

UNIVERSITE DE PROVENCE
Centre de Sédimentologie et de Paléontologie
UMR - CNRS 6019
Ecole doctorale : Sciences de l'environnement

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Provence

Spécialité : Sédimentologie

par

Jérôme HENNUY

**SEDIMENTATION CARBONATEE ET SILICOCLASTIQUE
SOUS CONTROLE TECTONIQUE,
LE BASSIN SUD-PROVENCAL ET SA PLATE-FORME CARBONATEE
DU TURONIEN MOYEN AU CONIACIEN MOYEN**

Evolutions séquentielle, diagénétique, paléogéographique

Directeur de thèse : Marc FLOQUET

Travaux de Thèse soutenus financièrement par Elf-Aquitaine

Soutenue publiquement le 3 Juillet 2003 devant la commission d'examen composée de :

M. Jean BORGOMANO - Université de Provence - Professeur
M. Pierre - André BOURQUE - Université Laval, Québec - Professeur
M. Marc FLOQUET - Université de Provence - Professeur
M. Gérard MASSONNAT - Chef de projet TOTAL - Docteur
M. Bernard MATHEY - Université de Bourgogne - Maître de Conférences
M. Jean PHILIP - Université de Provence - Professeur

REMERCIEMENTS

Cette thèse, aboutissement d'une longue formation universitaire, n'aurait pu voir le jour sans l'intervention de nombreuses personnes à qui je tiens à exprimer ma reconnaissance.

Il est cher à mon cœur d'exprimer toute ma gratitude à Marc Floquet qui a su me faire confiance depuis déjà de nombreuses années. Je le remercie vivement pour toutes les connaissances et les enseignements qu'il a su m'apporter, bien au-delà de la sédimentologie. Je n'oublierai jamais sa rigueur scientifique, sa précision dans le travail, son ouverture d'esprit et son enthousiasme sur le terrain, même lorsque "la terre tremblait sous nos pieds".

Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements à Gérard Massonnat pour l'intérêt qu'il a porté à mes travaux depuis mon DEA par le biais de contrats de recherches passés avec la société Elf-Aquitaine. Je le remercie grandement d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je suis reconnaissant envers Pierre-André Bourque qui à deux reprises m'a accueilli à l'Université Laval de Québec, me confiant son matériel dont j'ai subi un bris important. Je tiens à lui exprimer ma gratitude pour ses remarques très enrichissantes et constructives sur la façon d'aborder une étude diagénétique. Je le remercie très sincèrement d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Un grand merci à Bernard Mathey pour les visites qu'il m'a accordé et au cours desquelles nous avons parcouru le synclinal du Beausset. Merci pour ses riches enseignements sur les résédimentations et les discussions acharnées que nous avons eues au sujet du pouvoir érosif des écoulements gravitaires alors même que le mistral tentait de l'emporter. Je le remercie de venir une nouvelle fois en Provence pour faire partie de mon jury de thèse.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance à Jean Philip qui m'a enseigné la géologie et qui a su piquer ma curiosité sur le terrain au cours de mon cursus universitaire. Je le remercie plus particulièrement pour le temps qu'il a consacré à la détermination des nombreux rudistes échantillonnés lors de mes travaux et pour les discussions que nous avons eues au sujet de la biostratigraphie. C'est un honneur pour moi qu'il fasse partie de mon jury de thèse.

Georges Kouyoumontzakis a beaucoup compté pour moi lors de mes études, et je tiens à lui adresser aujourd'hui le témoignage de mon amitié. C'est aussi grâce à ce pilote invétéré que cette thèse est illustrée d'impressionnants panoramas aériens. Merci pour tous les enseignements qu'il a su m'apporter.

Merci à Jean Borgomano qui dès son arrivée dans notre laboratoire à su s'intégrer à notre petit groupe de doctorants en nous accordant sa confiance et qui a sans hésitation et avec plaisir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Je n'oublierai pas Gilles Simonpietri pour l'initiation à la détermination des rudistes qu'il m'a donné ainsi que les nombreuses discussions que nous avons eues au sujet de l'évolution des Vaccinites.

Je suis redevable à Guy Tronchetti de la détermination des foraminifères planctoniques et du temps qu'il a consacré à m'initier à la détermination des foraminifères benthiques lorsque j'étais en DEA.

Merci à Jean-François Babinot pour le temps qu'il a passé à la détermination d'ostracodes de conservation plus que médiocre.

Ces années de thèse n'auraient pas été les mêmes sans les très bons moments passés en compagnie de mes collègues de troisième cycle. J'ai une pensée toute particulière envers Hélène Dalmasso qui m'a supporté (dans tous les sens du terme) en partageant le même bureau que moi. Merci à Frédéric Garcia ("Fred" tout simplement) pour son rire inimitable qui ensoleille le labo jusque tard le soir et pour le coup de pouce de fin de thèse. Merci à François Fournier (dit "Lou Président") pour les discussions scientifiques et extra-scientifiques, et surtout pour les bons moments que nous avons passés à refaire la géologie provençale autour d'un bon vieux ratafia et d'un célèbre fromage emballé dans des feuilles de châtaigner. Merci à Françoise qui est un repère pour les doctorants. Je n'oublierai pas les anciens doctorants, j'ai nommé Alex, Gilles et Eva, et anciens DEA : Rémy, Yannick, Eric, David, Matthieu, Samy, Bérengère. Je remercie aussi les novices, Philippe, James et Emmanuelle qui dynamisent le labo.

J'ai une pensée toute particulière envers mes parents pour le soutien qu'ils m'ont apporté tout au long de mes études et l'ouverture d'esprit qu'ils m'ont enseigné et qui m'a permis de réaliser cette thèse. Merci aussi à mes beaux-parents.

Je voudrais dire à mon épouse, Sylvie, qui a su me soutenir durant toutes ses années, qui a compris et accepté ma passion pour la géologie et qui a su respecter le temps consacré à mes travaux de recherche, que cette thèse est aussi la sienne. Une pensée va à notre petit Baptiste qui a si bien su m'oxygéner l'esprit durant le lourd travail de rédaction.

à Sylvie

AVANT PROPOS

Les bassins sédimentaires renferment les archives de l'histoire de la planète en ce sens que leurs dépôts ont enregistré les grands cycles géologiques dont il faut interpréter les significations événementielles. Dans cette histoire, se détachent des périodes clés correspondant à des événements importants à différentes échelles d'espace et de temps.

A l'échelle de la Téthys, une de ces périodes est l'intervalle de temps compris entre le Turonien moyen et le Coniacien inférieur, période tectoniquement active, à changements paléogéographiques liés à des exondations, à des effondrements de marge.

Le Bassin Sud-Provençal, en marge nord de la Téthys, présentant dans un espace réduit (environ 15x25 km) à la fois une plate-forme carbonatée et un bassin à sédimentation mixte carbonatée et silicoclastique, est un formidable jardin d'investigation pour la mise en évidence et l'interprétation des événements caractéristiques de cette période clé turono - coniacienne.

Les questions liées à la problématique de la Thèse présentée sont donc :

- quels événements ont été enregistrés dans la série du Bassin Sud-Provençal dans cette période clé ?*
- cet enregistrement a-t-il été le même sur la plate-forme à sédimentation carbonatée très discontinue et dans le bassin à sédimentation carbonatée et silicoclastique plus continue dans le temps ?*
- quels ont été les rôles respectifs de la tectonique, locale et régionale, et de l'eustatisme dans la genèse de ces événements ?*
- les événements enregistrés dans le Bassin Sud-Provençal sont-ils en cohérence avec la dynamique des plaques telle qu'acceptée à ce jour ?*

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
1. Objet de l'étude	1
1.1. Rappels historiques	1
1.2. Localisation géographique	2
1.3. Cadre structural	3
1.4. Cadre paléogéographique	3
2. Objectifs	4
3. Méthodes d'étude	4
3.1. Techniques et méthodes	4
3.2. Les nomenclatures utilisées	5
CHAPITRE 1 : DESCRIPTION DE LA SERIE	7
1. Séquences de plate-forme carbonatée et unités sédimentologiques de bassin versus unités lithostratigraphiques	9
2. Principaux groupes de faciès	10
3. Découpage séquentiel des séries de plate-forme et de bassin	14
3.1. En domaine de plate-forme carbonatée	14
3.2. En domaine de bassin	15
4. Datations	16
4.1. En domaine de plate-forme carbonatée	16
4.2. En domaine de bassin	17
5. Inventaire des séquences de plate-forme carbonatée et des unités sédimentologiques de bassin	19
5.1. Inventaire des séquences majeures de plate-forme	19
5.2. Inventaire des unités autochtones et de resédimentation carbonatées du bassin	21
5.3. Inventaire des unités de resédimentation terrigènes	24
6. Suivi cartographique des séquences de plate-forme carbonatée et des unités sédimentologiques de bassin	25
6.1. Lieux-dits et secteurs clés	25
6.2. Principaux caractères cartographiques	28
CHAPITRE 2 : ANALYSES DETAILLEES DES SERIES DE PLATE-FORME ET DE BASSIN	31
1. La série de plate-forme carbonatée	33
1.1. La coupe de référence de Fontblanche	34
1.1.1. Localisation	34
1.1.2. Contenu biologique général et datation	34
1.1.3. Analyse séquentielle	37
1.1.4. Conclusions sur la coupe de Fontblanche	45
1.2. Les séquences majeures de plate-forme	46
1.2.1. SPF1	46
1.2.2. SPF2	48
1.2.3. SPF3	50
1.2.4. SPF4	51
1.2.5. SPF5	52
1.3. Corrélation des coupes de plate-forme dans le synclinal du Beausset	56
1.3.1. Evolution des séquences majeures dans le sens proximal - distal	56
1.3.2. Cas de l'évolution de mS8 dans le sens proximal - distal	56
1.3.3. Evolution des séquences majeures suivant la direction Est-Ouest	57
1.4. Conclusions sur la série de plate-forme	57

1.5. Discussion sur le taux de sédimentation en domaine de plate-forme	58
1.5.1. <i>Éléments de datation</i>	58
1.5.2. <i>Calcul du taux de sédimentation moyen</i>	58
1.5.3. <i>Discussion</i>	58
1.5.4. <i>Lacunes sédimentaires et accommodation</i>	59
2. La série de bassin	60
2.1. Description de la coupe de la Route des Crêtes	60
2.1.1. <i>Localisation</i>	60
2.1.2. <i>Contenu biologique général et datation</i>	62
2.1.3. <i>Description</i>	63
2.1.4. <i>Conclusion sur la coupe de la Route des Crêtes</i>	64
2.2. Analyse détaillée des unités sédimentologiques	65
2.2.1. <i>A1</i>	65
2.2.2. <i>RSC1</i>	68
2.2.3. <i>A2</i>	72
2.2.4. <i>RSC2</i>	75
2.2.5. <i>A3</i>	80
2.2.6. <i>RSC3</i>	83
2.2.7. <i>A4</i>	93
2.2.8. <i>RSC4</i>	99
2.2.9. <i>A5</i>	104
2.2.10. <i>RSC5</i>	108
2.3. Conclusions sur les unités autochtones et les resédimentations carbonatées dans le bassin	109
2.3.1. <i>Les unités de sédimentation autochtones</i>	109
2.3.2. <i>Les unités de resédimentation carbonatées</i>	110
3. Les édifices deltaïques	111
3.1. <i>RST1</i>	111
3.2. <i>RST2</i>	113
3.3. <i>RST3</i>	116
3.4. <i>RST4</i>	120
3.5. Conclusions sur les édifices deltaïques	122
3.5.1. <i>Origine du matériel et mode de mise en place des RST</i>	122
3.5.2. <i>Nature et localisation de la zone source</i>	122
 CHAPITRE 3 : RELATIONS ENTRE LA PLATE-FORME ET LES RESEDIMENTATIONS CARBONATEES DANS LE BASSIN	 125
1. Evidences biostratigraphiques	127
2. Evidences cartographiques	128
3. Evidences morphologiques	128
3.1. Escarpement de la Couronne de Charlemagne	129
3.2. Escarpement de la Roche Redonne	129
3.3. Escarpement du Castellet	130
3.4. Tailles des escarpements	130
4. Evidences diagénétiques	131
4.1. Méthodes d'analyse	131
4.2. Définition des domaines diagénétiques sur un diagramme isotopique $^{13}\text{C}/^{18}\text{O}$	133
4.3. Relation entre D1, au toit de SPF1, et RSC1	134
4.3.1. <i>Stratigraphie des ciments</i>	134
4.3.2. <i>Données isotopiques et environnements diagénétiques</i>	136
4.3.3. <i>Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle</i>	137
4.4. Relation entre D2, au toit de SPF2, et RSC2	139
4.4.1. <i>Stratigraphie des ciments</i>	140
4.4.2. <i>Données isotopiques et environnements diagénétiques</i>	142
4.4.3. <i>Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle</i>	143

4.5. Relation entre D3, au toit de SPF3, et RSC3	144
4.5.1. <i>Stratigraphie des ciments</i>	145
4.5.2. <i>Données isotopiques et environnements diagénétiques</i>	147
4.5.3. <i>Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle</i>	148
4.6. Relation entre SPF4 et RSC4	149
4.6.1. <i>Stratigraphie des ciments</i>	149
4.6.2. <i>Données isotopiques et environnements diagénétiques</i>	151
4.6.3. <i>Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle</i>	151
5. Conclusion	153
CHAPITRE 4 : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DU BASSIN SUD-PROVENÇAL EN TRANSTENSION, DU TURONIEN MOYEN AU DEBUT DU CONIACIEN MOYEN	155
1. Dynamique sédimentaire	157
1.1. Cortèges de dépôts, resédimentations et variations du niveau marin relatif	157
1.1.1. <i>Définition des cortèges de dépôts</i>	157
1.1.2. <i>Sur la plate-forme</i>	158
1.1.3. <i>Dans le bassin</i>	160
1.1.4. <i>Les édifices deltaïques et les resédimentations terrigènes</i>	163
1.1.5. <i>Origines des variations du niveau marin relatif</i>	163
1.2. Ouverture marine et affaissement généralisé des marges	165
1.2.1. <i>Les données dans le secteur occidental du synclinal du Beausset</i>	165
1.2.2. <i>Les données dans le secteur oriental du synclinal du Beausset</i>	167
1.2.3. <i>Les doubles transgressions marines et onlaps turbiditiques</i>	169
1.3. Evolution morphostructurale et sédimentaire du Bassin Sud-Provençal de la fin du Turonien moyen au début du Coniacien moyen	170
2. Tectonique synsédimentaire de transtension	173
2.1. Evidences de distension	173
2.2. Evidences de décrochement	173
2.3. Relations avec le système pyrénéen	175
CONCLUSIONS	177
BIBLIOGRAPHIE	181
ANNEXES	195
A. Les coupes de plate-forme	198
B. Les coupes de bassin	224
C. Méthodes de coloration des lames minces	252

SOMMAIRE DES PLANCHES

PLANCHE 1 : Groupes de faciès F1 à F4

PLANCHE 2 : Groupes de faciès F5 à F8

PLANCHE 3 : *Vaccinites*

PLANCHE 4 : Macrofaune (suite)

PLANCHE 5 : Localisation des coupes et des endroits clés dans le secteur occidental

PLANCHE 6 : Localisation des coupes et des endroits clés dans le secteur septentrional

PLANCHE 7 : Localisation des coupes et des endroits clés dans le secteur oriental

PLANCHE 8 : Cartographie des unités sédimentologiques

PLANCHE 9 : Principaux caractères d'une séquence élémentaire de diminution de profondeur par comblement en domaine de plate-forme

PLANCHE 10 : Discontinuités majeures dans la série de plate-forme

PLANCHE 11 : Séquences et discontinuités majeures de plate-forme dans le Massif de la Sainte Baume

PLANCHE 12 : Panoramas aériens des Falaises Soubeyrannes

PLANCHE 13 : A1

PLANCHE 14 : A1

PLANCHE 15 : RSC1

PLANCHE 16 : RSC2

PLANCHE 17 : A3

PLANCHE 18 : La Carrière du Loin

PLANCHE 19 : RSC3, vues d'ensemble dans le secteur occidental

PLANCHE 20 : RSC3, détails dans le secteur occidental

PLANCHE 21 : RSC3, secteur oriental

PLANCHE 22 : A4, secteur occidental

PLANCHE 23 : A4, secteur oriental (coupe du Mont Caume, annexe B10)

PLANCHE 24 : A4, coupes du Circuit du Castellet (annexe B9) et de la Barre des Aiguilles (annexe B11)

PLANCHE 25 : RSC4 dans le secteur occidental

PLANCHE 26 : RSC4 dans les secteurs septentrional et oriental

PLANCHE 27 : A5

PLANCHE 28 : RSC5

PLANCHE 29 : RST1

PLANCHE 30 : RST2

PLANCHE 31 : RST3, partie inférieure grossière à olistolithes

PLANCHE 32 : RST3 en *bottomsets* deltaïques dans l'Anse du Mugel (La Ciotat)

PLANCHE 33 : "Onlaps turbiditiques" carbonatés sur les édifices deltaïques

PLANCHE 34 : Evolution des écoulements gravitaires sur un profil synthétique Sud-Nord du Bassin Sud-Provençal

PLANCHE 35 : Mécanismes d'écoulement et dépôts résultants en pied de deltas

PLANCHE 36 : Escarpement de SPF1, Couronne de Charlemagne

PLANCHE 37 : Escarpement de SPF3 et dépôts de pied d'escarpement

PLANCHE 38 : Relation entre D1, au toit de SPF1, et RSC1

PLANCHE 39 : Relation entre D2, au toit de SPF2, et RSC2

PLANCHE 40 : Relation entre D3, au toit de SPF3, et RSC3

PLANCHE 41 : Relation entre D4, au toit de SPF4, et RSC4

PLANCHE 42 : Tectonique synsédimentaire

RESUME

Les travaux de Thèse ont porté sur les séries d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen, carbonatée de plate-forme et mixte carbonatée / silicoclastique de bassin dans le synclinal du Beausset (Basse Provence, SE France).

14 unités sédimentologiques ont été définies dans la série de bassin, parmi lesquelles 9 unités de resédimentation carbonatées et silicoclastiques, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, et 5 unités autochtones calcarénitico-quartzeuses. 5 séquences majeures de dépôts ont été distinguées dans la série de plate-forme. L'étude de la diagenèse et la stratigraphie séquentielle de chaque série a permis de corrélérer précisément des événements enregistrés dans le bassin et sur la plate-forme, aboutissant à une reconstitution de l'évolution tectono-sédimentaire. Ainsi, la plate-forme carbonatée a subi 5 émergences par variations du niveau marin relatif, pendant lesquelles elle a été abandonnée et érodée sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Il résulte de ces érosions 5 discontinuités majeures. Le matériel issu de ces érosions a été remobilisé au début des remises en eau marine des séquences majeures de plate-forme, sous forme d'écoulements en masse évolutifs. Ces écoulements sont à l'origine des resédimentations carbonatées. Les resédimentations silicoclastiques sont des dépôts d'écoulements gravitaires initiés par les déstabilisations de *foresets* deltaïques à la bordure sud du Bassin Sud-Provençal. Les unités autochtones correspondent à des épandages calcarénitiques sous l'action de courants à dominante unidirectionnelle Ouest-Est en milieu circalittoral d'une profondeur comprise entre 100 et 200 m.

La tectonique a joué un rôle essentiel en favorisant la subsidence différentielle entre le bassin et ses marges, en initiant par séismes les resédimentations majeures, et en contrôlant l'ouverture Nord-Sud du Bassin Sud-Provençal par effondrement de ses marges. Cette ouverture est couplée à un déplacement des dépôts-centres vers l'Est au cours du temps traduisant une dynamique en transtension. La tectonique d'ouverture s'inscrit à plus grande échelle dans le mouvement de décrochement senestre entre les plaques ibéro-briançonnaise et européenne, déterminant l'ouverture du grand rift pyrénéo-provençal.

INTRODUCTION

INTRODUCTION

1. *Objet de l'étude*

2. *Objectifs*

3. *Méthodes d'études*

1. Objet de l'étude

Ce travail concerne les séries sédimentaires de plate-forme carbonatée (PFC) et de bassin (*sensu stricto*) du Bassin Sud-Provençal (BSP) pour la période comprise entre le Turonien moyen *pro-parte* et le Coniacien moyen *pro-parte*. Les principaux affleurements de ces séries se situent dans le synclinal du Beausset en Basse Provence.

1.1. Rappels historiques

Les terrains d'âge Crétacé supérieur du synclinal du Beausset ont fait l'objet de nombreux travaux depuis le 19^{ème} siècle, notamment en stratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et cartographie.

Toucas (1873) publie un travail sur l'ensemble des terrains d'âge Crétacé supérieur du synclinal du Beausset, basé sur des coupes, une analyse paléontologique et un relevé cartographique. Collot (1889) propose un modèle paléogéographique du "Golfe de Basse Provence" bordé au Nord par une terre émergée, l'Isthme Durancien. Bertrand (1892) reconnaît l'âge Turonien des poudingues de La Ciotat et complète le modèle paléogéographique proposé par Collot (1889) en démontrant l'existence d'un massif émergé soumis à un régime torrentiel en bordure sud du Golfe de Basse Provence, le massif "Pyrénéo-Corso-Sarde". Les travaux de relevé cartographique des cartes au 1/50000 d'Aubagne, La Ciotat et Toulon, effectués entre 1925 et 1935 et coordonnés par Haug, ont mis en évidence les importantes variations faciologiques des terrains d'âge Crétacé supérieur sur de courtes distances. Fabre (1940) précise le modèle paléogéographique pour le Cénomaniens et le Turonien en distinguant notamment l'existence d'une "fosse de subsidence" dans la partie occidentale du synclinal du Beausset et d'une "ride" dans le secteur du Gros Cerveau. Lutaud (1957) précise la tendance à la surrection des terrains d'âge Crétacé supérieur de la région toulonnaise, avec la création de rides et de reliefs. Cette évolution structurale est particulièrement bien illustrée par Gouvernet (1963) pour la région toulonnaise. La connaissance stratigraphique, notamment par la paléontologie des rudistes, cartographique, sédimentologique et paléogéographique du Crétacé supérieur du synclinal du Beausset fut grandement améliorée par les nombreux travaux de Philip (1962, 1964, 1967a, 1967b, 1970, 1972, 1980, 1982a, 1982b, 1993, 1998 et Philip *et al.* 1978, 1987, 1994). Blanc (1950, 1951, 1956, 1962, 1963a, 1980, 1987) et Blanc *et al.* (1980) ont analysé de manière plus ponctuelle les aspects sédimentologiques des formations deltaïques du Massif du Soubeyran ainsi que la lithologie de calcaires à *Hippurites* dans les environs du Camp (Blanc, 1963b). Depuis les années 1980, les terrains d'âge Crétacé supérieur du synclinal du Beausset ont aussi fait l'objet d'études paléontologiques, paléoécologiques et

biostratigraphiques à partir des ostracodes (Babinot, 1980) et à partir des foraminifères (Tronchetti, 1981), d'études de dynamique sédimentaire (Jacquet, 1982 et Mercadier, 1984), d'études structurales (Bercovici, 1983), d'études sédimentologiques, pétrographiques et minéralogiques (Redondo, 1986), ou bien encore d'études stratigraphiques et sédimentologiques (Jolet, 1996, spécifiquement sur des terrains d'âge Cénomaniens final à Turonien moyen *pro-parte*).

1.2. Localisation géographique

Les séries sédimentaires étudiées affleurent entre Cassis et Toulon (Bouches du Rhône et Var), en trois principaux secteurs : occidental, septentrional et oriental (Fig. 1). Le secteur occidental présentant la série de bassin correspond au Massif du Soubeyran situé entre Cassis à l'Ouest, La Ciotat vers le Sud-Est, l'autoroute A50 à la latitude du Pas de Belle-Fille au Nord. Le secteur septentrional essentiellement constitué par la série de plate-forme, regroupe le massif calcaire au Nord-Ouest de Ceyreste (Nord de La Ciotat), le plateau calcaire du Camp sur la bordure nord du synclinal du Beausset, et le plateau calcaire entre le Circuit du Castellet et le Vallon de Faouvi (à l'Est de la ville du Beausset). Le secteur oriental où affleure la série de bassin, correspond à la région du Mont Caume.

Le support topographique et toponymique utilisé pour la localisation des coupes et des affleurements remarquables, ainsi que pour la cartographie, est celui des cartes IGN 1/25 000 TOP 25, Edition 1 (1998), des feuilles de La Ciotat (3245 ET), de Signes-Tourves (3345 OT) et de Toulon (3346 OT).



Fig. 1. Localisation géographique des principaux affleurements étudiés (en vert). Les secteurs occidental et oriental livrent les affleurements de la série de bassin, le secteur septentrional fournit essentiellement les affleurements de la série de plate-forme carbonatée.

1.3. Cadre structural

Les séries étudiées constituent les bordures ouest, nord, est et sud-est du synclinal du Beausset (synclinal elliptique de grand axe Est-Ouest). Le pendage local moyen est de 10 à 12° suivant une direction rayonnante depuis le centre du synclinal. Seule la bordure sud-est montre des pendages plus forts (12 à 70° vers le Nord) hérités des chevauchements de sens Sud-Nord de l'orogénèse éocène (phase pyrénéo-provençale). Le synclinal est limité au Sud par un réseau d'accidents de direction Est-Ouest, passant par l'Oratoire Saint Jean, le village d'Evenos et celui de Revest les Eaux. Ces accidents mettent en contact les terrains crétacés du synclinal du Beausset avec les terrains triasiques au Sud. A l'Oratoire Saint Jean, le contact sédimentaire, et non par faille, de terrains santoniens sur des terrains triasiques (Philip, 1967, 1982 ; Philip *et al.*, 1987) indique que ces accidents ont joué depuis le Jurassique inférieur et au moins jusqu'au Santonien en partie.

1.4. Cadre paléogéographique

Au Turonien et au Coniacien basal, la paléogéographie sud-provençale comprenait trois grands domaines :

- au Nord, le Bombement Durancien (Collot, 1889 ; Masse & Philip, 1976), isthme émergé sur lequel s'appuyaient au Sud des plates-formes carbonatées à rudistes successives depuis le Cénomaniens (Philip, 1970, 1993, 1998 ; Jolet, 1996) ;
- au centre, un bassin dit "Sillon Sud-Provençal" qui, plus subsident que la plate-forme carbonatée au nord, était le siège d'une sédimentation mixte, carbonatée et silicoclastique (Philip, 1970) ;
- au Sud et Sud-Est, un massif émergé rattaché au bloc dit "Corso-Sarde", qui fournissait au bassin du matériel terrigène silicoclastique (Bertrand, 1892 ; Blanc, 1951, 1956, 1963 ; Philip, 1970, 1993 ; Redondo, 1986 ; Philip *et al.*, 1994).

Le Bassin Sud-Provençal était étroit, allongé suivant une direction Est-Ouest et limité par deux terres émergées : au Nord par le Bombement Durancien bordé par une plate-forme, au Sud par le massif émergé appelé "Massif Méridional" dans cette étude, sans préjuger de ses relations avec le bloc "Corso-Sarde" (Fig. 2).

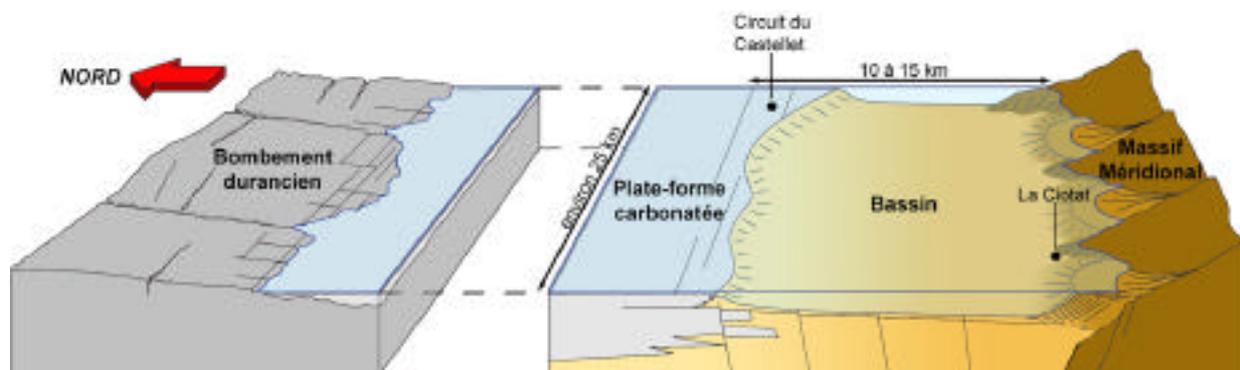


Fig. 2. Cadre paléogéographique du Bassin Sud-Provençal au Turonien et au Coniacien. Le Bassin Sud-Provençal était limité au Nord par le Bombement Durancien et au Sud par le Massif Méridional. L'absence d'affleurements intermédiaire ne permet pas de raccorder la série du Massif de la Sainte Baume (bloc de gauche) et celle du Synclinal du Beausset (bloc de droite).

2. Objectifs

Les objectifs de cette Thèse, multiples et variés, sont ceux propres à une étude sédimentologique la plus complète possible, à la fois de séries de plate-forme carbonatée et de bassin à sédimentation mixte, appartenant au Bassin Sud-Provençal. Ils sont donc de :

- disposer de reconstitutions paléoenvironnementales et d'une évolution séquentielle de la série de plate-forme carbonatée à partir d'analyses détaillées sédimentologiques et paléontologiques ;
- caractériser précisément les processus et les paléoenvironnements de dépôts de la série de bassin, les géométries et structures des corps par analyses sédimentologique et séquentielle ;
- établir les relations exactes entre la plate-forme carbonatée et le bassin par comparaison de leurs histoires spécifiques ;
- Mettre en évidence les événements communs à la plate-forme et au bassin dans le cadre de l'évolution paléogéographique et morphostructurale du Bassin Sud-Provençal du Turonien moyen au Coniacien moyen ;
- déterminer les dynamiques de sédimentation aux articulations plate-forme / bassin / Massif Méridional, et discriminer les rôles respectifs de la tectonique locale et régionale et de l'eustatisme ;
- comparer les événements et l'évolution paléogéographique du Bassin Sud-Provençal avec des événements et des évolutions analogues connus à la même époque sur d'autres marges téthysiennes, afin d'en approcher leurs origines globale.

3. Méthodes d'étude

3.1. Techniques et méthodes

L'étude détaillée de la série sédimentaire du Bassin Sud-Provençal repose sur :

- la réalisation de nombreuses coupes levées dans le bassin comme sur la plate-forme carbonatée, et l'établissement sur le terrain de corrélations entre la quasi-totalité des coupes ;
- le découpage de la série en unités sédimentologiques (et non en unités lithostratigraphiques), basé sur leur interprétation en terme de processus de dépôts ;
- un relevé cartographique détaillé des unités sédimentologiques distinguées. La cartographie a été essentiellement réalisée sur le terrain, mais aussi à partir de photographies panoramiques de terrain, de photographies aériennes, et encore par survol du secteur d'étude en avion, ce qui a permis d'obtenir des vues précises d'affleurements inaccessibles par la terre (des Falaises Soubeyrannes par exemple) ;
- l'analyse sédimentologique de faciès effectuée, d'une part, sur le terrain par le relevé des structures et textures sédimentaires et, d'autre part, sur échantillons en macroscopie (surfaces polies) et microscopie (lames minces), dans le but de déterminer les milieux de dépôts ;
- l'analyse séquentielle des différentes coupes, avec la reconnaissance de l'évolution des milieux de dépôts, des variations du niveau marin relatif, la définition de cortèges de

dépôts de diminution de profondeur (et/ou progradants, et/ou aggradants) et de cortèges d'approfondissement (et/ou rétrogradants). Les limites de séquences majeures retenues correspondent aux expressions sédimentologiques des maximums de diminution de profondeur (et éventuellement de régression marine) et des débuts d'approfondissement (et éventuellement de transgression), suivant en cela les concepts de Hunt & Tucker (1992, 1995) ;

- l'utilisation des techniques de colorations, cathodoluminescence et géochimie des isotopes stables de l'oxygène et du carbone sur les carbonates associés aux discontinuités, afin de caractériser les milieux de dépôts et de diagenèse dans lesquels ceux-ci se sont formés et ont évolué. Pour chaque lame mince étudiée avec ces méthodes, une chronologie relative des ciments a été établie sur la base d'observations microscopiques (colorations et cathodoluminescence) et des échantillons ponctuels des différents ciments ont été prélevés pour en faire l'analyse géochimique des isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone ;

- les déterminations paléontologiques de foraminifères benthiques et planctoniques, d'ostracodes, de rudistes et d'ammonites, à fins de datation et de reconstitutions paléoenvironnementales, G. Tronchetti ayant déterminé les foraminifères planctoniques et une partie des foraminifères benthiques, J.F. Babinot les ostracodes, J. Philip et G. Simonpiétri une grande partie des rudistes.

3.2. Les nomenclatures utilisées

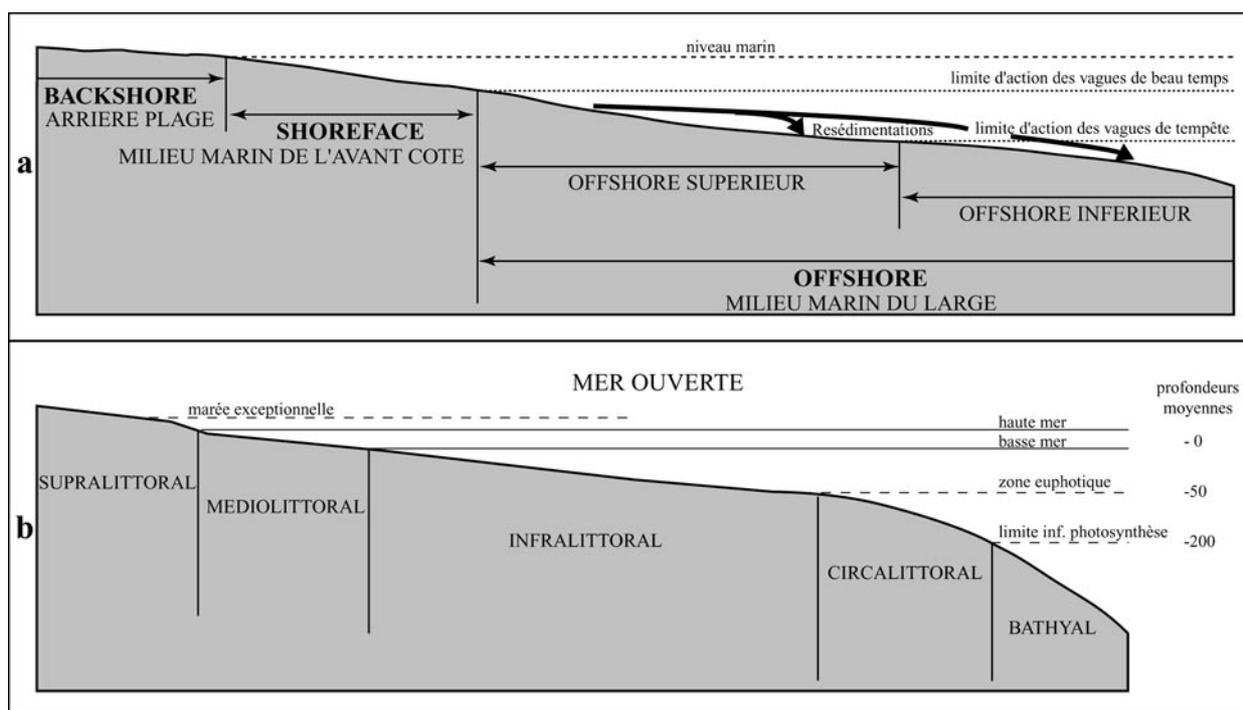


Fig. 3 a) Profil côtier théorique et nomenclature des milieux de dépôts en fonction de l'hydrodynamisme (schéma adapté à partir de Rouselle, 1996). **b)** Profil côtier et nomenclature des milieux par étage bionomique (tiré de Perès, 1961).

- Pour les analyses pétrographiques, microscopiques et macroscopiques, sont utilisées :
 - la nomenclature de Dunham (1962) pour les textures carbonatées, complétée par celle d'Embry & Klovan (1971) pour les calcaires bioconstruits ;
 - la nomenclature de Grabau (1904) pour la granulométrie des éléments de petite taille (jusqu'à 2 mm) et celle de Blair & McPherson (1999) pour les éléments de grande taille (supérieure à 2 mm) en utilisant le critère morphologique.

- Pour les environnements, sont utilisées :
 - la nomenclature liée à l'hydrodynamisme côtier, généralisée par Homewood *et al.* (1992) (Fig. 3a) et bien adaptée aux sédiments calcarénitiques du bassin ;
 - la nomenclature liée à la marégraphie est plus adaptée aux carbonates peu profonds de la plate-forme ;
 - la nomenclature liée à l'étagement bionomique de Perès (1961) (Fig. 3b) qui est basée sur les associations biologiques, bien représentées en milieux sédimentaires carbonatés de plate-forme comme de bassin.

CHAPITRE 1

DESCRIPTION DE LA SERIE

CHAP 1 : DESCRIPTION DE LA SERIE

1. Séquences de plate-forme carbonatée et unités sédimentologiques de bassin versus unités lithostratigraphiques
2. Principaux groupes de faciès
3. Découpage séquentiel des séries de plate-forme et de bassin
4. Datations
5. Inventaire des séquences majeures de plate-forme carbonatée et des unités sédimentologiques de bassin
6. Suivi cartographique des séquences majeures de plate-forme carbonatée et des unités sédimentologiques de bassin

1. Séquences de plate-forme carbonatée et unités sédimentologiques de bassin versus unités lithostratigraphiques

Les travaux déjà réalisés dans la série d'âge Turonien moyen-supérieur à Coniacien inférieur-moyen ont amené les précédents auteurs (Philip, 1970 ; Blanc, 1980 ; Jacquet, 1982, tabl. 1, p. 12) à définir neuf **unités lithostratigraphiques** dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. La nature sédimentologique de cette étude m'a amené à la définition d'**unités** non plus lithostratigraphiques mais **sédimentologiques** répondant à des processus de dépôts bien distincts.

- Dans le synclinal du Beausset, la plate-forme carbonatée sud-provençale a été découpée en 3 **séquences majeures de plate-forme (SPF)**, notées SPF1, SPF2 et SPF3. Deux autres séquences majeures, moins développées ont été reconnues dans le Massif de la Sainte Baume, SPF4 et SPF5. Toutes ces séquences se terminent par une discontinuité sédimentaire majeure (**D**). SPF1 repose sur D0 à la base de la série, D1 est au toit de SPF1, D2 au toit de SPF2, D3 au toit de SPF3, D4 au toit de SPF4 et D5 au toit de SPF5.

- Dans le Bassin Sud-Provençal, l'intitulé des unités précise l'origine *in situ* des sédiments = **unités sédimentaires autochtones (A)**, ou bien l'origine allochtone des sédiments = **unités de resédimentation (RS)** en précisant leur nature : **carbonatée (RSC)** ou **terrignène (RST)**. Les unités sédimentologiques autochtones sont au nombre de 5 et notés A1, A2, A3, A4 et A5 par ordre stratigraphique. Les unités de resédimentation carbonatées sont au nombre de 5 et notées RSC1, RSC2, RSC3, RSC4 et RSC5. Les unités de resédimentation terrigènes sont au nombre de 4 et notées RST1, RST2, RST3 et RST4.

La figure 4 donne la corrélation des unités lithostratigraphiques définies par les précédents auteurs dans le secteur occidental du synclinal et des unités sédimentologiques ainsi que les séquences majeures de dépôts de plate-forme carbonatée créées ici. Ces dernières sont replacées sur une coupe synthétique représentative de la série d'âge Turonien moyen-supérieur à Coniacien inférieur-moyen pour l'ensemble du Bassin Sud-Provençal.

Les séries étudiées (plate-forme et bassin) débutent avec une discontinuité sédimentaire D0, d'âge Turonien moyen (correspondant à la discontinuité TuSb3 de Jolet, 1996) sur laquelle repose la séquence majeure SPF1 en série de plate-forme et l'unité sédimentologique autochtone A1 en série de bassin.

