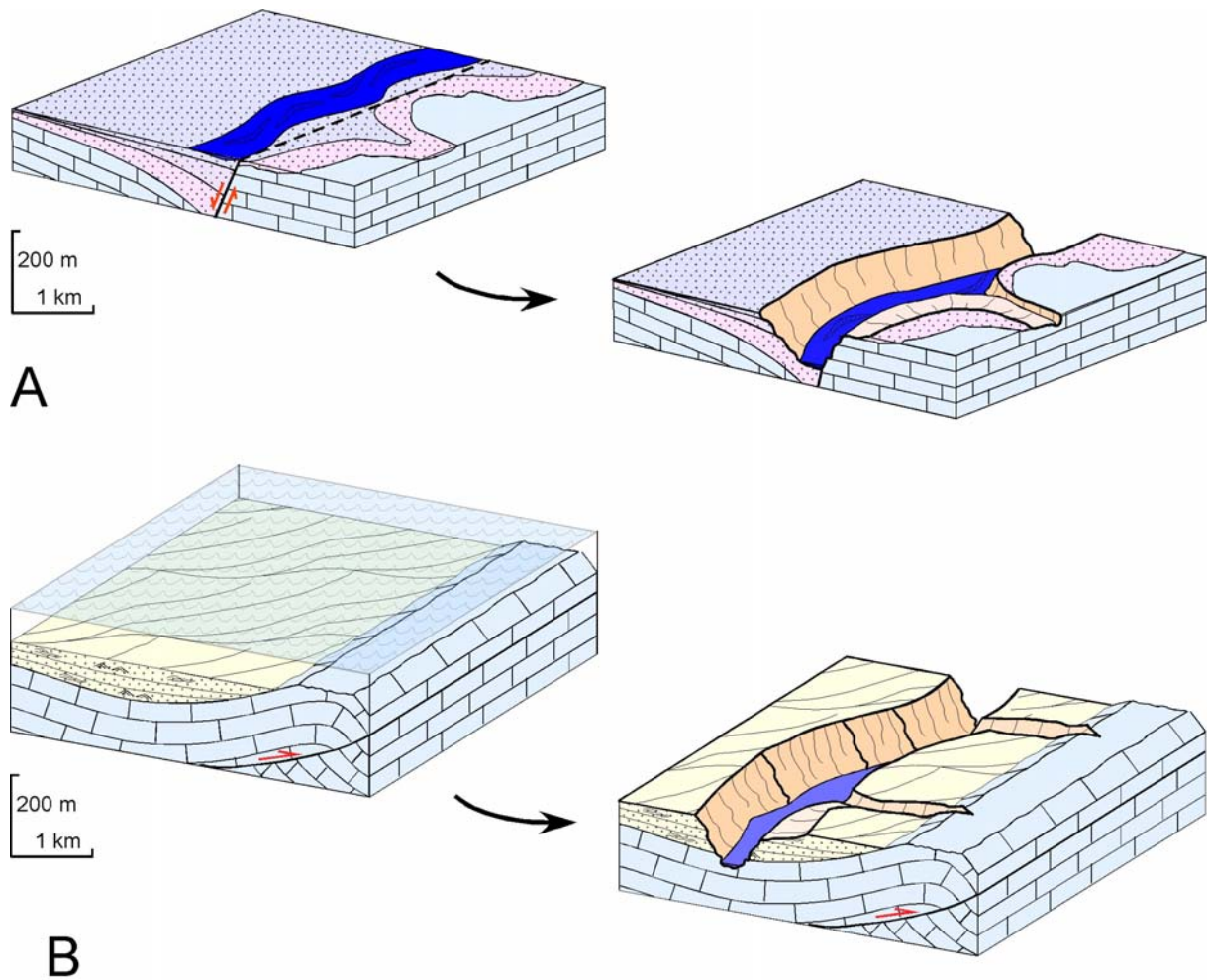


Figure 6-20 : Contrôle structural et topographique sur la localisation des vallées incisées. A) Exemple du contrôle structural "aérien" lors de l'incision aquitano-burdigalienne. B) Exemple du contrôle topographique « sous-marin » lors de l'incision du Burdigalien supérieur.

6.2.2 Amplification tectonique des chutes du niveau marin

La représentation schématique des relations entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et les structures tectoniques plicatives de cette région (Figure 6-21) permet de montrer l'amplification et/ou la migration des incisions successives au cours du plissement (cas du Lubéron).

Dans le premier exemple, inspiré de la cluse de Loumarin (Figure 6-21A), l'incision s'effectue perpendiculairement à la structure en cours de croissance. Dans ce cas, le maximum d'incision correspond au secteur où le soulèvement est maximum. La localisation de cette incision est généralement contrainte par des accidents décrochants transverses ou obliques à la structure plicative. Dans le cas du Miocène inférieur rhodano-provençal, où le dépôt des séquences S1a à S1c et le TST de S2 constituant un système de vallées incisées composites est synchrone de la déformation, la répartition des dépôts est fonction de leur position par rapport à la structure. L'axe de la structure constitue une zone de by-pass avec une « cannibalisation » et un emboîtement des séquences successives très importants alors que sur les flancs, la subsidence permet une bonne préservation des dépôts successifs. Dans le deuxième exemple (Figure 6-21B) l'incision s'effectue parallèlement à la structure en cours de croissance. Dans ce cas l'ampleur de l'incision ne présente pas de variation importante dans l'espace. La localisation de cette incision peut être contrainte par des accidents frontaux mais se situe le plus souvent dans l'axe synclinal au front de la structure. Dans ce cas l'enregistrement de la déformation se traduit par une migration des incisions successives au cours du temps. Dans le cas du Miocène inférieur rhodano-provençal cette migration est très marquée entre S1 et le TST de S2, suite à une accélération de la déformation mais également suite à la disparition de contrôle topographique (ennoisement ou abrasion par la houle de la plupart des interfluves et hauts fonds qui contrôlaient la localisation des dépôts). En effet dans la plupart des cas, les dépôts du TST de S3 présentent un maximum d'épaisseur dans les axes synclinaux en cours de formation. A une autre échelle de temps la migration du Nord vers le Sud des systèmes de vallées incisées du Miocène inférieur, moyen et supérieur sur le flanc sud du Lubéron (à l'aplomb de Mirabeau) relève du même mécanisme.

La tectonique plicative liée à la réactivation des accidents pyrénéo-provençaux et les mouvements verticaux associés à la compression conduisent à une très forte amplification de la chute relative du niveau marin à la transition du Burdigalien-Langhien et à la mise en place d'un réseau de vallées incisées (Figure 6-22). Cette phase de compression à la base du Langhien conduit à une inversion topographique des dépôts du Miocène inférieur par rapport à ceux du Miocène moyen qui se retrouvent emboîtés au sein des dépôts miocènes et même régulièrement emboîtés au sein du substratum éo-oligocène et/ou crétacé. Pendant le Miocène moyen (Langhien et Serravallien) les différents sous-bassins qui s'individualisent de part et d'autre des structures se comblent progressivement. Les divergences syn-sédimentaires au sein de ces remplissages (notamment entre les trois séquences de dépôt serravalliennes) témoignent d'une déformation continue pendant le Miocène moyen. L'ampleur exceptionnelle de l'incision à la base du Miocène Moyen, qui dépasse localement les 200 m, a été discutée précédemment.

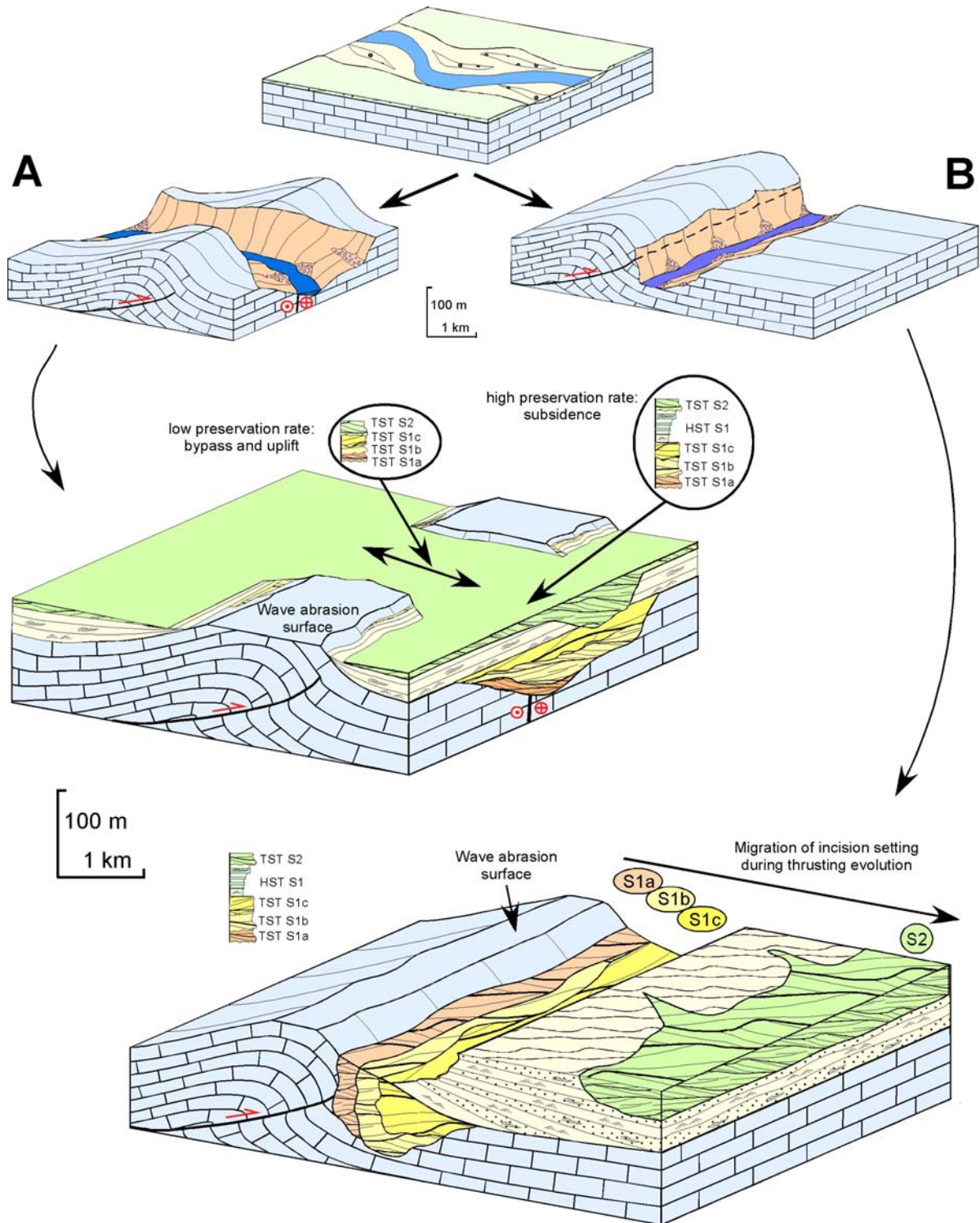


Figure 6-21 : Représentation schématique des relations entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et les structures tectoniques plicatives du bassin d'avant-pays.

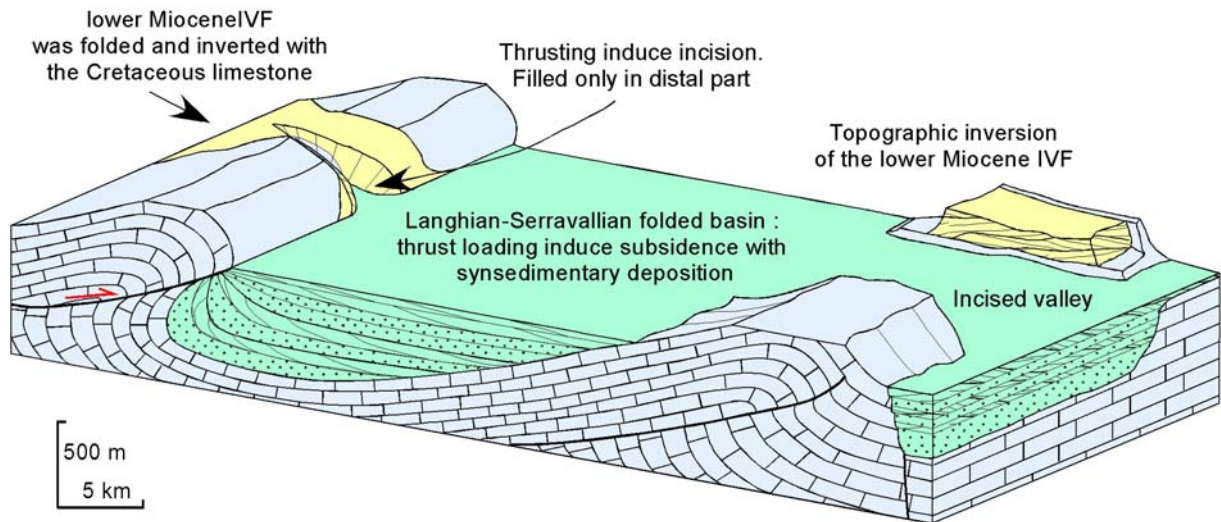


Figure 6-22 : Représentation schématique des relations entre les vallées incisées à la base du Miocène moyen et l'évolution tectonique du bassin d'avant-pays alpin.

6.3 CORRELATIONS « ONSHORE » - « OFFSHORE » MIOCENES EN BORDURE DU GOLFE DU LION

Devant l'ampleur des érosions observées à terre il nous est apparu nécessaire de regarder les séries Miocènes du Golf du Lion afin de voir s'il était possible d'identifier les cortèges de bas niveau et / ou les érosions sur la plateforme. Une première analyse de profils sismiques avaient déjà été observés en Camargue et bordure de l'étang de Berre par Dexcoté (2001) (Figure 6-23). Un exemple de ces profils est présenté ici (Figure 6-24) ; ce profil permet d'observer de part et d'autre de la vallée messinienne les dépôts miocènes discordants sur leur substratum. Ceux au SE correspondent au comblement de la vallée incisée aquitano-burdigalienne et ceux au NW au comblement de la vallée incisée du Burdigalien terminal.

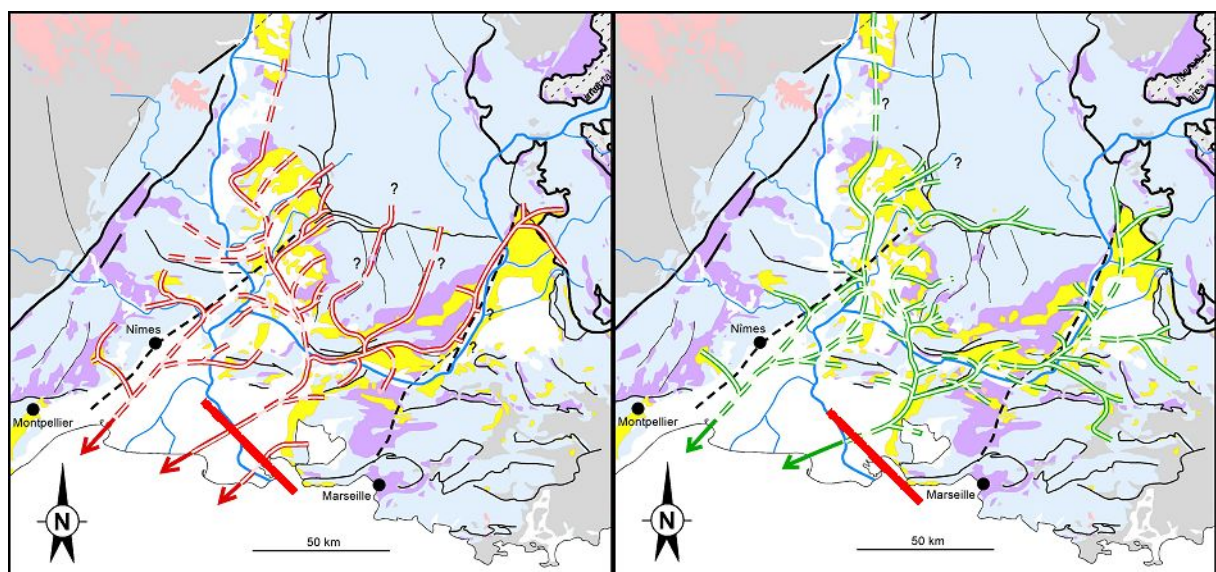


Figure 6-23 : Position du profil sismique CR6

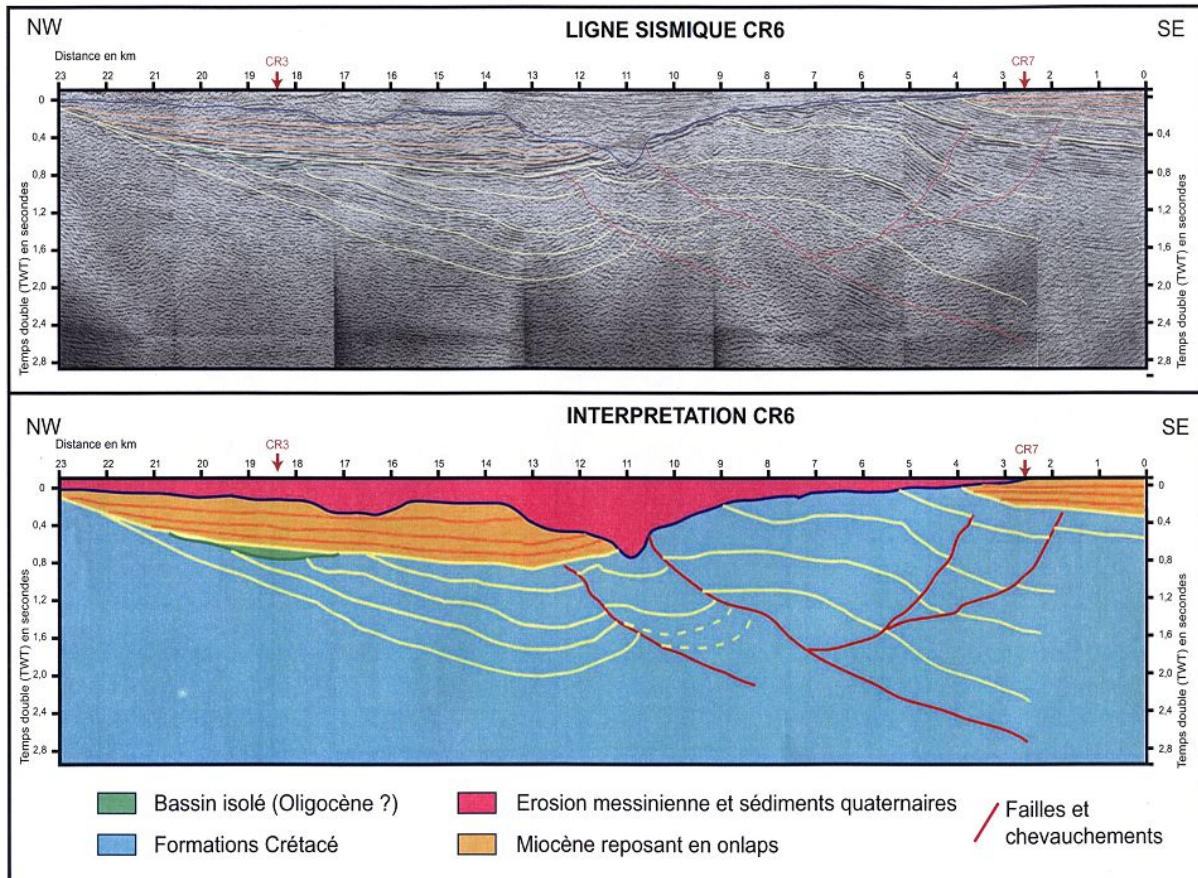
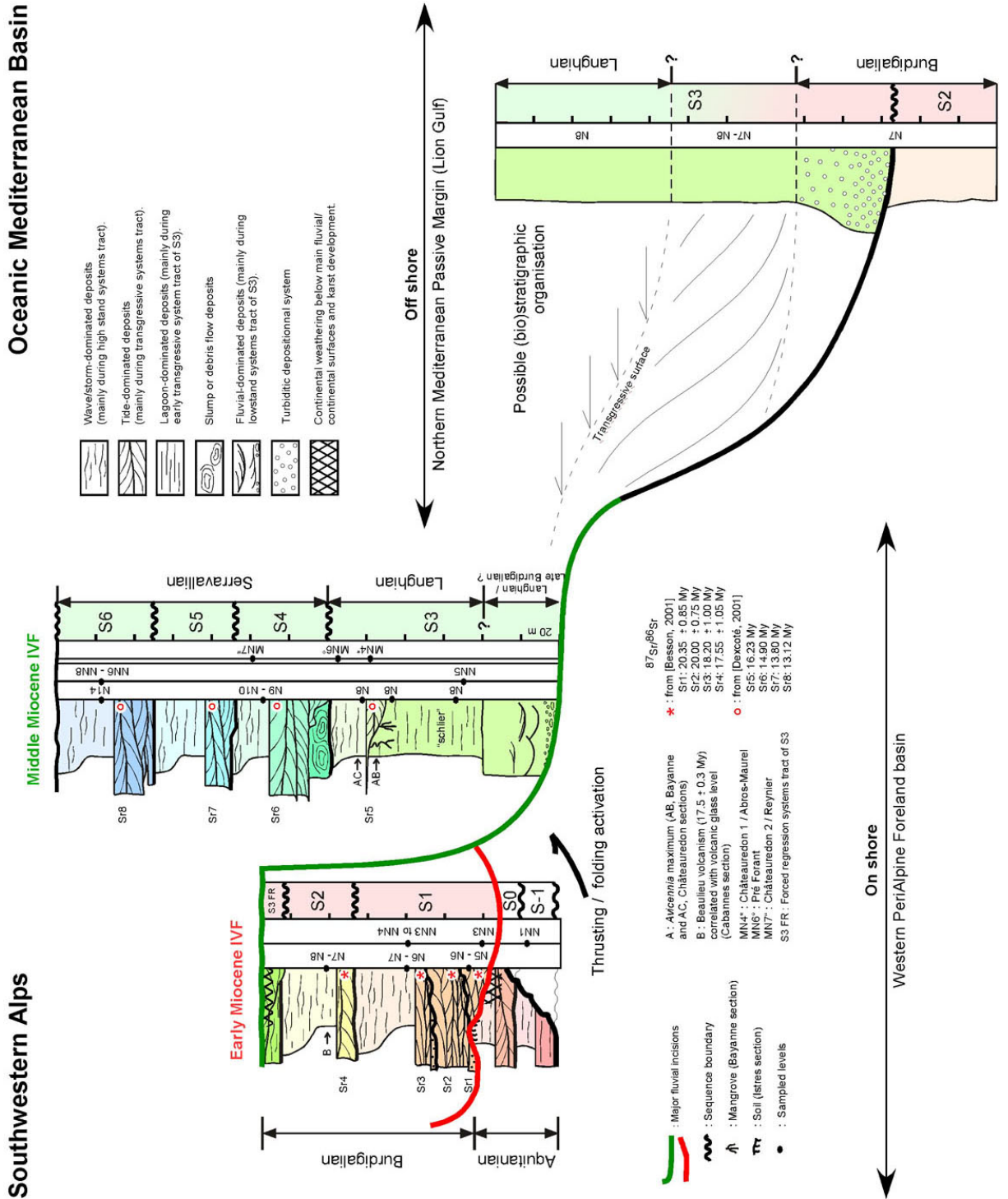


Figure 6-24 : Interprétation de la ligne sismique CR6 (Dexcoté, 2001)

Afin de faire des observations plus au large, une réflexion a été menée en collaboration avec K. Charvin (IFP) qui a travaillé sur le golf du Lion pendant son DEA (puis avec C. Duvail et P. Le Strat (BRGM).

La collaboration avec Charvin a permis de guider l'interprétation sismique sur la base d'un modèle tectonostratigraphique bien établi à terre et de proposer sur les corrélations offshore par calage sur les forages pétroliers (Besson *et al.*, 2006 ; Figure 6-25). Les différentes observations réalisées ont notamment permis la mise en évidence d'un énorme prisme sédimentaire daté Burdigalien terminal et qui peut donc être relié avec la création du réseau de vallées incisées fini-burdigalien. (Figure 6-26 ; Figure 6-27 ; Figure 6-28).



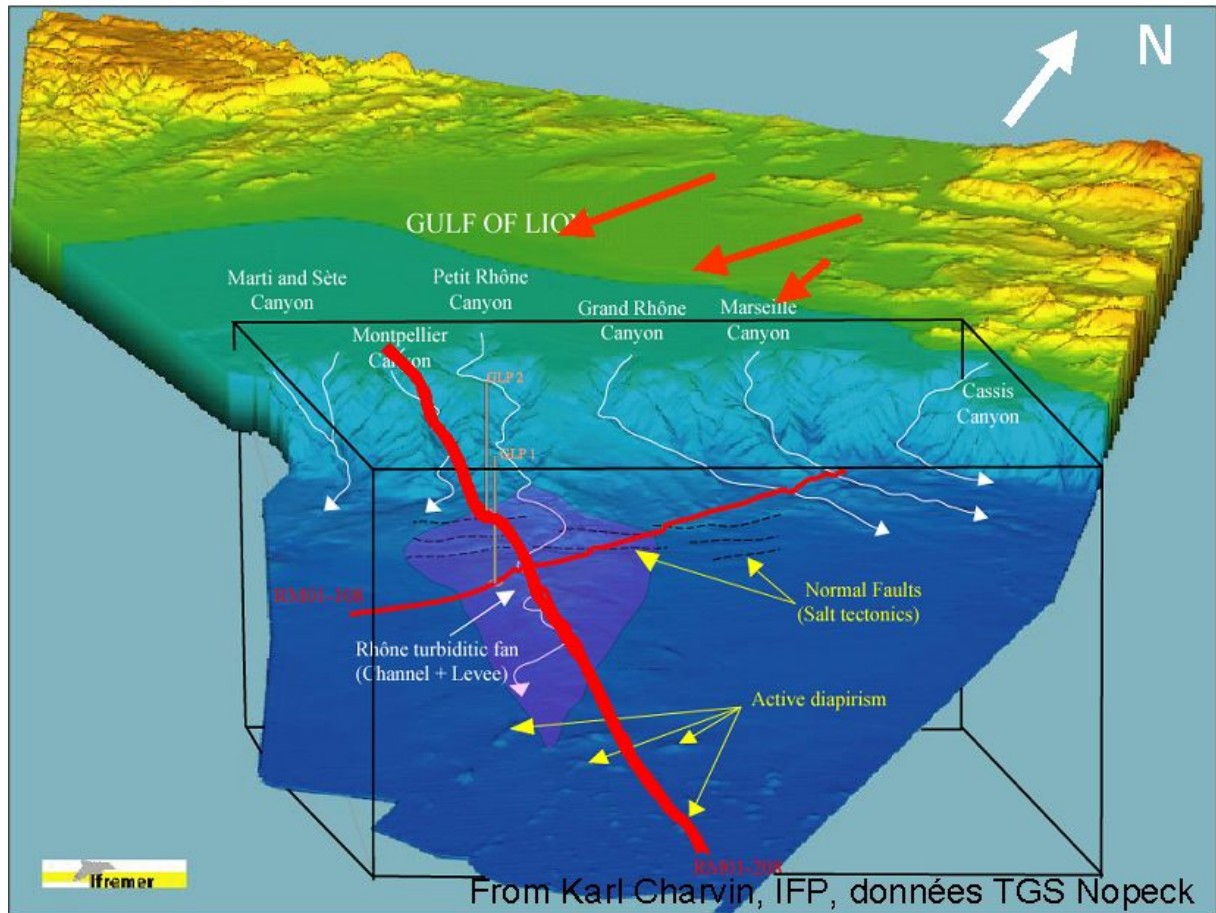


Figure 6-26 : Plan de position du profil sismique RM01-208 (Charvin, 2003)

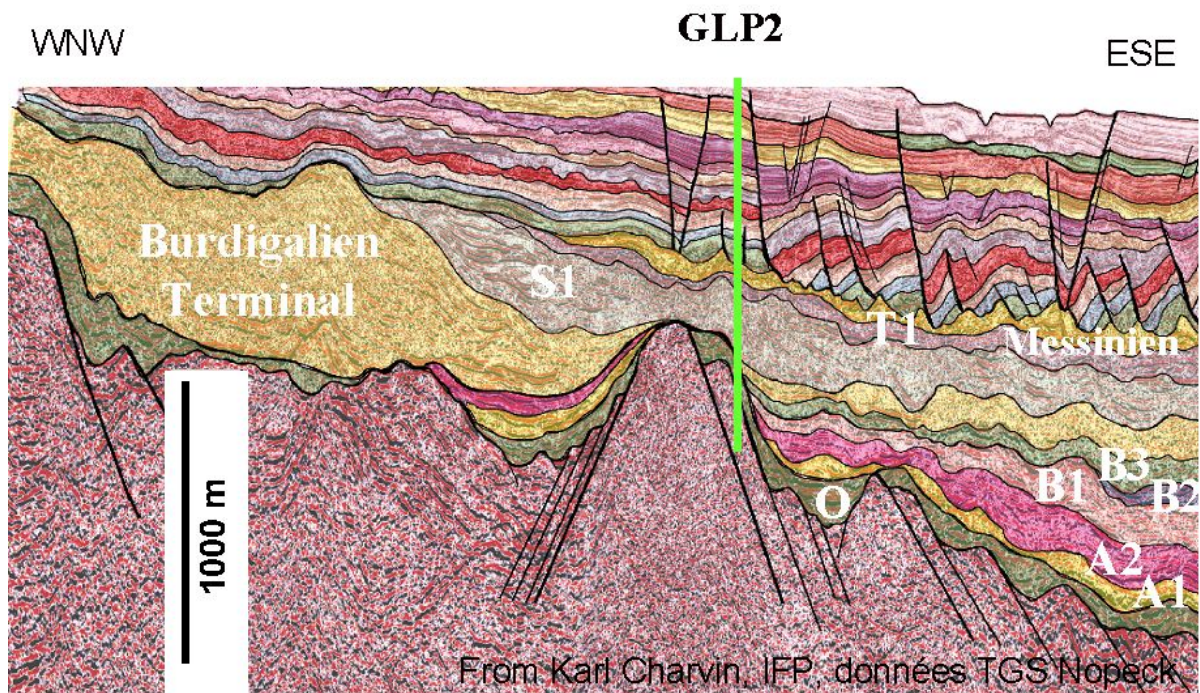


Figure 6-27 : Interprétation du profil sismique RM01-208 (Charvin, 2003)

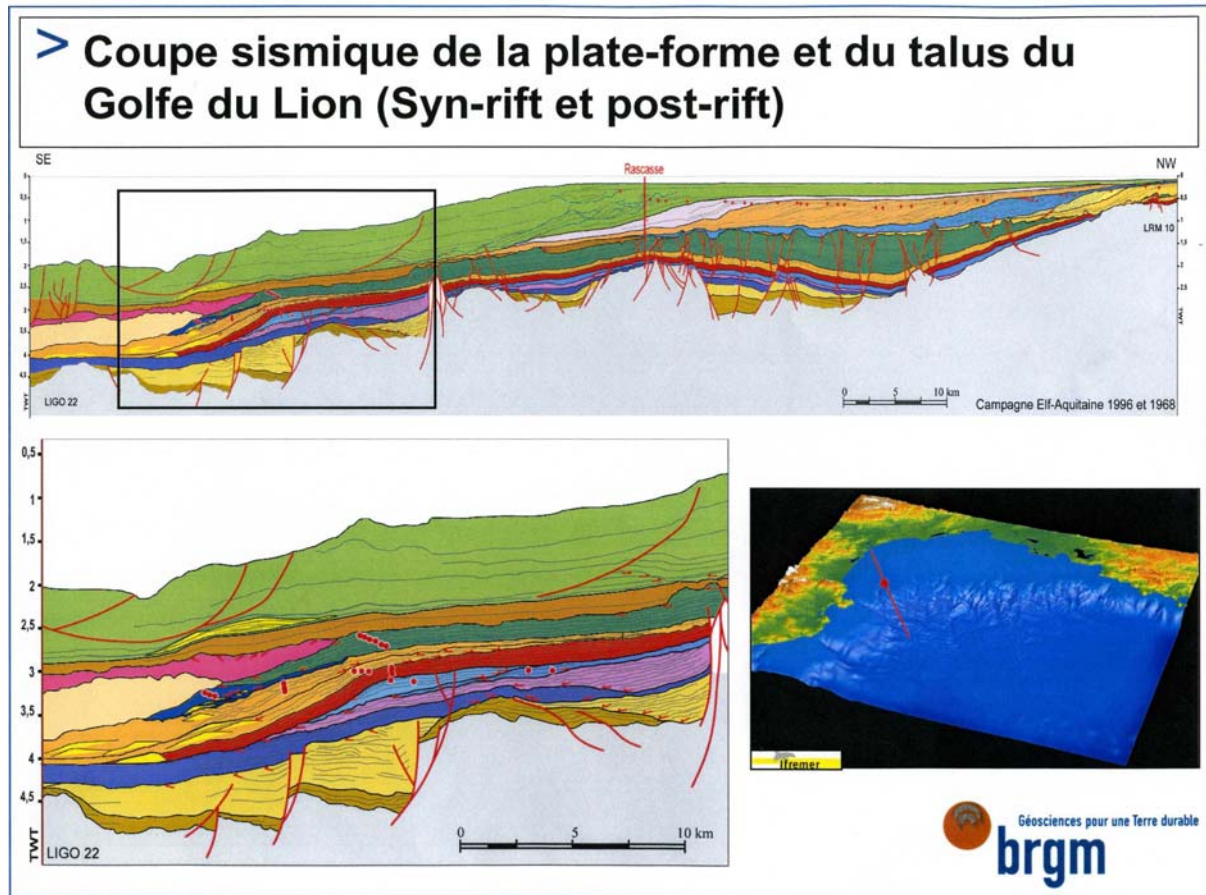


Figure 6-28 : Interprétation des coupes sismiques de la plate-forme et du talus du Golfe du Lion (comm. pers. C. Duvail et P. Lestrat)

Les études précédentes attribuaient au Serravallo-Tortonien la grande surface d'érosion intra-Miocène. L'intérêt de cette collaboration a été de fournir :

(i) pour les uns, les éléments permettant une compréhension synthétique et actualisée du fonctionnement du bassin d'avant-pays miocène (qui constitue le système de drainage et/ou l'amont des prismes sédimentaires observés dans le golfe du Lion), ceci aussi bien sur l'architecture des dépôts que sur leur chronologie,

(ii) pour les autres de retrouver en mer les dépôts de bas niveau très peu représentés onshore. Et ainsi valider le modèle stratigraphique.

Cet essai de corrélation des observations « onshore » (études de terrain dans le bassin d'avant-pays miocène du SE de la France) et des observations « offshore » (études de profils sismiques dans le golfe du Lion pour l'intervalle néogène) s'est révélé très intéressant pour plusieurs raisons :

- La géométrie des prismes sédimentaires miocènes est radicalement différente de celle observée au large du Roussillon (Duvail, 2003) : une très importante migration, vers le bassin profond, des prismes de dépôts au cours du temps, associée avec des surfaces d'érosion en amont et le développement d'importants prismes progradants en aval peut être caractérisée sur la marge du golf du Lion.
- Cette différenciation entre les deux profils doit marquer un comportement géodynamique contrasté de la marge d'Ouest en Est : l'influence croissante de la tectonique alpine vers E-

NE est significative en « offshore ». Cette différenciation à grande échelle du comportement géodynamique de la marge peut être expliquée par la segmentation de la marge par des « zones de transfert » d'orientation NNW-SSE (*sensu* faille arlésienne...).

- Concernant l'architecture générale des dépôts, le profil NNW-SSE (Duvail, inédit) face à Montpellier (certainement le plus intéressant pour contraindre la géodynamique péri-alpine), permet l'observation d'une régression en 4 prismes successifs progradants, de taille à peu près équivalente, et d'un cinquième particulièrement développé. Cette architecture pourrait être rapportée au Miocène inférieur pour les 4 premiers et au Miocène moyen pour le 5^{ème}.

Par ailleurs, la présence d'une surface d'érosion en dessous de la surface d'érosion messinienne a été observée : cette surface peut-elle être reliée à une érosion d'âge tortonien (1) ou bien à un polyphasage de l'érosion messinienne (2) ?

- (1) Sur la plate-forme ainsi qu'en domaine de pente et bassin Duvail *et al.* (2002, 2003) ont montré une surface d'érosion scellée par un remplissage lui-même érodé par l'incision messinienne. Cet événement semble correspondre à la phase tectonique extensive décrite par Mauffret *et al.* (2001) pour lequel un âge fini-miocène à pliocène inférieur est proposé. Duvail et Le Strat corréle cette première incision avec l'évènement tectonique tortonien (Duvail et Le Strat, 2002 ; Duvail *et al.*, 2003, accepted in M&PG) qui est également enregistré à terre en Roussillon (Clauzon, 1987, Duvail & Le Strat, 2000 ; Aunay & Le Strat, 2002) et en Languedoc (Séranne *et al.*, 2002 ; Camus, 2001).
- (2) Le polyphasage de l'érosion messinienne a été montré par Lofi (2002) avec deux périodes d'érosions rétrogressives enregistrées sur les profils longitudinaux des fleuves messiniens.

A terre des observations effectuées au niveau de la cluse de Mirabeau montrent que l'incision messinienne s'emboîte au sein de l'incision tortonienne dont le comblement n'a pas permis une épigénie entre ces deux phases d'érosion successives.

En conclusion : Dans leurs grandes lignes, la convergence entre les deux approches, leur complémentarité sont soulignées. La caractérisation de la géométrie des dépôts miocènes « off shore », quelques soit l'architecture (en cours de caractérisation par C. Duvail, et P. Le Strat à l'aide de plusieurs profils) et le timing (à préciser à l'aide des forages) corroborent les observations faites « on shore » qui montrent la récurrence de phases d'érosion fluviale. Il y a désormais une convergence forte entre les deux analyses.

Les forages doivent permettre de caler les données sismiques, notamment de dater les séquences strati-sismiques et donc les corréler avec les séquences de dépôts reconnues à terre. L'apparition de *Praeorbulina* (marqueur du Miocène moyen) est un jalon très important à prendre en compte. L'expertise acquise « on shore » indique que l'apparition de ce marqueur est un des rares marqueurs permettant de dater les séquences de dépôts miocènes.

6.4 CONCLUSION

La restitution des vallées incisées miocènes du bassin d'avant-pays alpin permet de déchiffrer et de quantifier les mouvements locaux (chevauchements) des mouvements à plus grandes longueurs d'ondes (réponse flexurale) que sont la subsidence ou les soulèvements liés

à la migration du bourrelet périphérique. Associé à un découpage séquentiel de toute la série miocène, la cartographie de ces réseaux de drainage montre que la géométrie de la transgression miocène dans tout le bassin est à reconsidérer. La série miocène doit être découpée en trois grands ensembles bien distincts (respectivement Miocène inférieur, moyen et supérieur) séparés par des surfaces d'érosion majeures cartographiées sur l'ensemble du bassin d'avant-pays (Figure 6-29). Chacune de ces unités comprend plusieurs séquences de dépôt. Ces grandes surfaces d'érosion sont interprétées comme résultant d'incisions fluviales qui impliquent la vidange de l'ensemble du bassin rhodanien et le retrait de la ligne de côte jusqu'au Golfe du Lion à plusieurs reprises pendant le Miocène.

Le Miocène inférieur présente un réseau composite de vallées incisées (2 séquences de dépôt emboîtées) identifié sur 150 km du Nord vers le Sud. Ce réseau de drainage recoupe la plupart des structures dites provençales d'axe Est-Ouest, aplanies pendant l'Oligocène mais réactivées pendant le Miocène. Les incisions pré-et syn-Burdigalien ont érodé les séries antérieures ou ont déblayé et élargi la première vallée ; leurs accumulations maximales s'emboîtent, contraintes par les topographies héritées. Le maximum d'empiètement de la mer miocène est atteint au cours du Burdigalien terminal et est fossilisé par le prisme de régression forcée de S3 (FRST de S3) qui chapote ou s'emboîte légèrement au sein des dépôts du Miocène inférieur. Ce prisme enregistre dans la plupart des secteurs la migration des dépôts-centres vers l'axe des synclinaux en cours de formation. Si l'incision basale peut être rattachée à la discordance induite par la flexuration lithosphérique du bassin, l'amplification des incisions syn-burdigaliennes et les déformations syn-sédimentaires du remplissage sont elles à raccorder à un début d'activation des plis et des chevauchements (Figure 6-21, Figure 6-29).

L'ampleur de la déformation à la base du Miocène moyen (soulèvement de plusieurs centaines de mètres) a conduit à une inversion topographique des dépôts du Miocène inférieur. Ce soulèvement associé à une chute importante du niveau marin à la base du Langhien a pour conséquence une chute drastique du niveau marin relatif et la mise en place d'un nouveau réseau de drainage. Ce second système de vallées incisées (Miocène moyen) est déboîté et emboîté par rapport au précédent (Figure 6-22, Figure 6-29). Le Miocène supérieur (Tortonien *sl*) enregistre la dernière importante transgression avant le retrait total de la mer et le développement d'un piedmont fluvial dans toute la vallée de la Durance et du Rhône. De même que pour le Miocène moyen, ces dépôts sont très largement déboîtés (du Nord vers le Sud pour la vallée de la Durance et de l'Est vers l'Ouest pour le Rhône) et également emboîtés, même si l'ampleur est plus limitée.

La mise en évidence de ces trois grands réseaux de vallées incisées composites pendant le Miocène et la présence dans ce même bassin du réseau de vallées incisées hérité de la crise messinienne (Clauzon, 1988) permettent de proposer un nouveau schéma d'évolution du bassin d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France (Figure 6-29).

Ce schéma représente les trois grands réseaux de vallées incisées composites reconnus pour le Miocène avant la crise messinienne qui conduira dans ce même secteur à la plus importante phase d'incision. Contrairement aux vallées messiniennes qui sont le résultat seul de variations eustatiques, ces trois réseaux de vallées incisées résultent d'une amplification tectonique des chutes relatives du niveau marin. La première incision à la base du Miocène inférieur est interprétée comme la discordance basale du bassin d'avant-pays alpin du Sud-Est qui correspond par ailleurs à une discordance à l'échelle de l'ensemble du bassin d'avant-pays entre les premiers dépôts miocènes et son substratum. Cette discordance est reliée à la

migration du bourrelet périphérique alpin qui enregistre un uplift de l'ordre de la centaine de mètres et est globalement synchrone de l'arrêt de l'extension dans le bassin et de l'inversion de ces structures mises en compression. Le système composite qui comble ce réseau de vallées enregistre le début de la déformation plicative au sein du bassin qui s'effectue par réactivation des accidents pyrénéo-provençaux. L'incision à la base du Miocène moyen est elle interprétée comme une des phases importantes de la structuration du bassin qui s'est traduite par une chute du niveau de base de plusieurs centaines de mètres. Cette chute relative du niveau marin relatif est liée à la surrection de la plupart des structures tectoniques du bassin, et s'est accompagnée de l'individualisation des différents sous-bassins miocènes tels qu'ils apparaissent aujourd'hui. Le dernier réseau de vallées incisées correspond au Miocène supérieur. Si les incisions observées sont de moindre importance, le mécanisme semble identique à celui du Miocène moyen puisque que les dépôts du Miocène supérieur sont bien souvent déboîtés et emboîtés par rapport à ceux du Miocène moyen et ceci suite à la surrection des structures tectoniques qui conduit à une migration des dépôts-centres et amplifie les chutes du niveau de base.

Malgré le lien entre ces systèmes de vallées et l'évolution géodynamique du bassin, ces surfaces d'érosion correspondent (aux incertitudes de datation près) aux limites de séquences eustatiques. Ceci implique que, quelque soit l'ampleur des déformations tectoniques, les variations eustatiques (plus haute fréquence) se surimposent systématiquement à l'évolution tectonique du bassin. Lors d'une déformation continue, les variations eustatiques sont enregistrées dans les sédiments et marquent les discordances dans un bassin en cours de déformation. L'ampleur, tout à fait inhabituelle, de l'incision à la base du Miocène moyen (Besson *et al.*, 2003 a et b) interprétée comme résultant d'une très forte amplification tectonique, qui peut être liée à l'importante déformation verticale au début de la réactivation des structures plicatives ainsi qu'à la remobilisation du sel triasique.

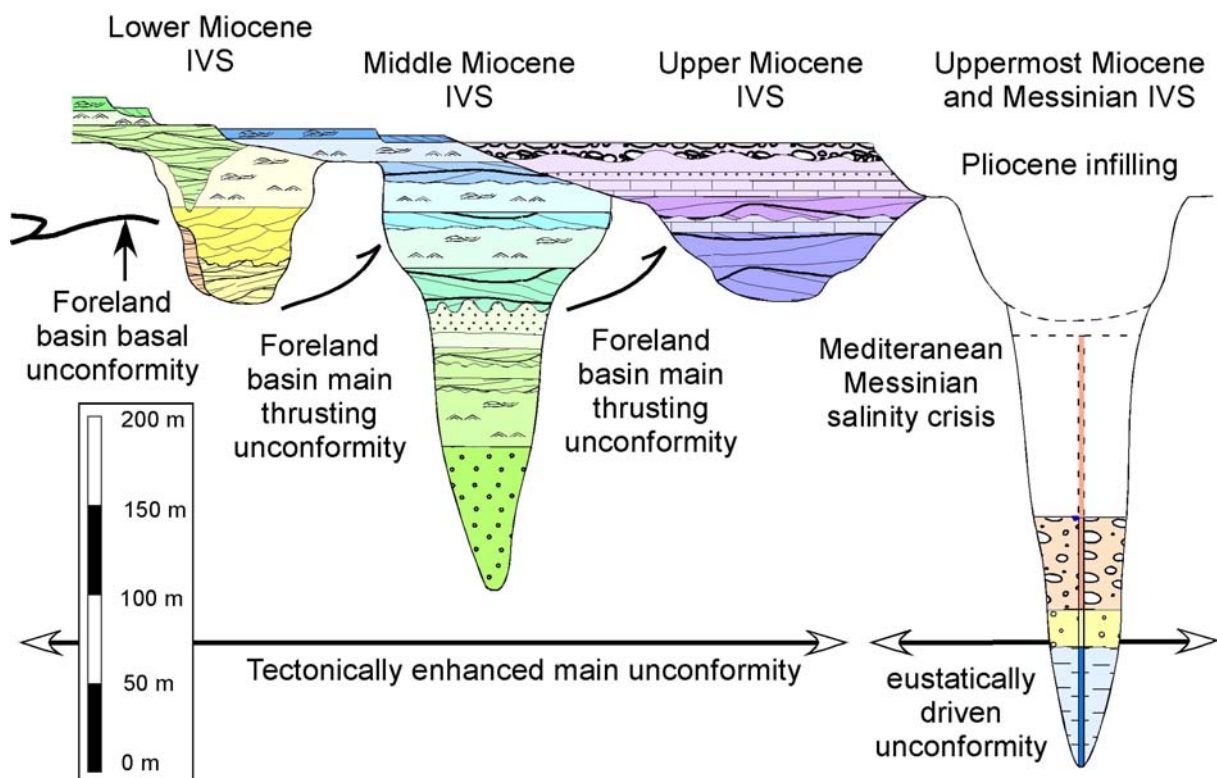


Figure 6-29 : Les systèmes de vallées incisées du Néogène en relation avec les principaux stades d'évolution du bassin d'avant-pays du Sud-Est de la France.

7 Conclusion générale

7.1	Méthode et moyens mis en oeuvre-----	366
7.2	Architecture du remplissage -----	367
7.3	Modèle de remplissage Foramol -----	3688
7.4	Implications géodynamiques-----	3688

CONCLUSION GENERALE

Lors des baisses de leur niveau de base, les systèmes fluviaux ajustent leur profil d'équilibre en érodant leur substratum. Se développe alors tout un réseau de vallées incisées. L'analyse de ces réseaux permet d'approcher la géodynamique du bassin au cours d'une période durant laquelle l'accommodation est supprimée, ce qui revient indirectement à pouvoir quantifier les surrections tectoniques. L'inventaire et l'analyse de réseaux de paléovallées incisées ont été menés dans le bassin molassique rhodano-provençal, BMRP, avant-pays de la chaîne alpine. Cette approche conduit à revoir les modalités de l'envoyage par la mer miocène et de la déformation de cette partie méridionale du bassin d'avant-pays péri-alpin.

