

UNIVERSITE DE PROVENCE
Centre de Sédimentologie - Paléontologie



FRE CNRS 2761

«Géologie des Systèmes Carbonatés»



Réunion Spécialisée de la Société Géologique de France
«Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées
et de leurs biotas durant le Phanérozoïque»

«Journées Jean PHILIP»

18 et 19 mai 2006, 3 place Victor Hugo, 13331 Marseille

ORGANISATEURS

Marc FLOQUET
Jean BORGOMANO
Fabrizio CECCA

LIVRET-GUIDE
D'EXCURSION GEOLOGIQUE

Vendredi 19 mai 2006

«Sédimentation et Géodynamique
du Bassin Sud-Provençal au Crétacé Supérieur»

par

Marc FLOQUET & Jean PHILIP,
Philippe LÉONIDE & Jâmes GARI

«SÉDIMENTATION ET GÉODYNAMIQUE DU BASSIN SUD-PROVENÇAL AU CRÉTACE SUPÉRIEUR»

Livret-guide d'excursion géologique

par

**Marc FLOQUET* & Jean PHILIP*,
Philippe LÉONIDE* & Jâmes GARI***

*FRE CNRS 2761 «Géologie des Systèmes Carbonatés», Université de Provence - Aix-Marseille I, Centre de Sédimentologie - Paléontologie, case 67, 13331 Marseille Cedex 03, France ; Marc.Floquet@up.univ-mrs.fr; James.Gari@up.univ-mrs.fr; leonide@up.univ-mrs.fr; Jean.Philip@up.univ-mrs.fr

SOMMAIRE

I - Introduction : problématique et choix des arrêts

- I. 1. - Problématique
- I. 2. - Choix des arrêts

II - Un bassin de sédimentation étroit et allongé ; un diverticule du grand rift pyrénéo-provençal ? (arrêt 1)

Panorama depuis Les Terrasses à l'Ouest du val de Cassis

III - Biostratigraphie intégrée et corrélations séquentielles de l'intervalle Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur en Basse Provence Occidentale (arrêts 2 et 3)

- III. 1. - La série sédimentaire de l'intervalle Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal (arrêt 2, coupe de Cassis)
 - III. 1. 1. - Présentation, unités lithostratigraphiques
 - III. 1. 2. - La limite Cénomaniens - Turonien : biostratigraphie, géochimie
- III. 2. - La série sédimentaire de l'intervalle Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur sur la Plate-Forme Carbonatée Provençale (arrêt 3, coupe de Font-Blanche)
 - III. 2. 1. - Faciès et découpage séquentiel
 - III. 2. 2. - Datations, corrélations, dynamique sédimentaire
- III. 3. - L'intérêt des coupes de Basse Provence occidentale pour l'étude de la limite Cénomaniens - Turonien

IV - Géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé moyen et supérieur (arrêts 4, 5, et 6)

- IV. 1. - Tectonique et sédimentation en bordure nord du Bassin Sud-Provençal (arrêt 4, La Roche Redonne)
 - IV. 1. 1 - L'affleurement de La Roche Redonne
 - IV. 1. 1 - Prolongements dans le bassin et interprétation géodynamique
- IV. 2. - Tectonique et sédimentation en bordure sud du Bassin Sud-Provençal (arrêt 5, La Barre de La Jaume ; arrêt 6, L'Oratoire Saint-Jean)
 - IV. 2. 1 - Mégaséquences de dépôts d'âge Crétacé ; ouverture, développement et fermeture du Bassin Sud-Provençal
 - IV. 2. 2 - Tectonique d'âge Albien à Turonien - Coniacien pro parte, transgressions marines d'âge Cénomaniens moyen à supérieur et Coniacien - Santonien (arrêt 5 : panorama sur le Val d'Aren et la Barre de La Jaume depuis le Massif du Gros Cerveau)
 - IV. 2. 3 - Transgression marine d'âge Santonien inférieur sur le substratum d'âge Triasique (Muschelkalk) (arrêt 6 : la Barre de l'Oratoire Saint-Jean)

V - Conclusions

- V. 1 - Sédimentation du Bassin Sud-Provençal au Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur
- V. 2 - Evolution géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé moyen et supérieur

Références bibliographiques

I - INTRODUCTION : PROBLÉMATIQUE ET CHOIX DES ARRÊTS

I. 1 - Problématique

Le Bassin Sud-Provençal d'âge Crétacé moyen à supérieur a le double avantage de livrer dans un espace restreint, d'une part, des séries sédimentaires très diversifiées et spécifiques de milieux de bassin *sensu stricto* ou de milieux de plates-formes carbonatées bordières et, d'autre part, de remarquables structurations synsédimentaires témoins d'une dynamique de fonctionnement très complexe.

La problématique de cette excursion est de montrer ce double avantage. Mais donner une vue exhaustive de tous les caractères sédimentaires et structuraux de ce bassin en une seule journée d'excursion est une gageure. Un choix a du être fait, rendant compte en même temps des connaissances acquises et des travaux récents ou en cours, avec la volonté de donner successivement des illustrations des particularités stratigraphiques et géodynamiques du bassin.

L'illustration stratigraphique concerne la série d'âge Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur. A cette période le Bassin Sud-Provençal semble avoir été sous un contrôle tectonique d'affaissement dominant couplé à des variations eustatiques importantes. Le bassin *sensu stricto* était ourlé par des rampes carbonatées homoclines et par des massifs émergés éloignés ou émoussés. Cette série livre ainsi un enregistrement séquentiel de grande qualité des événements biosédimentaires de cette période.

L'illustration géodynamique concerne l'évolution morphostructurale et sédimentaire des bordures septentrionale et méridionale du bassin *sensu stricto* au Turonien moyen à Coniacien moyen et au Santonien inférieur. Le bassin était probablement alors très dissymétrique : avec une bordure septentrionale relativement peu déclive et avec des relations plate-forme carbonatée / bassin nettement influencées par les variations du niveau marin relatif et par la sédimentation elle-même ; avec une bordure méridionale très pentue, sans doute structurée par un système de failles et avec des relations bassin / arrière pays essentiellement commandées par l'activité tectonique.

I. 2 - Choix des arrêts

Afin d'acquies rapidement les meilleures idées sur le Bassin Sud-Provençal et ses bordures, des points de vue paléogéographique, stratigraphique et géodynamique, les arrêts suivants ont été retenus (figure 1).

Arrêt 1. Panorama de la bordure occidentale du synclinal de Le Beausset pris depuis la route descendant du col de La Gineste vers Cassis, à la hauteur de Les Terrasses : *la série d'âge Cénomaniens à Turonien en discordance sur les formations d'âge Aptien. Des carbonates de plates-formes aux marnes ou calcarénites de bassin en un seul coup d'oeil. Les faits connus et les recherches en cours. Un bassin étroit et très structuré.*

Arrêt 2. Cassis-Plage, Anse Sainte-Magdeleine et Anse de l'Arène : *Stratigraphie intégrée des formations de bassin d'âge Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur. Le problème de la limite Cénomaniens - Turonien. Eustatisme et tectonique de marge.*

Arrêt 3. Coupe de Font-Blanche, au Nord du col de l'Ange : *Stratigraphie des formations de plate-forme d'âge Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur. Biseau du prisme sédimentaire de bassin d'âge Cénomaniens final - Turonien basal. Séquences de dépôts, eustatisme, lacunes sur plate-forme.*

Arrêt 4. Coupe de la Roche Redonne au Nord de Sainte Anne du Castellet : *Bordure septentrionale du Bassin Sud-Provençal ou escarpement sud de la plate-forme carbonatée d'âge Turonien supérieur - Coniacien basal. Déstabilisation d'une plate-forme à forte croissance ; resédimentations les plus proximales dans le bassin, sous forme d'olistolites emballés dans des brèches de pente. Séismobèches et écoulements gravitaires en masse évolutifs.*



Figure 1 - Localisation géographique des affleurements visités en bordures ouest (arrêt 1 et 2), nord-ouest (arrêt 3), nord (arrêt 4) et sud (arrêts 5 et 6) du synclinal de Le Beausset.

Arrêt 5. Panorama sur le Val d'Aren et la Barre de La Jaume depuis le Gros Cerveau : *Bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal structurée tectoniquement. Onlap vers le Sud des formations calcaires d'âge Cénomaniens moyen à supérieur puis Coniacien pro parte à Santonien inférieur sur un substratum silicoclastique d'âge Cénomaniens inférieur. Activités tectoniques à l'Albien final, Turonien à Coniacien pro parte. Un bassin en ouverture dans une dynamique transtensive (Turonien-Coniacien).*

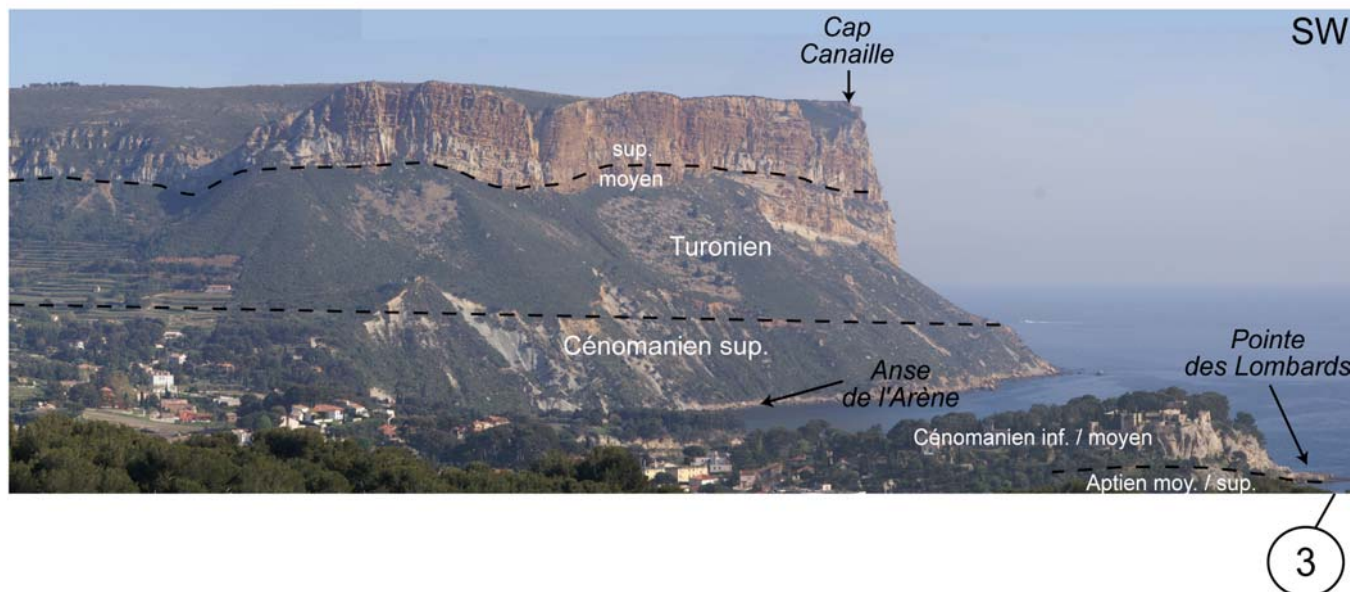
Arrêt 6. Coupe de l'Oratoire Saint-Jean : *Bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal. Contact transgressif des formations calcaires d'âge Santonien inférieur sur un substratum d'âge Muschelkalk supérieur. La même bordure, structurée tectoniquement, du bassin encore en ouverture (onlap vers le Sud).*

II - UN BASSIN DE SÉDIMENTATION ÉTROIT ET ALLONGÉ ; UN DIVERTICULE DU GRAND RIFT PYRÉNÉO-PROVENÇAL ? (ARRÊT 1)

Le panorama de la bordure occidentale du synclinal de Le Beausset s'offrant depuis la route descendant du col de La Gineste vers Cassis, à la hauteur de Les Terrasses (figure 2), permet de saisir en une fois la faible largeur du Bassin Sud-Provençal dans sa partie nord-occidentale et ses relations avec ses plates-formes carbonatées bordières au Nord d'âge Cénomaniens à Turonien supérieur. Le centre du bassin se situe quelque peu au-delà de l'extrémité sud du panorama, à la latitude du belvédère de la Route des Crêtes. Sa bordure méridionale est marquée par les poudingues de La Ciotat (notamment dans le célèbre Bec de l'Aigle) qui forment des édifices deltaïques.



Figure 2 - Panorama de la bordure occidentale du synclinal de Le Beausset pris depuis la route descendant du col de La Gineste vers Cassis, à la hauteur de Les Terrasses. Se voient, au dessus des calcaires urgoniens (Barrémien supérieur), la série propre au Bassin Sud-Provençal du Crétacé moyen et supérieur qui comprend ici dans sa partie occidentale : les calcaires, calcaires argileux, marnes bleues d'âge Aptien (Bédoulien et Gargasien) ; les calcaires quartzeux, calcaires, marnes silto-quartzieuses, calcaires argileux d'âge Cénomanién ; les marnes grises,



calcaires, calcarénites quartzieuses rouges, brèches... d'âge Turonien inférieur à supérieur *pro parte*. Se voient aussi les relations entre plate-forme carbonatée au Nord et bassin *sensu stricto* vers le Sud : par passage graduel pour les formations d'âge Cénomaniens supérieur à Turonien moyen ; par escarpement pour les formations d'âge Turonien supérieur (Couronne de Charlemagne, Pas de Julien)... Le centre du bassin *sensu stricto* se situe plus au Sud, à la hauteur du Belvédère de la route des Crêtes dans le Massif du Soubeyran.

Le point de vue est ainsi un endroit idéal pour donner diverses représentations du Bassin Sud-Provençal Crétacé : d'une part, dans son aspect local de bassin étroit et allongé, bien structuré tectoniquement et, d'autre part, dans un cadre paléogéographique plus large, au sein du vaste et complexe Rift Pyrénéo-Provençal au Crétacé supérieur entre les Plaques Europe et Ibéro-Briançonnaise.

Au Crétacé supérieur, anté-Santonien supérieur, la paléogéographie sud-provençale comprenait trois grands domaines (figures 3 et 4) :

- au Nord, le Bombement Durancien (Masse & Philip, 1976) émergé sur lequel s'appuyaient sur sa bordure sud des plates-formes carbonatées à rudistes successives depuis le Cénomaniens (Philip, 1970, 1993, 1998 ; Jolet, 1996 ; Hennuy, 2003) ;
- au centre, le Bassin Sud-Provençal *sensu stricto* (le «Sillon Sud-Provençal» des auteurs) qui, plus subsident que les plates-formes carbonatées situées au Nord, était le siège d'une sédimentation mixte, carbonatée et silicoclastique (Philip, 1970) ;
- au Sud et Sud-Est, des massifs émergés qui fournissaient au bassin du matériel terrigène silicoclastique (Blanc, 1951, 1956, 1963 ; Redondo, 1986).

Le Bassin Sud-Provençal était allongé suivant une direction Est-Ouest, étroit mais avec une tendance à l'élargissement (à l'ouverture) au cours du temps, du Cénomaniens au Coniacien (et au Santonien inférieur) (figures 3 et 4).

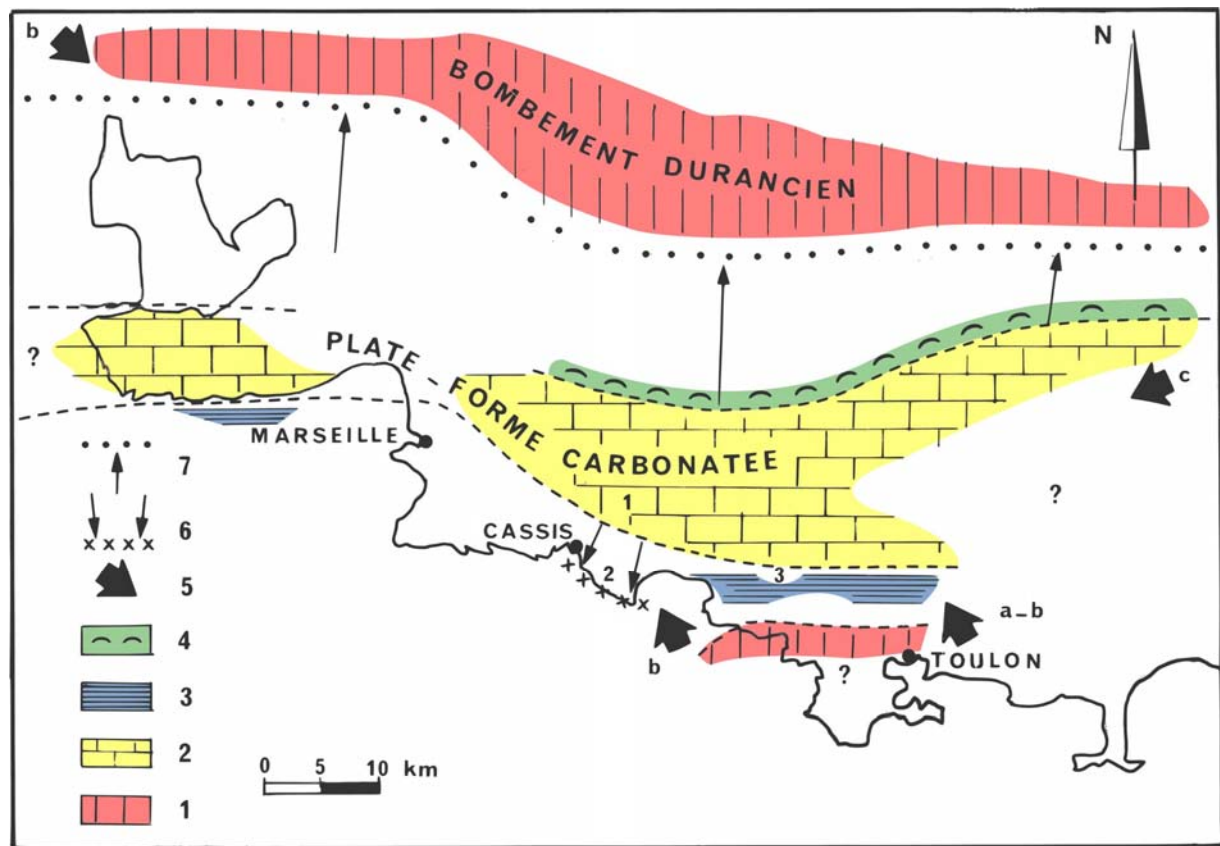


Figure 3 - Carte paléogéographique schématique des aires de sédimentation d'âge Crétacé supérieur dans les régions sud-provençales. 1 - bordure sud du Bassin Sud-Provençal = Marge Nord-Toulonnaise ; 2 - Plate-Forme Carbonatée Provençale au Cénomaniens supérieur ; 3 - Bassin Sud-Provençal (avec sa partie méridionale, nord-toulonnaise) ; 4 - Littoral (faciès à ostréidés...) ; 5 - Sens des apports terrigènes, a) au Cénomaniens, b) au Turonien et c) au Santonien ; 6 et 7 - Extension de la plate-forme carbonatée, respectivement au Turonien et au Coniacien-Santonien inférieur. D'après Philip (1970), modifié.

Les massifs émergés situés au Sud sont réunis sous le vocable de «Massif Méridional» suivant Redondo (1986), Floquet & Hennuy (2003) et Hennuy (2003) (figure 4 et cf. ci-après).

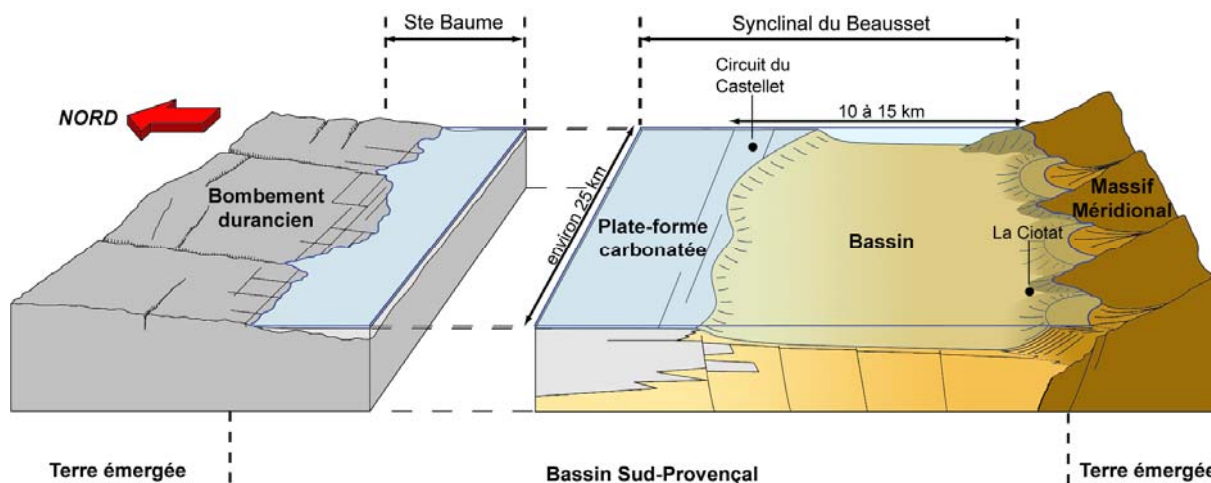


Figure 4 - Cadre paléogéographique du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* au Turonien et au Coniacien inférieur, incluant le bassin *sensu stricto* au Sud et la plate-forme carbonatée, qui en était une dépendance directe, au Nord. Le bassin était limité au Sud par le Massif Méridional. D'après Hennuy (2003).

Il a été proposé récemment (Hennuy & Floquet, 2001 ; Floquet & Hennuy, 2001, 2003; Hennuy, 2003) que, du Turonien moyen au Coniacien moyen, l'ouverture du Bassin Sud-Provençal se faisait sous régime tectonique transtensif ; et probablement aussi au Cénomaniens moyen (Floquet *et al.*, 2005a). Le Bassin Sud-Provençal en transtension, étroit et allongé suivant une direction Ouest-Est, aurait donc été similaire à des bassins pyrénéens en décrochement de même âge, tels que ceux décrits, par exemple, par Sancho *et al.* (1987) ; Floquet *et al.* (1988) ; Razin (1989) ; Debroas *et al.* (1983) ; Mathey *et al.* (1999).

Ainsi, la dynamique d'ouverture du Bassin Sud-Provençal s'intégrerait à celle, à plus grande échelle, du «Rift Pyrénéo-Provençal», dynamique liée à la dérive senestre de la Plaque Ibéro-Briançonnaise par rapport à la Plaque Europe (figure 5).

Cette dérive senestre aurait été responsable de la création du Rift Valaisan dans le prolongement est du Rift Pyrénéo-Provençal, entre les Domaines Océaniques Atlantique à l'Ouest et Liguro-Piémontais à l'Est (Stampfli, 1993). Ce Rift Valaisan, large de quelques centaines de kilomètres (Lemoine *et al.*, 2000), peut-être océanisé (?) mais seulement à l'Est (dans le Valais), se serait ouvert, selon les secteurs, au Crétacé moyen (Barrémien final-Aptien ?), ce qui correspondrait à l'apparition du Bassin Sud-Provençal, et se serait fermé à la fin du Crétacé (dès la fin du Santonien ?). L'ouverture du Bassin Sud-Provençal vers l'Est au moins jusqu'au Coniacien moyen sinon jusqu'au Santonien inférieur s'intégrerait donc aussi dans l'ouverture du Rift Valaisan.

L'étroitesse du Bassin Sud-Provençal *sensu stricto* (10 à 15 km de large au maximum, son étendue axiale demeurant mal connue, figures 3 et 4) par rapport à celle du Rift Valaisan, et le fait que ce bassin ne montre généralement pas de milieux très ouverts sur le large marin, permettent de le considérer comme un élément marginal du Rift Pyrénéo-Provençal, suivant en cela l'hypothèse de Stampfli (1993), le Bassin Sud-Provençal correspondant au «Bassin Marginal du Lion» de cet auteur.

La circulation Ouest-Est de forts courants de fond, particulièrement bien exprimés par toutes les structures tractives quasi unidirectionnelles dans les dépôts d'âge Turonien moyen à Coniacien inférieur (Hennuy, 2003), et le déplacement des dépôts-centres d'Ouest en Est au cours du temps (Hennuy, 2003, Floquet *et al.*, 2005a), indiqueraient une ouverture du bassin vers l'Est, sur le Rift Valaisan.

Le Massif Méridional émergé constituant la bordure sud du Bassin Sud-Provençal est considéré comme un horst isolé dédoublant le Rift Pyrénéo-Provençal (figure 5). L'hypothèse d'un Massif Méridional isolé, indépendant des Massifs des Maures, d'une part, et Corso-Sarde, d'autre part, avait été déjà proposée par Redondo (1986) sur la base des cortèges minéralogiques dans les dépôts silicoclastiques d'âge Crétacé supérieur dans le Bassin Sud-Provençal, cortèges différents de ceux des deux massifs sus-cités.

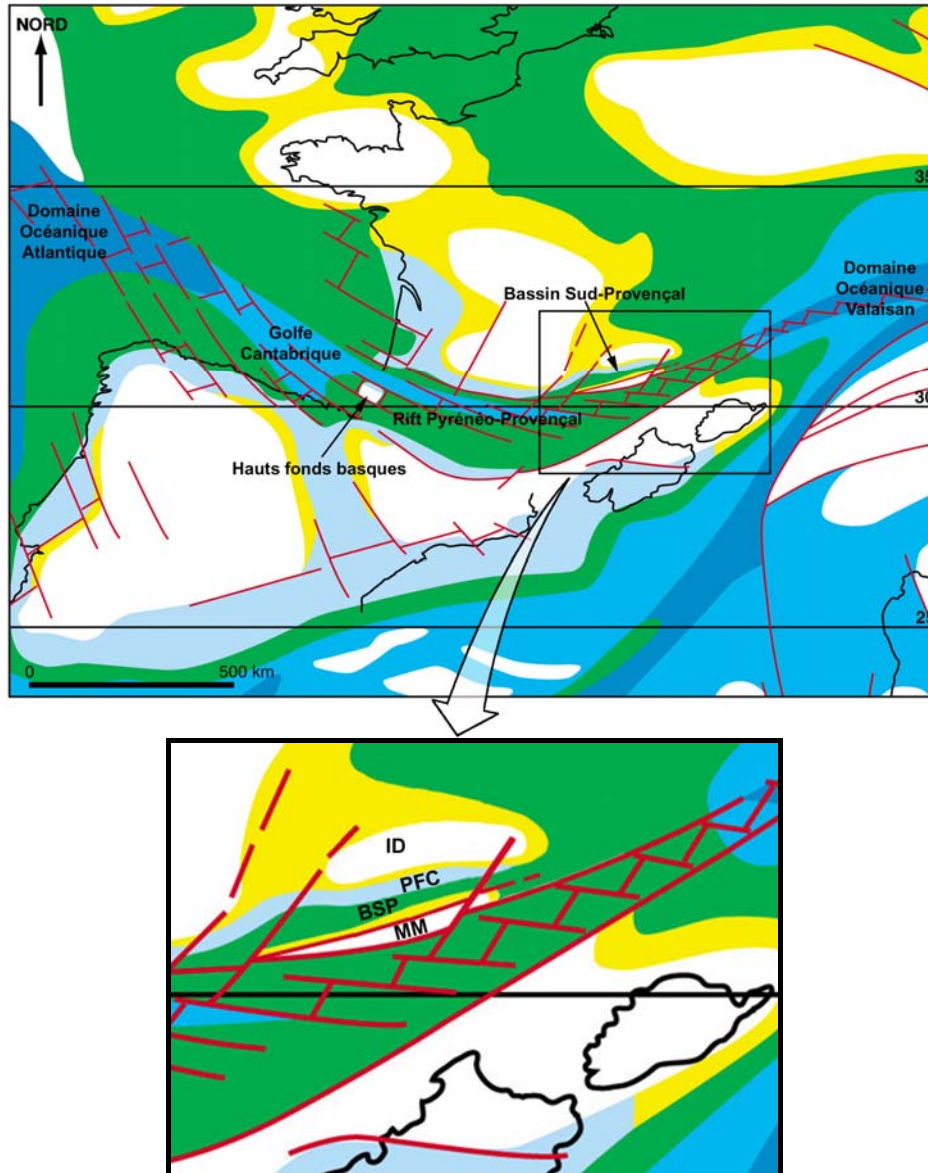


Figure 5 - Reconstitution paléogéographique du Sud-Ouest de l'Europe au Turonien supérieur. Sont représentés en blanc les terres émergées, en jaune les milieux côtiers, en bleu clair les plates-formes carbonatées, en vert les milieux marins ouverts, en bleu moyen les milieux marins profonds, en bleu foncé la croûte océanique supposée. BSP : Bassin Sud-Provençal, PFC : Plate-Forme Carbonatée, ID : Bombement Durancien, MM : Massif Méridional. D'après Floquet & Hennuy (2001b) et Hennuy (2003) modifié et adapté à partir de la carte PériTéthys pour le Cénomanién supérieur de Philip & Floquet (2000).