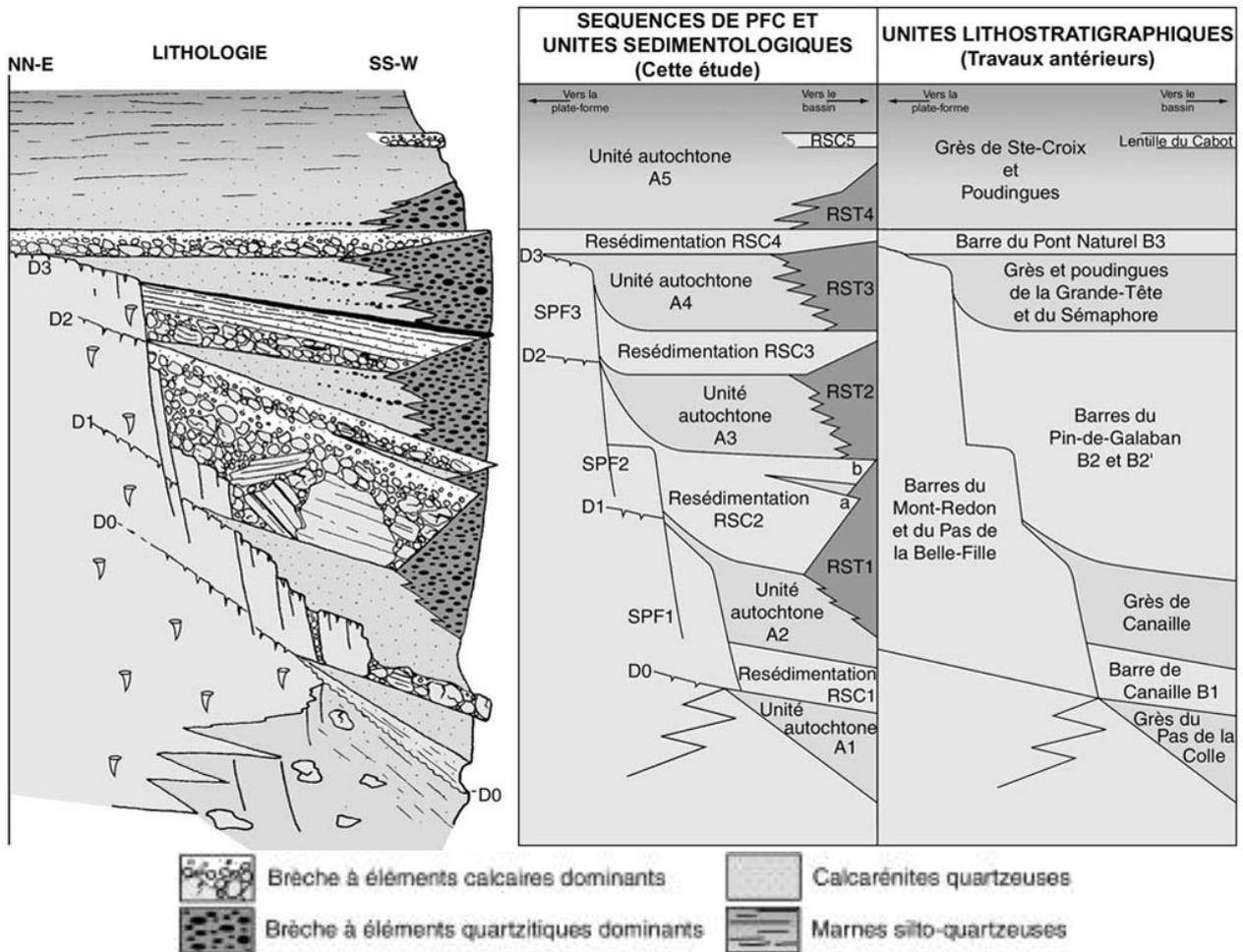


Fig. 4. Tableau de corrélation entre unités lithostratigraphiques définies dans le Massif du Soubeyran *sensu* Philip (1970) et Jacquet (1982) et séquences de plate-forme carbonatée ainsi que les unités sédimentologiques de bassin définies dans le synclinal du Beausset par cette étude. La coupe figurée est synthétique. L'épaisseur totale de la série représentée est d'environ 500 m.

2. Principaux groupes de faciès

Les analyses lithologiques et sédimentologiques des coupes ont permis de définir 8 groupes de faciès principaux. Le contenu faunique et les structures sédimentaires de ces groupes de faciès, ainsi que leur position les uns par rapport aux autres, à la fois verticalement et latéralement dans la série, ont permis de les interpréter en termes de milieux de dépôts et de profil de milieux de dépôts (Fig. 5). Il est bien entendu que le profil reconstitué est synthétique et ne reflète que d'une manière simplifiée la variété paléoenvironnementale de la plate-forme et du bassin. La seule présence d'un groupe de faciès ne peut déterminer avec précision le milieu de dépôt. Il faut utiliser les successions des groupes de faciès pour une reconstitution paléoenvironnementale correcte.

Environnements	PLATE-FORME			BASSIN		DELTA		
	émergée	interne	externe	apports carbonatés dominants	apports silicoclastiques dominants	bottom-set	fore-set	
Dépôts dominants	Calcaires			Calcarénites quartzeuses		Poudingues		
Profil synthétique du bassin et de ses marges								
Groupes de faciès	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8
Description sommaire des groupes de faciès	F1 : calcaires bréchifiés, paléokarst				F5 : calcarénites quartzeuses à dominante carbonatée			
	F2 : calcaires micritiques à discorbidés				F6 : calcarénites à fort pourcentage de quartz			
	F3 : calcaires à rudistes et chaetétidés				F7 : alternance de calcarénites quartzeuses et de poudingues silicoclastiques			
	F4 : calcaires bioclastiques à rudistes et coraux				F8 : poudingues grossiers silicoclastiques			

Fig. 5. Localisation des 8 principaux groupes de faciès (hors resédimentations) sur un profil synthétique simplifié N-S du Bassin Sud-Provençal en contexte de haut niveau marin relatif.

Groupe de faciès F1

F1 correspond à des brèches calcaires polygéniques et hétérométriques à bioclastes variés, à débris végétaux d'une taille pouvant atteindre 15 cm et à matrice fine, parfois rubéfiée (Pl. 1, photos 1 et 2). Dans la majorité des cas, ces brèches moulent une surface irrégulière où peuvent apparaître des organismes fossiles tronqués ou des calcrètes. Elles peuvent aussi remplir des fentes et fractures affectant fréquemment la surface qu'elles moulent. Les calcrètes peuvent tapisser ces fentes et fractures.

F1 se trouve sur la plate-forme carbonatée où il est le plus développé en domaine interne. Il peut aussi être présent dans certains olistolithes carbonatés des resédimentations carbonatées du bassin.

F1 est interprété comme résultant à la fois d'une émergence de la plate-forme carbonatée durant laquelle se sont formés la surface irrégulière issue d'érosion et les calcrètes, et d'une transgression marine sur la plate-forme dont résultent les brèches calcaires.

Groupe de faciès F2

F2 est constitué de calcaires micritiques sombres (Pl. 1, photos 2 et 3), à débris végétaux, à petits gastéropodes, à petites huîtres, à valves d'ostracodes, à *Textularia* sp. assez fréquents, à *Discorbidae* et *Miliolidae* en assez grand nombre (Pl. 1, photo 5). F2 comprend aussi des séquences de dépôts calcaires micritiques riches en nérinées, *Biradiolites* et *Apricardia*, se terminant souvent par des brèches à cailloux noirs (Pl. 1, photo 6).

F2 est trouvé en place sur la plate-forme carbonatée, sur toute la bordure nord du synclinal du Beausset, depuis le Pas de Belle-Fille à l'Ouest jusqu'au Vallon de Faouvi à l'Est, et dans des olistolithes carbonatés ou sous forme de galets mous et de "rip-up

clasts" dans les resédimentations carbonatées dans le bassin, ou bien encore remanié sous forme de "cailloux noirs" dans les brèches de base de séquences transgressives (c'est à dire dans F1).

La finesse de la matrice de F2 indique un milieu calme. La présence des *Biradiolites*, des *Apricardia* et des *Discorbidae* témoigne d'un environnement très peu profond. F2 est donc interprété comme étant un dépôt de plate-forme carbonatée interne, ou du moins protégé des influences de la houle.

Groupe de faciès F3

F3 est fait de calcaires de texture *wackestone* à *grainstone* à microfaune essentiellement constituée de foraminifères benthiques dont les plus fréquents sont des *Miliolidae*, des *Textulariidae* et des genres *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Dictyospella* et *Pseudocyclammina* (Pl. 1, photo 7). La macrofaune comprend des *Radiolitidae* en abondance dont *Biradiolites* (Pl. 1, photos 8 et 9) et autres *Radiolitidae* de petite taille ainsi que des *Durania*, plus rarement des *Apricardia*, des *Chaetetidae*, et parfois des nérinées. Ces calcaires sont faits de séquences de dépôts d'épaisseur décimétrique à métrique, débutant par des *grainstones* à *Durania* et à *Chaetetidae*, se poursuivant par des *packstones* - *wackestones* à *Biradiolites* et à nérinées et se terminent parfois par des brèches à cailloux noirs.

F3 se rencontre en place sur toute la plate-forme carbonatée ainsi que dans de nombreux olistolithes issus de la plate-forme et resédimentés dans le bassin.

Cuneolina, *Dicyclina*, *Dictyospella* et *Pseudocyclammina*, ainsi que *Biradiolites* et *Apricardia* vivaient sur la plate-forme carbonatée dans des milieux protégés du large marin sous de faibles tranches d'eau. L'environnement de dépôt de F3 est en position médiane sur la plate-forme, compris entre celui, interne, de F2 et celui, externe, de F4.

Groupe de faciès F4

F4 est fait de calcaires bioclastiques de textures *packstone* à *grainstone* voire *floatstone* à *rudstone* lorsque la macrofaune y est abondante. Celle-ci est constituée en grande partie de rudistes, tels qu'*Hippurites* (Pl. 1, photo 11) et *Vaccinites* mais aussi *Durania* et parfois *Plagioptychus*, de coraux (Pl. 1, photo 12) le plus souvent branchus et quelquefois massifs, de *Chaetetidae*, d'algues rouges encroûtantes. Ces dernières peuvent être très abondantes et coloniser parfois plusieurs mètres carrés de substrat. La microfaune et la microflore sont constituées d'une association de foraminifères *Miliolidae*, *Textulariidae*, *Rotalidae*, *Dorothia* et *Lenticulina* (Pl. 1, photo 10), de *Calcisphaerulidae*, de bryozoaires, de spongiaires (spicules), d'échinodermes et de rhodophycées.

En place seulement en de rares endroits de la plate-forme carbonatée, F4 se trouve surtout dans les olistolithes des resédimentations carbonatées proximales dans le bassin.

F4 indique un environnement de plate-forme carbonatée, ouverte sur le large marin et soumise à un fort hydrodynamisme.

Groupe de faciès F5

F5 correspond à des calcarénites quartzeuses et glauconieuses, dont la fraction carbonatée dominante (de 70 à 95 %) est constituée en grande majorité par des débris d'échinodermes, des bryozoaires (Pl. 2, photo 1), des rhodophycées, des spicules de

spongiaires, des *Calcisphaerulidae*, des foraminifères benthiques tels que *Dorothia* et *Lenticulina*, et de rares foraminifères planctoniques mal conservés (Pl. 2, photo 2). Une moindre part de cette fraction est constituée de nombreux foraminifères benthiques tels que des *Miliolidae*, des *Textulariidae*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Dictyospella* et *Pseudocyclamina*, de débris de rudistes, de Chaetetidae, de coraux et de gastéropodes. Ces bioclastes, souvent mal conservés, sont remaniés depuis la plate-forme carbonatée. La fraction quartzreuse (de 5 et 30 %) est faite de grains de la catégorie des arénites et parfois des silts. Ces calcarénites, de couleur rousse en altération, sont empilées en corps sédimentaires à litages internes obliques plans ou tangentiels de types mégaride et dune, ainsi qu'en corps mamelonnés (*hummocky* de tailles diverses).

F5 constitue les unités autochtones au bassin dans sa moitié nord la plus proche de la plate-forme carbonatée, notamment dans la série affleurant en bordure nord du synclinal du Beausset depuis la route D559 à l'Ouest jusqu'aux environs du circuit du Castellet à l'Est.

F5 est interprété comme étant un dépôt de bassin proximal, de milieu assez profond, peut-être d'une centaine de mètres d'après l'association faunique. Le faible pourcentage de la fraction quartzreuse par rapport à la fraction carbonatée est lié à l'éloignement du Massif Méridional pourvoyeur des silicoclastiques. Les corps sédimentaires à litages internes obliques (de type dunes 2D et 3D) sont formés par des courants tractifs. Les corps sédimentaires mamelonnés sont structurés par les oscillations de la houle.

Groupe de faciès F6

F6 comporte les mêmes constituants que F5 mais à fraction quartzreuse plus importante (30 à 55 %) (Pl. 2, photo 3) faite de grains de la catégorie des arénites et parfois de celle des rudites. Les bioclastes composant la fraction carbonatée sont mal conservés, usés, altérés. Les corps sédimentaires sont de même type que ceux de F5 avec cependant plus de corps mamelonnés (à accréation verticale dominante). S'intercalent fréquemment dans F6 des lits d'épaisseur centimétrique voire des bancs d'épaisseur décimétrique à métrique de conglomérats terrigènes essentiellement silicoclastiques (Pl. 2, photo 4). Les éléments de ces conglomérats ont un diamètre de quelques millimètres à quelques centimètres, et sont la plupart du temps agencés de manière granodécroissante de bas en haut. Un autre faciès se retrouve parfois intercalé dans F6, il s'agit de marnes silteuses entrecoupées de bancs d'épaisseur centimétrique à rides de courant.

F6 constitue les unités sédimentologiques autochtones de la moitié méridionale depuis le Sud de la route D559 dans le secteur occidental du synclinal du Beausset jusqu'au Sud du circuit du Castellet pour le secteur oriental.

F6 est considéré comme s'étant déposé dans le bassin, à proximité du Massif Méridional, pourvoyeur des silicoclastiques. La mauvaise conservation de la fraction carbonatée est sans doute liée au long transport à partir de la plate-forme carbonatée au Nord et du fort hydrodynamisme. Les lits et bancs conglomératiques sont interprétés comme étant des arrivées gravitaires en provenance du Massif Méridional, proche au Sud.

Groupe de faciès F7

F7 correspond à une alternance de bancs de calcarénites ou de calcirudites riches en grains silicoclastiques et de bancs de poudingue à dominante silicoclastique (Pl. 2, photo 5). Les bancs calcarénitiques sont de même composition que ceux de F6, le

matériel étant cependant plus grossier, d'où le passage fréquent à des calcirudites. Les litages internes obliques sont dominants dans ces bancs. Les poudingues sont composés à plus de 90 % par des galets gréseux roux et quartzitiques datés du Permien et du Trias, les autres galets étant calcaires gris ou beiges et d'âge jurassique et crétacé, les éléments de natures plutoniques et cristallophyliennes étant très rares. Ces bancs de poudingue ont une épaisseur décimétrique à métrique et sont généralement granodécroissants. Les surfaces sommitales des calcarénites qu'ils recouvrent apparaissent issues d'érosion.

F7 est présent dans les unités sédimentologiques dans la partie sud du Massif du Soubeyran, le long de la Route des Crêtes, dans la Carrière du Loin, dans le secteur de Fardeloup et dans le Parc du Mugel à La Ciotat.

Les bancs calcarénitiques correspondent à la sédimentation autochtone du bassin, mis en place par des courants tractifs. Les bancs de poudingues granodécroissants correspondent à des arrivées gravitaires grossières à fort pouvoir érosif. F7 est considéré comme reflétant un environnement de *bottomset* deltaïque, les appareils deltaïques étant situés à l'extrême sud du Massif du Soubeyran et marquant la bordure du Massif Méridional.

Groupe de faciès F8

F8 est représenté par une épaisse série de poudingues (près de 200 m), composée de l'empilement de séquences de dépôts d'épaisseur pluridécimétrique à métrique et d'extension latérale de quelques dizaines de mètres seulement (Pl. 2, photo 6). La majorité des galets du poudingue a une taille comprise entre 5 et 12 cm (Pl. 2, photo 7). D'autres ont une taille comprise entre 12 et 30 cm et des blocs de taille supérieure (parfois 1 m) ne sont pas rares. La nature de ce matériel est identique à celle des poudingues formant une partie de F7. Les séquences de dépôts peuvent être granodécroissantes ou granocroissantes et, dans ce dernier cas, les poudingues sont peu matriciels.

Ces poudingues sont seulement présents à l'extrémité sud du Massif du Soubeyran, entre le Sémaphore et le Bec de l'Aigle. Ils présentent des pendages sédimentaires pouvant atteindre une trentaine de degrés vers le Nord (pendage structural déduit).

Ces poudingues sont interprétés comme étant des dépôts de *foresets* deltaïques. F8 passe progressivement vers le Nord à F7.

3. Découpage séquentiel des séries de plate-forme et de bassin

3.1. En domaine de plate-forme carbonatée

Définition des séquences de dépôts

Le découpage séquentiel de la série de plate-forme a été fait à trois ordres hiérarchiques. Quel que soit l'ordre hiérarchique, les limites des séquences sont les discontinuités sédimentaires correspondant à des maxima de diminution de profondeur et à des débuts d'approfondissement.

Le premier ordre est celui des séquences élémentaires (notées S sur les coupes, Fig. 11 et annexes A), les plus petites observables sur le terrain (épaisseur métrique à plurimétrique).

Le deuxième ordre est celui des mésoséquences (notées mS sur les coupes), qui regroupent de 2 à 9 séquences élémentaires, et qui ont de quelques mètres à 30 m d'épaisseur.

Le troisième ordre est celui des séquences majeures, qui regroupent plusieurs mésoséquences, et dont les épaisseurs sont comprises entre 10 et 70 mètres. Ces séquences majeures correspondent à autant de développements complets de plate-formes carbonatées depuis leur installation jusqu'à leur abandon, à l'échelle de la région étudiée. C'est la raison pour laquelle ces séquences majeures sont nommées "Séquences de Plate-Forme" (SPF). 3 séquences majeures ont ainsi été établies dans le synclinal du Beausset (SPF1, 2 et 3) et 2 autres dans le Massif de la Sainte Baume (SPF4 et SPF5).

Etablir des équivalences entre les trois ordres de séquences et les ordres généralement utilisés à la suite de *Vail et al.* (1991) est sujet à caution. En effet, les durées des séquences sur la plate-forme sud-provençale sont très mal maîtrisées. Le temps correspondant à la période considérée est certes de 1,8 à 2 Ma en référence à la charte de *Hardenbol et al.* (1998), de sorte que chacune des quatre séquences majeures pourrait représenter autour de 400 000 ans et ainsi être des séquences de 4^{ème} à 3^{ème} ordre *sensu Vail et al.* (1991). Mais les durées correspondant aux 4 discontinuités majeures ne sont pas prises en compte. Elles sont inconnues et leurs valeurs sont probablement importantes et les temps de développement des séquences majeures de plate-forme auraient pu être beaucoup plus courts que l'intervalle stratigraphique qu'elles représentent. Les mésoséquences et les séquences élémentaires pourraient être considérées comme équivalentes aux séquences de 4^{ème} à 6^{ème} ordre *sensu Vail et al.* (1991). Mais à nouveau, la méconnaissance des durées précises de ces séquences ne permet pas d'assurer une telle équivalence.

3.2. En domaine de bassin

Sont utilisées pour le découpage séquentiel de la série sédimentaire de bassin les variations du niveau marin relatif définies sur l'ensemble du Bassin Sud-Provençal pour une période donnée. Sont aussi distinguées des séquences de montée ou de baisse du niveau marin relatif ainsi que des périodes de haut niveau et de bas niveau relatifs. Ces séquences sont les plus visibles, mais aussi les moins complètes, sur les bordures du bassin. Dans le centre du bassin, les variations du niveau marin relatif n'ont que peu influencé la sédimentation autochtone, de sorte que les séquences sont moins bien différenciées. Par contre elles y sont plus complètes.

Il est fait abstraction, dans les variations du niveau marin relatif, de l'influence des resédimentations, notamment carbonatées. Même si les mises en place de ces dernières auraient pu temporairement provoquer une diminution de profondeur, n'ont été prises en compte que les tendances (en général de remontée du niveau marin relatif) dans lesquelles s'inscrivaient ces mises en place.

Contrairement au modèle de distorsion des cortèges sédimentaires, tel que résumé par *Guillocheau* (1995), les séquences de montée du niveau marin relatif sont représentées sur l'ensemble des coupes de bassin, par de plus fortes épaisseurs sédimentaires que les séquences de baisse du niveau marin relatif. Ceci est en grande partie lié au mode de fonctionnement assez indépendant des systèmes sédimentaires de la plate-forme et du bassin. La sédimentation du bassin, composée majoritairement à

partir de débris de faune autochtone d'échinodermes, bryozoaires, algues rouges et de grains détritiques silicoclastiques, ne reçoit que peu d'apports de la plate-forme (généralement moins de 10 %). La production et l'accumulation sédimentaire propre au bassin semblent donc rester relativement constantes au cours du temps. De fait, les fortes variations d'épaisseur des dépôts dans le bassin dépendent de l'importance des resédimentations carbonatées qui apparaissent s'être effectuées lors des remontées du niveau marin relatif.

Place des maxima de montée du niveau marin relatif et inversions de tendance

Dans les unités sédimentologiques autochtones, les variations de faciès, de faunes, de structures sédimentaires sont ténues, ce qui rend difficile le positionnement précis d'une inversion de variations du niveau marin relatif (approfondissement à diminution de profondeur).

Au maximum de profondeur de dépôt correspond, en général, en fonction de la position dans le bassin, le groupe de faciès F5 à dominante carbonatée.

Place des maxima de baisse du niveau marin relatif dans le bassin

Les maxima de baisse seraient situés, soit à la base des resédimentations carbonatées, soit dans les unités autochtones sous les resédimentations carbonatées. Ils se placeraient sous une surface de discontinuité qui marque le début d'un approfondissement représenté par des faciès plus fins (par exemple les marnes silteuses rattachées au groupe de faciès F6).

4. Datations

4.1. En domaine de plate-forme carbonatée

La série de plate-forme est datée par de nombreux rudistes dont plus de 400 *Vaccinites* regroupés en 8 espèces (Pl. 3) dont la répartition par séquence majeure de plate-forme est représentée par la figure 6. Ces rudistes ont été récoltés ou observés sur toute la plate-forme.

Dans le synclinal du Beausset, d'après la répartition stratigraphique des rudistes proposée dans les conclusions au colloque sur le Turonien (1982) :

- SPF1 est datée du Turonien supérieur par l'association certaine de *Vaccinites praepetrocoriensis* et *V. petrocoriensis* (*V. rousseli* n'ayant pas été déterminé avec certitude) ;

- SPF2 est datée du Turonien supérieur par l'association de *Vaccinites petrocoriensis* et de *V. rousseli* ;

- la base de SPF3 est datée du Turonien supérieur par l'association de *Vaccinites petrocoriensis* et de *V. rousseli*. L'apparition de *V. giganteus* et de *V. praemoulinsi* toujours associés à *V. petrocoriensis* et *V. rousseli*, date le sommet de SPF3 du Turonien terminal.

Dans le Massif de la Sainte Baume, toujours en fonction des conclusions au colloque sur le Turonien (1982) et en accord avec le professeur J. Philip (comm. pers., 2003), SPF4 et SPF5 sont datées du Coniacien par la présence significative de *V. giganteus* dans son

association avec *V. praegiganteus* (32 % de *V. giganteus* et 68 % de *V. praegiganteus*), et la disparition de *V. rousseli*. Les deux individus de *V. petrocoriensis* récoltés à la base de SPF4 et au sommet de SPF5 sont des formes évoluées, de grande taille, pouvant être d'âge Coniacien (Philip, comm. pers., 2003).

Deux ammonites, l'une récoltée sous D0 dans le bassin et l'autre recueillie dans A5 au-dessus de SPF3 dans le synclinal du Beausset, permettent d'affiner le calage stratigraphique. *Romaniceras ornatissimum* (Pl. 4, photo 5) est le fossile indice de la troisième Zone d'ammonites du Turonien moyen et *Peroniceras tricarinatum* (Pl. 4, photo 6) est le fossile indice de la seconde Zone d'ammonites du Coniacien.

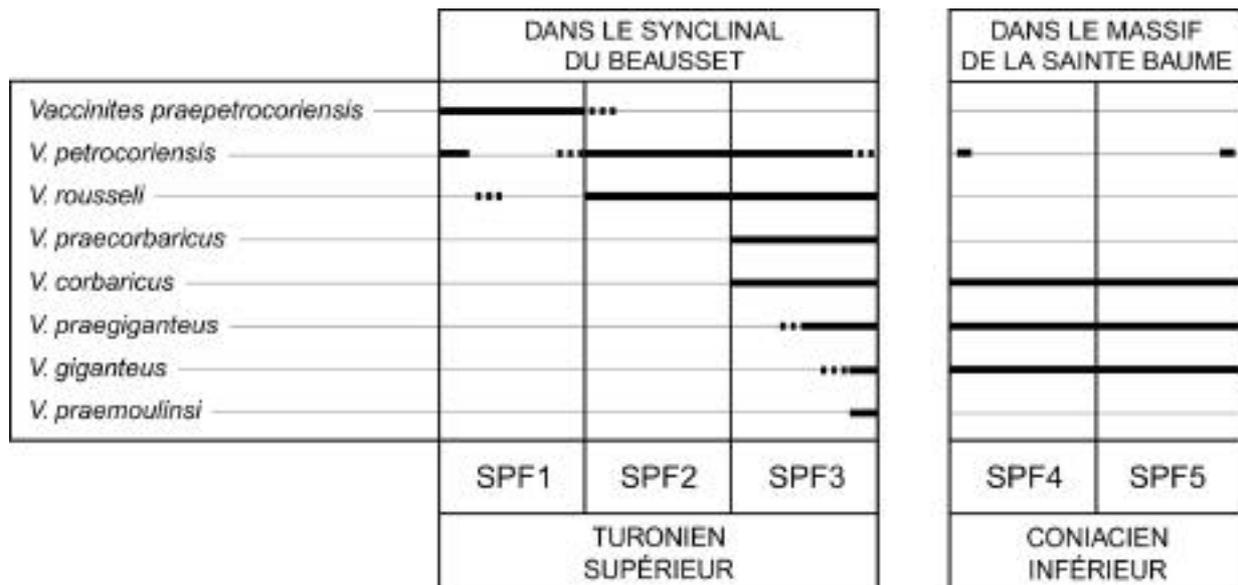


Fig. 6. Tableau de répartition des rudistes échantillonnés et déterminés au cours de cette étude et datation des séquences majeures de plate-forme carbonatée. Les tirets indiquent que les espèces n'ont pas été reconnues avec certitude.

4.2. En domaine de bassin

Les datations des unités sédimentologiques de domaine de bassin ont été réalisées à partir de foraminifères (déterminés sur lames minces et en lavages) et à partir des rudistes essentiellement récoltés dans les unités de resédimentation carbonatées (Fig. 7). La microfaune a été prélevée dans les unités autochtones, dans la matrice des resédimentations carbonatées, et dans les termes les plus fins, de décantation, au sommet des resédimentations, susceptibles d'avoir fossilisé de ces microfaunes autochtones au bassin. Les unités de resédimentation terrigènes n'ont pas fait l'objet de prélèvements systématiques dans le but de réaliser des datations, la microfaune y étant rare et en très mauvais état de conservation. Ont été utilisées aussi les données issues des micro- et macrofaunes récoltées et étudiées précédemment par Philip (1970), Tronchetti (1981), Jacquet (1982), Godart (1997) et Grosjean (1997).

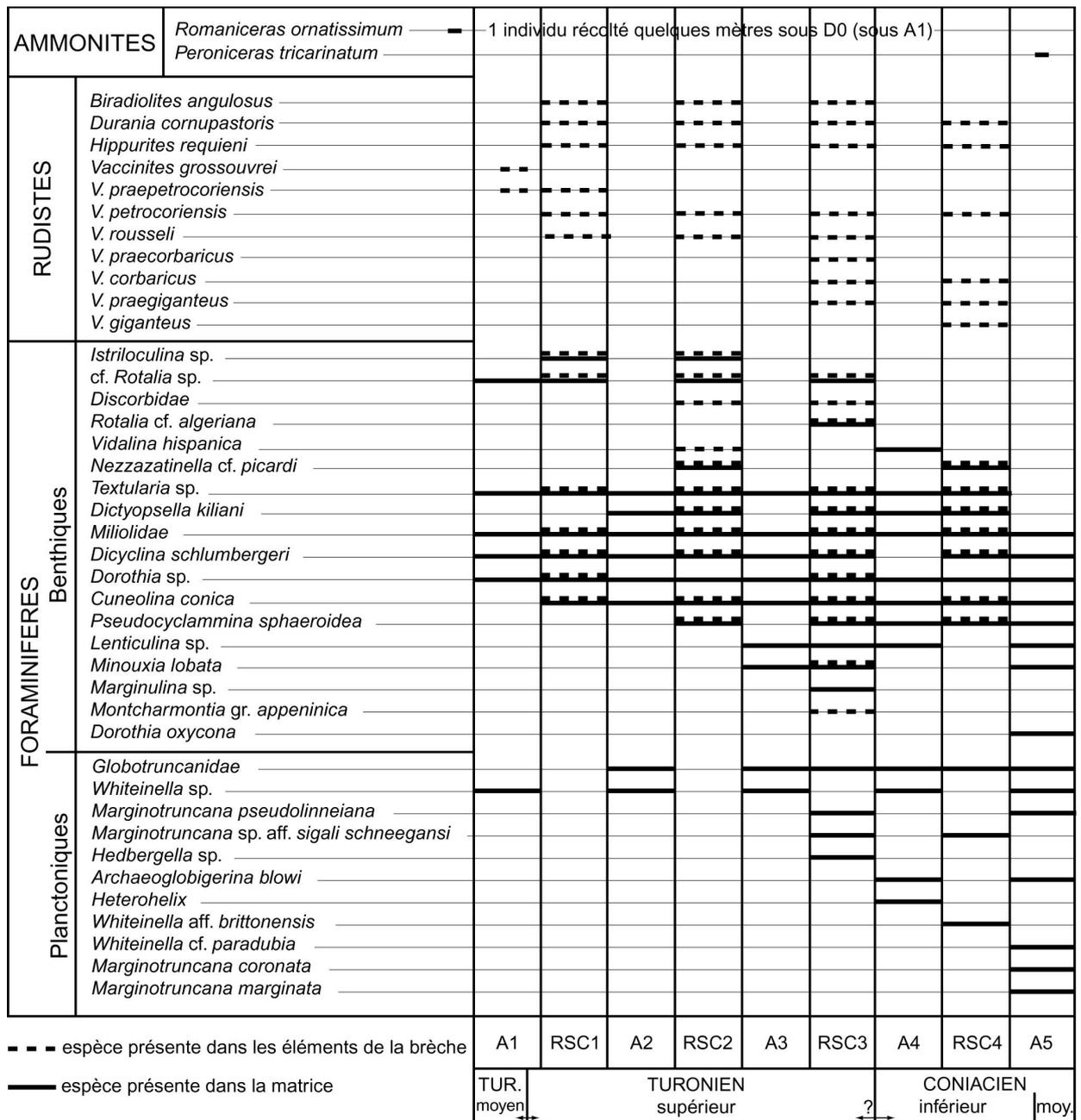


Fig. 7. Tableau de répartition biostratigraphique des rudistes, des foraminifères benthiques et planctoniques échantillonnés et déterminés au cours de cette étude dans la série de bassin. Pour les unités de résédimentation carbonatées, une distinction a été faite entre les espèces présentes dans la matrice et celles présentes seulement dans les éléments resédimentés.

Ainsi, une large partie inférieure de A1 est datée du Turonien moyen, Zone à *Ornatissimum pro-parte* et Zone à *Deverianum*, en accord avec les conclusions au colloque sur le Turonien (1982), notamment en fonction de la présence de *Romaniceras ornatissimum* quelques mètres sous D0 et d'après la détermination de *Vaccinites grossouvrei* en association avec *V. praepetrocoriensis* dans un banc bréchiq ue intercalé dans A1 considéré comme peu remobilisé (la matrice de la brèche étant A1 et les organismes étant presque toujours entiers, rarement cassés).

Probablement la partie supérieure de A1, et les unités RSC1, A2, RSC2, A3 et RSC3 sont datés du Turonien supérieur.

RSC4, la partie inférieure calcarénitique de A5 et probablement RSC5 (intercalée dans A5) sont datées du Coniacien inférieur.

La partie supérieure de A5 est datée du Coniacien moyen, en fonction de la présence d'ammonites (Collignon *et al.*, 1979, Hennuy, 1999) (Pl. 4, photo 6). En effet, *Peroniceras tricarinatum*, fossile indice de la deuxième zone du Coniacien, trouvée à la base de cette partie marneuse de A5, donne un âge Coniacien moyen.

Les unités RST1 et RST2 sont datées du Turonien supérieur car elles passent latéralement aux unités A2 et A3 respectives. Selon le même argument, RST4 passant latéralement à A5 est datée du Coniacien.

Des incertitudes demeurent pour les unités A4 et RST3 dans lesquelles se situerait la limite Turonien - Coniacien. Ceci correspond à la "zone intermédiaire" de Babinot (1980) et Tronchetti (1981).

5. Inventaire des séquences de plate-forme carbonatée et des unités sédimentologiques de bassin

Une coupe synthétique (Fig. 8), rendant compte de toutes les séquences de plate-forme carbonatée reconnues dans le synclinal du Beausset et des unités sédimentologiques de bassin, a été établie. Cette coupe représente de façon très condensée, suivant un profil N-NE à S-SW, la série du bassin épaisse d'environ 500 m et la série de plate-forme épaisse d'environ 160 m.

5.1. Inventaire des séquences majeures de plate-forme

SPF1

Cette séquence se développe au dessus d'une discontinuité sédimentaire dite D0 qui est l'équivalent de la discontinuité TuSb3 de Jolet (1996) correspondant à un maximum de diminution de profondeur. SPF1 est constituée de calcaires de groupes de faciès F2 et F3, à faune de rudistes et microfaune typique d'environnement de plate-forme interne à médiane. Elle est faite de l'empilement de séquences de dépôts élémentaires, en grande majorité de comblement, d'épaisseur métrique à plurimétrique. SPF1 se termine par la discontinuité D1 (équivalent de la discontinuité TuSb4 de Jolet, 1996). L'épaisseur maximum de SPF1, égale à 65 m, a été relevée dans la coupe de Fontblanche (Fig. 11).

SPF2

SPF2, au-dessus de D1 est constituée de calcaires de plate-forme de groupes de faciès F2 à F4. Bien que tous les milieux de plate-forme soient représentés dans cette séquence majeure, la faune et la microfaune sont, d'une manière générale, représentatives de milieux plus externes que celles contenues dans SPF1. SPF2 est formée le plus souvent de mésoséquences d'approfondissement puis de diminution de profondeur d'épaisseur plurimétrique, mais aussi de séquences élémentaires de comblement d'épaisseur métrique. SPF2 se termine par la discontinuité D2 caractérisée par un paléokarst. L'épaisseur maximale relevée pour cette séquence majeure est de près de 70 m dans la coupe de Fontblanche (Fig. 11).

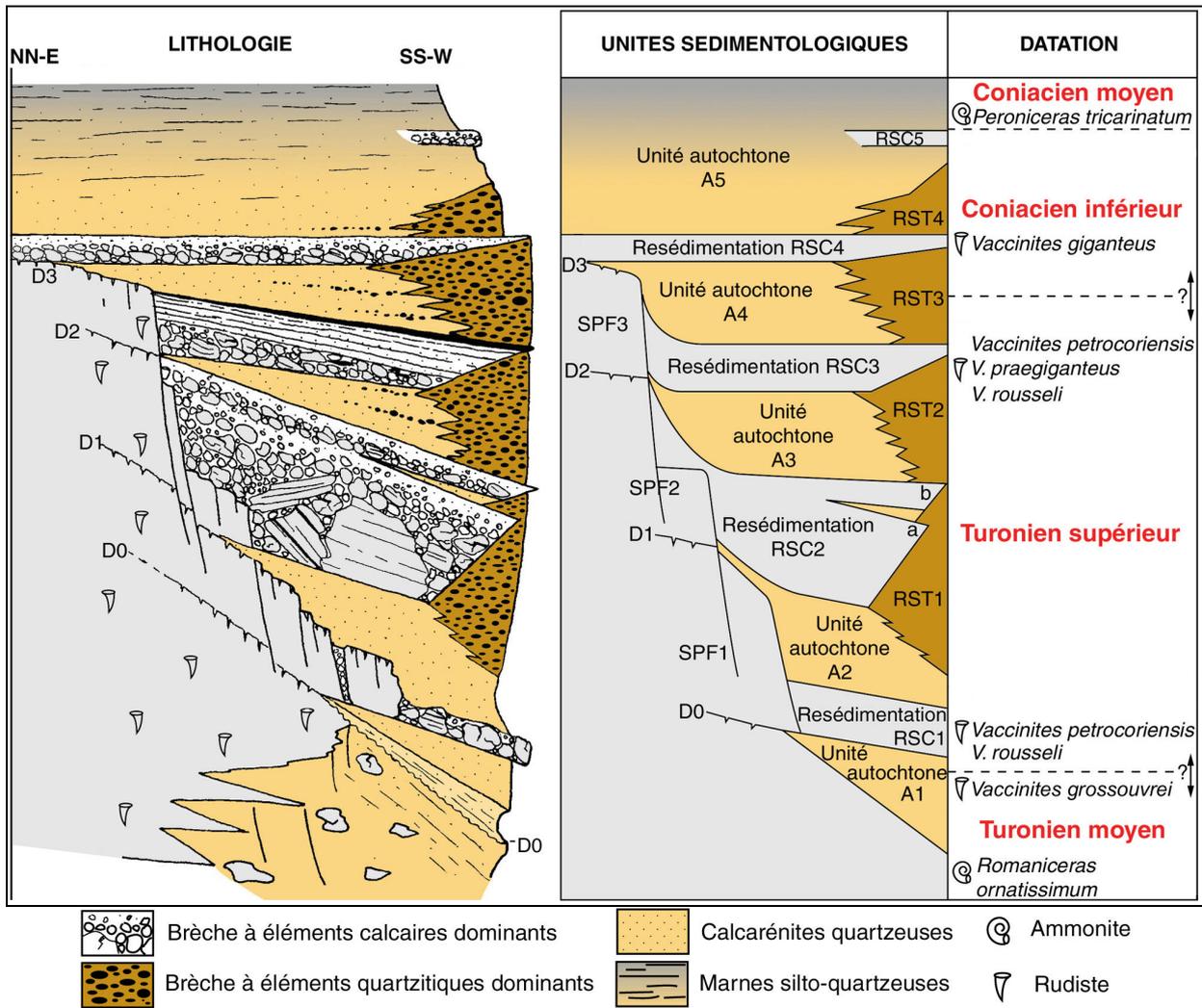


Fig. 8. Coupe synthétique de la série sédimentaire en remplissage du Bassin Sud-Provençal du Turonien moyen *pro parte* au Coniacien moyen *pro parte*. Place des unités sédimentologiques autochtones (A), resédimentées carbonatées (RSC), resédimentées terrigènes (RST) et des séquences majeures de plate-forme (SPF) reconnues dans le synclinal du Beausset. L'épaisseur totale de la série représentée est d'environ 500 m au SS-W.

SPF3

Cette séquence majeure de plate-forme n'est observée en place qu'au sommet de la coupe de Fontblanche (Fig. 11), à proximité du Grand Caunet. Elle repose là sur D2 et présente un groupe de faciès F4 calcaire riche en organismes de milieux de plate-forme externe. SPF3 épaisse ici de 12 m se termine par la discontinuité D3. Elle est aussi présente, avec une épaisseur de 35 m, en un olistolithe de grande taille dans la coupe du Vallon de Faouvi.

SPF4

SPF4 n'est connue que dans le Massif de la Sainte Baume. Elle est représentée par la première barre carbonatée reposant sur des faciès de milieux saumâtres surmontant la discontinuité au toit des terrains d'âge Crétacé inférieur (coupe de Roussargue, annexe A4

et coupe des Pics des Corbeaux, annexe A5). Elle y présente les groupes de faciès F2 à F4. Elle termine par la discontinuité D4. Son épaisseur varie de 5 à 15 m.