7.1 METHODE ET MOYENS MIS EN OEUVRE

Ce travail est tout d'abord un travail de géologie de terrain : lever de coupes, cartographie etc. Dans la suite d'un DEA centré sur le secteur de Vénasque sur la bordure orientale du bassin de Carpentras, l'intervalle stratigraphique devait être limité au Miocène inférieur et le secteur géographique à la partie méridionale de la vallée du Rhône. Il y a eu extension progressive à la fois vers la basse-Provence, les secteurs duranciens et vers le Miocène supérieur.

Dans un bassin sédimentaire comme dans le BMRP, la reconnaissance d'une paléovallée incisée se base sur l'identification d'une limite érosive de séquence associée à une érosion subaérienne marquée localement par la préservation de paléosols en position d'interfluves et par des éléments allochtones remaniés lors de la transgression. L'ampleur de l'érosion d'une vallée incisée est généralement de plusieurs ordres de grandeur supérieurs à celles des corps sédimentaires, notamment les chenaux, qui constituent son remplissage : la comparaison entre les dimensions de la morphologie érosive et des corps sédimentaires qui lui sont sus-jacents permet d'éviter toute confusion avec une surface d'origine autocyclique. Le suivi de cette limite de séquence permet de préciser la géométrie de la vallée puis la reconstruction d'un paléoréseau de drainage fluvial.

Le remplissage d'une paléovallée incisée a également une signature caractéristique. En effet la morphologie du milieu de sédimentation contrôle directement la dynamique sédimentaire. L'érosion et le creusement dans le substratum sont liés à l'ajustement du profil d'équilibre de la rivière pour rejoindre son nouveau niveau de base. Si cette chute se stabilise, des dépôts marins régressifs peuvent s'accumuler au débouché de la rivière, construire un delta de bas niveau marin sur la plate-forme et permettre l'aggradation d'un prisme continental. En phase de remontée du niveau de base, la vallée incisée devient une ria progressivement comblée par des dépôts marins transgressifs. La préservation des dépôts lagunaires est favorisée par un fort influx détritique que module l'action érosive des courants. Le confinement morphologique ne permet pas le développement des trains de vagues : l'enregistrement des processus tidaux est parfaitement préservé et constitue le remplissage sédimentaire de l'estuaire.

Le remplissage de ces paléovallées a été cartographié sur le terrain. Sous recouvrement ultérieur, le suivi a été assumé par interpolation (i) entre deux affleurements en tenant compte de la géométrie d'ensemble, des directions de courants et des indicateurs paléo-

bathymétriques, (ii) avec des données de forages pétroliers et géotechniques, (iii) enfin avec les données de sismique industrielle, publiés ou mises à notre disposition, Camargue, bassins de Digne – Valensole, d’Avignon, Valréas.

En section, ces paléovallées incisées sont larges de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres ; leurs profondeurs peuvent atteindre 300 mètres. Les réseaux peuvent être suivis en continuité sur plus d’une dizaine de kilomètres, et reconstitués sur plus de 150 kilomètres. Deux réseaux ont été caractérisés de la Méditerranée au front de la chaîne ; le troisième (Miocène supérieur) est reconnu ponctuellement car érodé en grand partie lors de la crise messinienne.

7.2 ARCHITECTURE DU REMPLISSAGE

Le remplissage du BMRP s’inscrit dans le grand cycle transgression – régression néogène. Du Burdigalien au Tortonien, les dépôts marins sont représentés par des niveaux de molasses, principalement bio-clastiques, intercalés de marno-calcaires et de sables. Le piedmont continental préservé au front de la chaîne (nappe de Digne) dès le Burdigalien terminal prograde tout au long du Miocène vers la Méditerranée. L’analyse des successions de faciès et des surfaces stratigraphiques a permis de découper au troisième ordre le remplissage sédimentaire miocène du BMRP en 10 séquences de dépôt. En environnement marin littoral, chacune d’entre elles s’organise généralement par la superposition d’un complexe de barres tidales, reposant sur une surface d’érosion et correspondant au cortège transgressif, et d’un ensemble argilo-calcaire ou argilo-sableux, granocroissant et stratocroissant, dominé par la dynamique des vagues de tempête et/ou de beau temps, représentant le cortège de haut niveau marin. Ce motif élémentaire peut être complété vers le bas par un prisme de régression forcé correspondant à un cortège de bas niveau et situé entre la limite de séquence et le cortège transgressif. Ces prismes de bas niveau ont été notamment bien préservés dans les secteurs les plus subsidents : le bassin de Valréas et celui de Digne-Valensole.

Le remplissage sédimentaire du BMRP ne peut plus être considéré comme la simple superposition verticale de couches sédimentaires mais comme une succession d’incisions fluviales dont le cours inférieur est ennoyé par la mer et comblé par des dépôts marins margino-littoraux. Localement leur cours amont a pu être préservé jusqu’à ce jour comme de nombreuses vallées sèches des monts de Vaucluse. A chaque limite de séquence de la série miocène, le BMRP est en partie exondé ; trois limites se singularisent par leur ampleur : au passage Aquitanien – Burdigalien, au Burdigalien terminal, au passage entre le Serravallien et le Tortonien, sans compter l’érosion messinienne. Les systèmes de vallées incisées du cycle miocène se regroupent au sein de ces trois complexes composites indépendants. Les systèmes les plus anciens sont en contre-haut des suivants : ainsi les paléovallées à remplissage langhien sont en contrebas des paléovallées à remplissage burdigalien. L’incision du Burdigalien terminal est plurihectométrique et atteint localement 300 mètres. Ces réseaux miocènes débouchent en Camargue et alimentent la plate-forme et le talus du golfe du Lion. Des corrélations avec les données sismiques disponibles dans cette zone permettent des comparaisons avec les phases d’érosion et de sédimentation sur la marge nord-méditerranéenne. Elles fournissent quelques éléments pour mieux contraindre la géodynamique de la région et comprendre notamment comment l’ouverture du Golfe du Lion ; son ralentissement puis son arrêt interagissent avec le raccourcissement alpin.

Ces réseaux de vallées, l'emboîtement et leur déboîtement les uns par rapport aux autres, nous ont conduit à revoir la succession litho- bio-chronostratigraphique du remplissage du BMRP. Un nouveau cadre a été réalisé en combinant analyse de faciès, identification des séquences de dépôt et de leurs cortèges sédimentaires, en validant les datations déjà publiées et en effectuant de nombreuses autres avec des méthodes variées : les foraminifères planctoniques, les nannoflores, les pollens, les micromammifères, la stratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, les datations K-Ar sur glauconie et sur roches basaltiques. Cette approche multidisciplinaire intégrée a contribué à préciser la succession stratigraphique de l'ensemble de la série miocène du BMRP. L'analyse stratigraphique a été possible aux deuxième, troisième et quatrième ordres. L'amplification tectonique de certaines limites de séquence fait ressortir un ordre intermédiaire entre le deuxième et troisième ordre, lié à la géodynamique du BMRP. Les corrélations séquentielles établies dans le cadre de ce travail aux transitions marin/continental aux passages Burdigalien – Langhien et Serravallien – Tortonien ont permis de préciser les modalités d'édification des piedmonts continentaux et leurs relations génétiques avec le niveau de base de leurs rivières.

7.3 MODELE DE REMPLISSAGE FORAMOL

Le remplissage du premier réseau est assuré principalement par des carbonates bioclastiques de moyenne latitude de faciès foramol. Un modèle séquentiel à haute fréquence d'un complexe de vallée incisée est proposé au terme de notre étude. Il constitue une alternative au modèle classique de comblement d'estuaire en environnement silicoclastique. Le modèle proposé insiste sur l'importance des phénomènes de karstification et/ou de cimentation liés aux phases d'émersion, et sur le faible apport en matériel terrigène pour compléter la production carbonatée réalisée essentiellement sur les interfluves. L'importance et la persistance de la dynamique tidale au sein du BMRP s'explique dans ce modèle par la sous-alimentation donc la préservation d'une topographie sous-marine bien après l'ennoiement des interfluves alors que les vallées incisées en environnement silico-clastique sont bien souvent comblées dès la fin du cortège de bas niveau.

7.4 IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES

L'identification des trois réseaux miocènes composites de vallées incisées et celui du messinien permet une analyse tout à fait nouvelle de l'évolution géomorphologique du BMRP. L'origine, la localisation et la géométrie de ces réseaux miocènes sont en relation directe avec la création de reliefs due à l'activation des plis et des chevauchements. Le remplissage du premier réseau repose localement sur des dépôts aquitaniens. Son remplissage débute au Burdigalien basal. L'ampleur de l'incision est fréquemment hectométrique. Il doit certainement son origine aux variations eustatiques aquitano-burdigaliennes, amplifiées par la déformation de l'avant-pays. L'érosion de ce système est interprétée comme la surface d'érosion basale du bassin d'avant-pays alpin miocène. Ce premier réseau de vallées incisées est généralement emboîté dans les bassins oligocènes et sa localisation contrôlée par leurs accidents tectoniques (extension et décrochement). Ce réseau est sécant aux plis équatoriens précédemment activés lors de la phase pyrénéo-provençale : ce point souligne l'aplanissement de ces structures, l'absence de barrières morphologiques et leur réactivation postérieure expliquant l'orographie actuelle.

Tout au long du Miocène, le remplissage des vallées puis des bassins succédant à leur comblement, est syntectonique. Ces différents réseaux de vallées incisées sont soit superposés, soit déboîtés. Leur superposition souligne la pérennité d'un contrôle tectonique et/ou de la partie amont de leur réseau de drainage, toujours émergée. Leur déboîtement est le cas le plus général ; il est la conséquence de l'activation des plis et des chevauchements provoquant la migration non seulement des dépôts-centres mais également des réseaux successifs de vallées incisées dont cette déformation amplifie le creusement. Cette nouvelle évolution physiographique du BMRP permet d'identifier trois phases de déformation marquées par des mouvements de surrection. Ces mouvements verticaux sont à relier aux étapes majeures de la déformation de ce bassin d'avant-pays alpin. Au passage aquitano-burdigalien, le premier réseau de vallées incisées serait donc lié à la discordance basale du bassin d'avant-pays.

Les deux autres réseaux sont essentiellement la conséquence de l'activation des plis et chevauchements. L'ampleur de l'érosion fini-burdigalienne implique nécessairement d'autres mécanismes : (i) une surrection régionale rapportée à un bombement lithosphérique précédant l'activité volcanique paroxysmale, du Massif central ; (ii) le ralentissement au Burdigalien supérieur puis l'arrêt au Langhien de la rotation de la microplaque corso-sarde, concomitante de la propagation de la déformation alpine, qui induit une mise en compression du BMRP. En l'absence d'importants chevauchements miocènes en Provence, cette mise en compression s'accompagnerait de mouvements verticaux.

C'est ainsi que s'ébauchent les grands traits morfo-structuraux provençaux tels que nous les connaissons actuellement. L'image d'îles et d'archipel du BMRP comme conséquence de la transgression miocène doit être abandonnée. En effet les zones hautes telles qu'elles nous apparaissent aujourd'hui comme les monts de Vaucluse, le Lubéron, les Alpilles sont la conséquence des incisions successives (miocènes, y compris messiniennes) et de l'activation syn-et post-miocène des plis pyrénéo-provençaux.

S'il fallait retenir deux idées au terme de ce travail cela serait sans aucun doute :

- Jusqu'alors la transgression miocène ennoyait une vaste cuvette au front de la chaîne alpine. Il faut désormais admettre que ces transgressions du Burdigalien inférieur et du Langhien sont chacune contrôlées par l'existence d'un réseau fluvial pré-existant dont l'origine est à relier à l'évolution géodynamique du bassin d'avant-pays alpin.
- La notion d'emboîtement - deboîtement qui doit pouvoir se généraliser à tous les bassins d'avant-pays.

Bibliographie

- Abbott S.T. (1997)** - Mid-cycle condensed shellbeds From mid-Pleistocene cyclothem, New Zealand : implications for sequence architecture, *Sedimentology*, 44, p. 805-824.
- Abreu V.S. & Anderson J.B. (1998)** - Glacial eustasy during the Cenozoic sequence stratigraphic implications, *AAPG Bull.*, 82, 7, p. 1385-1400.
- Abreu V.S. & Haddad G.A. (1998)** - Glacioeustatic fluctuations the mechanism linking isotope stratigraphy and sequence stratigraphy from the Oligocene to middle Miocene. In "Sequence Stratigraphy of European Basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R.Vail eds., *SEPM Spec. Publ.*, 60.
- Aguilar J.P. & Clauzon G. (1982)** - Evolution géodynamique de la Provence septentrionale au cours du Miocène supérieur et terminal d'après les faunes de Rongeurs, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 294, p. 915-920.
- Aguilar J.P. (1981)** - Evolution des rongeurs miocènes et paléogéographie de la Méditerranée occidentale, Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 184 p.
- Aguilar J.P. (1982)** - Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 49-54.
- Aguilar J.P. (2002)** - Biochronologie des localités de mammifères du Sud-Est de la France In : « Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal » (D. Besson, G. Clauzon, R. Couëffé, Y. Dexcoté, S. Ferry, G. Jimenez Moreno, O. Parize, J-L. Rubino, J-P. Suc, B. Tessier), 15 (deposited at *Soc. Géol. France Library*).
- Aguilar J.P., Antoine P.O., Crochet J.Y., Lopez Martinez N., Métais G., Michaux J. & Welcomme J.L. (2003)** - Les mammifères du Miocène inférieur de Beaulieu (Bouches-du-Rhône, Fr), comparaison avec Wintershof-West et le problème de la limite MN3/MN4. *Coloquios de Paleontología*, Madrid, Spec. Publ., 1, p. 1-24.
- Aguilar J.P., Berggren W.A., Aubry M.P., Kent D.V., Clauzon G., Benammi M. & Michaux J. (2004)** - Mid-Neogene Mediterranean marine-continental correlations : an alternative interpretation, *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 204, p. 165-186.
- Aguilar J.P., Besson D., Clauzon G., Michaux J., Suc J.P. (soumis)** - Commentaire de l'article de J.J. Châteauneuf, H. Bauer, I. Cojan sur la « Présence d'une mangrove à *Avicennia* au Miocène moyen dans la région de Digne (Alpes-de-Haute-Provence) : implications stratigraphiques et paléoclimatiques. *C. R. Géoscience*, 338, p. 197-205.
- Aguilar J.P., Clauzon G. & Michaux J. (1999)** - Nouveaux Cricétidés (Rodentia, Mammalia) dans le Miocène moyen de la région de Digne (Alpes de Haute-Provence). Systématique, Biochronologie, Corrélations, *Palaeontographica*, Abt. A 253, p. 1-28.
- Aguilar J.P., Clauzon G., de Goër de Herve A., Maluski H., Michaux J. & Welcomme J.L., (1996)** - The MN3 fossil mammal-bearing locality of Beaulieu (Fr) : biochronology, radiometric dating, and lower age limit of the early Neogene renewal of the mammalian fauna in Europe, *Newsl. Stratigr.*, 34, p. 177-191.
- Aguilar J.P., Dubar M. & Michaud J. (1982)** - Nouveaux gisements à Rongeurs dans la formation de Valensole : la Tour près de Brunet, d'âge Miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange, près de Villeneuve, d'âge Pliocène moyen. Implications stratigraphiques, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295, p. 745-750.
- Agustí J., Cabrera L., Garcés M., Krijgsman, W., Oms O. and Parés J.M., (2001)** - A calibrated mammal scale for the Neogene of Western Europe. State of the art. *Earth-Sci. Rev.*, 52, p. 247-260.
- Ainsworth R.B. & Pattison S.A.J. (1994)** - Where have all the lowstands gone ? Evidence for attached lowstand systems tracts in the western interior of North America. *Geology*, 22, p. 415-418.
- Ainsworth R.B. & Walker R.G. (1994)** - Control of estuarine valley-fill deposition by fluctuations of relative sea level, Cretaceous Bearpaw-Horseshoe canyon transition, Drumheller, Alberta, Canada. in "Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences", R.W. Dalrymple, R. Boyd, and B.A. Zaitlin eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 159-174.
- Allen G. P. (1991)** - Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary--A model for macrotidal estuarine systems. in "Clastic Tidal Sedimentology", D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin, and R. A. Rahmani Eds, *Can. Soc. Pet. Geol.*, Mem. 16, p. 219-226.
- Allen G.P. & Posamentier H.W. (1991)** - Facies and stratal patterns in incised valley complexes : examples from the recent Gironde Estuary (Fr) and the Cretaceous Viking Formation (Canada). *Am. Assoc. Pet. Geol.*, Annual Meeting, Dallas, Texas, April 7-10, 1991.
- Allen G.P. & Posamentier H.W. (1993)** - Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde estuary, France, *J. Sediment. Petrol.*, 63, p. 378-391.

- Allen G.P., Laurier D. & Thouvenin J. (1979)** - Etude Sédimentologique du Delta de la Mahakam, Compagnie Française des Pétroles, *Notes et Mémoires*, 15, 115 p.
- Allen J.R.L. (1963)** - The Classification of Cross-stratified Units, with Notes on their Origin, *Int. Assoc. Sedimentology*, 2, p. 93-114.
- Allen J.R.L. (1978)** - Studies in fluvial sedimentation : an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites, *Sediment. Geol.*, 21, p. 129-147.
- Allen J.R.L. (1980)** - Sand waves : a model of origin and internal structure, *Sediment. Geol.*, Elsevier publ., Amsterdam, 24, 4, p. 281-328.
- Allen J.R.L. (1984)** - Principles of physical sedimentology, *G. Allen & Unwin ed.*, 272 p.
- Allen J.R.L. (1990)** - The Severn estuary in Southwest Britain : its retreat under marine transgression, and fine-sediment regime, *Sediment. Geol.*, 66, p. 13-28.
- Allen P.A. & Allen J.R.L. (1990)** - Basin Analysis : Principles and Applications, *Blackwell Sci. Publ.*, 451 p.
- Allen P.A. & Bass J.P. (1993)** - Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhône-Alps Region, Eastern France : implications for basin evolution, *Eclogae geol. Helv.*, 86, 1, p. 121-172.
- Allen P.A. & Homewood P. (1984)** - Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, 31, 1, p. 63-81.
- Allen P.A. & Homewood P. (1986)** - Foreland Basins. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, Blackwell Sci. Publ, 8, 453 p.
- Allen P.A., Crampton S.L. & Sinclair H.D. (1991)** - The inception and early evolution of the North Alpine foreland basin, Switzerland, *Basin Res.*, 3, p. 143-163.
- Allen P.A., Homewood P. & Williams G. (1986)** - Foreland basins : an introduction. in "Foreland Basins", P.A. Allen and P. Homewood eds, *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 8, p. 3-12.
- Allen P.A., Mange-Rajetzky M., Matter A. & Homewood P. (1985)** - Dynamic paleogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin, *Eclogae Geol. Helvetica*, 78, p. 351-381.
- Aloïsi J.C. (1986)** - Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à l'étude des marges passives, *Ph.D. dissertation, University of Perpignan*, Perpignan, France, 62 p.
- Ambert P. (1997)** - Les formations alluviales quaternaires de rive droite du Rhône entre Pont-Saint-Esprit et Avignon, *Journées Sci. ANDRA 20-21 octobre 1997*, Atlas p 23-25.
- Ambert P., Philip H. & Ritz J.F. (1998)** - Commentaires à la note de R. Lacassin, B. Meyer, L. Benedetti, R. Armijo et P. Tapponier, *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 327, p. 857-858.
- Amos C.L., Tee K.T. & Zaitlin B.A. (1991)** - The post-glacial evolution of Chignecto Bay, Bay of Fundy, and its modern environment of deposition, in D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, and R.A. Rahmani eds., *Clastic Tidal Sedimentology, Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 16, p. 59-90.
- Anadon P., Cabrera L., Colombo F, Marzo M. & Riba O. (1986)** - Syntectonic intra-formational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). *Foreland Basins*. Ed. A. Allen & P. Homewood., *Spec. Publs Int. Assoc. Sediment.*, 8, p. 259-271.
- Anastas A.S., Dalrymple R.W., James N.P. & Nelson C.S. (1997)** - Cross-stratified calcarenites From New-Zealand : subaqueous dunes in a cool-water, Oligo-Miocene seaway : *Sedimentology*, 44, p. 869-891.
- Anderson J.B., Siringan F.P. & Thomas M.A. (1990)** - Sequence stratigraphy of the late Pleistocene-Holocene Trinity/Sabine valley system : relationship to the distribution of sand bodies within the transgressive systems tract, *Gulf Coast Section SEPM Eleventh Annual Res. Conf.*, p. 15-20.
- Andre J.P., Biagi R., Moguedet G., Buffard R., Clement G., Redois F. & Baloge P.A. (2003)** - Mixed siliciclastic-cool-water carbonate deposits over a tide dominated epeiric platform : the Faluns of l'Anjou formation (Miocene, W. Fr), *Ann. Paléontol.*, 89, p. 113-123.
- Andreieff P., Anglada R., Carbonnel G., Catzigras F., Cavalier C., Châteauneuf J.J., Colomb E., Glintzboeckel C., Jacob C., Lay J., Lezard L., L'Homer A., Lorenz A., Mercier H. & Parfenoff, A. (1972)** - Contribution à l'étude de l'Aquitainien : la coupe de Carry-le-Rouet (Bouches-du-Rhône, Fr), *Bull. B.R.G.M.*, sér. 2, 1, 4, p. 135.
- Angelier J. & Mechler P. (1977)** - Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie : la méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. France*, XIX 6, p. 1309-1318.
- Anglada R. & Colomb E. (1970)** - Mém. DEA *Université Marseille*. Le Miocène de la Nerthe, 27 p.
- Anglada R. & Colomb E. (1975)** - Miocène : In "notice explicative de la feuille de Carpentras, carte géologique de la France à 1 : 50 000", p. 12-13.
- Anglada R. & Truc G. (1969)** - Présence de foraminifères dans l'Oligocène inférieur du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la Fr) ; conséquences paléo-écologiques et paléogéographiques, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, 269, p. 312-315.
- Anglada R. (1972)** - Etude des petits Foraminifères, *Bull. BRGM*, sér. II, section I, 4, p. 29-35.

- Anglada R. (1987)** - Le Burdigalien - Langhien dans le secteur des étangs (Bouches du Rhône, Fr), livret-guide excursion Groupe Français du Néogène, *Travaux lab. géol. historique et de paléontol., Univ. de Provence St-Charles*, 17 p.
- Anglada R., Gourinard Y., Lesueur J.L. & Rubino J.L. (1988)** - Les séquences de dépôt 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. France*, 34 p.
- Anglada, R., Arnaud, M., Babinot J.F., Brunel P., Catzigras F., Colomb E. & Jacquet O. (1978)** - L'extension de la transgression aquitanienne dans les Bouches-du-Rhône : les calcaires de Pied d'Autry (Allauch) et d'Eguilles, *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 286, p. 1563-1566.
- Apostolescu V. & Dellenbach J. (1999)** - Les Ostracodes oligocènes de Haute-Provence. Une contribution à la paléobiogéographie de l'Oligocène. ISBN 9513778-0-0, 44 p.
- Apostolescu V. & Guernet C. (1992)** - Les ostracodes oligocènes de la région Forcalquier-Manosque (bassin continental d'Apt, Haute-Provence), *Rev. de Micropal.*, 35/2, p. 91-115.
- Apostolescu V. & Dellenbach J. (1999)** - Contribution des ostracodes à la bio-stratigraphie et à la paléogéographie de l'Oligocène de Haute-Provence (SE France), *Géologie Méditerranéenne*, XXVI, 3-4, p. 153-183.
- Apostolescu V. & Dellenbach J. (1999)** - Les ostracodes oligocènes de Haute-Provence : une contribution à la paléobiogéographie de l'Oligocène, Paris : Impression diffusion graphique, p. 43.
- Apps G.M. (1987)** - Evolution of the Grès d'Annot Basin, S.W. Alps (*unpublished Ph.D. thesis*), *University of Liverpool*, Liverpool, U.K., 352 p.
- Arbey F., Clochiatti R., Gigot P., Gubler Y., Letendre L. & Rivière M. (1976)** - Découverte de cinérites dans les formations continentales carbonatées du Stampien dans le bassin de Manosque-Forcalquier Haute-Provence, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 282, p. 1093-1095.
- Archer A. W., and Feldman H.R., (1995)** - Incised valleys and estuarine facies of the Douglas Group (Virgilian)-Implications for similar Pennsylvanian sequences in the U.S. Mid-Continent. in "Sequence Stratigraphy of the Mid-Continent", N. J. Hyne ed., Tulsa, Geol. Soc., p. 119-140.
- Archer A.W., Lanier W.P. and Feldman H.R. (1994)** - Stratigraphy and depositional history within incised-paleovalley fills and related facies, Douglas Group (Missourian/Virgilian ; Upper Carboniferous) of Kansas, U.S.A. in "Incised valley systems-Origin and sedimentary sequences", R. Boyd, B. A. Zaitlin, and R. Dalrymple eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 175-190.
- Ardies G. W., Dalrymple R. W. & Zaitlin B. A. (2002)** - Controls on the geometry of incised valleys in the Basal Quartz unit (Lower Cretaceous), Western Canada, *Sediment. Basin J. Sediment. Res.*, 72 (5), p. 602-618.
- Ardies G.W. (1999)** - Sedimentology, depositional environments, and high-resolution sequence stratigraphy of the Horsefly, BAT, and Eilerslie (Basal Quartz) incised valleys, South-central Alberta, *Canada [unpublished M.Sc. thesis]*, *Queen's University*, 344 p.
- Ardies G.W., Dalrymple R.W. and Zaitlin B.A., (2002)** - Controls on the geometry of incised-valley systems in the Basal Quartz Unit (Lower Cretaceous), Western Canada Sedimentary Basin. *J. Sediment. Research*, 72, 5, p. 602-618.
- Arlhac P. & Rousset C. (1979)** - La nappe de Digne près de Gap (Hautes-Alpes) : sa place dans les Alpes externes Françaises, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 288, p. 47-50.
- Arlhac P., Catzigas F., Colomb M.E., Gervais J., Gouvernet C., Gueirard S., Lambert C., Mercier H., Nury D., Rousset C., Tempier C., Vincent H, Weydert P. & Rouire J. (1970)** - Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Pertuis, BRGM, Orléans.
- Arlhac P., Géraud Y., Raynaud S. & Terrier M. (1987)** - Néotectonique dans les terrains quaternaires de la Basse Durance (Fr) premiers résultats, *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, 16, p. 1019-1024.
- Arnaud C., Monleau M. et al. (1988)** - Le Burdigalien et le Langhien de Provence occidentale (Bouches du Rhône) : nouvelles données stratigraphiques et sédimentologiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. II, p. 779-784.
- Arnaud H., Debelmas J., Flandrin J., Gidon M. & Kerckhove C. (1976)** - Remarques et réflexions à propos de l'attribution au Néogène d'une partie des cargneules et des gypses alpins. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, 4, p. 973-979.
- Arnott R.W.C. (1988)** - Regression-transgression couplets of the Bootlegger Sandstone (Cretaceous), North-central Montana; the possible influence of the Sweetgrass Arch, in D.P. James and D.A. Leckie eds., *Sequences, Stratigraphy, Sedimentology; Surface and Subsurface*, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 15, p. 255-260.
- Arnott R.W.C., Zaitlin B.A. & Potocki D.J. (2000)** - Geological controls on reservoir distribution in the Lower Cretaceous Basal Quartz, Chin Coulee-Horsefly Lake area, South-central Alberta. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 48, p. 212-229.

- Arpin R., Gratier J.P. & Thouvenot F. (1988)** - Chevauchements en Vercors et Chartreuse, déduits de l'équilibre des données géologiques et géophysiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*.
- Arthaud F. & Matte P. (1975)** - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25, p. 139-171.
- Arthaud F. & Séguret M. (1981)** - Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, 23, p. 51-63.
- Arthaud F., Ogier M. & Séguret M. (1981)** - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord, *Bull. B.R.G.M.*, sér. 2(1) 3, p. 175-193.
- Artoni A. & Meckel L.D., III (1998)** - History and deformation of a thrust sheet top basin. the Barrême basin, western Alps, SE France. In "Cenozoic Foreland Basins of Western Europe", A. Mascle, C. Puigdefabregas, H.P. Luterbacher & M. Fernandez eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 213-237.
- Ashley G.M. & Renwick W.H. (1983)** - Channel morphology and processes at the riverine-estuarine transition, the Raritan River, New Jersey. in "Modern and Ancient Fluvial Systems", J.D. Collinson and J. Lewin, eds., *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 6, p. 207-218.
- Ashley G.M. (1990)** - Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem, *J. Sediment. Pet.*, 60, 1, p. 160-172.
- Asquith D.O. (1970)** - Depositional topography and major marine environments, Late Cretaceous, Wyoming, *AAPG Bull.*, 54, p. 1184-1224.
- Aubouin J. & Menessier G., (1962)** - Essai sur la structure de la Provence. In Livre Mém. Prof. Fallot (Ed.), Soc. Géol. France, Paris, 2, p. 45-98.
- Aubrat J., Giese P., Pascal G., Parrier G., Puntous P., Recq M. & Simonin A. (1967)** - Structure de la croûte terrestre dans les Alpes occidentales et la vallée du Rhône. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 265, p. 553-556.
- Aubrey W.M. (1989)** - Mid-Cretaceous alluvial-plain incision related to eustasy, Southeastern Colorado Plateau. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p. 339-443.
- Augendre M. (1997)** - Les enseignements des marqueurs en paléogéographie dans une aire volcanisée : l'exemple de la vallée de l'Allagnon en aval de Joursac. *Mém. Maîtrise, Univ. Lyon II*, 144 p.
- Aunay B. & Le Strat P. avec la collaboration de Aguilar J-P., Camus H., Clauzon G., Dörfliger N. (2002)** - Introduction à la géologie du karst des Corbières. *Rap. BRGM/RP-51595-FR*, 80 p.
- Avril G. (1989)** - Paléogéographie et paléoenvironnements de dépôt du Trias détritique du Sud des Alpes Françaises (partie orientale du "bassin du Sud-Est", *Thèse. Université de Nancy I*, 225 p.
- Azzouzi El M., Bernard-Griffiths J., Bellon H., Maury R.C., Piqué A., Fourcade S., Cotten J. and Hernandez J., (1999)** - Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série IIa* 329 (1999), p. 95-102.
- Bache F., Gorini C., Olivet J.L., Rabineau M., Duvail C., Le Strat P., Lofi J., Mauffret A. (2003)** - Le Miocène du Golfe du Lion : Description des unités sismiques et évolution de la marge. – Congr. Français de Sédimentologie, Bordeaux, *Publ. ASF*,
- Baker V.R. (1978)** - Adjustment of fluvial systems to climate and source terrain in tropical and subtropical environments. in "Fluvial Sedimentology", A.D. Miall ed., *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 5, p. 211-230.
- Ballesio R. & Archambault-Guezou J. (1980)** - Présence du Messinien dans la vallée du Rhône. *Géobios*, 13, p. 935-940.
- Ballesio R. (1972)** - Étude stratigraphique du Pliocène rhodanien. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 53, 333 p.
- Bally A. W. (1980)** - Basins and subsidence a summary. *Am. Geophys. Union Geodyn. Sér.*, 1, p. 5-20.
- Bally A.W. & Snelson S. (1980)** - Realms of subsidence, In A.D. Miall, ed., "Facts and principles of world petroleum occurrence", *Can. Soc. Petr. Géol. Mem.*, 6, p. 9-94.
- Banerjee I. & Kidwell S.M. (1991)** - Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy : an example From the Lower Cretaceous Mannville Group of Canada, *Sedimentology*, 38, p. 913-934.
- Bareen T.D. & James N.P. (1993)** - Holocene sediment dynamics on a cool-water carbonate shelf, Otway, Southeastern Australia. *J. Sediment. Pet.*, 63, p. 574-588.
- Barrière J., Bousquet J.C. & Toni C. (1973)** - Données nouvelles sur la néotectonique des costières du Gard. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 277, p. 285-288.
- Barruol G. and Granet M. (2002)** - A Tertiary asthenospheric flow beneath the Southern French Massif Central related to the west Mediterranean extension evidenced by upper mantle seismic anisotropy. *Earth Planet. Sci. Letters*, 202, p. 31-47.
- Bartek L.R., Anderson J.B. & Abdullah K.C. (1990)** - The importance of overstepped deltas and "interfluvial" sedimentation in the transgressive systems tracts of high sediment yield depositional systems. Brazos/Colorado deltas, Texas : Gulf Coast Section. *SEPM 11th Ann. Res. Conf.*, p. 59-70.
- Bartek L.R., Vail P.R., Anderson J.B., Emmet P.A. & Wu S. (1991)** - Effects of Cenozoic Ice Sheet Fluctuations in Antarctica on the Stratigraphic Signature of the Neogene. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 6753-6778.

- Baubron J.C. (1974)** - Etude de l'évolution magmatique des formations calco-alkalines tertiaires de Provence et de Haute-Provence par la géochimie du rubidium et du strontium. *Rapp. BRGM.*, 74, 37 p.
- Baubron J.C., Donville B, Magné J. & Wallez M.J. (1975)** - Datation absolue du volcanisme de Beaulieu (Bouches du Rhône, France). Conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc Géol. France*, 7, XVII, 5, p. 773-776.
- Baudrimont A.F. & Dubois P. (1977)** - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France, *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 1, p. 261-308.
- Baum G.R. & Vail P.R. (1988)** - Sequence stratigraphic concepts applied to Paleogene outcrops, Gulf and Atlantic basins, in "Sea level change : an integrated approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St. C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 309-327.
- Bayer R., Carozzo M.T., Lanza R., Miletto M. and Rey D. (1989)** - Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the western Alps, *Tectonophysics*, 162, p. 203-218.
- Beaudoin B. & Gigot P. (1971)** - Figures de courant et traces de pattes d'oiseaux associées dans la molasse miocène de Digne Basses Alpes (Fr), *Sedimentology*, 17, p. 241-256.
- Beaudoin B., Campredon R., Cotillon P. & Gigot P. (1975)** - Alpes méridionales Françaises, reconstitution du bassin de sédimentation, *IX Cong. Inter. Sedim. Nice field-trip guide-book*, 7, 237 p.
- Beaudoin B., Campredon R., Cotillon P. & Gigot P. (1975)** - Alpes méridionales Françaises-reconstitution du bassin de sédimentation, *9th Int. Sedimentological Congr.*, Nice, Proc. Excursion n° 7, p. 65-90.
- Beaudoin B., Gigot P. & Haccard D. (1970)** - Flysch et molasse, approche sédimentologique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, p. 664-672.
- Beaudrimont A. F. & Dubois P. (1977)** - Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France, *Bull. Centre des Rech. Explo. et Product. Elf Aquitaine*, 1, p. 261-308.
- Beaufort L. (1994)** - Climatic importance of the modulation of the 100 Ka cycle inferred from 16 Ma long Miocene records. *Paleoceanography*, 9, p. 821-834.
- Beaumont C. (1981)** - Foreland basins, *Geophys. J. of the Royal Astronomical Soc.*, 65, p. 291
- Beaumont C., Fullsack P. & Hamilton J. (1991)** - Erosional control of active compressional orogens. in "Thrust Tectonics", K.R. McClay ed., *Chapman Hall, New York*, p. 1-18.
- Beaumont C., Fullsack P.H. & Hamilton J. (1994)** - Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction of the underlying lithosphere, *Tectonophysics*, 232, p. 119-132.
- Beck C., Deville E., Blanc E., Philippe Y. & Tardy M. (1998)** - Horizontal shortening control of Middle Miocene siliciclastic accumulation (Upper Marine Molasse) in the Southern termination of the Savoy Molasse Basin (Northwestern Alps/Southern Jura), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 263-278.
- Beck R.A., Vondra C.F., Filkins F.E. & Olander J.D. (1988)** - Syntectonic sedimentation and Laramide basement thrusting, Cordilleran foreland; timing of deformation, in "Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt", C.J. Schmidt and W.J. Perry, Jr. eds, *GSA Memoir*, 171, p. 465-487.
- Becker A. (1999)** - *In situ* stress data From the Jura mountains - new results and interpretation. *Terra Nova*, 11, p. 9-15.
- Belderson R.H., Jonhson M.A. & Kenyon N.H. (1982)** - Bedforms. In "Offshore tidal sands", A.H. Stride ed., Chapman & Hall, Londres, p. 27-57.
- Bellon et Brousse (1971)** - L'âge oligo-miocène du volcanisme ligure. *C.R. Séances Acad. Sci. Paris*, sér. D, 272, 25, p. 3109-3111.
- Benedicto-Esteban A. (1996)** - Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe de Lion (partie Nord), Sud-Est France, *Thèse Doct. Géol. Univ. Montpellier 2*, 234 p.
- Bentley A. (1970)** - Sedimentation studies in the Lower Greensand; a report on the sedimentology of the Aptian and lower Albian strata near Leighton Buzzard, Bedfordshire, *B.Sc. thesis, Oxford University*, Oxford, 137 p.
- Berger (1976)** - Obliquity and precession for the last 5 Myr, *Astronomy Astrophysic*, 51, p. 127-135.
- Berger J.P. (1992)** - Correlative chart of the European Oligocene and Miocene : Application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.*, 85/3, p. 573 609.
- Berger J.P. (1999)** - Redefinition of European Oligo-Miocene Charophyte Biozonation. *Aust. J. Bot.*, 47, 3, p. 283-296.
- Bergerat B. (1985)** - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plateforme européenne, *Thèse Université Paris VI*.
- Bergerat F. (1987)** - Paléo-champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne au Front de l'orogène alpin. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 8, 3, p. 611-620.
- Bergerat F., Mugnier J.L., Guellec S., Truffert C., Cazes M., Damotte B. & Roure F. (1990)** - Extensional tectonics and subsidence of the Bresse basin : an interpretation From ECORS data. *Mém. Soc. Géol. France*, N.S., 156, p. 145-156.

- Berggren W.A. (1969)** - Rates of evolution in some Cenozoic planktonic foraminifera., *Micropaleontology*, 15, 3, p. 351-365.
- Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J. (1995)** - Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. *SEPM Spec. Publ.*, 54, 386 p.
- Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. & Aubrey M.P. (1995)** - A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy, in "Geochronology, Time scales and Global Stratigraphic Correlation", W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubrey and J. Hardenbol eds, *SEPM Spec. Publ.*, 54, p. 129-212.
- Berggren W.A., MILLER K.G. (1988)** - Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, 34, 4 p. 362-380.
- Bergman K. M. & Walker R.G. (1999)** - Campanian Shannon Sandstone : an example of a falling stage systems tract deposit. in "Isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation", K.M. Bergman and J.W. Snedden eds, *SEPM Spec. Publ.*, 64, p. 85-94.
- Bergman K.M. & Walker R.G. (1995)** - High-resolution sequence stratigraphic analysis of the Shannon Sandstone in Wyoming, using a template for regional correlation, *J. Sediment. Res.*, B65, p. 255-264.
- Bergman K.M. & Walker R.G. (1988)** - Formation of Cardium erosion surface E5, and associated deposition of conglomerate : Carrot Creek field, Cretaceous Western Interior seaway, Alberta, in "Sequences, stratigraphy, sedimentology : surface and subsurface", D.P. James and D.A. Leckie eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 15, p. 15-24.
- Berné S. (1991)** - Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique Française. *Thèse Doct. géol., Univ. Lille*, 295 p.
- Berne S., Allen G., Auffret J.P., Chamley H., Durand J. & Weber O. (1989)** - Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles, *Bull. Géol. Soc. France*, 8, p. 1145-1160.
- Berné S., Durand J. & Weber O. (1991)** - Architecture of modern subtidal dunes (sand waves), Bay of Bourgneuf, France. in "The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery", A. D. Miall and N. Tyler eds, *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3, p. 245-260.
- Berné S., Marsset T., Lericolais G., Bourillet J.-F. & De Batist M. (1998)** - Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces : examples From tide and wave dominated environments around France. *J. Sediment. Res.*, 68, p. 540-555.
- Berryhill Jr., H.L. (1986b)** - Sea level lowstand features of the shelf margin off Southwest Louisiana, in H.L. Berryhill, Jr., ed., Late Quaternary facies and structure, Northern Gulf of Mexico. *AAPG Studies in Geol.* 23, p. 225-240.
- Bessedik M. & Cabrera L. (1985)** - Le couple récif-mangrove à San Pau d'Ordal (Vallès-Pénédès, Espagne), témoin du maximum transgressif en Méditerranée nord-occidentale (Burdigalien supérieur - Langhien inférieur), *Newsl. Stratigr.*, 14, p. 20-35.
- Bessedik M. (1981)** - Une mangrove à *Avicennia L.* en Méditerranée occidentale au Miocène inférieur et moyen. Implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, t. 293, p. 469-472.
- Bessedik M. (1985)** - Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie, *Thèse Doct. Géol. Univ. Montpellier*, 2, 162 p.
- Bessis F. (1986)** - Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins : application to the Gulf of Lions margin. *Mar. and Pet. Geol.*, 3, p. 37-63.
- Besson D. & Parize O. (2000)** - Influence de la faille de la Durance sur la répartition spatiale et temporelle des dépôts du Miocène inférieur et moyen. *Rapp. E.N.S.M.P.*, 55 p. + annexes.
- Besson D. & Parize O. (2001)** - Analyse géométrique quantitative d'un système de vallées incisées : les paléovallées miocènes de Saumane et de Fontaine-de-Vaucluse (Bassin de Carpentras, SE France). - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, *Publ. A.S.F.*, Paris, 36, Poster, p. 47/1.
- Besson D. (1999)** - Géométrie de vallées incisées et des réservoirs associés. *Rapp. TOTALFINA - IUP Univ. Bordeaux III*, 100 p.
- Besson D. (2000)** - Analyse géométrique quantitative d'un système de vallées incisées : Les paléovallées à remplissage miocène de Saumane et Fontaine-de-Vaucluse. *D.E.A. Méth. Quant. et Modél. des Bassins Sédimentaires. E.N.S. Mines de Paris*, 60 p.
- Besson D. (2001)** - Analyse géométrique quantitative des relations entre la déformation et la sédimentation dans un bassin d'avant-pays : évolution spatio-temporelle de l'architecture du remplissage sédimentaire ; application au bassin rhodanien miocène. - Journée des Doctorants de l'Ecole Doctorale "Géosciences et Ressources Naturelles, Paris", *E.N.S. Mines de Paris*, Livre des Résumés, p. 25.
- Besson D. (2001)** - Stratigraphie isotopique Sr dans les séries miocènes du bassin d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France : intérêt et limitation de la méthode. *Rapp. E.N.S. Mines de Paris*, 55 p. + annexes.
- Besson D. (2002)** - La paléovallée à remplissage burdigalien de Lourmarin-Buoux-Courennes : implications stratigraphiques et paléogéographiques (Bassin d'Apt, SE de la Fr). - Journée des Doctorants de l'Ecole

- Doctorale "Géosciences et Ressources Naturelles, Paris", *E.N.S. Mines de Paris*, Livre des Résumés, p. 27.
- Besson D. (2003)** - Les systèmes de vallées incisées miocènes en relation avec l'évolution du bassin d'avant-pays alpin (bassin du Sud-Est de la France). - Journées des Doctorants "Géosciences et Ressources Naturelles", *E.N.S. Mines de Paris*, Livre des Résumés, p. 36-37.
- Besson D. (2005)** - Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, S.E. France) : relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. *Thèse Doct. « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires » E.N.S.M.P.*, ce volume.
- Besson D., Clauzon G., Couëffé R., Dexcoté Y., Ferry S., Jimenez Moreno G., Parize O., Rubino J.L., Suc J.P. & Tessier B. (2002a)** - Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal, Livret-guide d'excursion, Congrès « Strati 2002 ». 162 p., *en dépôt à la Soc. géol. France*.
- Besson D., Dennebouy S. & le groupe "Neogene Strontium Stratigraphy" (2002)** - Stratigraphie isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des séries néogènes du bassin d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France : intérêt et limitation de la méthode.- Strati 2002, 3^e Congr. Français de Stratigraphie, Lyon, Poster, p. 46-47.
- Besson D., Parize O. & Colson J. (2001)** - Quantitative geometric analysis of incised-valley systems : the paleo-valleys of Saumane and Fontaine-de-Vaucluse (Miocene Carpentras Basin, SE France). - 21st Meeting, Davos, *IAS 2001*, Abstracts and Programme, p. 79-80.
- Besson D., Parize O. & Rubino J.L. (2002)** - 3D representation of incised-valleys systems in foreland basin : the key to understand tectonics and eustatics interactions on depositional sequence (Western Alps, Fr). In "Incised Valleys Images and processes", Ed. R. Tillman, D. Leckie, B. Dalrymple, D. Nummedal, *SEPM Res. Conf.*, Casper, 10.
- Besson D., Parize O. & Rubino J.L. (2002)** - La paléovallée à remplissage burdigalien de Lourmarin-Buoux-Courrennes : implications stratigraphique et paléogéographique (Bassin d'Apt, SE de la Fr). - Strati 2002, 3^e Congr. Français de Stratigraphie, Lyon, p. 48-49.
- Besson D., Clauzon G., Couëffé R., Dexcoté Y., Ferry S., Jimenez G., Parize O., Rubino, J.L., Suc, J.P. & Tessier B. (2002b)** - Livret-guide de l'excursion « Le Néogène du bassin d'avant-pays Rhodano-Provençal », Congrès Strati 2002, *Publ. SGF.*, 162 p.
- Besson D., Parize O., Dalrymple R.W., Reynaud J.Y. & Rubino J.L. (2003)** - Evolution et dynamique des vallées incisées, à remplissage biodétritique, du Miocène inférieur périalpin. Une alternative au modèle silici-clastique. - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, *Publ. A.S.F.*, Paris, 38, p. 52-53.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L. (2003)** - Miocene Incised-Valleys System (IVS) related to Western Alps foreland basin evolution (Southeast France Basin), *Am. Assoc. Pet. Géol.*, Annual Meet., Salt Lake City, p. A14.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L., Clauzon G., Dalrymple R.W., James N. & Reynaud J.Y., (2003)** - Les systèmes de vallées incisées (IVS) du Miocène en relation avec l'évolution du bassin d'avant-pays alpin du SE de la France - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, *Publ. A.S.F.*, Paris, 38, p. 54-55.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L., Aguilar J.P., Aubry M.P., Beaudoin B., Berggren W. A., Clauzon G., Crumeyrolle P., Dexcoté Y., Fiet N., Iaccarino S., Jiménez-Moreno G., Laporte-Galaa C., Michaux J., von Salis K., Suc J.P., Reynaud J.Y., Wernli R., (2005)** - Un réseau fluvial terminal dans le sud-est de la France : remplissage, extension, âge, implications. *C. R. Geoscience*, 337, p. 1045-1054.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L., Aguilar J.P., Aubry M.P., Beaudoin B., Berggren W.A., Clauzon G., Crumeyrolle P., Dexcoté Y., Fiet N., Iaccarino S., Jiménez-Moreno G., Laporte-Galaa C., Michaux J., von Salis K., Suc J.P., Reynaud J.Y., Wernli R. (2005)** - Successive Miocene Alpine incised valley networks (SE France) : tectonic and stratigraphic implications on biostratigraphic correlations. RCMNS Vienne, Septembre
- Besson D., Parize O., Dalrymple R.W., James N., Reynaud J.Y., Rubino J.L. (2005)** - Huge Foreland Basin Incised-Valleys Systems (IVSs) as Witnesses of Compressional Stages : Case Study of the Western Alps Foreland Basin, Southeast France. AAPG conférence, Paris.
- Besson D., Parize O., Rubino J.L. (2005)** - Les réseaux fluviaux miocènes : le trait physiographique majeur du bassin molassique rhodano-provençal (BRMP). *Publication ASF*, 51, p. 27
- Besson D., Clauzon G., Parize O., Rubino J.L., Suc J.P. (2005)** - La quantification de la déformation à l'aide de repères stratigraphiques et géomorphologiques : l'exemple du Miocène rhodano-provençal. *Publication ASF*, 51, p. 26
- Besson D., Clauzon G., Parize O., Rubino J.L., Suc J.P. (2006)** - L'enregistrement de la déformation post-rift en Provence à l'aide de repères stratigraphiques et géomorphologiques. Colloque GDR Marges, Paris mars 2006, Poster