Cet arrêt panorama est aussi l'occasion de montrer où et comment de nouveaux travaux sur la sédimentation et la géodynamique du Bassin Sud-Provençal se poursuivent actuellement sur la base des connaissances acquises.

Maintenant que les séries d'âge Crétacé du Bassin Sud-Provençal *sensu lato* sont assez bien connues des points de vue cartographique, stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique, et que les mécanismes de la dynamique sédimentaire sont à peu près contraints, sont lancées de nouvelles recherches sur la caractérisation et la quantification des productions, des accumulations, des préservations et des processus sédimentaires.

Ces recherches consistent à traiter de manière intégrative et quantifiée les objets géologiques les mieux connus en y associant une nouvelle approche analytique suivant des techniques modernes.

Les séries sédimentaires à l'affleurement dans ce paysage de la bordure ouest du synclinal de Le Beausset (d'âge Cénomaniens à Coniacien, de La Bédoule à La Ciotat), sont ainsi re-décrites à différentes échelles et avec des outils d'investigation généralement propres à la géologie de sub-surface, afin de compléter les données préexistantes (Thèse de Doctorat d'Université, doctorant Jâmes GARI, 2004-2007 ; directeur Jean BORGOMANO).

L'acquisition de nouvelles données repose sur une numérisation de la topographie et de l'organisation spatiale des corps sédimentaires (scannage 3D) et sur diverses investigations de sub-surface (mesures de sismique-réflexion haute résolution, diagraphies de puits, carottages).

Toutes les données quantitatives seront intégrées dans un modèle numérique tridimensionnel permettant de tester les géométries et les corrélations proposées à partir du modèle construit sur la base des analyses naturalistes classiques. La modélisation 3D de type «*forward*» permettra d'évaluer la contribution respective des changements de niveau marin, de la subsidence tectonique, de la tectonique synsédimentaire, des processus biologiques et de la diagenèse précoce... ayant présidé au fonctionnement de systèmes sédimentaires du Bassin Sud-Provençal ayant valeur d'exemples.

III - BIOSTRATIGRAPHIE INTÉGRÉE ET CORRÉLATIONS SÉQUENTIELLES DE L'INTERVALLE CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR - TURONIEN INFÉRIEUR EN BASSE PROVENCE OCCIDENTALE (ARRÊTS 2 ET 3)

Les formations sédimentaires d'âge Cénomaniens et Turoniens de la bordure nord-ouest du synclinal de Le Beausset, notamment entre La Bédoule et Cassis, montrent remarquablement les relations entre la Plate-forme Carbonatée Provençale et le Bassin Sud-Provençal (Philip, 1970 ; Jolet, 1996 ; Hennuy, 2003 ; Hennuy & Floquet, 2002 ; Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005 a) (figure 6).

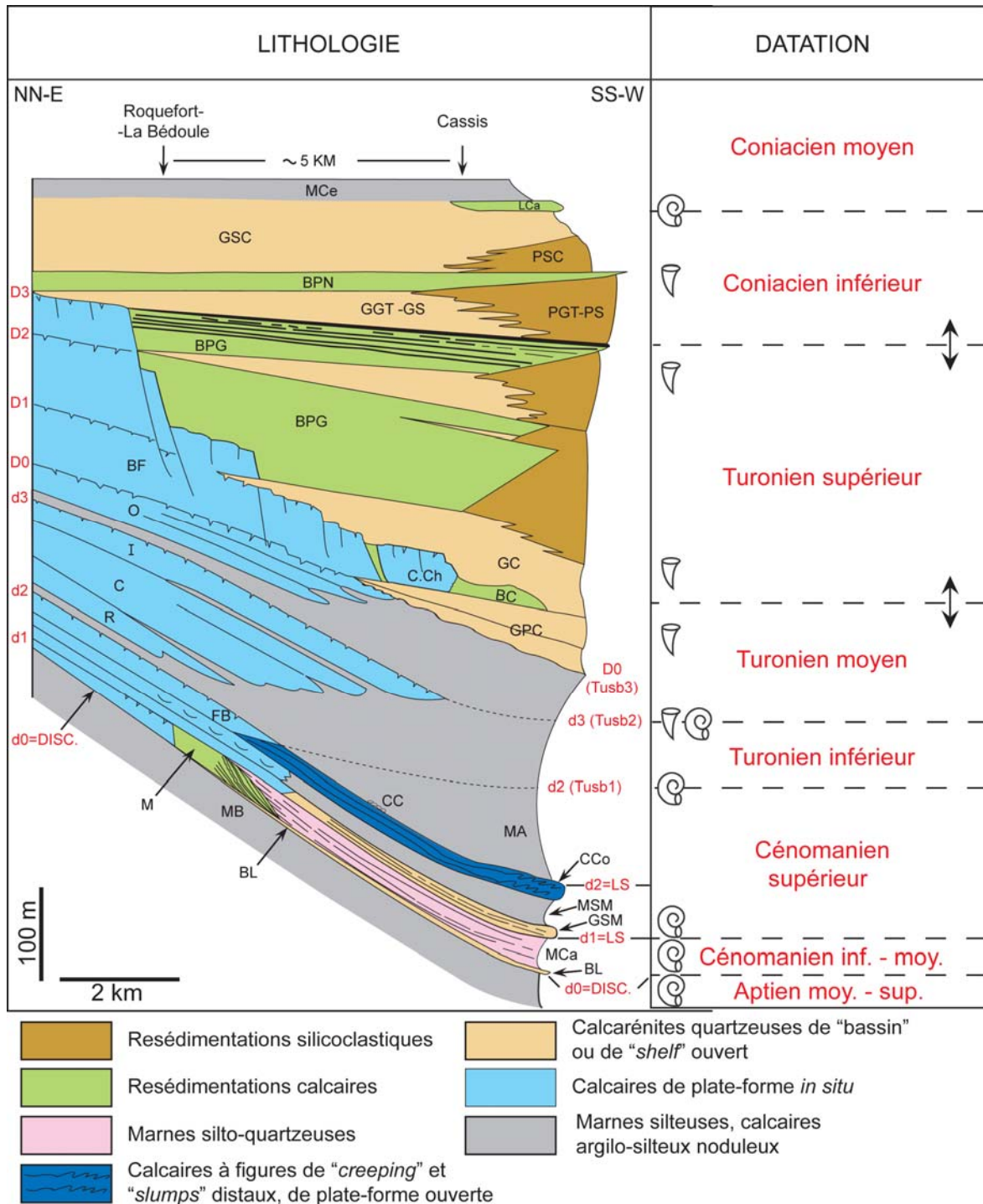


Figure 6 - Légende au verso

Figure 6 - Schéma synthétique des séries sédimentaires d'âge Cénomanién inférieur - moyen à Coniacien moyen de la bordure nord-ouest à ouest du synclinal de Le Beausset . Place et datation des unités lithostratigraphiques. MB : Marnes Bleues («Gargasien» = Aptien «moyen»); BL : Banc des Lombards *sensu lato*; M : Formation de la Marcouline; MCa : Marnes de Cassis; GSM : Grès de l'Anse Sainte-Magdeleine; MSM : Marnes de l'Anse Sainte-Magdeleine; FB : Formation de Font-Blanche; CCo : Calcaires du Corton; CC : Conglomérat de Colongues; MA : Marnes de l'Anse de l'Arène; R : «Barre» de Roquefort; C : «Barre» des Cuettes; I : «Barre» Intermédiaire; O : «Barre» du Pas d'Ourié; BF : «Barre» de Bellefille; GPC : Grès du Pas de la Colle; C.Ch : Couronne de Charlemagne; BC : «Barre» de Canaille; GC : Grès de Canaille; BPG : «Barre» du Pin de Galaban; GGT-GS : Grès de la Grand-Tête et du Sémaphore; PGT-PS : Poudingues de la Grand-Tête et du Sémaphore; BPN : «Barre» du Pont Naturel; GSC : Grès de Sainte-Croix; PSC : Poudingues de Sainte-Croix; LCa : Lentille de Cabot; MCE : Marnes de Ceyreste. D'après Floquet *et al.* (2005a).

Pour les formations de l'intervalle Cénomanién supérieur - Turonien moyen, ces relations sont caractérisées par de parfaits passages latéraux de faciès. L'examen, lors de cette excursion, des coupes de Cassis (arrêt 2) et de Font-Blanche (arrêt 3) a pour but de présenter cette transition sédimentaire, avec une attention particulière portée sur les dépôts à la limite Cénomanién - Turonien.

La mise en évidence de cette transition est basée sur les levés de coupes sériées, la description des unités lithostratigraphiques, la sédimentologie de faciès, la cartographie détaillée des unités et des faciès (figure 7), la biostratigraphie intégrant ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, ostracodes, inocérames et rudistes; le tout permettant d'établir les meilleures corrélations et un découpage séquentiel.

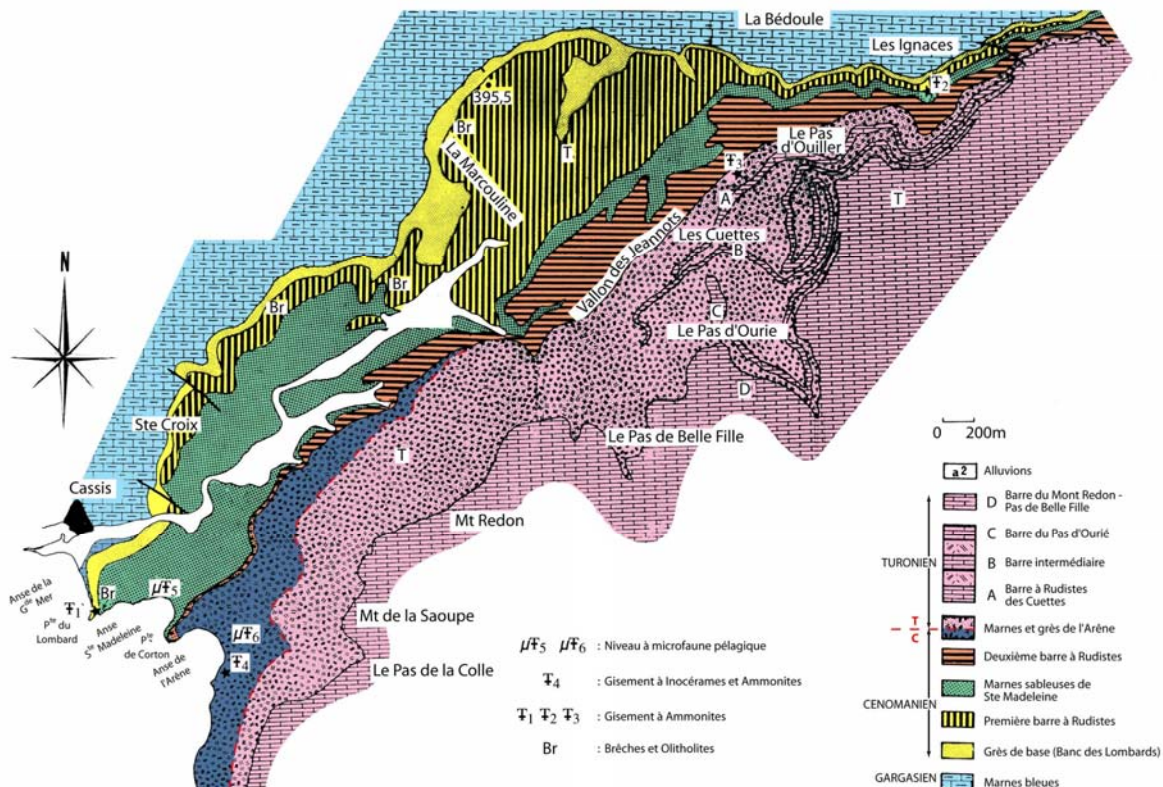


Figure 7 - Cartographie des unités lithostratigraphiques d'âge Aptien moyen à supérieur, Cénomanién, Turonien *pro parte* de la région de Cassis et de la Bédoule. D'après Philip (1970), modifié.

III. 1. - La série sédimentaire de l'intervalle Cénomanién supérieur - Turonien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal (arrêt 2, coupe de Cassis)

III. 1. 1. - Présentation, unités lithostratigraphiques

Célèbre depuis les travaux de Reynès (1864), la coupe des terrains d'âge Cénomanién et Turonien de Cassis a fait l'objet de nombreuses publications. Fabre (1940) s'est attachée à une révision des ammonites récoltées dans les dépôts basaux d'âge Cénomanién. Philip (1970) a distingué des unités lithostratigraphiques, qu'il a corrélées avec les unités de plate-forme carbonatée de la région de la Bédoule. Babinot (1980) puis Tronchetti (1981) ont respectivement décrit le contenu en ostracodes et foraminifères d'âge Cénomanién et Turonien. Une nouvelle révision des ammonites d'âge Cénomanién, apportant des précisions biostratigraphiques, est effectuée par Kennedy (1994).

Une première approche de stratigraphie séquentielle des formations d'âge Cénomanién et Turonien du Bassin Sud-Provençal (en prenant la coupe de Cassis pour référence) et de la Plate-forme Provençale est effectuée par Philip (1998).

Récemment, Floquet *et al.* (2005a) fournissent une description sédimentologique très détaillée et un nouveau découpage séquentiel des formations d'âge Cénomanién affleurant depuis La Bédoule jusqu'à Cassis.

La coupe de Cassis (figures 8 et 9) affleure le long de la côte, au sud de la ville de Cassis, entre la Pointe des Lombards et la falaise du Massif du Soubeyran, en passant par l'Anse Sainte-Magdeleine, la Plage du Corton, la Pointe du Corton et l'Anse de l'Arène.

La première unité d'âge Cénomanién repose en discordance sur les Marnes Bleues d'âge Aptien moyen à supérieur (figure 8). Un âge Cénomanién inférieur a été assigné aux dépôts basaux de cette unité calcaréo-quartzreuse (« Banc des Lombards » *sensu* Floquet *et al.*, 2005a) à la Pointe des Lombards (Fabre & Thomel, 1964). Cette unité est couronnée par un « *hard-ground* » à nodules ferrugineux (« Surface des Lombards » *sensu* Floquet *et al.*, 2005a) correspondant à un horizon de condensation biostratigraphique (figure 8) incluant des ammonites du Cénomanién inférieur et du Cénomanién moyen (dont *Acanthoceras rhotomagense*).

Au dessus, vient l'unité lithostratigraphique marno-quartzreuse dite « Marnes de Cassis » renfermant à sa partie inférieure des brèches et olistholites de calcaires à rudistes et orbitolines (Philip, 1970 ; Floquet *et al.*, 2005a). Des ammonites d'âge Cénomanién moyen (dont *Acanthoceras jukesbrownei*) ont été citées à la partie basale de cette unité sur la « Surface des Lombards » (Kennedy 1994). D'autres ammonites abondent dès le premier mètre au dessus de la « Surface des Lombards » associées à quelques inocérames et *Orbirhynchia*. La plupart de ces ammonites sont des *Eucalycoceras pentagonum*, autrefois considérées comme caractérisant le Cénomanién supérieur mais aujourd'hui bien connues dès la partie supérieure du Cénomanién moyen (e. g. en Syrie ; Filak, 2002).

L'unité suivante, dite « Grès de l'Anse Sainte-Magdeleine » *sensu* Floquet *et al.* (2005a), rattachée à la partie inférieure du Cénomanién supérieur en fonction des rares ammonites qu'elle livre, est faite de l'empilement de bancs de turbidites (Floquet *et al.*, 2005a) qui s'intercalent dans des marnes silto-quartzreuses (figure 8).

Une gradodécroissance mène progressivement à l'unité suivante des « Marnes de l'Anse Sainte-Magdeleine » qui affleure au fond de l'anse à la plage du Corton. Suivent l'unité des « Calcaires du Corton » formant la Pointe du Corton et caractérisée par des *slumps*, puis l'Unité des « Marnes de l'Anse de l'Arène » dans laquelle se place la limite Cénomanién - Turonien (figure 9).

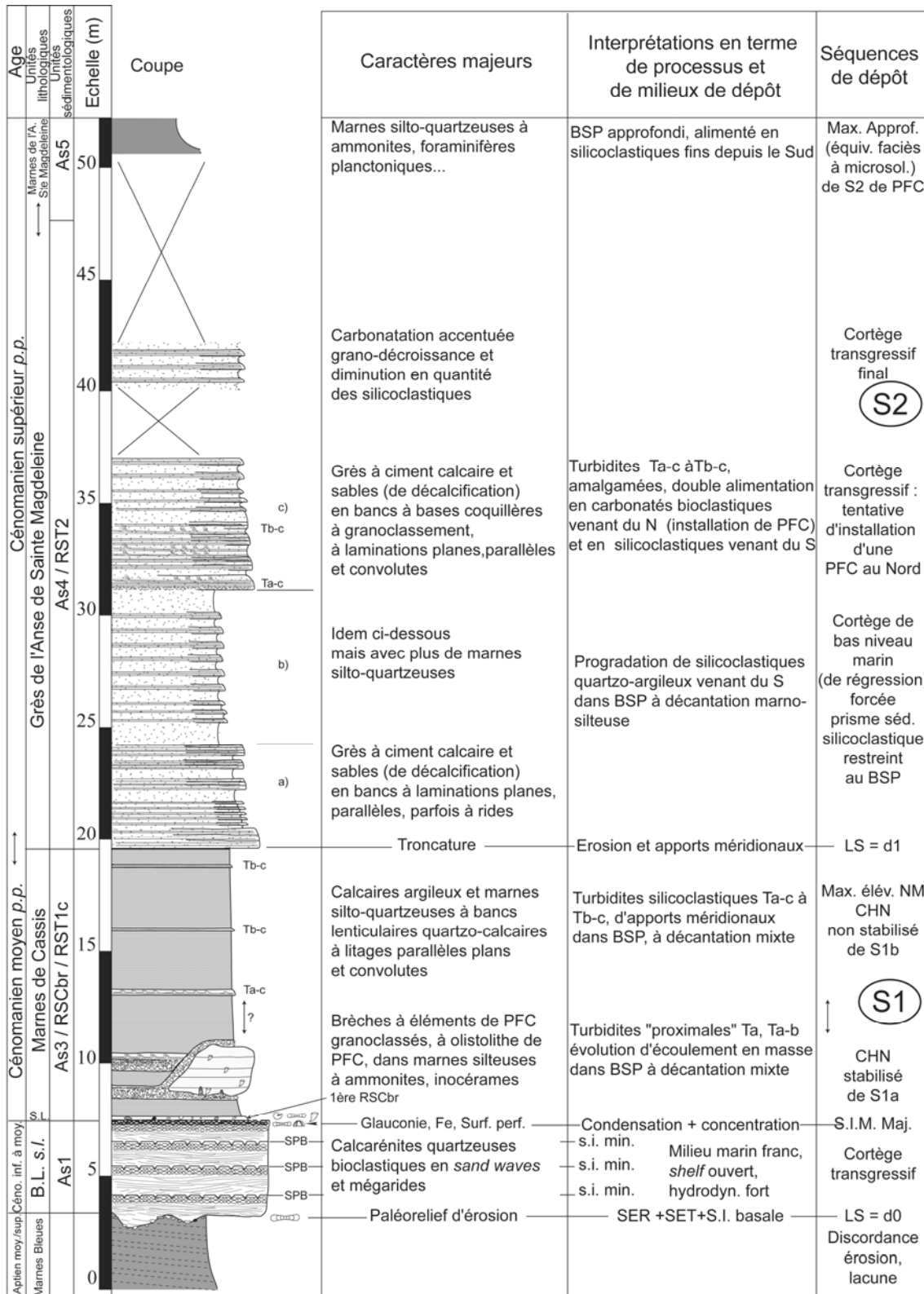


Figure 8 - Représentation schématique de la partie inférieure de la série d'âge Cénomanien dans la coupe de Cassis, le long du sentier côtier depuis la plage de la Grande Mer à jusqu'à l'entrée de la plage du Corton. Découpage séquentiel : la séquence majeure S1 d'âge Cénomanien inférieur *pro parte* à moyen et de la partie inférieure de la séquence majeure S2 d'âge Cénomanien supérieur D'après Floquet *et al* (2005a).

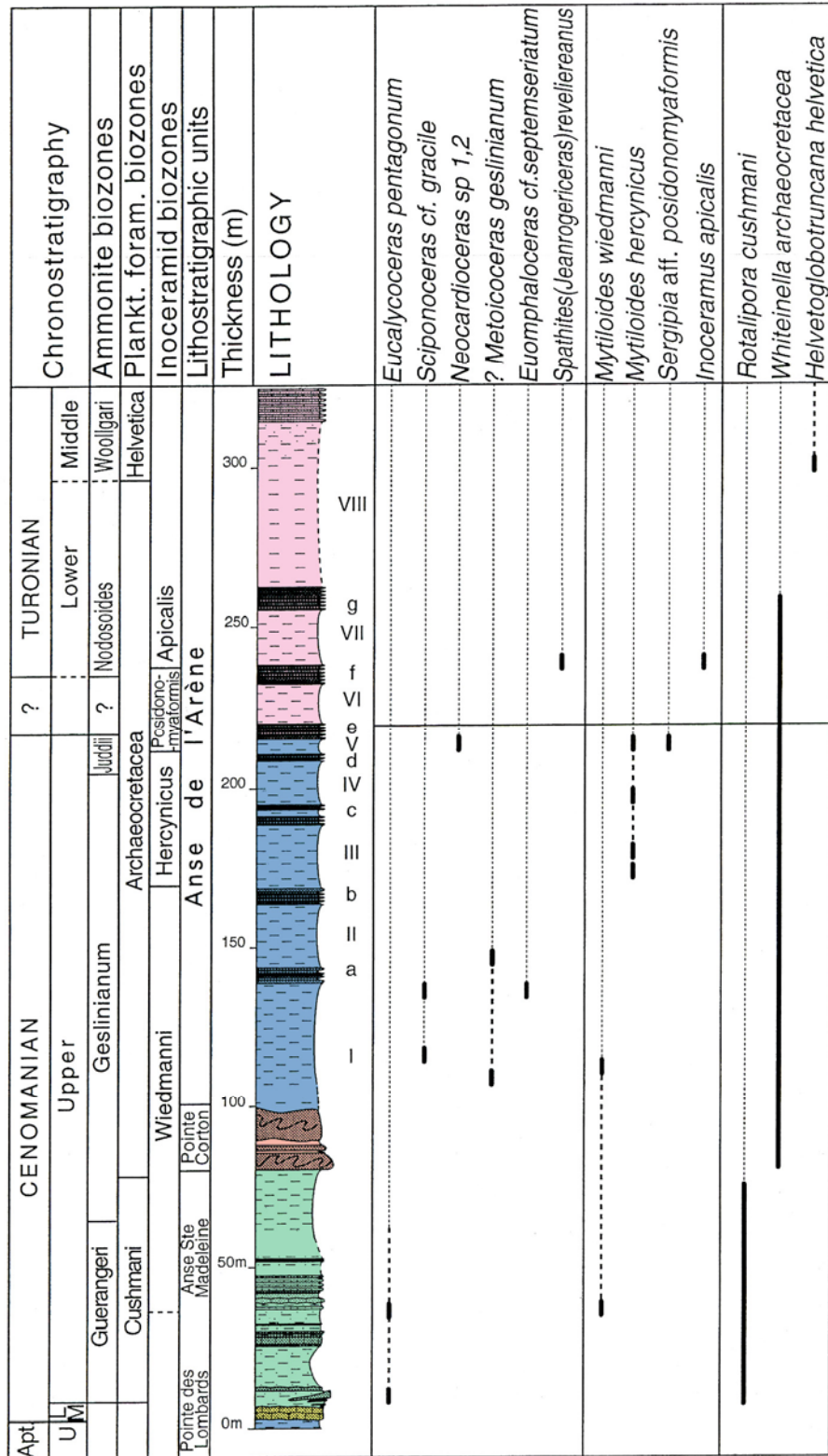


Figure 9 - Représentation synthétique la série d'âge Cénomanién à Turonien moyen *pro parte* dans la coupe de Cassis, de l'Anse de la Grande Mer à l'Anse de l'Arène. Datation en fonction des principales espèces index d'ammonites, inocérames et foraminifères planctoniques. D'après Jolet *et al.* (2001).

III. 1. 2. - La limite Cénomanién - Turonien : biostratigraphie, géochimie

L'étude des formations de l'intervalle Cénomanién final - Turonien inférieur est faite par l'analyse détaillée des unités des « Marnes de l'Anse Sainte-Magdeleine », des « Calcaires du Corton » et des « Marnes de l'Anse de l'Arène » (figure 9).

Déjà abordé dans la Thèse de Crumière-Airaud (1991), le problème de la limite Cénomanién - Turonien en Provence s'est trouvé remis en débat à la suite de la première découverte de spécimens d'ammonites et de nombreux inocérames dans les « Marnes de l'Anse de l'Arène » auparavant considérées comme étant dépourvues de macrofaune. Cette découverte a conduit à une étude biostratigraphique intégrée de la limite Cénomanién - Turonien (Jolet, 1996 ; Jolet *et al.*, 1997 ; Jolet *et al.*, 2001 ; Cecca, 2001 ; Lopez *et al.*, 2001) complétée par une analyse de géochimie isotopique (Morel, 1998).

a - Biostratigraphie

Les « Marnes de l'Anse Sainte-Magdeleine » (arrêt 2a) sont constituées d'une alternance de marnes et de calcaires argileux renfermant des foraminifères planctoniques (*Rotalipora cushmani*, *Rotalipora greenhornensis*, *Whiteinella paradubia*... et des ammonites dont *Pseudocalycoceras harpax*, *Eucalycoceras pentagonum*. Cette unité est couronnée par une discontinuité affectée de très grosses bioturbations *Thalassinoides*. La dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* est identifiée 1.5 mètres sous cette discontinuité (Tronchetti, 1981).