SPF5

Comme SPF4, SPF5 n'est connue que dans le Massif de la Ste Baume (annexes A4 et A5). Cette séquence est surtout faite du groupe de faciès F3 et plus rarement des groupes de faciès F2 et F4. Son épaisseur, variable, est comprise entre 2 et 10 m. Elle se termine par une surface irrégulière issue d'érosion : la discontinuité D5. SPF4 et SPF5 sont séparées par des calcarénites quartzieuses et glauconieuses.

5.2. Inventaire des unités autochtones et de resédimentation carbonatées du bassin

Les lieux cités sont localisés sur les planches 5, 6 et 7.

A1

Cette unité débute avec la discontinuité D0 intra Turonien moyen. Elle comporte deux sous unités, une inférieure à dominante quartzeuse et à ciment calcaire (très décalcifiée à l'affleurement), et une supérieure calcarénitico-quartzeuse à litages obliques. Le groupe de faciès F6 domine dans la sous unité inférieure et le groupe faciès F5 domine dans la sous unité supérieure. A1 n'est reconnue que dans le secteur occidental du synclinal du Beausset, dans le Massif du Soubeyran. Elle affleure de manière complète à environ 1,5 km au Sud du Pas de la Colle, au pied des Falaises Soubeyrannes (annexe B7). Son épaisseur est là de 75 m environ. Elle est peu visible au Nord du Pas de la Colle car souvent couverte par la végétation. Dans le secteur oriental du synclinal du Beausset, A1 est indifférenciée de A2 et A3. Ces 3 dernières forment là un ensemble épais de 70 m.

RSC1

Cette unité n'est connue que dans le secteur occidental du synclinal du Beausset où elle affleure particulièrement bien dans les Falaises Soubeyrannes. Elle a été étudiée en détail par Grosjean (1997) depuis le Pas de Julien sous la Couronne de Charlemagne jusqu'au Jas de la Penna.

RSC1 se prolonge depuis le Jas de la Penna jusqu'à sa disparition en mer à l'aplomb du sommet du Soubeyran (point côté à 394 m).

Cette unité, épaisse de 0 à 20 m, est une mégabrèche polygénique hétérométrique très grossière, présentant à son sommet une succession de séquences de dépôts généralement granodécroissantes. Les éléments de cette brèche, essentiellement carbonatés, peuvent être de grande taille (olistolithes de plusieurs dizaines de mètres de long et jusqu'à 20 m de haut). La matrice est calcarénitique et contient du quartz ainsi que de la glauconie.

A2

Comme A1, cette unité n'est distinguée que dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Elle est observable dans tout le Massif du Soubeyran et disparaît vers le Nord aux environs du Jas de Mondon où elle repose en biseau sur la plate-forme carbonatée. Son épaisseur est variable, de 170 m dans les Falaises Soubeyrannes à 0 m au Nord. A2 est constituée de calcarénites et souvent de calcirudites, quartzieuses et glauconieuses, empilées en rides, mégarides, dunes et de corps concavo-convexes de type mamelons. Le groupe de faciès dominant est F6, F5 étant présent pour une moindre part.

Dans le secteur oriental du synclinal du Beausset, elle forme avec A1 et A3 un ensemble épais de 70 m.

RSC2

Il s'agit de l'unité de resédimentation carbonatée la plus grossière et la plus épaisse du secteur occidental du synclinal du Beausset (plus de 70 m dans les Falaises Soubeyrannes), cette unité n'existant pas dans le secteur oriental. C'est une mégabrèche polygénique hétérométrique formée de différentes séquences de dépôts en général granodécroissantes. Les deux premiers tiers de cette mégabrèche comprennent des olistolithes de grande taille, pour la plupart compris entre les catégories *coarse block* et *fine slab* de la classification de Blair & McPherson (1999), et correspondent à une seule séquence de dépôt. La nature de ces éléments est essentiellement calcaire à rudistes, madréporaires, chaetétidés. Certains olistolithes sont calcarénitico-quartzeux et glauconieux. La diminution de la taille des éléments vers le haut est progressive. Le dernier tiers de la mégabrèche est formé de séquences granodécroissantes à éléments de taille comprise entre les classes *granules* et *medium boulder sensu* Blair & McPherson (1999). La matrice est calcarénitique, avec de plus en plus de grains de quartz et de glauconie vers le sommet.

A3

Cette unité est formée de calcarénites, et parfois de calcirudites, quartzeuses et glauconieuses. Les structures sédimentaires sont soit des mégarides à litages obliques, le plus souvent tangentiels à la base, soit des corps concavo-convexes de longueur d'onde de l'ordre du mètre en accréation verticale dominante. Ces corps sont parfois recoupés par des bancs microconglomératiques d'épaisseur pluricentimétrique à pluridécimétrique. Les groupes de faciès dominants sont F5 à proximité de la plate-forme et F6 voire F7 au coeur du bassin. A3 affleure dans le secteur occidental du synclinal du Beausset où elle a une épaisseur maximale de 34 m (coupe de l'Autoroute A50, annexe B5). Dans le secteur oriental du synclinal, elle constitue avec A1 et A2 un ensemble épais de 70 m entre le Mont Caume Est et le village du Revest les Eaux. A3 disparaît en direction du Nord aux environs de Roumagoua dans le secteur occidental du synclinal et l'ensemble A1, A2, A3 disparaît aux environs de la Grande Bastide d'Orves dans le secteur oriental.

RSC3

Cette unité affleure dans tout le synclinal du Beausset. Elle y présente différents caractères et des épaisseurs variables.

Dans le secteur occidental du synclinal, RSC3 a une épaisseur moyenne de 15 à 20 m, est moins grossière que RSC2 et est constituée d'éléments de tailles de la classe *very coarse block* ou même *fine slab sensu* Blair & McPherson (1999). C'est une brèche polygénique, hétérométrique formée de séquences élémentaires granocroissantes puis granodécroissantes comprises dans une séquence d'ordre supérieur granodécroissante. Cette brèche passe à des calcarénites peu quartzeuses (moins de 10 % de quartz), et à dominante de débris de calcaires de plate-forme. Ces calcarénites, exploitées pour la taille de pavés et comme pierre d'ornementation, connues sous l'appellation de "grès à pavés", affleurent dans de nombreuses carrières. Elles montrent de bas en haut une stratodécroissance des bancs que séparent de très fins lits marneux. Les seules figures sédimentaires sont des laminations horizontales planes. Ces calcarénites sont granodécroissantes vers le haut jusqu'à passer à des calcisiltites très finement laminées, à laminations ondulantes de rides de courant. Les joints marneux dans les calcisiltites sont

nombreux de manière à déterminer un matériau friable appelé "safre" par les carriers. RSC3 disparaît au Nord aux environs de Ceyreste.

Dans le secteur septentrional du synclinal, RSC3 n'est présente qu'en certains points. Elle y présente soit un caractère très grossier à olistolithes de plusieurs dizaines de mètres de long, tout contre la plate-forme carbonatée, soit des caractères similaires à ceux qu'elle présente dans le secteur occidental du synclinal.

Dans le secteur oriental, depuis le Vallon de Faouvi jusqu'au Mont Caume où elle affleure particulièrement bien et correspond à la barre carbonatée du "Bau de Midi", RSC3 est très grossière et contient de nombreux olistolithes de la classe *very coarse block* ou même *fine slab sensu* Blair & McPherson (1999). Elle présente une granodécroissance à son sommet mais reste grossière. Son épaisseur atteint 80 m au Mont Caume.

A4

Cette unité, affleurant dans presque tout le synclinal du Beausset, est faite de calcarénites quartzieuses et glauconieuses de teinte rousse en altération, d'épaisseur et de faciès variables.

Dans le secteur occidental du synclinal, elle est constituée de l'empilement de corps sédimentaires de 1 à 5 m de longueur d'onde pour 5 à 30 cm d'amplitude, à litages obliques tangentiels, et de corps concavo-convexes à litages ondulants. Ces structures sont parfois recoupées par des bancs microconglomératiques. Les groupes de faciès dominants sont F5, F6 et parfois F7 (surtout vers le Sud). Son épaisseur est de 15 à 20 m.

Dans le secteur septentrional du synclinal, A4 est faite des groupes de faciès F5 et F6 et parfois F4 à dominance carbonatée. Son épaisseur est comprise entre 0 et 35 m.

Dans le secteur oriental du synclinal, elle est faite des groupes de faciès beaucoup plus riches en silicoclastiques souvent grossiers, F6 voire F7. Les corps sédimentaires sont concavo-convexes à litages ondulants, des mégarides et des dunes hydrauliques d'une amplitude pouvant atteindre 2 m. Des fossiles d'éponges siliceuses sont présents en grand nombre. L'épaisseur maximale de A4 est de 220 m dans la coupe du Mont Caume (annexe B10). Cette unité se biseaute très rapidement vers l'Ouest-Sud Ouest pour disparaître vers Sainte Anne d'Evenos.

RSC4

Cette unité de resédimentation carbonatée est présente sur l'ensemble du synclinal du Beausset. Il s'agit d'une brèche polygénique, hétérométrique à éléments carbonatés dominants et à éléments calcarénitico-quartzeux plus rares. La matrice est calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse.

Dans le secteur occidental du synclinal, RSC4 est formée de 3 à 5 séquences élémentaires de dépôts granodécroissantes regroupées en une séquence d'ordre supérieur granodécroissante. Cette brèche vient mouler la paléotopographie au toit de A4 ou de RST3. Son épaisseur est comprise entre 2 et 3 m au Nord de l'autoroute et peut atteindre 15 m au Sud de celle-ci.

Dans le secteur septentrional du synclinal, sur la bordure sud du plateau du Camp, elle est chaotique et très grossière, à olistolithes de la classe *coarse block* ou même *fine slab sensu* Blair & McPherson (1999). Son épaisseur est comprise entre 10 et 25 m.

Dans le secteur oriental du synclinal, elle est aussi très grossière et bien développée depuis le Vallon de Faouvi jusqu'au Mont Caume dont elle constitue de sommet à l'Est. Son épaisseur est comprise entre 20 et 40 m.

A5

Cette unité est connue sur l'ensemble du synclinal du Beausset. Elle présente généralement deux sous-unités bien distinctes. La première correspond à des calcarénites quartzes et glauconieuses de teinte rousse en altération, à corps sédimentaires concavo-convexes à litages ondulants, avec parfois à mégarides à litages obliques tangentiels. La deuxième est faite de calcarénites quartzes fines et de marnes silto-quartzes à laminations horizontales. L'épaisseur de l'unité, de l'ordre de 30 m, peut atteindre 50 m vers La Ciotat et diminue vers le Nord.

Dans le secteur oriental du synclinal du Beausset, A5 est amalgamée aux "Grès du Baguier" sus-jacents.

Les deux sous-unités de A5 sont présentes dans le Massif de la Sainte Baume. La première, épaisse de 5 à 10 m et comprise entre SPF4 et SPF5, y est calcarénitico-quartzes du groupe de faciès F5. La seconde, calcarénitique puis marno-silteuse, épaisse d'environ 10 m dans la coupe de Roussargue (annexe A4), repose sur SPF5.

RSC5

Cette unité est intercalée dans A5 dans le secteur occidental du synclinal du Beausset, et plus particulièrement dans les environs de la colline du quartier du Peymian à La Ciotat et le long de la route menant de ce quartier à la gare de La Ciotat. Il s'agit d'une brèche polygénique et hétérométrique d'une épaisseur comprise entre 2,5 et 3 m. Les éléments sont essentiellement de nature calcaire. La matrice est calcarénitico-quartzes et glauconieuse, voire gréseuse. Le premier mètre de RSC5 correspond à une brèche très matricielle, la partie supérieure est beaucoup plus grossière et plus riche en éléments calcaires, avec des blocs de plusieurs mètres cubes.

5.3. Inventaire des unités de resédimentation terrigènes

Ces unités sont uniquement présentes dans le secteur occidental du synclinal du Beausset, et plus précisément dans le Sud du Massif du Soubeyran, entre les lieux dits du Belvédère, de Fardeloup et du Bec de l'Aigle à La Ciotat.

RST1

Cette unité affleure depuis le Cap de l'Aigle jusque quelque peu au Nord-Ouest du secteur de Saint-Frétoise. Les poudingues du Bec de l'Aigle en font partie : ils sont essentiellement silicoclastiques, à galets de quartzites et de grès d'âge permo-triasique, mais aussi à galets calcaires jurassiques et crétacés. La matrice, lorsqu'elle existe, est riche en grains de quartz et de glauconie. L'unité est organisée en séquences de dépôts d'épaisseur pluridécimétriques à métrique et d'extension inférieure à quelques dizaines de mètres. Cette unité se développe en épaisseur vers le Sud-Est.

RST2

Cette unité affleure depuis l'Anse du Sec à La Ciotat jusqu'à la Carrière du Loin située à 4 km au Nord-Ouest. Là, l'unité est faite de poudingues de même nature que ceux de RST1. Toutefois, ses éléments y sont plus fins, dépassant rarement 5 cm de diamètre et elle est organisée en séquences de dépôts granodécroissantes de 5 à 20 cm d'épaisseur. RST2 s'intrique avec A3 vers le Nord. Au Sud-Est de la Carrière du Loin, RST2 est plus grossière et les séquences de dépôts sont plus épaisses. L'unité repose là directement sur RST1 de sorte qu'il est difficile de définir une limite précise entre RST1 et RST2.

RST3

Cette unité affleure depuis le Clos Redon au Nord jusqu'à la carrière de la Vigie au Sud. Elle est caractéristique au Pont Naturel et alentour. Là, elle est constituée de poudingues de même nature que ceux de RST1 et RST2. Cependant, RST3 apparaît nettement plus grossière. En outre, elle est localement très épaisse (jusqu'à 80 mètres) et comprend des olistolithes de poudingue de même nature, de calcarénites de faciès "grès à pavés" et de calcisiltites de faciès "safre" appartenant à RSC3, ainsi que de calcarénites rousses à litages obliques appartenant à A4. Elle est formée de séquences de dépôts granodécroissantes. Son toit est très irrégulier et présente des reliefs importants (dénivellés pouvant atteindre 30 m). Dans l'anse du Mugel, à La Ciotat, les poudingues de RST3 alternent avec les calcarénites quartzesuses à litages obliques de A4.

RST4

Cette unité affleure presque exclusivement dans le secteur de la Grande Tête au sommet du Massif du Soubeyran. Elle est typique au Sémaphore du Bec de l'Aigle au Sud de la Grande Tête. Là elle est formée de poudingues à éléments grossiers de même nature que ceux de RST1, 2 et 3 décrites précédemment. Cependant, ces poudingues ont une matrice plus abondante. Leur agencement est très variable : massifs au Sémaphore du Bec de l'Aigle où ils atteignent 40 m d'épaisseur, en bancs d'épaisseur métrique, individualisés au sein des calcarénites quartzesuses et glauconieuses de A5, le long de la Route des Crêtes, à seulement 1 km au Nord du Sémaphore.

6. Suivi cartographique des séquences de plate-forme carbonatée et des unités sédimentologiques de bassin

Chacune des unités de bassin, définies précédemment, ont fait l'objet d'un levé cartographique détaillé au 1/10 000^{ème}.

Leurs limites ont été suivies pas à pas sur le terrain, ainsi que sur photographies aériennes. Une distinction a été faite entre les deux sous-unités de calcarénites quartzo-glauconieuses et de marnes silto-quartzesuses de A5.

La plate-forme carbonatée est représentée en un seul ensemble, sans distinction des séquences majeures. La discontinuité de base D0 a été cartographiée presque partout et D1 a été cartographiée sur environ 3,5 km aux environs du Vallon de Faouvi.

Cette cartographie (présentée à l'échelle 1/40 000^{ème}, Pl. 8) permet non seulement de connaître la répartition exacte des unités sédimentologiques, mais aussi de mettre en évidence leur évolution, la géométrie des séquences de dépôts, ainsi que de positionner des lignes structurales ayant influé la sédimentation.

Pour une lecture aisée de cette cartographie sont données les localisations des lieux-dits et des secteurs clés fréquemment cités avec leurs caractéristiques principales.

6.1. Lieux-dits et secteurs clés :

Les lieux-dits, rassemblés dans la liste suivante et reportés sur un fond topographique (Pl. 5, 6 et 7), permettent de localiser la plupart des coupes, les affleurements particulièrement intéressants ou fréquemment cités, et les alignements structuraux. Les coupes sont celles de Fontblanche, Ceyreste Nord, Gendame, la Carrière Cidale, les Carrières, l'Autoroute A50, la route D559, la Route des Crêtes (Pl. 5), le Grand Caunet, la coupe du Castellet (Pl. 6), Faouvi, les Aiguilles et le Mont Caume Est (Pl. 7).

Dans le secteur occidental du synclinal du Beausset (Pl. 5) :

- Le Pas de Belle-Fille et le Jas de Mondon permettent de situer les escarpements de bordure de plate-forme respectivement pour SPF1 et SPF2.

-La Couronne de Charlemagne et plus particulièrement son flanc sud donne un splendide exemple de paléo-escarpement de bordure de plate-forme pour SPF1.

- Les environs de la ferme de Roumagoua présentent la plupart des éléments et olistolithes de RSC2 dans sa partie la plus proximale. En outre, de nombreux rudistes et autres organismes y ont été récoltés.

- La Carrière Cidale offre un affleurement exceptionnel, sans cesse rafraîchi, de RSC3, depuis les brèches organisées jusqu'aux calcisiltites. Les unités A4, RSC4 et la base de A5 y sont également bien représentées.

- Le Baou de la Saoupe et les affleurements compris entre le Pas de la Colle et le Jas de la Penna permettent d'accéder à RSC1 sans difficultés, ce qui n'est pas toujours évident dans les Falaises Soubeyrannes.

- L'autoroute, depuis le Pas de Belle-fille jusqu'à l'échangeur de La Ciotat, livre une coupe détaillée de la série depuis A2 jusqu'à RSC4 dans de nombreuses tranchées de plusieurs dizaines de mètres de hauteur sur plusieurs centaines de mètres de longueur. La tranchée au Sud du Bois de Mentaure offre un panorama de RSC2 dans sa partie proximale, grossière, à olistolithes, sur presque toute son épaisseur.

- La Carrière du Loin, de plus de 60 m de haut pour 150 m de long, montre RSC2 (avec un olistolithe de grande taille), RST2, RSC3, A4 et RST3, et permet d'avoir un aperçu des reliefs que pouvaient former les plus gros olistolithes.

- Le Pont Naturel offre un affleurement continu sur plusieurs centaines de mètres de RSC4 et de son contact avec RST3 sous-jacente.

- Le Belvédère, situé sous le plus haut sommet du Massif du Soubeyran (394 m), montre un affleurement de RST3 et offre un panorama sur la partie la plus grossière à olistolithes de cette unité. RSC4 affleure très bien en bordure de route.

- Le Sémaphore du Bec de l'Aigle, un des repères régionaux des plus remarquables, et la Grande Tête donnent les meilleurs affleurements de RST4.

- La Carrière du Loin, la Dent du Chat, Fardeloup, la Baou-Rous, et le Pont Naturel sont des lieux où la tectonique synsédimentaire est bien enregistrée.

- Les alentours de Saint-Frétoise montrent sur un transect Nord-Ouest/Sud-Est long de 2 km les terminaisons sud de RSC2, RSC3 et RSC4 contre RST1, RST2 et RST3.

- Le Bec de l'Aigle et l'Anse du Mugel, au Sud de La Ciotat, sont autant d'affleurements spectaculaires des RST.

Dans le secteur septentrional du synclinal du Beausset (Pl. 6) :

- L'aire située entre le Grand Caunet, La Bégude et le Sud et Sud-Est de La Bégude, montre un paléoescarpement de la plate-forme carbonatée. Il y apparaît souligné par l'érosion actuelle, correspondant pratiquement à la bordure sud du plateau du Camp, abrupt et scellé par des brèches à olistolithes calcaires juste détachés de la plate-forme.

- Le plateau calcaire portant le village du Camp correspond à la plate-forme, avec les séquences majeures SPF1 à SPF2 bien développées et peut-être une partie de SPF3.

- La Roche Redonne offre, vers le Sud, un panorama à 180° de ce que pouvait être l'escarpement et le contrebas de la plate-forme carbonatée. La descente du Castellet vers le Beausset en donne une autre vue.

Dans le secteur oriental du synclinal du Beausset (Pl. 7) :

- La colline de la Tête du Cade et l'Abîme de Maramoye montrent bien la discontinuité majeure de plate-forme D1. Ils ont livré de plus une population de *Vaccinites praepetrocoriensis*.

- Le Vallon de Faouvi, coupe de référence de la plate-forme, a livré en 3 sites une riche faune de *Vaccinites petrocoriensis* et *V. praegiganteus*.

- Le Puits de Signes est une des positions les plus septentrionale de A4 dans ce secteur oriental du synclinal. Le Puits de Barboteau est aussi creusé dans A4 dont l'épaisseur s'accroît vers le Sud.

- La colline portant les ruines de la Vène correspond à un olistolithe de grande taille de RSC4. Son sommet présente une surface irrégulière avec des encroûtements de fer. De là, RSC4 forme une barre carbonatée qui se suit parfaitement jusqu'au Pas de la Masque et au-delà en direction du Broussan. Au Pas de la Masque, RSC4 est très grossière et comprend de gros olistolithes à pendage parfois vertical.

- Le plateau calcaire des Sambles, la brèche de la Vignasse, la butte calcaire de la ferme de Roboeuf et la barre carbonatée du Bau de Midi sont faits de RSC3 (80 m d'épaisseur au Bau de Midi).

- La Bastide d'Orves montre quelques affleurements de l'ensemble calcarénitique formé de A1, A2 et A3 dans leur position la plus au Nord de ce secteur oriental du synclinal du Beausset.

- La Fontaine Martin et le Haut Ray montrent les plus fortes épaisseurs et un caractère grossier de l'ensemble A1, A2 et A3.

- Le sommet du Mont Caume Est correspond à RSC4.

- L'ensemble formé de A5 et des "Grès du Baguier" est bien développé dans les environs de la Piosine, sous les coulées basaltiques récentes constituant le plateau entre ce lieu-dit et les Rochers de l'Aigue plus au Nord.

- La série sédimentaire épaisse de plus de 400 m au Mont Caume, se biseaute en direction du Sud-Ouest pour ne faire plus que quelques dizaines de mètres à la Barre des Aiguilles, avec A4, RSC4 et A5. A l'Ouest de la Barre de la Jaume, ces unités ont disparu. Les calcaires de la Barre de la Jaume, d'âge Santonien reposent là directement sur les calcaires d'âge Cénomaniens.

6.2. Principaux caractères cartographiques :

Les terrains d'âge Turonien moyen *pro-parte* à Coniacien moyen *pro-parte* ont un pendage local moyen est de 10 à 12° suivant une direction rayonnante depuis le centre du synclinal du Beausset. La bordure sud-est, depuis les Barres de la Jaume et des Aiguilles jusqu'au Mont Caume, montre des pendages de 12 à 70° vers le Nord.

La bordure sud-ouest correspond aux Falaises maritimes du Soubeyran. La bordure sud-est correspond à un réseau d'accidents de direction Est-Ouest mettant en contact les écaillés de terrains jurassiques et triasiques au Sud avec le synclinal du Beausset au Nord.

- Les unités autochtones A1 à A5 sont représentées sur la carte par les gammes de couleurs rouges, oranges et jaunes. Les unités de resédimentation carbonatées RSC1 et RSC2 sont en vert foncé et moyen, RSC3 et RSC4 sont représentées par les bleus moyen et clair. Les unités de resédimentation terrigènes RST1 à RST4 correspondent à la gamme des roses et mauves. La plate-forme carbonatée est en vert clair. Les ensembles formés d'unités sédimentologiques non différenciées sont hachurés diagonalement et portent les couleurs de chaque unité qui les composent.

- La plate-forme carbonatée est localisée au Nord de la carte où elle affleure largement.

- D'une manière générale, les unités autochtones du bassin A1 à A5 recouvrent en biseau, au Nord, la plate-forme carbonatée ou les unités de resédimentation carbonatées. Ces unités autochtones transgressent de plus en plus vers le Nord, jusqu'à ce que la sous-unité supérieure marneuse de A5 recouvre tout. En même temps, elles diminuent considérablement d'épaisseur vers le Nord.

- Les unités de resédimentation carbonatées RSC1 à RSC4 diminuent généralement en épaisseur et s'amalgament au Nord, où elles arrivent au contact de la plate-forme carbonatée. Ces unités transgressent de plus en plus vers le Nord au cours du temps : RSC1 est en contact latéral avec la plate-forme au Pas de Belle-fille, tandis que RSC4 est encore présente sur toute la bordure sud du plateau du Camp. Les affleurements de RSC4 plus au Nord ayant disparu par érosion, sa limite septentrionale demeure inconnue.

RSC1, 2, 3 et 4 disparaissent également au Sud-Ouest, où elles se bloquent contre les unités de resédimentation terrigènes. Ces disparitions se font de plus en plus vers le Sud-Est au cours du temps : RSC1 disparaît à l'aplomb du sommet du Massif du Soubeyran, RSC2 disparaît à l'aplomb du Sémaphore du Bec de l'Aigle, RSC3 à l'Est de Saint-Frétouse, et RSC4 à 400 m à l'Est de RSC3. Ces unités disparaissent aussi au Sud-Est où elles se biseautent depuis l'Est (Mont Caume) vers l'Ouest (Sainte Anne d'Evenos où elles disparaissent).

- Les unités de resédimentation terrigènes RST1 à RST4, localisées dans la partie Sud du Massif du Soubeyran, s'étalent de plus en plus vers le Nord de RST1 à RST3. RST3 et A4 s'interdigitent entre la Carrière du Loin et Fardeloup.

- Dans le secteur oriental du synclinal du Beausset, la série de bassin n'est pas aussi complète que dans le secteur occidental. Seules les unités RSC3, A4, RSC4 et A5 sont reconnues là. Les unités RSC1, RSC2, et les 4 RST sont absentes. Aux environs du Mont Caume, l'ensemble indifférencié A1, A2, A3 repose directement sur les terrains d'âge Turonien inférieur élevé.

CHAPITRE 2

**ANALYSE DETAILLEE
DES SERIES DE PLATE-FORME ET DE BASSIN**

CHAP 2 : ANALYSE DETAILLEE DES SERIES DE PLATE-FORME ET DE BASSIN

1. La série de plate-forme carbonatée

2. La série de bassin

3. Les édifices deltaïques

1. La série de plate-forme carbonatée

La série de plate-forme carbonatée a été étudiée au travers de 3 coupes de référence, les plus épaisses, en bordure nord du synclinal du Beausset, de plusieurs coupes levées dans des olistolithes carbonatés des RSC, et de quelques coupes de plus faible épaisseur réalisées en position très septentrionale, en dehors du synclinal du Beausset. Les 3 coupes de référence sont celles de Fontblanche, décrite en détail dans ce chapitre, du Vallon de Gendame et du Vallon de Faouvi (annexes A1 et A2). Elles sont les seules à montrer la série en continuité sur des épaisseurs de 75 à 140 m. Les coupes hors du synclinal du Beausset sont celles de Roussargue et des Pics des Corbeaux dans le Massif de la Sainte Baume (annexes A4 et A5).

Sur chaque représentation des coupes sont figurés :

- la stratonomie et le contenu en fossiles, y compris leur abondance et leur disposition (en position de vie, ou remaniés ; se reporter à la légende, Fig. 9) ;
- une échelle des épaisseurs ;
- une courbe des textures basée sur les nomenclatures de Dunham (1962) et d'Embry & Klovan (1971) ;
- la répartition sur une échelle verticale des 8 principaux groupes faciès de dépôts ;
- des courbes de paléop profondeurs de dépôts des séquences élémentaires de dépôts, notées S, estimées à partir des textures, des faunes et microfaunes et de leur succession, des épaisseurs relatives de chaque séquence dont le toit est censé représenter l'émersion ;
- le découpage en mésoséquences de dépôts avec leurs cortèges d'approfondissement et/ou rétrogradants, de diminution de profondeur et/ou progradants et/ou agradants.

Dans un premier temps, la coupe de référence de Fontblanche, la plus épaisse, est décrite complètement. Chaque séquence majeure de plate-forme est ensuite décrite en détail avec ses évolutions latérales et une interprétation en termes de milieux de dépôts et de variations du niveau marin relatif (paléop profondeur).

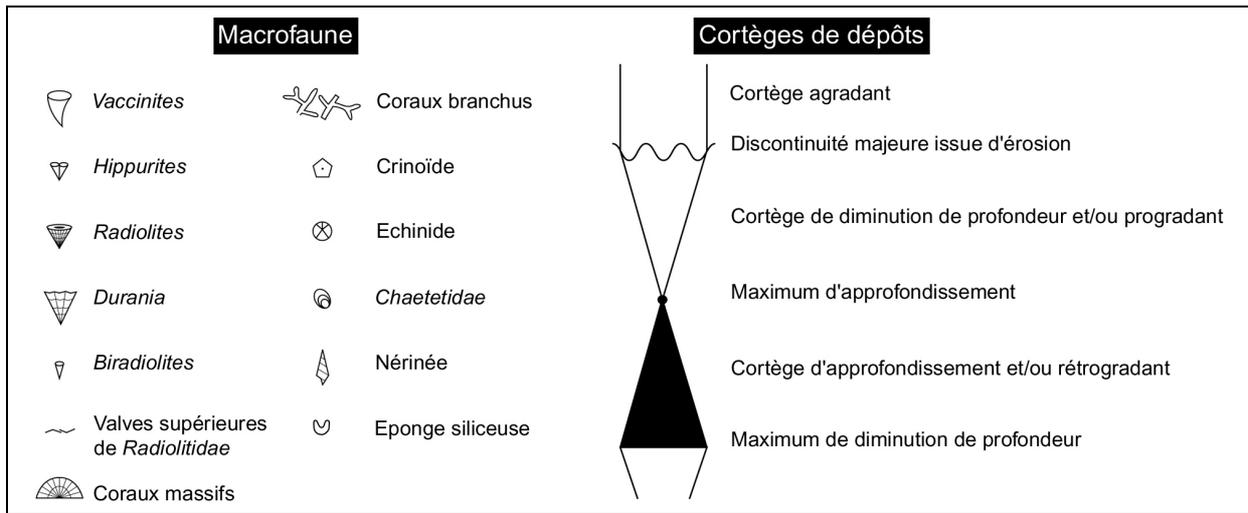


Fig. 9. Symboles représentatifs des macrofaunes et du mode de découpage séquentiel utilisés dans les coupes de plate-forme (Fig. 11 et Annexes A1 à A5). Les organismes fossiles sont ici représentés en position de vie. Lorsqu'ils n'ont pas été trouvés en position de vie, ils sont représentés dans les coupes avec des positions différentes.

1.1. La coupe de référence de Fontblanche

1.1.1. Localisation

Cette coupe est située en bordure de la route départementale D3d reliant Cuges au Grand Caunet, à quelques centaines de mètres au Nord du Grand Caunet (Fig. 10). Les coordonnées Lambert (III) sont : X = 869,9 à 870,6 et Y = 3109,5 à 3110,3.

En raison d'une zone d'invisibilité, la coupe débute à environ 8 m au-dessus de la discontinuité D0 (équivalente à TuSb3 de Jolet, 1996, p. 94, fig. 33). La série relevée est épaisse de 140 m (Fig. 11).

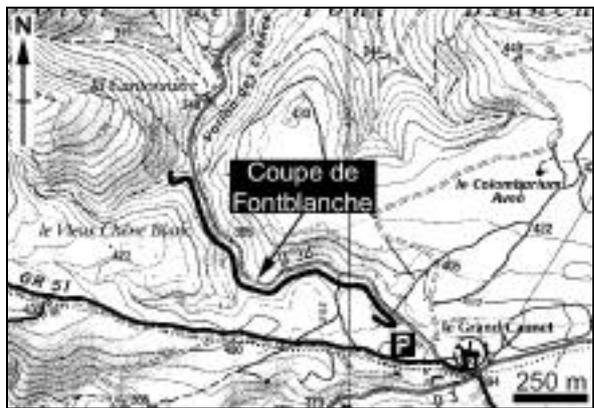


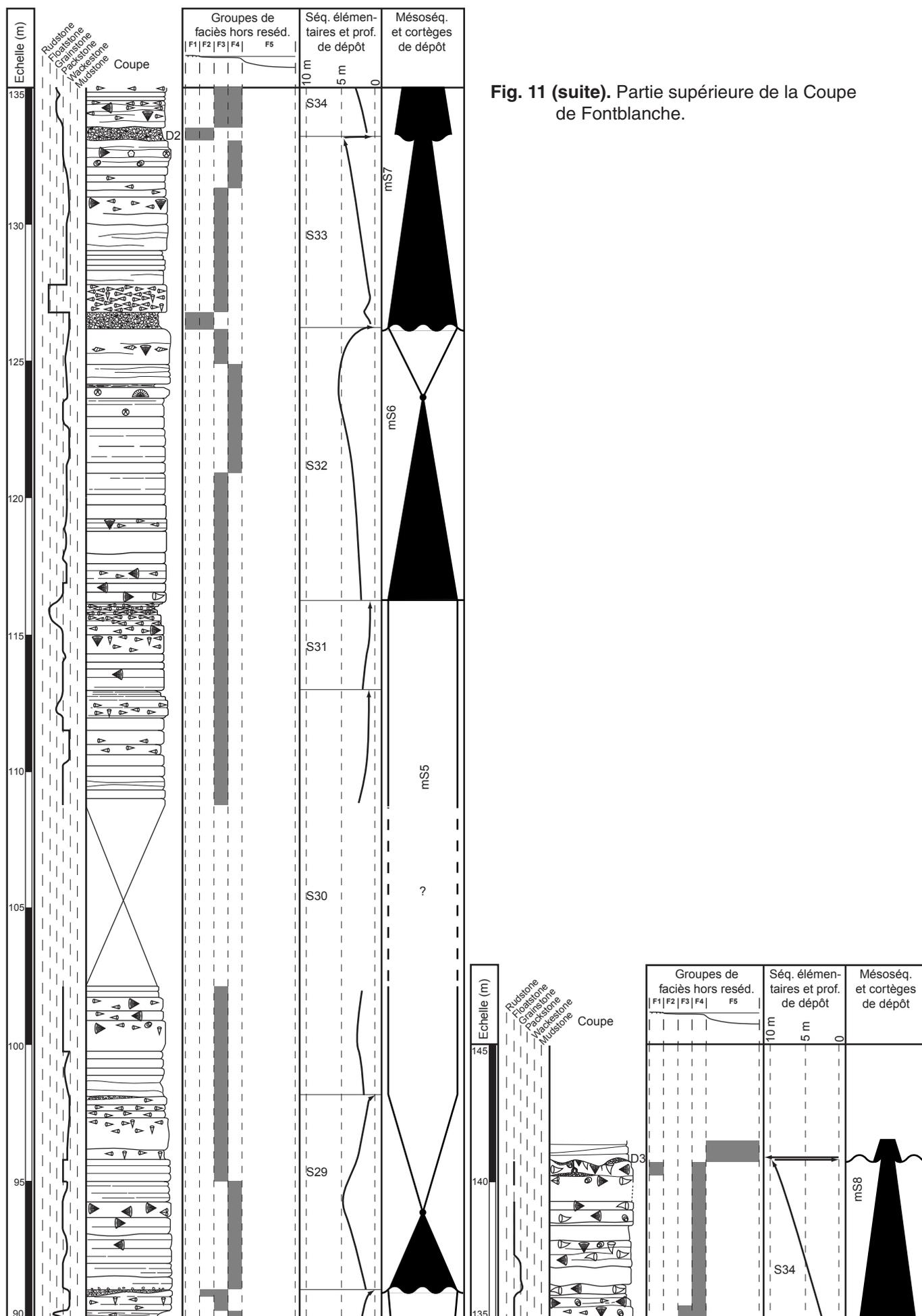
Fig. 10. Localisation géographique de la coupe de Fontblanche. La base de la coupe est au Nord, le sommet au Sud, à proximité du Grand Caunet.

1.1.2. Contenu biologique général et datation

La macrofaune est surtout composée de nombreux rudistes (*Hippuritidae* dont *Hippurites* sp. et *Vaccinites* sp., *Radiolitidae* dont *Radiolites* sp., *Biradiolites angulosus*, *Durania cornupastoris*), de nombreux *Chaetetidae*, de coraux, branchus ou massifs, de gastéropodes dont des nérinées.



Fig. 11. Partie inférieure de la Coupe de Fontblanche.



L'ensemble de la coupe est daté du Turonien supérieur par l'association de *Vaccinites praepetrocoriensis* et de *V. petrocoriensis* échantillonnés ou déterminés à l'affleurement. L'apparition dans les 5 derniers mètres de *V. praegiganteus*, *V. giganteus* et *V. praemoulini*, caractérise le Turonien terminal.

La microfaune est surtout composée de foraminifères benthiques (miliolidés, textulariidés, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Dictyopsella* sp., *Vidalina* sp.) et de bryozoaires. La microflore est essentiellement constituée d'algues udotéacées et mélobésiées (très nombreuses dans certains microfaciès). Cette microfaune et microflore n'ont malheureusement pas de valeur stratigraphique aussi précise que la macrofaune de *Vaccinites*.

1.1.3. Analyse séquentielle

La série est divisée en 8 mésoséquences, mS1 à mS8, regroupées en 3 séquences majeures de plate-forme, SPF1, SPF2 et SPF3. Chacune de ces mésoséquences est d'abord décrite, puis interprétée en termes de milieux et de cortèges de dépôts.

Mésoséquence 1.

Discontinuité basale D0

La barre calcaire du "Pas d'Ourié" *sensu* Jolet (1996) constitue le substratum de la série étudiée. Elle est faite dans le détail de séquences de dépôts contenant à leur base de très nombreux *Radiolitidae*, dont surtout des *Biradiolitinae*, des foraminifères benthiques et des algues vertes. Ces séquences de dépôts se terminent souvent par des calcaires *mudstone-wackestone* à remplissages géotropes de cavités de dissolution et de fentes de bréchification. La "barre du Pas d'Ourié" se termine par une surface perforée sous laquelle des cavités de dissolution présentent des remplissages géotropes. Cette surface est la discontinuité TuSb3 de Jolet (1996), nommée D0 dans cette étude, et qui correspond à un maximum de diminution de profondeur.

Au-dessus de D0, une zone d'invisibilité d'une épaisseur d'environ 8 m correspond à un petit vallon.

Les 19 m suivants d'affleurement sont faits de 5 séquences de dépôt élémentaires, S1 à S5 (Fig. 11).

Description

S1 épaisse de 6 m, est tout d'abord faite de calcaires *grainstones* très bioclastiques à l'aspect noduleux et à très nombreux *Radiolitidae* de grande taille (Pl. 9, photo 1), dont *Durania*, nérinées, coraux (surtout massifs) et *Chaetetidae*. Progressivement les coraux disparaissent vers le haut au profit des *Radiolitidae*, et la texture s'affine. Au sommet de la séquence, les calcaires de texture *wackestone* contiennent de nombreux *Biradiolites* couchés.

S2 comprend presque exclusivement des *Radiolitidae* de grande taille, sauf au sommet où seuls sont présents des *Biradiolites* en position de vie.

S3 et S4 sont de même type, mais sans macrofaune à leur sommet.

S5, épaisse d'environ 1 m, de texture *wackestone*, contient seulement quelques *Radiolitidae* à sa base. Elle est surmontée par une brèche calcaire à "cailloux noirs" (base de S6).

Interprétation

Dans S1, l'évolution depuis des associations fauniques variées et abondantes à la base, jusqu'à des associations largement dominées d'abord par des *Radiolitidae*, puis par des *Biradiolites* au sommet, est caractéristique d'un cortège de diminution de profondeur. L'évolution des textures, depuis des *grainstones* traduisant un hydrodynamisme fort jusqu'à des *wackestones* caractéristiques d'un hydrodynamisme faible caractériserait un même cortège. S1 correspondrait donc à une séquence de diminution de profondeur par comblement.