- Best J.L. & Ashworth P.J. (1997)** - Scour in large braided rivers and the recognition of sequence stratigraphic boundaries. *Nature*, 387, p. 275-277.
- Bethoux N., Ouillon G. & Nicolas M. (1998)** - The instrumental seismicity of the western Alps : spatio-temporal patterns analysed with the wavelet transform. *Geophys. J. Int.*, 135, p. 177-194.
- Betzler C., Brachert T.C., Braga J.C. & Martin J.M. (1997)** - Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (lower Tortonian, Agua Amarga Basin, Southern Spain) : implications for carbonate sequence stratigraphy. *Sediment. Geol.*, 113, p. 27-53.
- Beuf S., Biju-Duval B. & Gubler Y. (1961)** - Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thones (Savoie), du Champsaur (Hautes-Alpes) et de Clumanc (Basses-Alpes), *Trav. Lab. Géol. Fac. Grenoble*, 37, p. 143-152.
- Bhattacharya J.P. & Walker R.G. (1992)** - Deltas. In "Facies models Response to sea level change", R.G. Walker et N.P. James (Eds), *Geol. Assoc. Can.*, p. 157-177.
- Biagi R., André J.P., Moguedet G. & Vervialle J.P. (1996)** - Organisation de dépôts bioclastiques proximaux associés à une variation rapide du niveau marin relatif au Miocène supérieur (Ouest de la Fr). In "Carbonates intertropicaux", F.G. Bourrouilh-Le Jan ed, *Mém. Soc. Géol. France*, n.s., 169, p. 167-177.
- Bialkowski A. (2002)** - Stratigraphie isotopique (carbone et oxygène) des séries continentales d'un bassin d'avant-pays (Oligo-Miocène du bassin de Digne-Valensole). Paléoenvironnements et séquences de dépôt. - Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires", ENSMP - in *Mém. Sci de la Terre, ENSMP, Paris, 2004, n° 46, 237 p.*
- Biberon B. (1988)** - Mécanismes et évolution de chevauchements à vergences opposées. Exemple des structures de la Sainte-Victoire, *Thèse, Grenoble*.
- Bigot-Cormier F. (2002)** - La surrection du massif cristallin externe de l'Argentera (Fr-Italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-Ligure : arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine. *Thèse Univ. Nice-Sophia Antipolis*, 352 p.
- Bigot-Cormier F., Poupeau G. and Sosson M., (2000)** - Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la Fr) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, p. 363-370.
- Bigot-Cormier F., Sosson M., Poupeau G., Stéphan J.F., Labrin E. (in press)** - The denudation history of the Argentera Alpine External Crystalline Massif (Fr-Italy) : an overview From the analysis of fission tracks in apatites and zircons. *Tectonophysics*.
- Billard E., Derbyshire J., Shaw, & Rolph T. (1987)** - New data on the sedimentology and magnetostratigraphy of the loessic silts at Saint Vallier, Drôme France. *Catena*, 9, p. 117-128.
- Biochrom'97 (1997)** - Actes du Congrès Biochrom'97.
- Biondi P., Lerat O. & Phillips J. (1992)** - Synthèse structurale, sédimentologique, et géochimique du bassin Eocène-Oligocène de Manosque-Forcalquier (Alpes-de-Hautes-Provence). *Institut Français du Pétrole*, report 40151.
- Bizon, G., Bizon, JJ, Aubert, J., Oertli, HJ, (1972)** - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen : Oligocène au Quaternaire. Ed. Technip.
- Blair T.C. & Blondeau W.L. (1988)** - Development of tectonic cyclothem in rift, pull-apart, and foreland basins : Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16, p. 517-520.
- Blakeney B.A., Krystinik L.F. & Downey A.A. (1990)** - Reservoir heterogeneity in Morrow valley fills, Stateline trend : implications for reservoir management and field expansion. in "Morrow sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas", S.A. Sonnenberg, L.T. Shannon, K. Rader, W.F. von Drehle, and G.W. Martin eds, *Rocky Mountain Assoc. G.ol.*, p. 131-142.
- Blanc J.J. (1997)** - Géodynamique et histoire du karst. Application au Sud-Est de la France. *Quaternaire*, 8, p. 91-105.
- 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*, 941, p. 31-41.
- Blès J.L. & Gros Y. (1991)** - Stress field changes in the Rhone Valley From the Miocene to the present. *Tectonophysics*, 194, p. 265-277.
- Blow W. H. (1969)** - Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. - In *Proc. 1st Int. Conf. on Planktonic Microfossils*, P. Brönniman & H.H. Renz ed., Genève, 1967, E.J. Brill, Leiden, 1, p. 199-422.
- Bluck B.J. (1967)** - Sedimentation of beach gravels : examples From South Wales. *J. Sediment. Pet.*, 37, p. 128-156.
- Blum M.D. (1990)** - Climatic and eustatic controls on Gulf coastal plain fluvial sedimentation : an example From the late Quaternary River, Texas, in "Sequence stratigraphy as an exploration tool, concepts and

- practices in the Gulf Coast : Gulf Coast Section”, J.M. Armentrout and B.F. Perkins eds, *SEPM* 11th Annual Res. Conf. Program with Abstracts, p. 71-83.
- Blum M.D. & Törnqvist (2000)** - Fluvial response to climate and sea-level change : A review and look forward. *Sedimentology*, 47, Supplement 1, p. 2-48.
- Blum M.D. (1992)** - Modern Depositional Environments and Recent Alluvial History of the Lower Colorado River, Gulf Coastal Plain of Texas : Austin, Texas. unpublished Ph.D. dissertation, Univ. of Texas at Austin, 280 p.
- Blum M.D. (1993)** - Genesis and architecture of incised valley fill sequences : a late Quaternary example From the Colorado River, Gulf coastal plain of Texas, in “Siliciclastic sequence stratigraphy-recent developments and applications”, P. Weimer and H.W. Posamentier eds, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 58, p. 259-283.
- Blum M.D., Toomey R. S. III and Valastro S. Jr. (1994)** - Responses of fluvial systems to Late Quaternary climatic change, Edwards Plateau, Texas. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*
- Bodelle J. (1971)** - Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. *Doc. B.R.G.M.*, 2, p. 581.
- Boersma J.R. (1991)** - A large flood-tidal delta and its successive spill-over apron : detailed proximal-distal facies relationships (Miocene Lignite Suite, Lower Rhine Embayment, Germany), in “Clastic Tidal Sedimentology”, D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 16, p. 227-254.
- Bois C. (1993)** - Initiation and evolution of the Oligo-Miocene rift basins of Southwestern Europe : contribution of deep seismic reflection profiling. *Tectonophysics*, 226, p. 227-252.
- Bolli H. M., Saunders J. B. (1985)** - Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. in “Plankton stratigraphy”, Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K. eds, *Cambridge Univ. Press*, 1, p. 155-262.
- Bolli H.M. (1966)** - Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera, *Bol. Inf. Venez. Géol. min y petroi.*, 9, 1, p. 3-32.
- Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (1985)** - Plankton stratigraphy. *Cambridge Univ. Press*, 1 et 2.
- Bolliger T. (1997)** - The current knowledge of the biozonation with small mammals in the Upper Freshwater Molasse in Switzerland, especially the Hörnli-fan. *Mém. et Trav. EPHE, Inst. de Montpellier*, 21, Actes du Congrès "Biochrom'97", Montpellier 14-17/04, p. 501-513.
- Bonnet S., Guillocheau F. & Brun J.P. (1998)** - Relative uplift measured using river incision the case of the armorican basement (France). *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. II*, 327, p. 245-251.
- Bornand M. (1978)** - Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône, Unpublished PhD Thesis, *Univ. de Montpellier*, 377 p.
- Bouma (1961)** - Detailed graphic logs of sedimentary formations ; Session – Int. Geol. Congr., Part 23, p. 52-74.
- Bouma A.H., Rapport M.L., Orlando R.C. & Hampton M.A. (1980)** - Identification of bedforms in lower Cook Inlet, Alaska. *Sediment. Geol.*, 26, p. 157-177.
- Bourbon M., Caron J-M., de-Graciansky P-C., Lemoine M., Megard-Galli J., Mercier D. (1977)** - Mesozoic evolution of the Western Alps ; birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its European continental margin. In “Structural history of the Mediterranean basins”, Biju-Duval B, Montadert L Ed., p. 19-34.
- Bourgeois J. & Leithold E.H. (1984)** - Waveworked conglomerates-depositional processes and criteria for recognition. *Sedimentology*, 10, p. 331-343.
- Boussac J. (1912)** - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. Carte Géol. France*, 662 p.
- Bowen D.W. & Weimer P. (1997)** - Reservoir geology of incised valley-fill sandstones of the Pennsylvanian Morrow Formation, Southern Stateline trend, Colorado and Kansas. *18th Annual GCSSEPM Res. Conf.*, K.W. Shanley and B.F. Perkins, eds., , p. 55-66.
- Bowen D.W. & Weimer P. (in review)** - Reservoir geology of the Nicholas and Liverpool-Cemetery Fields, Stanton County, Kansas, and their significance to the regional interpretation of the Morrow Formation incised valley-fill systems in eastern Colorado and Western Kansas, *AAPG Bull.*
- Bowen D.W. & Weimer P. (in review)** - Sequence stratigraphy and reservoir géology of Morrow Sandstones (Lower Pennsylvanian), eastern Colorado and Western Kansas. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*
- Bowen D.W., Krystinik L.F. & Grantz R.E. (1990)** - Geology and reservoir characteristics of the Sorrento-Mt. Pearl field complex, Cheyenne Country, Colorado. in “Morrow sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas”, S.A. Sonnenberg, L.T. Shannon, K. Rader, W.F. von Drehle and G.W. Martin eds, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 67-78.
- Bowen D.W., Weimer P. & Scott A.J. (1993)** - The relative success of siliciclastic sequence stratigraphic concepts in exploration : examples From incised-valley fill and turbidite-systems reservoirs. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Mem.*, 58, p. 15-42.
- Boyd R., Dalrymple R.W. & Zaitlin B.A. (1992)** - Classification of clastic coastal depositional environments, *Sediment. Geol.*, 80, p. 139-150.

- Boyd R., Suter J. & Penland S. (1988)** - Implications of modern sedimentary environments for sequence stratigraphy, in "Sequences, stratigraphy, sedimentology : surface and subsurface", D.P. James and D.A. Leckie eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 15, p. 33-36.
- Boyd R., Suter J. & Penland S. (1989)** - Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments. *Geology*, 17, p. 926-929.
- Brachert T.C. & Dullo W.C. (2000)** - Shallow burial diagenesis of skeletal carbonates : selective loss of aragonite shell material (Miocene to Recent, Queensland Plateau and Queensland Trough, NE Australia) -implications for shallow cool-water carbonates. *Sediment. Geol.*, 136, p. 169-187.
- Brachert T.C., Forst M.H., Pais J.J., Legoinha P. & Reijmer J.J.G. (2003)** - Lowstand carbonates, highstand sandstones ? *Sediment. Geol.*, 155, p. 1-12.
- Bradley W.C. & Griggs G.B. (1976)** - Form, genesis, and deformation of central California wavecut platforms, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 433-449.
- Bramlette M.N. & Wilcoxon J.A. (1967)** - Middle Tertiary calcareous nannoplankton of the Ciperio section, Trinidad, *W. I. Tulane Stud. Geol.*, 5, p. 93-131.
- Brasseur R., (1962)** - Etude géologique du massif de Suzette (Vaucluse). Thèse Sci. Lyon, 1 vol. Texte 195 p., 1 carte.
- Bremaecker de J.C. (1987)** - Thrust sheet motion and earthquake mechanisms. *Earth Planet. Sci. Letters*, 83, p. 159-166.
- Brew D. S. (1997)** - The Quaternary history of the subtidal central Wash, eastern England. *J. Quatern. Sci.*, 12, p. 131-141.
- Brew D.S., Holt T., Pye K. & Newshaw R. (2000)** - Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Fenland embayment, eastern England, in "Holocene land-ocean interaction and environmental change around the North Sea", L. Shennan and J. Andrews eds, *Geol. Soc. (London) Spec. Publ.*, 166, p. 253-273.
- Bridge J. & Leeder M. (1979)** - A simulation model of alluvial stratigraphy. *Sedimentology*, 26, p. 617-644.
- Bridge J.S. (1985)** - Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits : a critical perspective. *Sedimentology*, 40, p. 801-810.
- Bridges P.J. (1982)** - Sedimentology of a tidal sea : The Lower Greensand of Southern England. in "Offshore tidal sands", A.H. Stride ed., London, Chapman and Hall, p. 183-189.
- Bristow C. (1994)** - A new look at the lower Greensand using ground-penetrating radar. *Geol. Today*, 10, p. 24-27.
- Bristow C. (1995)** - Internal geometry of an ancient tidal bedforms, revealed using ground penetrating radar. in "Tidal signatures in modern and ancient sediments", B.W. Flemming and A. Bartholoma eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 24, p. 313-328.
- Bristow C.S., Best J.L. & Roy A.G. (1993)** - Morphology and facies models of channel confluences. in "Alluvial Sedimentation", M. Marzo and C. Puigdefabregas eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 17, p. 91-100.
- Brousse R. & Bellon H. (1983)** - Réflexions chronologiques et pétrologiques sur le volcanisme associé au développement des rifts de France. In « Rifts et fosses anciens, Tectonique, Volcanisme, Sedimentation » Table ronde du CNRS, CNRS workshop. *Bull. Centres Rech. Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 409-424.
- Brousse R. & Lefèvre C. (1990)** - Le volcanisme en France et en Europe limitrophe. *Guide Géologique Régionaux*, 29, Masson, Paris, 262 p.
- Brown L.F., & Fischer W. L. (1977)** - Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems; examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In "Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration", Payton C.E. Ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 213-248.
- Brown L.F., Benson J.M., Brink G.J., Doherty S., Jollands A., Jungslager E.H.A., Keenan J.H.G., Muntingh A. & Van Wyk N.J.S. (1993)** - Atlas of seismic and sequence stratigraphy in petroleum exploration, post-rift Cretaceous strata, Pletmos, Bredasdorp, and Orange River Basins, offshore South Africa, *Am. Assoc. Pet. Geol.*, Studies in Geology.
- Bruhn R. & Steel R. (2003)** - High-resolution sequence stratigraphy of a clastic foredeep succession (Paleocene, Spitsbergen) : an example of peripheral-bulge-controlled depositional architecture, *J. Sediment. Res.*, 73, 5, p. 745-755.
- Brush L.M. & Wolman M.G. (1960)** - Knickpoint behavior in noncohesive material : a laboratory study, *GSA Bull.*, 71, p. 59-74.
- Buck S.G. (1987)** - Facies and sedimentary structures of the Folkestone beds (Lower Greensand, Early Cretaceous) and equivalent strata in Southern England. *Ph. D. thesis, Reading Univ.*, Reading, 826 p.
- Burbank D.W. & Verges J. (1994)** - Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. *J. Geophys. Res.*, 99, 20, p.281-297.

- Burbank D.W. (1992)** - Causes of recent Himalayan uplift deduced From deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, 357, p. 680-683.
- Burbank D.W., Engesser B., Matter A. & Weidmann M. (1992)** - Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas, and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. *Eclogae geol. Helv.*, 85/2, p. 399-431.
- Burkhard M. & Sommaruga A. (1998)** - Evolution of the western Swiss Molasse basin : structural relations with the Alps and the Jura belt. In "Cenozoic Foreland Basins of Western Europe", A. Mascle *et al.* eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 279-298.
- Burkhard M. (1990a)** - Aspects of large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae geol. Helv.*, 83, p. 585-602.
- Burkhard M. (1990b)** - Ductile deformation mechanisms in micritic limestones naturally deformed at low temperatures (150-350° C). In "Deformation mechanisms rheology and tectonics", R.J. Knipe *et al.* Eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 54, p. 241-257.
- Burrus J. (1984)** - Contribution to a geodynamic synthesis of the provençal basin (North-Western Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55, p. 247-269.
- Burton J. & Walker R.G. (1999)** - Linear shoreface transgressive shoreface sandbodies controlled by fluctuations of relative sea level : lower Cretaceous Viking Formation in the Joffre-Mikwan-Fenn area, Alberta, Canada. in "Isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation", K.M. Bergman and J.W. Snedden eds, *SEPM Spec. Publ.*, 64, p. 255-272.
- Busy C.J. & Ingersoll R.V. (1995)** - Tectonics of sedimentary basins. *Blackwell Science*.
- Butcher S.W. (1990)** - The knickpoint concept and its implications regarding onlap to the stratigraphic record, in "Quantitative dynamic stratigraphy, Englewood Cliffs", T.A. Cross ed., New Jersey, Prentice-Hall, p. 375-387.
- Butler R.W.H. (1992)** - Evolution of Alpine Fold-Thrust Complexes : A Linked Kinematic Approach. *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*. S. V. Mitra & G.W. Fisher ed., J. Hopkins University Press, p. 29-44.
- Butler R.W.H. (1992)** - Structural evolution of the western Chartreuse fold and thrust system, NW French Subalpine chains. In "Thrust tectonics", K.R. Mc Clay ed., Chapman & Hall, p. 287-298.
- Butler R.W.H., Matthews S.J. & Parish M. (1986)** - The NW external Alpine Thrust Belt and its implications for the geometry of the Western Alpine Orogen. In "Collision tectonics", Coward M.P. & Ries A.C. ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, p. 245-260.
- Cahuzac B., Turpin L. & Bonhomme P. (1997)** - Sr isotope record in the area of the lower Miocene historical stratotypes of the Aquitaine basin (France) - in "Miocene Stratigraphy, an integrated approach", Montanari *et al.* eds, *Developments in Palaeontol. and Stratigr.*, 15, p. 33-56.
- Callec Y. (2001)** - La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'Arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). *Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"*, Ecole des Mines de Paris - Mém. Sci. de la Terre, ENSMP, Paris, 43, vol. texte 347 p. + vol. figures.
- Cameron W.M. & Pritchard D.W. (1963)** - Estuaries. in "The sea", M.N. Hill ed., New York, Intersc., 2, p. 306-324.
- Campbell C.V. (1967)** - Lamina, Laminaset, Bed and Bedset - *Sedimentology*, 8, p. 7-26.
- Campbell C.V. (1976)** - Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 60, p. 1009-1020.
- Campbell C.V. (1979)** - Model for beach shoreline in Gallup Sandstone (Upper Cretaceous) of Northwestern New Mexico, *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Circular*, 164, 32 p.
- Campredon R. & Giannerini G. (1982)** - Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales) : un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géol. Alpine*, 58, p. 15-50.
- Campredon R. (1977)** - Les formations paléogènes des Alpes Maritimes Franco-italiennes. *Soc. Géol. France Mém.* 9, 199 p.
- Camus H. (2001)** - Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, p. 549-562.
- Cande S.C. & Kent D.V. (1992)** - A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97, p. 13917-13951.
- Cande S.C. & Kent D.V. (1995)** - Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 100 (B4), p. 6093-6095.
- Cant D.J. & Abrahamson B. (1996)** - Regional distribution and internal stratigraphy of the Lower Mannville. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 44, p. 508-529.
- Cant D.J. & Stockmal G.S. (1989)** - The Alberta Foreland Basin : relationship between stratigraphy and Cordilleran terrane-accreting events. *Can. J. Earth Sci.*, 26, p. 1964-1975.

- Cant D.J. (1996)** - Sedimentological and sequence stratigraphic organization of a foreland clastic wedge, Mannville Group, Western Canada Basin. *J. Sediment. Res.*, 66, p. 1137-1147.
- Capo R.C. & DePaolo J.D. (1990)** - Seawater strontium isotopic variations from 2,5 years ago to the present. *Science*, 249, p. 51-55.
- Carannante G. & Simone L. (1988)** - Foramol carbonate shelves as depositional site and source area : recent and ancient examples From the Mediterranean region. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, 72, p. 993-994.
- Carannante G., Severi C. & Simone L. (1996)** - Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins : an example from the Miocene of the central-Southern Apennines (Italy). *Mem. Soc. Géol. France*, 169, p. 277-288.
- Carannate G., Estaban M., Milliman J.D. & Simone L. (1988)** - Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators : problems and limitations. In "Non tropical shelf carbonates - Modern and ancient", C.S. Nelson ed., *Sediment. Geol.*, 60, 1-4, p. 333-346.
- Carbon D., Combes P., Cushing M. & Granier T. (1993)** - Enregistrement d'un paléoséisme dans des sédiments du Pléistocène supérieur dans la vallée du Rhône : quantification de la déformation, *Géol. Alpine*, 69, p. 33-48.
- Carbonnel G. (1969)** - Les ostracodes du Miocène rhodanien. - *Doc. Lab. Géol. Fasc. Sci., Lyon*, 32, 469 p.
- Carbonnel G., Chateaufeuf J.L., Feist-Castel M., Graciansky P.C. & Vaney-Liaud M. (1972)** - Les apports de la paléontologie (spores et pollens, charophytes, ostracodes, mammifères) à la stratigraphie et à la paléogéographie des molasses de l'Oligocène supérieur de Barrême (Alpes de Haute-Provence), *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 275. p. 2599-2602.
- Caron V., Nelson C.S. & Kamp P.J.J. (2004)** - Transgressive surfaces of erosion as sequence boundary markers in cool-water shelf carbonates. *Sediment. Geol.*, 164, Issues 3-4, p.179-189.
- Casagrande L. (1985)** - Evolution tectono-sédimentaire post-éocène de la bordure Ouest des Baronnies et du massif de Suzette. (Chaînes subalpines des Baronnies), *Thèse Univ. Paris-Sud Orsay*, 214 p. + annexes, 165 p.
- Casagrande L. (1987)** - Sur la genèse de la structure arquée de Nyons - Chaînes subalpines, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 1115-1120.
- Casagrande L. (1989)** - Évolution tectono-sédimentaire mio-pliocène du bassin du Comtat Venaissin (Vallée du Rhône). *Géologie de la France*, BRGM, 3, p. 13-20.
- Casey R. (1961)** - The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, 3, p. 487-622.
- Caston V.N.D. & Stride A.H. (1970)** - Tidal sand movement between some linear sand banks in the North Sea off Northeast Norfolk. *Mar. Geol.*, 9, p. M38-M42.
- Caston V.N.D. (1972)** - Linear sandbanks in the Southern North Sea, *Sedimentology*, 18, p. 63-78.
- Cattaneo A. & Steel R.J. (2003)** - Transgressive deposits : a review of their variability. *Earth Sci. Rev.*, 62, p. 187-228.
- Catuneanu O., (2002)** - Sequence stratigraphy of clastic systems : concepts, merits, and pitfalls. *J. African Earth Sciences*, 3(1), p. 1-43.
- Catuneanu O., Sweet A.R. and Miall A.D. (2000)** - Reciprocal stratigraphy of the Campanian-Paleocene Western Interior of North America. *Sediment. Geol.*, 134, 3-4, p. 235-255.
- Catuneanu O., Sweet A.R. & Miall A.D. (1997)** - Reciprocal architecture of Bearpaw T-R sequences, uppermost Cretaceous, Western Canada Sedimentary Basin, *Bull. Can. Pet. Geol.*, 45, p. 75-94.
- Catuneanu O., Willis A. and Miall A.D. (1998)** - Temporal significance of sequence boundaries : *Sediment. Geol.*, 121, p. 157-178.
- Cavalier C. (1984)** - Paleogene. In « Synthèse Géologique du Sud-Est de la France », S. Debrand-Passard ed, *Mém. BRGM*, Orléans, 126, p. 389-468.
- Chabert-Pelline C. (1996)** - Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines de Haute-Provence, France). *Thèse Univ. Nice-Sophia Antipolis*.
- Chambers A.F. (1992)** - Kinematics of the Frontal Himalayan thrust belt, Pakistan, and the External western Alps, France. [unpublished Ph.D. thesis], Univ. of London, U.K., 343 p.
- Champion C. (1999)** - Déformation de la Provence occidentale depuis le Miocène : étude structurale, utilisation de surfaces géomorphologiques marqueurs et analyse quantitative du relief. *Thèse Doct. Univ. De Droit, d'Economie et des sciences Aix-Marseille III*, Spécialité : géologie structurale, géomorphologie.
- Champion C., Choukroune P., Clauzon G. (2000)** - La déformation post-Miocène en Provence occidentale, *Geodinamica Acta*, 13, p. 67-85.
- Channell J.E.T. (1986)** - Paleomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins. In "Collision tectonics", M.P. Coward & A.C. Ries ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, p. 261-284.
- Chantepie M. (1990)** - Le volcanisme basaltique miocène et pliocène dispersé de la région de Clermont-Ferrand et sur le plateau des Dômes. Etude pétrologique et géochronologique. Implications volcanologiques et morpho-tectoniques. *Mém. DEA*, Univ. Clermont-Ferrand II, 38 p.

- Chantraine J., Autran A., Cavalier C., Alabouvette B., Barféty J.C., Cecca F., Clozier L., Debrand-Passard S., Dubreuilh V., Feybesses J.L., Guennoc P., Le Dru P., Rossi P., Ternet Y. (1996)** - Carte géologique de la France au 1/1 000 000, *B.R.G.M.*, Orléans.
- Charvin K. (2003)** - Influence et modalité d'enregistrement des variations eustatiques et de la tectonique dans les bassins à forte subsidence (bassin d'avant-pays ou de collapse) : vitesse relative des phénomènes, *mémoire DEA « Méthodes quantitatives et modélisation des bassins sédimentaires »*, IFP, 30 p.
- Chen W.S., Ridgway K.D., Horng C.S., Chen Y.G., Shea K.S. & Yeh M.G. (2001)** - Stratigraphic architecture, magnetostratigraphy, and incised-valley systems of the Pliocene-Pleistocene collisional marine foreland basin of Taiwan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, p. 1249-1271.
- Chevalier J.P. (1961)** - Recherche sur les madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale - Atlas paléontologique. *Thèse d'état*, Univ. Paris, *Mém. Soc. Géol. France*, sér. A, 93, 560 p.
- Chiocci F.L. (1994)** - Very high resolution seismics as a tool for sequence stratigraphy applied to outcrop scale-examples From eastern Tyrrhenian margin Holocene-Pleistocene deposits. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 78, p. 378-395.
- Chiocci F.L., Orlando L. & Tortora P. (1991)** - Small-scale seismic stratigraphy and paleogeographical evolution of the continental shelf facing the SE Elba island (Northern Tyrrhenian sea, Italy). *J. Sediment. Petrol.*, 61, 4, p. 506-526.
- Christie-Blick N. (1991)** - Onlap, offlap and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Mar. Geology*, 97, p. 35-56.
- Christie-Blick N., Mountain G.S. & Miller K.G. (1990)** - Stratigraphic and seismic stratigraphic record of sea-level change. in "Sea-Level Change", Washington, D.C., *National Academy Press*, p. 116-140.
- Christopher J.E. (1984)** - The Lower Cretaceous Mannville Group, Northern Williston basin region, Canada. in "The Mesozoic of Middle North America", D.F. Stott and D.J. Glass eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 9, p. 109-126.
- Clark S.L. (1987)** - Seismic stratigraphy of Early Pennsylvanian Morrowan sandstones, Minneola Complex, Ford and Clark Counties, Kansas. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 71, p. 1329-1341.
- Clarke J.D.A., Bone Y. & James N.P. (1996)** - Cool-water carbonates in an Eocene palaeoestuary, Norseman Formation, Western Australia. *Sediment. Geol.*, 101, p. 213-226.
- Clauzon G. & Robert C. (1984)** - La sédimentation argileuse du Miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron/Basse-Durance (Provence, Fr) : implications paléogéographiques. *Paléobiol. Cont.*, Montpellier, 14, p. 205-224.
- Clauzon G. (1973)** - The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. *Deep Sea Drill. Proj., Initial Rep.*, Washington, 13, Part 2, p. 1251-1256.
- Clauzon G. (1974)** - L'hypothèse eustatique et le creusement prépliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, 83, 456, p.129-140.
- Clauzon G. (1975)** - Sur l'âge villafranchien du chevauchement subalpin au droit de Puimoisson (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, t. 280, p. 2433-2436.
- Clauzon G. (1975a)** - La genèse des brèches messiniennes du Midi méditerranéen Français. *IX Congrès Int. Sédimentologie*, Thème 4, 1, p. 41-50.
- Clauzon G. (1978)** - The Messinian Var canyon (Provence, Southern France) : Paleogeographic implications. *Mar. Geology*, Amsterdam, 27, 1-2, p. 231-246.
- Clauzon G. (1979)** - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 29, p. 15-40.
- Clauzon G. (1981)** - Révision du stratotype du Pontien méditerranéen (Depéret, 1893) et relations de cet étage continental avec l'évolution géodynamique de la marge méditerranéenne Française au Miocène supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 293, p. 309-314.
- Clauzon G. (1982)** - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du « dessiccated deep-basin model » (Hsü, Cita et Ryan, 1973), *Bull. Soc. Géol. France*, Paris (7), XXIV, 3, p. 597-610.
- Clauzon G. (1982b)** - La mise en place au Pleistocène inférieur (Villafranchien supérieur) du Front subalpin sur la bordure sub-orientale du bassin de Digne-Valensole : incidences géodynamiques. *Coll. Le Villafranchien méditerranéen* (Lille 1982) 1, p. 145-169.
- Clauzon G. (1984)** - Evolution géodynamique d'une montagne Provençale et de son Piémont : Exemple du Lubéron (Vaucluse, Fr). Colloque « Montagnes et Piémonts », R.G.P.S.O., I, Toulouse, p. 427-442.
- Clauzon G. (1987a)** - Neogene geodynamical evolution of a pyreneo-mediterranean graben : the Roussillon example (Southern Fr). Proceedings of the VIIIth RCMNS Congress. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.*, vol. LXX, Budapest, p. 220-226.
- Clauzon G. (1988)** - Évolution géodynamique pliocène du bassin de Cucuron, Basse Durance : une mégaséquence régressive de comblement d'une ria pliocène consécutive à la crise de salinité messinienne. *Géol. Alpine, Mém. H. sér.*, 14, p. 215-226.

- Clauzon G. (1989)** - La genèse des terrasses fluviales d'après l'exemple des fleuves méditerranéens français. *Publ. ASF*, Paris, 10, p. 71-72.
- Clauzon G. (1990)** - Génèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. *Travaux Univ. Aix-Marseille*, 78 p.
- Clauzon G. (1996)** - Limites de séquences et évolution géodynamiques. *Géomorphologie*, 1, p. 3-22.
- Clauzon G. (2002)** - L'épisode de ravinement messinien et le remblaiement pliocène en Gilbert delta. In « Le Néogène du bassin d'avant-pays rhodano-provençal », D. Besson, G. Clauzon, R. Couëffé, Y. Dexcoté, S. Ferry, G. Jimenez Moreno, O. Parize, J-L. Rubino, J-P. Suc, B. Tessier, p. 16-22 (deposited at Soc. Géol. France Library).
- Clauzon G. (2003)** - Cartographie du ravinement messinien et de son remblaiement pliocène. In 6^{ème} édition révisée de la carte géologique de la France au 1/1 000 000, *B.R.G.M.*, Orléans.
- Clauzon G., Aguilar J.P. & Michaux J. (1987)** - Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées Orientales, France). Exemple d'évolution géodynamique d'une ria méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 304, p. 585-590.
- Clauzon G., Aguilar J.P. & Michaux J. (1987)** - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute-Provence, Fr). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 305, p. 133-137.
- Clauzon G., Aguilar J.P. & Michaux J. (1989)** - Relation temps-sédimentation dans le Néogène méditerranéen Français, *Bull. Soc. Géol. France*, 5, p. 361-372.
- Clauzon G., Puig J.M. & Guendon J.L. (1997)** - Géomorphologie quantitative et paléogéomorphologie dans les karsts du domaine méditerranéen : livret-guide de l'excursion. Journées de l'Association Française de Karstologie, Aix-en-Provence, CAGEP-Institut de Géographie d'Aix-en-Provence.
- Clauzon G., Rubino J.L. & Savoye B. (1995)** - Marine Pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast - a typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. *Publ. ASF*, Paris, 23 p. 145-222.
- Clauzon G., Suc J.P., Gautier F., Berger A. & Loutre M.F. (1996)** - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis. Controversy resolved. *Geology*, 24, p. 363-366.
- Clifton H.E. (1982)** - Estuarine deposits. "Sandstone Depositional Environments", in P.A. Scholle & D. Spearing eds, Tulsa, OK, *Am. Assoc. Pet. Geol.*, p. 179-189.
- Clifton H.E. (1983)** - Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. *J. Sediment. Pet.*, 53, p. 353-369.
- Cloetingh S. (1986)** - Intraplate stresses : a new tectonic mechanism for relative fluctuations of sea level. *Geology*, 14, p. 617-620.
- Cloetingh S. (1988)** - Intraplate stresses : a tectonic cause for 3rd-order cycles in apparent sea level. in "Sea-level Changes : An Integrated Approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.S. Posamentier, J. Van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 19-30.
- Cochran J. (1980)** - Some remarks on isostasy and the long-term behaviour of the continental lithosphere, *Earth Planet. Sci. Letters*, 46, p. 266-274.
- Cojan I., Renard M. (1997)** - Sédimentologie - Masson Ed., Paris, Coll. Enseignement des sciences de la Terre, 418 p.
- Colella A. (1988)** - Gilbert-type fan deltas in the Crati basin (Pliocene-Holocene, Southern Italy). Int. Workshop on fan deltas, Calabria, Italy, A. Colella ed., *Excursion guidebook*, p. 17-78.
- Coleman J.M. & Wright, L.D., (1978)** - Sedimentation in an arid macro-tidal alluvial river system : Ord River, Western Australia. *J. Geology*, 86, p. 621-642.
- Coleman J.M. (1969)** - Brahmaputra River : channel processes and sedimentation. *Sediment. Geol.*, 3, p. 129-239.
- Coleman J.M. (1981)** - Deltas : processes of deposition and models for exploration (2nd ed.) : Minneapolis, Minnesota, Burgess, 124 p.
- Coleman J.M., Prior D.B. & Lindsay J.F. (1983)** - Deltaic influences on shelf edge instability processes, *SEPM*, Spec. Publ., 33, p. 121-137.
- Colman S.M. & Mixon R.B. (1988)** - The record of major Quaternary sea-level changes in a large coastal plain estuary, Chesapeake Bay, eastern United States. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 68, p. 99-116.
- Colman S.M., Berquist C.R. & Hobbs C.H. III (1988)** - Structure, age and origin of the bay-mouth shoal deposits. Chesapeake Bay, Virginia. *Mar. Geol.*, 83, p. 95-113.
- Colman S.M., Halka J.P. & Hobbs C.H., III (1992)** - Patterns and rates of sediment accumulation in Chesapeake Bay during the Holocene rise in sea level. in "Quaternary Coasts of the United States : Marine and Lacustrine Systems", Fletcher, C.H. III and Wehmiller J.F. eds, *SEPM Spec. Publ.*, 48, p. 101-111.

- Colomb E. & Roux R.M. (1978)** - La Crau. Données nouvelles et interprétations. *Géol. Méditerran.*, V, p. 303-324.
- Colomb E. & Roux R.M. (1986)** - La Crau, histoire plio-pléistocène. *Méditerranée*, 57, p. 31-42.
- Colomb E. (1965)** - Etude stratigraphique et Sédimentologique des Terrains d'Age Miocène des Bordures Nord et Ouest de l'Etang de Berre. *D.E.S. Fac. Sciences Marseille*, 71 p.
- Colomb E. (1982)** - Relations plate-forme carbonatée - continent dans le cas de la transgression miocène dans les Alpilles (B.-du-Rh.). *Géol. Méditerranéenne*, IX, 3, 1982, p. 213-215.
- Colomb E., Gervais J. & Rouire J. (1967)** - Sur la tectonique post-miocène entre Lambesc et Pelissane, *Bull. Soc. Géol. France.*, IX, p. 593-595.
- Combaluzier C. (1932)** - Le Miocène de la Basse-Provence. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 35, p. 1-170.
- Combaluzier Ch. (1932)** - Le Miocène de Basse-Provence. *Bull. Soc. carte géol.*, 182, XXXV, p.441-623.
- Combes P. (1984)** - La tectonique récente de la Provence Occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. *Thèse, Strasbourg*.
- Combes Ph., Carbon D., Cushing M., Granier TR. & Vaskou P. (1993)** - Mise en évidence d'un paléoséisme pléistocène dans la vallée du Rhône : implications sur les connaissances de la sismicité en France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 317, p. 689-696.
- Combes Ph. & Carbon D. (1997)** - Géologie structurale du Gard Rhodanien entre les failles de Nîmes et des Cévennes, Etude du Gard rhodanien. *Journées Sci. ANDRA*, 20-21 octobre, Atlas, p. 26-27.
- Combes Ph. & Carbon D. (1999)** - Néotectonique et sismicité du Gard Rhodanien. *Actes Journées Sci. ANDRA « Etude du Gard Rhodanien »*, EDP Sciences Publ., Les Ulis, p. 93-114.
- Comité des Techniciens de la Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel (1986)** - Corps sédimentaires, exemples sismiques et diagraphiques. *Ed. Technip*, Paris, 349 p.
- Commentaires à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Rolando Armijo et Paul Tapponnier (1998)** - *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 327, p. 855-856.
- Cornet C. (1965)** - Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène. *Mém. Soc. Géol. France*, 103, 252 p.
- Cotillon P., Latreille G., Mein P. & Rio M. (1973)** - Manifestations de mouvements tectoniques anté-oligocènes dans la partie sud de l'arc de Castellane les formations conglomératiques du bassin tertiaire de Jabron (Var). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, t. 276, p. 2361-2364.
- Couëffé R. & Maridet O. (2003)** - Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse Marine du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE Fr). Implications stratigraphiques et tectoniques, *Ecologæ geol. Helv.*, 9, 6, p. 197-207.
- Couëffé R. (2003)** - La préservation du temps dans les enregistrements sédimentaires : analyse quantitative à l'intérieure de la Molasse Marine miocène du bassin d'avant-chaîne de Digne (Alpes de Haute Provence, Sud-Est de la France), *Thèse Doct. Géol., Univ. Caen*, 326 p.
- Couëffé R., Tessier B., Gigot P. and Beaudoin B. (2004)** - Tidal Rhythmites as Possible Indicators of Very Rapid Subsidence in a Foreland Basin : an Example from the Miocene Marine Molasse Formation of the Digne Foreland Basin, SE France. *J. Sedimentary Res.*, 74, 6, p. 746-759.
- Couëffé R., Tessier B., Gigot P. & Beaudoin B. (2001)** - Le temps préservé sous forme de sédiments : résultats semi-quantitatifs obtenus dans la Molasse Marine miocène du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, Sud-Est de la Fr). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, p. 5-11.
- Coutellier V. (1985)** - Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale. Exemple des marges du Golfe du Lion et de la Provence Occidentale : Ph.D. dissertation, *Univ. of Paris VI*, Paris, France, 189 p.
- Cowan E.J. (1991)** - The large-scale architecture of the fluvial Westgate Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. in "The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and Its Applications for Hydrocarbon Discovery and Recovery", A.D. Miall and N. Tyler eds, *SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 3, p. 80-93.
- Coward M.P. et Dietrich (1989)** - Time and place in Alpine orogenesis; the Fermor Lecture. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, p. 421-443.
- Coward M.P. et Ries (1986)** - Collision tectonics. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 19, p. 329-349.
- Coward M.P., Gillerist R. & Trudgill B. (1991)** - Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. in "The Geometry of Normal faults", A.M. Roberts, G. Yielding and B. Freeman eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 56, p. 93-112.
- Crampton S.L. & Allen P.A. (1995)** - Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development : example From the North Alpine foreland basin. *Am. Assoc. Pet. Géol. Bull.*, 79, p. 1495-1514.

- Crampton S.L. (1992)** - Inception of the Alpine Foreland Basin : Basal unconformity and Nummulitic Limestone. [unpublished D.Phil. thesis], Univ. Oxford, U.K., 222 p.
- Cross T.A. and Lessenger, M.A., (1998)** - Sediment volume partitioning : rational, stratigraphic model evaluation and high resolution stratigraphic correlation. *Nor. Pet. Soc. Spec. Publ.* 8, p. 171–195.
- Cross T.A., (1988)** - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A.. in “Sea-level changes. An integrated approach”, C.K. Wilgus *et al.* eds, *S.E.P.M. Spec. Publ.* 42, p. 371-380.
- Cross T.A., (1991)** - Field-scale reservoir characterization. in “Reservoir Characterization II”, L.W. Lake, H. B. Carroll Jr. and T. C. Wesson eds, Academic Press, Orlando, Florida, p. 493-497.
- Cross T.A., and Lessenger, M.A., (1997)** - Correlation strategies for clastic wedges, in “Innovative Applications of Petroleum Technology in the Rocky Mountain Area”, E.B. Coalson, J.C. Osmond and E.T. Williams eds, Rocky Mountain Assoc. Geologists, Denver, p. 183-203.
- Cross T.A., Baker, M.R., Chapin, M.S., Clark, M.S., Gardner, M.H., Hanson, M.S., Lessenger, M.A., Little, L.D., McDonough, K.J., Sonnenfeld, M.D., Valasek, D.W., Williams, M.R., Witter, D.N., (1993)** - Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. Edition Technip, p. 11–33.
- Crumeyrolle P. & Mutti E. (1986)** - Stratigraphie et sédimentologie des systèmes de dépôt de la séquence de Santa Liestra, bassin Eocene Sud-Pyrénées, Province de Huesca, Espagne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 203, sér. II, 7, p. 581-584.
- Crumeyrolle P., Rubino J.L. & Clauzon G. (1991)** - Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. in “Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level changes at active margins”, D.I.M. Macdonald ed., *Int. Ass. Sediment, Spec. Publ.*, 12, Oxford, p. 373-390.
- 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). Livret-guide Excursion Assoc. Sédiment. Français, 25-26-27 sept. 1992, *Publ. A.S.F. Paris*, 17, 36 p.
- Crumeyrolle Ph., Rubino J.L. & Clauzon G. (1991)** - Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. In « Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Sea level changes at active margins », D.I.M. Macdonald ed., *Int. Assoc. Sediment, Spec. Publ.*, 12, p. 373-390.
- Curial A., Dumas D. & Moretto R. (1988)** - Evolution comparée et corrélation entre deux bassins salifères paléogènes du rift ouest européen : les fossés de Bresse et de Valence (Fr, Sud-Est), *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 306, p. 655-661.
- Curray J.R. (1960)** - Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, Northwest Gulf of Mexico, in “Recent Sediments Northwest Gulf of Mexico”, F.P. Shepard, F.B. Phleger, T.H. Van Andel eds., *Am. Assoc. Pet. Geol.*, Tulsa, p. 221-226.
- Curray J.R. (1964)** - Transgressions and Regressions. Papers in Marine Geology – Shepard Commemorative Volume. Miller R.L. ed., MacMillan Cie, New York, p. 175-203.
- Curray J.R. (1969)** - Estuaries, lagoons, tidal flats, and deltas, in “The New Concepts of Continental Margin Sedimentation : Application to the Geological Record”, D.J. Stanley ed., Washington, D.C., *Am. Geol. Institute*, p. JC-III-1-JC-III-30.
- Dahlen F.A. & Suppe J. (1988)** - Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 218, p. 161-178.
- Dalrymple R.W. & Choi, K.S. (2003)** - Sediment transport by tides. in G.V. Middleton ed., “Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks,” *Dordrecht, Kluwer Acad. Publishers*, p. 606-609.
- Dalrymple R.W. & Rhodes R.N. (1995)** - Estuarine dunes and bars. in “Geomorphology and sedimentology of estuaries”, G.M.E. Perillo ed., *Developments in sedimentology*, Elsevier, p. 359-422.
- Dalrymple R.W. & Zaitlin B.A. (1989)** - Tidal sedimentation in the macrotidal, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy. *Can. Soc. Petr. Geol. Field Guide, 2d Int. Symp. on Clastic Tidal Deposits, Calgary, Alberta*, 84 p.
- Dalrymple R.W. (1984)** - Morphology and internal structure of sandwave in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31, 3, p. 365-382.
- Dalrymple R.W. (1992)** - Tidal depositional systems. In « Faciès models - response to sea level change », R.G. Walker & N.P. James Eds, *Geol. Assoc. Can., Geoscience Canada reprint series*, Geotext, 1, p. 195-218.
- Dalrymple R.W., Besson D., Parize O., James N. & Rubino J.L. (2004)** - Scheldt-like, Incised-valley Estuarine Deposit in the Miocene of SE France. Tidalites-2004, *Inter. Conf. On Tidal Sedimentology*, 4 p. http://www.geogr.ku.dk/tidalites/tidalites_abstract.pdf
- Dalrymple R.W., Boyd R. & Zaitlin B.A. (1994)** - History of research, types and internal organization of incised-valley systems : introduction to the volume. in “Incised-Valley Systems : Origin and Sedimentary Sequences”, R.W. Dalrymple, R. Boyd & B.A. Zaitlin eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 3-10.

- Dalrymple R.W., Knight R.J., Zaitlin B.A. & Middleton G.V. (1990)** - Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37, p. 577-612.
- Dalrymple R.W., Makino Y. & Zaitlin B.A. (1991)** - Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mudflats in the macrotidal Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. in "Clastic Tidal Sedimentology", D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 16, p. 137-160.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B. & Boyd R. (1992)** - Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. *J. Sediment. Petr.*, 62, p. 1130-1146.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A. & Boyd R. (1994)** - Estuarine facies models : Conceptual basis and stratigraphic implications-Reply. *J. Sediment. Res.*, 64, p. 76-77.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A. & Boyd R. (1994)** - Incised valley systems : origin and sedimentary sequences., *SEPM Spec. Publ.*, 51, 391 p.
- Dalrymple, R. W., Boyd, R., and Zaitlin, B. A., (1994)** - History of research, valley types and internal organization of incised-valley systems. in "Incised valley systems. Origin and sedimentary sequences", R. Boyd, B. A. Zaitlin and R. Dalrymple Eds, *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 51, p. 3-10.
- Damiani L. (1967)** - Carte géologique de la France au 1/50 000. Coupure d'Uzès (n° XXIX-41) : *Editions du BRGM*.
- Davies A.H. (1988)** - Sedimentological and structural evolution of tertiary basins of Alpes de Haute- Provence (S.W. Alps). *Thèse Univ. Liverpool*, 21 Op.
- Davies J.H. and von Blanckenburg F. (1995)** - Slab breakoff : A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Letters*, 129, p. 85-102.
- Davis J., Richard A., Cuffe C.K., Kowalski K.A. & Shock E.J. (2003)** - Stratigraphic models for microtidal tidal deltas ; examples from the Florida Gulf coast. *Mar. Geol.*, 200, p. 49-60.
- Davis R.A. Jr & Clifton H.E. (1987)** - Sea-level change and the preservation of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. in "Sea-level fluctuations and coastal evolution", D. Nummedal, D.H. Pilkey and J.D. Howard eds, *SEPM Spec. Publ.*, 41, p. 167-178.
- Davis R.A. Jr. & Clifton H.E. (1987)** - Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. in "Sea-level Fluctuations and Coastal Evolution", D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard eds, *SEPM Spec. Publ.*, 41, p. 167-178.
- Davis R.A. Jr & Hayes M.O. (1984)** - What is a wave-dominated coast ? *Mar. Geology*, 60, p. 313-329.
- Davis T.L. (1984)** - Seismic-stratigraphic models. in "Facies models", R.G. Walker ed., *Geosc. Can. Reprint sér.*, 1, p. 311-317.
- Davis W. M. (1905)** - The Colorado Canyon. *Science*, 2, p. 860.
- Davis W. M. (1908)** - Practical exercises in physical geography. Publisher unknown, Boston, MA, United States, p. 48.
- De Boer P.L., Pragt J.S.J. & Oost A.P. (1991)** - Vertically persistent sedimentary facies boundaries along growth anticlines and climatic control in the thrust-sheet-top South Pyrenean Tremp-Graus foreland basin. *Basin Res.*, 3, p. 177-190.
- De Bruijn H., Daams R., Daxner-Hock G., Fahlbush V., Ginsburg L., Mein P. & Morales J. (1992)** - Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reinsburg 1990. *Newsl. Stratigr.*, 26, p. 65-118.
- De Graciansky P.C. & Jacquin T. (1998)** - Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic cycles. in "Sequence Stratigraphy of European Basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R.Vail eds., *SEPM Spec. Publ.*, 60.
- De Graciansky P.C. (1972)** - Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute-Provence). Relation entre déformation et sédimentation, chronologie des plissements. *C R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, t. 275, p. 807.
- De Graciansky P.C., Dardeau G., Lemoine M. & Tricart P. (1988)** - De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes, *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, 5, p. 779-785.
- De Graciansky P.C., Durozoy G. et Gigot P. (1982)** - Notice explicative, Carte Géologique de la France au 1/50 000, feuille Digne (944), B.R.G.M., Orléans, 76 p.
- De Graciansky P.C., Lemoine M. & Saliot P. (1971)** - Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 272, p. 3243-3245.
- De Lapparent A.F. (1900)** - Traité de géologie - Masson 1900, 4ème édition, 3 v., XVI + tome I : 139 fig., tome II : 420 fg., tome III : 431 fig.
- De Lapparent A.F. (1935)** - Observations sur les poudingues du bassin tertiaire de Digne. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, p. 33-35.
- De Lapparent A.F. (1938)** - Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 198, p. 1-302.