Les « Calcaires du Corton » (arrêt 2b) consistent dans la superposition de bancs calcaires affectés de *slumps* séparés par des interbancs plus marneux (figures 10 et 11). Deux sous-unités peuvent y être distinguées (Philip, 1997).

La première (épaisse de 4 mètres), comprend des calcaires *slumpés* (à calcisphères et rares rudistes *Durania* sp. et *Sauvagesia* cf. *sharpei* remaniés) suivies d'un mince interbanc de marnes à foraminifères planctoniques (FAD de *Whiteinella archaeocretacea*) suivi par des calcaires à calcisphères renfermant des foraminifères benthiques et des rudistes (*Durania* sp.) remaniés. Une surface bioturbée à *Planolites* couronne cette première sous-unité.

La deuxième sous-unité débute par un mince interbanc marneux à *Whiteinella archaeocretacea* et *Helvetoglobotruncana praehelvetica* suivi par des calcaires *slumpés* riches en calcisphères et foraminifères planctoniques, où a été recueilli un spécimen de *Pseudaspidoceras footeanum* (Crumière-Airaud, 1991).

Les « Marnes de l'Anse de l'Arène » (arrêt 2b), épaisses de plus de 200 mètres, sont constituées d'une alternance de marnes à ammonites et inocérames (sous-unités numérotées de (I) à (VIII) sur figures 9 et 12) entrecoupées de bancs calcaréo-silteux groupés en faisceaux (identifiés de (a) à (g) sur figures 9 et 12) et facilement repérables dans les ravins qui affectent les Marnes de l'Anse de l'Arène au pied de la falaise du Cap Canaille.

La sous-unité basale (I) et la partie inférieure de la seconde sous-unité (II) livrent un assemblage relativement abondant d'ammonites (mais dont les coquilles sont souvent écrasées par la compaction ce qui rend les déterminations spécifiques délicates) comprenant *Kennediella inopinata*, *Thomelites* cf. *sornayi*, *Euomphaloceras* cf. *septemseriatum*, *Sciponoceras* cf. *gracile*, *Sciponoceras* sp., cf. *Metoicoceras geslinianum*, *Metoicoceras* sp., *Thomelites* sp. (Cecca, 2001) (figures 13 et 14). Cette association est

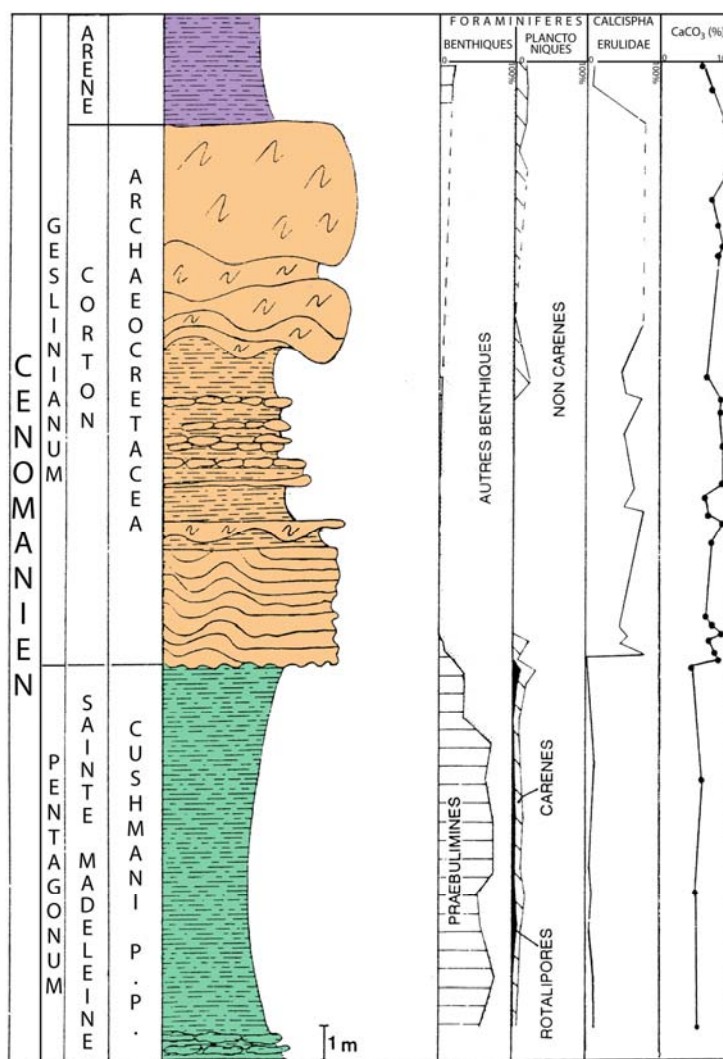


Figure 10 - Coupe de la Formation des Calcaires du Corton à la Pointe du Corton (Cénomanien supérieur). D'après Crumière-Airaud (1991), modifié.

attribuée à la Zone à Geslinianum. Les inocérames (également nombreux) appartiennent au genre *Mytiloides* (figure 15). Calcisphaerulidae et foraminifères planctoniques sont également abondants.

Les sous-unités (III) et (IV) contiennent *Mytiloides opalensis* et une ammonite qui a été rapprochée du genre *Euomphaloceras*.

Dans la sous-unité (V) ont été récoltées les ammonites *Thomelites* sp., cf. *Neocardioceras* sp. 1 et *Neocardioceras* sp. 2, *Hamites simplex*. Cette association a été attribuée à la Zone à Juddii (Jolet et al., 2001) (figures 13 et 14).

Dans les sous-unités (V) et (VI), les inocérames sont représentés par *Mytiloides hercynicus*, *M. opalensis*, et *Sergipia* aff. *Posidonomyaformis* (figure 15).

La sous-unité (VII) livre *Spathites* (*Jeanrogericeras*) *reveliereanus*, (une espèce qui recouvre les Zones à *Nodosoides* et *Woolgari* du Turonien, respectivement inférieur et moyen) (figure 14) associé à *Inoceramus apicalis*.

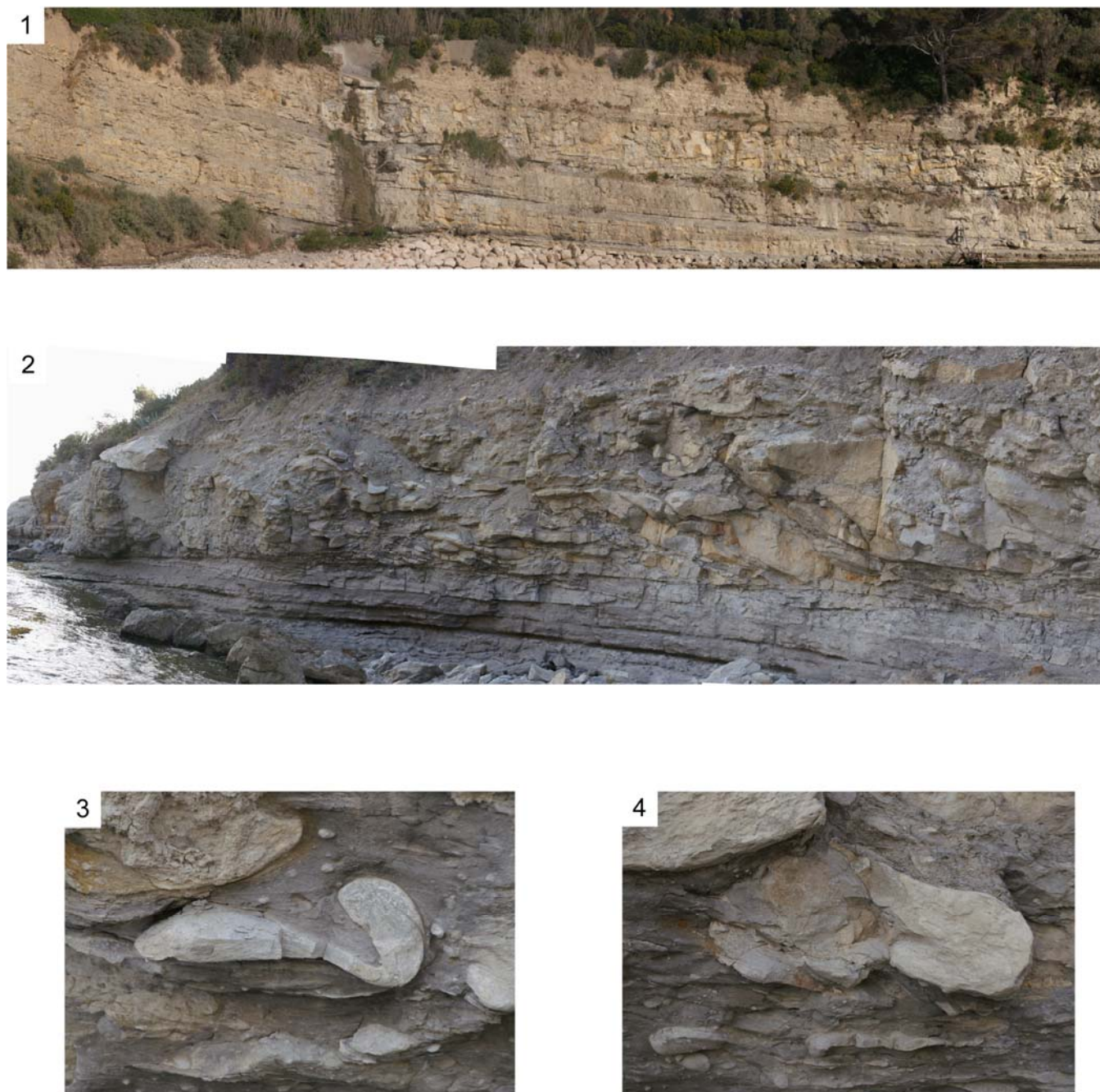


Figure 11 - Les *slumps* affectant la Formation des Calcaires du Corton à la Pointe du Corton. 1 - Vue panoramique sur la bordure ouest de la Pointe du Corton. Disposition apparente en pile d'assiettes des *slumps* de la partie supérieure. 2 - Vue panoramique sur la bordure sud-sud-est de la Pointe du Corton (*slumps* de la partie supérieure). 3, 4, 5 et 6 - Détails des déformations plastiques des *slumps* de la partie supérieure dans cette même bordure sud-sud-est de la pointe.



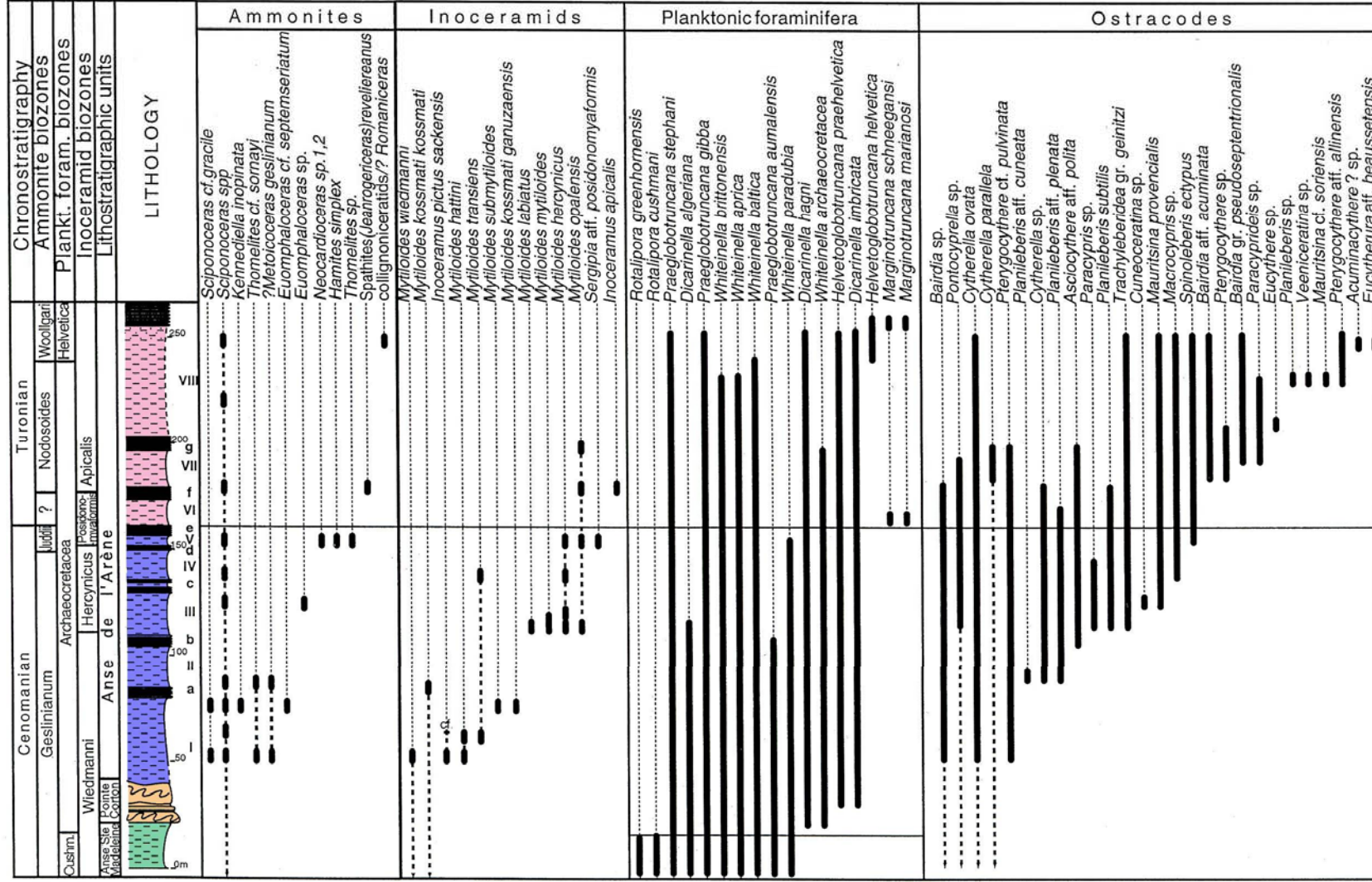


Figure 12 - Biostratigraphie intégrée (sur la base des macrofaunes d'ammonites et d'inocérames, et des microfaunes de foraminifères planctoniques et d'ostracodes) des Formations des Calcaires du Corton et des Marnes de l'Anse de l'Arène dans la coupe de Cassis. Position de la limite Cénomanién-Turonien. D'après Jolet *et al.* (2001).

Dans la partie terminale de la sous-unité (VIII) gisent des *nuclei* de *Romaniceras* sp. (figure 14). La première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* survient dans cette sous-unité (figures 8 et 12).

En résumé, les assemblages d'ammonites ont conduit Jolet et al. (2001) à attribuer les sous-unités (I) à (V) au Cénomanién final, la sous-unité (VII) au Turonien inférieur et la sous-unité (VIII) au Turonien moyen (figure 12).

La limite Cénomanién - Turonien pourrait se placer par encadrement dans la sous-unité (VI) (figure 16) qui jusqu'alors n'a malheureusement pas fourni d'ammonites (figure 12).



Figure 16 - Position de la limite Cénomanién - Turonien dans la partie supérieure des Marnes de L'Anse de l'Arène à Cassis. Paysage pris depuis l'Anse Sainte-Magdeleine en direction de l'Est (la Pointe des Calcaires du Corton est visible au bas à gauche de la photographie).

Morel (1998) arrive sensiblement à la même conclusion et propose de placer la limite Cénomanién - Turonien dans le faisceau (e) de la coupe, c'est à dire à la base de la sous-unité (VI). Cet auteur argumente cette proposition par la dernière occurrence de *Microstaurus chiastius* au sommet de la sous-unité (V) et de *Corollithion kennedyi* à la base du faisceau (e) et par la première apparition de *Marginotruncana schneegansi* et *M. marianosi* dans la sous-unité (VI) (figure 17).

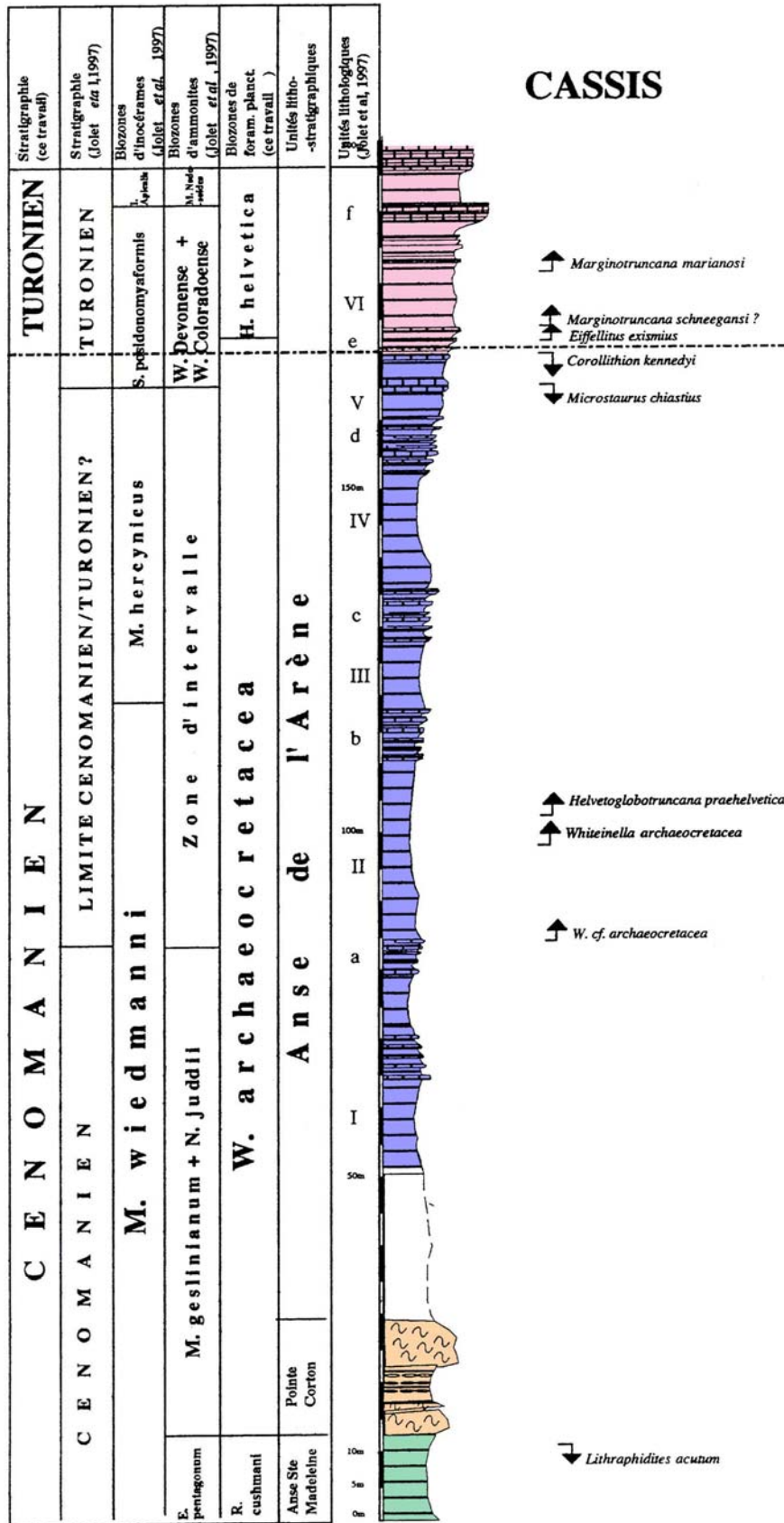


Figure 17 - Distribution des foraminifères planctoniques et des nannofossiles calcaires dans les Calcaires du Corton et les Marnes de l'Anse de l'Arène dans la coupe de Cassis. Cénomanién supérieur et Turonien inférieur. D'après Morel (1998).

b - Géochimie isotopique (Morel, 1998) (figure 18)

Le rapport isotopique du carbone varie entre 2.5‰ et 6‰. Les valeurs maxima existent dans l'unité des Calcaires du Corton (Pointe du Corton) où elles atteignent des valeurs comprises entre 5 et 6‰. La partie inférieure de l'unité des Marnes de l'Anse de l'Arène enregistre une chute sensible du $\delta^{13}\text{C}$ qui atteint des valeurs faibles et stables autour de 3‰ dans l'ensemble de cette unité (figure 18).

Les valeurs absolues du $\delta^{13}\text{C}$ sont plus élevées (environ 3‰) dans cette coupe de Cassis que dans celle de Pueblo. Les corrélations de géochimie isotopique indiquent un synchronisme des événements géochimiques entre les deux coupes. Un faible pic négatif du $\delta^{13}\text{C}$ est enregistré au sommet du faisceau « e » à Cassis et corrélé avec l'excursion négative enregistrée au-dessus de la limite Cénomaniens - Turonien à Pueblo.

Le synchronisme de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ entre les deux coupes est à noter. A Cassis comme à Pueblo, cet événement est clairement localisé au sommet de la Zone à Cushmani, soit au dessous de la limite Cénomaniens - Turonien telle qu'elle a été fixée à Pueblo.

Cette excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ a été décrite dans la même position chronostratigraphique relative en maintes autres régions : Angleterre (Gale *et al.*, 1993 ; Lamolda *et al.*, 1994), Maroc (Kühnt *et al.*, 1990), Tunisie Centrale (Accarie *et al.*, 1996), Croatie (Davey & Jenkyns, 1999), Atlantique Nord (Huber *et al.*, 1999), Pologne (Peryt & Wyrwicka, 1993).

En accord avec de nombreux auteurs (e. g. Harris & Little, 1999), l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ serait en relation avec l'événement anoxique de caractère global OAE 2.

Suivant cette interprétation, l'unité des Calcaires du Corton pourrait ainsi être synchrone de cet « *Oceanic Anoxic Event 2* ».

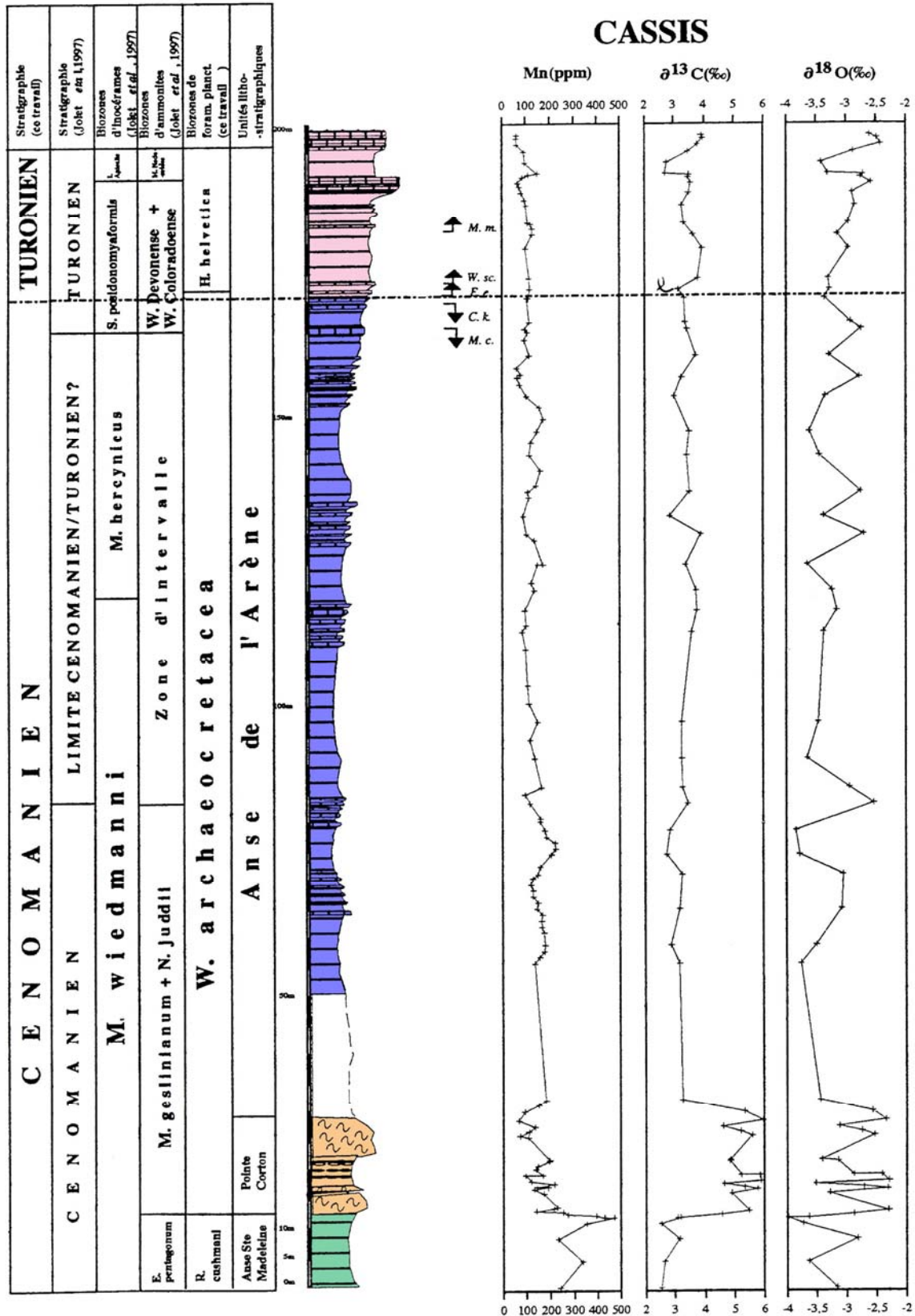


Figure 18 - Evolution temporelle des teneurs en manganèse, des rapports isotopiques du carbone et de l'oxygène dans les Calcaires du Corton et les Marnes de l'Anse de l'Arène dans la coupe de Cassis. Cénomannien supérieur et Turonien inférieur. D'après Morel (1998).

III. 2. - La série sédimentaire de l'intervalle Cénomanién supérieur - Turonien inférieur sur la Plate-Forme Provençale (arrêt 3, coupe de Font-Blanche)

La coupe de Font-Blanche, le long de la route D3a entre La Bédoule et Le Camp, permet d'examiner dans de bonnes conditions d'affleurement la transition Cénomanién - Turonien sur la Plate-Forme Carbonatée Provençale (Formation de Font-Blanche, deuxième barre à rudistes cénomaniénne *sensu* Philip, 1970). Les données biostratigraphiques (ammonites, foraminifères planctoniques, rudistes), le découpage séquentiel et le suivi cartographique de la barre à rudistes de Font-Blanche en direction du Bassin Sud-Provençal, autorisent des corrélations avec la coupe de Cassis (Philip, 1970, 1998).