La diversité et l'abondance de la faune à la base visible de S1 indiquent une stabilité du milieu et donc peut être un maximum de profondeur (Skelton *et al.*, 1995 ; Gili *et al.*, 1995 ; Skelton *et al.*, 1997 ; Sanders & Pons, 1999). Le maximum d'approfondissement serait celui de la mésoséquence mS1.

S2, S3, et S4 présentent les mêmes évolutions de faune et de texture que S1. Elles correspondent donc aussi à des séquences de diminution de profondeur, par comblement. La faune, moins diversifiée, moins abondante, et surtout les *Biradiolites* en position de vie, organismes vivant sous une faible tranche d'eau, de l'ordre du mètre à quelques dizaines de centimètres, voire moins, selon Floquet (1991) semble indiquer que les profondeurs étaient plus faibles que celle de S1.

Enfin, les "cailloux noirs" dans la brèche surmontant S5, indiqueraient que la plate-forme a émergé. En effet, ces "cailloux noirs" proviendraient du remaniement d'horizons noircis considérés comme formés en milieux émergés, avec paléosols (Strasser & Davaud, 1983 ; Lang & Tucci, 1997). Ce remaniement résulterait de l'érosion lors de transgression (*transgressive lag deposit*) à la base de S6 et mS2.

En résumé, mS1 depuis le maximum d'inondation à la partie supérieure visible de S1 jusqu'au maximum de diminution de profondeur au sommet de S5, est faite essentiellement d'un cortège de diminution de profondeur (et/ou progradant).

Mésoséquence 2.

Cette mésoséquence, épaisse de 23 m, est constituée de 7 séquences élémentaires de dépôts, S6 à S12 (Fig. 11).

Description

Les quatre premières séquences élémentaires, S6 à S9, sont similaires entre elles. Épaisses de 1,5 m à 3 m, elles présentent des textures *grainstone* à *rudstone* à leurs bases et généralement *packstone* voire *wackestone* à leurs sommets. La macrofaune, parfois abondante, est composée en grande majorité de *Radiolitidae*, surtout des *Durania*, et de quelques *Biradiolites* au sommet des séquences. S9 est surmontée par une brèche épaisse de 10 à 15 cm, riche en matrice et pauvre en lithoclastes dont quelques "cailloux noirs".

S10 est la plus épaisse des 7 séquences (environ 6,2 m) et comprend bon nombre de *Radiolitidae* remaniés dont *Durania cornupastoris* et *Biradiolites* sp.

S11 est identique aux quatre premières séquences de mS2.

S12 contient une faune essentiellement composée de *Radiolitidae*, mais à *Biradiolites* de plus en plus nombreux vers le haut. Dans le dernier mètre, seuls les *Biradiolites* sont présents et parfois en position de vie. Quelques "cailloux noirs" se trouvent au sommet de S12 qui se termine par une surface bien marquée, et à très bon suivi latéral.

Interprétation

S6 à S9 sont, comme les séquences élémentaires de mS1, des séquences de diminution de profondeur par comblement. Les quelques "cailloux noirs" entre S9 et S10 indiquent que la diminution de profondeur s'est probablement poursuivie, latéralement, jusqu'à émergence.

L'apparition et le développement des *Biradiolites* dans S10 à S12 indiquent que les milieux de dépôts demeuraient de faible profondeur. La même tendance d'évolution des faunes et des textures dans ces séquences, correspondent elles aussi à des diminutions de profondeur.

Le maximum d'approfondissement de mS2, défini en fonction des épaisseurs des séquences élémentaires, se situerait dans S10, à la cote 32 m. Il aurait été de -3 à -5 m.

Le peu d'évolution des milieux de dépôts de mS2, indique une évolution aggradante correspondant à un presque équilibre entre le remblayage sédimentaire et la création d'espace disponible.

Mésoséquence 3.

Cette mésoséquence, épaisse de 23 m, est constituée de 9 séquences élémentaires de dépôts, S13 à S21, et se termine par la discontinuité sédimentaire D1 (Fig. 11).

Description

S13 à S16, d'une épaisseur respective de 1 m à 7 m, sont stratocroissantes (Fig. 11). Leurs textures évoluent de *grainstone* à leurs bases à *packstone* sinon *wackestone* à leurs sommets. La faune est presque exclusivement composée de *Radiolitidae* dont de nombreuses *Durania*, de *Chaetetidae*, de madréporaires massifs et de débris d'échinodermes.

S15 et S16 ne contiennent pas de faune à leurs bases. Leurs sommets comportent quelques *Apricardia*. La flore est constituée de rhodophycées parfois abondantes.

S16 à S21 sont stratodécroissantes dans leur ensemble (de 7 m à 1,5 m successivement, Fig. 11). Les textures s'affinent de *grainstone* voire *floatstone* à *packstone* et parfois à *wackestone*. Elles contiennent une flore et une faune identiques à celles des séquences précédentes, mais comportent en plus des nérinées, ainsi que des

Biradiolites angulosus à leurs sommets. Quelques grains noircis (petits "cailloux noirs") sont présents aux sommets de S20 et S21.

S21 est faite de deux bancs, dont le supérieur est très riche en *Biradiolites angulosus* et est démantelé. S21 se termine par une surface très irrégulière moulée par une brèche épaisse de quelques dizaines de centimètres, très riche en "cailloux noirs" (Fig. 11) (exemple de ces brèches à "cailloux noirs" en Pl. 9, photo 6).

Interprétation

S13 et S14 sont similaires aux 4 premières séquences de mS2 et sont donc des séquences de diminution de profondeur, l'approfondissement initial étant maximum dès leurs bases.

Dans S15 et S16, la présence de *Radiolitidae* de grande taille, de coraux massifs et de nombreuses rhodophycées, considérés comme caractéristiques de milieux de plate-forme ouverte, indique une augmentation de la profondeur par rapport à S13 et S14. Enfin la disparition de ces faunes et flores et l'apparition des *Apricardia* impliqueraient une diminution de la profondeur à leurs sommets. Pour chacune des séquences, le taux de sédimentation aurait été tout d'abord plus faible que l'accommodation positive d'où l'approfondissement, puis plus fort d'où la diminution de la profondeur.

La stratocroissance de S15 et S16 et l'évolution des milieux de dépôts mènent à placer le maximum de profondeur de mS3 vers la cote 50 m, dans S16. La paléoprosfondeur n'a cependant pas dû excéder 5-6 m.

Dans S17 à S21, la présence des *Biradiolites*, indicateurs de faible profondeur, des nérinées*, et de "cailloux noirs" considérés comme provenant de milieux émergés proches, implique une diminution de la profondeur d'eau. Les évolutions des faunes et des textures au sein de ces séquences traduisent, comme dans mS1 et mS2, des diminutions de profondeur. Leur stratodécroissance générale peut correspondre à une diminution des profondeurs introduites au début des S17 à S21.

Les nombreux *Biradiolites angulosus* de S21 caractérisent des milieux de faible profondeur. Le démantèlement spécifique du banc à *Biradiolites*, la surface irrégulière sommitale et les "cailloux noirs" de la brèche qui la surmonte indiquent qu'il y a eu émergence et érosion de la plate-forme. Cette surface est choisie comme limite supérieure de la séquence majeure de plate-forme SPF1 en raison de son extension pluri-kilométrique (Pl. 10, photo 1). Cette discontinuité, nommée D1, correspond à la limite TuSb4 de Jolet (1996) que cet auteur associe également à une émergence.

mS3 comprend donc un cortège d'approfondissement et/ou rétrogradant (jusqu'à la cote 50 m), puis un cortège de diminution de profondeur et/ou progradant jusqu'à l'émergence de la plate-forme (cote 65 m). La surface d'émergence et l'érosion consécutive marquent la limite (D1) entre les deux séquences de plate-forme, SPF1 et SPF2.

*Les nérinées ont presque toujours été observées associées à des *Biradiolites* et parfois à des *Discorbidae*, foraminifères de plate-forme interne. Elles pourraient donc marquer des profondeurs faibles.

Mésoséquence 4.

Cette mésoséquence, épaisse de 26 m, est constituée de 7 séquences élémentaires de dépôts, S22 à S28 (Fig. 11).

Description

La brèche à "cailloux noirs" au-dessus de D1 est considérée comme s'étant formée lors d'une transgression marine reprenant un horizon noirci déposé en milieu émergé. Cette brèche serait donc la base du cortège transgressif de mS4.

Le premier banc calcaire de S22 contient à sa base des lithoclastes calcaires de différentes textures ainsi que quelques "cailloux noirs". Les bancs suivants sont riches en *Radiolitidae* remaniés de petite taille dont *Biradiolites angulosus*.

S23 est la plus épaisse (7,5 m) des séquences de mS4. Elle contient vers son milieu un grand nombre de *Radiolitidae* de grande taille, dont de très fréquentes *Durania cornupastoris*, ainsi que des rhodophycées et des débris de *Vaccinites* à affinités avec l'espèce *inferus*. Des *Biradiolites* sont présents à la base et au sommet de la séquence.

S24 contient de nombreux et gros *Radiolitidae* dont *Durania cornupastoris* à sa base et d'abondants *Biradiolites angulosus* à son sommet.

S25 à S28 sont de même type que S22, bien que la faune soit moins abondante. S25, S27 et S28 sont recouvertes chacune par une brèche à éléments calcaires de plate-forme et à "cailloux noirs". Au sommet de S25, la brèche se limite à de gros "cailloux noirs" compris dans le haut du dernier banc. Le sommet du dernier banc de S27 est une véritable brèche épaisse d'une dizaine de centimètres. S28 se termine par une surface irrégulière vraisemblablement issue d'érosion sur laquelle repose une brèche à "cailloux noirs", épaisse de 20 cm.

Interprétation

Au-dessus de D1, après la brèche de transgression basale (base de cortège d'approfondissement), le maximum de profondeur dans S23 se situerait vers la cote 72 m. En effet, après les milieux encore de faible profondeur de S22 traduits par la dominance des *Biradiolites*, les *Radiolitidae* de grande taille, les rhodophycées et les *Vaccinites* au milieu de S23 traduisent un approfondissement pouvant atteindre une valeur d'environ -5 m. Cette valeur, déterminée en fonction de l'épaisseur de S23, correspondrait au maximum d'approfondissement de mS4. La dominance des *Biradiolites* au sommet de S23 caractériserait le retour à des milieux de faible profondeur. Puis de S24 à S28, la diminution du nombre des *Radiolitidae* de grande taille, et inversement l'augmentation des *Biradiolites* ainsi que le développement des brèches à "cailloux noirs", indiquent que, dans ces milieux, les diminutions de profondeur ont pu conduire à chaque fois à l'émergence.

mS4 comprend donc un cortège d'approfondissement et/ou rétrogradant, épais de 7 m, puis un cortège de type aggradant mais globalement de diminution de profondeur épais de 18 m.

Mésoséquence 5.

Cette mésoséquence, épaisse de 25 m, est constituée de 3 séquences élémentaires de dépôts visibles, S29 à S31 (Fig. 11), une zone d'invisibilité masquant près de 7 m d'affleurement dans S30.

Description

S29 débute par près de 5 m de calcaires de texture *grainstone*, à grains de glauconie fréquents, et à nombreux débris de *Radiolitidae*. Certains bancs contiennent de nombreux *Radiolites* sp. ainsi qu'*Hippurites* sp. Les deux derniers mètres, de texture *packstone*, sont très riches en *Biradiolites angulosus* et contiennent quelques *Apricardia*. La séquence est recouverte par des brèches à éléments calcaires de plate-forme et à quelques rares "cailloux noirs".

Les 4 premiers mètres de S30 sont faits de *grainstones* bioclastiques, contenant vers le sommet des *Radiolitidae* dont *Radiolites* sp. et *Biradiolites angulosus*, ainsi que quelques *Chaetetidae*. Les 4 derniers mètres, au-dessus de la zone d'invisibilité, sont des *grainstones* bioclastiques alternant avec des *packstones* à *Biradiolites*.

S31, épaisse d'environ 3 m, contient *Radiolites* sp. dans sa moitié inférieure et de très nombreux *Biradiolites angulosus* dans une texture *rudstone* dans sa moitié supérieure.

Interprétation

Les nombreux *Biradiolites angulosus* présents dans tout mS5 témoignent de faibles profondeurs de dépôt en général.

Il est cependant possible de discerner des cortèges de diminution de profondeur par comblement à partir de l'évolution des faunes. En effet, les *Radiolitidae* de grande taille ainsi que les quelques *Hippurites* sp. marquent des milieux plus profonds à la base des séquences, tandis que les *Biradiolites* associés aux *Apricardia*, indiquent des milieux de faibles profondeurs à leurs sommets.

L'empilement de S29 à S31 est tel qu'il forme la mésoséquence mS5. Son organisation en fait un cortège de diminution de profondeur mais avec une tendance agradante marquée.

Mésoséquence 6.

La mésoséquence mS6, épaisse de 10 m, est constituée d'une seule séquence élémentaire, S32 (Fig. 11).

Description

S32 débute par un calcaire *grainstone* à *Radiolitidae* (*Radiolites* sp. et *Biradiolites* sp.) dans lequel les *Vaccinites petrocoriensis* ne sont pas rares (par contre aucun *V. praepetrocoriensis* n'y a été trouvé). Elle montre ensuite des textures *packstones* à *grainstones* avec une faune peu abondante composée de débris de *Radiolitidae*, de

coraux massifs et d'échinodermes. Les algues rouges sont fréquentes. Un interbanc calcaréo-marneux à débit noduleux est bioturbé (cote 124 m). Vers le haut, la texture devient *packstone*, les *Radiolitidae* se font plus rares et de nombreuses nérinées apparaissent.

Enfin, S32 se termine par une surface surmontée d'une brèche à "cailloux noirs".

Interprétation

La disparition de *Vaccinites praepetrocoriensis* et la présence de *V. petrocoriensis* caractérisent le Turonien supérieur franc (Fig. 6).

Les *Radiolitidae* de grande taille et *Vaccinites*, coraux massifs, échinodermes, et nombreuses algues rouges témoignent d'une nette ouverture marine et d'une profondeur estimée de -3 à -5 m, le maximum d'approfondissement étant placé à l'interbanc calcaréo-marneux de la cote 124 m. Cette valeur maximale est estimée en fonction de l'épaisseur des dépôts comprise entre l'interbanc et les faciès à indices d'émersion du sommet de S32.

Les nérinées, au sommet, marqueraient en effet le retour à une faible profondeur (cf. mS3) et les "cailloux noirs" compris dans la brèche à la base de mS7 proviendraient de la reprise de dépôts de milieux émergents en position latérale.

Mésoséquence 7.

Cette mésoséquence est constituée d'une seule séquence élémentaire, S33, épaisse de 7 m (Fig. 11).

Description

S33 débute par une brèche, épaisse de 50 cm, à éléments calcaires de diverses textures et à "cailloux noirs".

Au-dessus, un banc calcaire de texture *rudstone* renferme des *Biradiolites* et autres *Radiolitidae* de petite taille. Dans les bancs suivants, la faune évolue avec d'abord une dominance des *Radiolitidae* de grande taille et des *Chaetetidae*, et ensuite l'association des *Chaetetidae* à des débris d'échinides et de crinoïdes.

S33 se termine par une surface irrégulière au-dessus de laquelle se développe une brèche épaisse d'une cinquantaine de centimètres, à nombreux "cailloux noirs" et quelques débris d'*Apricardia* et de *Radiolitidae* dont la cavité générale est remplie par un sédiment très sombre de type "cailloux noirs". Cette brèche se suit sur une distance Nord-Sud de plusieurs kilomètres (cote 1 m de la coupe de Ceyreste Nord, annexe B2).

Interprétation

La brèche à "cailloux noirs" à la base de S33 témoigne de la reprise des éléments de plate-forme, y compris d'horizon noirci formé en milieu émergent (sommet de mS7), lors d'une transgression marine (dépôt résiduel de transgression). Les *Biradiolites* et autres *Radiolitidae* de petite taille, indiquent que le début de la transgression s'est effectuée avec une très faible tranche d'eau. Au-dessus, la disparition des *Biradiolites* et l'apparition progressive de *Radiolitidae* de grande taille, de *Chaetetidae* et de crinoïdes, marquent

l'augmentation de la profondeur de dépôt jusqu'au maximum visible au sommet de S33 (cote 133 m).

La surface terminant S33 est à l'évidence issue d'érosion. Les "cailloux noirs" dans la brèche qui la surmonte impliquent qu'une émergence est survenue.

Ainsi cette séquence apparaît n'être constituée que d'un cortège d'approfondissement.

Le fait que cette séquence ne possède pas de cortège de diminution de profondeur, alors même qu'une émergence est visible à son toit, implique une érosion résultant d'une accommodation négative et non simplement due à la transgression associée à la séquence suivante. La surface d'érosion représente la discontinuité majeure D2 du fait de son bon suivi latéral et de la lacune sédimentaire associée.

Mésoséquence 8.

mS8, d'une épaisseur variant de 8 à 12 m en quelques dizaines de mètres latéralement, est constituée d'une seule séquence élémentaire de dépôt, S34 (Fig. 11).

Description

La brèche à "cailloux noirs" décrite à propos de mS7 constitue la base de la séquence S34. L'ensemble des calcaires de S34 montre des textures *grainstone* à *floatstone*. Dans le premier mètre, des *Biradiolites* sp., d'autres petits *Radiolitidae* et des nérinées sont présents en grand nombre. Dans les deux mètres suivants, cette association faunique disparaît progressivement tout d'abord au profit de petits *Chaetetidae* puis de grands *Radiolitidae* et gros *Chaetetidae*. La faune change ensuite rapidement, pour être dominée par des bouquets d'*Hippurites* sp., des *Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. corbaricus*, *V. praegiganteus* et *V. giganteus*, et de grands *Radiolitidae*. Vers le sommet, les *Hippurites* et *Vaccinites* sont de plus en plus nombreux et associés à de très nombreux bourgeonnements d'algues rouges, à des échinodermes et des ostréidés.

Dans les 5 mètres sous la surface terminant S34, les fossiles sont pour la plupart silicifiés (Pl. 10, photos 5 et 6).

La surface terminant S34 présente des reliefs de plusieurs dizaines de centimètres voire de 3 à 4 m d'amplitude, pour une dizaine de mètres d'extension. Elle tronque la plupart des organismes fossiles (Pl. 10, photo 6). Elle est plaquée de brèche qui peut aussi remplir des fractures affectant la surface.

La brèche, qui localement peut avoir une épaisseur de 1 m, est polygénique : éléments, parfois de taille pluridécimétrique, de plate-forme carbonatée de diverses textures, nombreux bioclastes (surtout des rudistes) et éléments noircis. La matrice, calcaire, de la brèche contient des grains de quartz de plus en plus abondants vers son sommet.

L'unité autochtone A4, calcarénitico-quartzreuse et glauconieuse à nombreux débris d'échinodermes et fantômes d'éponges siliceuses, recouvre cette surface (Pl. 10, photos 4).

Interprétation

D'après la riche association de *Vaccinites* et notamment d'après la présence de *V. praegiganteus*, *V. giganteus* et *V. praemoulini*, le sommet de cette mésoséquence est datée du Turonien terminal (Fig. 6).

La brèche à "cailloux noirs" et à lithoclastes et bioclastes de plate-forme, à la base de S34, caractérise la transgression basale à l'origine de la séquence.

La faune de *Radiolitidae* de petite taille dont les nombreux *Biradiolites* sp. témoigne d'un environnement peu profond. Puis sa disparition progressive au profit d'une nouvelle faune à *Radiolitidae* de plus grande taille et à *Hippuritidae*, traduit des milieux plus profonds et plus ouverts sur le large marin (Simonpiétri, comm. pers. ; Skelton *et al.*, 1995; Moro, 1997 ; Sanders & Pons, 1999 ; Moro & Cosovic, 2000). L'abondance des algues rouges encroûtantes confirme cet approfondissement.

Les fortes irrégularités de la surface de S34 (de troncature des fossiles) traduisent une érosion majeure. Les éléments de la brèche, remplissant des fractures et plaquant la surface, proviennent de l'érosion de la plate-forme, les "cailloux noirs" témoignant de milieux émergés avant l'érosion.

La surface, avec l'érosion et la lacune sédimentaire associées, correspondent à la discontinuité majeure D3, limite supérieure de la séquence de plate-forme SPF3.

La silicification des fossiles dans les derniers mètres de SPF3 sous D3 s'est probablement faite par épigénie à partir de la silice dissoute provenant des nombreuses éponges siliceuses de l'unité A4 sus-jacente.

Le fait que l'unité A4 s'est déposée en milieu externe, ouvert sur le large marin circalittoral, dans un environnement d'offshore supérieur proche de l'offshore inférieur (Hennuy & Floquet, 2000, p. 40), indique un approfondissement rapide et un ennoiement de la plate-forme au-dessus de D3. La présence de quartz dans la brèche surmontant D3 indique que celle-ci s'est mise en place lors de la remise en eau marine de la plate-forme, et qu'elle fait partie intégrante du cortège de transgression de A4.

En bref, SPF3, au-dessus de D2 : issue d'émersion - érosion, n'est constituée que d'un seul cortège d'approfondissement. Ce cortège est tronqué par la discontinuité D3 issue elle aussi d'une érosion en milieu émergé.

1.1.4. Conclusions sur la coupe de Fontblanche

L'analyse détaillée des séquences élémentaires et des mésoséquences permet de mettre en évidence les dynamiques de dépôts suivantes :

1) une dynamique à dominante aggradante depuis le début de la coupe jusqu'à la discontinuité D1 (toit de SPF1), étant donné que les nombreuses séquences élémentaires sont analogues et se font dans des milieux de dépôts n'évoluant que très peu. Ainsi, la sédimentation est faite d'une manière générale en équilibre relatif avec la création d'espace disponible. Toutefois, il est possible de reconnaître dans le détail :

- un cycle asymétrique (mS1), comprenant une phase d'approfondissement maximum peu au-dessus de D0, qui est aussi l'approfondissement maximum à l'échelle de SPF1, puis une phase de progradation de S1 à S5 ;
- un cycle symétrique (mS2) comprenant une phase d'approfondissement de S6 à S10, approfondissement très limité puisque ne menant qu'à une paléoprosfondeur de quelques mètres, et une phase de diminution de profondeur de S10 à S12 ;
- un nouveau cycle (mS3 incluant S13 à S21) quasi identique au précédent, mais ayant un cortège de diminution de profondeur caractéristique menant à une émerfion incontestée.

2) une dynamique d'ouverture marine (et probablement de rétrogradation) jusqu'à D2 (toit de SPF2) comprenant :

- un cycle asymétrique (mS4) avec une phase d'approfondissement de S22 à S23 et une phase de diminution de profondeur de S23 à S28 ;
- un cycle analogue (mS5) incluant S29 à S31 ;
- un cycle asymétrique (mS6 réduit à la seule séquence S32) comprenant peut être le maximum d'approfondissement de SPF2 ;
- un demi cycle d'ouverture marine - approfondissement (mS7 réduit à la seule S33), l'autre moitié de ce cycle ayant été supprimé par l'érosion associée à D2.

3) une dynamique accentuée d'ouverture marine et d'approfondissement (SPF3) jusqu'à D3.

4) une dynamique d'ennoiement (*drowning*) de la plate-forme carbonatée à rudistes qui disparaît au profit de milieux plus profonds rattachés au Bassin Sud Provençal, à sédimentation mixte bioclastique calcaire et silicoclastique (A4).

Les discontinuités majeures issues d'émerfion et d'érosion, D1, D2 et D3, au sommet de SPF1, SPF2 et SPF3, expriment des accommodations négatives. Elles sont de véritables ruptures opposées à la dynamique générale d'ouverture depuis SPF1 jusqu'à A4.

1.2. Les séquences majeures de plate-forme

En plus de la coupe de Fontblanche (Fig. 11), les principales coupes de plate-forme à partir desquelles les séquences majeures ont été étudiées sont décrites en annexe (Annexes A).

1.2.1. SPF1

a) Description

La première séquence majeure de plate-forme, SPF1, est reconnue et datée par les rudistes (*Vaccinites praepetrocoriensis* et *V. petrocoriensis*, Pl. 3) d'un bout à l'autre du synclinal du Beausset, à l'Est dans les environs de l'Abîme de Maramoye, à l'Ouest à la base des coupes du Vallon de Gendame (annexe A1) et de Fontblanche (Fig. 11). Son épaisseur est variable, estimée à 25 m à l'Abîme de Maramoye et égale à 65 m dans la coupe de Fontblanche. Les discontinuités, D1 basale et D2 sommitale, sont les résultats

d'érosions en milieux émergents au toit de maxima de diminution de profondeur (cf. Chapitre 3).

SPF1 est constituée de 16 à 21 séquences élémentaires de dépôts, regroupées en 3 mésoséquences. La première séquence élémentaire est la plus épaisse et comprend le maximum d'approfondissement de SPF1. Les séquences suivantes, d'approfondissement - diminution de profondeur par comblement, épaisses de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres sont toutes analogues. Les augmentations maximales de l'espace disponible pour la sédimentation se font le plus souvent dès la base de chaque séquence. Quelques séquences sont toutefois symétriques : elles comprennent une phase d'approfondissement, menant à une paléoprosfondeur de quelques mètres seulement, puis une phase de diminution de profondeur. Les séquences élémentaires se terminent fréquemment par des surfaces irrégulières perforées, souvent recouvertes par quelques centimètres de brèches à "cailloux noirs" (Pl. 9, photo 6).

SPF1 contient toujours une abondante faune de rudistes dont de très nombreux *Radiolitidae* (*Radiolites*, *Biradiolites* dont *B. angulosus*, *Durania cornupastoris*), des *Hippuritidae* moins fréquents (*Hippurites* et *Vaccinites praepetrocoriensis* et *V. petrocoriensis*), des *chaetetidae*, des nérinées, et quelques coraux massifs et branchus. Les *Radiolitidae* sont largement dominants, notamment les *Biradiolites*, particulièrement nombreux au sommet des séquences de dépôts où ils apparaissent parfois en position de vie (Pl. 9, photo 5 et 6). Les *Hippuritidae* sont moins nombreux et plus localisés (avec notamment un gisement à *Vaccinites* dans la coupe du Vallon de Gendame -cote 13 m, annexe A1- et un autre à proximité de l'Abîme de Maramoye).

La microfaune est dans l'ensemble celle d'une plate-forme carbonatée médiane *sensu* Tronchetti (1981). Elle comprend essentiellement des foraminifères benthiques : miliolidés, textulariidés, *Dicyclina* sp., *Cuneolina* sp., *Dictyopsella* sp., *Vidalina* sp., et d'algues udotéacées. La base des séquences élémentaires de dépôts renferme parfois l'association de *Dorothia* sp., de *Lenticulina* sp., de bryozoaires et des algues mélobésiées indiquant une ouverture sur le large marin. A l'inverse, la présence au sommet des séquences de discorbidés et de très rares algues vertes indique des milieux plus internes et moins profonds.

Les fortes variations d'épaisseur de SPF1 résultent des reliefs associés à la discontinuité sédimentaire majeure D1. Cette discontinuité présente ainsi dans une même coupe des reliefs de plus de 1 m. Dans les coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche, elle est surmontée par une brèche polygénique et hétérométrique (Pl. 10, photo 1), épaisse de quelques dizaines de centimètres au maximum, à éléments de taille centimétrique, carbonatés, de différentes textures et visiblement issus de divers milieux de dépôts : *grainstone* à algues rouges, *packstones* à débris de rudistes, *wackestones*, débris de rudistes (aussi bien d'*Hippuritidae* que de *Requienidae*), "cailloux noirs" à nombreuses milioles et plus rarement à *Discorbidae* ... La matrice est aussi calcaire et contient de rares grains de quartz et de glauconie. Dans la coupe de Fontblanche, la séquence S21 tronquée par D1 est démantelée par fracturation. Dans une coupe levée à proximité de l'Abîme de Maramoye, D1 correspond à une surface irrégulière à forte concentration de glauconie et d'oxydes métalliques, ainsi qu'à perforations remplies par un sédiment calcarénitico-quartzueux et glauconieux.

b) Interprétation

L'empilement des séquences élémentaires de dépôts, presque toutes identiques et formant SPF1, de nature générale monotone, correspond à un cortège de dépôt à tendance aggradante.

L'homogénéité de la faune et de la flore et la faible diversité des faciès dans tout SPF1 indiquent que les milieux de dépôts ne variaient que peu et correspondaient à ceux d'une plate-forme médiane protégée de la houle sans être confinée. La présence de nombreux indices d'émersion (horizons noircis remaniés, paléokarst, traces de passages de racines) ou de faible profondeur d'eau (nombreux *Biradiolites angulosus* en position de vie, qui selon Floquet, 1991, peuvent vivre sous de très faibles tranches d'eau), et la faible épaisseur de la quasi-totalité des séquences élémentaires se terminant par ces faciès, indiquent que la paléoprosfondeur de dépôt ne devait pas excéder quelques mètres.

Les variations observées dans quelques-unes des séquences ainsi que dans la faune permettent cependant de définir quelques tendances au sein de la dynamique à dominante aggradante de SPF1.

Ainsi, la mésoséquence mS1 comprend un cortège rétrogradant puis progradant ; mS2 correspond à un cortège à dominante nettement aggradante et mS3 à un cortège essentiellement de diminution de profondeur menant à des milieux très peu profonds voire émergents jusqu'à D1.

Les forts reliefs de D1 et son démantèlement par fracturation (coupe de Fontblanche) correspondant probablement à un paléokarst, impliquent que l'érosion dont est issue D1 s'est faite en milieu émergé. Les brèches à "cailloux noirs" surmontant fréquemment la surface de discontinuité sont considérées comme résultant de la transgression marine remaniant les matériaux carbonatés préparés sur la plate-forme lors de l'émersion dont les horizons noircis à l'origine des "cailloux noirs" (selon les scénarios proposés par Strasser & Davaud, 1983 ou par Lang & Tucci, 1997, pour d'autres séries sédimentaires).

1.2.2. SPF2

a) Description

SPF2, comme SPF1, est reconnue dans tout le synclinal du Beausset. Elle n'existe pas non plus dans le Massif de la Sainte Baume. SPF2 affleure dans son intégralité dans les coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche où son épaisseur est respectivement de 30 et de près de 70 m. Son sommet constitue le début de la coupe levée au Vallon de Faouvi, la médiocrité des affleurements ne permettant pas une analyse détaillée de sa partie inférieure. Celle-ci y est cependant connue, de sorte qu'une coupe synthétique a pu être dressée (Fig. 12). SPF2, au-dessus de D1 se termine par la discontinuité sédimentaire D2, elle aussi issue d'érosion en milieu météorique à la suite de l'émersion et de l'abandon de la plate-forme.

SPF2 est constituée de 12 séquences élémentaires de dépôts, regroupées en 4 mésoséquences dans la coupe de Fontblanche et de 7 séquences élémentaires de dépôts en 1 mésoséquence dans la coupe du Vallon de Gendame. Par rapport à SPF1, les séquences élémentaires de SPF2 sont généralement plus épaisses (jusqu'à 15 m). Ces séquences de dépôts sont pour moitié symétriques comprenant une phase d'approfondissement puis une phase de diminution de profondeur et pour l'autre moitié

asymétriques avec une phase d'approfondissement initiale, peu développée et une phase de diminution de profondeur par comblement sédimentaire, au contraire bien représentée. Les séquences asymétriques se terminent fréquemment par des indicateurs d'émergence.

Le contenu biologique est en grande partie identique à celui de SPF1, mais la répartition en est différente. Il n'est pas rare de trouver de fortes concentrations d'entrouques dans la partie inférieure des séquences élémentaires de dépôts. Les *Radiolitiidae* dominent toujours mais essentiellement ceux de grande taille avec notamment *Durania cornupastoris* parfois présents en grand nombre (coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche). *Biradiolites* dont *B. angulosus* sont toujours présents mais moins nombreux et, dans la majorité des cas, cantonnés aux sommets des séquences élémentaires. Les *Hippuritiidae* dont de nombreux *Hippurites* sp., *Vaccinites petrocoriensis* et *V. rouselli*, sont beaucoup plus nombreux que dans SPF1 et répartis dans tout SPF2 dans la quasi-totalité des coupes. *V. praepetrocoriensis* n'a pas été déterminé avec certitude dans SPF2. Les *Chaetetidae* et les coraux massifs et branchus sont aussi beaucoup plus nombreux que dans SPF1, les coraux étant particulièrement abondants dans la coupe du Vallon de Faouvi. Les bourgeonnements d'algues rouges de taille pluricentimétrique sont fréquents.

La microfaune est identique à celle de SPF1 mais avec une répartition différente. Ainsi, les foraminifères *Dorothia* sp. et *Lenticulina* sp., les bryozoaires et les algues mélobésiées sont plus abondants dans SPF2 que dans SPF1.

La discontinuité sommitale D2 présente de fortes irrégularités de reliefs qui ont pour conséquence que, entre les coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche, distantes de seulement 4 km, SPF2 montre des variations d'épaisseur de près de 40 m. Dans la coupe du Vallon de Faouvi, D2 correspond à une surface d'érosion dont une part est probablement liée à la resédimentation RSC3 qui la surmonte. Dans la coupe de Fontblanche, D2 est une surface irrégulière tronquant le cortège d'approfondissement de S33 finale et que surmonte une brèche carbonatée à nombreux "cailloux noirs". Dans la coupe du Vallon de Gendame, D2 correspond à une surface très irrégulière, d'origine karstique et recouverte d'un calcrète (annexe A1) que recouvre une épaisse brèche calcaire à "cailloux noirs" (Pl. 10, photos 2 et 3).

b) Interprétation

L'augmentation de l'épaisseur des séquences élémentaires, ainsi que leur évolution et la répartition des faunes, impliquent une ouverture des milieux de dépôts vers un environnement marin plus franc et sans doute plus profond que celui reconnu pour SPF1. Cela se déduit notamment de l'association des coraux et des *Hippuritiidae*, reconnue comme caractéristique de milieux de plate-forme externe (Skelton *et al.*, 1995 ; Gili *et al.*, 1995 ; Skelton *et al.*, 1997 ; Moro, 1997 ; Sanders & Pons, 1999 ; Moro & Cosovic, 2000). L'augmentation du nombre des bryozoaires et des algues mélobésiées de même que la quantité des *Dorothia* sp. et les *Lenticulina* sp. confirment cette ouverture vers le large marin. La tendance à une telle ouverture augmente vers le haut de sorte que SPF2 correspond à un cortège rétrogradant. Ceci est moins net dans la coupe du Vallon de Faouvi où SPF2 semble plutôt faite d'un cortège à tendance aggradante.

En fonction de l'épaisseur maximale de séquences élémentaires relevées sous des faciès sommitaux caractérisant une émergence (en excluant des variations forcées du niveau marin), la paléoprosfondeur maximale estimée avoir été atteinte au sein de SPF2 n'aurait pas excédé la dizaine de mètres.

Contrairement à SPF1, dont la diminution de profondeur aboutissant à l'émergence et à D1 a été progressive, la diminution de profondeur menant à l'émergence et à D2 semble avoir été forcée (troncature des cortèges d'approfondissement de S23 dans la coupe du Vallon de Gendame et de S33 dans la coupe de Fontblanche). Ainsi, l'érosion liée à D2 aurait affecté une plus grande épaisseur de Plate-forme que celle liée à D1.

La différence d'épaisseur de SPF2 entre les coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche étant d'environ 40 m, et en tenant compte des irrégularités de relief d'environ 10 m du toit de SPF1, l'érosion associée à D2 aurait affecté au moins 30 m d'épaisseur de SPF2.

1.2.3. SPF3

a) Description

SPF3 est peu représentée dans le synclinal du Beausset. Elle est reconnue au sommet de la coupe de Fontblanche, reposant sur D2 et se terminant par D3, avec une épaisseur variant de 8 à 12 m en quelques dizaines de mètres latéralement (cf. chap. 2). Dans la coupe du Vallon de Faouvi, SPF3 est reconnue dans un olistolithe calcaire épais de 35 m compris dans RSC3 (la relation directe RSC3/SPF3 étant démontrée à la suite dans ce chapitre et en chapitre 3).

Le contenu biologique de SPF3 est formé des mêmes organismes que dans SPF1 et SPF2, mais leur distribution est nettement différente. L'évolution déjà observée entre SPF1 et SPF2 s'amplifie. Ainsi, parmi les rudistes, les *Radiolitidae* et les *Hippuritidae*, en nombre équivalent, sont ici majoritaires. Les *Radiolitidae* ou les *Hippuritidae* dominent selon les places (Pl. 9, photo 2). Les *Radiolitidae* sont de grande taille et comprennent surtout des *Durania* ; ceux de petite taille tels que les *Biradiolites* ayant presque disparu. Les *Hippuritidae* comprennent, entre autres, de nombreux *Vaccinites petrocoriensis* et *V. praegiganteus*, concentrés en gisements (comme dans l'olistolithe de la coupe du Vallon de Faouvi, annexe A2). Les coraux, surtout les formes branchues (Pl. 9, photo 3), et les *Chaetetidae* qui peuvent avoir des diamètres de quelques dizaines de centimètres, sont aussi présents en très grand nombre. Les bourgeonnements d'algues rouges sont nombreux et occupent parfois plusieurs mètres carrés de surface. Dans la coupe de Fontblanche, SPF3 se termine par une surface irrégulière à reliefs de plusieurs mètres visiblement issus d'érosion et correspondant à D3 et surmontée par A4. Dans le Vallon de Faouvi, SPF3, analysée dans un olistolithe, a la particularité de montrer dans sa première moitié de nombreux faciès de milieux très internes et peu profonds, voire même continentaux (traces de passages de racines (Pl. 9, photo 7), brèches à "cailloux noirs", poches de lignite, brèches pédogénétiques (Pl. 9, photo 9), annexe A2).

b) Interprétation

Le contenu biologique de SPF3 est typique de milieux de plate-forme carbonatée ouverte sur le large marin. L'association des coraux branchus et des *Hippuritidae* est notamment caractéristique de milieux très ouverts. Les rudistes de petite taille, tels que les *Biradiolites*, vivant sous de faibles tranches d'eau selon Floquet (1991) ont disparu, ce qui indique probablement un approfondissement par rapport à SPF2.

Dans la coupe de SPF3 levée dans l'olistolithe du Vallon de Faouvi, la dynamique d'ouverture n'intervient que dans la seconde moitié après les dépôts de milieux très internes et émergents de la première moitié. D2, comme cela a été montré précédemment, devait présenter des reliefs importants déterminés par des érosions subaériennes de longues durées. Les milieux confinés, lagunaires, peu profonds, se seraient installés dans les points bas de la paléotopographie lors de la remise en eau marine de la plate-forme. Les calcaires à rudistes et coraux se seraient formés, et avec eux le développement de SPF3, lors du débordement de ces points bas, avec l'accentuation de la transgression et de l'ouverture marines.

L'ensemble des caractères observés sur sa surface sommitale de SPF3, notamment au sommet de la coupe de Fontblanche (Fig. 11), ne laissent aucun doute sur l'origine météorique de l'érosion dont est issue D3.

1.2.4. SPF4

a) Description

SPF4 n'est connue qu'en position très septentrionale, dans le Massif de la Sainte Baume où elle constitue la première barre calcaire de plate-forme. Son épaisseur y varie de 5 m (coupe de Roussargue, annexe A4) à 15 m (coupe des Pics des Corbeaux, annexe A5).

Dans les coupes de Roussargue et des Pics des Corbeaux, la surface de discontinuité au sommet des calcaires d'âge Bériasien est surmontée par quelques dizaines de centimètres à quelques mètres de calcaires *wackestones* sombres, à gastéropodes, lamellibranches, charophytes et nombreux débris charbonneux (Jolet, 1996), puis par quelques dizaines de centimètres de calcaires toujours très sombres à débris charbonneux et à nombreux foraminifères dont des miliolles. Ces faciès de milieux très internes (lagunaires) sont datés du Turonien supérieur (Babinot, 1980 ; Tronchetti, 1981). Au-dessus se développe la barre calcaire SPF4. Elle y présente les groupes de faciès F2 à F4 et contient de nombreux coraux massifs et branchus, rudistes (essentiellement des *Radiolitidae* et en moins grand nombre des *Hippuritidae* dont *Vaccinites*), gastéropodes (nérinées), débris d'échinodermes, et algues rouges. Les *Vaccinites* sont presque exclusivement des *V. praegiganteus* et des *V. giganteus* (Pl. 3) (1 *V. cf. corbaricus* a été récolté dans la coupe de Roussargue et une forme évoluée de *V. petrocoriensis* de grande taille a été récoltée dans la coupe des Pics des Corbeaux). Dans la coupe des Pics des Corbeaux, SPF4 est divisée en 3 barres de calcaires massifs, chacune d'une épaisseur de 2 à 3 m, ressortant dans la topographie, et séparées par des calcaires noduleux. La dernière barre se termine par des calcaires mudstone à

wackestone à quelques "cailloux noirs". Dans cette coupe, les *Vaccinites* sont surtout concentrés à la base des barres calcaires.