- De Paolo D.J. & Ingram B.L. (1985)** - High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227, p. 938-941.
- De Paolo D.J. (1986)** - Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater From D.S.D.P. Site 590B. *Geology*, 14, p 103-106.
- De Raaf J.F.M. & Boersma J.R. (1971)** - Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from western Europe), *Geol. en Mijnbouw*, 50, p. 479-501.
- Dean W.E. (1994)** - The relationship between sea-level changes, facies changes and ammonite distributions in the Aptian-Albian of the Anglo-Paris Basin, *Ph.D. thesis, Univ. College, London*, 352 p.
- Debard E., Faure M., Guérin C., (1994)** - Stratigraphie du gisement villafranchien moyen de Saint-Vallier (Drôme). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 318, p. 1283-1286.
- Debelmas J. (1975)** - Les Alpes et la théorie des plaques. *Revue Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 17, 3, p.195-208.
- Debelmas J. (1979)** - Découverte géologique des Alpes du Nord, 84 p, BRGM.
- Debelmas J. (1982)** - Découverte géologique des Alpes du Sud, 84 p, BRGM.
- Debelmas J., Arnaud H., Gidon M. & Kerckhove C. (1983)** - Alpes du Dauphiné. *Guides géologiques régionaux*, 198 p., 121 fig., Masson, Paris.
- Debrand-Passard S., Courbouleix S., Lienhardt M.J. (1984)** - Synthèse géologique du Sud-Est de la France : Stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, 125 et 126, 614 p.
- DeCelles P.G. & Giles K.A. (1996)** - Foreland basin systems. *Basin Res.*, 8, p. 105-123.
- DeCelles P.G. (1994)** - Late Cretaceous-Paleocene synorogenic sedimentation and kinematic history of the Sevier thrust belt, Northeast Utah and Southwest Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, p. 32-56.
- Defive E. et Cantegrel (1998)** - L'encaissement du réseau hydrographique dans le bassin de la Loire supérieure. - *Bull. Assoc. Géographes Français*, 1, p. 121-132.
- Deflandre G. (1953)** - Hétérogénéité intrinsèque et pluralité des éléments dans les coccolithes actuels et fossiles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 237, p. 1785-1787.
- Deino A. & Montanari A. (1992)** - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of air fall ashes in the Miocene pelagic sequence of the Umbria-Marche Apennines (Italy). Abstracts and field trips, Interdisciplinary geological conference on the Miocene epoch with emphasis on the Umbria-Marche sequence (*I.U.G.S., Subcommission on Geochronology, Miocene Columbus Project*), A. Montanari, R. Coccioni and G.S. Odin (Editors), Ancona, November 11-15, p. 65-66.
- Deino A., Channell J., Coccioni R., De Grandis G., DePaolo D.J., Fornaciari E., Emmanuel L., Laurenzi M.A., Montanari A., Rio D. & Renard M. (1997)** - Integrated stratigraphy of the middle to upper Burdigalian-Lower Langhian section at Moria (Marche region, Italy). In "Miocene Stratigraphy : An Integrated Approach", A. Montanari, G.S. Odin, and R. Coccioni ed., Elsevier Science B.V., *Developments in Paleontol. and Stratigraphy*, 15, p. 409-450.
- Dellenbach J. & Apostolescu V. (2003)** - La font du Pin un témoin de la mer Pliocène au pied du Lubéron. *Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon*, 7-2003, p. 50-55.
- Demarcq G. & Carbonnel G. (1974)** - Burdigalien (stratotype rhodanien) In F.F., Steininger and L.A. Nevesskaya (Editors), Stratotypes of Mediterranean Neogene stages. 2, *R.C.N.M.S.*, Bratislava, p. 51-56.
- Demarcq G. & Perriaux J. (Coords) (1984b)** - Néogène, *Mém. B.R.G.M.*, 125, p. 469-519.
- Demarcq G. & Truc G. (1962)** - Sur la découverte d'une série de gisements à Hipparion dans les formations du Miocène terminal du bassin de Valréas (Vaucluse). *C. R. Séances Acad. Sci. Paris*, 255, 21, p. 2806-2807.
- Demarcq G. (1959)**. - Essai stratigraphique sur le Miocène des bassins de Carpentras, d'Avignon et de Camargue. - Ann. Hebert et Haug, *Trav. lab. géol. Fac. Sci. Univ. Paris*, 9, p. 91-104.
- Demarcq G. (1970)** - Étude stratigraphique du Miocène rhodanien. Thèse Doct. ès Sci., Univ. Paris, 1962, *Mém. BRGM*, Orléans, 61, 257 p.
- Demarcq G. (1984)** - Paléogéographie du Miocène. In « Synthèse géologique du Sud-Est de la France : Stratigraphie et paléogéographie » G. Demarcq, J. Perriaux *et al.* (coord.), Néogène in S. Debrand-Passard *et al.*, *Mém. BRGM*, Orléans, 125, p. 503-506.
- Demarcq G. (1984a)** - Evolution structurale et paléogéographique du Bassin rhodanien au Tertiaire : réflexions et aspects originaux. *Géologie de la France*, 1-2, p. 75-84.
- Demarcq G. (1986)**. - Relations géodynamiques et paléogéographiques entre les domaines rhodano-provençal et tyrrhénien au Miocène, *Giornale di Geologia*, Bologne, (3), 48/1.2, p. 77/84.
- Demarcq G., Bonnet A., Conquy Y., Guirand P., Faure D. (1965)** - Carte géologique détaillée de la France à 1 : 50.000e, feuille Avignon, 1ère édition. BRGM., Orléans.
- Demarcq G., Magné J., Anglada R. & Carbonnel G. (1974a)**. - Le Burdigalien stratotypique de la vallée du Rhône : sa position stratigraphique. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 16, 5, p. 509-515.

- Demarcq G., Perriaux J. (coord.) et al. (1984)** - Néogène in « Synthèse géologique du Sud-Est de la France : Stratigraphie et paléogéographie », S. Debrand-Passard *et al.* eds, *Mém. BRGM*, Orléans, 125, p. 469-519.
- Demarest J.M. II & Kraft J.C. (1987)** - Stratigraphic record of Quaternary sea levels : implications for more ancient strata, in "Sea Level Fluctuations and Coastal Evolution", D. Nummedal., O.H. Pilkey and J. Howard eds, *SEPM Spec. Publ.*, 41, p. 223-239.
- DeMets C.R.G., Gordon D.F. Argus & S. Stein, (1994)** - Effect of the recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21, p. 2191-2194.
- Denizot G. (1939)** - Étude géologique de la Crau, la Camargue et l'étang de Berre. *Trav. Lab. Fac. Sci. Aix-Marseille 2*, p. 4159.
- Dennebouy S. (2002)** -- Mise en évidence et caractérisation de la variabilité haute fréquence du rapport $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ du strontium océanique. Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires", Ecole des Mines de Paris, soutenue le 19 déc. 2001 - *Mém. Sc. de la Terre, ENSMP*, Paris, 2002, 44, 202 p.
- Depéret C. (1892)** - Note sur la classification et le parallélisme du système Miocène. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, (3), 20, 13, p. 145-156.
- Depéret C. (1893)** - Notes sur les classifications et le parallélisme des systèmes miocènes. *Bull Soc. Géol. France, Paris*, (3), XXI. p. 170-266.
- Depéret C. (1892)** - Note sur la classification et le parallélisme du système miocène, *Bull. Soc. Géol. France*, 19, p. 170-266.
- Depéret C. (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 Réunion. extraord. Soc. géol. France "les régions de Lyon et de Bollène", *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 3, t. 22, p. 668-682.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielynck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M. eds (2000a)** - Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris, 24 maps and explanatory notes, I-XX, 269 pp.
- Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (1993)** - Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Atlas and Explanatory Notes, Gauthier Villars Ed. diffusion CGMW Paris, 307 p. , 14 maps.
- Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky, D.H., Boulín J., Sibuet J.C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P. & Biju-Duval B. (1986)** - Geological evolution of the Tethys belt From the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123 (1-4), p. 241-315.
- Derruau (1971)** - Sur les reliefs volcaniques de l'Arménie soviétique occidentale. *Bull. Assoc. Géographes Français*, 385-386, p. 3-9.
- Destombes J.P. (1962)** - Description géologique du bassin oligocène de Manosque-Forcalquier (Luberon oriental). *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 58, p. 461-569.
- Deville E. & Chauvière A. (2000)** - Thrust tectonics at the Front of the western Alps : constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry Transect. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. Sciences de la Terre et des planètes, 331, p. 583-585.
- Deville E., Blanc E., Tardy M., Beck C., Cousin M. & Menard G. (1998)** - Thrust propagation and syntectonic in the Savoy Tertiary molasse basin (Alpine foreland). in "Hydrocarbon and Petroleum Geology of France", A. Mascle ed., *Spec. Publ. EAPG*, 4, p. 245-268.
- Devine P.E. & Wheeler D.M. (1989)** - Correlation, interpretation and exploration potential of Lower Wilcox valley fill sequences, Colorado and Lavaca Countries, Texas, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Transactions*, 39, p. 57-74.
- Devlin W.J., Rudolph K.W., Shaw C.A. & Ehman K.D. (1993)** - The effect of tectonic and eustatic cycles on accommodation and sequence-stratigraphic Framework in the Upper Cretaceous foreland basin of Southwestern Wyoming. in "Sequence stratigraphy and facies associations", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds., *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 18, London, Blackwell scientific Publisher.
- Dewey J.F., Helman M.L., Turcote., Hutton D.H.W. & Knotts S.D. (1989)** - Kinematics of the western Mediterranean. In "Alpine Tectonics", M.P. Coward, D. Dietrich, R.G. Park ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 4,5, p-265-283.
- Dexcoté Y. (2001)** - Architecture et évolutions des faciès des séquences de dépôts du Miocène de basse Provence, *D.E.A. E.N.S. des Mines de Paris, UPMC, ENSPM, Rapp. TOTAL*, 45 p.
- Dexcoté Y., Rubino J.L., Parize O. & Clauzon G. (2001)** - Le Miocène de basse Provence : stratigraphie, architecture et faciès des séquences de dépôt autour des paléoreliefs pyrénéo-provençaux. - 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, *Publ. A.S.F.*, Paris, 36, Poster, p. 99.

- Dixon R.J., Beckly A., Dodd C. & Los A. (1997)** - Reservoir géologie of the Bruce field; Bruce-Beryl embayment, Quadrant 9, UKCS. in "Cores From the Northwest European hydrocarbon province : an illustration of geological applications from exploration to development", C. Oakman, J.H. Martin and P.W.M. Corbett eds, *Geol. Soc. London*, p. 109-124.
- Dolson J.C. & Piombino J. (1994)** - Giant proximal foreland basin non-marine wedge trap : Lower Cretaceous Cutbank Sandstone, Montana. in "Unconformity-Related Hydrocarbons in Sedimentary Sequences", J.C. Dolson, M.L. Hendricks and W.A. Wescott eds, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 135-148.
- Dolson J.C., Muller D.S., Evetts M.J. & Stein J. (1991)** - Regional paleotopographic trends and production, Muddy Sandstone (Lower Cretaceous), central and Northern Rocky Mountains. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 75, p. 409-435.
- Donaldson S.W., Plint G.A. & Longstaffe F.J. (1999)** - Tectonic and eustatic control on deposition and preservation of Upper Cretaceous ooidal ironstone and associated facies : Peace River Arch area, NW Alberta, Canada. *Sedimentology*, 46, p. 1159-1182.
- Donovan A. D. (2001)** - Physiographic controls on submarine fan development within depositional sequences. *The Bulletin of the Houston Geol. Soc.*, 44, 4, p. 13.
- Donovan A.D. (1993)** - The use of sequence stratigraphy to resolve lithostratigraphic and biostratigraphic anomalies : a case study From the upper Cretaceous of the U.S. Gulf Coast. in "Stratigraphy and facies associations in a sequence stratigraphic Framework", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 18, p. 563-577.
- Donovan A.D. (1995)** - Sequence stratigraphy of Hilight field, Powder River basin, Wyoming, U.S.A. in "Sequence stratigraphy of foreland basin deposits", J.C. Van Wagoner and G.T. Bertram eds, *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 64, p. 395-428.
- Donovan A.D., Baum G.R., Blechschmidt G.L., Loutit T.S., Pflum C.E. & Vail P.R. (1988)** - Sequence stratigraphic setting of the Cretaceous-Tertiary boundary in central Alabama, in « Sea level change : an integrated approach », C.K. Wilgus *et al.* eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 299-307.
- Dorobek S.L. (1995)** - Synorogenic carbonate platforms and reefs in foreland basins : controls on stratigraphic evolution and platform/reef morphology. in "Stratigraphic Evolution of Foreland Basins", Dorobek S.L. and Ross G.M. eds, *SEPM Spec. Publ.* 52, p. 127-147.
- Downing K.P. & Walker R.G. (1988)** - Viking Formation, Joffre field, Alberta : shoreface origin of long, narrow sand body encased in marine mudstones. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 72, p. 1212-1228.
- Dresser H.W. (1974)** - Muddy Sandstone-Wind River basin, *Wyoming Geol. Assoc. Earth Sci. Bull.*, 7, p. 5-70.
- Dubar M. (1972)** - Stratigraphie des formations plio-pléistocènes de la région de Puimoisson - Saint-Jurs - Ségriès (Alpes de Haute-Provence). *Bull. Assoc. France Et. Quat.*, 3, p. 185-194.
- Dubar M. (1983)** - Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole ; implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 296, p. 855-857.
- Dubar M. (1984)** - Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, Fr). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 7, 26, p. 971-978.
- Dubar M., Aguilar J.P., Chaline J. & Semah F. (1998)** - Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur les dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole ; implications morphodynamiques. *Géologie de la France*, 1, p. 57-68.
- Dubar M., Guérin C., Heintz E. (1978)** - Les nouveaux gisements villafranchiens du ravin du Cornillet (Moustiers Sainte Marie, AHP Fr) et leur contexte géologique. *Géobios*, 11, 3, p. 367-381.
- Dubois P. & Curnelle R. (1978)** - Résultats apportés par le forage Les Mées 1 sur le plateau de Valensole. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 7, p. 181-184.
- Dubois P. (1966)** - Sur la sédimentation et la tectonique du Miocène de la Provence occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, VIII, p. 793-801.
- Duchêne S., Blichert-Toft J., Luais B., Télouk P., Lardeaux J.M. and Albarède F., (1997)** - The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature*, 387, 586-589.
- Dumont, T., Vidal G., Ustal M., Tricart P. (1997)** - L'interface socle-couverture dans la région de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales françaises) ; modélisation numérique 3D et application à l'analyse des structures alpines et ante-alpines et de leur évolution cinématique. *Doc. BRGM*, Orléans, 274, p. 27-30.
- Duret P. (1995)** - Escalades à Vénasque et en Vaucluse. *Office de Tourisme Vénasque Ed.*, 8 p.
- Duvail C. & Le Strat P. (2000)** - Évolution géodynamique du bassin du Roussillon : Analyse des profils sismiques calibrés par des sondages profonds de Elne 1 et de Canet 1. *Rapport GEO-TERRE : GTR/BRGM*, 12000-137, 23 p.
- Duvail C. & Le Strat P. avec la collaboration de Gorini C., Lofi J. & Clauzon G. (2002)** - Architecture et géométrie haute résolution des prismes sédimentaires plio-quatérnaires au droit du Roussillon suivant un profil terre-mer. *Rapport BRGM*, RP-51972-FR, 71 p.
- Duvail C., Gorini C., Lofi J., Le Strat P., Clauzon G. & Dos Reis T. - (accepted)** - Pliocene-quatérnaire correlations between onshore and offshore domains at the Roussillon Basin level (eastern Pyrenees,

France). *Marine Pet. Geol.*

- Duvail C., Le Strat P., Bache F., Gorini C., Olivet J.L., Rabineau M., Lofi J., Mauffret A., Berné S. (2003)** - Stratigraphie génétique des géométries sismiques du Golfe du Lion selon des transects terre-mer. 9^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, 14-16 octobre 2003, Bordeaux, Livre des résumés, *A.S.F. Publ.* 38, p.183.
- Dyer K.R. (1997)** - Estuarines - A physical introduction. 2nd ed., New York, Wiley and Sons, 195 p.
- Eaton D.W., Ross G.M. & Clowes R.M. (1999)** - Seismic-reflection and potential field studies of the Vulcan structure, western Canada : A Paleoproterozoic Pyrenees ? *J. Geophys. Res.*, 104, p. 23, 255-269.
- Edmond J.M. (1992)** - Himalayan tectonics, weathering processes, and the Strontium isotope record in marine limestones. *Science*, 258, 1, p. 594-1597.
- Einsele G. & Bayer (1991)** - Assymetry in Transgressive-Regressive Cycles. in "Cycles and Events in Stratigraphy", G. Einsele *et al.* ed, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, p. 660-681.
- Einsele G., (1992)** - Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget, Springer-Verlag, 628 p.
- Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. (1991)** - Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, 955 p.
- Elliot T. (1978)** - Deltas (Chapter 6) and Clastic Shorelines (Chapter 7), in "Sedimentary environments and facies", H.G. Reading ed., New York, Elsevier, p. 97-177.
- Elliot T., Apps G., Davies H., Evans M., Ghibaudo G. & Graham R.H. (1985)** - A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of South-east France, Field Excursion Guidebook for the *Int. Assoc. Sedimentologists*, P.A. Allen and P. Homewood eds, Meet. "Foreland Basins", Fribourg, p. 39-73.
- Embry A.F. (2002)** - Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy, Gulf Coast. *Assoc. Geol. Soc. Transactions*, 52, p. 151 - 172
- Embry A.F. (1993)** - Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic Archipelago. *Can. J. Earth Sciences*, 30, 301-320.
- Embry A.F. (1995)** - Sequence boundaries and sequence hierarchies : problems and proposals. In "Sequence Stratigraphy on the Northwest European Margin", Steel R.J., Felt V.L., Johannessen E.P., Mathieu C. Eds, *Norwegian Petroleum Society (NPF) Spec. Publ.*, 5, p. 1-11.
- Embry A.F. (2001a)** - The six surfaces of sequence stratigraphy. AAPG Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26-29, Program and Abstracts Volume, p. 26-27.
- Embry A.F. (2001b)** - Sequence stratigraphy : what it is, why it works and how to use it. Reservoir. *Can. Soc. Pet. Geol.*, 28, (8), p.15.
- Embry A.F., Johannessen E.P. (1992)** - T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic- Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In "Arctic Geology and Petroleum Potential", Vorren, T.O., Bergsager E., Dahl-Stamnes O.A., Holter E., Johansen B., Lie, E., Lund T.B. eds, *Norwegian Petroleum Society (NPF) Spec. Publ.*, 2, p. 121-146.
- Emre T. (1977)** - Contribution à l'étude de quelques diapirs du SE de la France. *Thèse, Univ. de Grenoble*, 136 p.
- Engesser B. & Mödden C. (1997)** - A new version of the biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Agenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. In J.P. Aguilar, S. Legendre & J. Michaux, Eds., Actes du Congrès BiochroM'97, *Mém. Trav. EPHE, Inst. Montpellier*, vol. 21, p. 475-499.
- Etienne R. (1984)** - Mouvements tectoniques différentiels et soulèvements d'ensemble du Massif Central à partir de la limite miopliocène, *Bull. Lab. Rhod. Géomorphol.*, 15-16, p. 3-13.
- Evans & Elliot (1999)** - Evolution of a thrust-sheet-top basin the Tertiary Barrême basin, Alpes de Haute-provence, France. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 11, p. 1617-1643.
- Evans G. (1965)** - Intertidal flat sediments and their environments of deposition in The Wash. *Quatern. J. Geol. Soc.*, London, 121, p. 209-245.
- Evans M.J. & Mange-Rajetsky M.A. (1991)** - The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 57, p. 323-342.
- Eyers J. (1991)** - The influence of tectonics on Early Cretaceous sedimentation in Bedfordshire, England. *J. Geol. Soc.*, London, 148, p. 405-414.
- Fabre P. & Pairs J.L. (1984)** - Variations de Facies et Paléogéographie dans les Calcaires Nummulitiques des Hautes Alpes. 10^{ème} Réu. Annu. Sciences de la Terre, Bordeaux, *Soc. Géol. France*, p. 215.
- Fabre P., Lami A., Pairs J.L. & Gidon M. (1985)** - Influence de la paléomorphologie et de la tectonique synsédimentaire sur les dépôts nummulitiques dans les massifs du Devoluy et du Pelvoux, Alpes externes méridionales. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 26, p. 193-199.
- Fairbanks R.G. (1989)** - A 17,000 year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342, p. 637-642.

- Farran M. & Maldonado A. (1990)** - The Ebro continental shelf : Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. *Mar. Geology*, 95, p. 333-352.
- Farrell J.W., Clemens S.C. & Gromet L.P. (1995)** - Improved Chronostratigraphic reference curve of late Neogene Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Geology*, 23, 5, p. 403-406.
- Faucher T., Gidon M., Pairs J.L. & Mascle G. (1988)** - Directions de transport au Front de la nappe de Digne (chaînes subalpines méridionales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, sér. II, p. 227-230 - n° 780 UA69.
- Favre P. and Stampfli G.M. (1992)** - From rifting to passive margin : the example of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics*, 215, 69-97.
- Fayol H. (1888)** - Résumé de la théorie des deltas et histoire de la formation du bassin de Commentery. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 3, t. XVI, p. 968-980.
- Feldman H. R., Gibling M. R., Archer A. W., Wightman, W. G. and Lanier W. P. (1995)** - Stratigraphic architecture of the Tonganoxie paleovalley fill (lower Virgilian) in Northeastern Kansas. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 79, p. 1,019-1,043.
- Féniès H. (1995)** - Tidal sédimentation. *a quick look*, 15 p.
- Féniès H. et Faugères J.C. (1998)** - Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France). *Mar. Geology*, 150, p. 131-148.
- Féniès H., Allen G.P. & Faugères J.C. (1986)** - Caractérisation des dépôts de chenaux de marée du Bassin d'Arcachon (France). *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquitaine*, 39, p. 7-38.
- Féniès H., Lericolais G. & Tastet J.P. (2003)** - Sédimentologie et stratigraphie de deux vallées incisées de la côte aquitaine : la Gironde et la Leyre. Excursion. 9^{ème} Congrès des Sédimentologues Français, Bordeaux, *Publ. A.S.F.* 38, 74 p.
- Ferhat G. (1997)** - Etude des déformations tectoniques actuelles dans les Alpes du Sud et la Provence à partir de la comparaison de réseaux de triangulation classique et satellitaire GPS. *Thèse, Toulouse*.
- Ferhat G., Feigl K., Ritz J.F. & Souriau A. (1998)** - Geodetic measurement of tectonic deformation in the Southern Alps and Provence, France, 1947-1994. *Earth Planet. Sci. Letters*, 159, p. 35-4.
- Ferrandini J., Gattacceca J., Ferrandini M., Deino A., Janin C. (2003)** - Chronostratigraphie et paléomagnétisme des dépôts oligo-miocènes de Corse : implications géodynamiques pour l'ouverture du bassin liguro-provençal. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 174, 4, p. 357-371.
- Fischer M.P. & Woodward N.B. (1992)** - The geometric evolution of foreland thrust systems. In "Thrust tectonics", K.R. McClay ed., Chapman & Hall, p. 181-190.
- Fisher W.L. & McGowen J.H. (1967)** - Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Transactions of the Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 17, p. 105-125.
- Fisk H.N. (1944)** - Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi river : Vicksburg, Mississippi, U. S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, 78 p.
- Fisk H.N. (1961)** - Bar-finger sands of the Mississippi delta. in J.A. Peterson and J.C. Osmond eds., "Geometry of Sandstone Bodies", *Am. Assoc. Petr. Geol., Spec. Publ.*, p. 29-52.
- Flandrin J., Mein P. & Truc G. (1968)** - Données paléontologiques et stratigraphiques nouvelles sur le Miocène continental du bassin d'Eoulx, au Sud de Castellane (Basses Alpes). *C R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, p. 1351-1354.
- Flemings P. & Jordan T. (1989)** - A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 3851-3866.
- Flemings P.B. & Jordan T.E., (1990)** - Stratigraphic modeling of foreland basins. interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*, 18, p. 430-434.
- Fletcher C.H., Knebell H.J. & Kraft J.C. (1990)** - Holocene evolution of an estuarine coast and tidal wetlands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, p. 283-297.
- Fontannes F. (1878)** - Etudes stratigraphiques et paléontologiques pour servir l'histoire de la période tertiaire dans le bassin du Rhône. *Soc. Agr., hist. Nat., Arts utiles Lyon (Paris, F. Savy)*, t. 4.
- Fontannes F. (1878)** - Les terrains Néogènes du Plateau de Cucuron Cabrières, La Tour d'Aigues. (Vaucluse). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XVI, 2, p 469-512.
- Ford M. & Stahel U. (1995)** - The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition : the Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, 145, p. 1393-1410.
- Ford M. (1996)** - Kinematics and geometry of early Alpine, basement-involved folds, SW Pelvoux Massif, SE France. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 89, p. 269-295.
- Ford M., Lickorish W.H. & Kusznir N.J. (1999)** - Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France A geodynamic appraisal. *Basin Res.*, 11, p. 315-336.
- Foresi L. M., S. Bonomo, A. Caruso, E. Di Stefano, G. Salvatorini & R. Sprovieri (2002)** - Calcareous plankton high resolution biostratigraphy (foraminifera and nannofossils) of the uppermost Langhian – lower Serravallian Ras II- Pellegrin section (Malta). *Riv. It. Pal. Strat.*, 108/2, 195-257.

- Foresi L.M., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Iaccarino S.M., Lirer F., Mazzei R., Salvadorini G. & Sprovieri R. (2002)** - High resolution calcareous plankton biostratigraphy of the Serravallian succession of the Tremiti Islands (Adriatic Sea, Italy). *Riv. It. Pal. Strat.*, 108/2, 257-273.
- Formento-Trigilio M.L., Burbank D.W., Nicol A., Skulmeister J. et Rieser U. (2002)** - River response to an active fold-and-thrust belt in a convergent margin setting, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 49, p. 125-152.
- Fornaciari E. and Rio D. (1996)** - Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42, 1-36.
- Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. and Negri A. (1996)** - Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. *Micropaleontology*, 42, 37-63.
- Forsyth D.W. (1985)** - Subsurface loading and estimates of the flexural rigidity of the continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 90, p. 12,623-12,632.
- Fouch T.D., Lawton T.F., Nichols D.J., Cashion W.B. & Cobban W.A. (1983)** - Patterns and timing of synorogenic sedimentation in Upper Cretaceous rocks of Central and Northeast Utah. in "Mesozoic paleogeography of west-central United States", M.W. Reynolds and E.D. Dolly eds, Rocky Mountain Paleogeography Symposium 2", Rocky Mountain Section, *SEPM*, p. 305-336.
- Fournier (1894)** - Sur l'existence d'un lambeau d'Helvétien dans la partie centrale de la chaîne de la Nerthe, près de Marseille. *Feuilles des jeunes naturalistes*, t. III, 2, 279.
- Fournio J.P., Roussel J. & Lecorché J.P. (1993)** - La sismicité instrumentale récente de la Provence dans son cadre sismo-tectonique. *Géol. Méditerran.*, 20, p. 7-23.
- Fraser G.A. & De Celles P.G. (1992)** - Geomorphic controls on sediment accumulation at margins of foreland basins. *Basin Res.*, 4, p. 233-52.
- Frazier D.E. (1967)** - Recent deltaic deposits of the Mississippi river : their development and chronology. *Transactions of the Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 17, p. 287-315.
- Frazier D.E. (1974)** - Depositional Episodes : Their Relationship to the Quaternary Stratigraphic Framework in the Northwestern Portion of the Gulf of Mexico Basin. *Bureau of Econ. Géol. GC 74-1*, Univ. Texas at Austin, 28 p.
- Fries G. & Parize O. (2003)** - Anatomy of ancient passive margin slope systems : Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian paleomargin, Western Alps, South-East France. *Sedimentology*, 50, p. 1231-1270.
- Froitzheim N., Schmid S.M. & Frey M. (1996)** - Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps : A working hypothesis. *Eclogae Geol. Helv.*, 89, p. 81-110.
- Fromont A. (1996)** - Tectonique récente du domaine ouest-durancien. *D.E.A., Aix-Marseille 3*.
- Fry N. (1989)** - Southwestward thrusting and tectonics of the western Alps. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, p. 83-109.
- Galewsky J. (1998)** - The dynamics of foreland basin carbonate platforms : Tectonic and eustatic controls. *Basin Res.*, 10, p. 409-416.
- Galewsky J., Silver E.A., Gallup C.D., Edwards R.L. & Potts D.C. (1996)** - Foredeep tectonics and carbonate platform dynamics in the Huon Gulf, Papua New Guinea. *Geology*, 24, p. 819-822.
- Gallagher S.J., Jonasson K. & Holdgate G. (1999)** - Foraminiferal biofacies and palaeoenvironmental evolution of an Oligo-Miocene cool-water carbonate succession in the Otway Basin, Southeast Australia. *J. Micropalaeontology*, 18, p. 143-168.
- Galloni F., Cornée J.J., Saint-Martin J.P. & Conesa G. (2001)** - Récifs coralliens et faciès carbonatés associés d'âge oligocène supérieur et miocène inférieur dans la chaîne de la Nerthe (W. Marseille). Int. meeting. Anatomy of carbonate bodies, Marseille 9-12 mai 2001, Livret-guide, 30 p.
- Galloway W.E. (1975)** - Process Framework for describing the morphology and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In "Deltas : Models for exploration", Ed. M.L. Broussard. Hous., *Geol. Soc.*, p. 87-98.
- Galloway W.E. (1989a)** - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 73, p. 125-142.
- Galloway W.E. (1989b)** - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II : Application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic basin. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 73, p. 143-154.
- Galloway W.E. et Hobday (1996)** - Terrigenous clastic depositional systems. Applications to fossil fuel and groundwater resources. Springer, Berlin, 489 p.
- Ganeval J. (1973)** - Paléogéographie et tectonique de la zone de décrochement de Creisset - Le Poil (branche nord-ouest de l'Arc de Castellane Haute-Provence). *Thèse de 3^e cycle*, Grenoble, 62 p.
- Garcia-Castellanos D., Fernandez M. & Torne M. (1997)** - Numerical modeling of foreland basin formation : A program related to thrusting, flexure, sediment geometry, and lithosphere rheology. *Comp. & Geosci.*, 23, p. 993-1003.

- Gardner T.W. (1983)** - Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *GSA Bull.*, 94, p. 664-672.
- Gattacceca J. (2001)** - Cinématique du bassin liguro-provençal entre 30 et 12 Ma. Implications géodynamiques. *Thèse Doct. Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires, E.N.S. des Mines de Paris, Mém. Sci. Terre E.N.S. Mines de Paris*, 41, 299 p.
- Gaudry A. (1873)** - Animaux fossiles du Mont Luberon (Vaucluse). Etude sur les invertébrés. In F. Savy, Paris, p. 112.
- Gautier F., Clauzon G., Suc J.P., Cravatte J. & Violanti D. (1994)** - Age et durée de la crise de salinité messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 318, p. 1103-1109.
- Gawthorpe R.L. & Hurst J.M. (1993)** - Transfer zones in extensional basins : their structural style and influence on drainage development and stratigraphy. *J. Geol. Soc. London*, 150, p. 1137-1152.
- Gawthorpe R.L., Hardy S., Hunt D. & Ritchie B. (1999)** - Controls on the variability of forced regressive/falling stage systems tract insights From 3D numerical modelling of sedimentation and stratigraphy. Annual Meeting Expanded Abstracts, *AAPG /SEPM*, Tulsa, OK, US. p. A45-
- Genesseeux M. & Lefebvre D. (1980)** - Le Golfe du Lion et le paléo-Rhône messinien. *Géol. Médit.*, 7, p. 71-80.
- Gensous B. & Tesson M. (1996)** - Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf. *Sediment. Geol.*, 105, p. 183-190.
- Gensous B. & Tesson M. (1997)** - Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne : organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 325, p. 695-701.
- Gensous B. (1994)** - L'analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts transgressifs et de haut-niveau associés à des cycles haute Fréquence : les dépôts postglaciaires sur la plate-forme du Rhône. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. Perpignan, France, 2, 86 p.
- Gensous B., Tesson M. & Arnold M. (1993a)** - Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts Pleistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (Fr) : confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 317, p. 803-810.
- Gensous B., Williamson D. & Tesson M. (1993b)** - Late Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône Delta, France), in "Sequence stratigraphy and facies associations", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, and G.P. Allen, eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 18, p. 197-211.
- Ghafiri A. (1995)** - Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée : application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France, *Thèse, Paris-XI Orsay*.
- Giannerini G. & Ivaldi J.P. (1980)** - Les formations continentales tertiaires de la bordures de l'Arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var). Nature et origine des sédiments détriques. *Géol. Médit.*, 7, p. 307-316.
- Giannerini G. (1981)** - Analyse structurale de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var), relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du Tertiaire, *Bull. BRGM*, sér. 2, 1, 1, p. 43-67.
- Gibbard, P.L., (1988)** - History of the great Northwest European rivers during the past three million years. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, London, B318, 559-602.
- Gidon M. & Pairis J.L. (1986)** - La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine, déplacement et signification régionale, *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 309, p. 621-626.
- Gidon M. & Pairis J.L. (1988)** - La structure des environs de Digne (Chaînes subalpines méridionales, Alpes-de-Haute-Alpes) : un exemple d'interférence entre l'avancée d'une nappe de charriage épiglyptique et la sédimentation sur son front, *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 307, p. 1283-1288.
- Gidon M. & Pairis J.L. (1989)** - Sous-charriage et rétrodéversements sur une bordure de bassin : un cas exemplaire dans les Chaînes subalpines méridionales (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, sér. II, p. 621-626.
- Gidon M. & Pairis J.L. (1992)** - Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, Fr). *Eclogae Geol. Helv.*, 85/2, p. 327-359.
- Gidon M. (1998)** - Les chaînons subalpins au Nord-Est de Sisteron et l'histoire tectonique de la nappe de Digne. *Géologie Alpine*, 1997, t. 73.
- Gignoux M. (1960)** - Géologie stratigraphique, 5^{ème} édition, *Masson éd.*, 759 p.
- Gigot P. & Haccard D. (1972)** - Nouvelles données sur l'origine des lambeaux exotiques de Courbons à la base du chevauchement de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). Considérations morphotectoniques, *Bull. BRGM*, 2^o s., sect. 1, 3, p. 9-19.
- Gigot P. & Mein P. (1973)** - Découvertes de mammifères aquitaniens dans la molasse burdigalienne du Golfe de Digne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 3293-3294.
- Gigot P. (1967)** - Contribution à l'étude des chaînes subalpines géologie de la région de Thoard. Etude du complexe molassique tertiaire. *Rapport d'option, E.N.S.M.P.*, 60 p.

- Gigot P. (1970)** - A propos de l'âge anté-éocène supérieur d'une structure diapirique située près de Saint-Geniez (Alpes-de-Haute-Provence) et de ses conséquences structurales. *C. R. Somm. Sci. Soc. Géol. France*, f.8 21.12.70, p. 319-320.
- Gigot P. (1973)** - Nouvelles observations sur la bordure nord-orientale du bassin de Digne-Valensole au Front de l'arc de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276 (12 février 1973), sér. D, p. 1123-1126.
- Gigot P. (1973)** - Sur la présence de Klippes sédimentaires et de mégabèches dans la partie basale des formations continentales d'âge éocène supérieur-oligocène du bassin tertiaire de Digne dans la région de Volonne (Alpes-de-Haute-Provence). *Bull. BRGM? 2° s.*, sect. 4, 1, p. 17-25.
- Gigot P. (1975)** - Les klippes sédimentaires et les mégabèches associées du bassin continental oligocène de Manosque – Forcalquier. *IX° Congrès Int. Sédiment, Nice*, p. 147-156.
- Gigot P. Grandjacquet C. & Haccard D. (1974)** - Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 16, 2, p. 128-139.
- Gigot P., Gubler Y. & Haccard D. (1975)** - Relations entre sédimentation et tectonique (en compression ou en extension) : exemples pris dans les bassins tertiaires des Alpes du Sud et de Haute-Provence. *Actes IX Cong. Inter. Sédimentologie, Nice*, thème 4, p. 157-162.
- Gigot P., Gubler Y. & Schlund, J.M. (1977)** - Importance et conséquences d'un système de failles synsédimentaires dans le bassin continental oligocène de Manosque-Forcalquier. *C. R. Somm. Soc. géol. France*, p. 17-20.
- Gigot P., Haccard D. & Beaudoin B. (1974)** - Extension et origine d'une unité allochtone à Nummulitique et Mésozoïque, "unité de Turriers", mise en évidence sous le chevauchement de Digne (Alpes-de-Haute-Provence), *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 279, p. 1063-1066.
- Gigot P., Mein P. & Truc G. (1976)** - La série continentale de Pont d'Aiguines près de Moustiers-Ste-Marie : un équivalent lateral du Miocène marin du bassin de Digne (Alpes-de-Haute-Provence). *Géobios*, 9, p. 795-799.
- Gigot P., Thomel G., Colomb E., Dubar M., Durozoy G. & Damiani L. (1982)** - Notice explicative, Carte Géologique de la France au 1 / 50 000, feuille Forcalquier (943). B.R.G.M., Orléans, 27 p.
- Gilbert, G. K. (1885)** - The topographic features of lake shores. *U. S. Geological Survey, Annual Report*, 5th (1883-1884), p. 69-123,
- Gilchrist A.R. & Summerfield M.A. (1990)** - Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted margin upwarps. *Nature*, 346, p. 739-742.
- Giles K.A. & Dickison, W.R. (1995)** - The interplay of eustasy and lithospheric flexure in forming stratigraphic sequences in foreland settings : an example From the Antler foreland, Nevada Utah. in "Stratigraphic evolution of foreland Basins", S. Dorobek, S.L. Ross and G.M. Steven Ed., *SEPM Spec. Publ.*, 52, p.187-210.
- Gillchrist R., Coward M. & Mugnier J.L. (1987)** - Structural inversion and its control : examples from the Alpine foreland and the French Alps. *Geodinamica acta*, 1, 1, p. 5-34.
- Gillespie J.L. & Nelson C.S. (1997)** - Mixed siliciclastic-skeletal carbonate facies on Waganui Shelf, New Zealand : a contribution to the temperate carbonate model. in "Cool-water carbonates", N.P. James and J.A.D. Clarke eds, Tulsa, Oklahoma, *SEPM Spec. Publ.*, p. 127-140.
- Gillet P., Choukroune P., Ballevre-M., Davy P. (1986)** - Thickening history of the Western Alps. *Earth Planet. Sci. Letters*, 78, 1, p. 44-52.
- Gingras M.K., Pemberton G. S., & Saunders T. (2001)** - Bathymetry, sediment texture, and substrate cohesiveness; their impact on modern Glossifungites trace assemblages at Willapa Bay, Washington. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 169, p. 1-21.
- Giraud J.D., Le-Guern M., Turco G. (1979)** - Tectonique du volcanisme andésitique tertiaire du synclinal de Saint-Antonin (Alpes-de-Haute-Provence, France). *C. R. Séances Acad. Sci. Paris*, Sér. D, 289, 10, p. 715-718.
- Goër de H. et Etienne R., (1991)** - Le contact Margeride / Cezallier / Cantal, les incidences de la tectonique et du volcanisme sur la sédimentation et l'hydrographie. *Bull. Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie*, 27-28, p. 3-21.
- Goes S., Spakman W., Bijwaard H. (1999)** - A lower mantle source for Central European volcanism. *Science*, 286, 5446, p. 1928-1931.
- Goguel J. (1932)** - Description géologique du Luberon. *Bull. Serv. Carte géol. France*, 36, p. 1-65.
- Goguel J. (1933)** - Sur l'âge des poudingues de Valensole. *C. R. Somm. Soc. géol. France*, p. 234.
- Goguel J. (1936)** - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte. géol. France*, 360 p.
- Goguel J. (1939)** - Tectonique des chaînes subalpines entre la Bléone et la Durance. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 202, t. LXI, p. 189-236.
- Goguel J. (1944)** - Description géologique des Alpilles. *Bull. Serv. Carte géol. France*, XLIV 214, p. 1-28.

- Goguel J. (1952)** - Volcanisme d'âge tertiaire dans le synclinal de Saint-Antonin (Alpes-Maritimes). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 234, 22, p. 2911-2212.
- Goguel J. (1963)** - Le problème des chaînes subalpines. Livre Mém. P. Fallot. *Soc. Géol. France, Mém. h. sér.* II, p. 301-308.
- Goguel J. (1963)** - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, (7) 5, p. 20-33.
- Goldhammer R.K., Dunn P.A. & Hardie L.A. (1987)** - High Frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in Northern Italy. *Am. J. Sci.*, 287, p. 853-892.
- Goldhammer R.K., Dunn P.A. & Hardie L.A. (1990)** - Depositional cycles, composite sea level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing : examples from the Alpine platform carbonates. *GSA Bull.*, 102, p. 535-562.
- Gorini C. (1993)** - Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). *Thèse III cycle, Univ. Toulouse*, 256 p.
- Gorini C., Mauffret A., Guennoc P., & Le Marrec A. (1994)** - Structure of the Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea) : a review. in "Hydrocarbon and petroleum geology of France", A. Mascle ed., New York, Springer-Verlag, p. 223-243.
- Gorsline D.S. & Swift D.J.P. (1977)** - Continental shelf sediment dynamics. *A national overview*, p. 1-134.
- Gourinard Y. & Magné J. (1987)** - Les anciens étages Aquitaniens (Mayer 1857) Burdigalien (Déperet 1892) et Helvétien (Mayer 1857) correspondent aux cycles eustatiques de Vail, TB1.5., TB 2.1. et TB 2.2. Usage possible en nomenclature stratigraphique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, p. 1105-1108.
- Gourinard Y., Magné J., Ringeade M. & Wallez M.J. (1985)** - Application de la méthode paléontologique de "grade-datation" à l'étage Aquitaniens (Miocène inférieur). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, 13, p. 729-732.
- Gourinard Y., Magné J., Ringeade M. & Wallez M.J. (1985)** - Chronologie Numérique de l'Etage Burdigalien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 301, 10, p. 715-720.
- Gouvernet C. (1959)** - Evolution géologique des relations Bas-Rhône - Basse-Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Trav. Lab. de Géol. Fac. Sci. Marseille*, 6, p. 273-279.
- Gouvernet C., Guieu G. & Rousset C. (1979)** - Provence (2^e éd). *Guides géologiques régionaux*, Masson, Paris, p. 238.
- Graciansky P. C. & Jacquin T. (1998)** - Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic cycles. in "Sequence Stratigraphy of European Basins", De Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. eds., *SEPM Spec. Publ.*, 60.
- Grandjacquet C. & Haccard D. (1973)** - Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cargneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 2369-2372.
- Grandjacquet C. & Haccard D. (1975)** - Analyse des sédiments polygènes néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, (7) XVII, 2, p. 242-259.
- Grandjacquet C., Haccard D. & Lorenz C. (1972)** - Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, 2825-2828.
- Granet M., Wilson M. and Achauer U. (1995)** - Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central. *Earth Planet. Sci. Letters*, 136 (1995), p. 281-296.
- Gray et al., 1972** - Bayesian decision analysis of a statistical rainfall / run off relation. *Technical Report, University of Arizona*, Dept. of Hydrology and Water Resources, 14.
- Grellet B., Ph. Combes, Th. Granier and H. Philip, (1993)** - Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique. *Mém. Soc. Géol. France*, 1, 164, 2.
- Groupe Géoprospective (1995)** - Un exemple d'analyse géoprospective - la crise messinienne : expressions, âge et modalités. *Actes du Coll. Géoprospective 1994*, p. 169-188.
- Groupe Géoprospective (1997)** - Caractérisation de la "crise messinienne". *Journées Sci. ANDRA 20-21 octobre 1997, Atlas*, p. 20-21.
- Groupe Géoprospective (1999)** - Les enseignements de la crise "fini-messinienne". In « Etude du Gard Rhodanien », *Actes Journées Sci. ANDRA*, p. 115-135, EDP Sciences Publ., Les Ulis.
- Gubler Y. avec coll. Arbey F., Arthaud F., Despairies A., Dubois P., Freytet P., Fontes J.C., Gigot P., Kandel C., Masse P., Masson P., Sittler C., Schuler M., Touray J.C., Triat J.M., Trichet J. & Truc G. (1975)** - Dynamique des dépôts dans un bassin sédimentaire continental : exemple d'un bassin paléogène de Haute Provence (Manosque, Forcalquier, Apt, Carpentras). *IX^e Congrès Int. Sédiment., Nice*, p. 199-203.
- Guellec S., Mugnier J.L., Tardy M. & Roure F. (1990)** - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. *Mém. Soc. géol. France*, N.S. 156, p. 165-184.
- Guennoc et al. (1994)** - Anatomie d'une marge passive jeune (Golfe du Lion, Sud France) : apports des données géophysiques. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 1, p. 33-57.