III. 2. 1. - Faciès et découpage séquentiel

Quatre séquences de dépôts sont distinguées.

a - La première séquence repose en discordance sur la Formation des Marnes Bleues d'âge Aptien moyen à supérieur. Cette séquence est formée, de bas en haut, de calcaires bioclastiques quartzeux à orbitolines et préalvéolines suivis d'une alternance de *mudstones* et *wackestones* à préalvéolines et de marnes à huîtres.

Cette première séquence est couronnée par une surface de discontinuité (Sb3 sur figure 19) à encroûtements ferrugineux et figures d'érosion.

b - La deuxième séquence débute par une alternance de marnes sableuses et ligniteuses et de *wackestones* et *mudstones* à préalvéolines, miliolles, ostracodes et charophytes. Au dessus viennent des calcaires bioclastiques fins (1 sur figure 20) à débris d'échinodermes, bryozoaires, spicules d'éponges, calcisphères et foraminifères planctoniques (*Whiteinella paradubia*, *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelicidae*, *Praeglobotruncana stephani*; Tronchetti, 1981).

Latéralement ces calcaires ont livré *Eucalycoceras pentagonum*.

La partie supérieure de la séquence est formée de calcaires à rudistes. Ceux-ci montrent une intéressante succession écologique, avec de bas en haut :

- des *rudstones* à débris de caprinidés (*Caprina adversa*, *Caprinula* sp. (2 sur figure 20) et d'échinodermes (3 sur figure 20) reposant sur le terme précédent par une discontinuité interprétée comme étant une surface basale de progradation (*downlap surface*, DLS sur figure 19) ;

- des *floatstones* à sauvagésiinés (4 sur figure 20, valves inférieures brisées et valves supérieures empilées) ;

- des *floatstones* - *wackestones* à chondrodontes (6 sur figure 20);

- des *wackestones* à requiénidés (1 sur figure 21);

- des *wackestones* à *Chrysalidina gradata*, Miliolidae.

Une surface de discontinuité bien marquée (Sb4 sur figure 19 et 2 sur figure 21) clôt cette séquence.

c - La troisième séquence débute par des *packstones* et *grainstones* à bryozoaires et rares foraminifères planctoniques, couronnés par une surface affectée de profondes bioturbations *Thalassinoides* (DLS sur figure 19 et 4 sur figure 21). Au dessus viennent des calcarénites bioclastiques à débris de rudistes (radiolitidés, *Durania* abondantes, 4 sur figure 21) et foraminifères benthiques. Les calcaires évoluent vers une granulométrie plus grossière au sommet de la séquence (calcirudites et *floatstones* à hippuritidés, 5 sur figure 21).

La séquence est couronnée par un *hard-ground* bien marqué (Sb5 sur figure 19, 6 sur figure 21), avec encroûtements ferrugineux et traces d'érosion et de dissolution, dont on suit l'extension sur toute la bordure septentrionale du synclinal de Le Beausset.

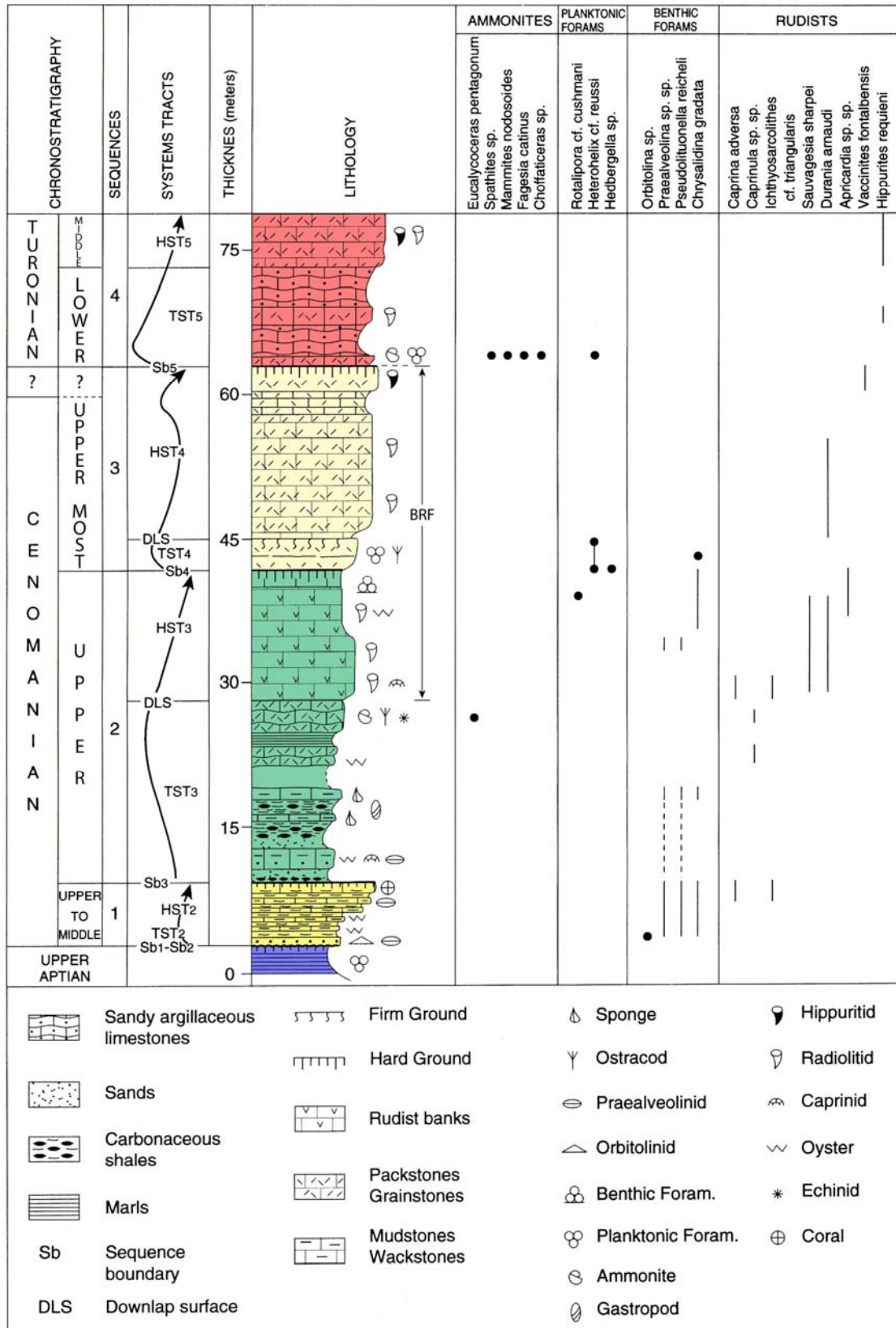


Figure 19 - Coupe de la série d'âge Cénomane à Turonien inférieur de Font-Blanche (route du Col de l'Ange au Grand Caunet). D'après Philip (1998), modifié.

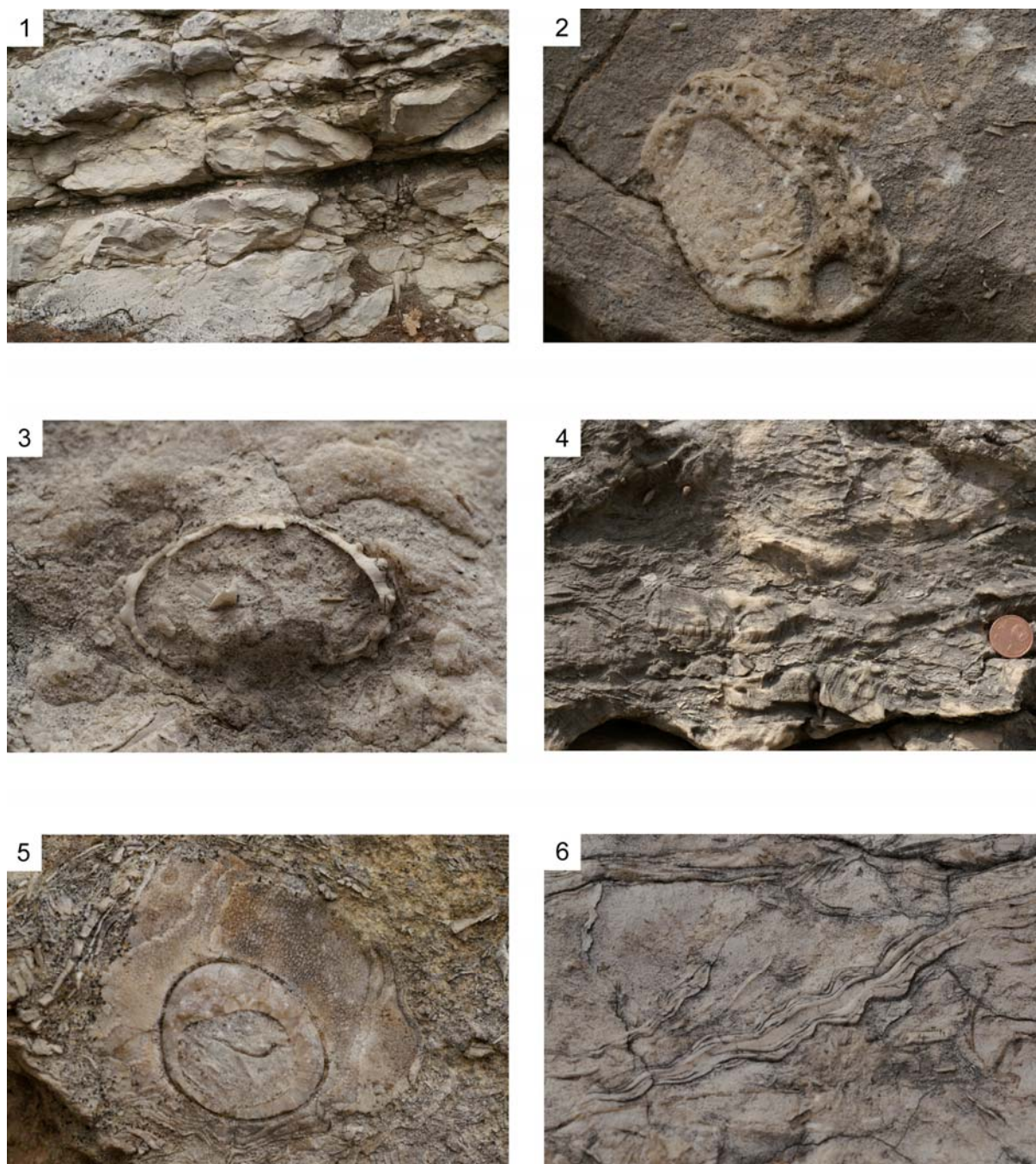


Figure 20 - Faciès et macrofaune dans la partie inférieure à médiane de la Formation de Font-Blanche, d'âge Cénomanién supérieur (2^{ème} barre à rudistes de Philip, 1970) (route du Col de l'Ange au Grand Caunet). 1 - *Packstones* bioclastiques fins à interbanes faiblement argileux de la partie inférieure de la formation, vers la cote 25 m sur figure 19. Ces calcaires représentent l'approfondissement maximum de la séquence et sont mis en équivalence avec des calcaires à microsolenidés de la région de La Bédoule et avec les Marnes de L'Anse Sainte-Magdeleine de Cassis (Floquet *et al*, 2005a, séquence S2). 2 - *Caprinula* sp. 3 - Cidaridé. 4 - Sauvagesiinae. 5 - *Durania* cf. *arnaudi* var. *intermedia* CHOFFAT. 6 - *Chondrodonta* sp. cf. *joannae*.

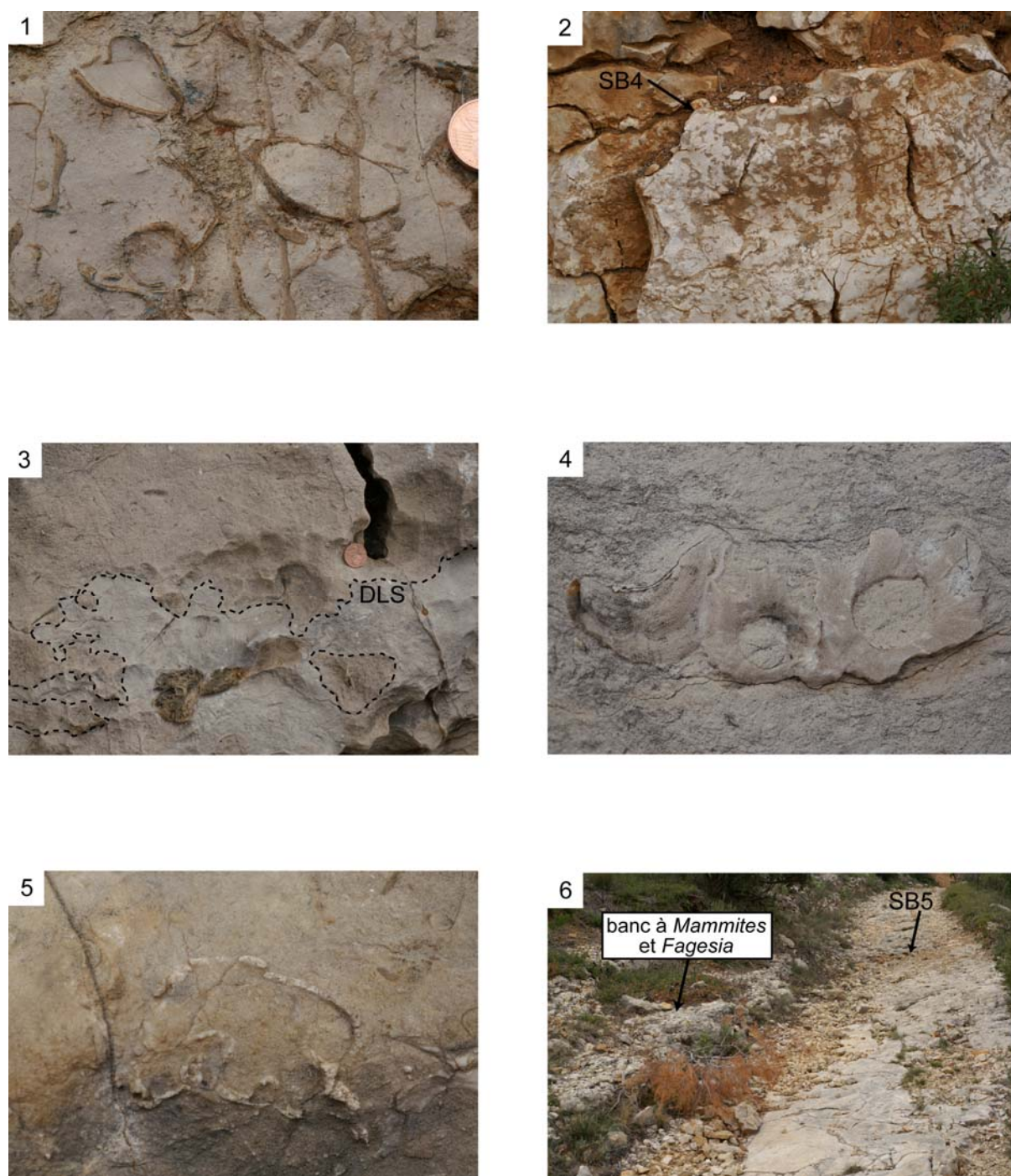


Figure 21 - Faciès et macrofaune dans la Formation de Font-Blanche, d'âge Cénomannien supérieur (à Cénomannien final et Turonien basal ?? pour la partie supérieure, entre Sb4 et Sb5 de la figure 19) (route du Col de l'Ange au Grand Caunet). 1 - *Apricardia* sp. sous la discontinuité Sb4 sur la figure 19. 2 - Discontinuité Sb4 (limite de séquence) sur la figure 19 (discontinuité d'émergence très probable). 3 - Discontinuité de troncature, considérée comme correspondant à une surface basale de progradation (très net changement granulométrique), DLS à la cote 45 m sur la figure 19. 4 - *Durania arnaudi* (var. *intermedia* ?). 5 - *Vaccinites* sp. (cf. *fontalbensis*) tronqué par la discontinuité Sb5 sur la figure 19. 6 - Discontinuité Sb5 (limite de séquence) sur la figure 19 (discontinuité de troncature, dissolution évidente, émergence envisageable) recouverte par un banc de calcaires *wackestones* - *packstones* bioclastiques fins à *Mammites nodosoides*, *Fagesia* cf. *superstes*... d'âge Turonien inférieur élevé (2^{ème} Zone).

d - La quatrième séquence débute par un banc peu épais (0,5 mètre) de calcaires bioclastiques et glauconieux à bryozoaires, calcisphères, foraminifères planctoniques et ammonites (6 sur figure 21). Au dessus vient une alternance de calcaires bioclastiques et quartzeux et de calcaires à rudistes.

III. 2. 2. - Datations, corrélations, dynamique sédimentaire

a - Datations

La première séquence est attribuée au Cénomaniens moyen par comparaison avec les coupes proches à l'Ouest de La Bédoule (route du Pas d'Ouillier) et de Cassis. Un suivi cartographique permet d'en faire l'équivalent latéral (*pro parte*) du complexe carbonaté de la Marcouligne (première barre à rudistes cénomaniens *sensu* Philip, 1970), bien développé dans la région de la Bédoule et ayant fait récemment l'objet d'une révision sédimentologique (Floquet *et al.*, 2005a).

L'absence de dépôts d'âge Cénomaniens inférieur, qui existent à Cassis, est à noter.

La seconde séquence est bien datée du Cénomaniens supérieur par l'assemblage d'organismes benthiques de rudistes (*Caprinula*, *Caprina adversa*, *Ichthyosarcolithes*, *Sauvagesia sharpei*, *Durania arnaldi* var. *intermedia*), autres bivalves (*Chondrodonta joannae*) et foraminifères benthiques (préalvéolines, *Chrysalidina gradata*). Cet âge est confirmé par la présence d'*Eucalycoceras pentagonum* dans les dépôts sous-jacents et latéralement à ceux-ci, ainsi que par *Neolobites vibrayeanus* cité par Fabre, 1940 ; Babinot, 1980 et Tronchetti, 1981.

La troisième séquence est plus difficile à dater sur la base des données biostratigraphiques. La présence de *Chrysalidina gradata* (dont on ne peut toutefois exclure le remaniement) dans la partie basale de la séquence plaide pour un âge Cénomaniens. L'espèce *Durania arnaldi* a été citée par Philip (1978) dans les calcarénites de la partie moyenne de la séquence, mais cette espèce est connue du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur. L'apparition des premières hippurites (*Vaccinites fontalbensis*) dans la partie sommitale de la séquence a conduit Philip (1978) à attribuer un âge Turonien basal à celle-ci, par référence à la définition même de l'étage Turonien par d'Orbigny.

La quatrième séquence 4 est bien datée par la présence de *Mammites nodosoides* dans le premier banc surmontant le *hard-ground* Sb5 (Crumière-Airaud, 1991).

Datée par encadrement entre les Zones à *Pentagonum* (équivalent de *Naviculare*) et *Nodosoides*, la troisième séquence de Font-Blanche est l'équivalent de tout ou partie des Zones à *Geslinianum*, *Juddii*, *Coloradoense*. Le *hard-ground* Sb5 représenterait en outre une lacune stratigraphique, de durée non évaluée.

Ainsi, le positionnement de la limite Cénomaniens - Turonien dans la coupe de Font-Blanche ne peut être résolu sur la base des seuls arguments biostratigraphiques présents dans cette coupe. En effet, mise à part la prise en compte du FAD des hippuritidés, l'absence des fossiles caractéristiques retenus dans les échelles standards rend ce positionnement aléatoire.

Aussi les travaux récents de Philip (1997) et de Jolet *et al.* (2001) ont-ils tenté de résoudre ce problème en établissant une corrélation entre les coupes de Font-Blanche et de Cassis, avec l'objectif affirmé de fournir une base pour l'établissement des relations entre plate-forme et bassin durant l'intervalle Cénomaniens final - Turonien inférieur.

b - Corrélations

Le suivi cartographique de la barre de Font-Blanche en direction de Cassis, permet de mettre en évidence les variations sédimentologiques et faunistiques. Aux calcaires de plate-forme « interne » à rudistes se substituent des calcaires à éponges, exogyres, inocérames, foraminifères planctoniques de plate-forme externe.

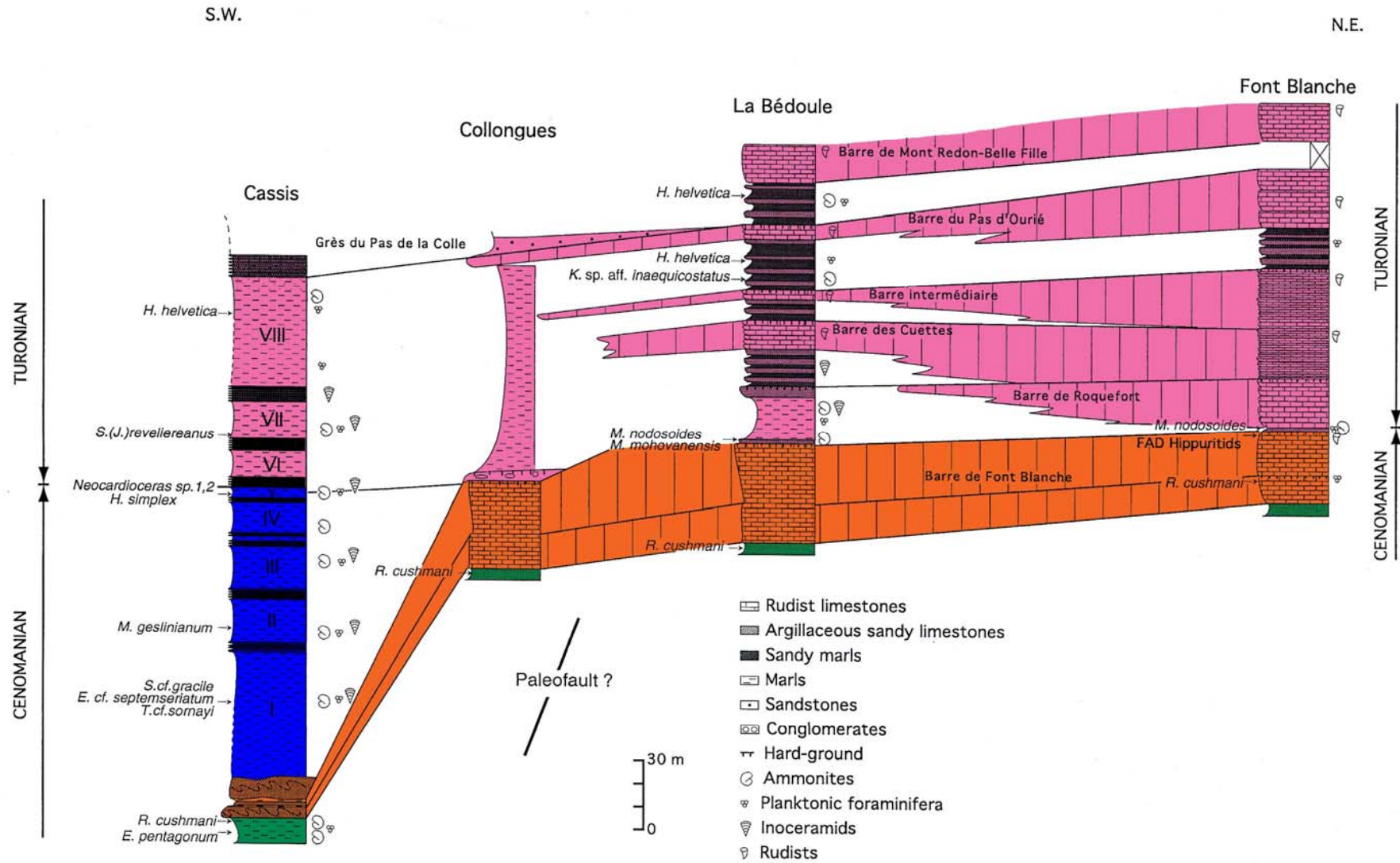


Figure 22 - Corrélations litho- et biostratigraphiques dans les séries de la Plate-Forme Carbonatée et du Bassin Sud-Provençal (parties nord-ouest et ouest) au Cénomaniens supérieur et au Turonien inférieur à moyen. D'après Jolet *et al.* (2001).

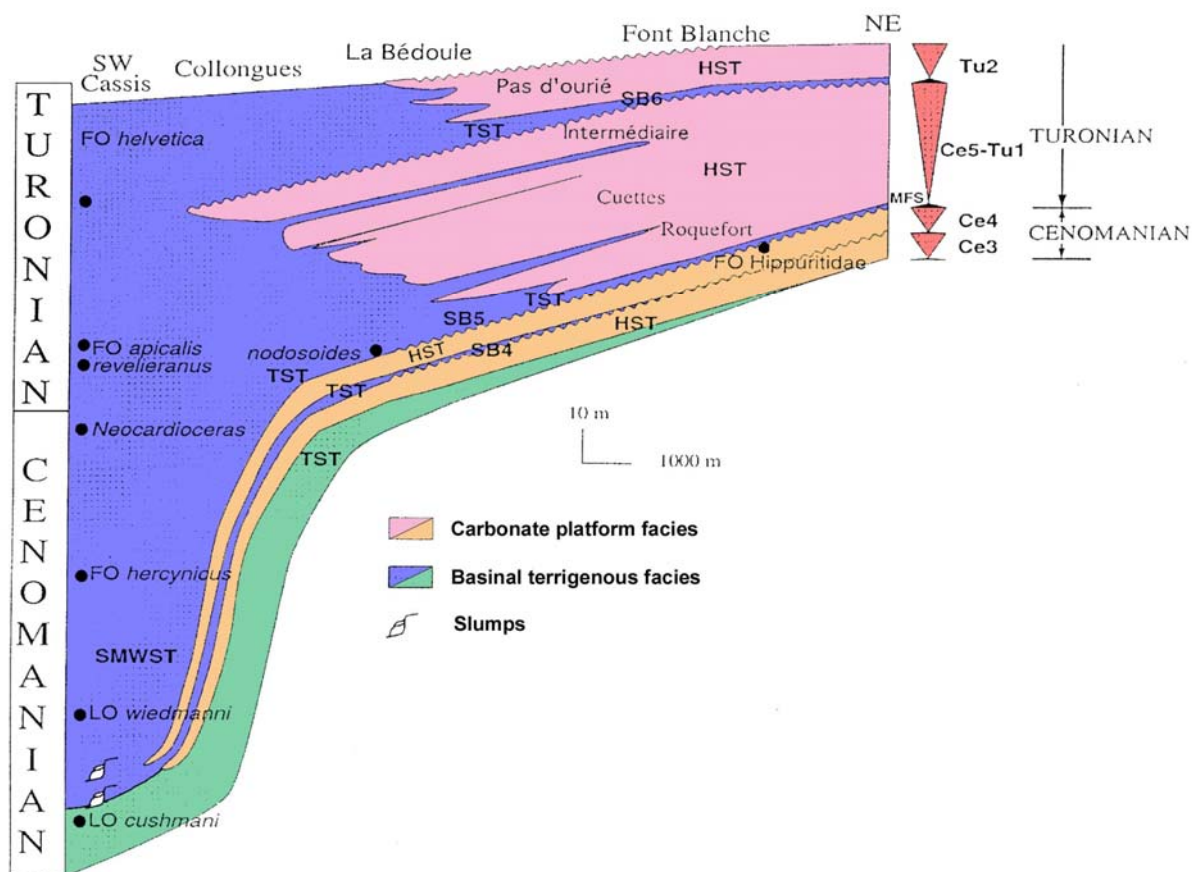


Figure 23 - Stratigraphie séquentielle et cortèges de dépôts dans les séries d'âge Cénomaniens supérieur et Turonien inférieur à moyen depuis la Plate-Forme Carbonatée jusqu'au Bassin Sud-Provençal (parties nord-ouest et ouest). D'après Jolet *et al.* (2001), modifié.