Dans la coupe de Roussargue (annexe A4), le sommet de SPF4 présente sur une épaisseur de près de 1 m de fortes dissolutions (Pl. 11, photos 1 et 2) (notamment des nérinées, Pl. 11, photo 4), marmorisations et perforations (Pl. 11, photo 3) et se termine par une surface très irrégulière (D4) à figures de dissolutions, avec des encroûtements d'oxydes métalliques, des perforations et des graviers noircis. SPF4 est surmontée par des calcirudites quartzieuses à graviers silicoclastiques, nombreux bioclastes diversifiés et débris charbonneux, puis par des grès roux correspondant très probablement à A5.

b) Interprétation

La domination de l'association de *Vaccinites praegiganteus* et de *V. giganteus*, donne un âge Coniacien à SPF4. L'absence de formes typiquement Turoniennes, telles que *V. rousseli*, confirme cet âge. L'association faunique de SPF4 est caractéristique de milieux de plate-forme carbonatée ouverte sur le large marin.

Dans la coupe des Pics des Corbeaux, les 3 barres de calcaires massifs séparées par des calcaires noduleux semblent correspondre à 3 séquences de dépôts. La concentration des *Vaccinites* à la base des barres et la présence de "cailloux noirs" dans les calcaires fins au sommet de la troisième barre, semblent indiquer que les séquences de dépôts seraient liées à un approfondissement maximum initial puis à un comblement.

Les fortes dissolutions et marmorisations du dernier mètre de SPF4 dans la coupe de Roussargue témoignent de son émergence. Les encroûtements d'oxydes métalliques, les dissolutions et les perforations de D4 au sommet de SPF4 sont liés à cette émergence. Les graviers noircis sur D4 et les "cailloux noirs" au sommet de SPF4 dans la coupe des Pics des Corbeaux résultent de la reprise d'horizons noircis lors de la remise en eau de la plate-forme. Les caractères typiques d'un dépôt d'intervalle transgressif des calcirudites surmontant D4 (forte granulométrie et diversité du matériel) confirment la remise en eau de la plate-forme.

Des importants reliefs du substratum d'âge Crétacé inférieur expliqueraient les fortes différences d'épaisseur de SPF4 constatées dans le Massif de la Sainte Baume, notamment entre les coupes de Roussargue (5 m) et de Daurengues (épaisseur nulle) distantes de quelques centaines de mètres seulement, ou bien entre ces dernières coupes et celle des Pics des Corbeaux (15 m) (annexe A5).

Dans le synclinal du Beausset, SPF4 n'est connue qu'à partir du matériel carbonaté qui compose RSC4, notamment des olistolithes dont l'épaisseur peut atteindre 30 m (surtout dans le secteur oriental du synclinal). En certains points SPF4 devait donc avoir des épaisseurs au moins équivalentes.

1.2.5. SPF5

a) Description

SPF5 n'est connue que dans le Massif de la Sainte Baume où elle succède à un ensemble calcarénitico-quartzieux (probablement la sous-unité inférieure de A5). Elle s'y termine par la discontinuité D5 que surmonte un ensemble calcarénitico-quartzieux puis

des marnes silto-quartzeuses (probablement la sous-unité supérieure de A5). Son épaisseur y est comprise entre 2 m dans la coupe des Pics des Corbeaux et 10 m dans la coupe de Roussargue. Elle est reconnue en d'autres points par les *Vaccinites*, notamment *V. giganteus* concentrés en de riches gisements comme celui des Adrets (coordonnées Lambert (III) : X = 872,5 et Y = 3121,3).

Vers Roussargue, SPF5 est en contact par faille avec les calcarénites sous-jacentes. Toutefois, la faille ne semble pas avoir un rejet important. SPF5 débute par des calcaires à débit noduleux avec quelques petits bouquets d'*Hippurites* sp. puis bréchiques à "cailloux noirs". Vient ensuite un banc épais d'environ 2,5 m de texture *grainstone* à *Radiolitidae* et *Hippurites* sp. plus nombreux, des calcaires de nouveau noduleux *wackestones* à nombreuses milioles. Ce type de succession se répète 3 fois jusqu'au sommet de SPF5. Les calcaires de texture *wackestone* à débit noduleux sont de plus en plus épais vers le haut et sont de plus en plus bréchiques comprenant de plus en plus de grains noircis. Le dernier banc calcaire, massif à rudistes, épais d'environ 3 m, contient de nombreux rudistes dont des *Vaccinites* et des *Radiolitidae*, ainsi que des coraux, des *Chaetetidae* et des nérinées à son sommet. Sa moitié supérieure présente de nombreuses figures de dissolution dont des cavités à remplissage micritique finement laminé. Les tests des nérinées sont le plus souvent entièrement dissous. Les effets de la dissolution s'intensifient vers le haut de sorte que les 40 derniers centimètres correspondent à une pseudobrèche monogénique calcaire (Pl. 11, photo 5). La surface sommitale du banc, très irrégulière, issue de la dissolution est D5. Cette surface est surmontée par environ 50 cm de calcarénites à calcirudites quartzeuses fortement décalcifiées à l'affleurement, à gros débris végétaux qui constituent la base de l'ensemble calcarénitique sus-jacent.

b) Interprétation

Le recul de SPF4 et de SPF5, du Sud vers le Nord par rapport à SPF3, s'inscrit dans la rétrogradation généralisée constatée depuis SPF2 par rapport à SPF1 et depuis SPF3 par rapport à SPF2. SPF5 est connue dans le Massif de la Sainte Baume, alors que ne se développent que les dépôts de bassin de A5 dans tout le synclinal du Beausset. Cette rétrogradation généralisée de la plate-forme vers le Nord s'accompagne donc d'un approfondissement du bassin.

Les interbanco calcaires noduleux, à "cailloux noirs", parfois bréchiques, décrits entre les bancs à rudistes dans la coupe de Roussargue, semblent correspondre à des altérations pédogénétiques des calcaires de plate-forme. Les nombreux indices de dissolution confirment la nature météorique de ces altérations. L'augmentation d'épaisseur de ces faciès noduleux à dissolutions vers le haut de SPF5 indique que les émerSIONS et altérations correspondantes sont de plus en plus marquées. L'émerSION et l'altération finales au sommet du dernier banc calcaires, ont sans doute été les plus importantes et à l'origine de la discontinuité finale D5.

Au-dessus de D5, les calcirudites et calcarénites silicoclastiques attribuées à la base de la sous-unité supérieure de A5 marquent le début d'une nouvelle transgression marine, sans doute la plus importante (probablement d'âge Coniacien inférieur élevé ou Coniacien moyen).

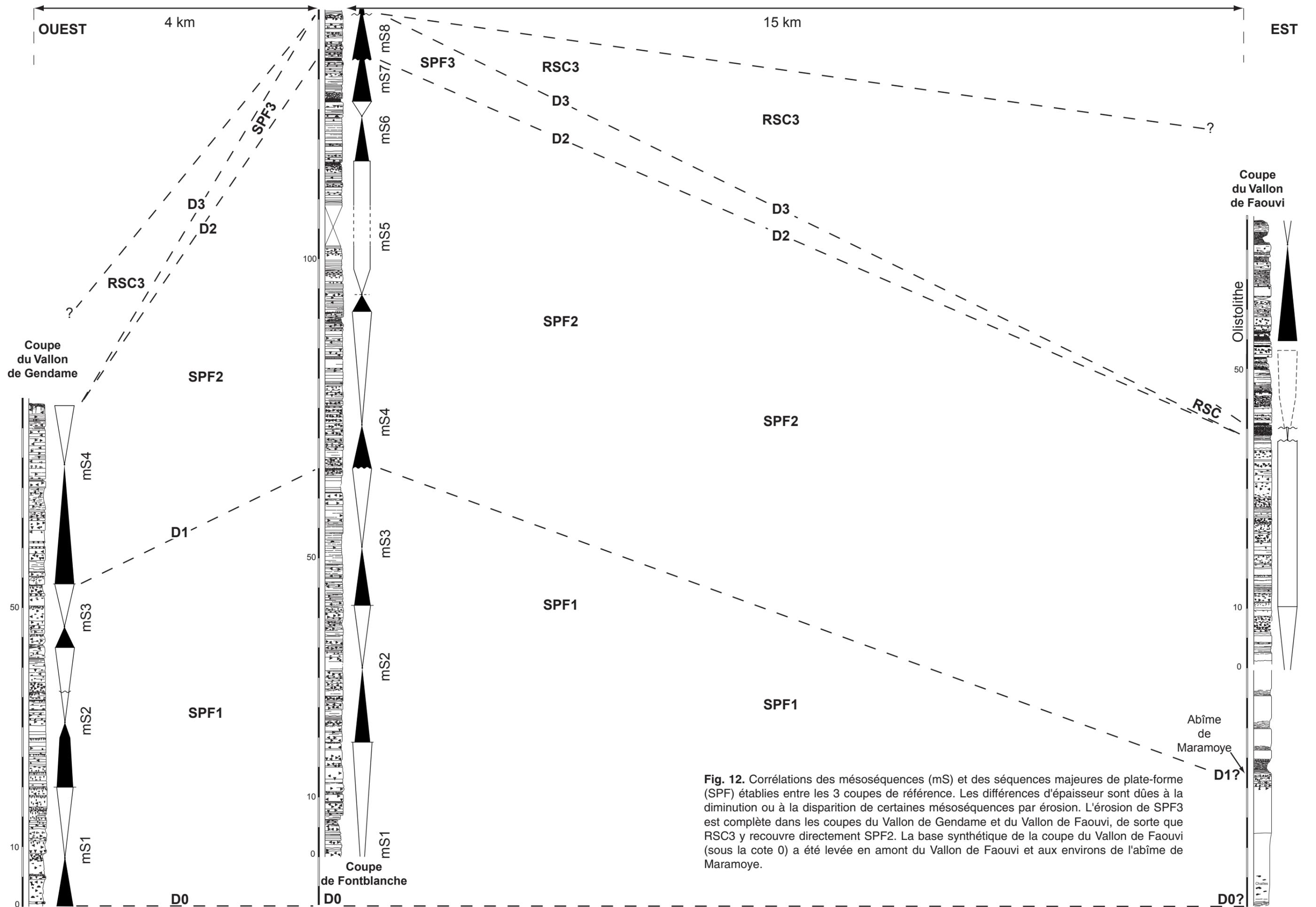


Fig. 12. Corrélations des mésoséquences (mS) et des séquences majeures de plate-forme (SPF) établies entre les 3 coupes de référence. Les différences d'épaisseur sont dues à la diminution ou à la disparition de certaines mésoséquences par érosion. L'érosion de SPF3 est complète dans les coupes du Vallon de Gendame et du Vallon de Faouvi, de sorte que RSC3 y recouvre directement SPF2. La base synthétique de la coupe du Vallon de Faouvi (sous la cote 0) a été levée en amont du Vallon de Faouvi et aux environs de l'abîme de Maramoye.

1.3. Corrélation des coupes de plate-forme dans le synclinal du Beausset

La stratonomie, l'évolution des cortèges et des séquences de dépôts, les faunes de rudistes et les relations spatiales entre les différentes séquences majeures de plate-forme et les resédimentations carbonatées dans le bassin permettent de corréler les séquences majeures de plate-forme des trois coupes de référence. Ces corrélations font ressortir des évolutions dans le sens proximal - distal (Nord-Sud) et aussi suivant la direction Ouest-Est (Fig. 12).

Du fait de leurs évolutions latérales rapides, les mésoséquences ne peuvent pas être corrélées sur de grandes distances. Ainsi, des relations peuvent être proposées entre les trois coupes sans être totalement assurées.

Des corrélations plus fines, au niveau des séquences élémentaires, ne sont pas possibles en raison de changements latéraux très rapides.

1.3.1. Evolution des séquences majeures dans le sens proximal - distal

Les variations d'épaisseur de SPF1, SPF2 et SPF3, probables résultats des érosions associées aux discontinuités majeures D0 à D3, montrent que les érosions devaient être plus prononcées en bordure externe de la plate-forme qu'à l'intérieur, créant ainsi un ressaut topographique. Une partie des changements d'épaisseur de chaque séquence majeure est donc induite par les irrégularités de son substratum tandis que l'autre partie est induite par les irrégularités de sa surface sommitale.

Corrélativement, les resédimentations carbonatées sont épaisses là où la plate-forme a été la plus érodée, c'est-à-dire juste à sa marge ainsi que dans des paléocreux par où transitait et où finalement se déposait le matériel issu d'érosion.

1.3.2. Cas de l'évolution de mS8 dans le sens proximal - distal

mS8 est une des rares mésoséquences dont l'évolution permet de caractériser la bordure de la plate-forme de SPF3 sur environ 2 km dans le sens proximal - distal.

mS8 de la coupe de Fontblanche est corrélée, par la faune de rudistes, avec la dernière séquence de plate-forme à la base de la coupe de Ceyreste Nord (Hennuy & Floquet, 2000, pl. 3, et coupe en annexe B2). Cette séquence, au-dessus de D2, épaissit de 1,8 à 2,5 m, est là soit surmontée par une brèche polygénique à dominante calcaire, hétérométrique et granodécroissante agencée en plusieurs séquences, elles mêmes granodécroissantes et à matrice calcarénitico-quartzreuse, soit terminée par une surface durcie, perforée (D3) que recouvre A4 (Fig. 13). SPF3, ainsi représentée au Grand Caunet par la seule mésoséquence mS8, diminue donc d'épaisseur vers le SW, vers le bassin. Inversement, la brèche qui la surmonte s'épaissit. Il est fort probable que cette brèche (annexe B2) et son équivalent d'épaisseur réduite au sommet de la coupe de Fontblanche (Fig. 11), soient un équivalent latéral de RSC3 qui prend de l'épaisseur en direction du bassin.

Dans la coupe du Vallon de Gendame, en position un peu plus distale que celle de Ceyreste Nord, D2 et D3 sont télescopées de sorte que SPF3 y est absente.

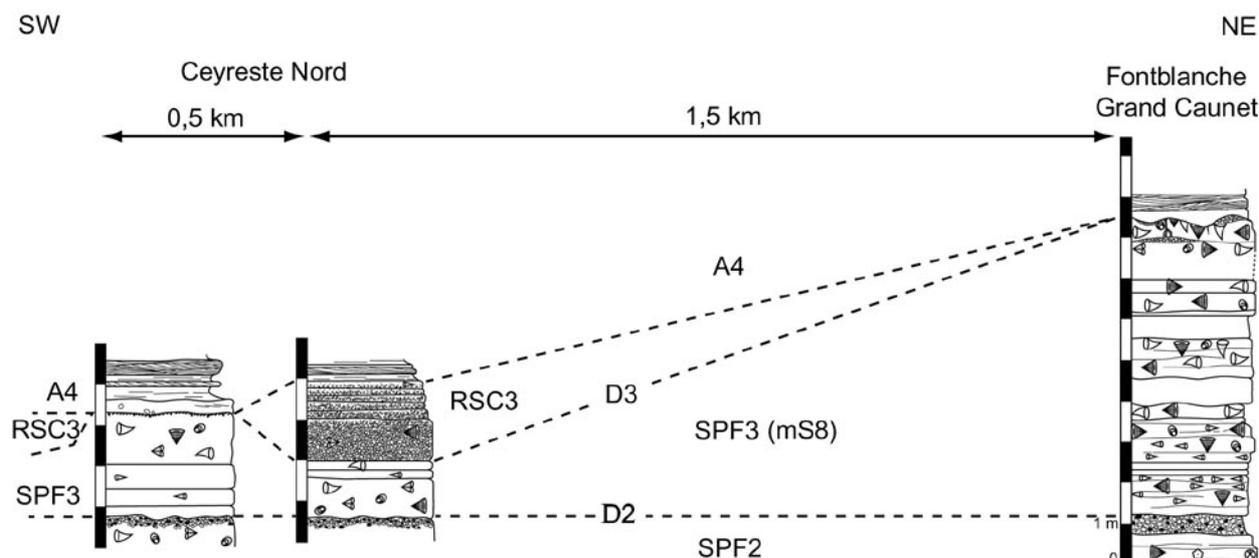


Fig. 13. Evolution de mS8 constituant SPF3 entre les coupes de Ceyreste Nord (relevées le long de la D3 au Nord de Ceyreste) et celle de Fontblanche (relevée à proximité du Grand Caunet). Il y a disparition quasi complète par érosion de SPF3 vers le Sud et apparition de RSC3 à faciès proximaux.

1.3.3. Evolution des séquences majeures suivant la direction Est-Ouest

Si l'on considère que les évolutions d'épaisseurs des différentes séquences majeures sont seulement dues à des érosions différentes en fonction de leur position sur un axe proximal - distal, cela implique que les séquences de Fontblanche, les plus épaisses (les moins érodées?), sont en position plus interne que les séquences moins épaisses (plus érodées?) des deux autres coupes. Cela signifierait aussi que les séquences du Vallon de Gendame et du Vallon de Faouvi ont fourni plus de matériel vers le bassin que celles de Fontblanche.

Cette hypothèse est en accord avec le fait que les milieux de dépôts des séquences sont plutôt internes à Fontblanche et plutôt plus ouverts au Vallon de Gendame. Elle est aussi confortée par le fait que SPF2 montre essentiellement des milieux de dépôts ouverts sur le large marin au Vallon de Faouvi.

1.4. Conclusions sur la série de plate-forme

La plate-forme carbonatée s'est formée en 5 séquences majeures, SPF1, SPF2, SPF3, SPF4 et SPF5, dont les 3 premières constituent la série de la bordure nord du synclinal du Beausset et dont les 2 dernières constituent la série dans le Massif de la Sainte Baume. Ces 5 séquences sont séparées par des périodes d'émersion et d'abandon dont résultent les discontinuités majeures D1 à D5. Pendant ces périodes, les séquences ont été érodées, d'où les reliefs de fortes amplitudes associés aux discontinuités sommitales.

SPF1 est constituée d'un cortège de dépôt à tendance dominante aggradante ; SPF2 est rétrogradante dans son ensemble, parfois aggradante sur certaines sections ; SPF3 est nettement rétrogradante ; SPF4 est constituée d'une séquence rétrogradante puis progradante ; SPF5 est progradante dans son ensemble.

La succession de SPF1 à SPF5 est très nettement rétrogradante vers le Nord. Ainsi, de bas en haut sur une même coupe verticale théorique comprenant toutes les SPF, les

milieux de dépôts seraient de plus en plus profonds (relativement) et ouverts sur le large marin. Cette tendance générale à la rétrogradation correspond nettement à une dynamique d'ouverture qui se poursuit jusqu'à un ennoisement complet et au recouvrement de la plate-forme par les milieux de dépôts marno-silteux circalittoraux de l'unité A5 (cf. 2.2.9. Chap. 2).

Les discontinuités majeures D1, D2, D3, D4 et D5 exprimant des accommodations négatives sont de véritables ruptures dans la dynamique générale d'ouverture. Le moteur de ces chutes du niveau marin relatif demeure indéterminé. Peut-être des baisses eustatiques momentanées? Peut-être des transpressions locales?

1.5. Discussion sur le taux de sédimentation en domaine de plate-forme

1.5.1. Éléments de datation

La totalité de la coupe du Vallon de Gendame (85 m) est datée du Turonien supérieur à partir de l'association de *Vaccinites praepetrocoriensis* et de *V. petrocoriensis* présente dans SPF1 et de l'association de *V. petrocoriensis* et de *V. rousseli* qu'elle renferme dans SPF2. Par les mêmes associations de *Vaccinites*, et par l'association plus diversifiée présente dans les 5 derniers mètres, la totalité de la coupe de Fontblanche (140 m) est aussi datée du Turonien supérieur.

1.5.2. Calcul du taux de sédimentation moyen

Selon Hardenbol *et al.* (1998), le Turonien supérieur correspondant à la Zone d'ammonites à Neptuni aurait une durée de 1,36 ($\pm 0,5$) million d'années (Ma). Par conséquent, les séries enregistrées dans les coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche représentent une durée maximum de 1,86 Ma et une durée minimum de 0,86 Ma.

A partir de ces durées et des épaisseurs des deux coupes, le taux moyen de sédimentation serait :

- de 9,9 cm par 1000 ans dans la coupe du Vallon de Gendame, pour une durée de 0,86 Ma, et de 4,6 cm pour 1000 ans pour une durée de 1,86 Ma ;
- de 16,3 cm par 1000 ans dans la coupe de Fontblanche, pour une durée de 0,86 Ma, et de 7,5 cm pour 1000 ans pour une durée de 1,86 Ma.

1.5.3. Discussion

Il est bien évident qu'il s'agit de valeurs calculées sans prendre en compte les lacunes sédimentaires dues à des non dépôts, et/ou à des érosions comme avec D1, D2 et D3, ce qui explique les différences de taux entre les deux coupes. La compaction n'a pas été prise en compte dans les calculs, mais il semble que celle-ci soit faible. En effet, d'une part, les sédiments comportent peu de stylolithes et les grains n'apparaissent pas ou peu engrenés et, d'autre part, les fossiles en position de vie ou non ne présentent que peu de déformation.

Il faudrait effectuer un autre type de calcul utilisant un taux de production/accumulation de systèmes carbonatés similaires, actuels ou fossiles, et appliqué à l'épaisseur de la série dans les deux coupes. Ce calcul donnerait la durée réelle nécessaire au dépôt de ces séquences et, en conséquence, permettrait de définir la durée que représentent les lacunes sédimentaires correspondant non seulement à D1, D2 et D3, mais aussi aux discontinuités inter-séquences élémentaires et inter-mésoséquences.

Les taux de sédimentation carbonatée instantanés actuels sont bien plus grands que les taux moyens calculés dans l'ancien. Il n'est donc pas évident de comparer ces taux. De plus, si nous disposons de données fiables sur des productions carbonatées instantanées anciennes (comme Amico (1978, p.116) et Philip *et al.* (1978) qui évaluent les rythmes de croissance des rudistes et leur durée de vie à 10 ou 15 ans), il est envisageable qu'un biostrome épais de 1 m et constitué de 8 à 10 générations de rudistes ait pu se former en un siècle), le problème reste de savoir si l'empilement des générations de rudistes observé se fait en continu, ou bien s'il y a des lacunes sédimentaires entre chacune des ces générations. De tels rythmes de croissance permettraient un développement de 85 m d'épaisseur de la plate-forme carbonatée (coupe du Vallon de Gendame) en seulement 8500 ans. Cela revient à dire que les lacunes sédimentaires représentent au total une durée de plusieurs centaines de milliers d'années (un pour cent du temps serait enregistré par la sédimentation !). En outre, les chiffres seraient différents en considérant des accumulations bioclastiques, des précipitations de micrites ...

En fin de compte, le calcul par somme de durées réelles donnerait un résultat aussi incertain que le calcul du taux de sédimentation moyen est approximatif.

1.5.4. Lacunes sédimentaires et accommodation

Le taux de sédimentation moyen calculé ci-dessus est basé sur le postulat d'une accommodation positive continue. Or, les discontinuités majeures issues d'émersion et d'érosion résultent d'accommodations négatives momentanées et marquées sur la plate-forme. Sans négliger le fait que les discontinuités mineures entre les séquences élémentaires et les mésoséquences ont probablement enregistré des phases d'accommodation nulle. En conséquence, on ne connaît ni l'épaisseur des sédiments érodés (accommodation < 0), ni la durée des périodes de non dépôt (accommodation = 0).

2. La série de bassin

11 coupes principales et de nombreuses coupes annexes ont été levées dans la série de bassin. Les 11 coupes principales, épaisses de 18 à 470 m, sont celles du Grand Caunet, de Ceyreste Nord, de la Carrière Cidale, des Carrières, de l'Autoroute, de la D559, du Pied des Falaises, de la Route des Crêtes, du Castellet, du Mont Caume et des Aiguilles (annexes B). Les nombreuses coupes annexes, épaisses de quelques mètres à une vingtaine de mètres, ont été levées là où la série présente des particularités. Ces coupes ne sont pas représentées, mais il en est tenu compte dans les descriptions et interprétations des unités sédimentologiques.

Sur chaque représentation des coupes sont figurés :

- la stratonomie et le contenu en fossiles ;
- les structures sédimentaires (rapports épaisseur/extension respectés hormis pour les coupes de l'Autoroute, de la Route des Crêtes et du Mont Caume pour lesquelles l'échelle ne le permettait pas) ;
- l'échelle des épaisseurs ainsi que le découpage de la série en unités sédimentologiques (colonne de gauche) ;
- une description sommaire présentant les caractères majeurs (colonne de droite) ;
- des interprétations en termes de processus et de milieux de dépôts ;
- la répartition des 8 principaux groupes de faciès ;
- des courbes de paléoprofondeurs de dépôts (les courbes en tirets correspondant aux diminutions de profondeurs instantanées liées aux resédimentations) ;
- les variations du niveau marin relatif (colonne d'extrême droite).

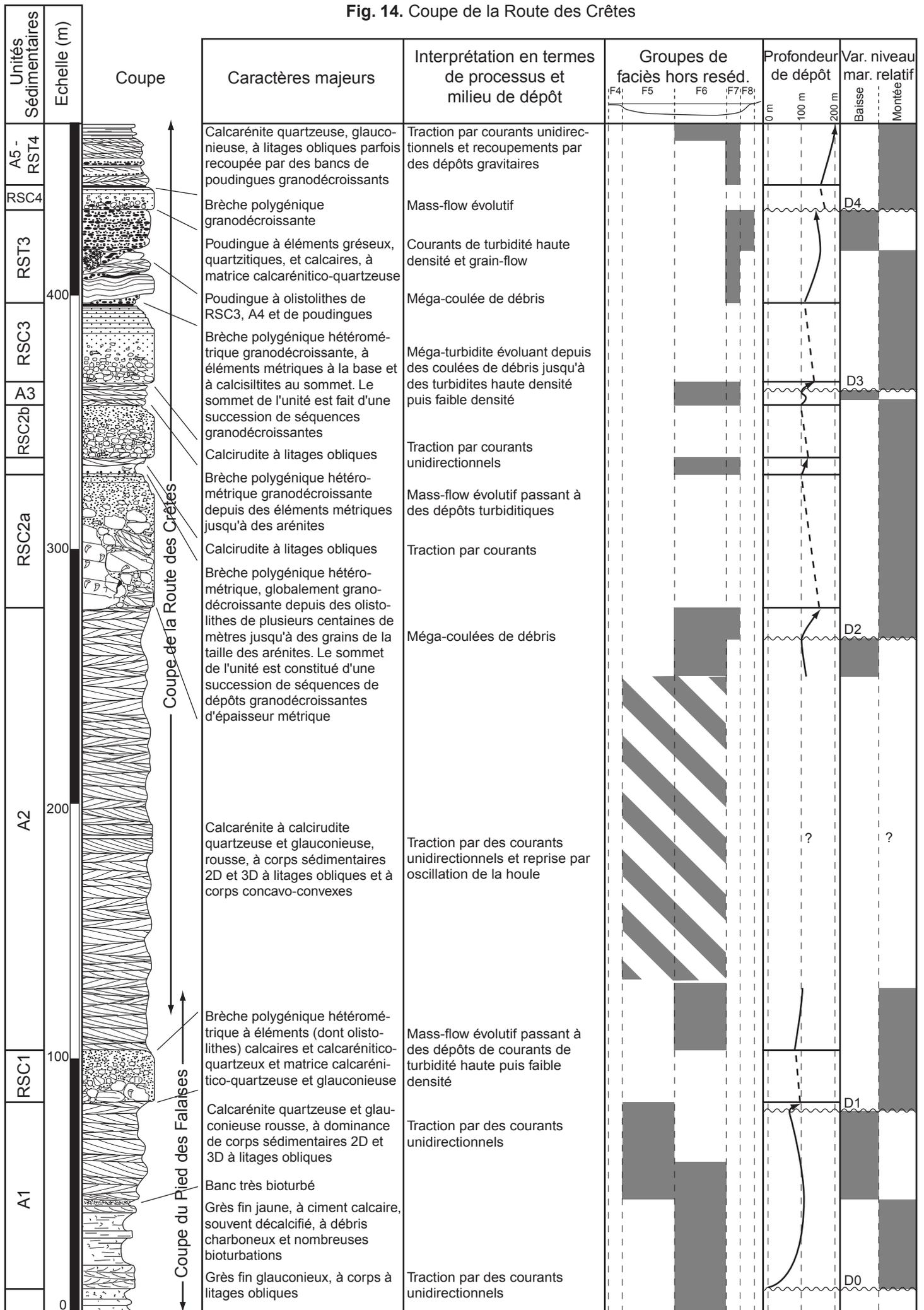
Il est donné dans un premier temps une description de la coupe de la Route des Crêtes, la plus épaisse et la plus complète, (Fig. 14) correspondant aux affleurements des Falaises Soubeyrannes (Pl. 12), où sont définies les unités sédimentologiques. Il est ensuite donné une description détaillée de chaque unité sédimentologique avec ses évolutions latérales et une interprétation en termes de processus de dépôts, de milieux de dépôts et d'origine du matériel.

2.1. Description de la coupe de la Route des Crêtes

2.1.1. Localisation

Cette coupe est la somme des levés effectués au pied des Falaises du Soubeyran, et en bordure de la Route des Crêtes reliant Cassis à La Ciotat par le Massif du Soubeyran (Fig. 15). Les coordonnées Lambert (III) de l'ensemble de la coupe se situent entre X = 861,3 à 862,7 et Y = 3103,1 à 3104,8. La série relevée est épaisse de 470 m depuis D0 jusque dans A5 (Fig. 14).

Fig. 14. Coupe de la Route des Crêtes



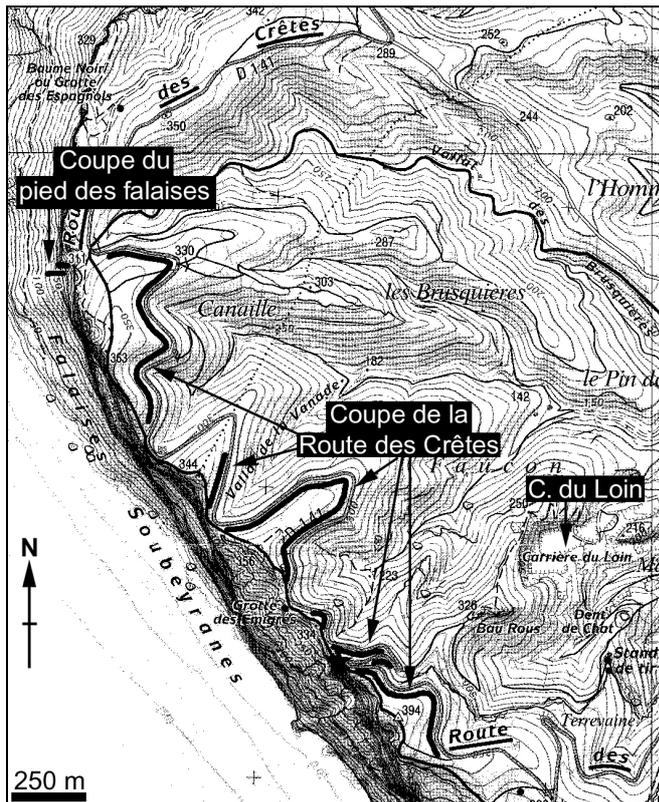


Fig. 15. Localisation géographique des coupes du Pied des Falaises et de la Route des Crêtes. La base de la coupe correspond à la coupe du Pied des Falaises, l'unité A2 a été étudiée juste au Nord de cette carte au-dessus du Pas de la Colle, le reste de la coupe, jusqu'à son sommet correspond à l'ensemble des segments nommés "Coupe de la Route des Crêtes" situés sur cette carte.

2.1.2. Contenu biologique général et datation

Les unités autochtones A1 à A5 contiennent de très nombreux débris d'échinodermes, des bryozoaires, des algues rouges, des *Calcisphaerulidae* et de nombreux foraminifères benthiques. Les foraminifères planctoniques sont assez rares et mal conservés, surtout lorsque la fraction silicoclastique des unités autochtones est élevée (groupe de faciès F6). En de rares endroits des Falaises Soubeyrannes, A2 contient des rhynchonelles.

Les unités de resédimentation carbonatées RSC1 à RSC4 présentent une faune et une microfaune typiques de milieux de plate-forme, non seulement dans les éléments de brèches mais aussi sous forme libre dans la matrice. Il n'est pas rare de trouver des foraminifères planctoniques dans les parties les plus fines aux sommets de ces resédimentations.

Du fait de leur granulométrie trop élevée, il n'a pas été trouvé de fossiles entiers déterminables à valeur stratigraphique dans les unités de resédimentation terrigènes RST1 à RST4.

Les unités sédimentologiques autochtones ont été datées à partir des foraminifères benthiques et planctoniques, et les unités de resédimentation carbonatées à partir des rudistes. L'ensemble des faunes et microfaunes et les datations résultantes sont présentées en partie 4.2. du chapitre 1. Une large partie inférieure de A1 a été datée du Turonien moyen. La partie supérieure de A1, RSC1, A2, RST1, RSC2, A3, RST2 et RSC3 ont été datées du Turonien supérieur. Les unités RSC4, A5, RST4 et RSC5 ont été datées du Coniacien inférieur à moyen. Des incertitudes demeurent pour les unités A4 et RST3 dans lesquelles se situerait la limite Turonien-Coniacien.

La présence de *Romaniceras ornatissimum* quelques mètres sous D0 dans la coupe du Pied de Falaises permet de préciser l'âge de A1 au minimum à la Zone d'ammonites à *Ornatissimum pro parte* (partie supérieure), un rattachement à la Zone à Deverianum demeurant plausible sinon probable.

2.1.3. Description

Cette coupe donne la succession la plus complète des unités sédimentologiques autochtones calcarénitico-quartzeuses et des unités de resédimentation carbonatées. Les unités A1, RSC1, A2 et RSC2 sont là les plus épaisses, avec respectivement des épaisseurs de 75 m, 20 m, 170 m et plus de 70 m. En revanche, les unités sus-jacentes A3, RSC3, RST2, RSC4, A5/RST4 sont ici moins épaisses qu'elles ne le sont dans le secteur oriental du synclinal du Beausset (Mont Caume).

La coupe du Pied des Falaises est la seule permettant de voir A1 dans toute son épaisseur, depuis la discontinuité majeure D0 jusqu'à son contact avec RSC1. A1 débute par une barre gréseuse épaisse de 5 m composée d'une succession de corps sédimentaires d'une amplitude comprise entre 1 et 1,5 m et à litages internes obliques plans ou tangentiels à leurs bases. Les 25 m suivants correspondent à des grès charbonneux bioturbés. Viennent ensuite 45 m de calcarénites quartzeuses et glauconieuses constituées essentiellement de corps sédimentaires 2D et 3D d'une amplitude pouvant atteindre 2,5 m pour plusieurs dizaines de mètres d'extension.

Le contact de A1 avec RSC1 est une surface irrégulière issue d'érosion. RSC1 est une brèche polygénique et hétérométrique. Sa partie inférieure est très grossière, à olistolithes et chaotique. Sa partie supérieure est constituée de plusieurs séquences de dépôts granodécroissantes et stratodécroissantes. RSC1 comprend essentiellement des éléments calcaires de plate-forme mais aussi des éléments calcarénitico-quartzeux roux identiques aux calcarénites sous-jacentes de A1. La matrice contient du quartz et de la glauconie.

A2, relevée et décrite en partie au sommet de la coupe du Pied des Falaises et en partie le long de la Route des Crêtes, au-dessus du Pas de la Colle, n'a pas pu faire l'objet d'une étude détaillée car elle affleure surtout en falaises peu accessibles ou le long de la route avec lacunes de visibilité. Son épaisseur est de 170 m. Il s'agit essentiellement de calcarénites quartzeuses et glauconieuses rousses à intercalations de calcirudites. A2 est constituée d'un empilement de corps sédimentaires 2D et 3D ainsi que des corps concavo-convexes.

Le contact entre A2 et RSC2 est de même type que celui entre A1 et RSC1 : irrégulier, issu d'érosion, avec figures d'affouillement. RSC2 est fait d'une brèche polygénique et hétérométrique comme RSC1 mais plus grossière. Le long de la Route des Crêtes et plus particulièrement dans les Falaises Soubeyrannes à affleurements continus sur de grandes distances, des olistolithes de près de 250 m de long et épais de 70 m occupent toute l'épaisseur de RSC2. RSC2 se divise ici en deux principales séquences de dépôts, la première étant beaucoup plus grossière et épaisse que la seconde. La brèche de la séquence supérieure est granodécroissante de sorte qu'elle passe à des

calcarénites de faciès "grès à pavés" (cf. chapitre 1) à son sommet, visible au point coté 335 m le long de la Route des Crêtes.

A3, d'une épaisseur inférieure à 10 m, est faite de calcirudites à abondants graviers gréseux et quartzitiques empilés en corps sédimentaires 2D et 3D d'une amplitude de 10 à 30 cm, fréquemment recoupés par des bancs décimétriques de microconglomérats silicoclastiques.

Une transition de A3 à RSC3 se fait en quelques centimètres voire une vingtaine de centimètres par mélange d'éléments calcaires de plate-forme dans une matrice calcarénitique quartzreuse de A3. RSC3, épaisseur de 25 m, est une brèche polygénique hétérométrique globalement granodécroissante sur toute son épaisseur, avec des éléments de taille métrique à la base et des calcisiltites au sommet (faciès "safre"). RSC3 est composée d'une succession de séquences de dépôts elles mêmes granodécroissantes et stratodécroissantes. RSC3 est visible dans son intégralité dans le virage sous le Belvédère de la Route des Crêtes.

RST3, faisant suite à RSC3, correspond à des poudingues à éléments silicoclastiques très largement dominants et à matrice gréseuse. RST3 présente ici deux parties bien distinctes. La première est très grossière à olistolithes provenant de RSC3, de A4 ou bien encore à olistolithes de poudingues présentant des séquences de dépôts de *foresets* deltaïques. La seconde partie de RST3 est faite de poudingues à éléments de taille pluricentimétrique à décimétrique et parfois plus gros. Ces éléments sont agencés en séquences granodécroissantes vers le sommet de l'unité.

RSC4, épaisse d'environ 6 m en bordure de la route des Crêtes, est de même type que RSC3 mais moins grossière. A la base de RSC4 les éléments calcaires sont mélangés aux éléments du poudingue du sommet de RST3 dans une matrice calcarénitico-quartzreuse. Puis RSC4 est granodécroissante dans son ensemble jusqu'à comporter des calcisiltites (faciès "safre") à son sommet.

A5, au sommet de cette coupe, est faite de calcarénites et de calcirudites à importante fraction silicoclastique (généralement près de 50 %) en corps sédimentaires 2D et 3D avec des amplitudes pouvant atteindre 1 m, ainsi qu'en corps concavo-convexes. Des bancs de poudingues de RST4 s'intercalent à plusieurs reprises au sein de A5. RST4 montre le maximum de développement dans les environs de la Grande Tête et du Sémaphore.

2.1.4. Conclusion sur la coupe de la Route des Crêtes

Les unités de sédimentation autochtone (A), et les unités de resédimentations carbonatées (RSC) et terrigènes (RST) sont là parfaitement identifiables.

Les unités autochtones se sont mises en place sous l'action de courants les plus souvent tractifs donnant les structures sédimentaires 2D et 3D. La taille que peuvent atteindre ces structures et la granulométrie parfois importante du matériel (calcirudites et rudites), indiquent des courants tractifs forts. De plus ces courants devaient être continus dans le temps puisque ces structures sédimentaires sont constantes depuis A1 jusqu'à A5.