- Guérin G., Mein P., Truc G. (1970)** - Nouveaux mammifères et mollusques continentaux d'âge pliocène terminal au toit du plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271 D, p. 2094-2097.
- Guiou G. & C. Rousset (1980)** - La provence. Introduction à la géologie du Sud-Est. 26^e Congr. Géol. Int., Paris.
- Guillemot J. & Ünalán G. (1970)** - Précisions sur l'âge pliocène terminal des couches de Puimoisson (plateau de Valensole, Alpes de Haute-Provence) à l'aide de faunes continentales nouvelles. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 271 D, p. 2084-2086.
- Guillocheau F., Lejay A., Homewood P. & Hoffert M. (1989)** - Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement des corps sédimentaires côtiers : importance relative des contrôles auto- et allo-cycliques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, p. 1047-1053.
- Gunter F. (1986)** - Principles of Isotopes Géology. 2nd edition, *John Wiley & Sons Edition*, p. 183-199 (589 p.)
- Gupta S. & Allen P.A. (2000)** - Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 4, p. 515-530.
- Gupta S. (1994)** - Early development of the South-west Alpine foreland basin : Controls on sedimentation and stratigraphy in the Champsaur region, South-East France. [unpublished D. Phil. thesis], Univ. of Oxford, UK, 243 p.
- Gupta S. (1997)** - Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the Early Tertiary Alpine foreland basin, Southeastern France. *J. Sediment. Res.*, 67, p. 1030-1043.
- Gupta S. (1999)** - Controls on sedimentation in distal margin palaeovalleys in the Early Tertiary Alpine foreland basin, Southeastern France. *Sedimentology*.
- Guy L. (1988)** - Géométrie des corps sédimentaires de barres bioclastiques et dynamique des dépôts sous influence tidale. Exemple de la série burdigalienne et langhienne de la Couronne (Martigues, Bouches-du-Rhône). *Mém. DEA, Univ. Bordeaux III. Rapp. TOTAL*, ref. RL 4403, 48 p.
- 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 Fr). 2^{ème} Congr. Franç. Sédiment., Assoc. Sédim. Paris, *Publ. ASF*, 10, p. 147-148.
- Haccard D., Beaudoin B., Gigot P. & Jorda M. (1989)** - Carte géologique détaillée de la France à 1/50.000°, feuille la Javie. 1^{ère} éd. *B.R.G.M.*, Orléans, une carte avec notice explicative de 152 p. et 49 fig.
- Hamilton D. (1979)** - The high-energy, sand and mud regime of the Severn estuary, S.W. Britain, in "Tidal Power and Estuary Management : Albuquerque", R.T. Severn, D. Dineley and L.E. Hawker, eds, Transatlantic Arts Incorporated, *Colston Paper* 30, p. 162-172.
- Handy M.R. & Zingg A. (1991)** - The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross section of the continental crust : Ivrea crustal section, Southern Alps, Northwestern Italy and Southern Switzerland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, p. 236-253.
- Hansen K.S. (1999)** - Development of a prograding carbonate wedge during sea level fall : Lower Pleistocene of Rhodes, Greece. *Sedimentology*, 46, p. 559-576.
- Haq B.U. (1991)** - Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 12, p. 3-39.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987)** - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present), *Science*, 235, p. 1156-1167.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1988)** - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in "Sea-Level Changes : An Integrated Approach", C.K. Wilgus, B.E. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. van Wagoner eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 71-108.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C. & Vail P.R. (1998)** - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic Framework of European basins. In "Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail Eds, *SEPM Spec. Publ.*, 60, p. 3-13.
- Harms J.C. (1966)** - Stratigraphic traps in a valley fill, Western Nebraska. *AAPG Bull.*, 50, p. 2119-2149.
- Harms J.C. (1969)** - Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 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. Econ. Pet. Geol.*, Tulsa, short course, 2, 161 p.
- Harris P.M., Saller A.H. & Simo J.A. (1999)** - Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy : Applications to Outcrops, Reservoirs and Models. *SEPM Spec. Pub.* 63, 421 p.
- Harris P.T. (1988)** - Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries. *Sediment. Geol.*, 57, p. 273-298.
- Harrison C.G.A. (1990)** - Long-term eustasy and epeirogeny in continents. In "Sea Level Change", R.B. Revelle, Committee Chairman, Washington, D.C., Nat. Acad. Press, p. 3-35.

- Haug E. (1891)** - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Contribution à l'histoire géologique des Alpes Françaises. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 21, III (1891-92), p. 1-197.
- Haug E. (1893)** - Les régions naturelles de la chaîne des Alpes, *Ann. de Géogr.*, p. 150-172, 1 pl.
- Hawkes P.W., Fraser A.J. & Eincomb C.C.G. (1998)** - The tectono-stratigraphic development and exploration history of the Weald and Wessex basins, Southern England, U.K. in "Development, evolution and petroleum geology of the Wessex basin", J.R. Underhill ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, (London) 133, p. 39-65.
- Hayes J.D., Imbrie J. & Shackleton N.J. (1976)** - Variations in the earth's orbit : pacemaker of the ice ages, *Science*, 194, p. 1121-1132.
- Hayes M.O. (1980)** - General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sediment. Geol.*, 26, p. 139-156.
- Heintz E., Dubar M., (1976)** - Bulletin du Museum National d'Histoire Naturelle. Section C : Sciences de la Terre : Paléontologie, Géologie, Minéralogie, 3, 4, p. 363-397, 1981.
- Heissig K. (1997)** - Mammal faunas intermediate between the reference faunas of MN4 and MN6 From the Upper Freshwater Molasse of Bavaria. *Mém. et Trav. EPHE, Inst. de Montpellier*, n° 21, Actes du Congrès "Biochrom'97", Montpellier 14-17.4, p. 537-546.
- Helland-Hansen W. & Gjelberg J.G. (1994)** - Conceptual basis and variability in sequence stratigraphy : a different perspective. *Sediment. Geol.*, 92, p. 31-52.
- Heller P.L. & Paola C. (1989)** - The paradox of Lower Cretaceous gravels and the initiation of thrusting in the Sevier orogenic belt, United States Western Interior. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p. 864-875.
- Heller P.L., Angevine C.L., Winslow N.S. & Paola C. (1988)** - Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16, p. 501-504.
- Heller P.L., Burns B.A. & Marzo M. (1993)** - Stratigraphic solution sets for determining the roles of sediment supply, subsidence, and sea level on transgressions and regressions. *Geology*, 21, p. 747-750.
- Hess J., Bender M.L. & Schilling J.G. (1986)** - Evolution of the ratio strontium-87 to strontium-86 in seawater From cretaceous to present. *Science*, 231, p. 979-984.
- Hess J., Stott L.D., Bender M.L., Kennett J.P. & Schilling J.G. (1989)** - The Oligocene marine microfossil record : Age assessments using strontium isotopes. *Paleoceanography*, 4, p. 655-680.
- Hesselbo S.P., Coe A.L., Batten D.J. & Wach G.D. (1990)** - Stratigraphic relations of the Lower Greensand (Lower Cretaceous) of the Calne area, Wiltshire. *Proc. Geol. Assoc. (London)*, 101, p. 265-278.
- Hilgen F.J., Iaccarino S., Krijgsman W., Villa G., Langereis C.G. & Zachariasse W.J. (2000)** - The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Messinian Stage (uppermost Miocene). *Episodes*, 23/3, p. 172-178.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Bergerat F., Nury D. & Guieu G. (1993)** - Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, Southern France. *Tectonophysics*, 226, p. 15-35.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Bergerat F., Nury D. & Raynaud S. (1990)** - Évolution tectono-sédimentaire d'un bassin faillé : le bassin oligocène de Marseille. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 310, p. 53-58.
- Hippolyte J.C., Nury D., Angelier J. & Bergerat F. (1991)** - Relations entre tectonique extensive et sédimentation continentale : exemple des bassins oligocènes de Marseille et de Basse-Provence. *Bull. Soc. Géol. France*, 162, 6, p. 1083-1094.
- Hirn A. (1980)** - Le cadre structural profond d'après les profils sismiques. *Mém. B.R.G.M.*, 107, p. 34-39.
- Hodell D.A. & Woodruff F. (1994)** - Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during Miocene : Stratigraphic and geochemical implication, *Paleoceanography*, 9 (3), p 405-426.
- Hodell D.A., Mead G.A. & Mueller P.A. (1990)** - Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present) : Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chemical Géol. (Isotope Geoscience Section)*, 80, p 291-307.
- Hodell D.A., Mueller P.A. & Garrido J.R. (1991)** - Variation in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology*, 19, p 24-27.
- Hodell D.A., Mueller P.A., McKenzie J.A. & Mead G.A. (1989)** - Variation in the strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean. *Earth Planet. Sci. Letters*, 92, p 165-178.
- Hoffman P.F. & Grotzinger J.P. (1993)** - Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. *Geology*, 21, p. 195-198.
- Holbrook J. & Schumm S.A. (1999)** - Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, p. 287-306.
- Holbrook J. (2000)** - Structural noise in seemingly undeformed intraplate regions : Implications from welts raised in a shattered Aptian/Albian U.S. Western Interior. *Theophrastus' Contributions*, 1, p. 87-93.
- Holland W.N. & Pickup G. (1976)** - Flume study of knickpoint development in stratified sediment. *GSA Bull.*, 87, p. 76-82.

- Homberg C., Bergerat F., Philippe Y., Lacombe O. and Angelier J., (2002)** - Structural inheritance and Cenozoic stress fields in the Jura fold-and-thrust belt. *Tectonophysics*, 357, 137-158.
- Homewood P. & Alleu P. (1981)** - Wave-, Tide- and Current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, western Switzerland, *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 65, p. 2534-2545.
- Homewood P. (1981a)** - Faciès et environnements de dépôt de la molasse de Fribourg. *Eclogae Geol. Helv.*, Bâle, 74, p. 29-36.
- Homewood P., Allen P.A. & Williams G.D. (1986)** - Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland, in "Foreland Basins", P.A. Allen and P. Homewood eds, *Int. Assoc. Sedimentologists, Spec. Publ.*, 8, p. 199-217.
- Homewood P.W. (1996)** - The carbonate feedback system : interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bull. Soc. Géol. France*, 167, p. 701-715.
- Homewood P.W., Mauriaud P., Lafont F. (2000)** - Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. Vademecum de stratigraphie séquentielle pour géologues, géophysiciens et ingénieurs réservoir. *Bull. Centres Rech. Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 25.
- Honig C. & Boyd R. (1992)** - Estuarine sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia. *J. Sediment. Petrol.*, 62, in press.
- Hopkins J.C., Hermanson S.W. & Lawton D.C. (1982)** - Morphology of channels and channel-sand bodies in the Glauconitic Sandstone Member (Upper Mannville), Little Bow Area. Alberta, *Bull. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 30, p. 274-285.
- Horrenberger J.C. (1980)** - Les structures anticlinales de Blégiers et des Baus (La Javie Alpes-de-Haute-Provence). Evolution géométrique et cinématique d'une zone en décrochement-chevauchement. *Sci. Geol. Bull.*, 33, 4, Strasbourg, p. 163-172.
- Howard A.D. (1967)** - Drainage analysis in géologic interpretation : a summation. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 51, p. 2246-2259.
- Howard A.D. (1992)** - Morphometric definitions of drainage density. *EOS Transactions*, Am. Geophys. Union, 73, 14, Suppl., p. 38.
- Hoyos M., Doblas M., Sánchez Moral S., Cañaveras J.C., Ordóñez S., Sese C., Sanz E. & Maecha V. (1996)** - "Hydration diapirism : a climate-related initiation of evaporite mounds in two continental Neogene basins of Central Spain" en "Salt Tectonics". *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 100, p. 49-63.
- Hsü K., Montadert L., Bernoulli D., Cita M.B., Erickson A.J., Garrison R.E., Kidd R.B., Melieres F., Muller C. & Wright R. (1977)** - History of the Mediterranean salinity crisis. in « Histoire structurale des bassins méditerranéens », B. Biju-Duval and L. Montadert eds, Paris, *Ed. Technip*, p. 421-422.
- Hudson, J. D., (1990)** - Salinity From faunal analysis and geochemistry. in "Palaeobiology. A Synthesis", D. E. G. Briggs and P. R. Crowther eds, London, *Blackwell Scient. Publ.*, p. 406-410.
- Huguene M., Mein P. & Ringeade M. (1992)** - Nouvelles datations des gisements de mammifères du bassin de Digne (Lambert et Barles, SE de la France), extension probable de la transgression aquitainienne dans cette région. *Paleontologica i Evolucio*, 24-25, p. 123-134.
- Hunt D. & Tucker M. (1995)** - Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract : Deposition During Base-level Fall : Reply. Elsevier Publishing Company, *Sediment. Geol.*, 95, p.147-160.
- Hunt D. & Tucker M.E. (1992)** - Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tracts : Deposition During Base Level Fall. *Sediment. Geol.*, 81, p. 1-9.
- Iaccarino S. (1985)** - Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foram. in "Plankton stratigraphy", Bolli H. M., Saunders J. B., Perch-Nielsen K. Eds, *Cambridge Univ. Press*, 1, 283-314.
- Iaccarino S.M & Premoli Silva I. With Biolzi M., Foresi L.M., Lirer F., Petrizzo M. R. (2005)** - Practical manual of Oligocene to middle Miocene planktonic foraminifera. Edited by Biolzi M., Iaccarino S.M, Rettori R. 124 p.
- Iaccarino S.M, Lirer F., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Mazzei R., Salvatorini G., Sprovieri M., Sprovieri R. & Turco E. (2003)** - Astrochronology of Late-Middle Miocene Mediterranean sections. *SEPM Spec. Publ.*, "Multidisciplinary approach to cyclostratigraphy", n° 4.
- Imbrie et al., (1993)** - On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000 year cycle. *Paleoceanography*, 8, 6, p. 699-735.
- Imbrie J.J., Hays D., Martinson D., McIntyre A, Mix A., Morley J., Pisias N., Prell W. & Shackleton N.J. (1984)** - The orbital theory of Pleistocene climate support From a revised chronology of the marine ¹⁸O record. in "Milankovitch and climate", A. L. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla and B. Saltzman eds, Reidel, Dordrecht, 1, p. 269-305.
- Ingersoll R. V. & Busby C. J. (1995)** - Tectonics of Sedimentary Basins. *Blackwell Sci.*, p. 1-51.
- Ingersoll R.V. (1988)** - Tectonics of sedimentary basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 1704-1719.

- Ivaldi J.P., Bellon H., Gardia P., Mangan C., Muller C., Perez J. L., Tarramorsi S., (2003)** - Contexte lithostructural, âges ^{40}K - ^{40}Ar et géochimie du volcanisme calco-alcalin tertiaire de Cap-d'Ail dans le tunnel ferroviaire de Monaco. *C. R. Géoscience*, 335, 4, p. 411-421. ISSN 1631-0713
- Iwaniw E. (1984)** - Lower Cambrian basin margin deposits in NE León, Spain - a model for valley-fill sedimentation in a tectonically active, humid climatic setting. *Sedimentology*, 31, p. 91-110.
- Jackson R.G. (1976)** - Velocity-bed-form-texture patterns of meander bends in the lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, p. 1511-1522.
- Jacquin T. & de Graciansky P.C. (1998)** - Major transgressive/regressive cycles : the stratigraphic signature of European basin development. in "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail eds., *SEPM Spec. Publ.*, 60, p. 15-29.
- Jacquin T. & de Graciansky P.C. (1998)** - Major transgressive/regressive cycles : The stratigraphic signature of European basin development. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy of European basins. In "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail eds., 60, p.15-42.
- Jacquin T., Ruscadelli G., Amedro F., de Graciansky P.C. & Magniez-Jannin F. (1998)** - The North Atlantic Cycle : An overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of western Europe. in "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, T. & P.R. Vail eds., *SEPM Spec. Publ.*, 60, p. 397-409.
- James D.P. & Leckie D.A. (1988)** - Sequences, stratigraphy, sedimentology : surface and subsurface. *Can. Soc. Petr. Geol. Mem.*, 15, 586 p.
- James N.P. & Bone Y. (2000)** - Eocene cool-water and biosiliceous sedimentation dynamics, St Vincent Basin, South Australia. *Sedimentology*, 47, p. 761-786.
- James N.P. & Bourque P.A. (1992)** - Reefs and Mounds, In "Facies Models, Response to sea level change", R.G. Walker and N.P. James eds, chap. 17, p. 323-348.
- James N.P. (1997)** - The cool-water carbonate depositional realm, in "Cool-water carbonates", N.P. James and J.A.D. Clarke, eds, *SEPM Spec. Publ.*, Tulsa, Oklahoma, p. 1-20.
- James N.P., Bone Y., Collins L.B. & Kyser T.K. (2001)** - Surficial sediments of the Great Australian Bight : Facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *J. Sediment. Res.*, 71, p. 549-567.
- James N.P., Bone Y., Hageman S.J., Feary D.A. & Gostin V.A. (1997)** - Cool-water sedimentation during the terminal Quaternary sea-level cycle : Lincoln Shelf, Southern Australia. in "Cool-water carbonates", N.P. James and J.A.D. Clarke eds, *SEPM Spec. Publ.*, Tulsa, Oklahoma, p. 53-76.
- Javaux C., Parize O. & Rubino J.L. (1997)** - ARTEP -. Les barres tidales miocènes de la région de Vénaque (quantification de la géométrie des corps réservoirs carbonates). *Livret-guide Excursion ARTEP*, Vénaque, juin 1997, 25 p.
- Jenkins, D.G. (1966)** - Planktonic Foraminifera From the Type Aquitanian-Burdigalian of France. *Contributions From the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 17, p. 1-16.
- Jennette D.C., Jones C.R., van Wagoner J.C. & Larsen J.E. (1991)** - High-resolution sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous Tocito Sandstone : the relationship between incised valleys and hydrocarbon accumulation, San Juan basin, New Mexico. in "Sequence stratigraphy applications to shelf sandstone reservoirs, outcrop to subsurface examples", J.C. van Wagoner, C. R. Jones, D.R. Taylor, D. Nummedal, D.C. Jeannette and G.W. Riley eds, *AAPG Field Trip Guidebook*.
- Jervey M.T. (1988)** - Quantitative geologic modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. in "Sea level change : an integrated approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, and J.C. van Wagoner eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 47-69.
- Jervey M.T. (1992)** - Siliciclastic sequence development in foreland basins, with examples from the Western Canada foreland basin. "Foreland basins and fold belts", in R.W. Macqueen and D.A. Leckie eds, *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 55, p. 47-80.
- Jiménez-Moreno G. (2005)** - Utilización del análisis polínico para la reconstrucción de la vegetación y clima y estimación de paleoaltitudes a lo largo del arco alpino en Europa en el Mioceno (21-8 Ma). *Thèse Univ. Grenade*.
- Jiménez-Moreno M., Iaccarino S. & Rubino J.L. (2002)** - Miocene of the Berre Lagoon area (Southern France) : Palynology and biostratigraphy. Congrès Strati 2002, *Doc. Lab. Géol. Univ. Lyon*, 156, p. 135-136.
- Johnson H.D. & Levell B.K. (1995)** - Sedimentology of a transgressive, estuarine sand complex : The Lower Cretaceous Woburn Sands (Lower Greensand), Southern England. in "Sedimentary facies analysis ; a tribute to the research and teaching of Harold G. Reading", A.G. Plint, ed, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 22, p. 17-46.
- Jolivet, L. & Faccenna, C. (2000)** - Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19, (6), p. 1095-1106.

- Jones R. (1988)** - The sedimentological and structural evolution of tertiary basins of Vaucluse, S.E. France. *PhD thesis, Liverpool University.*
- Jones S.J., Frostick L.E. & Astin T.R. (1999)** - Climatic and tectonic controls on fluvial incision and aggradation in the Spanish Pyrenees. *J. Geol. Soc. London*, 156, p. 761-769.
- Jordan T.E. & Flemings P.B. (1991)** - Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation, and unsteady tectonism : A theoretical evaluation. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 6681-6699.
- Josnin J.Y., Arthaud F. & Drogue C. (1998)** - Mouvements verticaux quaternaires dans le Languedoc méditerranéen oriental et leurs conséquences sur l'hydrologéologie karstique, *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 326, p. 709-716.
- Kälin D. (1997)** - The mammal zonation of the upper marine molasse of Switzerland reconsidered : a local biozonation of MN2-MN 5. Actes du Congrès Biochrom'97, *Mem. Trav. EPHE, Inst. Montpellier*, 21, p. 515-535.
- Kamola D.L. & Howard J.D. (1985)** - Back barrier and shallow marine depositional facies, Spring Canyon Member, Blackhawk Formation. *SEPM Midyear Meeting Field Guides*, p. 10-35, through 10-67.
- Karner G.D. & Watts A.B. (1983)** - Gravity anomalies and the flexure of the lithosphere at mountain ranges. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 10,449-10,477.
- Ke X., Evans G. & Collins M.B. (1996)** - Hydrodynamics and sediment dynamics of The Wash embayment, eastern England. *Sedimentology*, 43, p. 137-174.
- Kempf O. & Matter A. (1999)** - Magnetostratigraphy and depositional history of the Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, 92, 1, p. 97-103.
- Kempf O. & Pfiffner O.A. (2002)** - Early Tertiary evolution and paleogeography of the Helvetic Alps of Switzerland : implications for foreland basin dynamics. *Basin Res.*
- Kempf O., Bolliger T., Kälin, D., Engesser B. & Matter A. (1997)** - New magnetostratigraphic calibration of Early to Middle Miocene mammal biozones of the North alpine foreland basin. Actes du Congrès Biochrom'97, *Mem. Trav. EPHE, Inst. Montpellier*, 21, p. 547-561.
- Kempf O., Matter A., Burbank D.W. & Mange M. (1999)** - Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic Framework : the eastern Swiss Molasse basin. *Int. J. Earth Sci.*, 88, p. 253-275.
- Kempf O., schlunegger F., Strunck P. & Matter A. (1998)** - Palaeomagnetic evidence for late Miocene rotation of the Swiss Alps : results From the North Alpine foreland basin. *Terra Nova*, 10, p. 6-10.
- Kendall C.G.St.C. & Lerche I. (1988)** - The rise and fall of eustasy, in "Sea level change : an integrated approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. van Wagoner, eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 3-17.
- Kenyon N.H. (1970)** - Sand Ribbons of European Tidal Seas. *Mar. Geology*, 9, 25-39.
- Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H. & Johnson M.A. (1981)** - Offshore tidal sand banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 5, p. 257-268.
- Kenyon P.M. & Turcotte D.L. (1985)** - Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. *GSA Bull.*, 96, p. 1457-1465.
- Kerckhove, (1969)** - La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, 45, 1969, p. 5-204.
- Kidwell S.M. (1989)** - Stratigraphic condensation of marine transgressive records : origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *J. Geol.*, 97, p. 1-29.
- Killian W. & Termier P. (1918)** - Sur la composition des conglomérats miocènes des chaînes subalpines Françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 167, 17, p. 584-586.
- Killian W. (1897)** - Nappe d'alluvions pliocènes dans les chaînes subalpines voisines de Grenoble. *Bull. Soc. Geol. France*, sér. 3, 25, p. 438-439.
- Kindinger J.L., Balson P.S. & Flocks J.G. (1994)** - Stratigraphy of Mississippi-Alabama shelf and Mobile River incised-valley system. in "Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences", R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 83-95.
- King D. & Chafetz H. (1983)** - Tidal Flat to Shallow-shelf Deposits in the Cap Mountain Limestone Member of the Riley Formation, Upper Cambrian of Central Texas. *J. Sediment. Petrol.*, 53, 1, p. 261-273.
- Kinnebrew Q. (1988)** - Influence of a "water gap" on upstream sedimentation in an alluvial valley. 31st annual meeting, Abstracts and Program, *Assoc. Engineering Geol.*, 31, p. 50.
- Kolla V., Posamentier H.W. & Eichenseer H. (1995)** - Stranded Parasequences and the Forced Regressive Wedge Systems Tract : Deposition During Base-level Fall : Discussion. *Sediment. Geol.*, 95, p.139-145.
- Koltermann C.E. & Gorelick S.M. (1992)** - Paleoclimatic signature in terrestrial flood deposits. *Science*, 256, p. 1775-1782.
- Kominz M.A. & Bond G.C. (1986)** - Geophysical modelling of the thermal history of foreland basins. *Nature*, 320, p. 252-256.

- Kominz M.A., Miller K.G. & Browing J.V. (1998)** - Long-term and short-term global Cenozoic sea-level estimates, *Geology*, 26, p. 311-314.
- Kooi, H. & Beaumont C. (1994)** - Escarpment evolution on high-elevation rifted-margins : Insights derived From a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 12,191-12,209.
- Koons P.O. (1989)** - The topographic evolution of collisional mountain belts : A numerical look and the Southern Alps, New Zealand. *Am. J. Sci.*, 289, p. 1041-1069.
- Koss J.E., Ethridge F.G. & Schumm S.A. (1994)** - An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf strata. *J. Sediment. Res.*, B64, p. 90-98.
- Kraus M.J. & Bown T.M. (1986)** - Paleosols and time resolution in alluvial stratigraphy. in "Paleosols, Their Recognition and Interpretation", V.P. Wright ed., *Princeton Univ. Press*, p. 180-206.
- Kraus M.J. & Bown T.M. (1988)** - Pedofacies analysis : a new approach to reconstructing ancient fluvial sequences. in "Paleosols and Weathering Through Geologic Time", J. Reinhardt and W.R. Sigleo, eds, *GSA Spec. Pap.*, 216, p. 143-152.
- Kraus M.J. & Wells T.M. (1999)** - Facies and facies architecture of Paleocene floodplain deposits, Fort Union Formation, Bighorn Basin, Wyoming. *Mountain Geol.*, 36, 2, p. 57-70.
- Krause F.F. & Nelson D.A. (1991)** - Evolution of an Upper Cretaceous (Turonian) shelf sandstone ridge : analysis of the Crossfield-Cardium pool, Alberta, Canada. in "Shelf sand and sandstone bodies : geometry, facies and sequence stratigraphy", D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 14, p. 427-456.
- Kreisa R.D., Moiola R.J. & Nøttvedt A. (1986)** - Tidal sand wave facies, Rancho Rojo Sandstone (Permean), Arizona. in "Shelf sands and sandstones", R.J. Knight and J.R. McLean eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 11, p. 277-291.
- Krystinik L.F. & Blakeney B.A. (1990)** - Sedimentology of the upper Morrow Formation in eastern Colorado and western Kansas. in "Morrow sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas", S.A. Sonnenberg, L.T. Shannon, K. Rader, W.F. von Drehle, G.W. Martin eds, *Rocky Mountain Assoc. Geologists*, p. 37-58.
- Kuehl S.A., Levy B.M., Moore W.S. & Allison M.A. (1997)** - Subaqueous delta of the Ganges- Brahmaputra river system. *Mar. Geol.*, 144, p. 81-96.
- Kuhlemann J. & Kempf O. (2002)** - Post-Eocene evolution of the North Alpine Foreland Basin and its response Alpine tectonics. *Sediment. Geol.*, 152, p. 45-78.
- Kvale, E. P., and Barnhill, M. L., (1994)** - Evolution of Lower Pennsylvanian estuarine facies within two adjacent paleovalleys, Illinois Basin, Indiana. in "Incised valley systems. Origin and sedimentary sequences", R. Boyd, B. A. Zaitlin, and R. Dalrymple Eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 191-207.
- Labaume P., Ritz J.F. & Philip H. (1989)** - Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308 (II), p. 1553-1560.
- Lacassin R., Meyer B., Benedetti L., Armijo R. & Tapponnier P. (1998)** - Signature morphologique de l'activité de la faille des Cévennes (Languedoc, France). *C. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 326, p. 807-815.
- Lacassin R., Tapponnier P. & Bourjot L. (1990)** - Culminations anticlinales d'échelle crustale et imbrication de la lithosphère dans les Alpes, apports du profil ECORS-CROP. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, sér. II, p. 807-814.
- Laläi D. (1986)** - Nouvelles faunes de rongeurs de la fin du Miocène inférieur en Provence : Implications géologiques et paléogéographiques. *Paleovertebrata*, 16, (2), p. 77-126.
- Lallemand C. (1911)** - Sur les changements du niveau du sol en Provence, à la suite du tremblement de terre de 1909. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 151, p. 1560-1562.
- Lambert J. & Levret-Albaret A. (1996)** - Mille ans de séismes en France : catalogue d'épicentres, paramètres et références. Presses académiques, 75 p.
- Lami A., Fabre P., Pairis J.L. & Gidon M. (1987)** - Les caractères du détritisme paléogène aux abords du massif du Pelvoux (Alpes externes meridionales). *Géologie Alpine*, 13, p. 319-328.
- Lanier W. P., Feldman H. P. and Archer A. W. (1993)** - Tidal sedimentation From a fluvial to estuarine transition, Douglas Group, Missourian-Virgilian, Kansas. *J. Sediment. Pet.*, 63, p. 860-873.
- Larsonneur C. (1994)** - The Bay of Mont-Saint-Michel : A sedimentation model in a temperate macrotidal environment. *Senckenbergiana Maritima*, 24, p. 3-63.
- Larsonneur C., (1989)** - La Baie du Mont-Saint-Michel, un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Bull. Institut Géol. Bassin d'Aquitaine*, 46, p. 5-73.
- Latreille G. (1969)** - La sédimentation détritique au Tertiaire dans le Bas-Dauphiné et les régions limitrophes. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 33, 254 p., 78 fig., 39 tabl.
- Laubscher H. (1991)** - The arc of the Western Alps today. *Eclogae Geol. Helv.*, 84/3, p. 631-659.
- Laubscher H. (1992)** - Jura kinematics and the Molasse Basin. *Eclogae Geol. Helv.*, 85/3, p. 653 675.

- Laubscher H. (1992)** - The Alps - a transpressive pile of peels. in "Thrust tectonics", K.R. Mc Clay ed., *Chapman & Hall*, p. 287-298.
- Laurent O., Stéphan J.F. & Popoff M. (2000)** - Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, 3, p. 33-65.
- Lawton T.F. (1983)** - Late Cretaceous fluvial systems and the age of foreland uplifts in central Utah. in "Rocky Mountain foreland basins and uplifts", J.D. Lowell, ed, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 181-199.
- Lawton T.F. (1986)** - Fluvial systems of the Upper Cretaceous Mesaverde Group and Paleocene North Horn Formation, central Utah : a record of transition From thin-skinned to thick-skinned deformation in the foreland region. in "Paleotectonics and sedimentation in the Rocky Mountain region," J.A. Peterson, ed., United States, *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 41, p. 423-442.
- Le Griel (1975)** - Les "terres a pise" du Forez. Etude d'une formation corrélative. *Revue Géogr. Lyon*, 50, 3, p. 211-252.
- Le Griel (1988)** - La genèse des reliefs du Massif Central. Propos autour d'une prochaine soutenance de thèse. *Bull. Lab. Rhodanien de Géomorphologie*, 21-22, p. 3-25.
- Le Griel (1991)** - L'évolution géomorphologique du Massif Central Français. *Thèse d'Etat, Lyon*, 3 tomes (imprimé à compte d'auteur).
- Le Pichon X., Pautot G., Auzende J.M. & Olivet J.L. (1971)** - La Méditerranée Occidentale depuis l'Oligocène : schéma d'évolution. *Earth Planet. Sci. Letters*, 13, 1, p. 145-152.
- Leckie D.A. & Smith D.G. (1992)** - Regional setting, evolution, and depositional cycles of the Western Canada Foreland Basin. in "Foreland Basins and Belts", R.W. Macqueen and D.A. Leckie eds., *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55, p. 9-46.
- Leckie D.A. (1991)** - The Lower Cretaceous Chinkeh Formation : a Frontier-type play in the Liard Basin of western Canada. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 75, p. 1324-1352.
- Leeder M.R. & Jackson J.A. (1993)** - The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples From the western United States and central Greece. *Basin Res.*, 5, p. 79-102.
- Leeder M.R. & Stewart M.D. (1996)** - Fluvial incision and sequence stratigraphy : alluvial responses to relative sea-level fall and their detection in the geological record. in "Sequence stratigraphy in British geology", S.P. Hesselbo and D. N. Parkinson eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 103, p. 25-39.
- Leenhardt O., Pierrot S., Rebuffatti A. & Sabatier A. (1969)** - Etude sismique de la zone de Planier (Bouches du Rhône). *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 24, 11, p. 1261-1287.
- Lees A. & Bullers A.T. (1972)** - Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geology*, 13, p. 67-73
- Lefavrais R. (1961)** - La Bresse et le Bas-Dauphiné au Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e sér., t. 3, p. 82-90.
- Lefebvre D. (1980)** - Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Ph.D. dissertation, *University of Paris VI*, Paris, France, 163 p.
- Lefort J.P. & Agarwal B.N.P. (1996)** - Gravity evidence for an Alpine buckling of the crust beneath the Paris Basin. *Tectonophysics*, 258, p. 114.
- Legarreta L., Uliana M.A., Larotonda C.A. & Meconi G.R. (1993)** - Approaches to non-marine sequence stratigraphy-theoretical models and examples From Argentine basins. in "Subsurface reservoir characterization From outcrop observations", R. Eschard and B. Doligez, eds, Proceedings of the 7th IFP Exploration and Production Research Conference, Scarborough (GB), April 12-17, 1992, *Ed. Technip*, Paris, p. 125-143.
- Lejay A. (1991)** - Stratigraphie haute résolution des dépôts de marées du bassin molassique suisse. *Thèse Univ. de Strasbourg*, 202 p.
- Lemieux S. (1999)** - Seismic reflection expression and tectonic significance of Late Cretaceous extensional faulting of the Western Canada Sedimentary Basin in Southern Alberta. *Bull. Can. Petr. Geol.*, 47, p. 375-390.
- Lemoine M., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Bas T., Bourbon M., Dumont T., Gidon M., De Graciansky P.C., Megard-Galli J., Rudkiewicz J.L. et Tricart P. (1986)** - Etapes et modalités de la subsidence d'une paléomarge passive : Les Alpes occidentales au Mésozoïque. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, 143-149.
- Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Dumont T., Gidon M., Bourbon M., De Graciansky P.C., Rudkiewicz J.L., Megard-Galli J. et Tricart P. (1986)** - The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Marine and Petroleum Geology*, 3, p. 179-199.
- Lemoine M., De Graciansky P.C. (1988)** - Histoire d'une marge continentale passive : les Alpes occidentales au Mésozoïque. Introduction. *Bull. Soc. géol. France*, 1988, (8), t. IV, n° 4, p. 597-600.
- Lemoine M., de Graciansky P.-C. et Tricart P. (2000)** - De l'océan à la chaîne de montagnes : tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Science Publishers, 208.

- Lemoine M., et al., (1989)** - Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, p. 711-716.
- Leopold I.B., Wolman M.G. & Miller J.P. (1964)** - Fluvial processes in geomorphology : San Francisco. *W.H. Freeman*, 522 p.
- Leopold L.B. & Bull W. (1979)** - Base level, aggradation, and grade. *Proc. Am. Philosoph. Soc.*, 123, p. 168-202.
- Leopold L.B. & Maddock T. (1953)** - The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications. *U.S. Geol. Survey Profess. Pap.*, 252, Washington, D.C., 57 p.
- Leopold L.B. & Wolman M.G. (1957)** - River channel patterns : braided, meandering and straight, *U.S. Géol. Survey Profess. Pap.*, 282-B, 85 p.
- Lericolais G., Berné S. & Féliès H. (2001)** - Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Mar. Geology*, 175, issues 1-4, p. 183-197.
- Lesueur J.L. & Rubino J.L. (1988)** - Les séquences de dépôts du Miocène de Basse-Provence (littoral de la Nerthe et région des Etangs). *Rapport Total*, RL 4479.
- Lesueur J.L., Rubino J.L. & Giraudmailliet M. (1990)** - Organisation et structures internes des dépôts tidaux du Miocène rhodanien. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 8, 6, 1, p. 49-65.
- Letouzey J., Colletta B., Vially R. & Chermette J.C. (1995)** - Evolution of salt-related structures in compressional settings. In "Salt Tectonics, a Global Perspective", M.P.A. Jackson, D.G. Roberts & S. Snelson eds, *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 65, p. 41-60.
- Li Qianyu (1987)** - Origin, phylogenetic development and systematic taxonomy of the *Tenuitella* plexus (Globigerinitidae Globigerininina). *The Journal of Foraminiferal Research*, 17, 4, p. 298-320.
- Likorish W.H. & Ford M. (1998)** - Sequential restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. in "Cenozoic Foreland Basins of Western Europe", A. Mascle, C. Puigdefabregas, H.P. Luterbacher & M. Fernandez eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 189-211.
- Lofi J. (2002)** - La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Lille 1.
- Long A.J., Scaife R.G. & Edwards R.J. (2000)** - Stratigraphic architecture, relative sea level, and models of estuary development in Southern England : New data From Southampton water. in "Coastal and estuarine environments, Sedimentology, geomorphology and geoarchaeology", K. Pye and J.R.L. Allen, eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 175, p. 253-280.
- Lopez S., Cojan I. & Renard M. (2000)** - Corrélations chiostratigraphiques entre domaines marin et continental : Application à une série du Miocène inférieur (Beynes - Châteauredon, Alpes-de-Haute-Provence, Fr). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, p. 837-843.
- Loucks R. & Sarg J.F. (1993)** - Carbonate sequence stratigraphy : recent developments and applications. *Am. Asso. Petr. Géol. Mem.*, 57, 546 p.
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R. & Baum G.R. (1988)** - Condensed sections : the key to age dating and correlation of continental margin sequences. in "Sea level changes. An integrated approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, H.C.A. Ross and J.C. van Wagoner eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 183-213.
- Lucazeau F. and Bayer R., (1982)** - Evolution géothermique et géodynamique du Massif Central Français depuis l'Oligocène. *Ann. Géophys.*, 38-3, 405-429.
- Lucazeau F., Vasseur G., & Bayer R. (1984)** - Interpretation of heat flow data in the French Massif central. *Tectonophysics*, 103, 99-119.
- Lukie T. (1999)** - A study of the sedimentology, geochemistry, and stratigraphic organization of the Lower Cretaceous Horsefly (Basal Quartz) Valley (Taber-Cutbank), Southern Alberta and Northern Montana. [unpublished M.sc. thesis], *Queen's Univ.*, 291 p.
- Lukie T.D., Ardies G.W., Dalrymple R.W. & Zaitlin B.A. (2002)** - Alluvial architecture of the Horsefly unit (Basal Quartz) in Southern Alberta and Northern Montana : Influence of accommodation changes and contemporaneous faulting. *Bull. Can. Petr. Geol.*, 50, in press.
- Lutaud L. (1957)** - La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyn.*, 1 2, p. 103-107.
- MacArthur J.M. (1994)** - Recent trends in strontium isotope stratigraphy. *Terra Nova*, 6, p 331-358.
- MacCave I. N. & Geiser A.C. (1978)** - Megaripples, ridges and runnels on intertidal flats of The Wash, England. *Sedimentology*, 26, p. 353-369.
- MacCave I.N. (1970)** - Sands waves in the North Sea off the coast of Holland. *Mar. Geology*, 10, p. 199-225.
- MacDonald D.I.M. (1991)** - Sedimentation, tectonics, and eustasy : sea-level changes at active margins. *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 12, 518 p.
- MacEachern J. A. and Pemberton S.G. (1994)** - Ichnological aspects of incised valley fill systems From the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. in "Incised valley

- systems. Origin and sedimentary sequences”, R. Boyd, B. A. Zaitlin and R. Dalrymple eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 129-157.
- MacEachern J.A., Raychaudhuri I. & Pemberton S.G. (1992)** - Stratigraphic applications of the Glossifungites ichnofacies : delineating discontinuities in the rock record. in “Application of ichnology to petroleum exploration : a core workshop”, S.G. Pemberton ed., *SEPM Core Workshop 17*, p. 169-198.
- MacEachern J.A., Zaitlin B.A. & Pemberton S.G. (1999)** - Coarse-grained, shoreline-attached marginal marine parasequences of the Viking Formation, Joffe field, Alberta, Canada. in “Isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation”, K.M. Bergman & J.W. Snedden eds., *SEPM Spec. Publ.*, 64, p. 273-296.
- Mack G.H., James W.C. & Monger H.C. (1993)** - Classification of paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 105, p. 129-136.
- Macqueen R.W. & Leckie D.A. (1992)** - Foreland basins and fold belts. *AAPG Mem.*, 55, 460 p.
- Mallet J.L. (1992)** - Discrete smooth interpolation in geometric modelling. *Computer Aided Design*, 24, p. 178-191.
- Mallet J.L., Massot J. & Cognot R. (1999)** - Fault characterization. Proc. 19th Gocad Meeting, Nancy school of Geology, Nancy, France, June 14-17, *ASGA (Assoc. Sci. pour la Géol. et ses Applications)*.
- Marchant R. (1993)** - The Underground of the Western Alps. *Mém. Géol. Lausanne*, 15, 137 p.
- Marchant R., et Stampfli G.M., (1997)** - Crustal and lithospheric structures of the Western Alps : geodynamic significance. in “Deep structure of the Swiss Alps - Results From NRP 20”, Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzman P., Mueller S. & Steck A. eds, Birkhäuser AG., Basel, p. 326-337.
- Marchant R.H. & Stampfli G.M. (1997)** - Subduction of continental crust in the Western Alps. *Tectonophysics* 269, 217-235.
- Martel A.T., Allen P.A. & Slingerland R. (1994)** - Use of tidal-circulation modeling in paleogeographical studies : an example From the Tertiary of the Alpine perimeter. *Geology*, 22, 10, p. 925-928.
- Martin R. (1966)** - Paleogeomorphology and its applications to exploration for oil and gas (with examples From western Canada. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 50, p. 2277-2311.
- Martini E. & Müller C. (1986)** - Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton stratigraphy, *Newsl. Stratigr.*, 16, p. 99-112.
- Martini E. (1971)** - Late Oligocene and early Miocene calcareous nannoplankton (remarks on French and Moroccan sections), *Newsl. Stratigr.*, 18, p. 75-80.
- Martini E., (1971)** - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 2nd Planktonic Conference*, Farinacci A. Ed., Roma, 1970, 2, 739-785.
- Martinod J. (1988)** - Compression alpine, extension mesozoïque et diapirisme dans les Baronnies (Département de la Drôme). *Rapport IFP / ENSMP*, réf. 36523.
- Martinsen O. & Helland-Hansen W. (1993)** - Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde Estuary, France -Discussion. *J. Sediment. Res.*, B64.
- Mascle A. & Puigdefabregas C. (1998)** - Tectonics and sedimentation in foreland basins results from the Integrated Basin Studies project. In “Cenozoic Foreland Basins of Western Europe”, A. Mascle ed.
- Mascle G., Arnaud H., Dardeau G., Debelmas J., Delpech P.Y., Dubois P., Gidon M., de Graciansky P.C., Kerckove C. & Lemoine M. (1988)** - Salt tectonics, Tethyan rifting and Alpine folding in the French Alps. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, 4, 5, p. 747-758, n° UA69.
- Mascle G., Arnaud H., Dardeau G., Debelmas J., Dubois P., Gidon M., de Graciansky P.C., Kerckove C. & Lemoine M. (1988)** - Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine : vers une ré-interprétation des zones de gypse des Alpes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 302, sér. II, 15, p. 963-968.
- Masek J.G., Isacks B.L., Gubbels T.L. & Fielding E.J. (1994)** - Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13,941-13,956.
- Masse J.P., Triat J-M. & Truc G. (1972)** - Surfaces à Microcodium affectant le Crétacé de la partie occidentale des Monts-de-Vaucluse (Sud-Est de la Fr) ; mise en évidence de leur âge éocène. *C.R. Acad. Sci., Paris*, sér. D, t. 275, n° 3, p. 325-328.
- Masse J.P. & Philip J. (1976)** - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme durancien, *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, sér. 2, 28, 1, p. 49-66.
- Masseport J. (1955)** - Le sillon alpin : dépression d'érosion ou déchirure structurale ? *Rev. Géogr. Alpine*, 43, 4, p. 793 -821.
- Masseport J. (1960)** - Le Diois, les Baronnies et leur avant-pays rhodanien. Étude morphologique. 1 vol. in 8, 478 p., 60 fig., 12 photos., *Allier Éd.*, Grenoble.
- Mattauer M. (1998)** - Commentaires à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Rolando Armijo et Paul Tapponnier. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 327, p. 859.

- Mattauer M. (2002)** - Commentaire sur l'article « Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence » par A. schlupp, G. Clauzon, J.Ph. Avouac. *Bull. Soc. Géol. France*, 173, 595 p.
- Mattauer M. Collot-B; Van-den-Driessche-Jean (1982)** - Proposition d'un modèle alpin pour les parties internes métamorphiques de la Cordillère Nord-Américaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 294, 16, p. 1025-1030.
- Mattauer M. and Proust F., (1976)** - Sur quelques problèmes généraux de la chaîne alpine en Corse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 18, (5), p. 1249-1251.
- Mauffret A., Durand de Grossouvre B., Dos Reis A.T., Gorini C., Necessian A. (2001)** - Structural Geometry in the Eastern Pyrenees and Western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Structural Geol.*, 23, 11, p. 1701-1726.
- Mauffret A., Gennesseaux M. (1989)** - Compression, décrochements et distension sur le pourtour méditerranéen nord-occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 308, p. 961-967.
- Maurel-Ferrandini M. (1976)** - Reconstitution paléogéographique du Burdigalien du littoral de la chaîne de la Nerthe et de la région des étangs (Bouches du Rhône, Fr). Thèse Doct. Univ. Provence, *Travaux Lab. Géol. Hist. Paléontol.*, Univ. de Provence Saint-Charles, 7, 135 p.
- Maurer H., Burkhard M., Deichmann N. & Green A. (1997)** - Active tectonism in the central Alps : Contrasting stress regimes North and South of the Rhône valley. *Terra Nova*, 9, p. 91-94.
- Maury R.C. & Varet J. (1980)** - Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. *Mém. B.R.G.M.*, 107, p. 137-159.
- Mayoraz R. (1995)** - Les brèches tertiaires du flanc inverse de la Nappe de Morcles et des unités parautochtones (Bas Valais, Suisse). *Eclogae Geol. Helv.*, 88/2, p. 321-345.
- Mayoraz R., Loup B., Homewood P. & Lateltin O. (1988)** - Un paléocanyon oligocène dans le parautochtone du Haut Val d'Illicz (Valais, Suisse). *Eclogae Geol. Helv.*, 81/3, p. 539-552.
- Meckel L.D., Ford M. & Bernoulli D. (1996)** - Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France*, 2, p. 3-26.
- Mégard-Galli et Baud (1977)** - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales. Données nouvelles et corrélations stratigraphiques. *Bull. BRGM*, 2è s., sect. 4, 3, p. 233-250.
- Mégard-Galli et Faure (1988)** - Tectonique distensive et sédimentation au Ladinien supérieur-Carnien dans la zone briançonnaise. *Bull. Soc. géol. France*, (8), IV, 5, p. 705-715.
- Mein P. & Michaux J. (1979)** - Une faune de petit mammifères d'âge turolien moyen (Miocène supérieur) à Cucuron (Vaucluse) : données nouvelles sur le genre *Stephanomys* (Rodentia) et conséquences stratigraphiques. *Géobios*, Lyon, 12, 3, p. 481-485.
- Mein P. (1990)** - Updating of MN zones. European Neogene Mammal Chronology, Ed. E. H. Lindsay *et al.*
- Mein P. (1999)** - European Miocene Mammal Biochronology. In „The Miocene Land Mammals of Europe“, G.E. Rössner & K. Heissig eds, Verlag Dr. Friedrich Pfeil München, p. 25-38.
- Mellere D. & Steel R.J. (1996)** - Tidal sedimentation in the Inner Hebrides half grabens, Scotland : the Mid-Jurassic Bearraig Sandstone Formation. In “Geology of Siliciclastic Shelf Seas”, M. de Batist & P. Jacobs ed., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 117, p. 49-79.
- Melton F.A. (1959)** - Aerial photographs and structural geology. *J. Geology*, 67, p. 351-370.
- Ménard G. (1979)** - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le S.E. de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. *Thèse Univ. Grenoble*.
- Mercier H. (1978)** - Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens. *Thèse Doct. ès Sci. Univ. Grenoble*, 167, 398 p.
- Mercier H. (1979)** - Le Néogène et le Pléistocène inférieur duranciens. *Géologie Alpine*, 55, p. 111-132.
- Mercier H., Colomb E., Destombes J.P., Gervais J., Gigot P., Mennessier G., Philip J. & Rouire J. (1972)** - Notice explicative, Carte Géologique de la France au 1/50 000, feuille Manosque (969). B.R.G.M., Orléans, 16 p.
- Merle O., (1982)** - Mise en place séquentielle de la Nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (Flysch a Helminthoïdes, Alpes occidentales). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 294, 10, p. 603-606.
- Merle O., Michon L. (2001)** - The formation of the West European Rift : A new model as exemplified by the Massif Central area. *Bull. Soc. Géol. France*, 172 (2), 81-89.
- Metcalf S.E. et al. (2000)** - The Holocene evolution of the Humber estuary : Reconstructing change in a dynamic environment, in L. Shennan and J. Andrews, eds., Holocene land-ocean interaction and environmental change around the North Sea. *Geol. Soc. Spec. Publ., (London)*, 166, p. 97-118.
- Meulenkamp J.E., Kovac M. and Cicha I. (1996)** - On Late Oligocene to Pliocene depocenter migrations and the evolution of the Carpathian-Pannonian system. *Tectonophysics*, 266, p. 310-317.
- Meulenkamp J.E., Sissingh W. (2003)** - Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone.