Le dernier témoin dans le Bassin Sud-Provençal de la troisième séquence de Font-Blanche est représenté par tout ou partie de l'unité des « Calcaires du Corton » (Pointe du Corton) [au sein ou au dessus de laquelle était placée la limite Cénomaniens - Turonien à Cassis avant les travaux de Jolet (1996) et ses découvertes d'ammonites dans les « Marnes de l'Anse de l'Arène »]. Les restes de rudistes (*Durania*, *Sauvagesia*) et les foraminifères benthiques remaniés dans ces calcaires de la Pointe du Corton à Cassis sont des arguments supplémentaires accréditant cette corrélation.

L'attribution au Cénomaniens supérieur (Zones à *Geslinium pars* et *Juddii*) et au Turonien basal (Zone à *Coloradoense*) du prisme marneux de l'Anse de l'Arène, a conduit Jolet *et al.* (2001) à proposer la mise en corrélation de ce prisme avec le *hard-ground* de Font-Blanche, ceci impliquant une réduction d'épaisseur très rapide et de valeur importante de ce prisme en direction de la Plate-Forme Carbonatée Nord-Provençale.

En conséquence, le FAD des Hippuritidae ne marquerait donc plus le Turonien basal, mais se placerait dans le Cénomaniens final sans que l'on puisse proposer cependant de zone biostratigraphique précise.

c - Dynamique sédimentaire

Au Cénomaniens supérieur non final la production carbonatée benthique sur la plate-forme était très élevée. Cette production était exportée sous forme de « boues de péri-plate-forme » dans le bassin proximal, et accompagnée là par une production également carbonatée mais pélagique et subordonnée.

Les nombreux *slumps* (figure 11) qui affectent les « Calcaires du Corton » signent une grande instabilité de la bordure de la plate-forme à ce moment et qui pourrait avoir été due au jeu conjugué de la tectonique, couplée à une chute du niveau marin relatif (Philip, 1997).

Au Cénomanién final et au Turonien basal, le ralentissement (voire l'interruption momentanée) de la production carbonatée sur la plate-forme pourrait avoir été due à un confinement du Bassin Provençal accompagné d'une hypoxie de la tranche d'eau, perturbant l'écosystème benthique. Dans le bassin, la sédimentation argilo-silteuse prédominait, diluant la production carbonatée planctonique et les faibles apports issus de la plate-forme.

III. 3. - L'intérêt des coupes de Basse Provence occidentale pour l'étude de la limite Cénomanién - Turonien

Le choix de la coupe de Pueblo comme stratotype de la limite Cénomanién - Turonien pose au moins deux problèmes : 1) elle appartient à un domaine paléogéographique différent de celui où ont été définis les stratotypes de ces étages ; 2) l'épaisseur de la série, entre la base de la Zone à Gracile et la base de la Zone à Woolgari (cette dernière étant considérée comme la première zone du Turonien moyen) est très faible (9.50 mètres), ce dernier fait suggérant un taux de sédimentation réduit et une possible condensation des biozones d'ammonites.

La coupe de Cassis, au contraire, offre un enregistrement sédimentaire et paléontologique plus complet de la transition entre le Cénomanién et le Turonien en raison de la grande épaisseur (200 mètres environ) de la série comprise entre la base de la Zone à Gracile et la base de la Zone à Woolgari.

Les corrélations établies entre la sédimentation du Bassin Sud-Provençal (coupe de Cassis) et celle de la Plate-Forme Carbonatée Provençale (coupe de Font-Blanche) permettent de prendre en compte un assemblage d'organismes bons marqueurs stratigraphiques plus diversifié qu'à Pueblo (ammonites, inocérames, rudistes, ostracodes, foraminifères planctoniques et benthiques).

De plus, des corrélations paléogéographiques homogènes peuvent être établies entre ce domaine provençal et celui des régions stratotypiques (Rat, 1978). Cette possibilité conforte la proposition qui a été faite (Jolet *et al.*, 1997) de retenir la coupe de Cassis comme coupe de référence de la limite Cénomanién - Turonien.

IV - GÉODYNAMIQUE DU BASSIN SUD-PROVENÇAL AU CRÉTACÉ MOYEN ET SUPÉRIEUR (ARRÊTS 4, 5 ET 6)

Les relations entre tectonique et sédimentation au Crétacé moyen et supérieur dans le Bassin Sud-Provençal apparaissent évidentes, en fonction des très rapides changements de faciès aussi bien latéralement qu'horizontalement, des déplacements des dépôts-centres, des fracturations synsédimentaires... Les lieux les plus appropriés pour mettre en évidence ces relations sont les bordures du bassin. Or, d'une part, les sédimentations au niveau des bordures nord et sud du bassin apparaissent très différentes et, d'autre part, ces bordures elles-mêmes ont des tracés et des morphologies sans point commun. Ces faits sont des expressions de la dissymétrie du bassin, sans doute née d'une géodynamique spécifique.

Trois arrêts (un en bordure nord, deux en bordure sud) peuvent rendre compte de ces relations entre tectonique et sédimentation et de la géodynamique du bassin.

IV. 1. - Tectonique et sédimentation en bordure nord du Bassin Sud-Provençal (arrêt 4, La Roche Redonne)

Les relations entre tectonique et sédimentation au niveau de l'articulation entre la Plate-Forme Carbonatée Septentrionale et le Bassin Sud-Provençal *sensu stricto* au Cénomaniens moyen ont été traitées récemment (Floquet et al., 2005).

Elles ont été évoquées dans ce livret d'excursion (arrêts 2 et 3) pour la tranche de temps du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur.

Elles sont montrées avec cet arrêt 4 de La Roche Redonne pour la période comprise entre le Turonien moyen *pro parte* et le Coniacien moyen *pro parte*. De fait, les spécificités des fonctionnements sédimentaires de la plate-forme et du bassin *sensu stricto* mettent en évidence le caractère événementiel des relations entre ces deux domaines de sédimentation.

La série sédimentaire de la plate-forme carbonatée de cette période Turonien moyen *pro parte* - Coniacien moyen *pro parte* a été subdivisée en 5 séquences majeures de dépôt (Hennuy, 2003), datées par de nombreux rudistes. Les 3 séquences inférieures, dites SPF 1, 2 et 3 *sensu* Hennuy (2003), affleurent en bordure nord du synclinal de Le Beausset et sont datées du Turonien supérieur. Les 2 séquences supérieures, dites SPF 4 et 5 *sensu* Hennuy (2003), affleurent plus au Nord, notamment dans le Massif de la Sainte-Baume et sont datées du Coniacien inférieur (à moyen ?). Chacune de ces séquences se termine par une discontinuité sédimentaire issue d'une érosion en milieu météorique. La nature météorique des érosions a été reconnue par la présence de paléokarsts et par des analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone. Ces discontinuités sont aussi caractérisées par des paléoreliefs que recouvrent les dépôts calcarénitico-quartzeux et marno-quartzeux transgressifs du bassin.

Dans cette sédimentation de bassin venaient s'intercaler des resédimentations carbonatées très grossières, dites RSC 1, 2, 3, 4 et 5 *sensu* Hennuy (2003), dont la nature et polarité indiquent qu'elles étaient issues de la plate-forme carbonatée.

Suivant un transect Nord-Sud, il apparaît évident que la série de plate-forme carbonatée disparaît brusquement en direction du Sud au profit de la série de bassin. Cette disparition et les relations entre la plate-forme carbonatée et le bassin *sensu stricto* ont été prouvées par des arguments d'ordre 1) biostratigraphique, 2) cartographique, 3) morphologique et 4) diagénétique (Hennuy, 2003). Les associations de rudistes montrent que le matériel des resédimentations carbonatées successives dans le bassin provenait précisément de chacune des séquences de plate-forme successives. La cartographie détaillée des différentes unités sédimentologiques à l'échelle de tout le Bassin Sud-Provençal montre que chacune des resédimentations carbonatées est en contact avec l'extrémité sud de chacune des séquences de plate-forme ; des dépôts calcaréo-

silicoclastiques de bassin transgressifs venant recouvrir en *onlap* ces contacts. Les affleurements, comme ceux de la Roche Redonne, montrent que les différentes séquences de plate-forme se terminent au Sud par un escarpement à partir duquel se développaient les resédimentations carbonatées. Les études de la diagenèse précoce, avec analyses isotopiques (C & O), montrent qu'au sommet de chaque séquence, la plate-forme était bien émergée, soumise à l'action d'eaux météoriques, érodée et démantelée. Le matériel issu de ce démantèlement s'accumulait à sa bordure et était remobilisé, lors de brusques remises en eau marine, sous forme d'écoulements gravitaires sous marins en masse, catastrophiques, et qualifiés de séismo-brèches et séismo-turbidites (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003).

IV. 1. 1 - L'affleurement de La Roche Redonne

De La Roche Redonne s'offre un panorama à 180° sur la bordure sud de la plate-forme carbonatée (celle-ci étant en place à moins de 500 m au Nord) et sur le bassin qui s'étend au SE, S et SW (figure 24, 1).

La bordure de la plate-forme, orientée N110°, est ourlée par une mégabrèche, incluant de grands olistolithes et correspondant probablement au cumul des RSC 3 et RSC 4 *sensu* Floquet & Hennuy (2003) et Hennuy (2003), en position la plus proximale.

Les olistolithes sont faits de calcaires à rudistes, madréporaires, chaetétidés. La majorité des autres éléments de la mégabrèche sont aussi calcaires. Dans ces éléments, la macrofaune de rudistes nombreux et caractéristiques (figure 24, 2 et 3), madréporaires, chaetétidés, gastéropodes, algues rouges... et la microfaune de foraminifères benthiques, sont caractéristiques d'une plate-forme carbonatée ouverte sur le large marin, sur le bassin.

La matrice est microbréchique à calcarénitique (figure 24, 4) avec quartz et glauconie, à foraminifères (*Dorothia* sp.) et *Calcisphaerulidae* caractérisant un milieu externe et ouvert, probablement de l'étage circalittoral. Elle renferme en outre une microfaune altérée et apparemment remaniée depuis les milieux de la plate-forme carbonatée avec *Cuneolina conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dictyopsella kiliani*...

Cette mégabrèche, directement contre et au pied de l'escarpement de bordure de la plate-forme, est recouverte en *onlap* par des turbidites et par les calcarénites quartzo-glauconieuses du bassin (figure 24, 5 et 6).

La mégabrèche est interprétée comme résultant d'écroulements et de glissements d'olistolithes, mélangés à la matrice microbréchique à sableuse, c'est-à-dire comme une brèche de pente (*slope apron*) et de pied d'escarpement de plate-forme (position à droite sur le schéma en bas de la figure 25, plus illustrations 6 et 7 sur cette figure).

IV. 1. 1 - Prolongements dans le bassin et interprétation géodynamique

L'agencement rétrogradant vers le N [pour toutes les séquences de plate-forme de la période considérée (SPF 1 à 5) et pour l'ensemble de la bordure nord du Bassin Sud-Provençal] 1) des escarpements de bord de plate-forme (comme celui de La Roche Redonne) et 2) des resédimentations carbonatées (dont les mégabrèches en position proximale de RSC3 et RSC4 à La Roche Redonne) (figure 26, coté gauche), correspond à des affaissements de la bordure nord du bassin et à autant de transgressions marines qui en ont découlé.

La position topographique des mégabrèches de pente (en contrebas de la plate-forme) indiquent qu'elles se seraient formées lors de chute du niveau marin relatif et en bas niveau marin relatif (figure 27, 2). Les mégabrèches constitueraient donc un cortège de régression forcée et/ou de diminution de profondeur. L'infiltration des mégabrèches par les calcarénites quartzieuses du bassin qui recouvrent directement plus loin au Nord les plates-formes

carbonatées, indiquent que, de toute façon, ces mégabrèches se sont mises en place avant les remises en eau marine de ces plates-formes.

Les faits que, d'une part, les resédimentations carbonatées (d'abord inorganisées et mégabréchiques puis organisées en mégaturbidites) moulent les mégabrèches de pente et que, d'autre part, les resédimentations se terminent en biseaux sur les escarpements des plates-formes carbonatées, indiquent que ces resédimentations se sont mises en place au début de remontées du niveau marin relatif, avant que les remises en eau marine complètes des plates-formes soient faites. Ces resédimentations seraient donc partie intégrante des cortèges transgressifs et/ou d'approfondissements (figure 27, 3).

A titre d'exemple, l'évolution des environnements diagénétiques de SPF 3 / RSC 3, de marin à météorique, puis de nouveau marin sous influence d'eaux douces avant la remobilisation dans RSC3 des éléments carbonatés (Hennuy, 2003), indique qu'une partie de l'escarpement et peut-être qu'une partie de la bordure de la plate-forme avaient été remis en eau marine lors de la remobilisation du matériel de SPF3 en RSC3.

Les maxima de transgressions et d'approfondissements marins ne sont atteints qu'après que les calcarénites quartzo-glaucanieuses de bassin aient directement recouverts les carbonates des plates-formes antérieurement abandonnées (surface d'inondation, figure 27, 4).

Dès lors, chaque croissance d'une nouvelle plate-forme carbonatée, a constitué un cortège de haut niveau marin relatif (figure 27, 1).

Il est concevable que la grande potentialité de croissance des plates-formes carbonatées (forte production de carbonates grâce aux rudistes, coraux, chaetétidés, algues rouges... notamment) aient conduit à une rapide progradation de ces plates formes vers le Sud, en surélévation par rapport au bassin. Les bordures de ces plates-formes auraient été ainsi instables, susceptibles de libérer des pans de séries carbonatées, générant ainsi un escarpement. Les démantèlements de telles bordures d'escarpement auraient été achevés lors des baisses du niveau marin relatif (figure 27, 2).

La remobilisation des matériaux carbonatés issus de ces démantèlements, en resédimentations carbonatées (RSC) s'étalant dans presque tout le bassin, a été interprété comme résultant de *séismes* (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 et Hennuy, 2003), d'où les qualificatifs de *séismo-mégabrèches* et de *séismo-mégaturbidites* proposés par ces auteurs pour ces resédimentations. Des *tsunamis*, liés à ces séismes, remontant sur les bordures des plates-formes auraient participé à la remobilisation en RSC du matériel accumulé en bordure des plates-formes (Floquet & Hennuy, 2003) (figure 25). Les tsunamis auraient pu être générés non seulement par les séismes, mais aussi par les déplacements sédimentaires gravitaires sous-marins eux-mêmes comme cela a été réalisé de manière expérimentale ou bien observé à partir de courants gravitaires récents et actuels.

Les séismes auraient été directement en relation avec la géodynamique du Bassin Sud-Provençal caractérisée par une ouverture de direction générale N-S et fonction de mouvements transtensionnels, en particulier pour la période comprise entre la fin du Turonien moyen et le début du Coniacien moyen (Hennuy, 2003).

Ces mouvements étaient à l'origine des affaissements des bordures des plates-formes carbonatées et des remontées associées du niveau marin relatif.

La dynamique d'ouverture est particulièrement bien représentée à l'affleurement non seulement par les *onlaps* des RSC sur la marge nord du bassin Sud-Provençal, mais aussi par leurs *onlaps* sur les édifices deltaïques qui ourlent la marge sud de ce bassin (figure 26) : les doubles « *onlaps* turbiditiques » *sensu* Floquet & Hennuy (2003) et Hennuy (2003).

En résumé, le contrôle tectonique sur la sédimentation en marge nord du Bassin Sud-Provençal a été événementiel et non exclusif, le fonctionnement même des systèmes carbonatés de plate-forme générant des bordures instables susceptibles de démantèlement gravitaire. La marge sud du bassin ne montre pas la même chose.

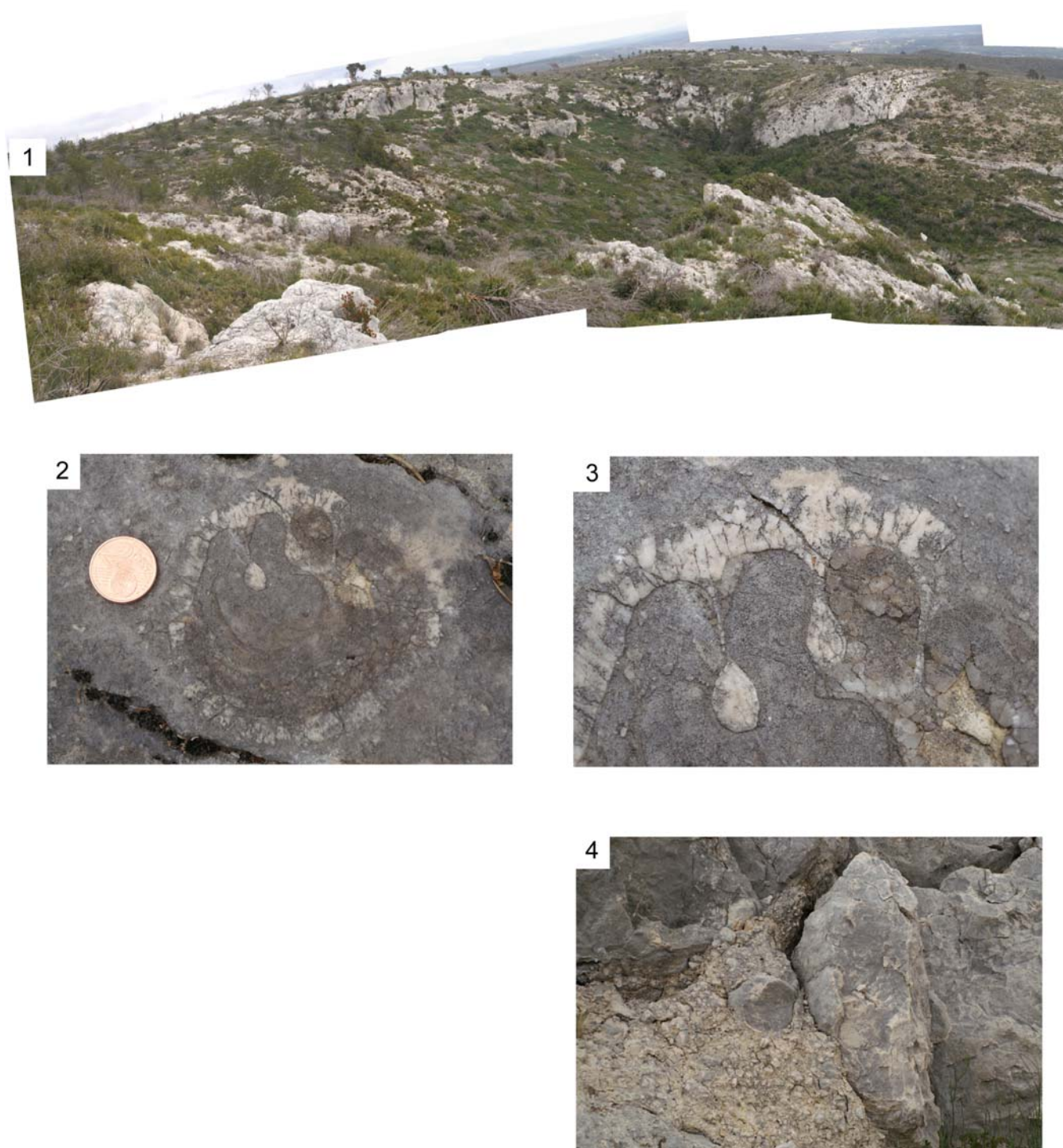


Figure 24 - La bordure septentrionale du Bassin Sud-Provençal *sensu stricto* et son contact avec la plate-forme carbonatée. 1 - Panorama vers le Sud - Est, le Sud et le Sud - Ouest sur le contrebas de l'escarpement formant la bordure méridionale de la plate-forme, pris depuis la Roche Redonne, près de Le Camp. L'escarpement est probablement né de déstabilisations de la bordure de la plate-forme en fonction d'une croissance rapide par-dessus un substrat mou et instable. Des olistolithes de toutes tailles, détachés de cette bordure se démantelant, se sont accumulés de manière chaotique au pied de l'escarpement [ces olistolithes sont rattachés aux unités de resédimentation RSC3 (au fond du vallon) et RSC4 (au sommet) suivant la nomenclature de Floquet & Hennuy, 2003 et Hennuy, 2003 ; ils correspondent probablement au démantèlement de la séquence de plate-forme SPF3 suivant la nomenclature de Hennuy, 2003]. 2 - *Vaccinites* cf. *giganteus* dans la brèche emballant les olistolithes à la partie supérieure du chaos (probablement la resédimentation RSC4, d'âge Coniacien). 3 - Détail des piliers et arête ligamentaire du rudiste 3, de morphologies plutôt caractéristiques de *Vaccinites giganteus*. 4 - Détail de la matrice conglomératique à microbréchiqque des resédimentations renfermant des blocs de toutes tailles dont les olistolithes.



5 et 6 - Moulage des conglomérats de *slope apron* (débrites rattachées à RSC4 *sensu* Floquet & Hennuy, 2003 et Hennuy, 2003) par deux séquences turbiditiques (Ta-b à Ta-b/c, détail en 5 avec granodécroissance visible) = « *onlap* turbiditique » puis *onlap* avec discordance cartographique par les formation calcarénitiques quartzeuses et marno-quartzeuses rattachées à A5/Grès du Baguier *sensu* Hennuy (2003) (en haut à gauche de 6). Le gros bloc à droite de 6 est un olistolithe en position redressée oblique dans la partie supérieure des débrites du *slope apron*. Affleurement de bord de la route D 26, peu en dessous « Castellet Parc ». 7 - La bordure méridionale de la plate-forme carbonatée : la série de la plate-forme est, successivement du Nord vers le Sud, en place, infléchie, disloquée, et libérant ses olistolithes ; plateau en contrebas du « Castellet Parc », à l'E de la route D 26.

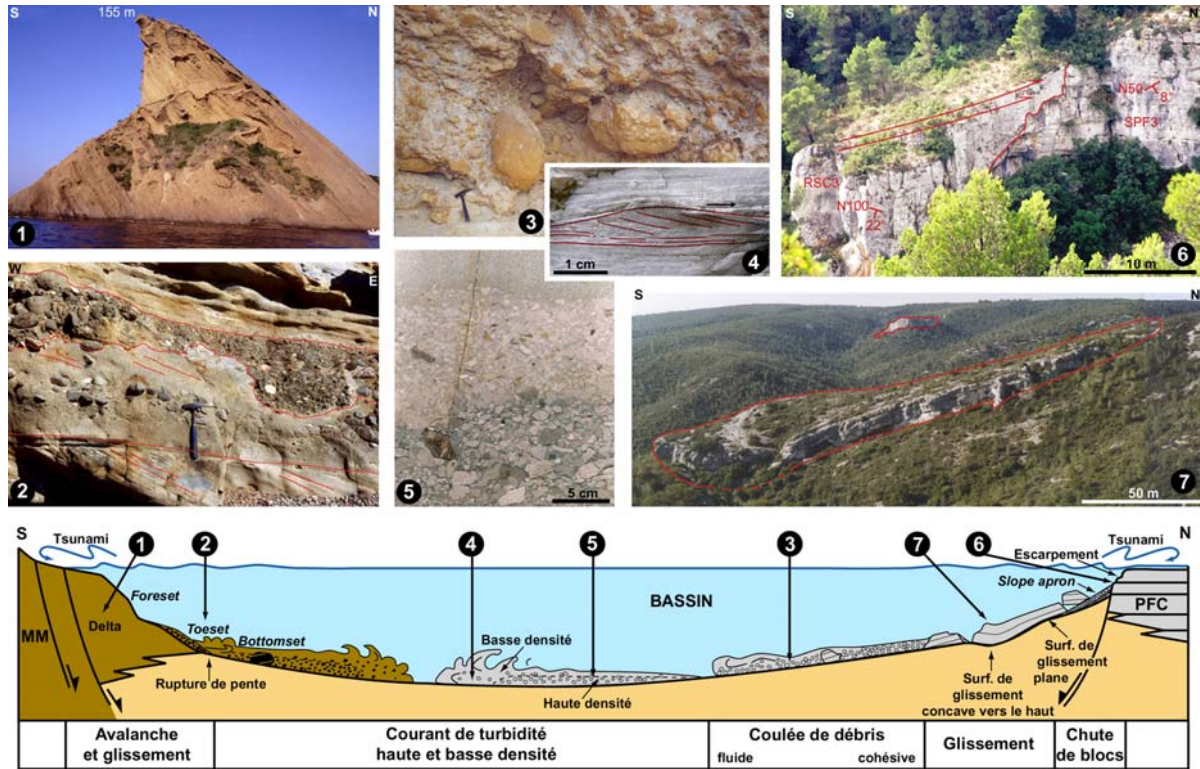


Figure 25 - Place et processus de dépôts des résédimentations carbonatées (écoulements sous-marins gravitaires en masse évolutifs ; en gris à droite) dans le Bassin Sud-Provençal, issues de la plate-forme carbonatée septentrionale, au Turonien supérieur - Coniacien moyen. Les résédimentations terrigènes (en marron à gauche) étaient issues de *fans deltas* au Sud qui bordaient le Massif Méridional émergé (MM). 1 à 7 - Images de faciès caractéristiques. D'après Floquet & Hennuy (2003) et Hennuy (2003).