Les unités de resédimentation interrompaient temporairement la sédimentation autochtone. Les 4 principales unités de resédimentation carbonatées, RSC1 à RSC4, présentent l'évolution verticale suivante : RSC1 et RSC2 sont grossières, à nombreux olistolithes de grande taille, RSC2 étant la plus grossière et aussi la plus épaisse de toutes les resédimentations dans ce secteur occidental du synclinal du Beausset ; RSC3 et RSC4 sont moins épaisses, moins grossières et mieux organisées verticalement avec des séquences de dépôts granodécroissantes et stratodécroissantes. Le mélange de matériel silicoclastique et carbonaté à la base de RSC3 et à la base de RSC4 indique soit une reprise du matériel silicoclastique lors de la mise en place des RSC (resédimentations), soit une sédimentation quasi simultanée des RST et des RSC.

L'évolution verticale des RSC indique probablement un éloignement des zones sources du matériel carbonaté resédimenté et/ou une diminution de la quantité de matériel libéré.

La présence des unités de resédimentation terrigènes dans cette coupe est liée à la proximité du Massif Méridional pourvoyeur des silicoclastiques. La première partie de RST3, grossière à olistolithes de RSC3, A4 et de poudingues, correspond sans conteste à une resédimentation avec remaniement des unités sous jacentes.

2.2. Analyse détaillée des unités sédimentologiques

2.2.1. A1

A1 est reconnue individuellement dans le secteur occidental du synclinal du Beausset, alors qu'elle est amalgamée avec A2 et A3 dans le secteur oriental sans différenciation possible.

a) Description de A1 dans le secteur occidental

A1 est bien visible dans les Falaises Soubeyrannes (Pl. 12) où son épaisseur atteint 100 m à la latitude du Cap Canaille (Pl. 5). Elle diminue régulièrement d'épaisseur vers le Nord et se termine en biseau sur la plate-forme carbonatée, précisément sur la Barre du Pas d'Ourié *sensu* Jolet (1996) dans les environs de la Couronne de Charlemagne. Malheureusement entre ce lieu et le Pas de la Colle elle est le plus souvent couverte par la végétation.

Un des affleurements, le plus accessible et le plus complet, correspond à un arrachement de terrain au pied des falaises, à environ 1,5 km au Sud du Pas de la Colle (Pl. 13, photo 1 et Pl. 14, photo 1) là où la coupe dite "du pied des Falaises" a été faite (annexe B7). A1 comporte un premier ensemble gréseux épais d'environ 5 m au-dessus de D0, un second ensemble gréseux épais de 25 m et un dernier ensemble calcarénitico-quartzeux épais de 45 m (Pl. 14, photo 1).

D0 correspond à une surface irrégulière, à reliefs de 40 à 50 cm d'amplitude. Cette surface recoupe des grès à ciment calcaire, de couleur d'altération jaune, riches en glauconie, souvent décalcifiés et formant ainsi des rentrants ou des creux dans la topographie sous des ressauts de faciès moins décalcifiés. Ces grès présentent de nombreuses bioturbations, parfois de grande taille, des nodules soufrés d'un diamètre pouvant atteindre 10 cm, et de nombreux débris charbonneux. Le sédiment constituant le *Romaniceras ornatissimum* trouvé non en place, en éboulis est exactement ce grès

bioturbé à débris charbonneux de sorte que cette ammonite a été repositionnée ici même dans ce faciès, quelques mètres sous D0 (Floquet, comm. pers.).

Le premier ensemble de A1, moulant les irrégularités de D0 est fait de grès glauconieux du groupe de faciès F6, souvent décalcifiés et constitués de l'empilement de corps sédimentaires 2D et 3D. Ces corps sédimentaires se suivent sur plusieurs mètres voire 10 m latéralement, leur amplitude maximale étant de 1,5 m. Des bioturbations apparaissent vers le haut de l'ensemble qui se termine par une surface marquée et plane.

Le deuxième ensemble est fait de grès stratifiés horizontalement, toujours du groupe de faciès F6, à strates de couleur d'altération jaune alternant avec d'autres de couleur non altérée gris-bleutée à ciment calcaire (Pl. 14, photo 1). Ces grès, décalcifiés, forment un rentrant au pied de la falaise. Ils contiennent, dans certaines strates, de nombreuses bioturbations sous forme de nodules soufrés, ainsi que d'abondants débris charbonneux et de l'ambre assez fréquente en analyse microscopique. La microfaune est très rare et indéterminable. Aucune structure courantologique n'est visible, soit parce qu'il n'y en avait pas, soit parce qu'elles ont été effacées par la bioturbation et/ou la décalcification.

Le troisième ensemble, calcarénitico-quartzeux et glauconieux roux par oxydation, des groupes de faciès F6 puis F5 au sommet, est constitué de l'empilement de mégarides et dunes 2D et 3D à litages obliques. Les dunes 3D peuvent atteindre 2,5 m d'amplitude pour plusieurs dizaines de mètres de longueur d'onde (Pl. 13, photos 2 et 3 et Pl. 14, photo 2 et 4) et sont fréquemment réactivée à leur sommet (Pl. 13, photo 4).

Les bancs calcarénito-quartzeux des 10 premiers mètres sont globalement stratodécroissants. Le premier banc épais de 1,5 m est entièrement bioturbé. Les bancs suivants se terminent tous par des bioturbations de type *Callianassa*, mais de moins en moins abondantes vers le haut (annexe B7).

20 à 30 % des grains des calcarénites quartzeuses sont des débris d'échinodermes dont des crinoïdes. Cet ensemble a livré aussi de nombreuses rhynchonelles au Sud du Cap Canaille.

Vers le haut, la fraction carbonatée est largement dominante sur la fraction silicoclastique, le faciès étant du groupe F5. Quelques bancs bréchiques, dont un peut être suivi latéralement sur environ 500 m aux environs du Jas de la Penna, y recoupent les corps sédimentaires (Pl. 14, photo 3). Les éléments des brèches sont essentiellement des fossiles calcaires de plate-forme généralement entiers et peu altérés (nombreux coraux branchus, *Vaccinites grossouvrei* (Pl. 3) et *V. praepetrocoriensis*, débris de *Durania*, de *Plagioptychus*, de chaetétidés...), et la matrice en est calcarénitico-quartzeuse, similaire à A1 (Pl. 14, photo 3).

b) Interprétation de A1 dans le secteur occidental

Les nombreux nodules soufrés dérivés d'oxydation de pyrite et débris charbonneux dans les grès sous D0 indiquent que le milieu de dépôt devait être assez confiné pour permettre la réduction sulfo-bactérienne de la matière organique puis la formation de pyrite par complexation avec Fe.

Les reliefs et le changement de faciès caractérisant D0 impliquent une érosion et un changement de milieu de dépôt. L'érosion, également reconnue sur la plate-forme, serait liée à une chute du niveau marin relatif. Aucune émergence n'a été mise en évidence dans

cette coupe du Pied des Falaises, mais l'équivalent de cette surface porte des indices d'émersion sur la plate-forme carbonatée (cf. 1.1.3. Chap. 2).

Les structures sédimentaires 2D et 3D du premier ensemble sont incontestablement issues de courants tractifs unidirectionnels. Les tailles de ces structures indiquent que ces courants étaient forts, peut être de nature tidale.

Le second ensemble de A1 semble correspondre à un milieu permettant la préservation de la matière organique (débris carbonneux, ambre). Les très nombreuses bioturbations impliquent un milieu assez calme. Ces dépôts pourraient être rattachés à un milieu estuarien subtidal.

Le développement des structures de mégarides et dunes sans bioturbation ou presque dans le troisième ensemble, traduit une augmentation de l'hydrodynamisme qui pourrait être liée à une ouverture du milieu. Un approfondissement / transgression dans un tel milieu aurait été favorable à la préservation de la matière.

Vers le haut du troisième ensemble, l'évolution des faciès, du groupe F6 au groupe F5 pourrait correspondre à une diminution de la profondeur de dépôt par comblement du bassin, ce comblement se traduisant par une progradation des faciès carbonatés de plate-forme vers le bassin. La présence vers le sommet de A1 de bancs bréchiques à éléments de plate-forme semble confirmer cette hypothèse. L'équivalent de la discontinuité D1 sur la plate-forme considérée comme issue d'érosion en milieu météorique, a donc été situé dans le bassin vers le haut de A1.

c) A1 dans le secteur oriental

Dans ce secteur, A1 forme avec A2 et A3 un ensemble sédimentologique autochtone sans différenciation. Cet ensemble présente un maximum d'épaisseur (70 m) dans le quartier du Haut Ray entre le Mont Caume Est et le village de Revest les Eaux (Pl. 7). L'épaisseur diminue rapidement en direction du Nord et l'ensemble disparaît au contact de la plate-forme carbonatée entre la ferme de Roboeuf et la Bastide d'Orves (Pl. 7). La médiocrité des affleurements dans ce secteur ne permet pas de voir la relation entre cet ensemble et la plate-forme carbonatée. Sur le flanc sud du Mont Caume, l'ensemble A1+A2+A3 a disparu, enfoui par fracturation sous le plan de chevauchement des terrains urgoniens sur les terrains d'âge Crétacé supérieur.

Les quelques sentiers reliant le village de Revest les Eaux au Mont Caume et les affleurements au pied de la falaise du Bau de Midi permettent d'avoir un aperçu de la quasi-totalité de cet ensemble autochtone. Il repose sur des marnes silteuses datées par une riche microfaune du Turonien inférieur à moyen, et plus vraisemblablement du début du Turonien moyen (Babinot, comm. pers., 2002). Ces marnes, qui affleurent bien au lieu dit "Fontaine Martin" et dans tout le Vallon des Cloutés juste au Nord de celle-ci, contiennent une riche faune composée en majorité de térébratules de taille comprise entre 5 et 7 mm, de nombreux oursins irréguliers (*Periaster verneuilli* ?), de serpulidés et de rares ammonites, et une abondante microfaune mal conservée, de foraminifères benthiques (dont *Dorothia* cf. *levis*, *Dorothia oxycona*, *Nodosariidae* ...), de rares foraminifères planctoniques, d'ostracodes (dont *Asciocythere polita* Damotte, *Pterygocythereis pulvinata* Damotte, *Planileberis* sp. aff. *subtilis* Babinot ...). La liste complète de la microfaune des marnes est donnée en annexe (annexe B10).

Au-dessus des marnes, l'ensemble autochtone A1+A2+A3 est fait de calcarénites et de calcirudites quartzzeuses et glauconieuses, rousses, du groupe de faciès F6, surtout empilées en rides et mégarides, exceptionnellement en dunes vers le sommet, et en corps concavo-convexes pouvant atteindre 2 m de longueur d'onde.

2.2.2. RSC1

a) Description

Aspect général et faciès

RSC1 n'est présente que dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Son épaisseur est généralement comprise entre 0 et 20 m. Les épaisseurs minimales se situent, d'une part, dans sa partie septentrionale au Pas de Julien où RSC1 vient s'appuyer sur les calcaires à rudistes de la Couronne de Charlemagne (Grosjean, 1997) et, d'autre part, dans sa partie la plus méridionale avant son plongement dans la mer. RSC1 affleure essentiellement en falaise (Pl. 12), depuis le Pas de Belle-Fille (Pl. 5) jusqu'à l'aplomb du sommet du Soubeyran (point coté à 394 m) où elle disparaît dans la mer.

RSC1 est une mégabrèche polygénique hétérométrique, à olistolithes de grande taille (Pl. 15, photos 1 et 2). Cette mégabrèche est chaotique sur toute son épaisseur dans sa partie septentrionale, de la Couronne de Charlemagne jusqu'au Sud du Pas de la Colle. Au-delà, dans sa partie méridionale, elle présente un terme inférieur chaotique et un terme supérieur organisé.

Le terme inférieur chaotique est très hétérométrique, sans granoclassement apparent, à matrice calcarénitico-quartzzeuse. La base est irrégulière du fait de l'érosion du substratum par la mise en place de RSC1. De plus, les calcarénites de A1 sous-jacente présentent des déformations et convolutes jusqu'à 2 à 3 m sous la surface basale (annexe B7).

Le terme supérieur est moins grossier, granoclassé, et à stratification correspondant à des séquences de dépôts successives (3 au minimum, chacune épaisse de 50 cm à 2 m environ). Dans chacune de ces séquences, les éléments sont agencés de manière granodécroissante, leur base est une brèche granodécroissante et leur sommet est calcarénitico-quartzzeux à laminations horizontales puis obliques de rides de courant ne dépassant pas 5 cm en amplitude et souvent à laminations convolutées (cf. Grosjean, 1997, coupe I et II, planche 12). Le passage du terme inférieur chaotique au terme supérieur organisé est progressif.

Hormis les olistolithes, les éléments des brèches ont une taille de quelques millimètres à quelques dizaines de centimètres. Ce sont en grande majorité des lithoclastes calcaires à faune et à microfaune typiques de plate-forme carbonatée. La macrofaune est essentiellement constituée de rudistes dont *Durania cornupastoris* en grand nombre, *Hippurites requieni*, *Vaccinites praepetrocoriensis*, *V. petrocoriensis*, *V. rousseli*, *Biradiolites angulosus* et *Plagioptychus*, mais aussi de *chaetetidae*, de madréporaires et de nérinées (*Plesioptygmatis schiosensis*, Pl. 4). Une moindre part des éléments est faite de lithoclastes calcarénitico-quartzzeux et glauconieux roux, de même

nature que les calcarénites de A1 sous-jacente. Ces lithoclastes sont surtout présents à la base de RSC1.

La matrice de la brèche est faite de calcarénites quartzesuses. Les grains de la matrice sont essentiellement des bioclastes plus 5 à 20 % de grains de quartz. Les bioclastes proviennent surtout des rudistes précédemment cités, mais aussi d'échinodermes et d'algues rouges. La microfaune est formée de foraminifères benthiques (miliolidés et textulariidés) de milieux de plate-forme carbonatée, et de bryozoaires et de *calcisphaerulidae* de milieux plus externes, de bassin. Le pourcentage de grains de quartz diminue de 20 à 5 % de la base au sommet de l'unité ainsi que depuis le Sud vers le Nord du Massif du Soubeyran.

Les olistolithes

Les olistolithes sont surtout concentrés à la base de l'unité. Ils ont de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de longueur (exceptionnellement de 100 à 150 m donc de la classe des *fine slab* à *medium slab* selon la classification proposée par Blair & McPherson, 1999). Les plus grands de ces olistolithes, bien visibles dans les Falaises Soubeyrannes (Pl. 12), occupent toute l'épaisseur de RSC1 et leur présence explique en partie les variations d'épaisseur de l'unité (Pl. 15, photos 1 et 2). Les plus gros olistolithes reposent directement sur le substratum formé des calcarénites A1. La base des olistolithes est souvent ondulante, fracturée. Le substratum sous les olistolithes présente souvent des litages convolutés (Pl. 15, photos 3 et 4).

Les olistolithes sont tous de nature calcaire et le plus souvent stratifiés, la plupart de ceux-ci montrant des pendages nuls ou faibles (pendage régional déduit). Cette stratification correspond à une succession de séquences de plate-forme, où les rudistes sont soit en position de vie, soit déplacés, remobilisés. Selon Grosjean (1997), quelques-unes des séquences sont semblables à celles décrites par Jolet (1996) dans la Couronne de Charlemagne.

La faune et la flore de ces olistolithes, essentiellement constituées de *Durania*, *d'Hippurites* et de *Vaccinities*, dasycladales et udotéacées sont caractéristiques de milieux de plate-forme carbonatée.

Certains olistolithes présentent de nombreuses fractures remplies par la matrice bréchique. D'autres olistolithes peuvent montrer à leur base des injections de brèches plus ou moins riches en éléments quartzesux roux de même nature que A1 (Pl. 15, photo 5).

Des éléments (dont de rares olistolithes) de calcarénites quartzesuses rousses apparaissent clairement arrachés au substratum et incorporés dans RSC1 (lambeaux lenticulaires plurimétriques de calcarénites encore en partie reliés au substratum).

Evolution latérale de RSC1

D'une manière générale, l'épaisseur et la granulométrie de RSC1 diminuent du Nord vers le Sud.

Depuis la Couronne de Charlemagne au Nord et jusqu'au Cap Canaille au Sud, RSC1 contient de nombreux olistolithes pouvant atteindre 20 m de hauteur pour 100 m de longueur. Leur nombre et leur taille diminuent en direction du Sud tout comme la matrice de RSC1 est de plus en plus riche en grains de quartz.

Des failles normales conjuguées en petits grabens affectent localement A1 et la base de RSC1. Elles sont scellées par la partie sommitale de RSC1. Deux de ces grabens sont bien visibles à la base des Falaises Soubeyrannes aux environs du Jas de la Penna et vers la Grotte des Espagnols (Pl. 42, photos 3, 4 et 5).

Plus au Sud encore, et jusqu'à ce qu'elle plonge dans la mer, RSC1 diminue en épaisseur pour ne pas dépasser 4 à 5 m d'après les données photographiques de l'affleurement en falaise. Depuis le Cap Canaille en direction du Sud, les olistolithes sont de moins en moins fréquents et disparaissent même.

b) Interprétation

Origine du matériel

La faune des éléments de RSC1, surtout constituée de rudistes reconnus en place sur la plate-forme, les similitudes établies par Grosjean (1997) entre la quasi totalité des constituants calcaires des brèches et les calcaires de la Couronne de Charlemagne, les analogies observées entre les séquences dans les olistolithes et les "paraséquences" *sensu* Jolet (1996) de la Couronne de Charlemagne, sont autant d'arguments permettant d'affirmer que la Couronne de Charlemagne et la plate-forme carbonatée observée en place au Nord du Pas de Belle-Fille sont à l'origine des éléments carbonatés de RSC1.

De plus, la relation géométrique directement visible sur le terrain entre RSC1, la Couronne de Charlemagne et la plate-forme carbonatée en place (SPF1) ne laisse aucun doute sur l'origine du matériel carbonaté, effectivement issu du démantèlement de SPF1.

Les éléments calcarénitico-quartzeux de RSC1, de même nature que les calcarénites de A1 et plus concentrés à sa base, proviennent directement de A1. Ils sont très probablement issus de l'érosion due à la mise en place des brèches comme le montrent, à la base de RSC1, les lambeaux lenticulaires plurimétriques de calcarénites encore reliés au substratum.

Mode de mise en place

L'érosion à la base de l'unité, l'agencement du matériel, chaotique à la base, puis généralement granodécroissant jusqu'à des calcarénites à laminations horizontales puis à rides de courant, la granodécroissance et la diminution d'épaisseur depuis la zone source (au Nord) jusque dans le bassin (au Sud), sont des caractères d'un écoulement en masse évolutif (*mass-flow*) tel que l'ont décrit Lowe (1982), Shanmugam (1994, 1995) ou bien Spence & Tucker (1997) dans d'autres séries.

Dans ce type d'écoulement, plusieurs processus de transport et de dépôts se distinguent depuis le domaine proximal jusqu'au domaine distal.

Les faits que les olistolithes, dans le domaine proximal, peuvent avoir une longueur de 100 m pour une hauteur de 25 m, présentent des pendages nuls ou très faibles, sont généralement directement en contact avec le substratum, indiquent qu'ils se sont mis en place par glissement.

De tels glissements sont sans doute responsables de contraintes de cisaillement à la base des olistolithes, ce qui explique leur déformation et leur fracturation. Les surpressions hydrauliques associées au glissement ont dû conduire aux injections de brèches ou de matériel du substratum de préférence dans les fractures des olistolithes. En outre, les surpressions ont dû elles-mêmes favoriser la fracturation. Des caractères similaires (déformations des terrains sous-jacents, fracturations des blocs, cisaillements en avant des blocs, injections ...) sont décrits par Labaume *et al.* (1983) au sujet de mégaturbidites carbonatées (résultantes de dépôts d'écoulements en masse évolutifs) d'âge Eocène inférieur et moyen dans un bassin sud-pyrénéen.

Les litages convolutés des calcarénites du substratum sous les olistolithes sont sans doute des figures d'échappement d'eau dues à la surcharge pondérale engendrée par la mise en place des brèches.

L'autre processus de transport intervenant dans le mécanisme d'écoulement en masse évolutif de RSC1 est celui des coulées de débris (*debris-flow*) telles que les ont décrits Lowe (1982), Hiscott & James (1985) ou Leigh & Hartley (1992). Elles sont représentées ici par les brèches à base pas ou peu érosive, riches en éléments et peu matricielles, chaotiques, très hétérométriques et supportant des éléments de tailles plurimétriques. Ces coulées de débris sont bien développées dans le domaine proximal, depuis la zone source du matériel (Pas de Belle-Fille et Couronne de Charlemagne) jusqu'au Cap Canaille. Lors de la mise en place de coulées de débris, il se crée des plans de cisaillement dans la coulée, engendrant des chevauchements de masses de matériel et favorisant des arrachements du substratum (Puigdefabregas, *comm. pers.*, 1999). Ceci correspondrait aux lambeaux lenticulaires de même nature que le substratum et encore reliés à celui-ci.

Le troisième processus de transport se développant dans le domaine distal, dès le Jas de la Penna, à partir des coulées de débris, correspond aux dépôts qui ont les caractères donnés par Postma *et al.* (1988) pour décrire des turbidites. Debroas *et al.* (1983) décrivent dans les terrains d'âge turono-coniacien du versant nord des Pyrénées deux mégaturbidites calcaires présentant des caractères comparables à ceux de la moitié supérieure de RSC1.

Ces dépôts représentés par les séquences granodécroissantes, à brèches granoclassées passant à des calcarénites à laminations horizontales puis obliques à rides de courant résultent de courants de turbidité haute densité à faible densité. Ainsi les termes T_a , T_b et T_c de la classique séquence de Bouma caractérisant les courants de turbidité sont ici bien représentés.

Une coulée de débris est souvent à l'origine de courant de turbidité haute densité par incorporation d'eau dans la coulée (Shanmugam, 1994, 1995 ; Spence & Tucker, 1997). Les coulées de débris de RSC1 ont donc pu évoluer en courants de turbidité par incorporation d'eau facilitée par les cisaillements évoqués précédemment.

Le cas particulier de la Couronne de Charlemagne et le contrôle tectonique

La "Couronne de Charlemagne" pourrait être considérée comme un méga-olistolithe et ainsi être intégrée dans RSC1.

Bien que ce relief calcaire présente effectivement des séquences de dépôts typiques de plate-forme ouverte à rudistes telles que les a décrites Jolet (1996), elle est bordée aussi bien sur son flanc NE que sur son flanc SW de brèches appartenant à RSC1. En outre, ce relief est affecté par un important réseau de fractures orientées globalement N110 (Pl. 36). Ces fractures de tension sont remplies sur le flanc NE par des brèches comprenant des rudistes identiques à ceux récoltés dans RSC1 et SPF1 (*Vaccinites inferus* in Simonpiétri, 1999). Des brèches identiques remplissent des fractures qui affectent la crête de Belle-Fille juste au Nord de la Couronne, en bordure Nord de l'autoroute.

La Couronne de Charlemagne se termine au SW par un escarpement haut d'une trentaine de mètres dont la direction est proche de celle de la fracturation à dominante N110. RSC1 se développe véritablement vers le Sud (au Pas de Julien) à partir de cet escarpement (Jacquet, 1982 ; Grosjean, 1997).

Les brèches, les fractures de la Couronne et les calcaires de la Couronne elle-même sont directement recouverts et scellés par les calcarénites quartzesuses A2. Le remplissage quartzo-glaucconieux des fractures détermine des dykes neptuniens au toit des calcaires à rudistes (Grosjean, 1997).

La Couronne de Charlemagne apparaît ainsi isolée de la plate-forme carbonatée qui est en place au Nord du Pas de Belle-Fille (Pl. 5). Elle semble détachée vers le Sud, être un grand pan de plate-forme qui a glissé et a été entouré de brèches.

L'escarpement du côté SW de la Couronne de Charlemagne peut être considéré comme étant une relique d'un paléo-escarpement, peu altéré par l'érosion actuelle.

Les faits que les brèches de RSC1 se développent surtout au Sud et en contrebas de la Couronne, que la direction N120 de l'escarpement actuel soit très proche de la direction N110 dominante de la fracturation synsédimentaire, que la remobilisation du matériel de RSC1 se fait en direction du Sud (N185° +/- 5° d'après Grosjean, 1997, p.16), permettent d'avancer l'hypothèse que le matériel bréchique était directement arraché au flanc SW de la Couronne de Charlemagne.

La tectonique synsédimentaire, enregistrée par les nombreuses failles et fractures scellées par les calcarénites A2 sur la Couronne de Charlemagne et sur la plate forme a probablement contrôlé le démantèlement de la plate-forme carbonatée. Ceci a sans doute déterminé la préparation de l'importante quantité de matériel carbonaté remobilisé lors de la mise en place de RSC1.

Etant donné que la fracturation affecte seulement la plate-forme carbonatée (Barre de Belle-Fille, Couronne de Charlemagne), le substratum calcarénitico-quartzeux A1 dans le bassin (grabens à la base des Falaises Soubeyrannes vers le Jas de la Penna) et la moitié inférieure de la brèche, un pic d'activité tectonique aurait eu lieu juste avant et pendant le dépôt du début de RSC1.

La tectonique semble donc responsable du déclenchement de la plupart des écoulements gravitaires ayant donné RSC1. De nombreux auteurs (Cossey & Ehrlich, 1979 ; Kastens, 1984 ; Mullins *et al.*, 1991 ; Piper *et al.*, 1999) ont pu constater des phénomènes analogues de resédimentations déclenchés par des séismes dans d'autres séries.

2.2.3. A2

Cette unité n'est reconnue que dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Dans le secteur oriental, elle est amalgamée avec A1 et A3 et donc indifférenciée.

a) Description

Faciès

A2 est très bien représentée dans le Massif du Soubeyran, depuis les Falaises Soubeyrannes où elle présente son maximum de développement jusqu'au Jas de Mondon où elle repose en biseau sur la plate-forme carbonatée avec une épaisseur réduite à 1 m (Pl. 8).

A2 est faite de calcarénites, et souvent de calcirudites au Sud de l'autoroute, quartzesuses et glaucconieuses, de teinte rousse, des groupes de faciès F5 et F6 et parfois F7. La texture est *packstone-grainstone*. La matrice était initialement micritique, mais elle a été le plus souvent vannée ou recristallisée et remplacée par un ciment sparitique. La

microfaune est formée d'une association de plate-forme carbonatée : miliolidés, textulariidés, *Pseudocyclammina* sp., *Dictyopsella* sp., *Cuneolina* sp., mais aussi d'organismes caractéristiques de milieux plus externes et plus profonds : bryozoaires, crinoïdes, rhodophycées, *Dorothia* sp. et foraminifères planctoniques indéterminables. Cette dernière association est nettement mieux représentée que celle de plate-forme carbonatée.

Les grains sont essentiellement de la classe des arénites mais peuvent atteindre 5 mm de diamètre. Les arénites comprennent une bonne part de quartz (jusqu'à 40 %), de nombreux débris d'échinodermes, de bryozoaires et de rhodophycées. Les grains de plus grosse taille sont surtout des graviers quartzitiques ou calcaires de même nature que ceux des poudingues de l'unité RST1, mais aussi des débris de rudistes (essentiellement de *Durania*) et d'échinodermes.

Corps et figures sédimentaires

L'unité est surtout constituée de l'empilement de rides et mégarides, de dunes hydrauliques 2D et 3D à litages obliques tabulaires ou en auges mais aussi de corps concavo-convexes moins fréquents.

Les rides ont une longueur d'onde pouvant atteindre 10 cm, les mégarides quelques mètres et les dunes jusqu'à une trentaine de mètres pour une amplitude de 1,5 m. Les mégarides et dunes présentent le plus souvent des *foresets* internes tangentiels à leur base. Les *foresets* des dunes ont des pentes de 10 à 20° selon une direction variant de N60 à N130, leur longueur pouvant atteindre 5 m.

Les corps concavo-convexes sont moins fréquents que ceux à litages obliques. Ils ont de 80 cm à 2 m de longueur et présentent des litages internes ondulants en accrétion surtout verticale et rarement oblique. Lorsqu'ils existent, ces litages internes obliques sont surtout présents au Nord de l'autoroute.

Dans les dix derniers mètres de l'unité, les dunes et corps concavo-convexes sont fréquemment tronqués par des bancs granodécroissants microconglomératiques du groupe de faciès F7, à nombreux graviers silicoclastiques et calcaires gris identiques à ceux de RST1. La fraction silicoclastique y est nettement plus grande que dans la partie inférieure de l'unité.

Evolution latérale de l'unité

A2 présente une forte différence entre ses affleurements les plus méridionaux et les plus septentrionaux distants de 5,5 km environ. Elle montre un développement maximum au Sud, dans les Falaises Soubeyrannes, avec environ 170 m d'épaisseur (Pl. 12) et elle se biseaute et disparaît en direction du Nord en recouvrant la plate-forme carbonatée dans le secteur du Jas de Mondon.

En outre, A2 montre des variations latérales d'épaisseur beaucoup plus locales, comme par exemple à la Couronne de Charlemagne (Pl. 36) ou au Baou de la Saoupe. Là, les calcarénites de A2 s'appuient en biseau sur les olistolithes de grande taille de RSC1 jusqu'à les recouvrir totalement.

Les corps sédimentaires sont identiques dans toute l'unité et ne montrent pas d'évolution ni latéralement ni verticalement. Seuls les litages internes des structures mamelonnées évoluent, avec des litages en accrétion verticale dominants au Sud de l'autoroute et des litages en accrétion latérale dominants au Nord de celle-ci.

La granulométrie augmente du Nord vers le Sud avec l'accroissement du pourcentage des quartz et des autres éléments terrigènes. Les microconglomérats du

groupe de faciès F7 au sommet de l'unité sont présents dans tout le Massif du Soubeyran et jusque dans la coupe de l'autoroute en direction du Nord.

b) Interprétation : milieux de dépôts et origine du matériel

Milieux de dépôts

L'association biologique dominante, constituée d'échinodermes, dont des crinoïdes, de bryozoaires et de rhodophycées, est caractéristique d'un milieu externe, ouvert, de bassin circalittoral. Les quelques foraminifères planctoniques ainsi que *Dorothia* sp. confirment une telle interprétation. Ce bassin devait être parcouru de courants constants mais relativement faibles permettant le développement des crinoïdes.

Les corps sédimentaires à litages internes obliques sont le résultat de courants tractifs. Les pentes des *foresets* globalement orientées N90 dans toute l'unité signifient que lors du dépôt de A2 le bassin était parcouru par des courants unidirectionnels de sens Ouest-Est. De tels courants, relativement forts, ont probablement détruit de manière fréquente les biotopes à crinoïdes, bryozoaires et rhodophycées et assuré ainsi l'accumulation de leurs débris en dunes hydrauliques.

Les structures mamelonnées à accrétion verticale dominante se forment dans des milieux soumis à des processus oscillatoires et sont considérées comme caractéristiques de dépôts de tempêtes (Duke, 1985). De telles tempêtes dans ce bassin étroit ont probablement été dans un second temps à l'origine de courants tractifs forts, peut être de courants de dérive.

Les fortes variations d'épaisseur de A2, 170 m dans le bassin à quelques mètres sur la plate-forme, sont dues à la morphologie en creux du bassin et à sa forte subsidence.

Le fait que les structures mamelonnées soient surtout en accrétion verticale dans le bassin (au Sud de l'autoroute) serait dû à une profondeur d'eau importante (peut être de l'ordre d'une centaine de mètres dans les Falaises Soubeyrannes, cf. milieu de dépôt de RST1). Sur la bordure nord du bassin (au Nord de l'autoroute) les structures, plus fréquemment en accrétion oblique, se seraient formées dans une moindre profondeur d'eau.

Origine du matériel

La principale part, carbonatée, de A2 (de 30 à 40 % ; débris d'échinodermes dont des crinoïdes, de bryozoaires, d'algues rouges encroûtantes, de foraminifères planctoniques et de *Dorothia* sp.), est considéré comme formée *in situ* dans le bassin circalittoral.

La moindre part carbonatée (de 20 à 30 % ; débris de rudistes et la plupart des foraminifères benthiques) est directement issue de la plate-forme carbonatée au Nord du bassin.

La part terrigène (jusqu'à 40 % ; de quartz, de quartzite et de calcaires) provient du Massif Méridional. Cette part aurait été transportée par des courants gravitaires vers le bassin suivant une direction Sud-Nord avant d'être reprise par les courants tractifs circulant dans le bassin. Ceci serait confirmé par les quelques bancs microconglomératiques granodécroissants à graviers terrigènes recoupant les structures sédimentaires tractives et assimilés à des dépôts de courants de turbidité. La granocroissance et l'augmentation du pourcentage des quartz vers le Sud confirment que la source du matériel est le Massif Méridional.

Place de la discontinuité D2

La discontinuité D2, reconnue sur la plate-forme comme une surface issue d'érosion en milieu météorique (cf. 1.2.2. Chap. 2), correspond dans le bassin à un maximum de baisse du niveau marin relatif. Une telle baisse dans le bassin, sans qu'il y ait émergence reconnue, devrait correspondre à un maximum de progradation des édifices deltaïques en bordure sud du bassin. A l'inverse, la progradation de la plate-forme carbonatée en bordure nord du bassin était réduite sinon nulle, en raison de son émergence, parce que l'escarpement de sa bordure ne permettait pas aux organismes bioconstructeurs de s'étendre. Le maximum de progradation des édifices deltaïques devait se traduire par des arrivées grossières de matériel terrigène et les 10 derniers mètres de A2 contenant une part plus importante et plus grossière de matériel silicoclastique, correspondraient ainsi à un maximum de chute du niveau marin relatif. D2 serait donc à placer dans ces 10 derniers mètres de A2.

2.2.4. RSC2

a) Description

Aspect général

RSC2 est la plus grossière et la plus épaisse (0 à 70 m, moyenne de 50 m) des unités de resédimentation carbonatée du secteur occidental du synclinal du Beausset. Par contre, elle n'est pas reconnue dans le secteur oriental du synclinal.

RSC2 est de constitution apparemment unitaire au Nord de la D559 (annexe B5), alors qu'elle est subdivisée en deux sous-unités RSC2a et RSC2b bien individualisées dans les falaises soubeyrannes (annexe B8 Pl. 12).

Secteur au Nord de la D559

RSC2 est essentiellement une mégabrèche polygénique déjà reconnue par Blanc (1951) et par Philip (1970), hétérométrique, renfermant de nombreux olistolithes de grande taille, surtout dans ses deux tiers inférieurs (annexe B5 et Pl. 16, photo 1). Les plus grands olistolithes occupent toute la hauteur de RSC2. L'unité est granodécroissante dans son ensemble, mais dans le détail elle est formée de différentes séquences de dépôts qui peuvent être granocroissantes ou bien granodécroissantes, sans être systématiquement séparées par des surfaces de discontinuité sédimentaire. Au contraire, ces séquences passent souvent de l'une à l'autre.

La première séquence, granodécroissante, est épaisse de 40 à 50 m et contient la plupart des olistolithes.

Les séquences suivantes, épaisses de 4 m à 1 m, granocroissantes ou granodécroissantes, contiennent des éléments de plus petite taille (1 m maximum), accumulations de rudistes, essentiellement *Durania*, et de chaetétidés.

La majorité des éléments de la mégabrèche sont calcaires. La macrofaune : nombreux rudistes, madréporaires, chaetétidés et gastéropodes ... et la microfaune de foraminifères benthiques, sont caractéristiques d'une plate-forme carbonatée. La base de l'unité renferme des éléments de même nature que le substratum A2 (Pl. 16, photo 4). Vers le sommet, des olistolithes déformés (*méga-rip-up clasts*) de marnes silto-quartzeuses sont présents. Ils contiennent de nombreux fragments de bivalves,

gastéropodes et polypiers, et d'abondants débris charbonneux de taille millimétrique (les foraminifères y étant très rares), le tout caractéristique de milieux de plate-forme interne.

La matrice de l'unité est calcarénitique à grains de quartz et de glauconie, mais aussi à foraminifères (*Dorothia* sp.) et *Calcisphaerulidae* caractérisant un milieu externe et ouvert sur le large marin, probablement de l'étage circalittoral. Elle renferme en outre une microfaune altérée et apparemment remaniée avec *Cuneolina conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dictyopsella kiliani*..., tous foraminifères appartenant à des milieux de plate-forme à rudistes (Fig. 7). Le sommet de l'unité devient moins grossier et plus riche en cette matrice calcarénitico-quartzeuse (faciès "grès à pavés" épais d'environ 1 m en tranchée d'autoroute).

Secteur du Soubeyran

Les deux sous-unités bien individualisées, RSC2a et RSC2b de ce secteur sont d'agencement analogue mais de granulométrie différente.

RSC2a est une mégabrèche polygénique, hétérométrique, à nombreux olistolithes de grande taille, de 45 m d'épaisseur moyenne. Elle est inorganisée dans sa grande majorité, seul son sommet montrant une granodécroissance jusqu'à des calcarénites, blanches, très peu quartzeuses de texture *grainstone*, et sans structure sédimentaire visible (faciès "grès à pavés", épais d'environ 2 m).

Les éléments de RSC2a sont essentiellement calcaires à rudistes, chaetétidés, madréporaires... mais aussi calcarénitico-quartzeux et glauconieux roux, à litages obliques. La matrice, calcarénitico-quartzeuse, contient des foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée à rudistes, probablement resédimentés.

RSC2b est constituée d'une brèche polygénique, hétérométrique et de calcarénites quartzeuses. Ces faciès sont agencés en une seule séquence de dépôt, épaisse d'environ 20 m, granodécroissante depuis des éléments de tailles pluridécimétriques à métriques jusqu'à des calcarénites fines, blanches, à grains de quartz et de glauconie (faciès "grès à pavés", épais d'environ 9 m). Le sommet de ces calcarénites montre de fines laminations horizontales.

Les éléments de la brèche sont essentiellement calcaires issus de la plate-forme carbonatée, mais aussi calcarénitico quartzeux et glauconieux roux avec quelques rares galets de quartzite à la base de l'unité. La matrice est calcarénitico-quartzeuse et très peu glauconieuse. Sur une épaisseur de quelques mètres à la base de RSC2a dans les Falaises du Soubeyran, la brèche contient autant d'éléments calcarénitico-quartzeux roux que d'éléments carbonatés de faciès de plate-forme (Pl. 16, photos 2, 3 et 5).

Dans le Massif du Soubeyran, de manière visible dans les falaises, environ 7 m de sédiments nettement plus silicoclastiques et de couleur rousse séparent RSC2a et b. Ces sédiments comprennent une première partie bréchique épaisse de 2,5 m, puis une seconde partie épaisse de 4,5 m de calcarénites-calcirudites quartzeuses et glauconieuses rousses à litages obliques.

- La brèche de la première partie est polygénique, hétérométrique, granodécroissante avec des éléments de 10 cm à 1 mm de taille des arénites. Il peut cependant y avoir des blocs de taille métrique de calcaire à débris de rudistes et de chaetétidés. Les éléments sont calcaires à débris de rudistes, calcarénitico-quartzeux et glauconieux roux, et des galets et graviers silicoclastiques identiques à ceux décrits dans les unités RST et donc issus du Massif Méridional. La matrice est calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse rousse avec un rapport carbonates/silicoclastiques à peu près égal à 1.

- Les calcarénites-calcirudites quartzo-glaucouneuses rousses de la seconde partie, sont constituées d'une succession de corps sédimentaires à litages obliques le plus souvent tangentiels à la base mais pouvant être plans, pluridirectionnels, d'extension métrique et à pendage de 0 à 20°. Ces corps sédimentaires ont entre 5 et 10 m de longueur pour une amplitude de 10 à 20 cm et sont séparés par des lits plus marneux de 5 à 10 cm de hauteur et à litages obliques d'échelle et de pendage inférieurs aux précédents.

Corrélation séquentielle entre les deux secteurs

A titre d'hypothèse, la séquence inférieure granodécroissante et épaisse de 50 m dans le secteur de l'autoroute pourrait correspondre à RSC2a du secteur du Soubeyran. Les séquences suivantes, d'une épaisseur totale de 20 m, dans le secteur de l'autoroute, seraient corrélables à RSC2b dans le secteur du Soubeyran.

Les olistolithes

Au Nord de la route D559, les olistolithes sont présents essentiellement dans les deux tiers inférieurs de RSC2 (Pl. 16, photo 1). Au Sud de la D559, seule la sous-unité RSC2a contient des olistolithes de grande taille (Pl. 12).