- Meulenkamp J.E., Sissingh W. et al. (2000a)** - Early to Middle Ypresian, late Lutetian, late Rupelian, early Burdigalian, early Langhian, late Tortonian, Piacenzian/Gelasian. In "Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps", Dercourt J., Gaetani M. et al. eds, CCGM/CGMW, Paris, maps 17–23.
- Meulenkamp J.E., Sissingh W. et al. (2000b)** - Tertiary. In Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical Maps Explanatory Notes. S. Crasquin Coord., CCGM/CGMW, Paris, p. 153–208.
- Meyer B., Lacassin R., Brulhet J. & Mouroux B. (1994)** - The Basel 1356 earthquake : which fault produced it ? *Terra Nova*, 6, p. 54-63.
- Miall A.D. (1986)** - Eustatic sea level changes interpreted From seismic stratigraphy : a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *AAPG Bull.*, 70, p. 131-137.
- Miall A.D. (1988)** - Facies architecture in clastic sedimentary basins. in "New Perspectives in Basin Analysis", K.L. Kleinspehn and C. Paola eds, Springer-Verlag, New York, p. 67-81.
- Miall A.D. (1991)** - Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *J. Sediment. Petrol.*, 61, p. 497-505.
- Miall A.D. (1992)** - Exxon global cycle chart : an event for every occasion ? *Geology*, 20, p. 787-790.
- Miall A.D. (1993)** - The architecture of fluvial-deltaic sequences in the upper Mesaverde Group (Upper Cretaceous), Book Cliffs, Utah. in "Braided rivers", J.L. Best and C.S. Reed eds, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 75, p. 305-332.
- Miall A.D. (1994)** - Reconstructing fluvial macroform architecture from two-dimensional outcrops : examples from the Castlegate Sandstone, Book Cliffs, Utah. *J. Sediment. Res.*, section B , Stratigraphy and Global Studies, B64, p. 146-158.
- Miall A.D. (1995)** - Collision-Related Foreland Basins. Tectonics of sedimentary basins. Ed. C.J. Busby & R.V. Ingersoll, *Blackwell Science*, p. 393-424.
- Miall A.D. (1996)** - The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Géology, *New York, Springer*, 582 p.
- Michon L., Merle O. (2001)** - The evolution of the Massif Central Rift : Spatio-temporal distribution of the volcanism. *Bull. Soc. Géol. France*, 172 (2), 69-80.
- Middleton G.V. (1973)** - Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 979-988.
- Milankovitch M.K. (1941)** - Kanon der Redbestrahlung und seine Anwendung auf das Eisenzeiten problem. *Serb. Akad. Beogr.*, Sec. Publ., 132.
- Miller K.G., Fairbanks R.G. & Mountain G.S. (1987)** - Tertiary oxygen isotope synthesis, sea-level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, 2, p. 1-19.
- Miller K.G., Feigenson M., Wright J.D. & Clement B. (1991)** - Miocene isotope reference section, Deep Sea Drilling Project Site 608 : an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution. *Paleoceanography*, 6, p. 33-52.
- Miller K.G., Liu C. & Feigenson M.D. (1996a)** - Oligocene to middle Miocene Sr-isotopic stratigraphy of the New Jersey continental slope. Proc. Ocean Drilling Program, *Scientific Results*, G.S. Mountain et al. eds, College Station, Texas, *Ocean Drilling Progr.*, 150, p. 97-114.
- Miller K.G., Moutain G.S., the Leg 150 Shipboard Party, and Members of the New Jersey Coastal Plain Drilling Project (1996b)** - Drilling and Dating New Jersey Oligocene-Miocene Sequences : Ice Volume, Global Sea Level and Exxon Records. *Science*, 271, p. 1092-1095.
- Miller K.G., Wright J.D. & Fairbanks R.G. (1991)** - Unlocking the Ice House : Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *J. Geophys. Res.*, 96, p. 6829-6848.
- Mitchum R.M. (1977)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 1 : Glossary of terms used in seismic stratigraphy. in "Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration" C.E. Payton ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 205-212.
- Mitchum R.M. Jr. & Vail P.R. (1977)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7 : seismic stratigraphy interpretation procedure. in "Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration", C.E. Payton ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 135-143.
- Mitchum R.M. Jr., Vail P.R. & Sangree J.B. (1977a)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6 : stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. in "Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration", C.E. Payton ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 117-133.
- Mitchum R.M. Jr., Vail P.R. & Thompson S. (1977b)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2 : the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. in "Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration", C.E. Payton ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 53-62.
- Mitchum R.M. Jr. & van Wagoner J.C. (1991)** - High-Frequency sequences and their stacking patterns : sequence-stratigraphic evidence of high-Frequency eustatic cycles. *Sediment. Geol.*, 70, p. 131-160.
- Molnar P. & England P. (1990)** - Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : Chicken or egg ? *Nature*, 346, p. 29-34.

- Molnar P. & Leon-Caen H. (1989)** - Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys. J. Int.*, 99, p. 123-153.
- Molnar P., Brown E.T., Burchfiel B.C., Qidong D., Xianyue F., Jun L., Raisbeck G.M., Jianbang S., Zhangming W., You F. & Huichuan Y. (1994)** - Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the North flank of the Tien Shan, China. *J. Geol.*, 102, p. 583-602.
- Monleau C., Anglada R., Arnaud M., Montaggioni L., Rosen B. & Thomassin B.A. (1989)** - Les constructions à Madréporaires de l'Aquitainien de la Nerthe (Provence occidentale, France). *Ann. Meet. Int. Soc. for Reef Studies*, Marseille, 14-19 décembre 1989, excursion A, 38 p.
- Monleau C., Arnaud M. & Catzigras F. (1988)** - L'Oligocène supérieur marin de la Nerthe (Bouches-du-Rhône) : nouvelles données sédimentologiques et paléogéographiques, dans le cadre de la géodynamique de la Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. 2, 306, p. 487-491.
- Montadert L., Mauffret A. & Letouzey J. (1977)** - Messinian event : seismic evidence. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, R.B. Kidd and P.J. Worstell eds., Washington D.C., US Government Printing Office, 42, p. 1037-1050.
- Montaggioni L., Behairy A.K.A., El Sayed M.K. & Yussuf N. (1986)** - The modern reef complex, Jeddah area, Red Sea : a facies model for carbonate sedimentation on embryonic passive margins. *Coral Reefs*, 5, p. 127-150.
- Montanari A. & Coccioni R. (1997)** - Introduction : the middle Miocene. In "Miocene Stratigraphy : An Integrated Approach", A. Montanari, G.S. Odin, and R. Coccioni ed., Elsevier Science B.V., *Developments in Paleontol. and Stratigr.*, 15, p. 313-340.
- Montanari A., Beaudoin B., Chan L., Coccioni R., Deino A., de Paolo D.J., Emmanuel L., Fornaciari E.S., Kruge M., Lundblad S., Mozzato C., Portier E., Renard M., Rio D., Sandroni P. & Stankiewicz A. (1997)** - Integrated stratigraphy of the middle to upper Miocene pelagic sequence of the Cònero Riviera (Ancona, Italy). In "Miocene Stratigraphy : An Integrated Approach", A. Montanari, G.S. Odin, and R. Coccioni, ed., Elsevier Science B.V., *Developments in Paleontol. and Stratigr.*, 15, p. 409-450.
- Montanari A., Bice D.M., Capo R., Coccioni R., Deino A., de Paolo D.J., Emmanuel L., Monechi S., Renard M. & Zevenboom D. (1997)** - Integrated stratigraphy of the Chattian to Mid-Burdigalian pelagic sequence of the Contessa Valley (Gubbio, Italy). in "Miocene Stratigraphy - An integrated approach", A. Montanari, G.S. Odin and R. Coccioni eds., *Developments in Palaeontol. and Stratigr.*, 15, p. 249-277.
- Montanari A., Deino A., Coccioni R., Langenheim V. E., Capo R. & Monechi S. (1991)** - Geochronology, Sr isotope analysis, magnetostratigraphy and plankton stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in the Contessa section (Gubbio, Italy). *Newsl. Stratigr.*, 23 (3), p. 151-180.
- Montenat C., Barrier P. & Garnier L. (2001)** - La sédimentation miocène au Nord des massifs de Ventoux-Lure (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, 3, 3-32.
- Montgomery D.R. (1994)** - Valley incision and the uplift of mountain peaks. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13913-13921.
- Montjuvet G., Masse P.J.L., Ballezio R, Masse J.P. & Alabouvette B. (1991)** - Carte géologique détaillée de la France à 1 : 50.000e, feuille Avignon, 2ème édition.. *B.R.G.M.*, Orléans.
- Morend D., Pugin A. & Gorin G.E. (submitted)** - Very high-resolution seismic imaging of outcrop-scale sandstone channels and an incised-valley system within the fluvial-dominated Lower Freshwater Molasse (Aquitainian, western Swiss Molasse Basin). *Sediment. Geol.*
- Mugnier C. (1979)** - Les karstifications antépliocènes dans les Bauges, la Chartreuse septentrionale et les chaînons jurassiens voisins et le problème de l'inversion du relief en Chartreuse. *Spelunca*, 4, p. 173-175.
- Mugnier J.L., Arpin R. & Thouvenot F. (1987)** - Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodinamica Acta*, 1, 2, p. 125-137.
- Mugnier J.L., Guellec S., Ménard G., Roure M., Tardy M. & Vialon P. (1990)** - A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced From the ECORS profile. In "Deep structure of the Alps", Roure et al., Vol. spéc., *Mém. Soc. géol France*, 156 / *Mém. Soc. géol. Suisse 1 / Soc Géol. It.*, p. 203-216.
- Mulder T. & Alexander J. (2001)** - The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, 48, p. 269-299.
- Mulder T. & Syvitski J.P.M. (1995)** - Modelling of erosion and deposition by sediment gravity flows generated at river mouths. *J. Sediment. Res.*, 68, p. 124-137.
- Mutti E. (1985)** - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. in "Provenance of arenites", G.G. Zuffa ed., Reidel, Netherlands, p. 65-93.
- Mutti E. (1992)** - Turbidite sandstones. *Agip S. p. A.*, Milan, 275 p.

- Mutti E., Allen G.P. & Rosell J. (1984)** - Sigmoidal cross stratification and sigmoidal bars : depositional features diagnostic of tidal sandstones. 5th Eur. Reg. Meet. Sediment., Int. Assoc. Sedimentologists, Marseille, *Abstracts*, p. 312-313.
- Mutti E., Segruet M. & Sgavetti M. (1988)** - Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the Southern Pyrenees. *Am. Assoc. Pet. Geol. Mediterranean Basin Conf. Field Trip Guidebook*, 157 p.
- Nadon G.C. & Issler D.R. (1997)** - The compaction of floodplain sediments : timing, magnitude and implications. *Geosc. Can.*, 24, p. 37-43.
- Narayan J. (1971)** - Sedimentary structures in the Lower Greensand of the Weald, England and Bas-Boulonnais, France. *Sedimentology*, 6, p. 73-109.
- Nehlig P., Boivin P., de Goër A., Mergoil J., Prouteau G., Sustrac G. & Thiéblemont D. (2003)** - Les volcans du Massif Central. *Géologues*, 130-131
- Nelson C.H. & Maldonado A. (1990)** - Factors controlling late Cenozoic continental margin growth From the Ebro Delta to the western Mediterranean deep sea. *Mar. Geology*, 95, p. 419-440.
- Nelson C.S., (1988)** - An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sediment. Geol.*, 60, p. 3-12.
- Nelson C.S., Harris G.J. & Young H.R. (1988)** - Burial-dominated cementation in non-tropical carbonates of the Oligocene Te Kuiti Group, New Zealand. *Sediment. Geol.*, 60, p. 233-250.
- Nelson C.S., Keane S.L. & Head P.S. (1988)** - Non-tropical carbonate deposits on the modern New Zealand shelf.
- Nely G. (1978)** - Le Burdigalien stratotypique du bassin de Valréas (Drôme, Vaucluse) et ses abords. Stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie. *Thèse Géol. Univ. Lyon*, 3 vol., 362 p.
- Newell A.J. (2001)** - Construction of a Palaeogene tide-dominated shelf : influence of Top Chalk topography and sediment supply (Wessex Basin, UK). *J. Geol. Soc. (London)*, 158, p. 379-390.
- Nichol S., Boyd L.R. & Penland S. (1994)** - Stratigraphic response of wave-dominated estuaries to different relative sea-level and sediment supply histories : Quaternary case studies From Nova Scotia, Louisiana and Eastern Australia. in "Incised-valley systems : Origin and sedimentary sequences", R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 265-283.
- Nichol S.L., Zaitlin B.A. & Thom B.G. (1997)** - The upper Hawkesbury River, New South Wales, Australia : a Holocene example of an estuary bayhead delta. *Sedimentology*, 44, p. 263-286.
- Nio S.D. & Yang C.S. (1991)** - Diagnostic attributes of clastic tidal deposits : A review. in "Clastic tidal sedimentology", D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 16, p. 3-28.
- Noël D., Busson G. & Cornée A. (1993)** - Importance et signification des coccolithophoridées dans des dépôts lagunaires de l'Oligocène inférieur (Stampien-Rupélien) de France. *Rev. Micropaléontol.*, 36, p. 29-43.
- Nummedal D. & Swift D.J.P. (1987)** - Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities : some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. in "Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution", D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard eds, *SEPM Spec. Publ.*, 41, p. 241-260.
- Nummedal D., Riley G.W. & Templet P.L. (1993)** - High-resolution sequence architecture : a chronostratigraphic model based on equilibrium profile studies. in "Sequence stratigraphy and facies associations", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 18, p. 55-68.
- Nury D. & Thomassin B.A. (1994)** - Paléoenvironnements tropicaux, marins et lagunaires d'un littoral abrité (fonds meubles à bancs coralliens, lagune évaporitique) à l'Oligocène terminal (région d'Aix-Marseille). *Géol. Méditerranéenne*, 21, p. 95-108.
- Nury D. (1984)** - Basse Provence - Oligocène. In Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém. BRGM*, 125, p. 429-433.
- Nury D. (1988)** - L'Oligocène de Provence meridionale : stratigraphie-dynamique sédimentaire, reconstitutions paléogéographiques. *Doc. B.R.G.M.*, Orléans, 163, p. 412.
- O'Byrne C.J. & Flint S. (1995)** - Sequence, parasequence and intraparasequence architecture of the Grassy Member, Blackhawk Formation, Book Cliffs, Utah, U.S.A. in "Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits : Outcrop and Subsurface Examples From the Cretaceous of North America", Van J.C. Wagoner and G.T. Bertram eds, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 64, p. 225-255.
- Odin G.S., Montanari A. & Coccioni R. (1997)** - Chronostratigraphy of Miocene stages : a proposal for the definition of precise boundaries. In "Miocene Stratigraphy : an integrated approach", A. Montanari, G.S. Odin & R. Coccioni (Eds.), *Dev. in Palaeont. Stratigr.*, Elsevier, Amsterdam, 15, p. 597-629.
- Off T. (1963)** - Rhythmic linear sand units caused by tidal currents. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 47, p. 324-341.
- Okada, H., and Bukry, D., (1980)** - Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Mar. Micropaleontol.*, 5, p. 321-325.
- Okaya N., Freeman R., Kissling E. & Mueller S. (1996)** - A lithospheric cross section through the Swiss Alps, Part 1, Thermokinematic modeling of the Neopalpine orogeny. *Geophys. J. Int.*, 125, p. 505-518.

- Orchard D.M. & Kidwell M.R. (1984)** - Morrowan stratigraphy, depositional systems, and hydrocarbon accumulation in Sorrento field. *Oil & Gas J.*, 82, p. 102-107.
- Oslick J.S., Miller, K.G. & Feigenson M.D. (1994)** - Oligocene-Miocene strontium isotope : stratigraphic revisions and correlation to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography*, 9 (3), p. 427-443.
- Owen H.G. (1972)** - The Gault and its junction with the Woburn Sands in the Leighton Buzzard area, Bedfordshire and Buckinghamshire. *Proc. Geol. Assoc.*, 83, p. 287-312.
- Owen H.G. (1988)** - The ammonite zonal sequence and ammonite taxonomy in the Douvilleiceras mammilatum superzone (lower Albian) in Europe. *Bull. British Museum (Natural History) Geol. ser.*, 44, p. 177-231.
- Owen H.G., Shephard-Thorn E.R. & Sumbler M.G. (1996)** - Lower Cretaceous. in "British geology - London and the Thames valley", M.G. Sumbler ed., 4th ed., London, British Geol. Survey, Her Majesty's Stationery Office, 173 p.
- Pairis J.L. (1987)** - Dynamique des dépôts et domaines de sédimentation paléogènes dans le Sud-Est Français. *Mém. Géol. Alpine*, 13, p. 283-298.
- Pairis J.L. (1988)** - Paleogene marin et structuration des Alpes Occidentales Françaises. [unpublished Ph.D. thesis], Univ. Grenoble, France, 501 p.
- Pairis J.L. & Gidon M., avec la collaboration de Faucher T. et Thomé M. (1987)** - Le détritisme néogène et ses relations avec la tectonique, à l'extrémité NE du bassin de Valensole (Alpes externes méridionales). *Géol. Alpine*, Mém. H.S. 13, 417-426.
- Palliani RB; Luchetti L; Nini C : Nocchi M; Rettori R, (1997)-** Age and palaeoecological inferences of the upper Monte Falterona Sandstone Formation (Lonnano Member, early Miocene), Northern Apennines. *Giornale di Géologia*, sér. 3a, 59, 1-2, p. 43-168.
- Parize O. & Besson D. (2003)** - Emboîtement/déboîtement de réseaux fluviaux successifs au Miocène : implications sur l'histoire géodynamique de l'Ouest européen. *Journée MINANDRA 2003, Ecole des Mines de Paris/ANDRA*, Livre des Résumés, p. 31-34.
- Parize O. (2000a)** - Etude du remplissage du bassin syncompressif de Valréas et des régions avoisinantes : les bassins d'Avignon et de Carpentras (bassin miocène rhodanien, SE Fr). Rapport ARMINES, 51 p. + annexes.
- Parize O., Aguilar J.P., Besson D., Clauzon G., Crumeyrolle P. & Rubino J.L. (2003)** - Commentaire de l'article de Renaud Couëffé et Olivier Maridet, Découverte de deux gisements à micromammifères du Burdigalien supérieur dans la Molasse Marine du bassin de Digne (Alpes de Haute-Provence, SE Fr) : Implications stratigraphiques et tectoniques. *Ecol. Geol. Helv.*, 96 (2) , p. 197-207.
- Parize O., Besson D. & Rubino J.L. (2003)** - Dans le bassin miocène rhodano-provençal, l'ampleur de l'érosion fluviale à la base du Miocène moyen est-elle relevable d'une seule amplification tectonique ? *Publ. ASF*, Paris, 38, p. 384-385.
- Parize O., Callec Y. & Rubino J.L. (1999)** - Le Miocène moyen et supérieur du bassin de Valréas (SE, Fr) : faciès et organisation stratigraphique. 7è Congr. Sédimentologie, Nancy, Livre des Résumés, *Publ. ASF*, Paris, 33, p. 249-250.
- Parize O., Javaux C. & Boichard R. (1997)** - Projet ARTEP, Quantification des corps réservoir carbonatés. Volet : Étude des barres tidales miocènes de Provence. *Rapport TOTAL RL 6052*, 68 p., 37 fig., 15 panoramas, 4 tabl., 5 ann.
- Parize O., Rubino J. L., Javaux C., Fonta O. & Clauzon G. (1998)** - Large scale valley fill complexes along the Western margin of the Alpine foreland : the example of Miocene Carpentras basin (SE Fr). 15th Int. Sediment. Congr., Int. Assoc. Sedimentologists, Alicante, *Abstracts*, p. 601-603.
- Parize O., Rubino J.L. & Besson D. (2001)** - Architecture et organisation interne de corps sablo-bioclastiques en remplissage de complexes de vallées incisées dans le basin miocène d'Avignon-Carpentras. Int. Meet. « Anatomy of carbonate bodies » field-trip guide-book, 80 p. (deposited at Ecole des Mines de Paris Library).
- Parize O., Rubino J.L., Besson D., Clauzon G., Colson J., Dalrymple B., Javaux C., Laporte-Galaa C., Villain J.M. & Soudet H. (2001)** - Architecture and internal organization of bioclastic sandbodies infilling incised valley fill complexes in the Miocene Carpentras - Avignon basins, field-trip guide book international meeting « Anatomy of carbonate bodies, Marseille 2001», *Rapp. TOTAL - E.N.S. des Mines de Paris (en dépôt à la Soc. Géol. France)*, 40 p.
- Parize O., Rubino J.L., Javaux C., Fonta O. & Clauzon G. (1998)** - Large scale valley fill complexes along the Western margin of the Alpine foreland : the example of Miocene Carpentras basin (SE France). 15th Int. Sediment. Congr., Int. Assoc. Sedimentologists, Alicante, *Abstracts*, p. 601-603.
- Parize O., Rubino J.L. & Javaux C. (1997)** - Architecture et Géométrie des corps tidaux bioclastiques comblant les paléovallées miocènes au Sud-Est du bassin de Carpentras. Congr. Franç. Sédimentologie, Montpellier, Livre des résumés, *Publ. ASF*, Paris, 27, p. 215-216.
- Parize O. (1996)** - Étude des barres tidales miocènes de Provence : Architecture et caractérisation des dépôts tidaux de la région de Vénasque. *Rapport ARMINES*, 104 p. + annexes.

- Parize O., Rubino J.L. ed. (2005)** - Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin. Excursion animée par D. Besson, R. Borgovini, G. Conesa, J.J. Cornée, F. Demory, Y. Dexcoté, C. Duvail, F. Galloni, P. Le Strat, P. Münch, J. Oudet, O. Parize, J.Y. Reynaud, J.L. Rubino. 10ème Congrès Association des Sédimentologues Français, *Livret Guide Excursions E8/E9*, 120 p.
- Parkinson N. & Summerhayes C. (1985)** - Synchronous global sequence boundaries. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 69, p. 685-687.
- Pattison S.A.J. (1991)** - Sedimentology and allostratigraphy of regional, valley-fill, shoreface and transgressive deposits of the Viking Formation (Lower Cretaceous), central Alberta. *Ph.D. dissertation, McMaster University*, Hamilton, Ontario, Canada, 569 p.
- Pattison, S. A. J., (1992)** - Recognition and interpretation of estuarine mudstones (central basin mudstones) in the tripartite valley fill deposits of the Viking Formation, central Alberta. in "Applications of ichnology to petroleum exploration. A core workshop", S. G. Pemberton Ed., *SEPM Core Workshop*, 17, p. 223-249.
- Payton C.E. (1977)** - Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Mem.*, 26, 11, 516 p.
- Pemberton S.G., Frey R.W., Ranger M.J. & MacEachern J. (1992)** - The conceptual Framework of ichnology. in "Applications of ichnology to petroleum exploration", S.G. Pemberton ed., *SEPM Core Worksho*, 17, Calgary, p. 1-32.
- Pemberton S.G., James, D.P. and Wightman, D.W. (1994)** - Mannville Core Conference. *Can. Soc. Pet. Geologists*, 368 p.
- Pemberton S.G., Maceachern J.A. & Frey R.W. (1992)** - Trace fossil facies models. Environmental and allostratigraphic significance. In "Facies Models. Response to sea-level change", R.G. Walker & N. P. James eds, *Geotextl*, p. 47-72.
- Pemberton, S. G., and Wightman, D. M., (1992)** - Ichnological characteristics of brackish water deposits. In "Applications of ichnology to petroleum exploration. A core workshop", S. G. Pemberton ed., *SEPM Core Workshop*, 17, p. 141-167.
- Pemberton, S. G., Reinson, G. E., and MacEachern, J. A., (1992)** - Comparative ichnological analysis of Late Albian estuarine valley-fill and shelf-shoreface deposits, Crystal Viking Field, Alberta. in "Applications of ichnology to petroleum exploration. A core workshop", S. G. Pemberton ed., *SEPM Core Workshop*, 17, p. 291-317.
- Pepper J.F., Dewitt W. Jr. & Demarest D.F. (1954)** - Geology of the Bedford Shale and Berea Sandstone in the Appalachian Basin. U.S. Geol. Survey, *Prof. Pap.* 259, 109 p.
- Perch-Nielsen K. (1985)** - Cenozoic calcareous nannofossils. in "Plankton stratigraphy", H.M. Bolli, J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen eds, Cambridge Univ. Press, p. 427-554.
- Perch-Nielsen, K. (1985)** - Mesozoic calcareous nannofossils. in "Plankton Stratigraphy", H.M. Bolli, J.B. Saunders and K. Perch-Nielsen eds., Cambridge University Press, p. 329-427.
- Perch-Nielsen, K. (1986)** - Geologic events and the distribution of calcareous nannofossils—Some speculations. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 102, 421-432.
- Pérès J.M. & Picard J. (1964)** - Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée. *Rec. Trav. Stn. Mar.*, Endoume-Marseille, 31, p. 1-137.
- Perillo G.M.E. (1995)** - Definitions and geomorphologic classifications of estuaries, in "Geomorphology and sedimentology of estuarines", G.M.E. Perillo ed., *Developments in Sedimentology*, 53, p. 17-47.
- Perriaux J., Monjuvent G. & Uselle J.P. (1984)** - Sédimentologie du Néogène du Bas-Dauphiné. *Géol. France*, 1-2, p. 105-114.
- Peulvast J.P. (1971)** - Contribution à l'étude morpho-structurale du Bas-Rhône ; l'évolution morphologique de l'escarpement lié à la faille de Roquemaure. *Bull. Assoc. Géographes France*, 391-392, p. 331-346.
- Peulvast J.P., Baroux E., Bellier O. & Sébrier M. (1999)** - Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphol. Relief Process. Environ.*, 4, p. 327-358.
- Pfiffner O.A. (1986)** - Evolution of the North Alpine foreland basin in the Central Alps. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 8, p. 219-228.
- Pfiffner O.A., Lehner-Peter, Heitzman-Peter, Mueller-Stephan, Steck-Albrecht (1997)** - Results of NRP 20. Deep structure of the Swiss Alps. Birkhaeuser Verlag. Basel, Switzerland.
- Philippe Y., (1994)** - Transfer zone in the Southern Jura thrust belt (eastern Fr); geometry, development, and comparison with analogue modeling experiments. In "Hydrocarbon and petroleum geology of France" Mascle A. ed., *EAPG Spec. Publ.* 4, p. 327-346.
- Philippe Y., Deville E. & Mascle A. (1998)** - Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins : example of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE Fr). In "Cenozoic Foreland Basins of Western Europe", A. Mascle et al. eds, *Geol. Soc., Spec. Publ.*, 134, p. 279-298.

- Philippe M. (1972)** - Le Burdigalien (Miocene) du Plateau des Courennes (Vaucluse). Etude stratigraphique et paléontologique. *Doc. Lab. Géologie Faculté Sci. Lyon*, Univ. Claude Bernard, Lyon, 51, p. 275.
- Pitman W. C., III & Golovchenko X. (1983)** - The effect of sealevel change on the shelfedge and slope of passive margins. in "The shelfbreak : critical interface on continental margins", D.J. Stanley and G.T. Moore eds, *SEPM. Spec. Publ.*, 33, p. 41-58.
- Pitman W.C. (1978)** - The relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 1389-1403.
- Platt J.P. (1986)** - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, 57-71.
- Platt J.P. et al. (1989)** - Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, 337, p. 158-161.
- Platt J.P. et al. (1989)** - Thrusting and backthrusting in the Briançonnais domain of the Western Alps. in "Alpine Tectonics", Coward et al. ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, p. 135-152.
- Plint A. G. (1991)** - High-Frequency relative sea level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta Foreland Basin : Evidence for a Milankovitch scale glacio-eustatic control ? in "Sedimentation, Tectonics and Eustasy", D.I.M. Macdonald ed., *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 12, 409-428.
- Plint A.G. & Walker R.G. (1987)** - Morphology and origin of an erosion surface cut into the Bad Heart Formation during major sea level change, Santonian of west-central Alberta, Canada. *J. Sediment. Geol.*, 57, p. 639-650.
- Plint A.G. (1988)** - Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta : their relationship to relative changes in sea level. in "Sea level change-an integrated approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. van Wagoner, eds., *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 357-370.
- Plint G. & Nummedal D. (2000)** - The falling stage systems tract : recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. in "Sedimentary responses to forced regressions", D. Hunt and R. Gawthorpe eds, *Geol. Soc. London*, 172, p. 19-46.
- Plint A.G. & Wadsworth J.A. (2003)** - Sedimentology and palaeogeomorphology of four large valley systems incising delta plains, Western Canada Foreland Basin : implications for mid-Cretaceous sea-level changes. *Sedimentology*, 50, in press.
- Plint, A.G. (2002)** - Paleo-valley systems in the Upper Cretaceous Dunvega Formation, Alberta and British Columbia. *Bull. Canad. Pet. Geol.*, 50, p. 277-296.
- Polino R., Val Piaz G.V., Gosso G. (1991)** - Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Terra Abstracts*, 3, 1, p. 220.
- Polino R., Dal Piaz G.V. et al. (1990)** - Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. *Mém. Soc. Géol. France*, 156, p. 345-367.
- Pomar L. & Tropeano M. (2001)** - The calcarenite di Gravina Formation in Matera (Southern Italy) : new insights for coarse-grained, large-scale, crossbedded bodies encased in offshore deposits. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 85, p. 661-689.
- Pope M.C. & Read J.F. (1997)** - High-resolution stratigraphy of the Lexington Limestone (late Middle Ordovician), Kentucky, U.S.A. : a cool-water carbonate clastic ramp in a tectonically active foreland basin. in "Cool-water carbonates" N.P. James and J.A.D. Clarke eds., Tulsa, Oklahoma, *SEPM Spec. Publ.*, p. 411-429.
- Posamentier H. & Allen G.P. (1999)** - Siliclastic sequence stratigraphy - Concepts and applications. S.E.P.M., *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 7, 210 p.
- Posamentier H.W. & Allen G.P. (1991)** - The effects of base level control on sedimentation patterns in the fluvial/coastal plain environment. *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs*, 23, p. 171.
- Posamentier H.W. & Allen G.P. (1993)** - Siliclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology*, 21, p. 455-458.
- Posamentier H.W. & Allen G.P. (1993)** - Variability of the sequence stratigraphic model : effects of local basin factors. *Sediment. Geol.*, 86, p. 91-109.
- Posamentier H.W. & Allen G.P. (1999)** - Siliclastic sequence stratigraphy : concepts and applications. SEPM, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, 9, 210 p.
- Posamentier H.W. & Chamberlain C.J. (1989)** - Viking lowstand beach deposition at Joarcam Field, Alberta. *Can. Soc. Petr. Geol./Can. Soc. Explor. Geophys., Exploration Update*, June 11-15, Programs and Abstracts, p. 96-97.
- Posamentier H.W. & Chamberlain C.J. (1993)** - Sequence stratigraphic analysis of Viking Formation lowstand beach deposits at Joarcam field, Alberta, Canada. in "Sequence stratigraphy and facies associations", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 18, p. 469-485.
- Posamentier H.W. & James D.P. (1993)** - Sequence stratigraphy. Uses and abuses. in "Sequence stratigraphy and facies associations" H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 18, p. 3-18.

- Posamentier H.W. & Morris W.R. (2000)** - Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. *in* "Sedimentary responses to forced regressions", D. Hunt and R. Gawthorpe eds, *Geol. Soc. London*, 172, p.19-46.
- Posamentier H.W. & Vail P.R. (1988)** - Eustatic controls on clastic deposition II : sequence and systems tract models. *in* "Sea-level Changes : An Integrated Approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.S. Posamentier, J. van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 125-154.
- Posamentier H.W. & Weimer P. (1993)** - Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum géology, where to From here ? *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 77, p. 731-742.
- Posamentier H.W. (1988)** - Fluvial deposition in a sequence-stratigraphic Framework. *in* "Sequences, Stratigraphy, and Sedimentology : Surface and Subsurface", D.P. James and D.A. Leckie eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 15, p. 582-583.
- Posamentier H.W. (1991)** - An overview of sequence-stratigraphic concepts. Progr., Proc., Guidebook for the 1991 NUNA Conference on High-Resolution Sequence Stratigraphy, D.P. Leckie, H.W. Posamentier and R.W.W. Lovell eds, *Geol. Assoc. Can.*, p. 62-74.
- Posamentier H.W. (1998)** - Modifications of the sequence stratigraphic model with emphasis on passive margins. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 82, p. 1953.
- Posamentier H.W. (2001)** - Lowstand alluvial bypass systems : incised vs. unincised. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 85, 10, p. 1771-1793.
- Posamentier H.W. (2002)** - Ancient shelf ridges - A potentially significant component of the transgressive system tract : Case study From offshore Northwest Java. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 86, 1, p. 75-106.
- Posamentier H.W., Allen G.P. & James D.P. (1992)** - High resolution sequence stratigraphy. The East Coulee Delta, Alberta. *J. Sediment. Petrol.*, 62, p. 310-317.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P. & Tesson M. (1992)** - Forced regressions in a sequence stratigraphic Framework : concepts, examples, and exploration significance, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 76, p. 1687-1709.
- Posamentier H.W., James D.P. & Allen G.P. (1990)** - Aspects of sequence stratigraphy : recent and ancient examples of forced regressions. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 74, p. 742.
- Posamentier H.W., Jervey M.T. & Vail P.R. (1988a)** - Eustatic controls on clastic deposition I : conceptual Framework. *in* "Sea-level Changes : An Integrated Approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.S. Posamentier, J. van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 110-124.
- Posamentier H.W., Jervey M.T. & Vail P.R. (1988b)** - Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Models. *in* "Sea-level Changes : An Integrated Approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.S. Posamentier, J. van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 125-154.
- Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.U. & Allen G.P. (1993)** - Sequence stratigraphy and facies associations. *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 18, 550 p.
- Pouyet S., Carbonnel G. & Demarcq G. (1997)** - The Burdigalian historical stratotype in the rhodanian area, *in* "Miocene stratigraphy : an integrated approach", A. Montanari, G.S. Odin and R. Coccioni eds., *Developments in Palaeontol. and Stratigr.*, Amsterdam, Elsevier, p. 25-32.
- Pouyet S., David L., Demarcq G., Latreille G., Carbonnel G., Prieur A., Philippe M., Laurain M., Pajaud D., Cappetta H., Barbillat R. & Chevalier J.P. (1984)** - Le faciès « Marnes bleues » du Burdigalien du bassin de Faucon - Mollans - Malaucène (Sud-Est de la France) : essai de synthèse paléocéologique et paléogéographique. *Géologie de la France*, 12, p. 123-130.
- Pritchard D.W. (1967)** - What is an estuary ? Physical viewpoint. *in* "Estuaries", G.H. Lauff ed., *Am. Assoc. Advancement of Sci. Publ.*, 84, p. 3-5.
- Prodehl C., Mueller S. & Haak V. (1995)** - The European Cenozoic rift system. *In* "Continental Rifts : Evolution, Structure, Tectonics", K.H. Olsen ed., Elsevier, Amsterdam, p. 133-211.
- Puig J.M (1990)** - Le système karstique de Fontaine-de-Vaucluse. *Mém. B.R.G.M.*, Orléans, France, 180, 208 p.
- Pye K. (1995)** - Controls on long-term salt-marsh accretion and erosion in The Wash, Eastern England. *J. Coastal Res.*, 11, p. 337-356.
- Quinlan G.M. & Beaumont C. (1984)** - Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the eastern Interior of North America. *Can. J. Earth Sci.*, 21, p. 973-996.
- Ranger, M. J., and Pemberton, S. G., (1992)** - The sedimentology and ichnology of estuarine point bars in the McMurray Formation of the Athabasca Oil Sands Deposit, Northeastern Alberta, Canada. *In* "Applications of ichnology to petroleum exploration. A core workshop" S. G. Pemberton Ed., *SEPM Core Workshop*, 17, p. 401-421.
- Ratschbacher L. (1990)** - Discussion on kinematics of the Alpine Arc. *J. Geol. Soc. London*, 146, p. 891-892 / *J. Geol. Soc. London*, 147, p. 572-575.
- Ravenne C., Vially R., Riché P. & Trémolières P. (1987)** - Sédimentation et tectonique dans le bassin marin éocène supérieur-oligocène des Alpes du Sud. *Rev. Institut Français Pétrole*, 42, p. 529-553.

- Rawson P.F. (1992)** - The Cretaceous. In "Geology of England and Wales", P.M.D. Duff and A.J. Smith eds, *Geol. Soc. London*, p. 355-388.
- Reading H.G. & Collinson J.D. (1996)** - Clastic coasts. in "Sedimentary environments. Process, facies and stratigraphy", H.G. Reading ed., 3d ed., *Oxford, Blackwell Sci.* p. 154-231.
- Reading H.G. (1978)** - Sedimentary environments and facies. New York, *Elsevier Press*, 557 p.
- Rebai S., Philip H. & Taboada A. (1992)** - Modern tectonic stress field in the Mediterranean region : evidence for variation in stress directions at different scales. *Geoph. J. Int.*, 110, p. 106-140.
- Rees J.G., Ridgway J., Ellis S., O'B. Knox R.W., Newsham R. & Parkes A. (2000)** - Holocene sediment storage in the Humber estuary. in "Holocene land-ocean interaction and environmental change around the North Sea", L. Shennan and J. Andrews eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 166, p. 119-143.
- REGINE group (Groupe de Réflexion Géologie de l'Ingénieur et Néotectonique), Blès J.L., Colleau A., Fourniguet J., GodeFroy P., Lenôte N., Sauret B., Combes P., Dubié J.Y. & Vaskou P. (1991)** - Proposal for classification of fault activity in an intraplaque collision setting : Definitions and examples. *Tectonophysics*, 194, p. 279-293.
- Rehault J.-P., Bethoux N., (1984)** - Earthquake relocation in the Ligurian sea (Western Mediterranean) : géological interpretation (Un nouvel emplacement des tremblements de terre dans la mer Ligure (Méditerranée occidentale) : interprétation géologique. *Mar. Geology*, 55, 3-4, p. 429-445 (3 p.).
- Rehkemper L.J. (1969)** - Sedimentology of Holocene estuarine deposits, Galveston Bay. in "Holocene geology of the Galveston Bay area", R.R. Lankford and J.J.W. Rogers, eds, *Houston Geol. Soc.*, p. 12-52.
- Reichenbacher B. (1999)** - Preliminary otolith-zonation in continental Tertiary deposits of the Paratethys and adjacent areas. *N. Jb. Géol. Paläont. Abh.*, 214/3, p. 375-390.
- Reineck H.E. & Singh I.B. (1980)** - Depositional sedimentary environments (2nd ed.). New York, Springer-Verlag, 549 p.
- Reinson G.E., Clark J.E. & Foscolos A.E. (1988)** - Reservoir geology of Crystal Viking field, Lower Cretaceous estuarine tidal channel-bay complex, South-central Alberta. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 72, p. 1270-1294.
- Reynaud J.Y. (1996)** - Architecture et évolution d'un banc sableux de mer celtique méridionale. *Thèse Doct. Géol., Univ. Lille*, 185 p.
- Reynaud J.Y., Dalrymple R., Vennin E., Parize O., Besson D. & Rubino J.L. (2006)** - A Miocene clastic carbonate flood-tidal delta, Uzès basin, SE France. *J. Sediment. Res.*, 76, 1, p. 117-130
- Reynaud J.Y., Lauriat-Rage A., Tessier B., Néraudeau D., Bracini E., Carriol R.P., Clet-Pellerin M. & Lericolais G. (1999)** - Importations et remaniements de faune dans les sables de la plateforme profonde des Approches de la Manche. *Oceanologica Acta*, 22, p. 381-390.
- Reynaud J.Y., Parize O., Rubino J.L., Dalrymple R. & Toussaint G. (2001)** - Les carbonates clastiques du bassin miocène d'Uzès (Molasse rhodanienne, S.-E. Fr). 8è Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, *Publ. A.S.F.*, Paris, 36, Poster, p. 301-302.
- Reynaud J.Y., Tessier B., Proust J.N., Dalrymple R.W., Marsset T., de Batist M., Bourillet J.F., & Lericolais G. (1999)** - Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology*, 46, p. 703-721.
- Ricci Lucchi F. (1986)** - The Oligocene to Recent foreland basins of the Northern Apennines. in "Foreland Basins" P.A. Allen et P. Homewood., *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 8, p. 105-109.
- Richard P., Ballard J.F., Colletta B. & Cobbold P. (1989)** - Naissance et évolution de failles au dessus d'un décrochement de socle : modélisation analogique et tomographie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, sér. II, p. 2111-2118.
- Richard P., Loyo B. & Cobbold P. (1989)** - Formation simultanée de failles et de plis au dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, sér. II, p. 1061-1066.
- Ricketts B.D. (1991)** - Lower Paleocene drowned valley and barred estuaries, Canadian Arctic Islands : Aspects of their geomorphological and sedimentological evolution. in "Clastic Tidal Sedimentology", D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin and R.A. Rahmani eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 16, p. 91-106.
- Ricou L.E. & Siddans A.W.B. (1986)** - Collision tectonics in the Western Alps. In "Collision tectonics", M.P. Coward & A.C. Ries ed., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, p. 229-244.
- Ricou L.E. (1988)** - The tethyan oceanic gates : A tectonic approach to major sedimentary changes within Tethys. *Geodinamica acta*, 1, 4/5, p. 225-232.
- Rine J.M., Tillman R.W., Culver S.J. & Swift D.J.P. (1991)** - Generation of late Holocene sand ridges on the middle continental shelf of New Jersey, USA-evidence for the formation in a mid-shelf setting based on comparisons with a nearshore ridge. in "Shelf sand and sandstone bodies : geometry, facies and sequence stratigraphy", D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 14, p. 395-423.
- Ringeade M. & Pages J.S. (1990)** - Position stratigraphique de la " Molasse Intermédiaire " du gisement à Vertébrés de Lambert (Hte-Provence). *Géol. Méditerranéenne*, XVII, p. 10 1-1 06.

- Ritz J.F. (1991)** - Évolution des champs de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. *Thèse, Univ. Montpellier.*
- Riveline J., Berger J.P., Feist M., Martin-Closas C., Schudack M. & Soulie-Märsche I. (1996)** - European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation, *Bull. Soc. Géol. France*, 167/3, p. 453-468.
- Rivier F. (1960)** - Étude géologique des Monts-de-Vaucluse (Permis de Die). *Rapport COPEFA*, 31 p., 8 pl.
- Robinson A.H.W. (1960)** - Ebb-flood channel systems in sandy bays and estuaries. *Geography*, 45, p. 183-199.
- Rögl F. (1994)** - Globigerina ciperiensis (Foraminifera) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. Wien* 96 A, 133-159.
- Rögl F. (1998)** - Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 99A, p. 279-310.
- Rögl F., Spezzaferrri S., Coric, S. (2002)** - Micropaleontology and biostratigraphy of the Karpatian-Badenian transition (Early-Middle Miocene boundary) in Austria (Central Paratethys). *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 237, 47-67.
- Romieu C. (1994)** - Utilisation du nivellement pour caractériser la déformation actuelle en Provence occidentale, Rapport de projet pluridisciplinaire. *E.N. des sciences géographiques*, Saint-Mandé.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S. and Duboz, C. (2002)** - Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene. In "Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogeny", Rosenbaum G. and Lister G.S. eds, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107-130.
- Rosenthal L. (1988)** - Wave dominated shorelines and incised channel trends : Lower Cretaceous Glauconite Formation, west-central Alberta. in "Sequences, Stratigraphy, Sedimentology : Surface and Subsurface", D.P. James and D.A. Leckie eds, *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, 15, p. 207-220.
- Ross G.M. & Eaton D.W. (1999)** - Basement reactivation in the Alberta Basin : Observational constraints and mechanical rationale. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 47, p. 391-411.
- Ross G.M., Eaton D.W., Boerner D.E. & Clowes R.M. (1997)** - Géologists probe buried craton in western Canada, *EOS, Transactions, Ame. Geophys. Union*, 78, p. 493-494.
- Ross G.M., Parrish R.R., Villeneuve M.E. & Bowring S.A. (1990)** - Geophysics and geochronology of the crystalline basement of the Alberta Basin, western Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 28, p. 512-522.
- Rouire J. & Blanc J.J. (1979)** - Carte géologique de la France au 1/250 000, feuille Marseille (39). B.R.G.M., Orléans.
- Rouire J., Autran A., Prost A., Rossi J. & Rousset C. (1980)** - Carte géologique de la France au 1/250 000, feuille Nice (40). B.R.G.M., Orléans.
- Rouire J., Chiron J.C., Camus G., Kieffer G., Masse J.P., Mergoïl J., Monjuvent G. & Rousset C. (1980)** - Carte géologique de la France au 1/250 000, feuille Valence (34). B.R.G.M., Orléans.
- Roure F. & Colletta R. (1996)** - Cenozoic inversion structures in the foreland of the Pyrenees and Alps - Peri-Tethys Memoir 2 : Structure and Prospects of Alpine basins. *Mém. du Muséum Nat. d'Histoire Nat.*, 170, p. 173-209.
- Roure F., Brun J.P., Colletta B. & Vially R. (1994)** - Multiphase extensional structures, fault reactivation and petroleum plays in the Alpine Foreland of Southeastern France. In "Hydrocarbon and Petroleum Geology of France", A. Mascle ed., *EAPG Spec. Publ.*, 4, p. 245-268.
- Roure F., Colletta B., Brun J.P. & van den Driessche J. (1992)** - Geometry and kinematics of extensional structures in the basin of foreland alpine SE France. *J. Struct. Géol.*, 14 5, p. 503-519.
- Roure F., Polino R., Nicolich R. (1990)** - Early Neogene deformation beneath the Po Plain ; constraints on the post-collisional Alpine evolution. In "Deep structure of the Alps". *Mém. Soc. géol. France*, n. sér., 156, p. 309-321.
- Rousset C. (1978)** - De l'importance régionale de la faille d'Aix en Provence. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 286, p. 189-192.
- Rousset C. (1978)** - Présence d'un conglomérat synorogénique d'âge miocène probable dans le secteur de la Motte du Caire (Alpes-de-Haute-Provence, France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 286, p. 579-582.
- Roux M. & Truc G. (1972)** - Données nouvelles sur le Miocène du sillon de Majastres (Alpes-de-Haute-Provence) et ses affinités avec les formations néogènes du bassin d'Eoulx. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274, p. 1776-1779.
- Roux M. (1972)** - Etude tectonique des chaînons subalpins entre Majastres et Castellane (Alpes-de-Haute-Provence). Essai de reconnaissance des Fracturations profondes majeures et de leurs conséquences au niveau de la couverture. *Géol. Alpine*, 48, 2, p. 187-199.
- Roux M. (1973)** - Sur la stratigraphie du bassin d'Eoulx-Brenon et l'âge Ludien supérieur des mouvements tectoniques à l'origine des fossés du NE du Var. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 276, p. 3413-3416.
- Roux M. (1974)** - La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au S et au SW de l'arc de Castellane. Le bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances. *Bull. B.R.G.M.*, 2° s., sect. 1, 2, p. 83-99.