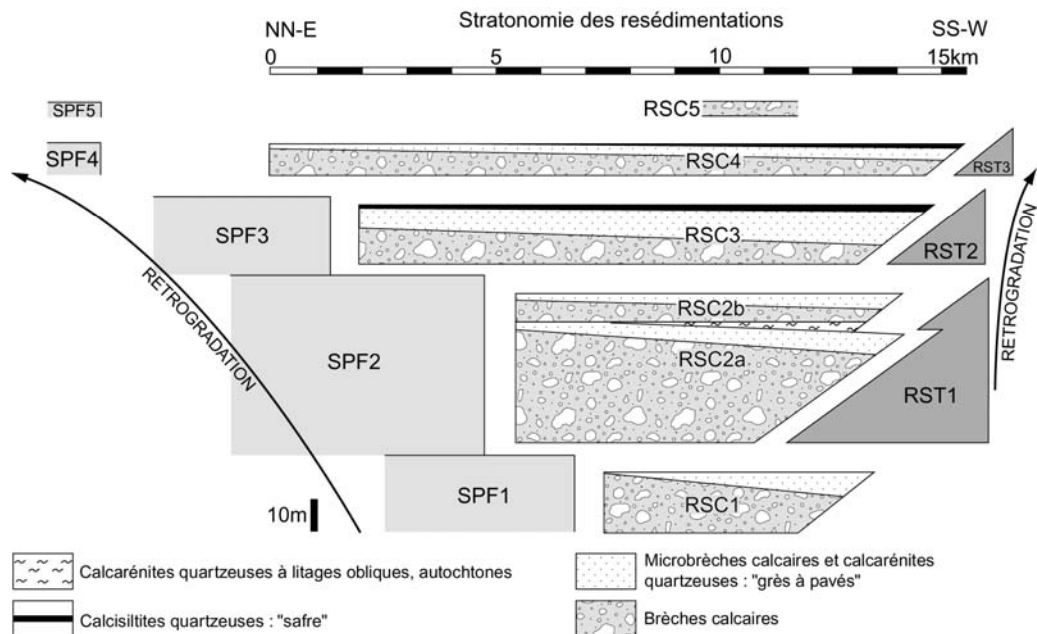


Figure 26 - "Doubles *onlaps* turbiditiques" des résédimentations carbonatées sur les marges nord et sud du Bassin Sud-Provençal, corrélativement aux rétrogradations des séquences majeures de plate-forme carbonatée vers le Nord et des édifices deltaïques vers le Sud (figure synthétique de la série, sans les unités autochtones, dans les secteurs de Ceyreste et des Falaises Soubeyrannes, partie ouest du bassin). D'après Floquet & Hennuy (2001, 2003) et Hennuy (2003)

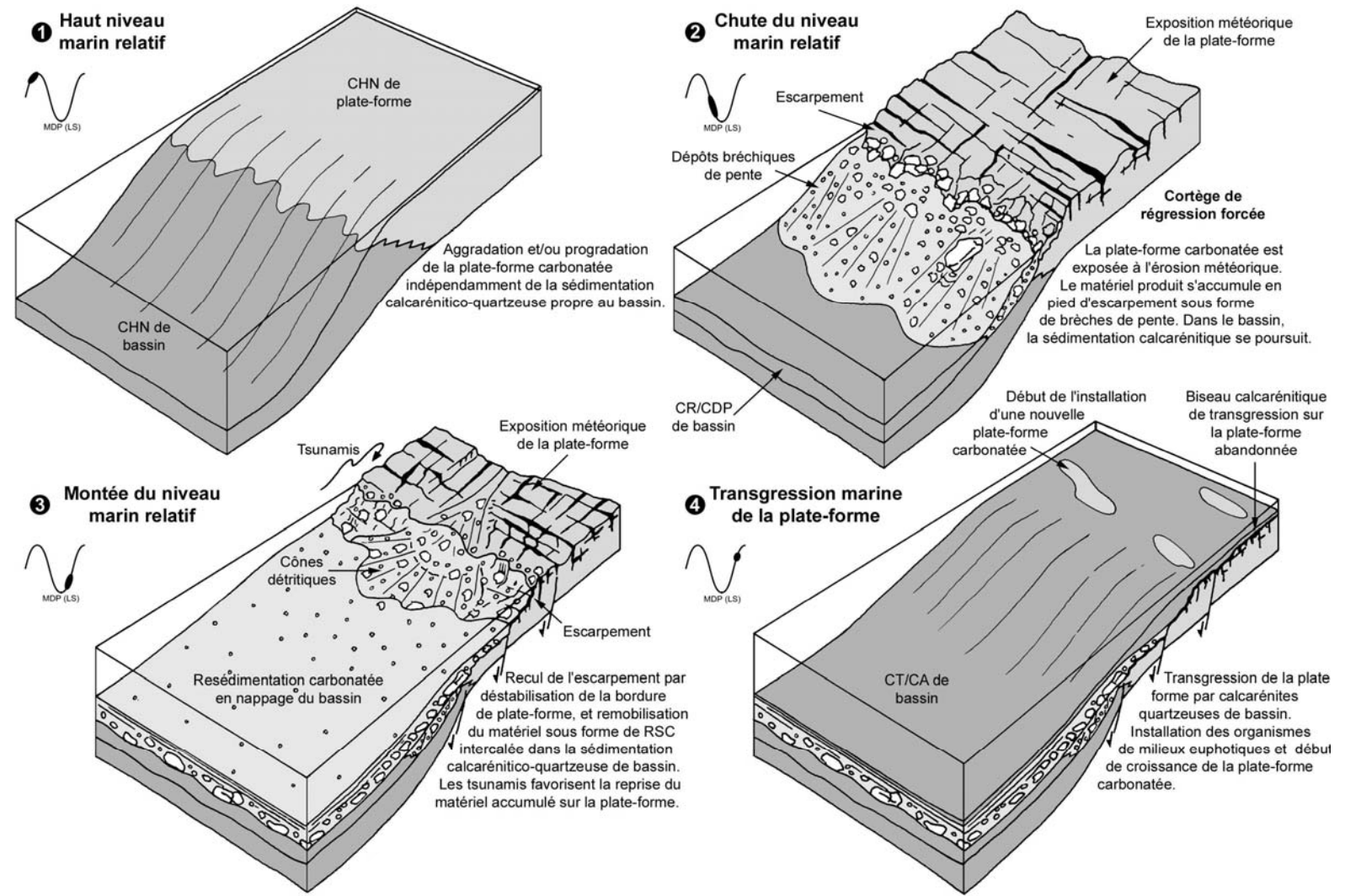


Figure 27 - Position et moment de mise en place des débrites de *slope apron* et des resédimentations carbonatées en bordure de la plate-forme carbonatée septentrionale et dans la partie proximale du Bassin Sud-Provençal, pendant un cycle de variation du niveau marin relatif. D'après Hennuy (2003).

IV. 2. - Tectonique et sédimentation en bordure sud du Bassin Sud-Provençal (arrêt 5, La Barre de La Jaume ; arrêt 6, L'Oratoire Saint-Jean)

La bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal (essentiellement représenté par l'actuel synclinal de Le Beausset) est exprimée par un « couloir » étroit et sinueux qui court sur 18 kilomètres depuis le Revest les Eaux à l'Est jusqu'au ruisseau du Grand Vallat à l'Ouest et est relayé jusqu'à la Madrague des Lecques par une arête calcaire dominant la plaine de Saint-Cyr-Les-Lecques (figure 28). Des dépressions longitudinales discontinues, creusées dans des formations gréseuses ou sableuses en constituent le « soubassement » : Mal Vallon, Vallon de Pardiguières, Vallée de Cimay, Val d'Aren. Les terrains d'âge Crétacé moyen et supérieur de cette bordure s'appuient sur les massifs de Coste Belle, du Destrier et du Gros Cerveau, faits de terrains d'âge Crétacé inférieur, et contre les collines triasiques de l'Oratoire Saint-Jean.

La bordure méridionale est recouverte en chevauchement à l'Est par l'écaille urgonienne du Mont Caumes et à l'Ouest par les terrains triasiques du Télégraphe et de la Pointe Grenier. Cette même bordure, dans l'aire centrale du bassin, est jalonnée par une série de « barres » discontinues de calcaires à rudistes : de Coste Belle, des Aiguilles, de La Jaume, de l'Oratoire Saint-Jean, de La Gache (figure 28 et 29).

Les vallées méridiennes du Grand Vallat, de la Reppe et du Destel ouvrent un passage dans les axes de discontinuités stratigraphiques et font communiquer l'aire centrale avec les collines nord-toulonnaises.

IV. 2. 1 - Mégaséquences de dépôts d'âge Crétacé ; ouverture, développement et fermeture du Bassin Sud-Provençal

Les révisions stratigraphiques des terrains crétacés, essentiellement marins, de la bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal (Philip, 1970 ; Machhour, 1988) et des Chaînon Calcaires Nord-Toulonnais (Masse, 1976) ont conduit à reconnaître trois mégaséquences de dépôts.

Les terrains d'âge Crétacé final, essentiellement continentaux, représenteraient une quatrième mégaséquence de dépôts.

a - Une mégaséquence de sédimentation carbonatée sur plates-formes (Berriasien à Barrémien supérieur)

Du Berriasien au Barrémien supérieur, la sédimentation carbonatée de plate-forme a été quasi continue. Elle a donné notamment naissance à la série urgonienne qui constitue l'ossature des Chaînon Nord-Toulonnais et dont l'épaisseur avoisine 400 mètres. Les faciès les plus typiques sont représentés par des calcaires à rudistes et des calcaires à orbitolines et algues dasycladales (étude détaillée in Masse, 1976).

b - Une mégaséquence d'ouverture de bassin (fin du Barrémien à Albien supérieur) : individualisation du Bassin Sud-Provençal (sa partie méridionale étant aussi appelée Bassin Nord-Toulonnais) et de sa marge méridionale (ou Marge Nord-Toulonnaise).

L'ennoiement (« *drowning* ») de la plate-forme urgonienne a débuté au Barrémien final et à l'Aptien inférieur (Bédoulien). Dans ce secteur, ce dernier sous-étage est représenté par des calcaires *mudstones* et *wackestones* à silex renfermant des exogyres et des ammonites (Masse & Philip, 1969).

Un changement radical de faciès (apparition de marnes noires à ammonites), vraisemblablement commandé par un approfondissement important du milieu de dépôt s'est instauré à l'Aptien moyen à supérieur (Gargasien), et poursuivi à l'Aptien final (Clansayésien) (Conte & Tronchetti, 1972) et à l'Albien inférieur (marnes noires à coccolites, dinoflagellés, foraminifères planctoniques ; Machhour, 1988).



Figure 28 - Extrait des cartes géologiques à 1.50000^{ème} de La Ciotat et de Toulon montrant la bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal depuis Sainte-Anne d'Evenos à l'Est jusqu'à La Madrague des Lecques à l'Ouest, et sa grande complexité stratigraphique et structurale. Les dispositifs morphostructuraux et sédimentaires remarquables de la « Barre » de la Jaume / « Ride » de La Toulousanne (arrêt 5) et de la « Barre » et « Ride » de l'Oratoire Saint-Jean (arrêt 6) sont aisément repérables.

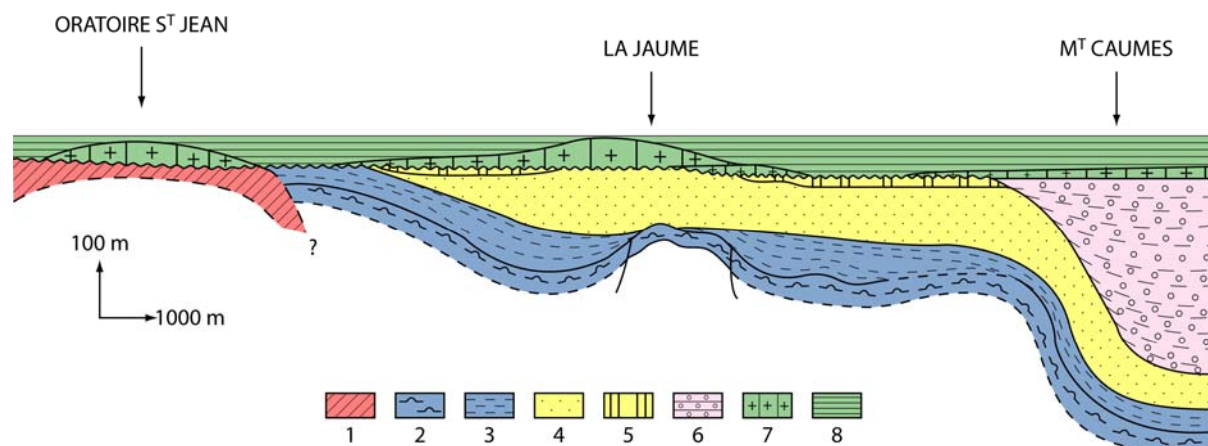


Figure 29 - Profil et coupe W-E de la bordure sud du Bassin Sud-Provençal au Crétacé moyen et supérieur. 1 - Trias. 2 - Aptien inférieur. 3 - Aptien supérieur/Albien. 4 - Cénomanién inférieur. 5 - Cénomanién moyen et supérieur. 6 - Turonien. 7 - Sénonien inférieur (calcaires à rudistes). 8 - Santonien marno-gréseux. D'après Philip (1970), modifié.

Une activité tectonique est enregistrée par les dépôts de l'Albien supérieur et final (Vraconien). Cette activité s'est traduite par divers phénomènes sédimentaires (Philip *et al.*, 1985) : mégabèches et klippes sédimentaires à éléments de calcaires urgoniens (Masse & Philip, 1969), couches « slumpées », dépôts gravitaires (turbidites à spicules d'éponges), discordances de ravinements, paléofailles. Ces phénomènes ont correspondu à l'individualisation d'une marge d'escarpement formant la bordure sud de ce Bassin Sud-Provençal (Bassin Nord-Toulonnais), marge dont la lèvre surélevée correspondait sensiblement aux Massifs Urgoniens Nord-Toulonnais et dont la pente relativement accusée (et vraisemblablement faillée) était inclinée vers le Nord.

Un bassin profond, relativement étroit et très subsident s'est donc établi à l'Aptien moyen à supérieur au pied de la marge d'escarpement et a fonctionné jusqu'à l'Albien final (Vraconien). Philip *et al.* (1987) ont attiré l'attention sur l'analogie de ce dispositif avec celui du « Sillon Nord-Pyrénéen ».

Les mécanismes géodynamiques à l'origine de l'individualisation de ce Bassin Sud-Provençal et de sa marge sud étaient de caractère distensif (ou transtensif). A l'appui de cette interprétation, des filons sédimentaires de direction N110°, ouverts dans le Barrémo-Bédoulien et remplis de matériel d'âge Cénomanién, ont été observés au Col de la Toulousane, sur le revers nord du Massif du Gros Cerveau (Philip *et al.*, 1985).

c - Une mégaséquence de remplissage de bassin (Cénomanién à Santonien moyen à supérieur) : tectonique transtensive de marge et variations eustatiques

- La partie sud du Bassin Sud-Provençal (partie nord-toulonnaise) a été remplie une première fois au Cénomanién inférieur par des dépôts sableux grossiers à caractère littoral, deltaïque, voire continental (grès et sables du Val d'Aren et de Cimay).

Des analyses sédimentologiques et minéralogiques (Redondo, 1986) montrent qu'il s'agit de sables meubles quartzeux et feldspathiques pauvres en carbonates (1 à 2 %), à litages obliques. Les quartz sont majoritairement xénomorphes (issus de l'érosion de granites et de roches métamorphiques) et minoritairement automorphes d'origine rhyolitique (1 à 2 %). L'exoscopie des grains de quartz montre statistiquement des néogénèses en milieu deltaïque avec une phase finale en milieu marin peu profond. Le nourrissage de ces dépôts s'est effectué à partir d'un massif émergé situé au sud (Massif Méridional *auct.*).

Au même moment (Cénomaniens inférieur) se formaient les altérites bauxitiques, soit latéralement sur des aires restées hors d'eau marine (Revest-Les-Eaux), soit au Nord sur le « Bombement Durancien » durablement surélevé et émergé (Laville, 1972, 1981).

- Le Bassin Sud-Provençal a ensuite subi les transgressions marines d'âge Cénomaniens moyen et supérieur puis Turonien et Coniacien.

Sur sa marge sud (nord-toulonnaise), les transgressions d'âge Cénomaniens moyen et supérieur ont été enregistrées par des calcaires à préalvéolines et rudistes disposés en formations lenticulaires (Barre des Aiguilles, base de la Barre de La Jaume).

L'instabilité de cette bordure méridionale a ensuite été persistante. Son activité tectonique a été manifeste au cours du Turonien et du Coniacien. Elle est tout d'abord évidente du fait que les formations sédimentaires marines ont buté contre cette bordure méridionale ou ne l'ont que peu transgressée. Dans certains secteurs (Val d'Aren, Val de Cimay) les formations d'âge Turonien et Coniacien apparaissent absentes, tandis que dans d'autres (Mont Caumes) elles sont très épaisses et représentées par des faciès de milieux deltaïques ou de milieux plus profonds et mis en place par processus gravitaires : mégabèches à olistholites, turbidites (Hennuy, 2003).

Cette activité s'est traduite aussi par des soulèvements épisodiques et des érosions et bréchifications comme celle des formations d'âge Cénomaniens moyen à supérieur (base de la Barre de La Jaume). Elle est ainsi bien exprimée par le recouvrement vers le Sud en discordance angulaire du substratum érodé (et donc d'âge varié suivant les secteurs considérés : Albien, Cénomaniens inférieur, et Trias), par les terrains d'âge Sénonien inférieur, notamment Santonien inférieur.

Au pied de cette bordure de type marge flexurale, le dépôt-centre du Mont Caumes se prolonge vraisemblablement vers l'Ouest pour se raccorder au dépôt-centre du Massif du Soubeyran (Philip *et al.*, 1987 ; Hennuy, 2003) qui se situe autour de la latitude du Belvédère de la Route des Crêtes à l'Ouest de La Ciotat).

Les mécanismes géodynamiques ayant conduit à ce dispositif paléogéographique sont interprétés comme étant de caractère distensif (Philip *et al.*, 1987) ou transtensif (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy & Floquet, 2002 ; Hennuy, 2003).

- La dernière transgression marine, ayant le maximum d'ampleur, a eu lieu au Santonien inférieur.

Sur cette bordure sud du bassin, elle se traduit par le dépôt (ayant débuté au Coniacien *pro parte*) de calcaires lenticulaires à rudistes (Philip, 1970 ; Mercadier, 1984 ; Léonide, 2002 ; Floquet *et al.*, 2005b) sur aires surélevées (« Ride » de La Toulousane, « Ride » de l'Oratoire Saint-Jean) ayant fonctionné au Turonien et Coniacien *pro parte*. Vers le Nord, au centre du bassin, la sédimentation carbonatée fait place à une sédimentation calcaréo-argileuse et marno-quartzéuse à ammonites et foraminifères planctoniques.

Le maximum d'approfondissement et de transgression a eu lieu probablement au Santonien moyen. Puis la diminution de profondeur et le remplissage du bassin, caractérisés par les formations calcaires à rudistes dont d'abondants *Hippurites*, survinrent au Santonien moyen à supérieur (Philip, 1970 ; Grosheny, 1986 ; Grosheny & Philip, 1989).

Cette brusque et ample transgression marine d'âge Santonien inférieur-moyen (non seulement vers le Sud, mais aussi et sans doute plus vers le Nord du bassin ; Philip, 1970, 1993) peut avoir correspondu à la fin de la dynamique supposée transtensive, à une stase tectonique avant l'instauration de la dynamique compressive du Crétacé final. Une telle stase tectonique aurait favorisé l'élévation eustatique reconnue à cette époque, au moins à l'échelle de l'Europe occidentale (Alonso *et al.*, 1993).

d - Une mégaséquence de fermeture de bassin (Santonien supérieur, Campanien, Maastrichtien) : tectonique compressive, forte subsidence, milieux continentaux

Le comblement sédimentaire définitif du Bassin Sud-Provençal marin intervint progressivement à la fin du Santonien par progradation et invasion complète des faciès littoraux puis laguno-saumâtres (« Zone du Plan-d'Aups »). Le Bassin Sud-Provençal a désormais été continental et s'y sont accumulées les épaisses formations lacustro-palustres, fluviatiles... d'âge Santonien final (Valdonnien) et surtout Campanien (Fuvélien).

Les autres formations continentales d'âge Maastrichtien (Béguvien et Rognacien) sont inconnues dans cette partie méridionale du Bassin Sud-Provençal. Il est donc tout à fait concevable qu'une tectonique compressive ait débuté dès le Santonien supérieur, ait provoqué la déformation du Bassin Sud-Provençal et son émergence définitive, le déplacement des aires de sédimentation continentales et des ombilics de subsidence vers le Nord (actuel synclinal de l'Arc).

Des déformations paroxysmales auraient eu lieu à la fin du Campanien et début du Maastrichtien (Béguvien) (Leleu, 2005). Il est envisageable qu'ait débuté dès cette époque, dans ce secteur méridional, la mise en place des chevauchements nord-toulonnais dont l'installation définitive devrait toutefois être attribuée à l'Eocène supérieur, par analogie avec les autres structures sud-provençales.

IV. 2. 2 - Tectonique d'âge Albien à Turonien - Coniacien *pro parte*, transgressions marines d'âge Cénomaniens moyen à supérieur et Coniacien - Santonien (arrêt 5 : panorama sur le Val d'Aren et la Barre de La Jaume depuis le Massif du Gros Cerveau)

La « Ride » de la Toulousane, mise en évidence par Philip (1970), correspond à un éperon avancé, de faible extension géographique, du Massif du Gros Cerveau. L'axe de la structure apparaît actuellement de direction à peu près N-S (figure 30) mais son ennoyage rapide vers le Nord sous les grès d'âge Cénomaniens inférieur du Val d'Aren empêche de connaître précisément l'axe réel du dispositif au Crétacé. De ce point de vue, il faut rappeler (cf. IV. 2. 1. b) que les filons sédimentaires mesurés au Col de la Toulousane ont une orientation N110° (Philip *et al.*, 1985).

La « Ride » de la Toulousane est caractérisée par une discordance des grès d'âge Cénomaniens inférieur sur les dépôts d'âge Aptien inférieur du flanc nord du Massif du Gros Cerveau. Le contact, très franc, est marqué par de petites cupules (bioperforations ?) remplies des grès cénomaniens. Aucune trace d'émergence n'est décelée. L'absence des terrains d'âge Aptien supérieur et Albien à l'aplomb de la structure est tout à fait remarquable alors que ces terrains se développent très rapidement de part et d'autre de celle-ci, et notamment vers l'Est où semblait se situer son principal escarpement (figure 30).

Les grès d'âge Cénomaniens inférieur du Val d'Aren sont ici particulièrement épais (localisation d'un édifice deltaïque ?). Au dessus, la Barre de la Jaume correspond à un dispositif stratigraphique complexe (Philip, 1970) (figures 30 et 31). Les calcaires bréchiques, à préalvéolines, ostréidés et rudistes d'âge Cénomaniens moyen et supérieur, apparemment en superposition normale au dessus des grès à l'Ouest de la barre, s'interrompent brutalement vers l'Est à la faveur d'une faille scellée par les calcaires à rudistes d'âge Coniacien *pro parte* à Santonien inférieur (paléofaille turonienne ? et coniacienne *pro parte* ?), et sont absents au droit de la « Ride » de la Toulousane où les grès d'âge Cénomaniens inférieur sont directement cachetés par les calcaires à rudistes d'âge Coniacien *pro parte* à Santonien inférieur.

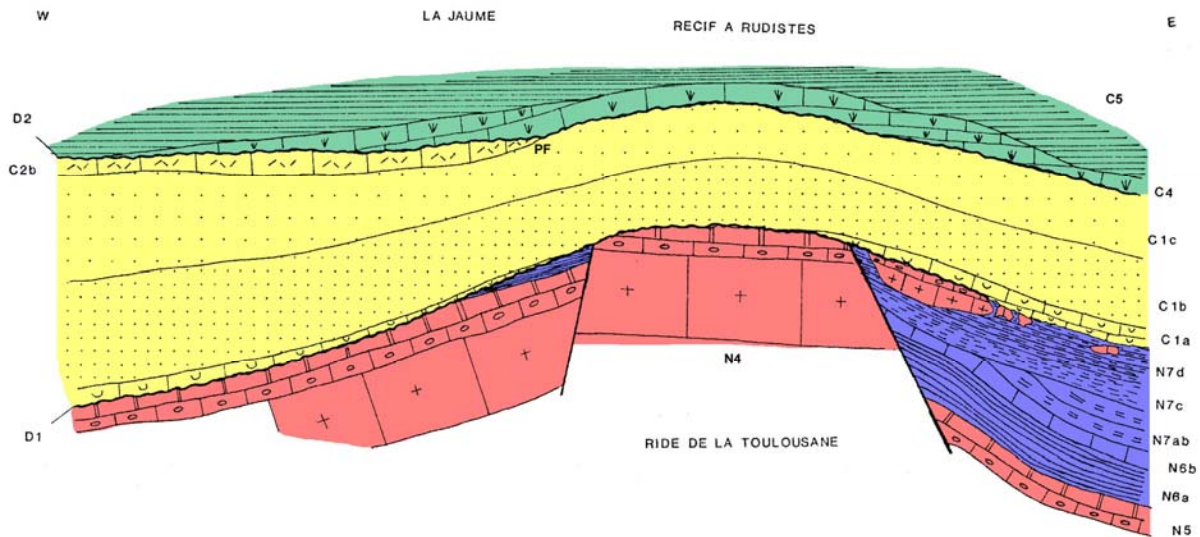


Figure 30 - Coupe W-E de la « Ride » de la Toulousane. N4 - Barrémien (calcaires urgoniens). N5 - Aptien inférieur. N6a - Gargasien. N6b - Clansayésien. N7ab - Albien inférieur et moyen. N7c - Albien supérieur. N7d - Vraconien. c1a, c1b, c1c - Cénomaniens inférieur. c2b - Cénomaniens moyen et supérieur. c4 - Coniacien - Santonien inférieur (calcaires à rudistes). c5 - Santonien marno-gréseux. D1 - Discordance antécénomaniennne. D2 - Discordance turonienne. D'après Philip *et al.* (1985), modifié.

Ce dispositif stratigraphique est une expression du rôle de la tectonique d'âge Turonien à Coniacien *pro parte* qui a affecté cette bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal, en faisant rejouer la « Ride » de la Toulousane et en conduisant à une érosion des terrains d'âge Cénomaniens moyen et supérieur à l'aplomb de celle-ci, avant la transgression d'âge Coniacien *pro parte* et Santonien inférieur.

La bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal correspondait vraisemblablement à un système de failles, dont la direction reconnaissable actuellement est de N80° à N 100° (figure 28). Ce système était peut-être tronçonné par des décrochements de direction autour de N20° dont la « Ride » de la Toulousanne (figure 30) serait une expression ?

La Barre de la Jaume *sensu stricto* s'organise en corps lenticulaires se débordant mutuellement en « *onlap* » de sens apparent E-W mais dont le sens réel de rétrogradation devait être NE-SW voire N-S.

Les corps les plus anciens à l'Est sont datés du Coniacien (*pro parte*) grâce à la présence de *Vaccinites giganteus* et *V. corbaricus* (Mercadier, 1984). Les corps les plus récents et étendus, constituant vers l'Ouest la partie haute de la Barre de la Jaume, là où elle est la plus épaisse, sont datés du Santonien inférieur grâce à la présence d'*Hippurites* et *Vaccinites* dont *Vaccinites giganteus major* et *V. galloprovincialis* (figure 31).

Cette nouvelle datation du Santonien inférieur proposée par Floquet *et al.* (2005 b), complétant les datations originelles du Coniacien faites par Philip (1970) puis par Mercadier (1984), est aussi basée sur la découverte d'ammonites *Pseudoschloenbachia cf. inconstans* (figure 31) dans les calcaires très peu épais à croûtes ferrugineuses à stromatolites et spongiaires qui sont en continuité latérale vers l'Ouest des calcaires à rudistes.