Les plus gros olistolithes qui font partie de la classe des *fine slab* et exceptionnellement des *medium slab*, sensu Blair & McPherson (1999) sont souvent très fracturés et terminés par une surface perforée (Pl. 16, photo 6). Dans le Massif du Soubeyran, ceux-ci peuvent avoir une épaisseur d'environ 70 m depuis la base de RSC2a jusqu'au sommet de RSC2b (Pl. 12). Les sédiments terrigènes compris entre RSC2a et RSC2b sont dans ce cas absents, se biseautant sur les bords des olistolithes (Pl. 12).

Les olistolithes sont essentiellement de nature calcaire et à faciès de plate-forme encore agencés en séquences de dépôts d'épaisseur métrique, exprimant des diminutions de profondeur par comblement sédimentaire (Pl. 16, photo 1). Des bancs dans ces séquences renferment des *Biradiolites angulosus* en position de vie, rudistes ayant la particularité de vivre sous une tranche d'eau de quelques dizaines de centimètres à quelques mètres selon Floquet (1991). La microfaune est aussi caractéristique de milieux internes de plate-forme carbonatée, à faible hydrodynamisme (Fig. 7). Certaines de ces séquences se terminent par une brèche à "cailloux noirs", comme dans l'olistolithe de la Carrière du Loin (annexe A3) probablement de reprise d'horizons noircis considérés comme formés en milieux inter- à supratidaux, comme Strasser & Davaud (1983), Lang & Tucci (1997) et de nombreux autres auteurs l'ont proposé pour des séries analogues.

D'autres olistolithes sont constitués de calcaire *packstone* à algues rouges encroûtantes de milieux de plate-forme carbonatée ouverte, à fort hydrodynamisme.

Dans le massif du Soubeyran et les falaises soubeyrannes, certains olistolithes sont de nature calcarénitico-quartzreuse et glaucouneuse, de teinte rousse en altération, à litages obliques. La bordure de ces olistolithes est parfois rebroussée comme dans la falaise sous le Belvédère (Pl. 16, photo 3).

L'agencement des olistolithes est chaotique. Le mode de repos à plat, à polarité normale (séquences de dépôts préservées dans leur sens originel), des plus gros olistolithes à la base, indiquent qu'ils se sont mis en place par glissement. Les olistolithes de taille inférieure flottent au sein de la mégabrèche, supportés par la matrice et les éléments plus petits. Cela s'observe très bien dans la tranchée de l'autoroute (Pl. 16, photo 1) ou bien encore dans les Falaises du Soubeyran, où certains d'entre eux sont dressés verticalement.

Evolution de l'unité

RSC2 a généralement pour substratum l'unité A2. Cependant, au Nord du Jas de Mondon à l'Est de l'autoroute (Pl. 5 et 8), RSC2 repose directement sur la séquence majeure de plate-forme SPF1, A2 se biseautant très rapidement vers le Nord. A quelques centaines de mètres au Nord du Jas de Mondon, RSC2 bute directement contre la séquence majeure de plate-forme SPF2. Celle-ci y est fracturée suivant une direction moyenne Nord 110. Ces fractures sont plaquées de calcrètes et remplies par des brèches calcaires. Les fractures sont de plus petite taille et sont moins nombreuses en allant vers le Nord.

Ainsi, se succèdent du Nord vers le Sud (Pl. 8) :

- la séquence majeure SPF2 de plate-forme carbonatée en place et non fracturée ;
- la séquence SPF2 disloquée, fracturée selon une direction moyenne Nord 110, avec élargissement des fractures vers le Sud, et remplissage par la brèche calcaire ;
- la mégabrèche RSC2 unitaire avec olistolithes ;
- la mégabrèche subdivisée en deux sous-unités RSC2a et RSC2b séparées par une resédimentation terrigène reprise en partie par des courants tractifs.

Dans le Sud-Est du Soubeyran, à l'aplomb du Sémaphore, RSC2a et RSC2b se terminent en biseaux, depuis la base vers le sommet, comme on peut le voir dans le panorama aérien de la falaise (Pl. 12 et Pl. 33, photo 1).

b) Interprétation

Origine du matériel

Le contact entre l'unité de resédimentation RSC2 et la séquence majeure de plate-forme SPF2 par l'intermédiaire d'une zone de fracturation, et la nature calcaire de plate-forme à rudistes des olistolithes, indiquent que ceux-ci sont les produits du démantèlement de SPF2. La présence de séquences à *Biradiolites* et à *Durania* dans SPF2, identiques à celles observées dans les olistolithes à environ 3 km de là vers le Sud (carrière du Loin), confirme cette origine.

Les blocs et éléments calcarénitico-quartzeux, de même faciès que le substratum, observés parfois en grand nombre à la base de l'unité, sont issus de l'érosion de A2 provoquée par la mise en place de la mégabrèche.

Les olistolithes calcarénitico-quartzeux et glauconieux roux à litages obliques, surtout présents dans le secteur du Soubeyran dans RSC2a, sont, soit eux aussi directement arrachés au substratum A2 comme cela a été observé dans RSC1, soit incorporés dans la mégabrèche à partir d'accumulations préexistantes d'éléments à faciès calcarénitique A2.

Le contenu de foraminifères benthiques (tels que *Dorothia* sp.) et de *Calcisphaerulidae*, plus de rares foraminifères planctoniques dans la matrice (dominante au sommet de l'unité et de plus en plus développée vers le Sud dans le Soubeyran) caractérise le milieu externe et ouvert de dépôt de l'unité.

Mode de mise en place

Le caractère érosif basal, l'agencement du matériel, chaotique à la base, puis en une séquence générale granodécroissante, elle même subdivisée en plus petites séquences de même nature, ont permis de déterminer le mode de mise en place de cette unité.

Il s'agit, comme pour RSC1, d'un écoulement en masse (*mass-flow*) évolutif, tel que l'ont décrit Lowe (1982) et Drzewiecki & Simo (2002) parmi d'autres auteurs. Dans cet écoulement, trois processus de transport et de dépôts sont distingués :

- glissements des plus gros olistolithes sur le substratum ;
- coulées de débris cohésives, denses, granulaires, à matrice supportant les olistolithes (*matrix supported*) formant une épaisse séquence de dépôt inorganisée ;
- courants de turbidité haute densité à l'origine des différentes séquences granoclassées dans la partie supérieure de l'unité puis courants de turbidité de plus faible densité à l'origine des calcarénites quartzieuses au sommet de RSC2a et formant la moitié supérieure de RSC2b dans le massif du Soubeyran.

Le processus d'écoulement en masse permet d'expliquer le redressement à la verticale de certains olistolithes. Les rebroussements des bordures des olistolithes (dont le matériel ne devait pas être complètement induré) seraient provoqués par extrusion de la matrice suivant les plans de cisaillement de la coulée (Pl. 16, photo 3) (Puigdefabregas, *comm. pers.*, 1999, à propos de mégabrèches analogues d'âge Crétacé supérieur dans le versant Sud des Pyrénées). La partie turbiditique granoclassée (calcarénites et calcisiltites quartzieuses) est développée dans le domaine de bassin (environ 9 m d'épaisseur dans la coupe de la route des crêtes) à 6 km de la plate-forme en place. L'axe de l'écoulement est supposé être Nord 20 +/- 5° en fonction des données cartographiques.

Dans un premier temps, le matériel de l'unité a dû être en grande partie préparé et stocké avant le déclenchement d'un écoulement important donnant la première séquence mégabréchique RSC2a, inorganisée en bordure de la plate-forme carbonatée sauf à son sommet et mieux organisée dans le bassin. Ceci pourrait expliquer l'importante quantité de matériel déposée dans un temps très court. La plus grande partie de ce matériel aurait été accumulée en bordure de la plate-forme carbonatée fracturée. Les olistolithes calcarénitico-quartzieux pourraient provenir du démantèlement de la bordure de la plate-forme carbonatée et de la déstabilisation des calcarénites quartzieuses se biseautant sur cette bordure. L'ensemble de ce matériel aurait pu s'accumuler dans des paléocreux en bordure de la plate-forme. La tectonique a joué un rôle essentiel dans ce démantèlement comme le prouvent les failles de tension décrites en bordure de plate-forme.

Dans un second temps, d'autres écoulements, caractérisés par un matériel moins grossier et une matrice plus abondante, de type courant de turbidité haute densité puis faible densité, ont donné lieu aux dépôts des séquences granoclassées au sommet de RSC2 en bordure de la plate-forme carbonatée et de RSC2b en domaine de bassin. L'absence de surface de discontinuité sédimentaire entre ces différentes séquences granoclassées montre que les écoulements se sont succédés rapidement.

En fin de compte, il est possible de considérer RSC2a et RSC2b comme étant deux mégaturbidites (résultant chacune de l'amalgame de plusieurs écoulements).

Dans le Sud-Est du Massif du Soubeyran, les terminaisons en biseaux de RSC2a et RSC2b sont interprétées comme résultant de blocage sur les *bottomsets* et les *foresets* du delta de poudingues de RST1 (cf. 3. ce Chap.).

Entre la mise en place de RSC2a et de RSC2b, ce delta a continué de fournir du matériel terrigène au bassin, d'où le dépôt de brèche riche en silicoclastiques au-dessus de RSC2a. La granodécroissance de cette brèche, seule structure sédimentaire visible, laisse à penser qu'elle résulte d'un courant de turbidité haute densité, ayant ainsi incorporé du matériel carbonaté repris de RSC2a. Quant aux calcarénites quartzieuses et glauconieuses surmontant la brèche, leurs corps sédimentaires à litages obliques

montrent qu'elles se sont déposées sous l'action de courants tractifs, et qu'elles représentent une phase de sédimentation autochtone du bassin.

Paléoenvironnement de dépôt

Les foraminifères benthiques, les *Calcisphaerulidae* et les rares foraminifères planctoniques dans la matrice, indiquent un milieu de dépôt externe, vraisemblablement circalittoral.

Le dépôt probablement rapide sinon presque instantané d'un écoulement en masse épais de 50 à 70 m (sans qu'aucune indication d'émersion n'apparaisse au sommet du dépôt) implique un espace disponible pour la sédimentation au moins égal à une centaine de mètres avant le dépôt de RSC2.

Toutefois, les surfaces perforées au toit des olistolithes de grande taille qui occupent toute l'épaisseur de RSC2 indiquent des non dépôts probablement dûs à une situation peu profonde ou/et sous l'action de courants. Comme ces olistolithes dans RSC2a atteignent 70 m de hauteur alors que RSC2a ne dépasse pas 50 m d'épaisseur, les grands olistolithes devaient former des reliefs hauts de 20 m au-dessus du fond après le dépôt de RSC2a. Ceci déterminait les irrégularités du substratum et les variations d'épaisseur, et même parfois l'absence (comme dans les Falaises Soubeyrannes) des sédiments terrigènes compris entre RSC2a et RSC2b. Les litages obliques de ces calcarénites quartzo-glaucוניeuses témoigneraient ainsi de la dynamique de courants de profondeur réduite (30 à 50 m, peut être plus ?) dans ce domaine du bassin.

2.2.5. A3

a) Description

Cette unité repose sur RSC2 dans le secteur occidental du synclinal du Beausset en continuité avec RSC2, et constitue avec A1 et A2 le premier ensemble calcarénitique autochtone dans le secteur oriental du synclinal.

Secteur occidental du synclinal du Beausset

Dans ce secteur, A3 présente son maximum de développement dans les environs immédiats de l'autoroute. Elle se termine en biseau sur RSC2 à 100 m au Nord de la Carrière Cidale (Pl. 5 et 8). Elle passe progressivement à un faciès plus grossier au Sud de l'autoroute. Dans la Carrière du Loin, elle rentre en contact avec un poudingue de l'unité RST2.

A3 est faite de calcarénites, et parfois de calcirudites, quartzueuses et glaucוניeuses de teinte rousse en altération. La texture est *packstone-grainstone*. Le ciment sparitique résulte du vannage presque complet d'une matrice micritique. Le matériel de cette unité comporte une fraction carbonatée pour 50 à 60 % et une fraction terrigène pour 40 à 50 % (plus 1 à 5 % de fraction néoformée sous forme de glauconite). La fraction carbonatée est constituée de débris de crinoïdes, de bryozoaires, d'algues rouges encroûtantes, de *Calcisphaerulidae*, de foraminifères benthiques à test hyalin (*Lenticulina* sp., *Dorothia* sp.), et de foraminifères planctoniques. La fraction terrigène est formée de grains de quartz, de graviers de grès et de quartzite, et de graviers calcaires. Les éléments gréseux et les graviers de quartzite ont été datés du Permien et du Trias (Gueirard, 1959). Les graviers

calcaires ont été datés du Trias et du Jurassique (Blanc, 1951, 1962). Les groupes de faciès dominants sont F5 et F6, et parfois F7 dans le Massif du Soubeyran.

Les corps sédimentaires vers l'autoroute sont principalement des mégarides 2D (Pl. 17, photo 1) et 3D (Pl. 17, schéma 2) de 60 à 70 cm d'amplitude, pour une dizaine de mètres de longueur d'onde. Les litages internes sont obliques, souvent tangentiels à la base, d'une pente moyenne de 15° selon l'azimut moyen N90 +/- 10°.

Des corps concavo-convexes au nord de l'autoroute ont une longueur d'onde comprise entre 1 m et quelques mètres. Leurs litages internes sont ondulants et parfois obliques. La base de chaque corps est faiblement érosive.

Des convolutes affectent souvent les structures des mégarides (tranchées de l'autoroute, de la D559...) de sorte que les litages internes apparaissent contournés, sinon prennent plus de 60° de pente (Pl. 17, schéma 3). Des convolutes existent aussi au toit de A3, juste sous les brèches de l'unité RSC3, comme aux alentours de la carrière Cidale (coupe en annexe B3).

Ces corps sédimentaires sont parfois recoupés par des lits terrigènes, de graviers quartzitiques et calcaires, épais de 20 à 40 cm, granodécroissants (Pl. 17, schéma 4). Les graviers quartzitiques sont concentrés à la base, et ceux calcaires au-dessus, ce qui suggère que la densité des éléments a été un facteur de classement supplémentaire au facteur taille.

Les relations entre RSC2 et A3 peuvent se faire par l'intermédiaire :

- d'une surface perforée au sommet d'olistolithes de RSC2 (exemple en carrière au bord de la D559, Pl. 16, photo 6) ;
- d'une reprise d'éléments calcaires de RSC2 à la base de A3 ;
- de l'incorporation de graviers quartzitiques à agencement granodécroissant avant la sédimentation normale de A3 (Pl. 17, schéma 5).

Dans ce secteur occidental du synclinal du Beausset, A3 a une épaisseur très variable. En 2,5 Km du Sud-Ouest au Nord-Est, cette unité passe de 11 m sur la D559 (annexe B6) à 34 m sur l'autoroute (annexe B5) puis à 11 m dans la carrière Cidale (annexe B3), avant de se biseauter et de disparaître un peu plus au Nord.

A3 présente par contre peu d'évolution verticale de faciès, si ce n'est la présence de lits plus marneux vers son sommet dans la coupe de la carrière Cidale.

Les variations latérales de structures sont plus importantes. Dans la coupe de la carrière Cidale, les corps sont essentiellement des mamelons (*hummocky cross stratification*), alors que vers l'autoroute ils sont surtout des mégarides recoupées par des lits détritiques.

Plus au Sud, dans le massif du Soubeyran, A3 disparaît au profit d'un conglomérat de RST2. Le contact entre A3 et RST2 est visible dans la coupe de la route des crêtes. Des bancs de poudingues à éléments quartzitiques de RST2, agencés de manière granodécroissante, recoupent les structures sédimentaires à litages obliques de A3. Toutefois, des graviers et galets silicoclastiques de ces bancs peuvent être repris dans les structures à litages obliques.

Secteur oriental du synclinal du Beausset

A3 est amalgamée ici avec A1 et A2, en un ensemble autochtone épais d'environ 70 m. La quasi-totalité de cet ensemble, déjà décrit à propos de A1 (cf. 2.2.1. ce Chap.), ne montre pas de grandes différences d'ordre sédimentologique. Seuls les 10 à 15 derniers mètres de cet ensemble sont un peu différents et faits de grès grossiers à ciment calcaire

avec de nombreuses intercalations microconglomératiques silicoclastiques recoupant les structures sédimentaires dominantes 2D et 3D parfois de grande amplitude (1,5 m). D'autres corps sont mamelonnés (HCS) en accréation surtout verticale (Pl. 17, photos 6 et 7). Les grès sont parfois fortement décalcifiés, notamment au pied de la falaise du Bau de Midi, de sorte qu'ils forment des rentrants topographiques. Les derniers mètres de l'ensemble autochtone montrent une augmentation granulométrique analogue à celle de A3 dans le secteur occidental du synclinal du Beausset (annexe B8).

L'ensemble se termine par une surface très irrégulière avec des reliefs de plusieurs mètres d'amplitude. Cette surface tronque aussi bien les structures 2D et 3D que les bancs de microconglomérat. Juste sous cette surface, l'ensemble présente parfois des litages convolutés.

b) Interprétation

Milieu de dépôt

L'association faunique de A3 est caractéristique d'un milieu externe de bassin circalittoral. Le fait que l'association ne présente pas de grande évolution dans toute l'unité indiquerait que les conditions environnementales étaient stables.

Les structures mamelonnées, considérées comme caractéristiques de dépôts de tempête (Harms *et al.*, 1975), se formeraient surtout dans le *shoreface* et l'*offshore* supérieur (Homewood *et al.*, 1992). Le caractère faiblement érosif de ces structures suggérerait plutôt un environnement d'*offshore* supérieur et les sillons d'érosion à la base des mamelons seraient plutôt typiques du *shoreface* inférieur (ces sillons d'érosion s'atténuant avec l'augmentation de la profondeur d'eau d'après Guillocheau, 1991a, 1991b).

Les rides et mégarides 2D et 3D sont le résultat du transport et du dépôt des grains silicoclastiques sous l'action de courants unidirectionnels forts (au vu de la granulométrie du sédiment et de la taille des structures sédimentaires) en milieu d'*offshore* supérieur. D'après le pendage de la majorité des litages, ces courants auraient été de sens Ouest - Est.

Origine du matériel

La fraction carbonatée bioclastique formée *in situ*, est représentative de l'environnement circalittoral. Il est à noter que les foraminifères benthiques de la plate-forme carbonatée comme *Dicyclina*, *Dictyopsella* ... sont très rares, ce qui différencie ces calcarénites de A3 du faciès "grès à pavés" de RSC1 et RSC2 qui en contiennent beaucoup.

La nature et les âges de la fraction terrigène correspondent à ceux des terrains supposés avoir constitué le Massif Méridional. Cette fraction aurait été transportée vers le bassin suivant un sens général Sud - Nord puis déposée (RST2) avant d'être reprise dans A3 par des courants unidirectionnels dont le sens moyen est N110.

Place de la discontinuité D3

Comme dans le cas de A2, les derniers mètres de A3 ont une fraction silicoclastique en quantité et taille bien plus grande que dans le reste de l'unité. Ce fait implique une augmentation des apports terrigènes et une progradation accrue des édifices deltaïques

peut être associées à une baisse maximum du niveau marin relatif. Etant donné que D3 est reconnue comme une discontinuité sédimentaire issue d'érosion en domaine météorique lors d'un maximum de chute du niveau marin relatif sur la plate-forme carbonatée (cf. 1.1.3. ce Chap. et Fig. 11) son équivalent se situerait donc dans les derniers mètres, les plus grossiers, de A3 dans le bassin.

2.2.6. RSC3

RSC3 apparaît homogène dans presque tout le synclinal du Beausset mis à part de fortes variations d'épaisseur.

a) Description de RSC3 dans le secteur occidental

RSC3 a ici une épaisseur variant de 12 à 25 m. Elle montre quatre faciès distincts de bas en haut : une brèche grossière inorganisée ou chaotique, une brèche organisée, des calcarénites, des calcisiltites à laminations ondulantes. Ces 4 faciès évoluent progressivement pour passer les uns aux autres (Pl. 18, 19 et 20).

- La brèche inorganisée est grossière, très hétérométrique et polygénique. Les faciès essentiellement carbonatés, la faune (débris de rudistes dont *Durania* sp., *Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. praecorbaricus*, *V. corbaricus*, *praegiganteus*, *Hippurites* sp., mais aussi des *Chaetetidae*, et des *Nerinae*) et la microfaune exclusivement benthique des éléments, sont typiques de plate-forme carbonatée. D'autres éléments, plus rares, calcarénitico-quartzeux et glauconieux, sont présents à la base de l'unité. La matrice calcarénitico-quartzeuse contient parfois de la glauconie, mais aussi une microfaune caractéristique de milieux plus externes et ouverts, avec notamment des foraminifères planctoniques (*Globotruncanidae* dont *Marginotruncana* sp. aff. *sigali schneegansi*, *Hedbergella* sp.), des foraminifères benthiques tels que *Lenticulina* sp., *Marginulina* sp., et des *Calcisphaerulidae*.

Cette brèche inorganisée contient des olistolithes de la taille des *very coarse block* et exceptionnellement *fine slab*, sensu Blair & McPherson (1999) (Pl. 20, photo 1), mais aussi des lithoclastes de plus petite taille et des bioclastes (Pl. 20, photos 3 et 5). Ces éléments ne sont pas granoclassés et sont disposés dans la matrice de façon aléatoire.

De nombreux blocs sont eux-mêmes bréchiques et leurs éléments sont des lithoclastes calcaires, à foraminifères benthiques et à bioclastes de rudistes, *Chaetetidae*, madréporaires. Ces blocs ont la particularité d'avoir pour matrice une dolomie ankéritique et de posséder un grand nombre de cavités ourlées par des ciments sparitiques précoces dont certains avaient une disposition pendante à l'origine, et colmatées en partie par une micrite sombre formée d'une succession de très fines lamines liées d'une part à une circulation interne et d'autre part à l'activité microbienne (cf. 4.5. Chap. 3). Ces blocs proviennent donc du remaniement de brèche préexistante déjà indurée.

Au sommet de la brèche inorganisée les éléments tendent à s'agencer de manière granodécroissante, ce qui assure le passage à la brèche organisée.

- La brèche organisée est constituée de deux à quatre séquences de dépôt amalgamées de 70 à 80 cm d'épaisseur chacune, formant des bancs à suivi latéral pluri- hectométrique séparés par de fins lits argileux. Chaque séquence montre une organisation granocroissante puis granodécroissante des éléments (Pl. 20, photo 3). L'ensemble des séquences est agencé en une séquence d'ordre supérieur caractérisée par une

stratodécroissance et une granodécroissance générale (Pl. 19, photos 1, 2 et 3). La microfaune y est identique à celle de la brèche inorganisée : celle de la matrice caractérise un milieu de dépôt externe et ouvert tandis que celle des éléments caractérise des milieux de plate-forme carbonatée. Une bonne partie des éléments est constituée de débris de rudistes dont *Vaccinites*, *Hippurites* et *Durania* (Fig. 6), de chaetétidés, de madréporaires et de nérinées.

- Les calcarénites sont toujours quartzzeuses (environ 10 %) et glauconieuses (quelques %) (faciès "grès à pavés"). Les débris calcaires de plate-forme à rudistes dominant très largement. La taille (supérieure à 2 mm) et la nature calcaire dominante des grains à la transition entre la brèche organisée et les calcarénites fait que le faciès "grès à pavés" peut être qualifié de microbrèche calcaire, au moins à sa partie inférieure. Ces calcarénites sont agencées en bancs séparés par des joints marno-silteux. Ces joints prennent de plus en plus d'importance vers le haut pour devenir des lits de 1 à 2 cm d'épaisseur faits de lamines légèrement ondulées. Les bancs peuvent renfermer des galets mous de marnes sombres à débris charbonneux et des débris de rudistes dont de rares *Vaccinites* sp. La granodécroissance se poursuit jusqu'à passer aux faciès de calcisiltites (Pl. 19).

- Les calcisiltites contiennent des grains de quartz, des débris charbonneux, de nombreux spicules de spongiaires, des foraminifères planctoniques, des foraminifères benthiques mal conservés ainsi que de rares ostracodes. Leur épaisseur est comprise entre 20 cm en domaine proximal (au Nord, en bordure de la plate-forme carbonatée, affleurement de la Carrière Cidale) et 1 m en domaine distal (au Sud, dans le bassin, affleurement de la Carrière du Loin). Ces calcisiltites friables constituent le "safre" des carriers. Leur première moitié est à laminations horizontales épaisses de 1 à 2 mm (Pl. 20, photo 6). Leur seconde moitié est aussi à fines laminations, mais ondulantes à figures de rides dissymétriques de 1 cm d'amplitude pour 8 cm de longueur d'onde au maximum (Pl. 20, photo 9). Ces figures indiquent une direction de courant de sens SE-NW.

Dans la Carrière Cidale, les calcisiltites passent même à un lit marneux très friable épais de quelques centimètres à pistes biologiques (broutage ou/et reptation, Pl. 20, photo 8) dont la forme *Gyrochorte* selon la définition d'Hallam (1970). Il s'agit des premières et seules traces d'activité biologique observées dans RSC3. Plus au Sud, dans le Massif du Soubeyran, les calcisiltites sont souvent bioturbées dans toute leur épaisseur, le matériel de remplissage des terriers étant plus grossier et identique à celui de l'unité sus-jacente. Ce banc de calcisiltites est en partie repris sous forme de galets mous à la base de l'unité suivante A4 dans le domaine proximal vers la plate-forme carbonatée (Carrière Cidale par exemple). Dans le Massif du Soubeyran, ces calcisiltites sont le plus souvent décapées par RST3 sus-jacente.

Des fentes de tension de direction N0 à N30, larges de 3 à 5 cm, profondes de 0,2 à 1m, présentes dans la Carrière Cidale, affectent ces calcisiltites. Le remplissage de ces fentes est de même nature que le sédiment succédant aux calcisiltites, c'est-à-dire une calcarénite quartzo-glauconieuse, déterminant ainsi de petits "dykes neptuniens" (Pl. 20, photo 7).

Latéralement, sur la bordure nord du bassin, la brèche inorganisée est dominante et contient de nombreux olistolithes. Elle repose là directement sur RSC2. Vers le Sud, la brèche inorganisée diminue d'épaisseur, à l'avantage de la brèche organisée puis des

calcarénites quartzieuses stratodécroissantes et granodécroissantes et enfin des calcisiltites (Pl. 19, photo 2). Cependant des olistolithes et des méga-*rip-up clasts* (Pl. 20, photo 2) sont encore présents dans le massif du Soubeyran, notamment dans la carrière du Loin (Pl. 18). Des galets quartzitiques sont présents à la base de l'unité. L'épaisseur des calcisiltites sommitales est maximum au Sud, alors que ces dernières sont absentes dans les affleurements les plus au Nord. Cependant, ces calcisiltites ne sont pas toujours conservées ainsi que les calcarénites les plus fines. C'est le cas dans les falaises soubeyrannes, sous le sémaphore du Bec de l'Aigle, où la limite supérieure de RSC3 est une surface d'érosion.

Dans le Massif du Soubeyran, et plus particulièrement dans la Carrière du Loin, au Pont Naturel et en falaise sous la Grande Tête, RSC3 présente des cicatrices d'arrachements affectant parfois toute l'unité (sous la Grande Tête et entre la Dent de Chat et Baou Rous, Pl. 12 et 18). Celles-ci ont été comblées par les poudingues de l'unité RST3 sus-jacente. En plus de ces arrachements, RSC3 présente de nombreuses fractures synsédimentaires et redoublements de série scellés par RST3.

Ainsi, cinq petites carrières abandonnées entre le Pont Naturel et la Carrière du Loin, permettent de voir l'évolution de RSC3 du Nord vers le Sud sur environ 200 m :

- dans la première carrière, la plus au Nord, l'unité est typique, présentant tous les faciès décrits depuis les brèches inorganisées jusqu'aux calcisiltites laminées. Là, A4 surmonte normalement RSC3 ;

- dans la seconde carrière, les calcisiltites ont disparu, A4 succède toujours à RSC3 ;

- les deux carrières suivantes présentent une limite supérieure de RSC3 irrégulière, correspondant à une surface de ravinement, d'érosion, sur laquelle repose le poudingue grossier de RST3. Ce poudingue contient des éléments calcarénitiques indurés de RSC3 ainsi que des galets mous de calcisiltites ;

- la dernière carrière, la plus au Sud, présente un olistolithe de RSC3 ayant basculé et reposant pour une petite partie sur une semelle de poudingue RST3 et pour la majeure partie directement sur RSC3 en place (Fig. 16).

Au Sud-Est du Massif du Soubeyran (aux environs de Saint Frétoise), RSC3 disparaît en biseau ascendant de la même manière que les 2 sous-unités RSC2a et RSC2b, mais plus au SE que RSC2 (Pl. 33, photos 1 et 2). Ce biseautage est dû au fait que RSC3 vient s'appuyer sur les *bottomsets* et les *foresets* pentés du cône détritique de type *Gilbert-delta* de RST2.

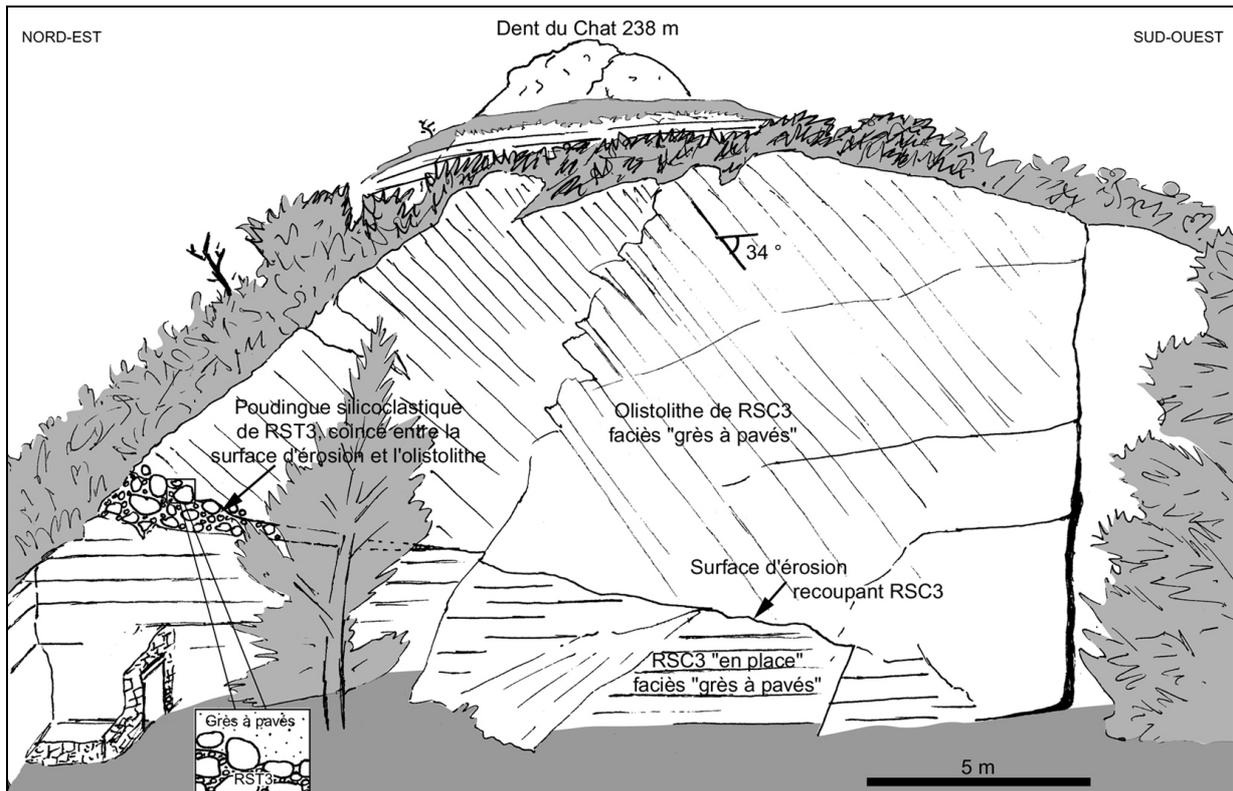


Fig. 16. Ancienne carrière de "grès à pavés" comprise entre la Dent de Chat et la Carrière du Loïn (coordonnées Lambert (III) : X = 863,2 et Y = 3103,6). RSC3 se termine par une surface de ravinement très irrégulière. Le faciès "safré" est entièrement décapé et les "grès à pavés" sont en partie érodés. Un olistolithe compris dans RST3, de faciès "grès à pavés" de RSC3 et présentant un fort pendage, repose directement sur cette surface. Dans l'angle Nord-Est de la carrière, des poudingues silicoclastiques caractéristiques de RST3 sont coincés entre la surface et l'olistolithe.

b) Interprétation de RSC3 dans le secteur occidental

Origine du matériel

D'une manière générale, dans tout RSC3, les éléments calcaires avec une faune et une microfaune exclusivement benthiques formant les brèches inorganisées et organisées ainsi que l'essentiel des débris formant les calcarénites de faciès "grès à pavés", étant caractéristiques de plate-forme carbonatée, sont par conséquent issus de la plate-forme située au Nord. L'association de *Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. praecorbaricus*, *V. corbaricus* et *V. praegiganteus* dans RSC3, reconnue en domaine de plate-forme pour la seule séquence SPF3 (Fig. 6) implique que le matériel carbonaté provient précisément de cette séquence de plate-forme.

La présence de blocs de brèche au sein de RSC3 renforce l'hypothèse, déjà évoquée pour RSC2, que le matériel était, au moins en partie, déjà préparé et stocké, avant la resédimentation. La matrice en dolomie ankéritique de ces blocs bréchiques est en effet différente de la matrice de RSC3. De plus, la sparite précoce parfois pendante, ourlant un grand nombre de cavités de ces blocs bréchiques, signifie que ceux-ci ont été probablement en partie préparés en milieu aérien. Ceci est confirmé par les analyses des isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone (cf. 4.5. Chap. 3). Les éléments des blocs

bréchiques étant, comme ceux de RSC3, issus de SPF3, la plate-forme correspondante était par conséquent émergée au moment de la préparation du matériel.

Mode de mise en place

L'agencement vertical de RSC3, avec brèche inorganisée basale, puis brèches organisées, son évolution latérale granodécroissante depuis la plate-forme au Nord vers le Sud bassin, l'incorporation d'éléments du substratum (calcarénites quartzo-glaucosieuses de A3, galets quartzitiques de RST2), sont des caractères d'un écoulement en masse évolutif, depuis des glissements de blocs et des coulées de débris jusqu'à des courants de turbidité haute densité puis faible densité. Une telle évolution se fait par désagrégation de la masse sédimentaire en mouvement et par incorporation d'eau durant le transport (Cook *et al.* 1972 ; Shanmugam *et al.*, 1994, 1995 ; Mulder & Cochonat, 1996).

Le fait que la brèche inorganisée grossière à olistolithes présente un léger granoclassement inverse à son sommet, permet de la considérer comme étant un écoulement en masse bien individualisé. Sa forte granulométrie, la présence de matrice et l'agencement chaotique permettent de la qualifier de coulée de débris grossière, premier terme d'une mégaturbidite regroupant aussi les brèches organisées, les calcarénites et les calcisiltites au sens de Bourrouilh & Offroy (1983).

L'ensemble formé des brèches organisées, des calcarénites et des calcisiltites constituent une grande séquence granodécroissante et stratodécroissante. Cette grande séquence, de 8 m d'épaisseur en bordure de la plate-forme carbonatée à 20 m d'épaisseur dans le bassin, peut-être interprétée comme étant une mégaturbidite *sensu* Mutti *et al.* (1984) et Séguret *et al.* (1984). Elle possède en effet un terme granoclassé inférieur puis un terme à laminations horizontales et enfin avec un terme supérieur à laminations ondulantes, c'est-à-dire les termes Ta, Tb, Tc de la classique séquence turbiditique de Bouma (1962). Le terme Ta correspond aux brèches organisées, le terme Tb à la séquence calcarénitique grano- et stratodécroissante à laminations horizontales parallèles, et le terme Tc aux calcisiltites à laminations ondulantes, l'écoulement turbide étant alors de faible densité.

La granodécroissance et la stratodécroissance de cette séquence mégaturbiditique (*sensu* Mutti *et al.*, 1984 et Séguret *et al.*, 1984), elle même subdivisée en séquences d'ordre inférieur à mêmes caractères, sont vraisemblablement liées à l'appauvrissement en matériel préparé à la zone source. Le fait que cette grande séquence soit subdivisée en séquences d'ordre inférieur, indique qu'en réalité la mégaturbidite est constituée de l'amalgame de dépôts turbiditiques se succédant rapidement. Des exemples d'empilements de même type sont connus dans d'autres séries d'âge différent. Ainsi, Haas (1997) décrit dans les terrains d'âge crétacé supérieur de Hongrie une mégabrèche calcaire, d'une épaisseur totale de 100 m, formée de l'empilement de séquences de dépôts de *debris-flows* et de turbidites.

Les 2 à 4 séquences de 70 à 80 cm d'épaisseur correspondant aux brèches organisées granocroissantes puis granodécroissantes, à éléments les plus grossiers supportés par une brèche plus fine, très concentrée et cohésive correspondraient chacune à des turbidites haute densité ou à des dépôts de *debris flows*. La granocroissance à la base de chaque séquence ou le fait que les éléments grossiers reposent sur un sédiment plus fin semble être liée au fait que les éléments les plus grossiers "glissent" à l'interface entre un flot peu turbulent très concentré, et une couche turbulente moins concentrée (plus diluée), ce qui caractériserait un courant de turbidité haute densité selon Postma *et*

al. (1988). La granocroissance basale correspond à la région à fortes collisions de la "traction carpet" décrite par Sohn et al. (1997).

Les séquences élémentaires suivantes, chacune épaisse de 60 à 10 cm, et fondamentalement calcarénitiques, sans discontinuité sédimentaire marquée entre elles, correspondent sans doute à une succession "rapide" de courants de turbidité : une séquence de dépôt est à peine achevée qu'une nouvelle survient. Seuls les termes Ta faiblement granodécroissant et Tb à laminations parallèles peuvent se déposer. L'absence de bioturbation et de sédiments de type autochtone au bassin entre chaque séquence de dépôt renforce l'idée de rapidité de la succession des courants de turbidité, ne permettant pas l'installation d'une faune sur le fond marin.

Les calcisiltites à très fines lamines d'abord horizontales puis ondulantes sont des dépôts de courants turbides de faible densité, remodelés par des courants tractifs unidirectionnels de sens SE-NW. La présence de nombreuses pistes dans les derniers 15 cm des calcisiltites dans le domaine proximal (Carrière Cidale), ainsi que les nombreux terriers verticaux pouvant aussi affecter les derniers bancs calcarénitiques dans le domaine plus distal de la plate-forme (massif du Soubeyran), s'accorde avec le ralentissement du taux de sédimentation, permettant l'installation et le développement d'une faune benthique.

Paléoenvironnement de dépôt

La présence des foraminifères planctoniques, benthiques, et de *Calcisphaerulidae*, tous caractéristiques de milieux externes circalittoraux, **uniquement dans la matrice de la brèche**, permet de dire que ces microfaunes ont été incorporées à cette matrice lors des écoulements. RSC3 s'est donc mise en place dans le bassin ouvert à une profondeur importante relativement à celle de la plate-forme carbonatée (de l'ordre d'une centaine de mètres de profondeur). La présence de nombreux spicules de spongiaires dans les calcisiltites est aussi un caractère déterminant de milieu externe (Cook, 1979).

Tectonique synsédimentaire

Les fractures dans RSC3 scellées par RST3 (l'une d'elles est bien visible au Stand de Tir de La Ciotat), les arrachements (dans et autour de la Carrière du Loin et sous La Grande Tête) et les olistolithes de RSC3 dans RST3 (le long de la Route des Crêtes et dans les Falaises Soubeyrannes) sont les preuves d'une activité tectonique intense juste postérieure au dépôt de RSC3.

La majeure partie de ces manifestations tectoniques sont alignées suivant une direction N90 passant par le Belvédère, la Dent de Chat, le stand de tir de La Ciotat (Pl. 8). Cet alignement correspond à un réseau de failles synsédimentaires normales abaissant le compartiment Sud, certainement en réponse à la dynamique d'ouverture du bassin. Cette tectonique juste postérieure au dépôt de RSC3 a déstabilisé le matériel nouvellement déposé, formant ainsi des arrachements et la remobilisation de ce matériel probablement encore gorgé d'eau et souple.