- Rubino J.L. & Clauzon G. (1996)** - Approche Stratigraphique et Géomorphologique de la surrection néogène de l'avant pays des alpes occidentales. Réunion ASF-SGF, « Quantification de la tectonique et de l'eustatisme », Rennes, *Publ. ASF*, Paris, 25, p. 34-35.
- Rubino J.L. & Lesueur J.L. (1988)** - Organisation des dépôts tidaux transgressifs du Burdigalien du Sud-Est de la France. Réu. spéc. Soc. Géol. France "Dynamique de milieux tidaux. Journée Louis Dangeard", Caen, 18 juin 1988, Livre Résumés, p. 65-66.
- Rubino J.L. (1985)** - Sedimentary facies of Tertiary molasse of Bas-Dauphiné, Southeast France. *Int Symp. « Foreland basins », Fribourg, Suisse. Abst.*, p. 111.
- Rubino J.L. (1988)** - La série burdigalienne et langhienne des environs de Martigues faciès, environnements de dépôts et stratigraphie séquentielle. In « Les séquences de dépôts du Burdigalien et du Langhien de Basse Provence (littoral de la Nerthe et région des étangs) », R. Anglada, Y. Gourinard, J.L. Lesueur & J.L. Rubino, Livret-excursion, coll. « Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôt », Marseille, juin 1988, *Assoc. Sédiment. France*.
- Rubino J.L., Borgovini R., Cornee J.J., Dexcote Y. Guy L. & Parize O. (2003)** - Comportement de l'épaulement d'une chaîne de montagnes au développement d'un bassin sédimentaire : résultats d'un modèle 2D inverse sur les données de stratigraphie. - 9^e Congr. Français Sédimentologie, Livre des Résumés, *Publ. A.S.F.*, Paris, 38, p. 442-443.
- Rubino J.L., Clauzon G., Parize O. & Besson D. (2000)** - Miocene valley filled network in the Rodhanian-Provençal basin. Influence of the Alpine forebulge. - EAGE "Geology and Petroleum Geology of the Mediterranean and Circum-Mediterranean Basins", Octobre 2000, St-Julians, Malta, 4 p.
- Rubino J.L., Parize O., Clauzon G., Dexcote Y., Borgovini R., Cornée J.J., Besson D. (2003)** - Use of Depositional sequences within the Second order Neogene transgressive-regressive cycles to constrain Provence basin (S-E France). Geodynamic evolution. AAPG European Meet., Barcelone 2003.
- Rubino J.L., Crumeyrolle Ph., Clauzon G., Lesueur J.L. & Guy L. (1992)** - Miocene depositional sequences in the Western Alpine foreland basin, interaction between eustasy and tectonics (Digne and rhodanian subbasins, Fr). Réu. CNRS & IFP "Sequence stratigraphy of european basins", Dijon, France, 18-20 May, *Abstracts volume*, p. 82-83.
- Rubino J.L., Dexcote Y. & Parize O. (2002)** - Rapid lateral facies changes in retrograding and prograding. Lower Miocene system tracts in Provence. - 3^e Congr. Français de Stratigraphie, « Strati 2002 », Lyon, Poster, p. 203-204.
- Rubino J.L., Léo M. & Fonnesu F. (1986)** - Stratigraphie et géométrie d'un complexe de barres de plate-forme : les "grès" de la Baronia (Yprésien du bassin Sud-pyrénéen). *Rapp. TOTAL*, réf. RL 3536.
- 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 Plate-formes Carbonatées du Type Foramol Sous Contrôle Tidal. Séance Spéc. ASF/SGF, Géométrie et Productivité des Plate-formes Carbonatées, Paris, *Publ. ASF*, Paris, 21, p. 37-38.
- Rubino J.L., Parize O., Clauzon G., Dexcote Y., Besson D., Borgovini R. & Cornee J.J. (2003)** - Use of depositional sequences within the Second Order Neogene Transgressive-Regressive Cycle to constrain Provence Basin (S-E France) geodynamic evolution. Am. Assoc. Pet. Geol. Congr., Barcelone, Paper n° 82930.
- Rubino J.L., Parize O., Javaux C., Fonta O. & Clauzon G. (1998)** - Stratigraphical organisation of large scale valley fill complexes along the Southwestern Margin of the Alpine foreland. - "Stratcom" *SEPM-IAS Conf. "1998 Strata and séquences on shelves and slopes"*, Catane, Program and Abstract volume, 1 p.
- Rubino J.L., Parize O., Javaux C., Laporte-Galaa C., Delhaye-Prat V., Clauzon G. & Fonta (1997)** - Modalités de la transgression miocène à la périphérie du bassin de Carpentras. Influence de la tectonique. Modalities of Miocene transgression at the margins of Carpentras basin. Role of tectonic. Congrès Français de Sédimentologie, Montpellier, Livre des résumés, *Publ. ASF*, Paris, 27, p. 239-240.
- Rubino J.L., Parize O., Javaux C., Laporte-Galla C., Delhaye-Prat V., Clauzon G., et Fonta O. (1997)** - Modalités de la transgression Miocène à la périphérie du bassin de Carpentras. Influence de la tectonique. Congrès Français de Sédimentologie, Montpellier, Livre des résumés, *Publ. ASF*, Paris, 27, p. 239-240.
- Ruffell A.H. & Wignall P.B. (1990)** - Depositional trends in the Upper Jurassic-Lower Cretaceous of the Northern margin of the Wessex basin. *Proc. Geol. Assoc. (London)*, 101, p. 279-288.
- Ruffell A.H. (1998)** - Tectonic accentuation of sequence boundaries : Evidence From the Lower Cretaceous of Southern England. in "Development, evolution and petroleum geology of the Wessex basin", J.R. Underhill ed., *Geol. Soc. (London)*, Spec. Publ., 133, p. 39-65.
- Rutsch R.F. (1970)** - Région-type et faciès de la molasse. *Arch. Sci. Genève*, 24, p. 11-15.

- Saito Y. (1994)** - Shelf sequence and characteristic bounding surfaces in a wave-dominated setting; latest Pleistocene-Holocene examples From Northeast Japan. In "Tidal and shallow-sea sediments, modern environments", Kuehl Steven A, Makino Yasuhiko eds, *Marine Geology*, 120, 1-2, p. 105-127.
- Salomon J.C. & Allen G.P. (1983)** - Rôle sédimentologique de la marée dans les estuaires à fort marnage. Compagnie Française des Pétroles, *Notes et Memoires* 18, p. 35-44.
- Sarg J.F. (1988)** - Carbonate sequence stratigraphy. in "Sea-level changes : an integrated approach", C.K. Wilgus *et al.* eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 155-181.
- Schaffer B.L. (1990)** - The nature of condensed sections in Gulf Coast late Neogene stratigraphy. *GCAGS Transactions*, 40, p. 767-776.
- Scharber S. & Steiniger F.F. (1994)** - Towards a Miocene strontium sea water curve for the central Paratethys. *I.U.G.S. subcommission of Neogene stratigr. Newsletter*, M.B. Cita and L.A. Ronchi eds, 1, p. 45.
- Schlunegger F., Burbank D.W., Matter A., Engesser B., & Mödden C. (1996)** -Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 MA) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse basin. *Eclogae Geol. Helv.*, 89/2, p. 753-788.
- Schlunegger F., Jordan T.E & Klapper E. (1997)** - Controls of erosional denudation in the orogen on foreland basin evolution : the Oligocene central Swiss Molasse Basin as an example. *Tectonics*, 16/5, p. 823-840.
- Schlunegger F., Leu W. & Matter A. (1997)** - Sedimentary sequences, seismic facies, subsidence analysis, and evolution of the Burdigalian Upper Marine Molasse Group, Central Switzerland. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 81/7, p. 1185-1207.
- Schlunegger F., Matter A. & Mange M.A. (1993)** - Alluvial fan sedimentation and structure of the Southern Molasse Basin margin, Lake Thun area, Switzerland. *Eclogae Geol. Helv.*, 86/3, p. 717-750.
- Schlunegger F., Matter A., Burbank D.W. & Klaper E.M. (1997)** - Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse Basin and Alpine orogenic events. *GSA Bull.*, 109/2, p. 225-241.
- Schlunegger F., Matter A., Burbank D.W., Leu W., Mange M.A. & Matyas J., (1997)** - Sedimentary sequences, seismofacies and evolution of depositional systems of the Oligo-Miocene Lower Freshwater Molasse Group, Switzerland. *Basin Res.*, 9, p. 1-26.
- Schlupp A., Clauzon G. & Avouac J.Ph. (2001)** - Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence. *Bull. Soc. Géol. France*, 172, p. 697-711.
- Schlupp A., Clauzon G. & Avouac J.Ph. (2002)** - Réponse au commentaire de M. Séranne. *Bull. Soc. Géol. France*, 173, p. 592-594.
- Schlupp A., G. Clauzon, J.Ph. Avouac, (2002)** - Réponse au commentaire de M. Mattauer. *Bull. Soc. Géol. France*, 173, 596-597.
- Schmid S.M. & Kissling E. (2000)** - The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. *Tectonics*, 19, p. 62-85.
- Schmid S.M., Pfiffner O.A. & Schreurs G. (1997)** - Rifting and collision in the Penninic zone of eastern Switzerland. In "Deep Structure of the Alps", O.A. Pfiffner *et al.* eds, *Results From NFP* 20, p. 160-185.
- Schmid S.M., Pfiffner O.A., Froitzheim N., Schönborn G. & Kissling E. (1996)** - Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. *Tectonics*, 15, p. 1036-1064.
- Schmidt-Kittler N., Vianey-Liaud M., Mödden C. & Comte B. (1997)** - New data for the correlation of mammal localities in the European Oligocene : biochronological relevance of the Theridomyidae. Actes du Congrès "Biochrom'97", *Mém. et Trav. EPHE, Inst. de Montpellier*, Montpellier, 21, p. 375-395.
- Schönborn G. (1992)** - Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps. *Memorie di Scienze Geologiche*, XLIV, p. 229-293.
- Schumm S.A. & Brackenridge G.R. (1987)** - River responses. in "North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation", W.R. Ruddiman and H.E. Wright eds, Boulder (Co), *Geol. Soc. Am.*, Geology of North America Volume, K-3, p. 221-240.
- Schumm S.A. & Ethridge F.G. (1991)** - The effect of base level change on the fluvial system. *Geol. Soc. Am., Abstracts with Programs*, 23, p. 170.
- Schumm S.A. & Ethridge F.G. (1994)** - Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. in "Incised Valley Systems, Origin and Sedimentary Sequences", B. Dalrymple, R. Boyd and B. Zaitlin eds, *Soc. for Sediment. Geol., SEPM Spec. Publ.*, 51, p.11-27.
- Schumm S.A. & Khan H.R. (1972)** - Experimental study of channel patterns. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 1755-1770.
- Schumm S.A. (1980)** - Some applications of the concept of geomorphic thresholds. In "Thresholds in Geomorphology", Coates. D.R. and Vitek J.D. eds, George Allen and Unwin, London, p. 473-485.

- Schumm S.A. (1981)** - Evolution and response of fluvial system, sedimentological implications. In "Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments : Models for Exploration", F.G. Ethridge and R.M. Flores eds, *SEPM Spec. Publ.*, 31, p. 19-29.
- Schumm S.A. (1993)** - River response to baselevel change : Implications for sequence stratigraphy. *J. Geol.*, 101, p. 279-294.
- Schumm S.A. (1994)** - Erroneous perceptions of fluvial hazards. *Geomorphology*, 10, p. 129- 138.
- Schumm S.A., Dumont J.F. & Holbrook J.M. (2000)** - Active tectonics and alluvial rivers. *Cambridge Univ. Press, U.K.*, 276 p.
- Schumm S.A., Mosley P.M. & Weaver W.E. (1987)** - Experimental Fluvial Geomorphology. *New York, Wiley*, 413 p.
- Schwartz S., (2001)** - La zone piémontaise des Alpes occidentales : un paléo-complexe de subduction ; arguments métamorphiques, géochronologiques et structuraux. *Doc. BRGM*, Orléans, 302, 313 p.
- Schwartz S., (2002)** - La zone Piémontaise des Alpes occidentales un paléo-complexe de subduction. *Doc. BRGM*, Orléans, 313 p.
- Schwartz S., J. M. Lardeaux et al. (2000)** - Diversité du métamorphisme éclogitique dans le massif ophiolitique du Mont Viso (Alpes Occidentales, Italie). *Geodinamica Acta*, 13, p. 169-188.
- Scoffin T.P. (1988)** - The environments of production and deposition of calcareous sediments on the shelf west of Scotland. *Sediment. Geol.*, 60, p. 137-153.
- Sébrier M., Bellier O., Peulvast J.P. & Vergely P. (1998)** - Commentaires à la note de Robin Lacassin, Bertrand Meyer, Lucilla Benedetti, Rolando Armijo et Paul Tapponnier. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 327, p. 855-856.
- Sébrier M., Ghafiri A. & Blès J.L. (1997)** - Paleoseismicity in France : Fault trench studies in a region of moderate seismicity. *J. Geodynamics*, 24, p. 1-4.
- Séguret M., Benedicto-Esteban A. & Séranne M. (1997)** - Structure profonde du Gard rhodanien, apport du retraitement et de la réinterprétation de données sismiques régionales. Journées scientifiques de l'Andra, Bagnols-sur-Céze, p. 31-32.
- Seilacher A. (1967)** - Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, p. 413-428.
- Selley R.C. & Stoneley R. (1987)** - Petroleum habitat in South Dorset. in "Petroleum geology of Northwest Europe", J. Brooks and K.W. Glennie eds, London, Graham and Trotman, p. 139-148.
- Sen S. (1997)** - Magnetostratigraphic calibration of the European Neogene mammal chronology. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 133, p. 181-204.
- Séranne M. (1999)** - The Gulf of Lion continental margin (NW Medeterranean) revisited by IBS : an overview. In "The Mediterranean basins : Tertiary extension within the Alpine orogen", B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Seranne eds, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 156, p. 15-36.
- Séranne M. (2002)** - Commentaire sur l'article « Mouvement post-messinien sur la faille de Nîmes : implications pour la sismotectonique de la Provence » par A. Schlupp, G. Clauzon, J.Ph. Avouac. *Bull. Soc. Géol. France*, 173, p. 589-591.
- Séranne M., Camus H., Lucazeau F., Barbarand J. & Quinif Y. (2002)** - Surrection et érosion polyphasées de la Bordure cévenole. Un exemple de morphogenèse lente. *Bull. Soc. Géol. France*, 173, 2, p. 97-112.
- Sgavetti M. (1992)** - Criteria for stratigraphic correlation using aerial photographs : examples From the South-central Pyrenees. *AAPG Bull.*, 76, p. 708-730.
- Shanley K.W. & McCabe P.J. (1993)** - Alluvial architecture in a sequence-stratigraphic Framework : a case study From the Upper Cretaceous of Southern Utah, U.S.A. in "Quantitative Modelling of Clastic Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogs", S. Flint and I. Bryant eds. *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 15, p. 21-55.
- Shanley K.W. & McCabe P.J. (1994)** - Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 78, p. 544-568.
- Shanley K.W. & McCabe P.J. (1998)** - Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism. in "Continental Rocks", *SEPM Spec. Publ.*, 59, p. 234.
- Shanley K.W. (1991)** - Sequence stratigraphic relationships and facies architecture of Turonian-Campanian strata, Kaiparowits Plateau, South-central Utah. Ph.D. Thesis, *Colorado School of Mines*, Golden (Co), 390 p.
- Shannon L.T. (1990)** - Clifford field : a fluvial valley fill reservoir, Lincoln County, Colorado. in "Morrow sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas", S.A. Sonnenberg, L.T. Shannon, K. Rader, W.F. von Drehle and G.W. Martin eds, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 101-108.
- Shennan I., Lambeck K., Flather R., Horton B., McArthur J., Innes J., Lloyd J., Rutherford M. & Wingfield R. (2000)** - Modelling western North Sea palaeogeographies and tidal changes during the Holocene. in "Holocene land-ocean interaction and environmental change around the North Sea", L. Shennan and J. Andrews eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, (London), 166, p. 299-319.

- Shephard R.G. & Schumm S.A. (1974)** - Experimental study of river incision. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, p. 257-268.
- Shephard Thorn E.R., Harris P.M., Highley D.E. & Thornton M.H. (1986)** - An outline study of the Lower Greensand of Paris of South-east England. *Report for the Department of the Environment*, British Geol. Survey, Keyworth, 110 p.
- Shephard-Thorn E.R., Moorlock B.S.P., Cox B.M., Allsop J.M. & Wood C.J. (1994)** - Geology of the country around Leighton Buzzard : Memoir for 1 : 50,000, geological sheet 220 (England and Wales). British Geol. Survey, London, Her Majesty's Stationery Office, 127 p.
- Sherwin M.D. (1996)** - Channel trends in the Glaucouite Member, Southern Alberta. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 44, p. 530-540.
- Shuji Y., Johnson H. D., Pye K. & Dixon R. J. (2004)** - Transgressive changes From tidal estuarine to marine embayment depositional systems. the Lower Cretaceous Woburn Sands of Southern England and comparison with Holocene analogs. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 88, (10), p. 1433-1460.
- Siame L., Bellier O., Braucher R., Sébrier M., Cushing M., Bourlès D., Hamelin B., Baroux E., de Voogd B., Raisbeck G. & Yiou F. (2004)** - Local erosion rates versus active tectonics : cosmic ray exposure modeling in Provence (South-East France). *Earth Planet. Sci. Letters*, 220, p. 345-364.
- Siddans A.W.B. (1979)** - Arcuate folds and thrust patterns in the Subalpine Chains of Southeast France. *J. Structural Geol.*, 1, 2, p. 117-126.
- Siddans A.W.B., (1984)** - Thrust tectonics; a mechanistic view From the West and Central Alps. *Tectonophysics*, 104, 3-4, p. 257-281.
- Siever R. (1951)** - The Mississippian-Pennsylvanian unconformity in Southern Illinois. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 35, p. 542-581.
- Siggerud E, Steel R.J. & Pollard J.E. (2000)** - Bored pebbles and ravinement surface clusters, in a transgressive systems tract, Sant Llorenç del Munt fan-delta complex, SE Ebro Basin, NE Spain. *Sediment. Geol.*, 138, p.159-175.
- Simone L. & Carannante (1988)** - The fate of Foramol (« Temperate -type ») Carbonate platform. *Sediment. Geol.*, 60, p. 347-354
- Sinclair H.D. & Allen P.A. (1992)** - Vertical vs. horizontal motions in the Alpine orogenic wedge : Stratigraphic response in the foreland basin. *Basin Res.*, 4, p. 215-232.
- Sinclair H.D. (1997a)** - Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins : an Alpine perspective. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109, p. 324-346.
- Sinclair H.D. (1997b)** - Flysch to molasse transition in peripheral foreland basins The role of the passive margin versus slab breakoff. *Geology*, 25, 12, p. 1123-1126.1.
- Sinclair H.D., Coakley B.J., Allen P.A. & Watts A.B. (1991)** - Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion : an example From the Central Alps, Switzerland. *Tectonics*, 10, p. 599-620.
- Sinha R. & Friend P.F. (1994)** - River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, North Bihar, India. *Sedimentology*, 41, p. 825-845.
- Sissingh W. (1997)** - Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin : correlation of Tertiary foredeep deposition and orogen deformation. *Tectonophysics*, 282, p. 223-256.
- Sissingh W. (1998)** - Comparative Tertiary stratigraphy of the Rhine Graben Bresse, Graben and Molasse Basin : correlation of Alpine foreland events. *Tectonophysics*, 300, p. 249-284.
- Sissingh W. (2001)** - Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333, p. 361-400.
- Sloss L. L. (1979)** - Global sea level change : a view from the craton. in "Geological and geophysical investigations of continental margins", J.S. Watkins *et al.* eds, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 29, p. 461-467.
- Sloss L. L. (1988)** - Forty years of sequence stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 1661-1665.
- Sloss L. L. and Speed, R.C., (1974)** - Relationships of cratonic and continental margin tectonics episodes. in "Tectonics and Sedimentation", W.R. Dickinson ed., *SEPM Spec. Publ.*, 22, p. 98-119.
- Sloss L. L., (1962)** - Stratigraphic models in exploration. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 46, p. 1050-1057.
- Sloss L. L., (1963)** - Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74, p. 93-113.
- Sloss L. L., (1972)** - Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American craton and the Russian Platform. 24th Int. Geol. Congr., Sect. 6, p. 24-32.
- Sloss L. L., (1984)** - Comparative anatomy of cratonic unconformities. in "Interregional Unconformities and Hydrocarbon Accumulation", J.S. scNee ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 36, p. 7-36.
- Sloss L. L., Krumbein W.C., Dapples E.C. (1949)** - Integrated facies analysis. *Mem. Geol. Soc. Am.*, p. 91-123.
- Smith A.M. (1988)** - Preliminary steps toward formation of a generalized budget for cold-water carbonates. *Sediment. Geol.*, 60, p. 323-331.

- Smith D.G. (1976)** - Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of a glacier meltwater river. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, p. 857-860.
- Smith D.G. et al. (1989)** - Milankovitch cyclicity and the stratigraphic record. *Terra Nova*, 1, 5, p. 402-404.
- Snedden J.W. & Dalrymple R.W. (1999)** - Modern shelf sand ridges : from historical perspective to a unified hydrodynamic and evolutionary model. in "Isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation", K.M. Bergman and J.W. Snedden, eds, *SEPM Spec. Publ.*, 64, p. 13-28.
- Snedden J.W., Kreisa R.D., Tillman R.D., Schweller W.J., Culver S.J. & Winn R.D. (1994)** - Stratigraphy and genesis of a modern shoreface-attached sand ridge, Peahala Ridge, New Jersey. *J. Sediment. Res.*, B64, p. 560-581.
- Snedden J.W. & Bergman K.M. (1999)** - Isolated shallow marine sand bodies : deposits for all interpretations. in "Isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentological interpretation", K.M. Bergman and J.W. Snedden eds, *SEPM Spec. Publ.*, 64, p. 1-12.
- Sobolev S V., Zeyen H., Granet M., Achauer U., Bauer C., Werling F., Altherr R. and Fuchs K. (1997)** - Upper mantle temperatures and lithosphere-asthenosphere system beneath the French Massif Central constrained by seismic, gravity, petrologic and thermal observations. *Tectonophysics*, 275, 1-3, p. 143-164
- Sonnenberg S.A. (1985)** - Tectonic and sedimentation model for Morrow sandstone deposition, Sorrento Field, Denver basin, Colorado. *Mountain Geol.*, 22, p. 180-191.
- Sonnenberg S.A., Shannon L.T., Rader K. & von Drehle W.F. (1990b)** - Regional structure and stratigraphy of the Morrow Series, Southeast Colorado and adjacent areas. in "Morrow Sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas", S.A. Sonnenberg, L.T. Shannon, K. Rader, W.F. von Drehle and G.W. Martin eds, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 1-8.
- Sonnenberg S.A., Shannon L.T., Rader K., von Drehle W.F. & Martin G.W. (1990a)** - Morrow sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas. *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, Denver, Colorado, 236 p.
- Souriau A., Correig, A.M. and Souriau, M. (1980)** - Attenuation of Rayleigh waves across the volcanic area of the Massif Central, France. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, p. 62-71.
- Spalla M.I., Lardeaux J.M., Dal Piaz G.V., Gosso G. & Messiga B. (1996)** - Tectonic significance of Alpine eclogites. *J. Geodynamics*, 21, p. 257-285.
- Spezzaferi S. (1994)** - Planktonic foraminiferal biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and Lower Miocene in the oceanic record. An overview. *Palaeontographia italica*, 81, 1-187, Pisa.
- Sprovieri R., Bonomo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Lirer F., Mazzei R. & Salvatorini G. (2002)** - An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene. *Riv. It. Palaeontol. Strat.*, 108/2, 337-353.
- Stampfli G.M., Mosar J., Marquer D., Marchant R., Baudin T. & Borel G. (1998)** - Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. in "Continents and their matle mots", A. Vauchez & R.O. Meissner eds, *Tectonophysics*, 296, p. 159-204.
- Stampfli G.M. (1993)** - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae geol. Helv.*, 86, (1), p. 1-45.
- Stampfli G.M. (2000)** - Tethyan oceans. in "Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", E. Bozkurt, J.A. Winchester and J.D.A. Piper eds, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 173, 163-185.
- Stampfli G.M. and Borel G.D. (2002)** - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth Planet. Sci. Letters*, in press.
- Stampfli G.M. and Marchant R.H. (1995)** - Plate configuration and kinematics in the Alpine region. *Accademia Nazionale delle scienze, scritti e Documenti*. 14 (Atti del congresso "Rapporti tra Alpi e Appennino"), 147-166.
- Stampfli G.M., Mosar J., Favre P., Pillevuit A. and Vannay J.C. (2001c)** - Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm : the Neotethys/East-Mediterranean connection. In "PeriTethys", P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau Eds., *Mém. 6 : "Peritethyan rift/wrench basins and passive margins"*, IGCP 369. *Mém. Museum Nat. Hist. Nat Paris* 186, 51-108.
- Starkel L. (1991)** - Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. in "Temperate Palaeohydrology", L. Starkel, K.J. Gregory & J.B. Thornes eds, Chichester, U.K., John Wiley, p. 473-495.
- Steininger F.F. (1999)** - Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene European Land Mammal Mega Zones, (ELMMZ) and the Miocene Mammal Zones, (MN-Zones). in "The Miocene Land Mammals of Europe, G.E. Rössner and K. Heissig eds, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, Germany, p. 9-24,
- Steininger F.F., Berggren, W.A., Kent, D.V., Bernor R.L., Sen S. & Agustí J. (1996)** - Circum-Mediterranean Neogene (Miocene and Pliocene) marine-controlled chronologic correlations of European mammal units. R.L. Bernor, V. Fahlbusch.

- Stewart D.J. (1981)** - A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, 28, p. 1-20.
- Stewart D.J. (1983)** - Possible suspended-load channel deposits From the Wealden Group (Lower Cretaceous) of Southern England. In "Modern and ancient fluvial systems", J.D. Collinson and J. Lewin eds, *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 6, p. 369-384.
- Strahler A.N. (1954)** - Statistical analysis in geomorphic research. *J. Geology*, 62, p. 1-25.
- Strahler A.N. (1981)** - Physical Geology. New York, Harper & Row, 612 p.
- Stride A.H. (1982)** - Offshore tidal sands : processes and deposits. Chapman & Hall Publ., Londres, 222 p.
- Stride A.H., Belderson R.H., Kenyon N.H. & Johnson M.A. (1982)** - Offshore tidal deposits : sand sheet and sand bank facies. in "Offshore tidal sands, processes, and deposits", A.H. Stride ed., London, Chapman and Hall, p. 95-125.
- Suess E. (1900)** - Das Antlitz der Erde - La face de la terre, *Armand Colin éditeurs*, Paris, 878 p.
- Suess E., (1906)** - The Face of the Earth, 2, Clarendon Press, Oxford 556 pp
- Summerfield M.A. and Hulton N.J. (1994)** - Natural controls of fluvial denudation in major world drainage basins. *J. Geophys. Res.*, 99, p. 13,781-13,883.
- Summerhayes C.P. (1986)** - Sealevel curves based on seismic stratigraphy : their chronostratigraphic significance. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 57, p. 27-42.
- Suter J.R. & Berryhill H.L., Jr. (1985)** - Late Quaternary shelf-margin deltas, Northwest Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 69, p. 77-91.
- Suter J.R. & Clifton H.E. (1999)** - The Shannon Sandstone and isolated linear sand bodies : interpretations and realizations. in "Isolated shallow marine sand bodies : sequence stratigraphic analysis and sedimentologic interpretation", K.M. Bergman and J.W. Snedden eds, *SEPM Spec. Publ.*, 64, p. 321-356.
- Suter J.R., Berryhill H.L. & Penland S. (1987)** - Late Quaternary sea-level fluctuations and depositional sequences, Southwest Louisiana continental shelf. in "Sea level fluctuation and coastal evaluation", D. Nummedal et al. eds, *SEPM Spec. Publ.*, 41, p. 199-219.
- Swift D.J.P. & Field M.F. (1981)** - Evolution of a classic ridge field, Maryland sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, 28, p. 461-482.
- Swift D.J.P., Hudelson P.M., Brenner R.L. & Thompson P. (1987)** - Shelf construction in a foreland basin : storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology*, 34, p. 423-457.
- Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W. & Thorne J.A. (1991a)** - Shelf sand and sandstone bodies : geometry, facies and sequence stratigraphy. *Int. Assoc. Sedimentologists Spec. Publ.*, 14, 532 p.
- Swift, D.J.P., and Thorne, J.A., (1991)** - Sedimentation on continental margins, I : a general model for shelf sedimentation. in "Shelf sand and sandstone bodies", Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W. and Thorne J.A. eds, *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 14, p. 3-31.
- Swift, D.J.P., Phillips, S., and Thorne, J.A., (1991)** - Sedimentation on continental margins, VI : lithofacies and depositional systems. in "Shelf sand and sandstone bodies", Swift D.J.P., Oertel G.F., Tillman R.W. and Thorne J.A. eds., *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 14, p. 89-152.
- Sztanó O. & de Boer P.L. (1995)** - Basin dimensions and morphology as controls on amplification of tidal motions (the early Miocene North Hungarian Bay). *Sedimentology*, 42, p. 665-682.
- Sztano O. & Jozsa S. (1996)** - Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition : a case study from the Early Miocene of Northern Hungary. *Tectonophysics*, 266, p. 319-341.
- Sztanó O. (1995)** - Palaeogeographic significance of tidal deposits : an example From an early Miocene Paratethys embayment, Northern Hungary. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 113, 2/4, p. 173-187.
- Talling P.J. (1998)** - How and where do incised valleys form if sealevel remains above the shelf ? *Geology*, 26, p. 87-90.
- Tapponnier P. (1977)** - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide plastique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 19, 3, p. 437-460.
- Tardy M., Deville E, Fudral S, Guellec S., Menard G., Thouvenot F., Vialon P. (1990)** - Interpretation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le Front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). In « Deep structure of the Alps », Roure F., Heitzmann P., Polino R. eds, *Mém. Soc. Géol. France*, N. Ser. ,156 p. 217-226.
- Tardy M., Bethoux N., Lardeaux J.M., Paul A., ALPS Working Group (1999)** - The GeoFr 3D project in the Western Alps : a synthesis. Colloque GeoFr 3D, résultats et perspectives, ENS Lyon. *Doc. BRGM*, 293, 145 p.
- Tempier C. (1987)** - Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. Géol. France*, III 3, p. 533-540.

- Terramorsi S. (1987)** - La Fracturation du massif du Lubéron (Provence). *Thèse, Aix-Marseille 1*.
- Terrier M. & Lenôtre N. (1989)** - Reconnaissance d'un accident majeur en Provence (Fr) : utilisation de la comparaison des nivellements et de l'analyse morphostructurale. *Bull. Assoc. France Et. Quaternaire*, 3, p. 161-170.
- Terrier M. (1991)** - Néotectonique de la Provence occidentale (France) : vers une analyse multicritère des déformations récentes. Application à la classification des structures sismogènes. *Thèse, Aix-Marseille 1, Doc. BRGM*, 207, 232 p.
- Tessier B. & Gigot P. (1989)** - A vertical record of different tidal cyclicities : an example from the Miocene marine molasse of Digne (Haute-Provence, France). *Sedimentology*, 36, p. 767-776.
- Tessier B. (1990)** - Enregistrement des cycles tidaux en accréation verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la Molasse Marine miocène du bassin de Digne). Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. *Thèse Univ. de Caen*, 122 p.
- Tessier B. (1993)** - Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW Fr) ; perspectives for paleoreconstruction. *Mar. Geology*, 110, p. 355-367.
- Tessier B., Archer A.W., Lanier W.P., and Feldman H.R. (1995)** - Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint Michel, Fr). in "Tidal signatures in modern and ancient sediments", B. W. Flemming and A. Bartholoms eds, *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 24, p. 259-271.
- Tesson M. & Allen G.P. (1991)** - High Frequency parasequences and sequences in a pleistocene lowstand prograding wedge complex on the Rhône shelf (Fr) : eustatic, isostatic and tectonic control : "NUNA". Proc.Conference on "High-Resolution Sequence Stratigraphy", *Geol. Assoc. Can.*, p. 52-53.
- Tesson M. & Allen G.P. (1995)** - Contrôle tectonique et eustatique haute-Fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique : exemple du Golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. IIa, 320, p. 39-46.
- Tesson M. & Gensous B. (1998)** - L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, v. 326, p. 121-127.
- Tesson M. (1996)** - Contribution à la connaissance de l'organisation stratigraphique des dépôts d'une marge siliciclastique. Etude de la plate-forme continentale du Golfe du Lion. *Mém. d'Habilitation à Diriger des Recherches, Univ. of Perpignan*, France, 2, 369 p.
- Tesson M., Allen G.P. & Ravenne C. (1993)** - Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. in "Sequence stratigraphy and facies associations", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 18, p. 183-196.
- Tesson M., Gensous B., Allen G.P. & Ravenne C. (1990)** - Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhone continental shelf, France. *Mar. Geology*, 91, p. 325-332.
- Tesson M., Ravenne Ch. & Allen G.P. (1990b)** - Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil de sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhodanienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. II, 310, p. 565-570.
- Thomas M.A. & Anderson J.B. (1989)** - Glacial eustatic controls on seismic sequences and parasequences of the Trinity/Sabine incised valley, Texas continental shelf. *Transactions of the Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 39, p. 563-570.
- Thomas M.A. & Anderson J.B. (1994)** - Sea-level controls on the facies architecture of the Trinity/Sabine incised-valley system, Texas continental shelf. in "Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences", R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin eds, *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 63-82.
- Thomas P. (2001)** - <http://www.ens-lyon.fr/Planet-terre/Infosciences/Geodynamique>.
- Thomé M., Rubino J.L., Clauzon G. & Lesueur J.L. (1989)** - Identification des limites de séquences de dépôts en système fluvial : le cas du Miocène de Châteauredon (SE France). *Publ. A.S.F.*, (10), p. 281-282.
- Thussu T.L. (1999)** - Role of tectonics in drainage migration in Punjab-Haryana Plains in recent times. in "Vedic Sarasvati. Evolutionary History of a Lost River of Northwestern India", B.P. Radhakrishna & S.S. Merh eds, *Geol. Survey of India Mem.*, 42, p. 205-217.
- Tillman R.W. & Martinsen R.S. (1984)** - The Shannon shelf ridge sandstone complex, Salt Creek anticline area, Powder River Basin, Wyoming, in "Siliciclastic shelf sediments", R.W. Tillman and C.T. Siemers eds, *SEPM Spec. Publ.*, 34, p. 85-142.
- Törnqvist T.E. (1993)** - Holocene alternation of meandering and anastomosing fluvial systems in the Rhine-Meuse Delta (central Netherlands) controlled by sea-level rise and subsoil erodibility. *J. Sediment. Petrol.*, 63, p. 683-693.
- Torres J., Savoye B. & Cochonat P. (1995)** - The effects of late Quaternary sea level changes on the Rhône slope sedimentation (North-western Mediterranean) as indicated by seismic stratigraphy. *J. Sediment. Res.*, B65, p. 368-387.

- Toussaint G. (2000)** - Etude sédimentologique de la molasse d'Uzès. *Muséum Nat. d'Histoire Naturelle*, Paris, p. 43.
- Triat J.M. & Truc C. (1968)** - Les massifs oligocènes compris entre l'Isle-sur-Sorgue et Malemort-du-Comtat (Vaucluse). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, 267, 18, p. 1429-1431.
- Triat J.M. & Truc G. (1972)** - L'Oligocène du bassin de Mormoiron (Vaucluse) : étude paléontologique et sédimentologique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 49, p. 27-52.
- Triat J.M. & Truc G. (1974)** - Évaporites paléogènes du domaine rhodanien, *Rev. Géograph. phys. Géol. Dynam.*, sér. 2, 16, 2, p. 235-262.
- Triat J.M. & Truc G. (1983)** - Le rôle des failles N50 dans la sédimentation des temps méso- et cénozoïques et dans l'évolution tectonique du Bassin du Sud-Est de la France. In "Rifts et fossés anciens. Tectonique - Volcanisme - Sédimentation. Apports de l'actualisme", M. Popoff & J.J. Tiercelin Eds, Tab. ronde CNRS, Marseille, 1982, *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 7, 1, p. 425-432.
- Tricart P. (1984)** - From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the western Alps. *Am. J. Sci.*, 284, p. 97-120.
- Tricart P., Bourbon M., Lagabrielle Y (1982)** - Révision de la coupe Peouvou-Roche Noire (zone piémontaise S.L., Alpes franco-italiennes); bréchification synsédimentaire d'un fond océanique ultrabasique. *Géologie Alpine*, 58, p. 105-113.
- Trincardi, F. & Field M. (1991)** - Geometry, lateral variability, and preservation of downlapped regressive shelf deposits : eastern Tyrrhenian margin, Italy. *J. Sediment. Petrol.*, 61, p. 75-90.
- Truc G. (1978)** - Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment : the Ludian (Paleogene) of the Mormoiron basin, Southeastern France. *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 2, p. 189-203.
- Truc G. (1980)** - Evaporites in a subsident continental basin (Ludian and Stampian of Mormoiron-Pernes in Southeastern Fr) : sequential aspects of deposition, primary faces and their diagenetic evolution. In "Evaporite Deposits", Technip, Paris, p. 61-71.
- Tucker M.E. & Wright V.P. (1990)** - Carbonate sedimentology. *Oxford, Blackwell science*, 482 p.
- Turcotte D.L. & Schubert G. (2002)** - Geodynamics, 2nd Ed. *Cambridge University Press*, 456 p.
- Twenhofel W.H. (1939)** - Principles of sedimentation. McGraw-Hill, New York, 610 p.
- Underhill J.R. and Partington M.A. (1993)** - Use of genetic sequence stratigraphy in defining and determining a regional tectonic control on the "mid-Cimmerian unconformity". Implications for North Sea basin development and the global sea level chart. in "Siliciclastic sequence stratigraphy", P. Weimer and H.W. Posamentier eds, *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 58, p. 449-484.
- Upchurch G.R., Jr. & Wolfe J.A. (1993)** - Cretaceous vegetation of the Western Interior and adjacent regions of North America. in "Evolution of the Western Interior Basin", W.G.E. Caldwell and E.G. Kauffman eds, *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 39, p. 243-281.
- Vail P.R. (1987)** - Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1 : seismic stratigraphy interpretation procedure. in "Atlas of seismic stratigraphy", A.W. Bally ed, *Am. Assoc. Pet. Geol. Studies in Geol.*, 27, volume 1, p. 1-10.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perez-Cruz C. (1991)** - The Stratigraphic signature of Tectonics, Eustasy and Sedimentology : an Overview. in « *Cycles and Events in Stratigraphy* », Einsele G. et al. eds, *Berlin Heidelberg, Springer-Verlag*, p. 617-659.
- Vail P.R., Mitchum R.M. & Thompson S. (1977a)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3 : relative changes of sea level from coastal onlap. in "Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration", C.W. Payton, ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 63-83.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., & Thompson S. (1977b)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4 : global cycles of relative changes of sea level. in "Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration, C.E. Payton, ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 83-97.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubb J.N. & Hatelid W.G. (1977)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, parts 1-11. in "Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration", C.E. Payton ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 49-212.
- Vail P.R., Todd R.G. & Sangree J.B. (1977c)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 5 : chronostratigraphic significance of seismic reflections, in "Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration", C.E. Payton ed., *Am. Assoc. Pet. Geol. Mem.*, 26, p. 99-116.
- Vail P.R., Colin P., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilief V. (1987)** - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique de Paris. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 1301-1321.
- Vakares G., Hardenbol J., Abreu V.S., Vail P.R., Varnal P. & Tari G. (1998)** - Oligocene-Middle Miocene depositional sequences of the central Paratethys and their correlation with regional stages. In "Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail eds, *SEPM Spec. Publ.*, 60, p. 209-231.

- Van den Berg J.H. (1982)** - Migration of large scale bedforms and preservation of cross-bedded sets on high accretion parts of tidal channels in the Oostercheld, SW Netherlands. *Geol. en Mijnbouw*, 61, p. 253-263.
- Van Wagoner J.C. (1995)** - Sequence stratigraphy and marine to non-marine facies architecture of foreland basin strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A.. in "Sequence stratigraphy of foreland basin deposits", J.C. van Wagoner and G.T. Bertram eds, *AAPG Mem.*, 64, p. 137-223.
- Van Wagoner J.C., Hostad O & Tenney C.M. (1994)** - Nonmarine sequence-stratigraphy concepts and application to reservoir description in the Statfjord Formation, Statfjord Field, Northern North Sea. *Norwegian Petrol. Soc. Spec. Publ.*, in press.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Jr., Campion K.M. & Rahmanian V.D. (1990)** - Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops : concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Am. Assoc. Pet. Geol., Methods in Explor.*, sér. 7, 55 p.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J. (1988)** - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and some key definitions. in "Sea-level Changes : An Integrated Approach", C.K. Wilgus, B.S. Hastings, H.S. Posamentier, J. van Wagoner, C.A. Ross and C.G.St.C. Kendall eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 39-45.
- Vandenbergh N. & Hardenbol J. (1998)** - Introduction to the Neogene. In "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins", P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, Th. Jacquin and P.R. Vail eds, *SEPM Spec. Publ.*, 60, p. 83-85.
- Vecsei A. & Sanders D.G.K. (1999)** - Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. *Sediment. Geol.*, 123, p. 103-127.
- Vernet J. (1964)** - Présence, dans la vallée de l'Esteron, de poudingues intercalés entre le Crétacé supérieur et le Nummulitique marin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 259, 1, p. 189-190.
- Vially R. & Trémolières P. (1996)** - Geodynamics of the Gulf of Lions : implications for petroleum exploration. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 170, p. 129-158.
- Vially R. (1995)** - The Southern French Alps Paleogene Basin Subsidence Modeling and Geodynamic Implications. In "Hydrocarbon and Petroleum Geology of France", A. Mascle ed., *EAPG Spec. Publ.*, 4, p. 281-293.
- Villegier M. & Andrieux J. (1987)** - Phases tectoniques post-éocènes et structuration polyphasée du panneau de couverture nord-provençal (Alpes externes méridionales). *Bull. Soc. Géol. France*, III 1, p. 147-156.
- Villegier M. (1983)** - Une nouvelle interprétation tectonique de la montagne de Volx (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sci. Paris*, sér. D 297, p. 363-366.
- Villegier M. (1984)** - Évolution du panneau de couverture Nord-provençal (Mont-Ventoux- Lubéron, moyenne Durance). *Thèse Doct. III cycle, Univ. Orsay-Paris XI*, 200 p.
- Visontin C. (1992)** - I depositi miocenici del Bacino di Valréas (Valle del Rodano, Francia sud-orientale). *G. Giol., Bologna*, sér. 3, t. 54/1, p. 77-93
- Visser M.J. (1980)** - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits : a preliminary note. *Geology*, fasc. 8, p. 543-546.
- Von Blanckenburg F. and Davies J.H. (1995)** - Slab breakoff : A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
- Walker R.G. & Cant D.J. (1984)** - Sandy fluvial systems. in "Facies Models", R.G. Walker ed., *Geosc. Can.*, Repr. sér. 1, p. 23-31.
- Walker R.G. (1984)** - Facies Model. *Geosc. Can.*, p. 57-89 (211 p.).
- Walker R.G. (1984)** - General introduction : facies, facies sequences and facies models. in "Facies Models", R.G. Walker ed., Geol. Soc. Can., Geosc. Can., 2nd ed., Reprint sér. 1, p. 1-9.
- Wallez M.J., Magné J., Gourinard Y. & Demarcq G. (1986)** - Nouvelles grade-datations de sédiments burdigaliens des régions rhodaniennes. *Géol. méditerranéenne*, Univ. Provence, Marseille, 12-13, 1-2, p. 59-63.
- Watts A., Karner G. & Steckler M. (1982)** - Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins, *Royal Soc. London, Phil. Transactions*, sér. A, 305, p. 249-281.
- Watts A.B. & Thorne J.A. (1984)** - Tectonics, global changes in sea level and their relationship to stratigraphic sequences at the U.S. Atlantic continental margin. *Mar. Petrol. Geol.*, 1, p. 319-339.
- Watts A.B. (2001)** - Isostasy and Flexure of the Lithosphere. *Cambridge Univ. Press*, 458 p.
- Weimer P. & Posamentier H.W. (1993)** - Siliciclastic sequence stratigraphy : recent developments and applications. *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 58, 500 p.
- Weimer P. (1990)** - Sequence stratigraphy, seismic geometries, and depositional history of the Mississippi Fan, deep Gulf of Mexico. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 74, p. 425-453.
- Weimer R.J. & Sonnenberg S.A. (1989)** - Sequence stratigraphic analysis of Muddy (J) sandstone reservoir Wattenberg field, Denver basin, Colorado. in "Petrogenesis and petrophysics of selected sandstone

- reservoirs of the Rocky Mountain region”, E.B. Coalson, S.S. Kaplan, C.W. Keighlin, C.A. Oglesby and J.W. Robinson eds, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 197-220.
- Weimer R.J. (1984)** - Relation of unconformities, tectonics, and sea level changes, Cretaceous of Western Interior, U.S.A. in “Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation”, J.S. Schlee ed., *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 36, p. 7-35.
- Weimer R.J. (1988)** - Record of sea level changes, Cretaceous of Western Interior, U.S.A. in “Sea level change : an integrated approach”, C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross and J.C. van Wagoner eds, *SEPM Spec. Publ.*, 42, p. 285-288.
- Weimer R.J. (1992)** - Developments in sequence stratigraphy : foreland and cratonic basins. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 76, p. 965-982.
- Weissel J.K. & Karner G.D. (1989)** - Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *J. Geophys. Res.*, 94, p. 13,919-13,950.
- Wescott W.A. (1993)** - Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems--some implications for sequence stratigraphy. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 77, p. 1208-1218.
- West J.R., Knight D.W. & Shiano K. (1986)** - Turbulence measurements in the Great Ouse estuary. *J. Hydraulic Engineering*, 112, p. 167-180.
- Wheeler D.M., Scott A.J., Coringrato V.J. & Devine P.E. (1990)** - Stratigraphy and depositional history of the Morrow Formation in Southeast Colorado and western Kansas. in “Morrow sandstones of Southeast Colorado and adjacent areas”, S.A. Sonnenberg, L.T. Shannon, K. Rader, W.F. von Drehle and G.W. Martin eds, *Rocky Mountain Assoc. Geol.*, p. 9-36.
- Wheeler H. E. (1958)** - Time stratigraphy. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 42, p. 1047-1063.
- Wildi W. & Huguenberger P. (1993)** - Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique, de la Bresse aux Chaînes subalpines ; éléments de cinématique alpine (Fr et Suisse occidentale). *Eclogae Geol. Helv.*, 86/1, p. 47-64.
- Wildi W. Funk H., Loup B., Amato E. & Huguenberger P. (1989)** - Mésozoic subsidence history of the European marginal shelves of the alpine Tethys (Helvetic realm, Swiss Plateau and Jura). *Eclogae Géol. Helv.*, 82/3, p. 817-840.
- Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & van Wagoner J.C. (1988)** - Sea level change : an integrated approach. *SEPM Spec. Publ.*, 42, 407 p.
- Williams E.A., Ford M., Verges J. & Aatoni A. (1998)** - Alluvial gravel sedimentation in a contractional growth fold setting, Sant Llorenç de Morunys, Southeastern Pyrenees. In “Cenozoic Foreland Basins of Western Europe”, A. Mascle, C. Puigdefabregas, H.P. Luterbacher & M. Fernandez eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 69-106.
- Willis B.J. & Gabel S. (2001)** - Sharp-based, tide-dominated deltas of the Sego Sandstone, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology*, 48, p. 479-506.
- Wilson J.B. (1988)** - A model for temporal changes in the faunal composition of shell gravels during a transgression on the continental shelf around the British Isles. *Sediment. Geol.*, 60, p. 95-105.
- Wingfield R.T.R., Evans G.D.R., Deegan S.E. & Floyd R. (1978)** - Geological and geophysical survey of The Wash. *Inst. Geol. Sci. Rep. 78/18*, British Geol. Survey, London, Her Majesty's Stationery Office, 32 p.
- Winter H de la R and Brink M (1991)** - Chronostratigraphic subdivision of the Witwatersrand Basin based on a western Transvaal composite column. S.A.Fr. *J. Geology*, 94, p. 191-203.
- Wonham J.P. & Elliott T. (1996)** - High-resolution sequence stratigraphy of a mid-Cretaceous estuarine complex : The Woburn Sands of the Leighton Buzzard area, South England. in “Sequence stratigraphy in British geology”, S.P. Hesselbo and D.N. Parkinson eds, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 103, p. 41-62.
- Wonham J.P. (1996)** - Application of high-resolution sequence stratigraphy to study of shallow marine sandstone body architecture : examples From the Marine and Yellow Molasse (Miocene) of the Digne – Valensole Basin, SE France. In “Geological characterisation of shallow marine sands for reservoir modelling and high resolution stratigraphic analysis”, H.D. Jonhson, J.P. Wonham, R. Gupta *et al.* eds, *Final Report for the European Commission Joule Program (Advanced Fuel Technologies : Security of Supply of Hydrocarbons)*, 33 p.
- Wood J.M. & Hopkins J.C. (1989)** - Reservoir sandstone bodies in estuarine valley fill : Lower Cretaceous Glauconite Member, Little Bow field, Alberta, Canada. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 73, p. 1361-1382.
- Wood J.M. & Hopkins J.C. (1992)** - Traps associated with paleovalleys and interfluvies in an unconformity bounded sequence : Lower Cretaceous Glauconite Member, Southern Alberta, Canada. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 76, p. 215-236.
- Wood L.J. (2003)** - Predicting tidal sand reservoir architecture using data From modern and ancient depositional systems. in “Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling”, G.M. Grammer, P.M. Harris and G.P. Eberli eds, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 80, p. 1-22.