L'étude sédimentologique détaillée de Léonide (2002) plus la synthèse de Floquet *et al.* (2005b), ont permis à ces auteurs de proposer que ce qu'ils appellent la « Formation de la Barre de la Jaume » représente un cortège sédimentaire transgressif montrant en continuité sa partie proximale dilatée et sa partie distale condensée (figure 32).

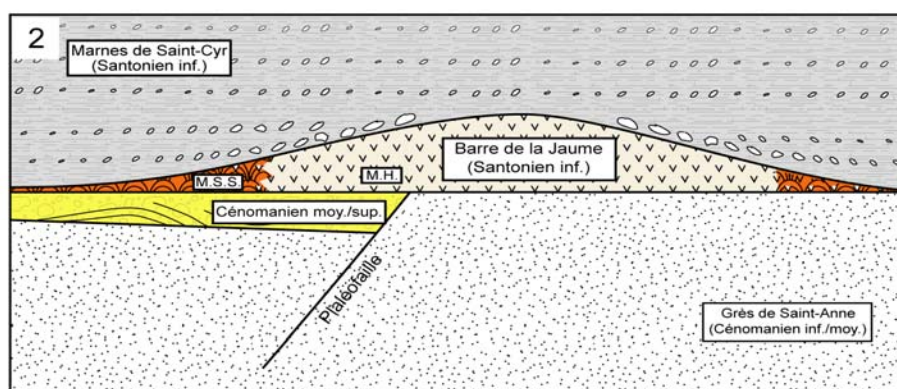
Pour ces auteurs la Formation de la Barre de la Jaume, est constituée de deux membres : le « Membre à *Hippurites* » et le « Membre à Spongiaires et Stromatolites » (figure 31).

Le Membre à *Hippurites*, qui constitue la Barre de la Jaume *sensu stricto*, épais de 30 mètres à 2 mètres pour une extension latérale d'environ 2 km, est fait de calcarénites-calcirudites à rudistes et coraux, admettant des lits à éléments silicoclastiques, conglomératiques à gréseux, le tout agencé en séquences de dépôts. Ce membre représente un milieu euphotique, agité, infralittoral de faible à très faible profondeur, proximal côtier.

Le Membre à Spongiaires et Stromatolites, qui a livré les ammonites donnant un âge Santonien inférieur (cf. ci-dessus), épais de 2 mètres maximum à quelques centimètres pour une extension latérale visible de 2 km environ, est en continuité latérale parfaite du Membre à *Hippurites*. Il est fait de bioconstructions lenticulaires de spongiaires (cf. *Vaceletia*), de conglomérats calcaires à débris de rudistes et coraux et à galets silicoclastiques, le tout encroûté par des stromatolites ferrugineux de morphologies variées.

Ce membre se termine par une surface durcie, perforée et encroûtée que recouvrent des calcaires argileux à foraminifères planctoniques. Il caractérise un milieu de dépôt oligophotique ou aphotique, calme, circalittoral ouvert sur le large marin, profond d'une centaine de mètres, en contrebas du milieu correspondant au Membre à *Hippurites*.

Des apports bioclastiques et silicoclastiques issu du milieu infralittoral peu profond parvenaient sporadiquement, sous forme d'écoulements gravitaires, dans le milieu circalittoral profond perturbant sinon détruisant les colonies de spongiaires. Celles-ci étaient alors probablement envahies par les communautés microbiennes.



3

Age	Formation	Lithologie	Formaminifères	Rudistes	Ammonites
Santonien inf.	Marnes de Saint Cyr		<i>Praealveolina cretacea tenuis</i> <i>Dicyclina</i> sp. <i>Cuneolina</i> sp. <i>Nezzazata</i> sp. <i>Nezzazinella</i> sp. <i>Istiolucina</i> sp. <i>Lenticulina</i> sp. <i>Dorothia</i> sp. <i>Ditypsella</i> sp. <i>Rotalia</i> cf. <i>tuberculifera</i> <i>Vidalina hispanica</i> <i>Nummofalothia</i> cf. <i>cretacea</i> <i>Globotruncana</i> sp. <i>Globotruncana formicata</i>	<i>Caprina</i> sp. <i>Hippurites</i> sp. <i>Hippurites sublaevis</i> <i>Hippurites praetoucasi</i> <i>Hippurites gr. socialis</i> <i>Vaccinites</i> cf. <i>galloprovincialis</i> <i>Vaccinites giganteus</i> aff. <i>var. major</i> <i>Radiolites</i> sp. <i>Plagiocyclus</i> sp. <i>Vaccinites charperi</i> <i>Vaccinites corbaricus</i> <i>Hippurites toucasi</i>	<i>Pseudoschoenbachia</i> cf. <i>inconstans</i>
C. moy./sup.	Formation de la Barre de la Jaume	MH MSS			
C. inf./moy.	Grès de Saint-Anne d'Evenos				

Figure 31 - La Formation de la Barre de La Jaume. 1 - Panorama pris depuis le Massif du Gros Cerveau en direction du Nord. Le corps principal de la Barre de la Jaume est constituée de calcaires à rudistes d'âge Santonien inférieur (Coniacien *pro parte* à sa partie inférieure, côté est ?) en discordance sur la formation des Grès de Sainte-Anne d'Evenos d'âge Cénomaniens inférieur. Vers l'Ouest, la barre, d'épaisseur très réduite, repose sur des calcaires bréchifiés et déformés, d'âge Cénomaniens moyen à supérieur, en concordance apparente sur les Grès de Sainte-Anne. 2 - Dispositif stratigraphique schématisé de la Formation de la Barre de La Jaume et des formations l'encadrant. La formation comprend un Membre à



4



Vaccinites cf. galloprovincialis



Hippurites cf. praetoucasi

5



Pseudoschloenbachia cf. inconstans



Hippurites (M.H.) épais de 2 à 25-30 mètres et en parfait passage latéral de faciès, un Membre à Spongiaires et Stromatolites (M.S.S.) épais de quelques centimètres à 2 mètres, incluant des éléments silicoclastiques et biologiques (rudistes, coraux...) resédimentés et encroûtés par les stromatolites ferrugineux. 3 - Microfaune de foraminifères et macrofaune de rudistes et ammonites datant la Barre de la Jaume et les formations l'encadrant. 4 - Exemples de rudistes livrés par le Membre à *Hippurites*. 5 - Ammonites d'âge Santonien inférieur livrées par le Membre à Spongiaires et Stromatolites (versant ouest de la barre, à environ 1.5 km de son sommet).

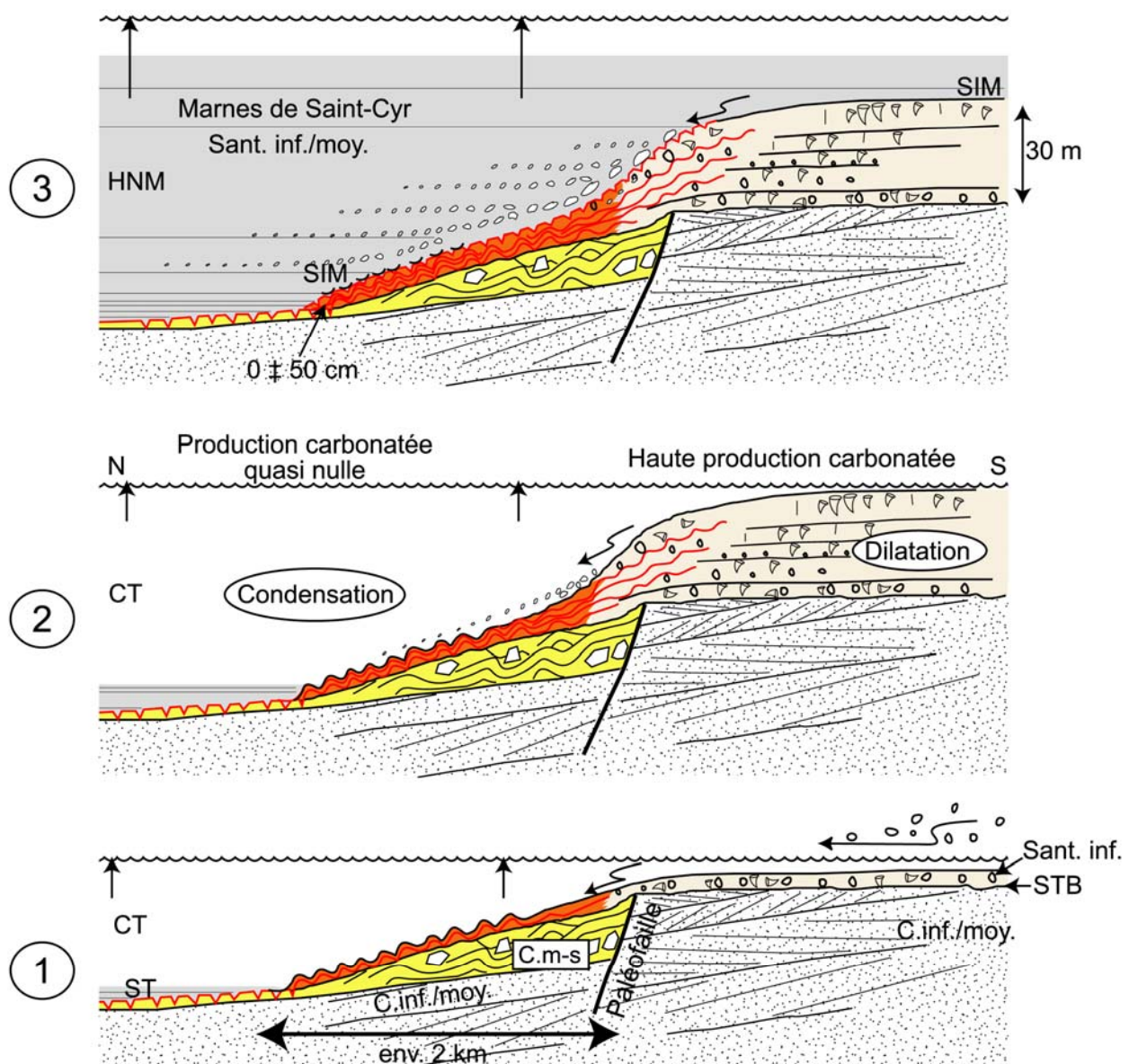


Figure 32 - Scénario schématique de mise en place de la Formation de la Barre de la Jaume, considérée comme étant un cortège transgressif (CT), suivant une section N-S par projection du dispositif stratigraphique actuel de la barre en V aux branches ouvertes vers le Nord et de direction WNW et NE (figure 28). 1 - Au début de la remontée du niveau marin relatif ; en orange : le Membre à Spongiaires et Stromatolites de milieu relativement profond circalittoral à taux de sédimentation carbonatée très faible ; en beige : le Membre à *Hippurites* de milieu très peu profond, euphotique, à fort taux de sédimentation carbonatée ; STB : surface de transgression basale ; C.m-s : calcaires d'âge Cénomaniens moyen à supérieur (en jaune). 2 - Vers la fin de la remontée du niveau marin ; le Membre à Spongiaires et Stromatolites, partie condensée du cortège transgressif ; le Membre à *Hippurites*, partie dilatée du cortège transgressif. 3 - Au maximum de remontée du niveau marin relatif ; *onlap* de la Formation des Marnes de Saint Cyr ; SIM : surface d'approfondissement (d'inondation ?) majeur ; HNM : haut niveau marin relatif.

Comme l'avaient bien mis en évidence les auteurs précédents (Philip, 1970 ; Mercadier, 1984) la Formation de la Barre de la Jaume enregistre manifestement une transgression marine, recouvrant et débordant largement vers le Sud un substratum nettement plus ancien, fait soit des grès d'âge Cénomaniens inférieur soit des calcaires à

rudistes et préalvéolines d'âge Cénomaniens moyen à supérieur.

Mais en outre, au sein de cette formation qui représente un cortège transgressif, ses deux membres en sont deux expressions sédimentaires très caractéristiques (figure 32).

Le Membre à Spongiaires et Stromatolites est considéré comme constituant le cortège transgressif condensé, en milieu circalittoral. La surface durcie et encroûtée sommitale de ce membre est considérée comme étant une surface d'approfondissement majeur associée à une vacuité sédimentaire.

Le Membre à *Hippurites* représente le même cortège mais dilaté, en milieu infralittoral.

Le développement différentiel de ces deux expressions d'un même cortège, condensé *versus* dilaté (figure 32), s'explique par les potentialités différentes de production carbonatée en fonction de profondeurs et de conditions d'éclairement, oxygénation, températures... radicalement différentes.

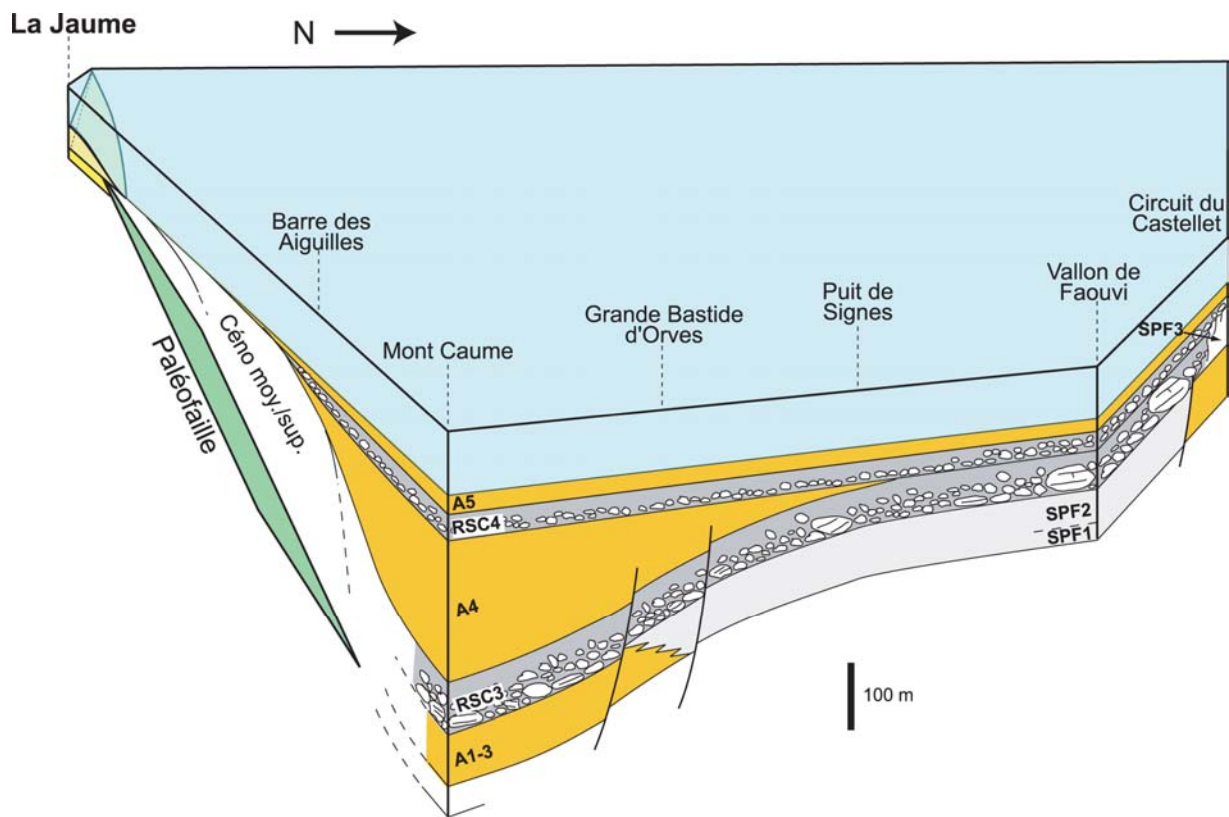


Figure 33 - Position de la Formation de la Barre de la Jaume (en jaune clair) en bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal (marge nord-toulonnaise). La formation, élément proximal du cortège transgressif d'âge Santonien inférieur (à Coniacien *pro - parte* ?) scelle le système de failles bordier du bassin, système particulièrement actif du Turonien moyen au Coniacien *pro-parte* (la série de cette période, avec ses unités de sédimentation « autochtones » (A 1-3, 4 et 5, en jaune foncé) et de resédimentations carbonatées (RSC 3 et 4, en gris), se bloque contre ce système de failles. La série marneuse d'âge Santonien inférieur (en bleu clair) recouvre en *onlap* le dispositif de la Barre de la Jaume et déborde largement l'ensemble des bordures nord et sud du bassin, ce qui correspond à l'ouverture maximum du bassin à ce moment. Antérieurement, le contraste entre la bordure méridionale, de structuration tectonique très marquée, et la bordure septentrionale caractérisée par les escarpements de bord de la plate-forme carbonatée (circuit du Castellet), à contrôle structural indirect, est évident. En corollaire, le Bassin Sud-Provençal est nettement dissymétrique, fait en accord avec une dynamique de transtension. D'après Hennuy (2003), adapté.

Ainsi, ce cortège transgressif très différencié, apparaît caractéristique de la bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal, correspondant à une pente très forte, sans doute d'origine structurale (figure 33), héritée de la dynamique tectonique transtensive censée avoir dominé au Turonien et au Coniacien *pro parte* (cf. ci-dessus) (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003).

IV. 2. 3 - Transgression marine d'âge Santonien inférieur sur le substratum d'âge Triasique (Muschelkalk) (arrêt 6 : la Barre de l'Oratoire Saint-Jean

Interprété d'abord comme étant d'origine tectonique (Bertrand, 1891 ; Haug, 1925 ; Gouvernet, 1963), le contact Sénonien-Trias de l'Oratoire Saint-Jean a été par la suite décrit comme étant d'origine stratigraphique (Philip, 1967) (figures 34, 35 et 36).

Il s'agit réellement d'une *surface de transgression* de calcaires à rudistes d'âge Santonien inférieur sur des calcaires à *Coenothyris vulgaris* d'âge Muschelkalk supérieur (1 sur figure 36) La surface de transgression, irrégulière, montre en certains endroits (RN 559) une assez profonde érosion des calcaires du Muschelkalk, et en d'autres endroits des bioperforations.

Une discordance angulaire de quelques degrés semble exister entre les formations d'âge Muschelkalk et Santonien. La première est affectée de nombreuses cassures remplies de calcite qui n'affectent pas la seconde sus-jacente.

Le contact est jalonné par un conglomérat qui fut interprété par les auteurs comme étant une brèche tectonique. Il s'agit en réalité d'un *poudingue de transgression*, à galets calcaires, dolomitiques et de cargneules provenant du remaniement de la formation du Muschelkalk, à galets de silex, fragments de nodules ferrugineux, grains de quartz bipyramidés... (figure 35). La matrice du poudingue est un calcaire bioclastique à débris de rudistes, polypiers et autres organismes benthiques (algues calcaires, foraminifères) d'âge Santonien. D'autres lits à galets de Muschelkalk sont intercalés dans la partie inférieure des calcaires du Santonien.

Vers le haut des calcaires santoniens les faciès bioclastiques font place à des biostromes à rudistes (*Hippuritella toucasi*, *Vaccinites dentatus*, *V. galloprovincialis*, *V. cf. moulinsi*, *V. beaussetensis*, etc., figure 36), à chaetétidés, mélobésiées branchues et autres algues, encroûtantes (Philip, 1982).

L'extension géographique de ce dispositif stratigraphique n'excède pas 2 kilomètres. A l'Ouest, il se suit jusqu'au droit de Saint-Cyr-Les-Lecques ; à l'Est, il disparaît sous le chevauchement du Télégraphe ; au Sud, il est chevauché par la nappe de Bandol ; au Nord, la barre à rudistes de l'Oratoire Saint-Jean est en contact faillé avec les Marnes de Saint-Cyr d'âge Santonien inférieur à moyen (figure 34).

Cependant, des forages implantés dans le secteur des Baumelles (figure 34) ont recoupé le contact stratigraphique Santonien - Trias respectivement à -136 mètres et à -142 mètres.

La nature stratigraphique du contact Santonien - Muschelkalk de l'Oratoire Saint-Jean entraîne la nécessité de distinguer deux unités triasiques : l'une en position d'autochtonie relative et mise en place avant le dépôt des calcaires du Santonien ; l'autre en position d'allochtonie (nappe de Bandol), décollée sur les argilites du Keuper et vraisemblablement mise en place au cours de la phase compressive majeure de l'Eocène supérieur.

Dans le cadre structural local, le dispositif stratigraphique de l'Oratoire Saint-Jean pose un problème de relations avec le Massif du Gros Cerveau distant à l'Est de 3 kilomètres à peine où, sous les calcaires transgressifs d'âge Santonien inférieur, la série mésozoïque, épaisse de plus d'un millier de mètres, est complète (du Cénomaniens inférieur au Trias).

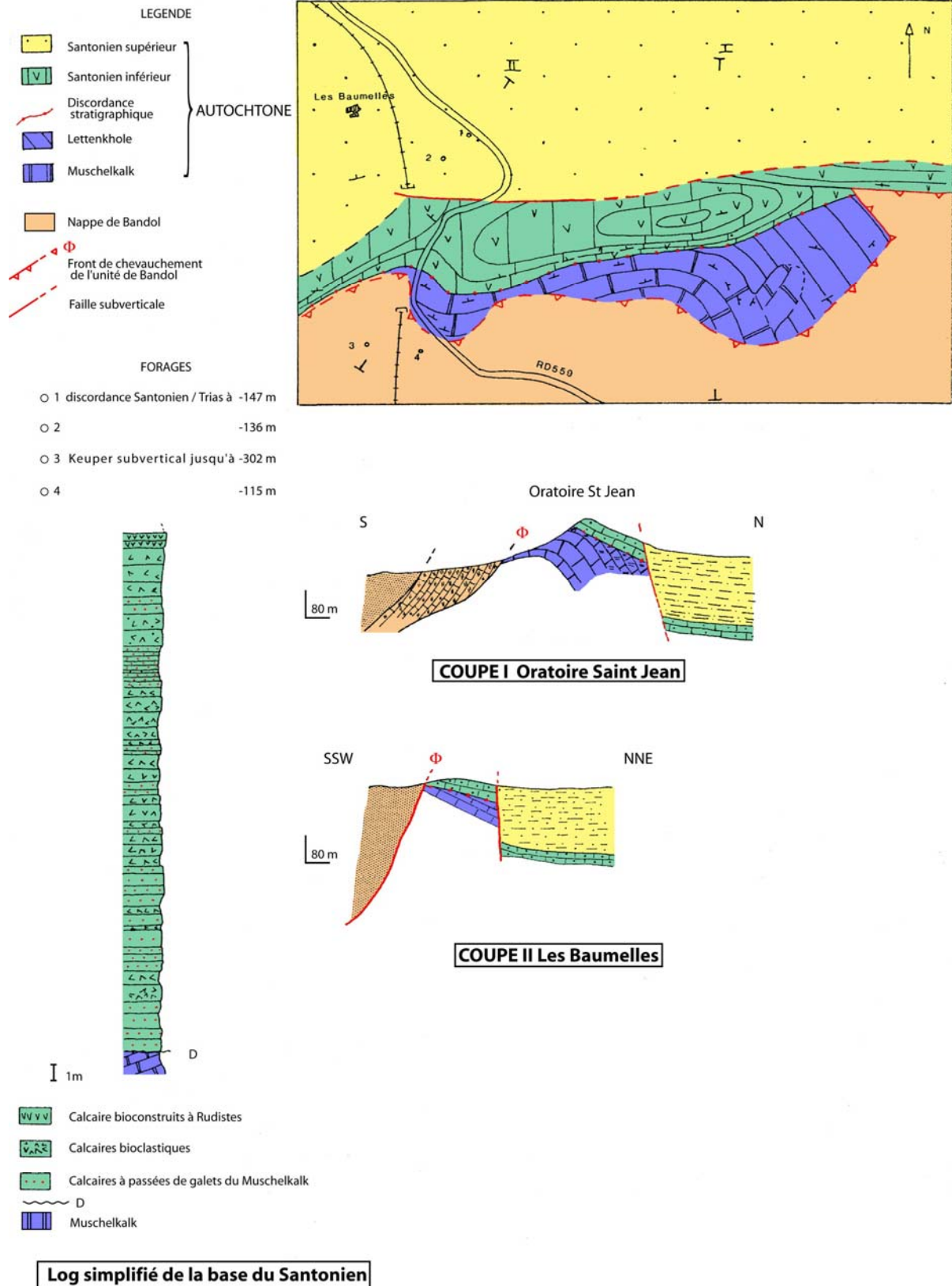


Figure 34 - Dispositif stratigraphique et structural du secteur de l'Oratoire Saint-Jean. D'après Philip *et al.* (1985), modifié.



Figure 36 - Faciès et macrofaune des affleurements du secteur de l'Oratoire Saint-Jean. 1 - Calcaires à *Coenothyris* d'âge Muschelkalk supérieur, à moins d'un mètre en dessous le recouvrement en discordance par les calcaires d'âge Santonien. 2 - Contact (discordant et transgressif) des calcaires bioclastiques à rudistes d'âge Santonien inférieur sur les calcaires (bréchifiés, avec remaniement en galets) d'âge Muschelkalk supérieur. 3 - *Vaccinites dentatus*. 4 - *Vaccinites* cf. *beaussetensis*. 5 - *Vaccinites beaussetensis*. 6 - *Sphaerulites* sp. 7- Sections transversales d'*Hippurites* sp. 8 - Gerbe d'*Hippurites* sp. en position de croissance. 3, 4, 5, 6, 7 et 8 : tous rudistes livrés par la barre calcaire de l'oratoire Saint-Jean tranchée au long de la de route montant vers le réservoir d'eau.

Compte-tenu du cadre paléogéographique provençal, il est difficile d'admettre l'absence de dépôts au Jurassique et au Crétacé inférieur dans le secteur de l'Oratoire Saint-Jean. D'ailleurs, l'existence d'une écaille tectonique de faciès urgoniens d'âge Aptien au front de la nappe de Bandol, à la crête de La Gache (figure 37) voisine de l'Oratoire Saint-Jean (Philip, 1967), indique l'existence probable au Sud d'une couverture crétacée actuellement enfouie sous la nappe de Bandol.