- Wood L.J., Ethridge F.G. & Schumm S.A. (1993)** - The effect of rate of base level fluctuation on coastal plain, shelf, and slope depositional systems : an experimental approach. *in* "Stratigraphy and Facies Associations in a Sequence Stratigraphic Framework", H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen eds, *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 18, p. 43-53.
- Wood L.J., Ethridge F.G. & Schumm S.A. (1994)** - An experimental study of the influence of subaqueous shelf angle on coastal-plain and shelf deposits. *in* "Recent Advances in and Applications of Siliciclastic Sequence Stratigraphy", P. Weimer and H.W. Posamentier eds, *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, p. 381-391.
- Wright G.N., McMechan M.E. & Potter D.E.G. (1994)** - Structure and architecture of the Western Canada Sedimentary Basin. *in* "Geological Atlas of the Western Canada Sedimentary Basin", G. Mossop, and I. Shetsen Compilers, Calgary, *Can. Soc. Petr. Geol. and Alberta Res. Council*, p. 25-40.
- Wright J.D. & Miller K.G. (1992)** - Miocene Stable Isotope Stratigraphy, site 747, Kerguelen plateau. *Proc. Ocean Drilling Progr., Scient. Results*, 120.
- Wright J.D., Miller K.G. & Fairbanks R.G. (1992)** - Early and Middle Miocene Stable Isotopes : Implications for deep-water circulation and climate. *Paleoceanography*, 7, p. 357-389.
- Wright L.D. & Coleman J.D. (1972)** - River delta morphology : wave climate and the role of the subaqueous profile. *Science*, 176, p. 282-284.
- Wright L.D., Coleman J.M. & Thom B.G. (1973)** - Processes of channel development in a high-tide-range environment : Cambridge Gulf-Ord River delta, Western Australia. *J. Geology*, 81, p. 15-41.
- Wyatt R.J., Lake R.D., Moorlock B.S.P. & Shephard-Thorn E.R. (1986)** - The Leighton Buzzard area. British Geol. Survey. *Geol. Report* on 1 :10,000 sheets SP82NE, Southeast ; SP92NW, Southwest ; SP93NW, Northeast, Southwest, Southeast, Keyworth.
- Wyns R. & Guillocheau F. (1999)** - Géomorphologie grande longueur d'onde, altération, érosion et bassins épicontinentaux. Colloque GeoFr 3D, ENS Lyon, Résumés, *Doc. BRGM*, 293, p. 103-108.
- Yalin M.S. (1964)** - Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civil Engineering*, 90, p. 105-119.
- Yang C.S. & Sun J.S. (1988)** - Tidal sand ridges on the East China Sea Shelf. *in* "Tide-influenced sedimentary environments and facies", P.L. de Boer, A. van Gelder and S.D. Nio eds, *Sediment. Pet. Geol.*, Dordrecht, Netherlands, D. Reidel, p. 23-38.
- Yoshida S., Johnson H.D., Pye K. & Dixon R.J. (2002)** - Transgressive changes From tidal estuarine to marine embayment sandstone facies : Comparative studies of the middle Cretaceous outcrops in the U.K. (Woburn Sands) and Holocene and ancient analogues. *Venezuelan Sedimentological Congress/SEPM joint online conference* (Accessed February-April 2002).
- Young H.R. & Nelson C.S. (1988)** - Endolithic biodegradation of cool-water skeletal carbonates on scott shelf, Northwest Vancouver Island, Canada. *Sediment. Geol.*, 60, p. 251-267.
- Young J.R. (1998)** - Neogene nannofossils. *in* "Calcareous nannofossil biostratigraphy", P.R. Bown ed., *British Micropalaeontology Society Series*, Chapman & Hall Limited.
- Zaitlin B.A., Dalrymple R.W. & Boyd R. (1994)** - The stratigraphic organization of incised valley systems associated with relative sea-level change. *in* "Incised valley systems : origin and sedimentary sequences", R.W. Dalrymple, R. Boyd and B.A. Zaitlin eds., *SEPM Spec. Publ.*, 51, p. 45-60.
- Zaitlin B.A., Potocki D., Warren M.J., Rosenthal L. & Boyd R. (1999)** - Sequence stratigraphy in low accommodation foreland basins : an example from the Lower Cretaceous "Basal Quartz" formation of Southern Alberta. *Can. Soc. Pet. Geol., Reservoir*, 26, 8, p. 12-13.
- Zaitlin B.A., Potocki D., Warren M.J., Rosenthal L. & Boyd R. (2002)** - Depositional styles in a low accommodation foreland basin setting : an example From the Basal Quartz (Lower Cretaceous), Southern Alberta. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 50.
- Zernitz E.R. (1932)** - Drainage patterns and their significance. *J. Geology*, 40, p. 498-521.
- Ziegler P.A. (1988)** - Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. *Am. Assoc. Petr. Géol. Mem.*, 43, 198 p.
- Ziegler P.A. (1990)** - Geological atlas of western and central Europe. *The Hague, Shell Int. Petr. Maatschaappij B.V.*, 239 p.
- Ziegler P.A. (1994)** - Cenozoic rift system of western and central Europe : an overview. *Geol. Mijnb.*, 73, p. 99-127.
- Ziegler P.A., Cloetingh S. & van Wees, J.D. (1995)** - Dynamics of intra-plate compressional deformation ; the Alpine foreland and other examples. *Tectonophysics*, 252, p. 7-59.
- Zweigel J., Aigner T. & Luterbacher H. (1998)** - Eustatic versus tectonic controls on Alpine foreland basin fill : sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. *in* "Cenozoic Foreland Basins of Western Europe", A. Mascle *et al.* eds, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 134, p. 299-323.

Liste des figures

Figure 1-1	: Carte structurale synthétique des Alpes occidentales (établie d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000, Chantraine <i>et al.</i> , 1996 ; Lemoine <i>et al.</i> , 2000 ; Stampfli <i>et al.</i> , 2002).	3
Figure 1-2	: Le Bassin molassique rhodano-provençal : extension des dépôts miocènes et localisation des principaux sous-bassins	4
Figure 1-3	: Onlap divergent (exemple de Garde Grosse en face de Nyons, bassin de Valréas)	5
Figure 1-4	: Détails sur le contact basal entre les dépôts miocènes et le substratum (exemple de Saint Restitut, bassin de Valréas)	5
Figure 1-5	: Carte de la transgression miocène « 1 ^{er} et 2 nd étages méditerranéens » (Depéret, 1892)	7
Figure 1-6	: Carte paléogéographique de la transgression « Burdigalienne » (Combaluzier, 1932)	8
Figure 1-7	: Carte paléogéographique de la transgression « Vindobonienne » (Combaluzier, 1932)	8
Figure 1-8	: Carte paléogéographie du Sud-Est de la France à l'Aquitaniens, au Burdigalien et « Vindobonien » (Demarcq, 1970).	9
Figure 1-9	: Reconstruction de la paléogéographie du Sud-Est de la France à l'Aquitaniens, au Burdigalien supérieur, au Langhien-Serravallien et à la limite Serravallien-Tortonien (Demarcq <i>et al.</i> , 1984)	10
Figure 1-10	: Diachronisme de la progradation du piedmont miocène (modifié de Clauzon <i>et al.</i> , 1989)	11
Figure 1-11	: Séquences sédimentaires et spectres minéraux argileux du bassin de Cucurron (Modifié de Clauzon et Robert, 1984)	12
Figure 1-12	: Carte paléogéographique des vallées messiniennes ennoyées et de leur remblaiement pliocène (Clauzon, 1999)	13
Figure 1-13	: Architecture interne des principaux corps tidaux de la molasse de Saint-Restitut : bancs longitudinaux, dunes transverses unidirectionnelles et vagues de sables composites bidirectionnelles (Lesueur <i>et al.</i> , 1990)	15
Figure 1-14	: L'architecture interne d'un banc longitudinal au courant dans la molasse de Saint-Restitut (Lesueur <i>et al.</i> , 1990)	15
Figure 1-15	: L'organisation stratigraphique à haute fréquence des sables transgressifs de la séquence S1 du Burdigalien inférieur de Saint-Restitut. (Lesueur <i>et al.</i> , 1990 ; Rubino <i>et al.</i> , 1990)	16
Figure 1-16	: Organisation des séquences de IV ^{ème} ordre au sein d'une séquence de III ^{ème} ordre (Lesueur <i>et al.</i> , 1990 ; Rubino <i>et al.</i> , 1990)	16
Figure 1-17	: Série type du Miocène inférieur et moyen du BMRP, organisation en séquence des dépôts (Rubino <i>et al.</i> , 1990)	17
Figure 1-18	: Série type du Miocène moyen et supérieur du BMRP, organisation en séquence de dépôts (Parize <i>et al.</i> , 1999)	18
Figure 1-19	: Extension des transgressions miocènes au sein du BMRP (d'après Rubino <i>et al.</i> , 1990)	19
Figure 1-20	: Mise en évidence de vallées incisées au sein du BMRP (Rubino <i>et al.</i> , 1990)	20
Figure 1-21	: Vallées incisées de Chantemerle et Saint-Restitut (Rubino <i>et al.</i> , 1990)	21
Figure 1-22	: Corrélation stratigraphique des principales coupes du Bassin de Digne (Crumeyroille <i>et al.</i> , 1991)	21
Figure 1-23	: Evolution structurale, géométrie des dépôts, et migration des dépôts centre au sein du bassin de Digne pendant le Miocène (Crumeyroille <i>et al.</i> , 1991)	22

Figure 1-24 : Géométrie et découpage séquentiel de la molasse marine inférieure (Crumeyroffe <i>et al.</i> , 1991)	22
Figure 1-25 : Développement paléogéographique de la partie Ouest du bassin d'avant-pays alpin de l'Eocène au Miocène inférieur (Sissingh, 2001)	24
Figure 1-26 : Développement paléogéographique de la partie Ouest du bassin d'avant-pays alpin du Miocène inférieur au Pliocène (Sissingh, 2001)	25
Figure 1-27 : Relation tectono-stratigraphique entre les séquences du bassin d'avant-pays et du rift cénozoïque associés avec les épisodes volcaniques les principales phases tectoniques de la partie Ouest du bassin d'avant-pays alpin et les variations eustatiques (d'après Clothing, 1986 ; d'après Haq <i>et al.</i> , 1988 ; d'après Villegier et Andrieux, 1987 ; Hippolyte <i>et al.</i> , 1993 in Sissingh, 2001)	26
Figure 1-28 : Compilation de l'ensemble des vallées incisées décrites au sein des dépôts miocènes, (Modifiée d'après Rubino <i>et al.</i> , 1997 ; Parize <i>et al.</i> , 1997 ; Rubino <i>et al.</i> , 1997 ; Guy <i>et al.</i> , 1989 ; Rubino <i>et al.</i> , 1990 ; Lesueur <i>et al.</i> , 1990 ; Besson, 1999, 2000a, b)	27

Chapitre 2 – Organisation stratigraphique des bassins sédimentaires

Figure 2-1 : Section schématique montrant les relations entre la flexure lithosphérique et l'espace d'accommodation dans un bassin d'avant-pays (d'après Giles <i>et al.</i> , 1995)	30
Figure 2-2 : A et B) Schéma mettant en évidence deux stades d'évolution d'un bassin d'avant-pays. (d'après Crampton et Allen, 1995)	30
Figure 2-3 : Carte paléogéographique schématique pour le Lutétien supérieur, le Rupélien supérieur, le Burdigalien inférieur, le Langhien inférieur, le Tortonien supérieur et le Pliocène moyen/supérieur, montrant la position des bassins continentaux, des plates-formes et des bassins profonds (modifiée d'après Meulenkamp <i>et al.</i> , 2003)	33
Figure 2-4 : Carte structurale simplifiée des Alpes occidentales (modifiée d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000, Chantraine <i>et al.</i> , 1996 ; Lemoine <i>et al.</i> , 2000 ; Stampfli <i>et al.</i> , 2002), avec la localisation des profils sismiques profonds suisse (NRP 20), français (ECORS) et italien (CROP) et deux coupes structurales « Provence : de Belledone à Marseille » et « Chaîne subalpine : de l'Argentera à Gréoux »	40
Figure 2-5 : Interprétation à l'échelle lithosphérique du profil sismique grande profondeur NRP20 et représentation palinspatique simplifiée au Crétacé supérieur. (Modifiée d'après Marchant, 1993 ; Marchant et Stampfli, 1997a ; dans Stampfli <i>et al.</i> , 2002)	41
Figure 2-6 : Interprétation à l'échelle lithosphérique du profil sismique grande profondeur ECORS-CROP (d'après Marchant, 1993)	41
Figure 2-7 : Section schématique crustale de la Provence occidentale (Sébrier comm. personnelle ; modifiée d'après Champion <i>et al.</i> , 1999 ; Roure et Colleta, 1996).	41
Figure 2-8 : A, B, C) Coupe structurale schématique de la chaîne subalpine des Alpes méridionales. Position sur la Figure 2-4	42
Figure 2-9 : Carte paléogéographique de l'orogénèse pyrénéenne et alpine à l'Eocène moyen et à l'Oligocène supérieur (modifié d'après Stampfli <i>et al.</i> , 1998 in Stampfli <i>et al.</i> , 2002)	43
Figure 2-10 : Schéma de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène (Séranne, 1999).	45
Figure 2-11 : A) Schéma de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale depuis l'Eocène (modifié d'après Séranne, 1999 dans Duvail, 2003). B) Carte structurale de la marge du golfe du Lion. (Séranne, 1999). C) Coupes crustales de la marge du golfe du Lion (modifiées d'après Séranne, 1999 dans Duvail, 2003).	46
Figure 2-12 : Reconstruction de l'évolution tectonique de la Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène (d'après Rosenbaum <i>et al.</i> , 2002)	47

Figure 2-13 : Modèle cinématique et chronologique de la dérive du bloc Corse-Sardaigne (modifiée d'après Gattacceca, 2001)	48
Figure 2-14 : Carte du volcanisme tertiaire d'Europe de l'Ouest (Mercier, 2000).	49
Figure 2-15 : Ages des principaux ensembles volcaniques du Massif central (d'après Nehling <i>et al.</i> , 2003)	51
Figure 2-16 : Résumé des principales données permettant de proposer une double évolution du processus de rifting au cours du Tertiaire (Merle et Michon, 2001)	53
Figure 2-17 : A) Blocs-diagrammes 3D des anomalies de vitesse depuis la surface jusqu'à une profondeur de 270 km en dessous du massif central. Les lignes blanches indiquent les contours tectoniques. B) Schéma représentant l'upwelling de petits dômes sous la lithosphère européenne depuis une couche présentant une anomalie thermique et géochimique vers les 400 km de profondeur.	54
Figure 2-18 : A et B) Double évolution de l'épisode de rifting dans le Massif central liée à la création de la profonde racine lithosphérique des Alpes	55

Chapitre 3 – Le bassin rhodano-provençal : éléments d'analyse pour mener un inventaire

Figure 3-1 : Différentes propositions de définition de la stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2002)	57
Figure 3-2 : Concepts-clef utilisés en stratigraphie séquentielle (Catuneanu, 2002)	59
Figure 3-3 : Quelques définitions du niveau de base (Catuneanu, 2002)	60
Figure 3-4 : Modèle de séquence de dépôt de Haq <i>et al.</i> (1987) et Vail <i>et al.</i> (1987) développé à partir d'études de séquences siliciclastiques. (Haq et Vail, 1987)	60
Figure 3-5 : Charte des variations eustatiques (Haq <i>et al.</i> , 1987 ; Hardenbol <i>et al.</i> , 1998)	62
Figure 3-6 : Séquences, cortèges de dépôt et surfaces stratigraphiques définis en relation avec la courbe de variation du niveau de base et la courbe du taux de variation du niveau de base (Courbe Transgression-Régression).	63
Figure 3-7 : Architecture d'une séquence de dépôt, des cortèges sédimentaires et position des surfaces stratigraphiques.	64
Figure 3-8 : Diagramme de Wheeler illustrant l'architecture d'un système de dépôt pendant un cycle régression-transgression (« séquence génétique », <i>sensu</i> Galloway, 1989).	65
Figure 3-9 : Différentes architectures de séquences siliciclastiques dans quatre contextes tectoniques différents (Vail <i>et al.</i> , 1991)	65
Figure 3-10 : Principales familles de modèles en stratigraphie séquentielle (modifiée depuis Donovan, 2001 <i>in</i> Catuneanu, 2002)	68
Figure 3-11 : Positionnement des limites de séquences et subdivisions en cortèges de dépôt pour les cinq modèles couramment utilisés (Catuneanu, 2002)	69
Figure 3-12 : Illustration schématique de la formation d'une succession de discordance (limite de séquence) à haute fréquence pendant une période de chute relative du niveau marin.	70
Figure 3-13 : Modèle d'une séquence de dépôt (plate-forme siliciclastique) (Plint and Nummedal, 2000).	71
Figure 3-14 : Schéma de principe de l'accommodation (modifié d'après Jervey, 1988 ; Posamentier et Allen, 1999)	73
Figure 3-15 : Illustration schématique des relations et différences entre l'accommodation et la paléobathymétrie. (Modifié d'après Allen <i>in</i> Posamentier et Allen, 1999)	74
Figure 3-16 : Profil géomorphologique synthétique présentant les trois principaux environnements de dépôts, séparés par la ligne de rivage (« Bayline ») et la ligne de côte (« coastline »).	76

Figure 3-17 : Section schématique des différentes unités stratigraphiques d'un cortège transgressif en comblement de vallées incisées assumant la complète préservation des dépôts estuariens (Dalrymple, 1992).	78
Figure 3-18 : Position stratigraphique des principales surfaces au sein des dépôts transgressifs (Cattaneo, 2002)	78
Figure 3-19 : Illustration schématique d'une vallée incisée simple et d'une vallée incisée composite (Zaitlin <i>et al.</i> , 1994).	82
Figure 3-20 : Classification évolutive des environnements côtiers	83
Figure 3-21 : Dynamique sédimentaire d'un estuaire. A) Représentation schématique d'un estuaire et des processus de transport sédimentaire B) liés à leur énergie relative en fonction de leur localisation au sein de l'estuaire (Dalrymple, 1992)	84
Figure 3-22 : Estuaire dominé par les courants de marée : A) Distribution de l'énergie. B) Morphologie vue en plan. C) Faciès sédimentaires sur une section longitudinale (Dalrymple, 1992)	85
Figure 3-23 : Estuaire dominé par la houle. A) Distribution de l'énergie. B) Morphologie vue en plan C) Faciès sédimentaires sur une section longitudinale (Dalrymple, 1992)	86
Figure 3-24 : Estuaire à énergie mixte (Gironde), houle et marée (Allen <i>et al.</i> , 1991)	86
Figure 3-25 : Différents segments au sein d'un remplissage idéalisé de vallée incisée (Dalrymple, 1994).	87
Figure 3-26 : A à D) Vue en plan d'un système de vallée incisée.	88
Figure 3-27 : Section longitudinale idéalisée d'un système simple de vallée incisée (Zaitlin <i>et al.</i> , 1994)	89
Figure 3-28 : Sections longitudinale et transversale (aval : A, amont : B) d'une vallée incisée à dynamique mixte (tidal et houle) (exemple de la Gironde, Allen <i>et al.</i> , 1993).	90
Figure 3-29 : Interactions entre les processus « Marins » et « Continentaux » sur les modalités de remplissage d'une vallée (Posamentier et Allen, 1999).	91
Figure 3-30 : Mécanisme contrôlant l'incision : érosion fluviale régressive (Posamentier, 1999)	92
Figure 3-31 : Elargissement de rivières incisées par érosion des berges (Davis, 1908 ; Schumm, 1980)	92
Figure 3-32 : Evolution du réseau de drainage en fonction du temps (Schumm <i>et al.</i> , 1994)	93
Figure 3-33 : Exemple de réseaux dendritiques (plaine côtière : surface presque plane, constituée de silt : matériel facilement érodable).	94
Figure 3-34 : Exemple de surcreusement dans un méandre	95
Figure 3-35 : Carte isopache du BAT 2 séquence (Alberta basin) mettant en évidence le surcreusement au niveau des jonctions des tributaires.	95
Figure 3-36 : Influence du gradient de la zone côtière (Posamentier, 1992)	96
Figure 3-37 : Contrôle du substrat sur la géométrie de la vallée (Schumm, 1994)	97
Figure 3-38 : A et B) Résumé des réponses les plus communes d'un chenal à la déformation de son profil en long	98
Figure 3-39 : Modalité d'incision d'une vallée sur la plate-forme (Posamentier and Allen, 1999)	99
Figure 3-40 : Relation entre le développement d'incision sur la plate-forme et le degré de comblement de l'accommodation potentielle sur la plate-forme (Posamentier <i>et al.</i> , 2001)	100
Figure 3-41 : Système de vallées incisées au sein d'un bassin intracratonique (Bowen <i>et al.</i> , 1992)	101
Figure 3-42 : Systèmes de vallées incisées sur une Marge passive (Bowen <i>et al.</i> , 1993)	102
Figure 3-43 : Système de vallées incisées au sein d'un bassin d'avant-pays (Bowen <i>et al.</i> , 1993)	103

Figure 3-44	: Principales classifications des formes transverses au courant en fonction de leurs dimensions (modifié d'après la synthèse établie par Berné (1991))	107
Figure 3-45	: Classification d'Allen (1980).	110
Figure 3-46	: Critères des reconnaissance du caractère tidal des dépôts	111
Figure 3-47	: Séquence type de faciès pour les environnements littoraux	112
Figure 3-48	: Séquence-type de faciès pour les environnements margino-littoraux et continentaux	113
Figure 3-49	: Séquence-type de dépôts pour les environnements littoraux	115
Figure 3-50	: Séquence-type de dépôts pour les environnements margino-littoraux et continentaux	116
Figure 3-51	: Le Bassin molassique rhodano-provençal : extension des dépôts miocènes et localisation des principaux sous-bassins	117
Figure 3-52	: A à G) Quelques exemples des faciès de la série miocène du BMRP	118
Figure 3-53	: Organisation stratigraphique du remplissage miocène du bassin molassique rhodano-provençal en 10 séquences de dépôt	119
Figure 3-54	: Coupes synthétiques intégrant les données litho- bio- et chronostratigraphiques des différents sous-bassins du BMRP	122
Figure 3-55	: Charte utilisée pour ce travail (Hardenbol <i>et al.</i> , 1998) pour les séquences de dépôt	123
Figure 3-56	: Charte plus récente intégrant les derniers résultats stratigraphiques (Groupe EDDEN, 2004 ; comm. orale Aguilar 2004)	124
Figure 3-57	: Synthèse des principaux gisements du BMRP (Aguilar, 2004 ; comm. personnelle)	127
Figure 3-58	: Place des niveaux d'Abros-Maurel, de Pré Forant et de Reynier sur une échelle chronostratigraphique (e.g. Hardenbol <i>et al.</i> , 1998) et corrélations avec les biozones et les gisements de références	128
Figure 3-59	: Vue générale des marnes de Bayanne et de la barre tidale transgressive séparant cet intervalle en deux ensembles.	131
Figure 3-60	: Détail sur la racine de palétuvier préservée à la base de la barre tidale	131
Figure 3-61	: Corrélation des séquences de dépôts langhiennes entre l'amont (Châteauredon) et l'aval (Bayanne) contrainte par les données biostratigraphiques (foraminifères, rongeurs et pollens)	132
Figure 3-62	: Tableau synthétique des données isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilisées dans ce mémoire	133
Figure 3-63	: Proposition de corrélation des séquences de dépôts miocènes du BMRP avec les séquences de dépôts des chartes eustatiques de Haq et coll. (1987) et Hardenbol et coll. (1998)	135
Figure 3-64	: Cadre litho-, bio-, chrono-stratigraphique de la série sédimentaire du Bassin molassique rhodano-provençal.	137
Figure 3-65	: Corrélations litho-, bio-, chronostratigraphiques entre les sous-bassins du bassin molassique rhodano-provençal : bassins d'Apt, de Basse-Provence, Carpentras, Cucuron, Digne-Valensole, Forqualquier et Valréas	138

Chapitre 4 – Cool-water carbonates compound incised valleys fill systems in foreland basin ...

Figure 4-1	: Paleogeographic map of the southern part of the Miocene peri-alpine seaway (from Rubino <i>et al.</i> , 1990)	142
Figure 4-2	: Location map of the Tertiary foreland basins of the southwestern Alps (from 1/1000000 France geological Map, Chantraine <i>et al.</i> , 1996)	143
Figure 4-3	: Main structural features of the Provence area	143

Figure 4-4	: Details geological map of the Early and Middle Miocene depositional sequences in Vénasque area	144
Figure 4-5	: Miocene type succession in Vénasque area	145
Figure 4-6	: A) Erosional unconformity between Sequence S1a coarse grained to microconglomerate siliciclastic tide dominated body (channels and sandwaves) and S1b mixt to bioclastic composite sandwaves. B) Detail of the Earliest part of the S1a sequence with greyish to white massive marls (lagoons) interbedded or not with heterolithic bioclastics siltstone to sandstone (tidalites). C) General view of siliciclastic to mixt composite sandwaves. South of Saumane. D) Detail of Saumane composite sandwaves.	146
Figure 4-7	: A to C) Complex of bioclastic compound sandwaves and huge dune in the TST of S1b and S1c.	147
Figure 4-8	: A and B) Saint-Gens bioclastic molasse	148
Figure 4-9	: Schematic E-W cross section from Cretaceous Urgonian limestone of the Vaucluse mountain to Early Miocene around the Vénasque-Pernes Hill and Middle Miocene within the Carpentras plain	151
Figure 4-10	: A to C) Miocene passive onlap on the Cretaceous Vaucluse mountain	152
Figure 4-11	: A to C) Fossilization of the Oligocene normal fault system along the Vaucluse mountain during Burdigalian	153
Figure 4-12	: Fontaine-de-Vaucluse, “Rocher de l’Homme Mort”	154
Figure 4-13	: Fontaine-de-Vaucluse (FONT) section	155
Figure 4-14	: Sous-les-Gardy (SLG) section	156
Figure 4-15	: Les Faby (FAB) section	157
Figure 4-16	: Details on the compound incised surfaces with ramps and steps on top of the Late Oligocene lacustrine limestone	159
Figure 4-17	: Vénasque, Le Colombier-Les Fourques	160
Figure 4-18	: A to C) Different expression of the Transgressive Surface and conglomerate thickness and composition.	160
Figure 4-19	: A and B) Basal unconformity on roof of the Late Oligocene lacustrine limestone with a carbonate pedogenesis surface preserved of erosion	162
Figure 4-20	: A to D) Details on the high frequency sequence and sequence boundary within TST S1 valley fill in downdip position. Outcrop in the vicinity of Fontaine-de-Vaucluse	164
Figure 4-21	: A and B) Details on the high frequency sequence within TST S1 valley fill in downdip position	165
Figure 4-22	: A) Panorama showing huge bioclastic sand wave complex (TST S1 compound valley infilling) and the marly to sandy HST. B) Details on the high frequency sequence within TST S1 valley fill in updip position C) Overlying these tidal bodies on top of the plateau, marly bioturbated interval is interpreted like the MFS.	166
Figure 4-23	: Panorama showing facies variation between a bioclastic dune to a mudstone tidalites interval and the typical facies succession showing a progressive increase of the tidal energy with successive Tidal Ravinement Surface	167
Figure 4-24	: Different sequence stratigraphy interpretations of synthetic high frequency sequence within a cool carbonate compound incised valley fill (TST S1).	171
Figure 4-25	: Fontaine-de-Vaucluse, Les Soleillants, (SOR 20)	171
Figure 4-26	: A and B) High-frequency sequence stratigraphy model of a cool carbonate compound incised valley fill (TST S1).	172
Figure 4-27	: A and B) Saint-Gens quarry.	175
Figure 4-28	: Middle Miocene incised valley within Early Miocene and Oligocene deposits.	175

Figure 4-29	: A to D) Detailed correlation of the channeled erosive complex network encased within Middle Miocene silty IVF.	176
Figure 4-30	: Transversal cross section through the paleovalley of Saumane and through the paleovalley of Fontaine-de-Vaucluse showing extreme variability of thickness linked to deep and ramified Incised valley system.	178
Figure 4-31	: Isopach map of the Burdigalian incised valley filled (TST S1).	179
Figure 4-32	: 3D representation (using gOcad) of the valley morphology (Sequence boundary of S1) in actual configuration.	180
Figure 4-33	: 3 D representation (using gOcad) of the maximum flooding surface (MFS of S1) in actual configuration.	180
Figure 4-34	: A and B) Payan tributary on the North-Eastern part of the Saumane-Vénasque	183
Figure 4-35	: Simplified model of the Early Miocene compound incised valley system in the Venasque area	184

Chapitre 5 – Les systèmes de vallées incisées du Miocène rhodano-provençal

Figure 5.1	: Carte de localisation du bassin d'Apt au sein du bassin d'avant-pays miocène du Sud-Est de la France (d'après la carte géologique de la France au 1/1 000 000, Chantraine <i>et al.</i> , 1996)	192
Figure 5.2	: Synthèse des données lithostratigraphiques et biostratigraphiques du bassin d'Apt	193-194
Figure 5.3	: Cartographie des séquences de dépôts miocènes du « plateau des Courennes » et de l'extrémité occidentale du bassin de Reillanne (modifiée d'après carte géologique au 1/50 000 de Reillanne (Goguel <i>et al.</i> , 1966) ; Philippe, 1972 ; et relevé personnel).	195
Figure 5.4	: A et B) Corrélations par suivi des surfaces des coupes de la "Grotte de Viens" et de la "Caverne de Viens".	197
Figure 5.5	: Coupe de la "Frau"	199
Figure 5.6	: A et B) Incision fluviale à la base de la séquence S1b au sein des dépôts de la séquence S1a.	200
Figure 5.7	: Corrélation des coupes du ravin des basses Courennes. Mise en évidence des séquences haute fréquence au sein de la séquence S1. Détails sur le faciès sableux au sein du HST.	202
Figure 5.8	: Coupe des Margarons.	204
Figure 5.9	: Vue générale du vallon de l'Aigue Brun sur le flanc nord du Lubéron.	206
Figure 5.10	: Cartographie des séquences de dépôts miocènes du « plateau des Claparèdes » et d'une partie du flanc sud du Lubéron (modifiée d'après la carte géologique au 1/50 000 de Reillanne et Cavaillon (Goguel <i>et al.</i> , 1966 ; et relevé personnel).	207
Figure 5.11	: Coupe de la « Combe de Lourmarin »	208
Figure 5.12	: A à D) Affleurement rive gauche de la « Combe de Lourmarin ».	209
Figure 5.13	: A à C) Coupe des "Champs 30".	211
Figure 5.14	: A à D) Coupe de « Saignon route » : SaiRo.	212
Figure 5.15	: A et B) Expression de la limite de séquence entre S1a et S1b.	213
Figure 5.16	: A à E) Brèches sur les flancs du Lubéron à la base de la séquence S1b.	214
Figure 5.17	: A à D) Nature et géométrie du contact entre le Miocène et le Crétacé.	215
Figure 5.18	: A et B) Conglomérat de transgression sur le flanc nord du Lubéron.	216
Figure 5.19	: Panorama Est-Ouest des falaises de Buoux (vallée de l'Aigue Brun) avec positionnement et corrélations des sections étudiées.	218

Figure 5.20	: A à C) Détails sur les faciès et les discontinuités au sein de la molasse mixte du TST de S1b.	219
Figure 5.21	: Panorama Nord-Sud (Nord de la vallée de l'Aigue Brun) ; Architecture et organisation stratigraphique en séquences haute fréquence. Détails sur la géométrie de la vallée incisée des Marenon	220
Figure 5.22	: Détails sur l'érosion à la base de S1c1 (position sur la figure 4-15)	221
Figure 5.23	: Panorama Est-Ouest (Nord de la vallée de L'Aigue Brun, butte de Chantebelle) avec positionnement de la coupe de Chantebelle	222
Figure 5.24	: Panorama Nord-Sud (Nord de la vallée de l'Aigue Brun, Troglodyte de Chantebelle) avec positionnement de la coupe de Chantebelle	223
Figure 5.25	: Panorama Nord-Sud (Sud-Ouest du Fort de Buoux au Nord de la vallée de l'Aigue Brun, Troglodyte de Chantebelle). Architecture et organisation stratigraphique en séquences haute fréquence	224
Figure 5.26	: A et B) Modèle de dépôt des séquences de 4 ^{ème} ordre à partir de l'analyse faciologique et architecturale des falaises de Buoux (TST de S1b)	225
Figure 5.27	: Vue d'ensemble du cortège de haut niveau de S1	226
Figure 5.28	: Divergence sur le flanc Nord du Lubéron entre les dépôts du TST de S1b et de la TST de S2	227
Figure 5.29	: A à C) Emboîtement de dépôts de S2 (TST) au sein des calcarénites du HST de S1	229
Figure 5.30	: A à C) Architecture, surface basale et sommitale de la molasse bioclastique à algues rouges (TST S2)	230
Figure 5.31	: Cartographie des séquences de dépôts miocènes du secteur « occidental du bassin d'Apt entre Gordes au Nord et Ménerbes au Sud » (modifiée d'après carte géologique au 1/50 000 de Reillanne et Cavaillon (Goguel <i>et al.</i> , 1966 et relevés personnels)	232
Figure 5.32	: Panorama Est-Ouest en bordure du Calavon et corrélation des séquences miocènes entre Notre-Dame-des-Lumières et Beaumettes	232
Figure 5.33	: A à C) Panorama Nord-Sud (confluence de la vallée de l'Imergue et du Coulon) ; Architecture et organisation stratigraphique	234
Figure 5.34	: Détails sur le faciès à la base de la séquence S1c1 (coupe NDL côte : 50 m)	235
Figure 5.35	: Nodules carbonatés (Boules de Buoux) au sein d'un intervalle packstone (coupe des Beaumettes, NDLB cote : 12,5 m)	236
Figure 5.36	: Panorama SE-NW au niveau de Ménerbes montrant les progradations deltaïques des complexes biodétritiques au sommet du plateau correspondant à la séquence S6	239
Figure 5.37	: Contact franc et érosif à la base du complexe biodétritique	240
Figure 5.38	: Grands clinofformes au sein de la molasse biodétritique conglomératique au niveau de la section du château de Ménerbes (Cmen)	241
Figure 5.39	: Modèle de mise en place des complexes biodétritiques à influence mixte tidale et fluviale. Interprétation séquentielle aux 3 ^{ème} et 4 ^{ème} ordres	242
Figure 5.40	: Coupe transversale de la paléovallée des « Courennes » à l'Ouest de Céreste	243
Figure 5.41	: Coupe transversale de la paléovallée de « Gordes » dont l'axe se situe au niveau du village	244
Figure 5.42	: A et B) Coupe Nord-Sud du plateau des Courennes	245
Figure 5.43	: Panorama Nord-Sud sur la bordure ouest du plateau correspondant à la partie sud de la coupe transversale	246
Figure 5.44	: Amalgames de la limite de séquence (SB), de la surface de transgression (TS) et de la surface d'inondation maximale (MFS) en position d'interfluve (rive droite de la paléovallée au niveau de Fondelaignes :	247

Figure 5.45	: Flanc de la vallée incisée en rive gauche au lieu-dit les Françonnetts	247
Figure 5.46	: A à C) La rive gauche de la paléovallée des Courennes au lieu-dit « le Rocher » (ancienne ruine) est marquée par des onlaps des séquences S1a et S1b sur le flanc nord de l'anticlinal du Lubéron.	249
Figure 5.47	: Coupe N.NW-S.SE entre le centre du bassin d'Apt et le sommet du Lubéron	249
Figure 5.48	: A et B) Panorama sur la bordure W-NW du plateau de Gordes avec vue sur la vallée sèche méandriiforme de la Sénancole	250
Figure 5.49	: Onlap de la molasse bioclastique (TST de S2) sur les calcaires urgoniens du Crétacé en rive droite de la vallée de la Sénancole au lieu-dit « Les Boujolles »	251
Figure 5.50	: Coupe N.NE-S.SW de la partie occidentale du bassin d'Apt, entre le centre du bassin d'Apt et le flanc nord du Lubéron.	252
Figure 5.51	: A à D) Talweg de la vallée incisée du Miocène inférieur au niveau de Bonnieux.	254
Figure 5.52	: Confluence des paléovallées de Gordes et des Courennes sur le flanc nord du Lubéron au niveau de la combe de Lourmarin.	255
Figure 5.53	: Panorama sur la confluence des paléovallées de Gordes et de Courennes sur le flanc nord du Lubéron	256
Figure 5.54	: Paléo-surfaces à l'Ouest de Cabrières d'Aigues	257
Figure 5.55	: A à D) Affleurement situé sur la D 148 à l'Ouest du hameau de Saint-Pantaléon	260
Figure 5.56	: Coupe Nord-Sud traversant le Lubéron entre Ménerbes et Mérindol	261
Figure 5.57	: Coupe Nord-Sud traversant le Lubéron entre Oppède et la Crau des Mayorques	262
Figure 5.58	: A à C) Panoramas du Petit Lubéron	263
Figure 5.59	: Essai de quantification (vitesse de surrection) sur le Lubéron	268
Figure 5.60	: Représentation graphique de la vitesse de surrection du Petit Lubéron avec hypothèse de l'accélération burdigalienne (SL : Sea Level)	268
Figure 5.61	: Représentation graphique de la vitesse de surrection du Grand Lubéron avec hypothèse de l'accélération burdigalienne (SL : Sea Level).	269
Figure 5.62	: Représentation graphique comparative de la vitesse de surrection entre le Petit et Grand Lubéron avec prise en compte de l'hypothèse de l'accélération burdigalienne.	269
Figure 5.63	: Relations entre les réseaux fluviaux depuis le Miocène inférieur dans les secteurs d'Avignon-Pujaut. Coupe transversale entre Pujaut et Avignon montrant le déboîtement et l'emboîtement des réseaux quaternaire, messinien, fini-burdigalien et aquitano-burdigalien.	275
Figure 5.64	: Vue de l'onlap de la molasse sur l'Urgonien au niveau des Angles	276
Figure 5.65	: Vue du fort Saint André et du flanc Est de la vallée	276
Figure 5.66	: Vue de l'onlap des dépôts du Miocène moyen sur le Crétacé	277
Figure 5.67	: Sommet du Burdigalien altéré et ferrugineux sur le plateau des Angles.	277
Figure 5.68	: Conglomérat à silex verdis pluri-décimétriques entre les dépôts bioclastiques burdigaliens et les marnes silteuses langhiennes.	278
Figure 5.69	: Système des vallées incisées du Miocène Inférieur et Moyen au niveau Pierrevert	282
Figure 5.70	: Les systèmes de vallées au sein du bassin de Forcalquier.	283
Figure 5.71	: Détails sur les faciès dans l'axe de la vallée incisée du Burdigalien inférieur (coupe « lurs-carrière » sur la figure précédente).	284
Figure 5.72	: Terminaison périclinale de l'anticlinal de Lurs, discordance du Miocène moyen (S3 S4...)	285
Figure 5.73	: Flanc Sud de l'Anticlinal de Lurs.	286

Figure 5.74 : Les systèmes de vallées au sein du bassin de Forcalquier.	287
Figure 5.75 : Détails des faciès de la coupe du « Champ du Roi »	288
Figure 5.76 : A à D) Base de la vallée du Miocène Inférieur dans le secteur des étangs (Base Provence).	289
Figure 5.77 : Corrélation Est-Ouest de coupes en bordures de l'étang de Berre (Bayanne-Cornillon-Confoux). Mise en évidence du déboîtement des deux systèmes de vallées incisées (fini-Aquitainien et fini-Burdigalien) séparées par un important complexe de régression forcée à la base de S3 (barre de Quinsane).	290
Figure 5.78 : Corrélation Nord-Sud en bordure de l'étang de Berre (Collet Redon –Barbarant). Mise en évidence de l'importance de la déformation sur la géométrie et sur la répartition des cortèges de dépôts	291
Figure 5.79 : Bloc-diagramme 3D des dépôts en bordure ouest de l'étang de Berre	292
Figure 5.80 : Discordance du Miocène sur le Crétacé à la base de la vallée du Miocène Inférieur (Baux de Provence)	293
Figure 5.81 : Coupe du Burdigalien inférieur au niveau du plateau du Defends d'Eyguière. Mise en évidence d'épais conglomérats (remaniement de fluvatile) entre chaque séquence haute fréquence et d'une surface d'émersion perforée au sommet	295
Figure 5.82 : Détails sur le faciès conglomératique au niveau du Défends d'Eguyière	296
Figure 5.83 : La surface d'incision à la base des marnes de Faucon (coupe des Jas Nègre modifié d'après Demarcq, 1970)	297
Figure 5.84 : La surface d'incision à la base des marnes de Faucon (coupe du ravin de la ferme de Bel-Air modifié d'après Demarcq, 1970)	297
Figure 5.85 : Réseau de vallée incisée aquitano-burdigalien de drainage fluvatile dans le Bassin molassique rhodano-provençal	295
Figure 5.86 : Mise en évidence de l'emboîtement des dépôts du Miocène moyen au sein des dépôts du Miocène inférieur (au niveau du Défends d'Eyguières)	301
Figure 5.87 : A et B) Coupe Est-Ouest dans le secteur de Salon-de-Provence	302
Figure 5.88 : Le remplissage en onlap passif de la paléovallée du Miocène inférieur dans le secteur de Salon de Provence (modifié d'après Combaluzier, 1932).	303
Figure 5.89 : Réseau de vallées incisées fini-Burdigalien dans le Bassin molassique rhodano-provençal.	304
Figure 5.90 : Incisions successives de l'anticlinal de la Vautubière (Pont de Mirabeau).	305
Figure 5.91 : Préservation de paléosol à la base de la séquence S7, au niveau de Jouques. Cette incision est comblée par la progradation d'un petit « Gilbert delta ».	305
Figure 5.92 : Vallée incisée à la base du Tortonien soulignées par un très grossier conglomérat de transgression.	306
Figure 5.93 : Coupe montrant la base de la séquence Tortonienne.	307
Figure 5.94 : Coupe de Cabrières d'Aigues	308
Figure 5.95 : Carte géologique du secteur de Cadarache (modifié d'après rapport CEA : Henry, 1999)	309
Figure 5.96 : Coupe transversale des paléovallées au niveau de Cadarache (modifié d'après rapport CEA)	310
Figure 5.97 : Vue du versant nord de l'anticlinal de Saint-Eucher correspondant au flanc sud de la paléovallée avec la préservation de brèches en bordure du remplissage.	311
Figure 5.98 : Corrélation génétique entre le profil en long de la vallée incisée du ravin de la Bête (site de Cadarache) et le talweg de la vallée messinienne.	311

Figure 5.99 : Réseau de vallées incisées messiniennes dans le Bassin molassique rhodano-provençal (Clauzon, 2004).	312
Figure 5.100 : Amplitude de l'incision du système de vallées incisées de l'Aquitano-Burdigalien.	313
Figure 5.101 : Amplitude de l'incision du système de vallées incisées du Burdigalien terminal	315
Figure 5.102 : Extension maximale de la mer aquitaniennne	317
Figure 5.103 : Réseau de vallées incisées aquitano-burdigaliennes et extension maximale de la mer burdigalienne	319
Figure 5.104 : Réseau de vallées incisées du Burdigalien supérieur et extension maximale de la mer langhienne	321
Figure 5.105 : Extension maximale de la mer tortonienne	322

Chapitre 6 – Les systèmes de vallées incisées du bassin d'avant-pays ...

Figure 6-1 : Evolution et dynamique des vallées incisées à remplissage biodétritique, du Miocène inférieur.	331
Figure 6-2 : A à C) Incisions fluviales et processus diagénétiques associés.	332
Figure 6-3 : A et B) Début de la transgression et transformation des vallées incisées en ria.	333
Figure 6-4 : A et B) Ennoisement et début du comblement de la vallée.	334
Figure 6-5 : A à C) Limites de séquences de IV ^e ordre (vallées incisées composites).	335
Figure 6-6 : Ré-inondation de la vallée (variations haute fréquence). A et B) Vagues de sables composites et dunes métriques à décamétriques.	336
Figure 6-7 : A et B) Fin du comblement de la vallée et fossilisation des interfluves	337
Figure 6-8 : A et B) Cortège de haut niveau marin (HST)	338
Figure 6-9 : Vue détaillée d'une érosion particulièrement ciselée au sein d'un complexe de mégarides bioclastiques et de son comblement de sables bioclastiques massifs	340
Figure 6-10 : Exemple cartographique du déboîtement puis de l'emboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et moyen : A) dans le secteur de Vénasque, B) ans le secteur d'Apt	342
Figure 6-11 : Représentation schématique du déboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur (1) et moyen (2).	342
Figure 6-12 : Représentation schématique du déboîtement puis de l'emboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur (1) et moyen (2).	343
Figure 6-13 : Barre de Facibelle dans le "Vélodrome" : mise en évidence d'une régression forcée et d'une incision séparant les molasses marines inférieure et supérieure au passage Burdigalien-Langhien.	344
Figure 6-14 : Détails sur l'incision des chenaux fluviales des dépôts de la régression forcée.	344
Figure 6-15 : Illustration du déboîtement puis de l'emboîtement entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et moyen suite à la réactivation du massif diapirique de Suzette	345
Figure 6-16 : Mise en évidence de la migration au cours du temps des vallées miocènes en relation avec la surrection du Lubéron.	347
Figure 6-17 : A à D) Représentation schématique de l'évolution des connaissances sur les relations géométriques entre les séquences de dépôts.	349
Figure 6-18 : Représentation schématique des relations entre les différentes séquences de dépôt du Miocène d'avant-pays alpin du Sud-Est de la France.	350
Figure 6-19 : Coupe synthétique de la localisation des vallées miocènes de la bordure Est du bassin de Carpentras à la bordure ouest du bassin de Digne.	352

Figure 6-20 : A et B) Contrôle structural et topographique sur la localisation des vallées incisées.	355
Figure 6-21 : Représentation schématique des relations entre les réseaux de vallées incisées du Miocène inférieur et les structures tectoniques plicatives du bassin d'avant-pays.	355
Figure 6-22 : Représentation schématique des relations entre les vallées incisées à la base du Miocène moyen et l'évolution tectonique du bassin d'avant-pays alpin.	356
Figure 6-23 : Position du profil sismique CR6	356
Figure 6-24 : Interprétation de la ligne sismique CR6 (Dexcoté, 2001)	357
Figure 6-25 : Cadre litho-bio- et chronostratigraphique du BMRP et proposition de corrélations onshore-offshore (modifié d'après Besson <i>et al.</i> , 2005 in Besson <i>et al.</i> , 2006)	358
Figure 6-26 : Plan de position du profil sismique RM01-208 (Charvin, 2003)	359
Figure 6-27 : Interprétation du profil sismique RM01-208 (Charvin, 2003)	359
Figure 6-28 : Interprétation des coupes sismiques de la plateforme et du talus du Golfe du Lion (comm. pers. C. Duval et P. Lestrat)	360
Figure 6-29 : Les systèmes de vallées incisées du Néogène en relation avec les principaux stades d'évolution du bassin d'avant-pays du Sud-Est de la France	363