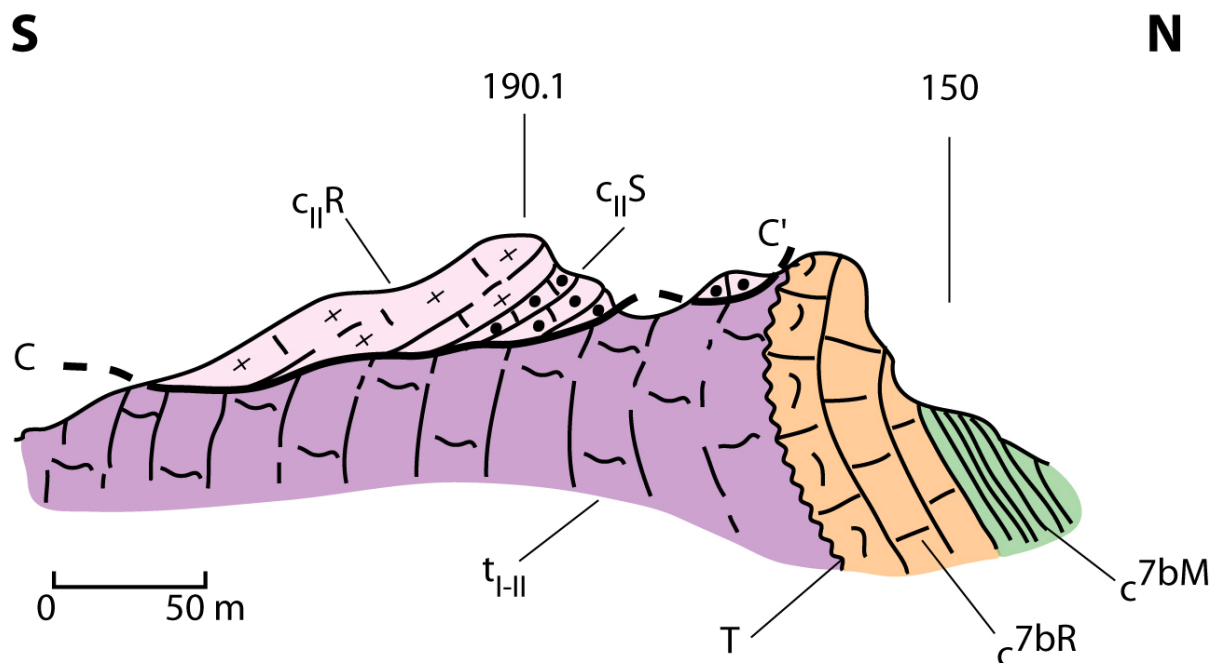


Figure 37 - Coupe de la Crête de La Gache. t_{I-II} - Muschelkalk. $c_{II}R$ - Barrémien (calcaires urgoniens). $c_{II}S$ - Aptien inférieur. c^{7bR} - Santonien calcaire à rudistes. C^{7bM} - Santonien marno-gréseux. T - Contact de transgression. C-C' - Contact de chevauchement. D'après Philip (1967), modifié.

Emettre l'hypothèse d'une épaisseur réduite des dépôts du Jurassique et du Crétacé inférieur au niveau du dispositif de l'Oratoire Saint-Jean, revient à admettre un jeu tectonique très précoce capable d'induire un haut-fond localisé ou « Ride » de l'Oratoire Saint-Jean. Ceci conduit à privilégier une érosion de la couverture d'âge Jurassique et Crétacé inférieur (épaisse ou réduite) c'est-à-dire à considérer que cette « Ride » a été émergée pendant un laps de temps compris -a minima- entre l'Aptien inférieur et le Santonien inférieur (soit pendant une durée voisine de 25 millions d'années).

La présence de brèches et klippen sédimentaires à éléments de calcaires urgoniens remaniés dans les formations d'âge Albien de la bordure méridionale du Bassin Sud-Provençal (Marge Nord-Toulonnaise) accrédite cette hypothèse. Par contre, l'absence d'éléments remaniés du Jurassique dans les formations d'âge tant Albien que Crétacé supérieur pose problème. D'autres recherches sont nécessaires pour préciser l'exacte signification de ce dispositif original et important pour la compréhension de l'évolution géodynamique de cette bordure sud du Bassin Sud-Provençal au Crétacé moyen et supérieur.

V - CONCLUSIONS

V. 1 - Sédimentation du Bassin Sud-Provençal au Cénomanién supérieur - Turonien inférieur

La sédimentation au Cénomanién supérieur - Turonien inférieur dans le Bassin Sud-Provençal *sensu lato* apparaît atypique relativement à celle d'autres bassins de même âge en France ou en Europe occidentale et aussi relativement à celles de ce même bassin mais en d'autres moments du Crétacé supérieur.

Par rapport à d'autres bassins.

En premier lieu, cette sédimentation dans le bassin *sensu stricto* se montre dilatée, de sorte que l'enregistrement sédimentaire du passage Cénomanién - Turonien, souvent lacunaire ou réduit ailleurs, est ici bien représenté. Ceci facilite son étude et les événements qui lui sont attachés (événement anoxique global, crise biologique), d'autant plus que les découvertes récentes d'ammonites et des études en cours permettent une datation de plus en plus précise.

En second lieu, les transitions sédimentaires entre la sédimentation à dominante terrigène dans le bassin *sensu stricto* et carbonatée sur la plate-forme bordière au Nord sont intégralement préservées, en une faible distance (quelques kilomètres), et bien calées stratigraphiquement. Ceci permet de proposer des stratigraphies séquentielles à haute résolution pour cette tranche de temps clé des bassins sédimentaires crétacés. De ce point de vue, l'existence de 3 plates-formes carbonatées bien spécifiques, avec leurs propres faunes, avec leurs passages graduels à la série du bassin, 1) au Cénomanién supérieur, 2) probablement au Cénomanién final - Turonien basal et 3) au Turonien inférieur, est remarquable.

Au sein du Bassin Sud-provençal.

La sédimentation au Cénomanién supérieur - Turonien inférieur est celle où le signal des variations eustatiques du niveau marin, particulièrement importantes en cette période, n'est que relativement peu modulé par les déformations tectoniques, notamment en bordure septentrionale du bassin.

Les systèmes carbonatés se sont là mis en place sous forme de rampes homoclines, s'intriquant avec les systèmes mixtes argilo-calcaires et silico-clastiques fins du bassin, avec peu de perturbations liées à des écroulements gravitaires et à des resédimentations.

Ceci est en contraste évident avec ce qu'indiquent les sédimentations au Cénomanién moyen et au Turonien moyen à Coniacien moyen, c'est à dire une influence directe ou indirecte de mouvements tectoniques, induisant des limites franches entre plates-formes carbonatées et bassin *sensu stricto* ; limites marquées par des inflexions nettes, par des escarpements, par des libérations de matériel sédimentaire et des resédimentations (Floquet *et al.* 2005 a, et ce livret guide).

Un tel contraste dans les modes de sédimentation pourrait s'expliquer, dans un cadre général d'ouverture du bassin, par un simple jeu en affaissement de ses bordures au Cénomanién supérieur - Turonien inférieur, et par un jeu supplémentaire en transtension, avec décrochements événementiels, au Cénomanién moyen et surtout au Turonien moyen à Coniacien *pro parte*.

V. 2 - Evolution géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé moyen et supérieur

Philip *et al.* (1987) et Floquet *et al.* (1987) ont souligné les similitudes de dynamique sédimentaire et paléogéographique qui ont existé entre les domaines sud-provençal et pyrénéen (y compris basco-cantabrique) au Crétacé moyen et supérieur.

La période de création du Bassin Sud-Provençal (dès le Barrémien final et surtout à l'Aptien inférieur) a correspondu à la période de création du Bassin Axial Pyrénéen. La sédimentation dans le Bassin Sud-Provençal présentait durant l'Aptien des analogies avec celle de la Fosse Interne Pyrénéenne, et durant l'Albien avec celle du Sillon Externe Pyrénéen.

Pour de nombreux auteurs, les bassins pyrénéens d'âge Aptien et Albien sont interprétés comme ayant été des bassins de transtension, en décrochement, et dont la mise en place aurait été liée au jeu sénestre de la Zone Transformante Nord-Pyrénéenne. Le dispositif morpho-sédimentaire d'âge Aptien et Albien du Bassin Sud-Provençal (notamment de sa bordure méridionale nord-toulonnaise) a vraisemblablement résulté d'une extension entre la Marge Nord de la Plaque Ibéro-Corso-Sarde et la Marge Sud de la Plaque Europe. Il n'est toutefois pas assuré que cette extension ait résulté d'une simple divergence de blocs (« *rifting* ») ou d'une transtension décrochante liée au jeu de la Zone Transformante Nord-Pyrénéenne.

Le Bassin Sud-Provençal a brusquement évolué à l'Albien final - Cénomaniens inférieur. Sa bordure méridionale (nord-toulonnaise) a subi des remblayages silicoclastiques au Cénomaniens inférieur et, au même moment, ses autres bordures ont émergé et subi l'altération qui a conduit à la genèse des formations bauxitiques.

Puis le Bassin Sud-Provençal fut soumis à des transgressions marines successives au Cénomaniens moyen, Cénomaniens supérieur, Turonien inférieur. Ces transgressions ont permis l'installation des plates-formes carbonatées, en particulier vers le Nord et de plus en plus développées.

Au Turonien, notamment à partir de la limite Turonien moyen-supérieur, puis au Coniacien inférieur (et moyen *pro parte* ?) le Bassin Sud-Provençal fut caractérisé par une instabilité, marquée par une forte activité tectonique (figure 38). Les plates-formes carbonatées qui le bordaient au Nord, étaient régulièrement déstabilisées et les produits de leurs démantèlements étaient exportés dans le bassin sous forme d'écoulements gravitaires en masses. Mais en même temps ces plates-formes tendaient à rétrograder vers le Nord. La bordure méridionale du bassin subissait alors des soulèvements notables, suivis d'émersions

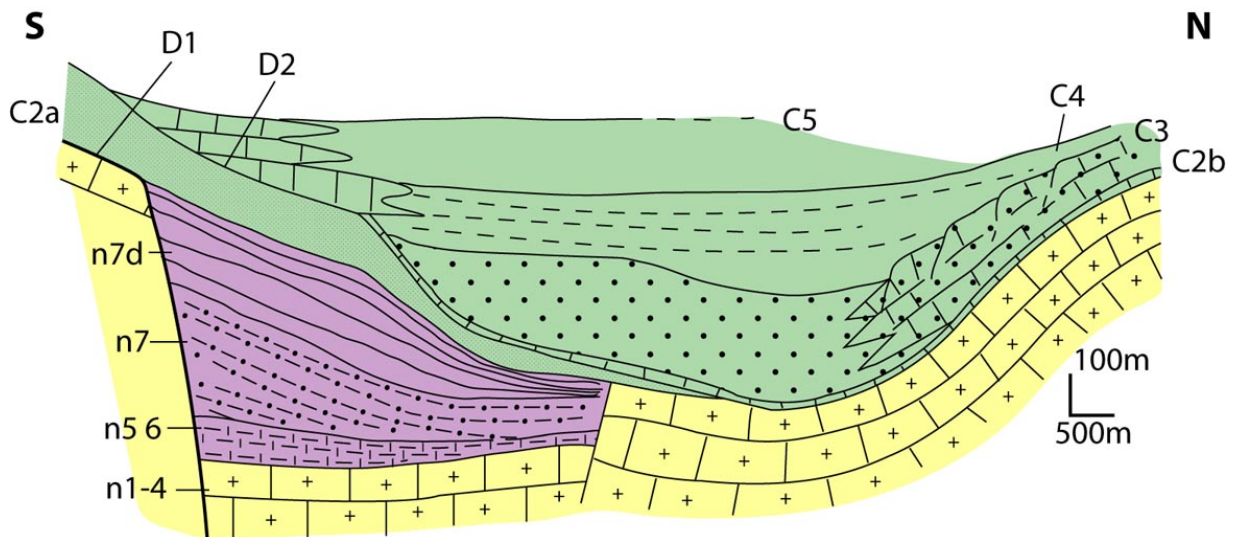


Figure 38 - Coupe synthétique et schématique S-N du Bassin Sud-Provençal depuis sa marge méridionale (Marge Nord-Toulonnaise) jusqu'à sa plate-forme carbonatée septentrionale, au Crétacé moyen et supérieur. Noter la migration vers le Nord des dépôts-centres entre l'Albien et le Turonien. n1-4 - Berriasien à Barrémien. n5-6 - Aptien. n7 - Albien. n7d - Vraconien. C2a - Cénomaniens inférieur. C2b - Cénomaniens moyen à supérieur. C3 - Turonien. C4 - Coniacien. C5 - Santonien. D1 - Discordance anté-cénomaniennne. D2 - Discordance turonienne. D'après Philip *et al.* (1987), modifié.

et d'érosions. Dans le même temps se produisit une migration vers le Nord-Est de l'axe de subsidence du bassin (figure 38) suivant une évolution comparable à celle que Dubois et Seguin (1978) ont décrite dans des bassins des Pyrénées.

Au Coniacien *pro parte* et surtout au Santonien inférieur les transgressions marines ont enfin largement débordé les bordures du bassin. Les plates-formes carbonatées nées de ces transgressions se sont, d'une part, largement avancées vers le Nord, au-delà des plates-formes antérieures et ont, d'autre part, recouvert et ennoyé la bordure méridionale antérieurement surélevée, c'est-à-dire en débordant la Marge Nord-Toulonnaise du Bassin Sud-Provençal.

La possibilité d'attribuer à une phase compressive le remblayage silicoclastique d'âge Cénomaniens inférieur sur la bordure méridionale, nord-toulonnaise, du Bassin Sud-Provençal, a été suggérée par Philip *et al.* (1987). Une telle phase aurait pu aussi être à l'origine de l'émergence des autres secteurs bordiers du bassin, en particulier au Nord, et en conséquence de la bauxitisation spécifique de ces secteurs à ce moment.

Les travaux récents Floquet & Hennuy (2003), d'Hennuy (2003) et de Floquet *et al.* (2005 a) concluent que des mouvements en transtension et une dynamique d'ouverture du Bassin Sud-Provençal auraient ultérieurement prédominé, du Cénomaniens moyen au Turonien et Coniacien *pro parte*, en liaison avec la dérive sénestre de la Plaque Ibéro-Briançonnaise par rapport à la Plaque Europe (figure 5). Les variations eustatiques du niveau marin spécifiques du Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur-moyen semblent cependant avoir modulé (amoindri) alors les conséquences sédimentaires des mouvements de transtension.

Dans cette dynamique transtensive, les bordures méridionales surélevées du Bassin Sud-Provençal (La Toulousane, l'Oratoire Saint-Jean, La Gache) constitueraient les marches avancées du Massif Méridional émergé, pourvoyeur de terrigènes silicoclastiques au Crétacé supérieur, et seraient séparées du bassin subsidit par un important système de failles bordier à comportement décrochant et dont l'activité aurait été particulièrement importante du Turonien moyen au Coniacien moyen.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ACCARIE, H., EMMANUEL, L., ROBASZYNSKI, F., BAUDIN, F., AMÉDRO, F., CARON, M. & DECONINCK, J. F. (1996) - La géochimie isotopique du carbone comme outil stratigraphique : application à la limite Cénomanién - Turonien en Tunisie centrale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 322, 579-586
- ALONSO, A., FLOQUET, M., MAS, R. & MELÉNDEZ A. (1993) - Late Cretaceous carbonate platforms : origin and evolution, Iberian Range, Spain. *In* : Cretaceous Carbonate Platforms, Simo, T., Scott, R. W. & Masse, J. P., eds, *Am. Ass. Petr. Geol. Mem*, 56, 297-313
- BABINOT, J. F. (1980) - Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. *Trav. Lab. Géol. Hist. et Pal.*, Marseille, 10, 634 p.
- BERTRAND, M. (1891) - Compte - rendu des excursions de la Réunion Extraordinaire de la Société géologique de France au Beausset, 27 septembre - 5 octobre 1891. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, XIX, 1051-1162
- BLANC, J. J. (1951) - Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, VI, 369-380
- BLANC, J. J. (1956) - Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, 6, VI, 797-815
- BLANC, J. J. (1963) - Paléocéanographie du Turonien dans le Massif du Soubeyran. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Marseille, Ann.*, VII, 59-82
- CECCA, F. (2001) - The ammonites of the Cenomanian - Turonian transition of Anse de l'Arène section (Cassis, SE France). *Géobios*, 34, 2, 215-223
- CONTE, G. & TRONCHETTI, G. (1972) - Etude micropaléontologique du Gargasien et mise en évidence du Clansayésien sur la bordure sud du Bassin du Beausset : région de Sainte-Anne-d'Evenos. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, 17-19
- CRUMIÈRE-AIRAUD, C. (1991) - Stratigraphie et évolution sédimentaire des domaines de plates-formes carbonatées à rudistes au cours du passage Cénomanién - Turonien. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Provence, Marseille, 95 p.
- DAVEY, S. D. & JENKYN, H. C. (1999) - Carbon-isotope stratigraphy of shallow-water limestones and implications for the timing of Late Cretaceous sea-level rise and anoxic events (Cenomanian - Turonian) of the peri-Adriatic carbonate platform, Croatia). *Eclogae geologicae Helvetiae*, 92, 163-170
- DEBROAS, E. J., LAGIER, Y. & SOUQUET, P. (1983) - Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXV, 6, 911-919
- FABRE, S. (1940) - Le Crétacé supérieur de la Basse Provence occidentale. Thèse de la Faculté des Sciences de Marseille, 355 p.
- FABRE-TAXY, S. & THOMEL G. (1964) - La transgression cénomaniénne à Cassis (Bouches-du-Rhône). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 258, 5491-5494

- FILAK, J. M. (2002) - Les Plates-Formes Carbonatées d'âge Crétacé moyen à supérieur de la Chaîne Côtière de Syrie. Sédimentologie - Stratigraphie Séquentielle - Paléogéographie - Implication en Recherche Pétrolière. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence - Aix-Marseille I, Marseille, 329 p.
- FLOQUET, M., PHILIP, J., BABINOT, J. F., TRONCHETTI G. & BILOTTE, M. (1987) - Transgressions - régressions marines et événements biosédimentaires sur les marges pyrénéo - provençales et nord - ibériques au Crétacé supérieur. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11, 246-258
- FLOQUET, M., MATHEY, B., ROSSE, P. & VADOT, J. P. (1988) - Age cénomanien et turono-coniacien des Calcaires de Sare (Pays basques, France-Espagne). Conséquences paléomorphologiques et tectonogénétiques pour les Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, IV, 6, 1021-1027
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2001a) - Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian - earliest Coniacien South-Provençal Basin. *Géologie Méditerranéenne*, XXVIII, 1-2, 67-71
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2001b) - Corps sédimentaires carbonatés resédimentés dans la série du Bassin Sud-Provençal au cours du Turonien supérieur et du Coniacien inférieur. Colloque « Anatomy of carbonate bodies », Marseille 9-12 mai 2001, Livret Guide d'Excursion Géologique, inédit, 46 p.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2003) - Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian - Early Coniacian Southern Provence Basin (SE France) : origins and depositional processes. In : Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Locat J. & Mienert J. Eds, Kluwer Academic Publishers Bookseries, 19, 417-424
- FLOQUET, M., GARI, J., HENNUY, J., LÉONIDE, P. & PHILIP, J. (2005a) - Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Céno-manien à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal. 10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie. Livret Guide d'Excursion Géologique, *Publ. ASF*, Paris, 52, 80 p.
- FLOQUET, M., LÉONIDE, P., HENNUY, J. & GAILLARD, C. (2005b) - Dilatation versus condensation en cortège transgressif carbonaté : cas de la Formation de la Barre de la Jaume, Santonien inférieur, Provence, SE France. 10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie. Livre des résumés. *Public. ASF*, Paris, 51, p. 128
- GALE, A. S., JENKYN, H. C., KENNEDY, W. J., & CORFIELD, R. M. (1993) - Chemostratigraphy versus biostratigraphy : data from around the Cenomanian - Turonian boundary. *Journal of the Geological Society of London*, 150, 29-32
- GOUVERNET, C. (1963) - Structure de la région toulonnaise. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de la France*, 244 p.
- GROSHENY, D. (1986) - Paléoécologie et dynamique dédicamentaire d'un modèle de banc à rudistes : exemple du Santonien de La Cadière (Sud-Est France). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Aix-Marseille I, Marseille, 500 p.
- GROSHENY, D. & PHILIP, J. (1989) - Dynamique biosédimentaire de bancs à rudistes dans un environnement pérideltaïque : la Formation de La Cadière d'Azur (Santonien, SE France). *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 6, 1253-1269

- HARRIES, P. J. & LITTLE, C. T. S. (1999) - The early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian - Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions : similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154, 39-66
- HAUG, E. (1925) - Les nappes de charriages de la Basse-Provence, I - La région toulonnaise. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de la France*, 302 p.
- HENNUY, J. & FLOQUET, M. (2002) - Sédimentation dans un bassin en transtension : exemple du Bassin Sud - Provençal au Turonien moyen *pro-parte* - Coniacien inférieur. *Docum. Lab. Géol. Lyon.*, 156, 125-126.
- HENNUY, J. (2003) - Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée au Turonien moyen au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paleogéographique. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 252 p., 42 pl.
- HUBER, B. T., LECKIE, M., NORRIS, R. D., BRALOWER, T. J. & COBABE, E. (1999) - Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian - Turonian boundary in the subtropical north-Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 392-417
- JOLET, P. (1996) - Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate - forme mixte carbonatée - silicoclastique : le Turonien de Provence (SE France), Thèse de Doctorat de l' Université de Provence, Marseille, 221 p.
- JOLET, P., PHILIP, J., THOMEL, G., LOPEZ, G. & TRONCHETTI, G. (1997) - Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomanién - Turonien. La coupe de Cassis (Bouches-du-Rhône, France) : proposition d'un hypostratotype européen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 325, 703-709
- JOLET, P., PHILIP J., CECCA, F., THOMEL, G., LOPEZ, G., TRONCHETTI, G., & BABINOT, J. F. (2001) - Integrated platform / basin biostratigraphy of the Upper Cenomanian - Lower Turonian in Provence (SE France). *Géobios*, 34, 2, 225-238
- KENNEDY, W. J. (1994) - Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France. *Palaeopelagos Special Publication*, 1, 209-254
- KÜHNT, W., HERBIN, J. P., THUROW, J. & WIEDMANN, J. (1990) - Distribution of Cenomanian - Turonian organic facies in the Western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. *Am. Ass. Petr. Geol. Studies in Geology*, 30, 133-160
- LAMOLDA, M. A., GOROSTIDI, A. & PAUL, C. R. C. (1994) - Quantitative estimates of calcareous nannofossil changes across the Plenus marls (latest Cenomanian), Dover, England ; implications for the generation of the Cenomanian - Turonian Boundary Event. *Cretaceous Research*, 15, 2, 143-164
- LAVILLE P. (1972) - Géologie, minéralogie, géochimie des formations bauxitiques du Revest-Les-Eaux. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 95 p.
- LAVILLE P. (1981) - La formation bauxitique provençale (France). Séquence des faciès chimiques et paléomorphologiques crétacée. *Chronique de la Recherche Minière*, 461, 51-68

- LELEU, S. (2005) - Les cônes alluviaux Crétacé supérieur / Paléocène en Provence, traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg, 222 p.
- LEMOINE, M., GRACIANSKY, P. C. de & TRICART, P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon & Breach Science Publishers, 207 p.
- LÉONIDE, P. (2002) - Enregistrement d'une transgression marine par une série condensée : l'exemple du Membre à Spongiaires et Stromatolites de la Formation de la Barre de la Jaume (Santonien inférieur, synclinal du Beausset, Sud-Est France). Mémoire de Stage d'Initiation à la Recherche, Universités de Provence - Aix-Marseille I et Paul Cézanne - Aix-Marseille III, inédit, 30 p.
- LOPEZ, G., PHILIP, J., CECCA, F. & MARTINEZ, R. (2001) - Stratigraphical distribution of ammonites and inoceramids in the Cenomanian / Turonian transition at Cassis (Bouches-du-Rhône, SE France) and Ganuza (Navarra, Spain). *Geotemas*, 3, 1, 195-197
- MACHHOUR L. (1988) - Le Bassin Toulonnais au Crétacé moyen (Aptien - Cénomanién), Sud-Est de la France. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 472 p., 60 pl.
- MASSE, J. P. (1976) - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien à Aptien inférieur). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de la Méditerranée, Aix-Marseille II, 445 p.
- MASSE, J. P. & PHILIP, J. (1969) - Sur la présence de brèches et de klippes sédimentaires dans l'Albien de la région de Sainte-Anne-d'Evenos (Var) : conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. France*, XI, 666-669
- MASSE, J. P. & PHILIP, J. (1976) - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVIII, 1, 49-66
- MERCADIER, C. (1984) - Paléoenvironnements et sédimentologie des formations récifales du Sénonien inférieur de Sainte-Anne-d'Evenos. Massif du Gros Cerveau (Var). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille, 246 p.
- MOREL L. (1998) - Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanién-Turonien. Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 224 p.
- PERYT, D. & WYRWICKA, K. (1993) - The Cenomanian / Turonian boundary event in Central Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104, 185-197
- PHILIP, J. (1967) - Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de Saint-Cyr-sur-Mer (Var). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 265, 1883-1886
- PHILIP, J. (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse de Doctorat d'Etat, Marseille, 433 p.
- PHILIP, J. (1978) - Stratigraphie et paléocéologie des formations à rudistes du Cénomanién : l'exemple de la Provence. *Géologie Méditerranéenne*, V, 1, 155-168
- PHILIP, J. (1982) - Rapports entre tectonique et sédimentation récifale : étude d'un modèle provençal. *Géologie Méditerranéenne*, IX, 3, 223-228

- PHILIP, J. (1993) - Late Cretaceous Carbonate - Silicoclastic Platforms of Provence, Southeastern France. *In* : Cretaceous Carbonate Platforms, Simo, T., Scott, R. W. & Masse, J. P., eds, *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, 56, 375-385
- PHILIP, J. (1998) - Sequences and systems tracts of a mixed carbonate - siliciclastic platform - basin settings : the Cenomanian - Turonian stages of Provence (SouthEastern France). *In* : Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 60, 387-395
- PHILIP, J., BERCOVICI C., MACHHOUR, L., & MASSE P. J. L. (1985) - La tectonique crétacée de la région toulonnaise. Excursion du Centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, 2-7 septembre, Marseille, *Documents du BRGM*, 94, 1-22
- PHILIP, J., MASSE, P. J. L. & MACHHOUR, L. (1987) - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord - toulonnais (Basse - Provence occidentale, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, III, 3, 541-550
- PHILIP, J. & FLOQUET, M. *et al.* (2000) - Late Cenomanian (11 co-authors). *In* : DERCOURT, J. & GAETANI, M. *et al.* (eds), Atlas Peri-tethys, Palaeogeographical maps, CCGM/CGMW, Paris : map 14 ; PHILIP, J. & FLOQUET, M. (2000) - Late Cenomanian. *In* : CRASQUIN, S. (coord.), Atlas Peri-tethys, Palaeogeographical maps - Explanatory notes, CCGM/CGMW, Paris : 129-136
- RAT, P. (coordonnateur) (1978) - La France au Cénomanien : schémas paléogéographiques. *Géologie Méditerranéenne*, V,1, 207-213
- RAZIN, P. (1989) - Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (province du Labourd), Thèse de doctorat de l'Université de Bordeaux-III, Bordeaux, 464 p.
- REDONDO, C. (1986) - Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apports. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 474 p.
- REYNES (1864) - Coupe de la falaise de Cassis. *Bull. Soc. Géol. France*, XXI, p. 504
- SANCHO, A., DUEE, G., HERVOUET, H. & TELLIEZ, H. (1987) - Evolution de la sédimentation dans une zone de décrochement complexe : le Crétacé supérieur sur le rebord nord-ibérique entre le pic d'Orhy et Saint-Jean-Pied-de-Port. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 2, 235-243
- STAMPFLI, G. (1993) - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?. *Eclogae Geologiae Helvetiae*, 86, 1, 1-45
- TRONCHETTI, G. (1981) - Les Foraminifères crétacés de Provence (Aptien - Santonien). Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 559 p.