Les fentes de tension affectant les calcisiltites (Carrière Cidale) peuvent être les témoins d'un tassement ou d'une rétraction du matériel après le dépôt. Mais comme aucun litage convoluté n'est visible dans ces calcisiltites, les fentes résulteraient plutôt de cette activité tectonique distensive juste postérieure au dépôt de RSC3. La direction N0 à N30 des fentes est perpendiculaire à la direction de fracturation N90 à N110 décrite

précédemment : il peut s'agir d'une direction de fracturation secondaire associée à N90-N110.

c) Description de RSC3 dans le secteur septentrional

RSC3 n'affleure pas dans tout le secteur septentrional. Ainsi, depuis le secteur occidental elle diminue d'épaisseur et se biseaute entre le village de Ceyreste et le Grand Caunet (Pl. 8). A l'Est du Grand Caunet et jusqu'aux environs de la Bégude, elle apparaît en de rares points, de manière discontinue. A l'Est de la Bégude et jusqu'au Circuit du Castellet, RSC3 et RSC4 sont amalgamées et présentent des faciès similaires, de sorte qu'il est difficile de les différencier, sauf en quelques endroits où la faune, suffisamment abondante et bien conservée, le permet.

RSC3 est ici dans sa position la plus proximale. Plus au Nord, la plate-forme carbonatée est en place (plateau du Camp) : RSC3 apparaît donc au contact de la bordure sud de ce plateau (Pl. 8).

RSC3 est là une brèche très grossière voire une mégabrèche, polygénique, à forte dominante carbonatée et hétérométrique avec des olistolithes de plus de 200 m de long pour 25 m de haut (classe des *fine slab* à *medium slab* selon la classification de Blair & McPherson, 1999) (Pl. 37, photos 1, 2 et 3). La grande majorité des éléments dont les olistolithes sont de nature carbonatée, à faune de rudistes dont *Durania* sp., *Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. praegiganteus*, *Hippurites* sp., *Radiolitidae*, de coraux, de *chaetetidae*, et à microfaune exclusivement benthique composée de foraminifères dont des *Rotalidae*, des *Textulariidae*, des *Miliolidae*. De plus rares éléments, de taille maximale pluricentimétrique à décimétrique, sont faits de calcarénites rousses quartzes et glauconieuses. La matrice de RSC3 est calcarénitique avec moins de 5 % de quartz et de glauconie, de nombreux foraminifères dont *Lenticulina* sp., *Marginulina* sp., et *Dorothia* sp. (Fig. 7).

A l'Est du Grand Caunet et dans les environs de la Bégude, les affleurements de RSC3/RSC4 indifférenciés montrent des brèches calcaires au fond du vallon d'orientation Est-Ouest entre la Verrière et la Bégude avec quelques olistolithes calcaires de taille décimétrique, reposant sur une unité calcarénitique rousse, quartzes et glauconieuse (A3 ou A4) par l'intermédiaire d'un conglomérat épais de quelques dizaines de centimètres, à éléments arrondis calcaires et calcarénitico-quartzes. Ces affleurements correspondent aux "lentilles de Petit Caunet et de Barral" citées par Philip (1970).

Depuis la Bégude jusqu'au Circuit du Castellet, RSC3/RSC4 amalgamées montrent un caractère très grossier, en comprenant des olistolithes agencés de manière chaotique, avec tous les pendages possibles. Certains olistolithes apparaissent isolés, entourés de brèches et déterminant de petites falaises ou bien des pitons rocheux d'une hauteur de 10 à 20 m. Le lieu dit la Roche Redonne présente un inventaire complet de tous ces olistolithes sur près de 1 km² (Pl. 6 et Pl. 37, photo 1). Ces olistolithes sont inclus dans une brèche grossière à dominante calcaire, telle que dans l'ensemble du secteur septentrional. Bien que la limite entre RSC3 et RSC4 ne soit pas précisément située, RSC3, reconnue par endroits grâce aux *Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. praegiganteus*, est surtout localisée dans le fond des vallons, tandis que RSC4, reconnue par l'association des *Vaccinites praegiganteus* et *V. giganteus*, ainsi que par le fait qu'elle soit recouverte par A5, est surtout localisée en crêtes. A la Roche Redonne, RSC3/RSC4 arrivent au contact de la plate-forme en place juste à la bordure sud du plateau du Camp.

RSC3 montre une morphologie particulière le long de la route D26 reliant les villages du Camp et de Sainte Anne du Castellet. Des bancs de brèche, bien individualisés au sein de la masse bréchique ont une extension pluridécamétrique et se biseautent latéralement. Sur des sections suffisamment grandes, ces bancs présentent une morphologie convexe, morphologie observée aussi au débouché du Mauvais Vallon au Nord de Ceyreste.

Le contact direct de RSC3 avec la plate-forme carbonatée est visible en contrebas de la route N8 juste au Sud du Circuit du Castellet. La brèche, rattachée à RSC3 du fait de la présence de *Vaccinites praegiganteus* et du recouvrement par RSC4 à *V. giganteus*, se biseaute sur un escarpement bien visible de SPF3, haut de 20 m environ (description en chapitre 3).

RSC3 se montre aussi sans olistolithes et constituée de calcirudites ou calcarénites à 5 - 10 % de quartz et de glauconie, de faciès analogue au "grès à pavés" décrit dans le secteur occidental. Ces sédiments sont empilés en bancs horizontaux séparés par des lits centimétriques de calcarénites fines. Chaque banc est granodécroissant et l'ensemble des bancs est granodécroissant et stratodécroissant, tout comme la partie calcarénitique de RSC3 dans le secteur occidental. Ces calcarénites ont d'ailleurs fait l'objet d'exploitations en de rares carrières dont l'une est située en contrebas de la route N8 au Sud du Circuit (coordonnées Lambert (III) : X = 880,8 et Y = 3110,8), et une autre au Sud de la Roche Redonne (coordonnées X = 877,5 et Y = 3110).

d) Interprétation de RSC3 dans le secteur septentrional

La nature carbonatée, la faune et la microfaune de la majorité des éléments de RSC3 ne laissent aucun doute sur leur origine. Ils sont incontestablement issus de la plate-forme carbonatée. L'association des *Vaccinites* permet de les relier précisément à la séquence majeure de plate-forme SPF3 (une association identique ayant été trouvée en place au sommet de la coupe de Fontblanche, cf. 1.1. ce Chap.).

La présence de *Lenticulina* sp., *Marginulina* sp., et *Dorothia* sp. dans la matrice de la brèche composant RSC3, indique que le milieu de dépôt était externe, circalittoral. Le caractère très grossier de RSC3, la large dominance des éléments carbonatés purs sur les éléments calcarénitico-quartzeux roux, la proximité de la plate-forme en place, sinon le positionnement précis du contact RSC3/plate-forme, montrent que cette resédimentation est ici dans sa position la plus proximale, juste en contrebas de la plate-forme ou sur sa pente externe.

Les grandes tailles et la disposition chaotique des olistolithes dans tout ce secteur indiquent qu'ils sont juste détachés de la plate-forme, tombés en contrebas, ou glissés sur la pente externe. L'inorganisation ou la rareté des séquences dans la brèche font ici de RSC3 un dépôt typique de pente tel qu'en ont décrit Hiscott & James (1985) ou Georges *et al.* (1994, 1997) dans d'autres séries d'âge différent. Selon Bosellini (1998), lors de leur transport par glissement, des olistolithes juste détachés d'un escarpement de plate-forme peuvent évoluer par fragmentation et incorporation d'eau en un important écoulement gravitaire aboutissant à une mégabrèche. Ce type d'évolution semble devoir être envisagé pour RSC3 entre les dépôts de pentes du secteur septentrional (proximal) et la mégaturbidite du secteur occidental (distal).

Philip (1970, p. 90) propose d'ailleurs pour la "lentille de Barral" un mode de mise en place similaire : " Nous n'avons observé aucun édifice construit susceptible de faire penser

à un bioherme. La lentille de Barral, évoque au contraire, un bloc glissé, détaché de la masse récifale angoumienne sans doute par érosion ...", "On peut la qualifier de klippe sédimentaire (ou d'olistolithe) ...".

Alors que dans ce secteur et jusqu'à la Roche Redonne, Blanc (1963b) décrit les olistolithes calcaires comme étant des lentilles récifales à biostromes à *Hippuritidae*, à base bréchique et à talus biodétritiques. Les lentilles étant séparées par des chenaux à galets de calcarénites.

Les morphologies discontinues et convexes des bancs bréchiques observés le long de la route D26 et au débouché du Mauvais Vallon, pourraient correspondre à des sections de lobes détritiques tels qu'il en existe dans des systèmes d'éventails détritiques de pentes sous-marines (*slope aprons*). Leur localisation très restreinte, leur proximité avec la plate-forme, leur caractère très grossier, semblent indiquer que ces lobes détritiques de pente étaient placés dans des échancrures de la bordure de la plate-forme carbonatée.

En outre, le fait que les calcarénites organisées soient de même localisations restreintes serait aussi lié à la position très proximale de la resédimentation.

e) Description de RSC3 dans le secteur oriental

RSC3 affleure de manière continue, bien individualisée, depuis le Circuit du Castellet au Nord jusqu'au Mont Caume au Sud (Pl. 8) où elle détermine la barre carbonatée du Bau de Midi. Du Circuit du Castellet à la Bastide d'Orves, elle repose sur la plate-forme carbonatée en place et elle est recouverte par A5 au Nord du Vallon de Faouvi et par A4 au Sud. Au Sud de la Bastide d'Orves, RSC3 est comprise entre A3 et A4. Son épaisseur est difficile à évaluer au Nord du Mont Caume étant donné qu'aucune coupe ne permet de la voir dans son ensemble malgré des affleurements très étendus. Au Nord-Est et à l'Est du Mont Caume, RSC3 forme la falaise du Bau de Midi dominant le village du Revest les Eaux, avec une épaisseur mesurée de 80 m (Pl. 21, photos 1 et 2).

RSC3 est là une mégabrèche, polygénique, hétérométrique, à olistolithes carbonatés d'une taille moyenne comprise entre les classes *very coarse block* et *fine slab* selon la classification de Blair & McPherson (1999). Les éléments sont essentiellement de nature carbonatée (Pl. 21, photo 4), mais aussi calcarénitico-quartzreuse et glauconieuse de couleur rousse par oxydation (Pl. 21, photo 3). Cette brèche contient en outre des graviers très arrondis, de tailles centimétriques et exceptionnellement supérieures, de grès et de quartzite. Le pourcentage des éléments calcarénitico-quartzreux roux et des éléments terrigènes silicoclastiques, augmente fortement en direction du Sud alors qu'ils sont rares au Nord (environs du Vallon de Faouvi). La matrice est calcarénitico-quartzreuse et glauconieuse, le pourcentage de quartz augmentant vers le Sud (Pl. 21, photo 6). La brèche a livré une douzaine de *Vaccinites praegiganteus* et quelques *V. petrocoriensis* sur les plaines des Sambles. Les mêmes rudistes ont été reconnus dans la barre du Bau de Midi.

Bien que très grossière, RSC3 présente dans le secteur oriental une certaine organisation verticale. La base de RSC3 affleure pour le mieux au pied de la barre du Bau de Midi. Elle repose là en discordance sur A3, sur une surface irrégulière à reliefs de plusieurs mètres. Des éléments de A3 et de nombreux graviers et galets terrigènes

silicoclastiques sont repris dans les premiers mètres de RSC3. Les 2/3 voire les 3/4 inférieurs sont très grossiers, sans organisation interne, à olistolithes dominants et disposés de manière chaotique. Les plus gros font partie de la classe des *coarse slab sensu* Blair & McPherson (1999) (olistolithe de la coupe du Vallon de Faouvi).

Le 1/3 voire le 1/4 supérieur comprend des olistolithes beaucoup moins nombreux, plus petits et supportés par la brèche. Cette dernière s'affine régulièrement vers le haut pour passer à une microbrèche à éléments carbonatés et à grains de quartz et glauconie. Cette microbrèche peut être considérée comme un équivalent, un peu plus grossier, des "grès à pavés". Elle contient localement, et en pourcentage croissant en direction du Sud, des graviers très arrondis terrigènes, silicoclastiques. Ce mélange d'éléments carbonatés et silicoclastiques est bien visible en bordure de la route menant du village du Broussan au domaine forestier d'Orves aux environs de la Vignasse (Pl. 21, photos 5 et 6).

Les faciès les plus fins, de calcisiltites, du sommet de RSC3 dans le secteur occidental n'existent pas dans ce secteur oriental.

Depuis la barre du Bau de Midi et en direction du Sud-Ouest et de l'Ouest, RSC3 disparaît, rebroussée sous un accident inverse majeur faisant chevaucher les terrains urgoniens sur les terrains d'âge Crétacé supérieur. Cet accident marque la bordure sud du synclinal du Beausset. La série d'âge Crétacé supérieur apparaît de nouveau, normale, vers l'Ouest entre le village du Broussan et la Barre des Aiguilles. Là, A4 repose directement par contact sédimentaire sur des brèches à éléments d'âge Cénomaniens. A3 épaisse de 70 m vers le Haut Ray et RSC3 épaisse de 80 m au Bau de Midi, ont disparu.

f) Interprétation de RSC3 dans le secteur oriental

Le caractère érosif basal de RSC3, l'agencement du matériel, chaotique sur ses 2/3 voire plus, puis à organisation générale verticale granodécroissante, à granodécroissance générale du Nord vers le Sud, sont (comme RSC1, RSC2 et RSC3 dans les autres secteurs) des caractères d'un écoulement en masse (*mass-flow*) évolutif, tel que l'a schématisé et décrit Shanmugam *et al.* (1994, 1995). Cette évolution verticale et latérale serait liée d'une part à l'appauvrissement en matériel carbonaté préparé de la plate-forme source et d'autre part au tri par l'incorporation de fluide associée à l'évolution de l'écoulement en masse.

La meilleure organisation interne générale, la granulométrie d'ensemble inférieure, montre bien que RSC3 s'est déposée ici en position nettement distale par rapport au secteur septentrional, c'est à dire plus éloigné de la plate-forme fournissant le matériel carbonaté. La très grande taille des olistolithes permet de penser que la plate-forme en place était encore proche et que sa bordure devait subir une forte érosion, un important démantèlement, susceptible de délivrer de tels éléments.

Le meilleur granoclassement de RSC3 en direction du Sud s'explique par une augmentation de la distance de transport (un éloignement de la plate-forme source).

A l'inverse, l'augmentation de la fraction silicoclastique en direction du Sud s'explique par la proximité du Massif Méridional pourvoyeur de ces terrigènes. L'incorporation des quartz dans la matrice de la brèche s'est sans doute faite par la reprise des sables calcaréo-quartzueux du substratum au cours de la mise en place de la resédimentation.

La présence de lits de graviers terrigènes silicoclastiques au sommet de RSC3, de place en place, pourrait résulter d'écoulements gravitaires provenant du Massif Méridional et se mélangeant aux derniers termes de la resédimentation carbonatée.

g) Corrélation entre les secteurs, occidental, septentrional et oriental

Trois principaux arguments permettent de corréliser RSC3 d'un bout à l'autre du synclinal du Beausset.

Le premier argument est d'ordre biostratigraphique. Il s'agit de la seule resédimentation carbonatée contenant l'association de *Vaccinites petrocoriensis*, *V. praegiganteus* et *V. rousseli*, association complète dans les secteurs occidental et septentrional, et limitée à *V. petrocoriensis* et *V. praegiganteus* dans le secteur oriental.

Le second argument est d'ordre sédimentologique. RSC3 présente le maximum de développement des faciès les plus fins et les mieux organisés : les "grès à pavés", développement tel qu'il a permis leur exploitation en carrière à travers tout le synclinal du Beausset.

Le troisième argument est d'ordre cartographique (Pl. 8). RSC3 a été suivie pas à pas sur le terrain et cartographiée d'un bout à l'autre du synclinal du Beausset.

h) Evolution de RSC3 entre le secteur occidental et le secteur oriental

RSC3 voit son épaisseur plus que tripler et son terme le plus grossier, à olistolithes, se développer aux dépens de ses termes les plus fins et les plus organisés entre les secteurs occidental et oriental.

Cette évolution implique qu'une plus grande quantité de matériel carbonaté de plate-forme a été remobilisé dans le secteur oriental, parce que **a)** soit la plate-forme dont ce matériel est issu était plus développée, **b)** soit la plate-forme a subi une érosion plus forte et/ou plus longue, **c)** soit la plate-forme était plus proche (sinon pour les trois raisons à la fois).

A l'inverse, le fait que les termes les plus fins et les mieux organisés soient plus développés dans le secteur occidental traduit un éloignement de la plate-forme carbonatée, donc un transport plus long et en conséquence un tri accentué des grains par évolution prolongée de l'écoulement gravitaire.

La plus grande épaisseur dans le secteur oriental pourrait aussi indiquer que l'espace disponible pour la sédimentation était plus grand (plus de profondeur d'eau).

2.2.7. A4

A4 est connue dans les trois secteurs du synclinal du Beausset. Elle y présente des faciès, des structures sédimentaires, des épaisseurs et une faune variables.

a) Description de A4 dans le secteur occidental

Faciès

A4 est essentiellement faite de calcarénites, rousses en altération, riches en quartz et en glauconie, disposées en mégarides et corps concavo-convexes. La texture est *packstone* à matrice micritique ou *grainstone* à ciment sparitique lorsque la micrite a été vannée. Le pourcentage de quartz est important, de 45 à 50 % et donc du groupe de faciès F5 à F6, et parfois supérieur à 50 % et donc du groupe de faciès F6. Sont aussi présents des graviers silicoclastiques et calcaires, de même faciès mais plus fins que ceux des resédimentations RST1 à RST3.

La base de A4 est souvent marquée par la reprise des calcisiltites de RSC3 sous forme de galets mous.

Des bancs d'épaisseur pluricentimétrique à décimétrique, microconglomératiques à éléments silicoclastiques dominants, recourent les calcarénites de A4 en tronquant leurs structures. Ces bancs sont surtout présents au Sud de l'autoroute et se développent en direction du Sud (quelques uns de ces bancs affleurent particulièrement bien en carrière dans la coupe de la D559 aux coordonnées Lambert (III) : X = 864,6 et Y = 3104,9) (Pl. 22, photo 3).

Outre les foraminifères benthiques de plate-forme visiblement remaniés, l'ensemble de la faune, de la microfaune et de la flore, est faite de nombreux bryozoaires, rhodophycées, foraminifères benthiques : *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp., foraminifères planctoniques dont *Archaeoglobigerina blowi*, *Globotruncanidae*, *Whiteinella* sp. et *Calcisphaerulidae* (Fig. 7).

Corps et figures sédimentaires

Les figures tractivées sont caractéristiques de A4. Deux types de corps sédimentaires coexistent : ceux à litages obliques plans ou tangentiels et ceux mamelonnés.

- Les corps à litages obliques existent principalement dans le secteur de l'autoroute et au Sud de celle-ci (Pl. 22, photos 1, 2 et 5). Il s'agit de mégarides 2D et 3D et de dunes hydrauliques. Les mégarides 2D et 3D ont une hauteur comprise entre 5 cm et 30 cm, pour une longueur de 1 à 5 m. Les azimuts des lignes de plus forte pente des *foresets* sont compris entre N90 et N120, pour une pente de 10 à 25° (pendage régional déduit). Ces mégarides ont le plus souvent une base dérivée d'érosion. Les dunes hydrauliques sont de plus grandes dimensions (plusieurs dizaines de mètres de longueur d'onde), avec une amplitude de 1 à 2 m. Ces dunes présentent les mêmes formes 2D ou 3D et les mêmes sens des lignes de plus forte pente des *sets* que ceux des mégarides. Elles ont aussi des bases dérivées d'érosion et sont la plupart du temps réactivées à leur sommet. Des dépôts fins argileux sont parfois conservés dans les *bottomsets* des dunes 3D.

- Les corps mamelonnés, surtout présents au Nord de l'autoroute, sont à litages internes ondulants en accréation verticale dominante, rarement obliques (Pl. 22, photo 4). Leurs bases sont très peu érosives. Leur empilement sur 3 m d'épaisseur forme la quasi totalité de A4 dans la coupe de la Carrière Cidale (annexe B3). Un empilement analogue, épais de 3 m, constitue la base de A4 dans les coupes des carrières (annexe B4) et de l'autoroute (annexe B5).

Evolution latérale

A4 repose sur RSC3 au Nord de l'échangeur de La Ciotat. Après disparition vers l'Est (couverture), elle réapparaît au Nord de Ceyreste directement sur la plate-forme en place. A ce contact, la plate-forme présente des failles normales pentées vers le Sud et de direction N110-N120. Ces failles en extension sont comblées et scellées par le sédiment de A4 ce qui détermine des "dykes neptuniens".

A4 a une épaisseur variable, de 3 m environ dans la coupe de la carrière Cidale et au Nord de Ceyreste, à 20 m entre les coupes des carrières et de l'autoroute. Son épaisseur continue de croître au Sud de l'autoroute (environ 30 m à la Carrière du Loin).

A partir de la coupe de la D559, et jusque dans le Massif du Soubeyran, des bancs microconglomératiques à conglomératiques terrigènes de RST3 s'intercalent dans les calcarénites, plus grossières et toujours à litages obliques (Pl. 22, photo 3). La base des bancs de poudingues sont érosives et recourent les corps sédimentaires de A4. Tout

comme là où A3 et RST2 sont interstratifiées, les courants tractifs typiques de A4 reprennent parfois du matériel des bancs de poudingues de RST3. Plus au Sud encore, les calcarénites disparaissent brutalement au profit des poudingues très grossiers à olistolithes de RST3. Le contact se fait suivant un alignement N90 passant par la colline de Fardeloup, entre le Pont Naturel et la Dent de Chat, le Baou-Rous et le col sous le Belvédère de la Route des Crêtes (Pl. 5).

b) Interprétation de A4 dans le secteur occidental

La fraction biologique dominante et *in situ* caractérise un milieu externe, ouvert sur le large marin, circalittoral. La présence des foraminifères benthiques remaniés de plate-forme carbonatée indique que cette dernière restait proche.

L'importante fraction terrigène de plus en plus grossière vers le Sud, jusqu'au contact avec les poudingues de RST3, provenait du Massif Méridional.

L'alignement du contact entre A4 et RST3 correspond à des failles normales qui abaissaient le compartiment Sud et devaient créer un escarpement servant de barrière physique à la progression des poudingues de RST3 venant du Sud-Est. Seul le matériel silicoclastique fin pouvait se répandre de façon granodécroissante vers le Nord et être repris par les courants tractifs responsables des structures de A4.

Les structures mamelonnées de A4 indiqueraient un milieu de dépôt plus profond que celui des structures analogues de A3. En effet, elles présentent moins de surfaces d'érosion, ce qui caractériserait selon Guillocheau (1991a, 1991b) une augmentation de la profondeur d'eau. De telles structures se seraient formées dans la zone d'action des vagues de tempête, et la faible représentation des figures d'érosion suggérerait un environnement d'*offshore* supérieur proche de l'*offshore* inférieur.

Les mégarides et dunes hydrauliques se sont formées sous régime tractif unidirectionnel de sens moyen N90 à N120. Ces structures sont en position plus distale que les structures mamelonnées par rapport à la plate-forme carbonatée. Leur milieu de dépôt serait situé en *offshore* supérieur, peut être plus "profond" que le milieu de dépôt uniquement à structures mamelonnées. De telles mégarides et dunes ont déjà été décrites en environnement subtidal profond de quelques dizaines de mètres selon Berné & Torres (1988) et jusqu'à 300 m d'après Rousselle (1996).

c) Description de A4 dans le secteur oriental

A4 correspond là à l'unité des grès du Puits de Barboteaux décrite par Philip (1970).

A4 a une épaisseur maximale d'environ 220 m au Mont Caume (annexe B10), d'où elle diminue à la fois en direction du Nord (disparition un peu au Sud du vallon de Faouvi) et en direction de l'Ouest (biseautage vers le village de Sainte Anne d'Evenos).

Faciès

Il s'agit de calcarénites et de calcirudites quartzo-glaucouneuses de couleur rousse par oxydation et de grès voire de microconglomérats silicoclastiques (à fraction silicoclastique supérieure à 50 %). Les faciès appartiennent aux groupes F5 et F6, voire F7.

Des marnes silto-quartzeuses sont présentes dans cette unité, et dans les 7 premiers mètres, puis à plusieurs reprises dans la coupe des Aiguilles (annexe B11) ainsi que dans la coupe du Mont Caume (annexe B10). Ces marnes silto-quartzeuses sont finement

laminées, de manière ondulante, et contiennent quelques intercalations calcarénitiques d'épaisseur généralement inférieure à 5 cm, faiblement granodécroissantes et à sommets ondulants de type rides de courants (amplitude < 5 mm) (Pl. 23, photos 4, 5 et 6).

La fraction carbonatée est composée de foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée, identiques à ceux du secteur occidental, ainsi que de débris de rudistes et de chaetétidés, de très nombreux débris d'échinodermes (échinides et crinoïdes), de bryozoaires, de rhodophycées, et d'éponges siliceuses parfois présentes en grand nombre. Ces éponges forment des accumulations lenticulaires très localisées de longueur plurimétrique et d'épaisseur pluridécimétrique. Les éponges sont siliceuses avec deux principales formes, l'une conique évasée, et l'autre très aplatie (Pl. 23, photo 3 et Pl. 24, photo 4). La silice de ces éponges, est fréquemment remobilisée sous forme de chailles au sein même des accumulations lenticulaires.

Corps et figures sédimentaires

Tout comme dans le secteur occidental, les structures tractives sont caractéristiques. Les autres structures, moins nombreuses, sont concavo-convexes. Des resédimentations silicoclastiques viennent fréquemment s'intercaler dans A4.

- Les structures tractives sont bien visibles lorsque les faciès ne sont pas trop décalcifiés comme c'est souvent le cas au Nord du Mont Caume. Ces structures sont de toutes tailles, depuis les rides jusqu'aux mégarides (Pl. 23, photo 2) et aux dunes hydrauliques d'une amplitude souvent comprise entre 1,5 et 2 m dans la coupe du Mont Caume (Pl. 23, photo 1). Les litages internes sont obliques plans ou tangentiels à leur base. Certains corps peuvent être suivis latéralement sur plusieurs dizaines de mètres sur le versant Sud du Mont Caume. Les mégarides et les dunes sont souvent faites de calcirudites et reprennent des graviers silicoclastiques. Les rides d'une amplitude généralement comprise entre 3 mm et 1 cm pour une longueur d'onde n'excédant pas 8 cm sont plutôt faites de calcarénites fines voire de calcisiltites (Pl. 23, photo 5), et sont la plupart du temps intercalées dans les marnes silteuses précédemment décrites.

- Les corps concavo-convexes sont moins nombreux que les structures tractives 2D et 3D. Ils ont des longueurs comprises entre 30 cm et 1,5 m et ont des litages internes en accréation surtout verticale. Ils sont régulièrement répartis sur l'ensemble de l'unité.

- Des bancs d'épaisseur centimétrique à métrique, à matériel grossier (de taille parfois centimétrique) et de nature silicoclastique sont régulièrement intercalés dans A4 et recourent les autres structures sédimentaires. Les bases de ces bancs sont souvent irrégulières et issues d'érosion et présentent des moulages de *grooves* et de *flutes* (Pl. 24, photos 5 et 6). Ils présentent une granodécroissance verticale interne et se terminent parfois par des marnes silteuses. Tous ces caractères sont typiques de dépôts de resédimentations de type turbidites haute densité et faible densité.

Evolution latérale

A4 passe de 220 m d'épaisseur à 0 en seulement 5 km du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Dans la partie la plus septentrionale du secteur, les affleurements, peu nombreux et de faciès souvent décalcifiés ne permettant pas de reconnaître de structures, montrent des grès dont la fraction silicoclastique est nettement plus fine et mieux calibrée qu'au Mont Caume.

Dans la coupe des Aiguilles, à 3,5 km du Mont Caume, A4 n'a pas plus de 21 m d'épaisseur et repose là directement sur des brèches calcaires intraformationnelles de

paléokarst dont les éléments sont datés du Cénomanién (annexe B11). Les faciès de A4 y sont similaires à ceux observés dans la coupe du Mont Caume, avec une augmentation des marnes silteuses et des résédimentations silicoclastiques aux dépens des calcarénites/calcirudites à structures tractives. A environ 1,5 km vers le Sud-Ouest, à l'extrémité ouest de la Barre des Aiguilles, A4 disparaît en biseau sur les calcaires d'âge Cénomanién et recouverte par RSC4.

d) Interprétation de A4 dans le secteur oriental

La faune et la microfaune de A4 considérée *in situ* (éponges, échinodermes, bryozoaires), caractérisent un milieu externe, ouvert sur le large marin, circalittoral. Des foraminifères benthiques, les débris de rudistes et de chaetétidés, de plate-forme carbonatée, sont visiblement remaniés. Les grains de quartz et les graviers terrigènes à dominante silicoclastique proviennent du Massif Méridional, parfois sous forme d'écoulements gravitaires. Les *grooves* et les *flutes* indiquent des direction d'apport N20 suivant le sens S-N (Pl. 24, photos 5 et 6). Le tri granulométrique de ces éléments du Sud vers le Nord est lié à la distance de transport depuis leur zone source.

Les grains étaient repris par des courants tractifs à dominante unidirectionnelle dans les structures sédimentaires 2D et 3D de grande taille, sans doute à des profondeurs de l'ordre de 100 à 200 m. Les structures mamelonnées à accrétion surtout verticale indiquent des milieux d'*offshore* supérieur peut être en limite de l'*offshore* inférieur.

Le centre de subsidence a son emplacement actuel vers le Mont Caume. La terminaison de A4 en biseau au Nord montre comment la bordure de la plate-forme carbonatée formait une barrière. De même, sa terminaison en biseau contre la Barre carbonatée cénomaniénne des Aiguilles implique que celle-ci formait un paléorelief. Une telle morphologie permettrait d'expliquer aussi l'absence ici de A3 et RSC3 et encore la disparition des terrains Turonien inférieur et moyen alors que toutes ces unités sont présentes au Mont Caume (Fig. 42, Chap. 4). Ce paléorelief correspond à la "ride de la toulousanne" de Philip (1967a, 1967b, 1970, 1980). Toutefois, ce paléorelief ne correspondrait pas à une ride, mais plutôt à la bordure escarpée (paléofaille) du Massif Méridional. Ce fait est capital pour l'interprétation de la dynamique structurale du Bassin Sud-Provençal (cf. Chap. 4).

e) Corrélation et évolution entre le secteur occidental et oriental

Le suivi cartographique de A4, et son encadrement par RSC3 en dessous et RSC4 au-dessus bien calées biochronologiquement, assurent sa corrélation sur l'ensemble du synclinal du Beausset.

La principale différence observée entre ces deux secteurs est la variation d'épaisseur, certainement liée à une subsidence plus forte dans le secteur oriental que dans le secteur occidental. De plus, la faune, les faciès marno-silteux et les résédimentations silicoclastiques bien évoluées dans le secteur oriental, permettent de penser que la profondeur d'eau y était plus grande que dans le secteur occidental où les structures dues à des courants tractifs reprenant du matériel détritique grossier, souvent mal calibré, sont dominantes.

f) Place de la discontinuité D4 dans A4 dans le secteur occidental et oriental

Etant donné qu'A4 ne montre pas de grandes variations de faciès et de structures sédimentaires dans le secteur occidental il n'est pas facile de définir des variations du niveau marin relatif et de placer des maxima de profondeur et de chute du niveau marin relatif. L'équivalent de la discontinuité D4 issue d'érosion de SPF4 émergée (cf. 1.2.4. ce Chap.) et censée représenter un bas niveau marin dans le bassin a été placé au sommet de A4, sous RSC4, sur la seule base de l'hypothèse que RSC4 s'est mise en place à la faveur d'une remontée du niveau marin relatif.

L'augmentation de la fraction terrigène dans les derniers mètres de A4 dans le secteur oriental peut s'expliquer par une progradation marquée des édifices deltaïques bordant le Massif Méridional, maximum de progradation qui pourrait correspondre à un maximum de chute du niveau marin relatif. L'équivalent de D4 (émersion et érosion de SPF4) a donc été placé dans les derniers mètres de A4 dans le bassin (coupes du Mont Caume et des Aiguilles).

g) A4 dans le secteur septentrional

Description

A4 affleure localement dans le secteur septentrional du synclinal du Beausset où elle présente le maximum de développement en flancs du vallon d'axe Est-Ouest entre le Petit Caunet et la Bégude, ainsi qu'au Sud du Circuit du Castellet, entre le Puits de Morad et la Garenne (coupe du Circuit du Castellet, annexe B9).

Dans cette coupe du Castellet, A4 épaisse de 35 m repose sur RSC3 (Pl. 24, photo 1). Ses 30 premiers mètres sont constitués d'une alternance de marnes sableuses riches en débris charbonneux et bancs gréseux glauconieux à corps mamelonnés (Pl. 24, photo 3) ou à rides et mégarides le plus souvent de type 3D (Pl. 24, photo 2). La microfaune est constituée de foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée et de *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp., ainsi que de nombreux *Calcisphaerulidae*. Quelques bancs gréseux (entre les cotes 30 et 35 m) sont déformés. Dans les 5 derniers mètres, un banc, épais de 1,5 m, est à nette dominante calcaire et fortement bioturbé et de nombreux coraux branchus sont présents à son sommet (groupe de faciès F4). Les bancs suivants, toujours à dominante calcaire et pauvres en quartz, contiennent quelques débris de *Radiolitidae* et d'*Hippuritidae* ainsi que quelques *Chaetetidae* de quelques centimètres de diamètre. Cette faune est souvent silicifiée. Le dernier mètre est une brèche à dominante calcaire et à matrice de texture *grainstone* avec quelques grains de quartz et de glauconie. Le contact avec RSC4 (masqué par une petite fracture dans la coupe même du Castellet mais visible aux alentours) se fait par une surface irrégulière.

Interprétation

Les marnes silto-quartzeuses à *Dorothia* sp., *Lenticulina* sp. et *Calcisphaerulidae* sont caractéristiques d'un milieu de dépôt externe, ouvert sur le large marin, circalittoral. Les nombreux foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée sont remaniés. Les structures sédimentaires tractivées traduisent des courants à dominante unidirectionnelle. Les coraux branchus et les débris de *Hippuritidae* dans le haut de A4 confirment la proximité de la plate-forme carbonatée en place. Une association similaire coraux/*Hippuritidae*, déjà reconnue dans les séquences majeures de plate-forme carbonatée (cf. chapitre 2 : la série de plate-forme) est toujours interprétée comme

reflétant des conditions de plate-forme externe, voire de pente externe, soumise à un hydrodynamisme assez important.

Le fait que A4 soit bien développée seulement en deux points du secteur septentrional (le vallon entre le Petit Caunet et la Bégude, le secteur de la Garenne au Sud du Circuit du Castellet) implique que se situaient là des échancrures de la plate-forme à profondeur d'eau suffisante pour la sédimentation alors qu'ailleurs A4 devait se biseauter contre la bordure de la plate-forme.

2.2.8. RSC4

RSC4 affleure dans les 3 secteurs du synclinal du Beausset où ses évolutions d'épaisseur, de granulométrie et d'organisation sont similaires à celles de RSC3.

a) Description de RSC4 dans le secteur occidental

Aspect général

RSC4 a une épaisseur variant de 1 - 3 m au nord de l'autoroute, à 10 - 15 m au Pont Naturel dans le Massif du Soubeyran (Pl. 5).

RSC4 apparaît presque partout faite d'une brèche polygénique, hétérométrique, formée de 3 à 5 séquences élémentaires granodécroissantes (Pl. 25, photos 1, 2 et 3), regroupées en une séquence d'ordre supérieur granodécroissante (Pl. 25, photos 1 et 2). Toutefois, dans la partie la plus distale du bassin (Massif du Soubeyran, coupe de la Route des Crêtes, annexe B8), RSC4 se termine par un banc, épais d'environ 1 m, calcarénitico-quartzeux à laminations horizontales parallèles (faciès "grès à pavés" comme avec RSC2 et RSC3) passant à environ 40 cm de calcisiltites quartzeuses à laminations faiblement ondulantes (faciès "safre" comme avec RSC3).

Les séquences granodécroissantes sont séparées par des surfaces de discontinuité granulométrique mais sans différence de nature des éléments. A Ceyreste, un banc calcarénitico-quartzeux roux épais de 20 cm sépare deux de ces séquences (Coupe de Ceyreste Nord, annexe B2).

Partout, les éléments de la brèche sont essentiellement calcaires, mais aussi calcarénitico-quartzeux roux, et ont une taille allant de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres. Exceptionnellement ces éléments peuvent avoir la taille de blocs dépassant un mètre cube (Pl. 25, photo 3) par exemple sur la route au Nord de Ceyreste où un olistolithe a quelques mètres de long. Les éléments calcaires contiennent une faune et une microfaune de plate-forme carbonatée : rudistes (dont *Vaccinites petrocoriensis*, *V. corbaricus*, *praegiganteus*, *V. giganteus*, *V. aff. moulinsi*), *Chaetetidae*, coraux, nérinées et nombreux foraminifères benthiques (Fig. 7). La plupart de ces organismes sont silicifiés, comme dans les coupes de Ceyreste Nord et du Grand Caunet. Les éléments calcarénitico-quartzeux sont très rares dans le domaine proximal et plus fréquents dans le domaine distal. Dans le Massif du Soubeyran, lorsque RSC4 repose directement sur les poudingues de RST3, des galets quartzitiques sont mélangés à sa base (Pl. 25, photos 3 et 5).

La matrice, calcarénitico-quartzeuse, contient une microfaune remaniée identique à celle des éléments calcaires, plus une microfaune en place composée de *Dorothia* sp., de foraminifères planctoniques (*Globotruncanidae*, *Marginotruncana* sp. aff. *sigali*

schneegansi, *Whiteinella* aff. *brittonensis*) et *Calcisphaerulidae* caractérisent d'un milieu externe, ouvert, circalittoral.

D'une manière générale, les indications d'érosion à la base de RSC4 sont rares. Cependant, à Ceyreste Nord (annexe B2), du matériel calcarénitico-quartzeux de A4 est repris et des petits sillons d'érosion sont présents. Dans la Carrière Cidale, le passage de A4 à RSC4 se fait sur 1 cm, où les matériaux des deux unités sont mélangés (Figure de détail, coupe de la Carrière Cidale, annexe B3). Dans le massif du Soubeyran, au Pont Naturel et sur la coupe de la Route des Crêtes (annexe B8), le passage de RST3 à RSC4 se fait de manière progressive en quelques dizaines de centimètres où les galets silicoclastiques de RST3 sont mélangés à la brèche à dominante calcaire de RSC4. Ces galets peuvent être présents sur une grande épaisseur de RSC4, environ 5 mètres à l'affleurement du Baou-Rous (Pl. 25, photo 5).

Evolution de l'unité

RSC4 est partout formée d'une seule grande séquence granodécroissante, seul le nombre de séquences granodécroissantes d'ordre inférieur change. Dans le domaine proximal, dans la Carrière Cidale, ce nombre varie de 3 à 5 en 25 ou 30 m latéralement (annexe B3). Dans le domaine distal, entre le Baou-Rous, le Pont Naturel et la Route des Crêtes, ce nombre varie de 1 à 5.

En règle générale, l'épaisseur de RSC4 augmente vers le Sud. Toutefois des variations d'épaisseur très importantes et ponctuelles existent (de 4 m à 15 m en 150 m latéralement, comme au Pont Naturel). Ceci est dû au fait que RSC4 moule une paléotopographie préexistante très irrégulière, formée en partie par les olistolithes de RST3 (cf. 3.3. ce Chap. et Pl. 25, photo 4). Cette paléotopographie était telle que localement RSC4 s'appuie en biseau sur des olistolithes de grande taille, sans pouvoir les recouvrir totalement. Cela se voit très bien dans les falaises soubeyrannes à l'aplomb du sommet coté 394 m et à l'aplomb du Sémaphore (Pl. 12 et Pl. 25, photo 6).

Dans le secteur de la colline de Fardeloup, RSC4 se biseaute aussi sur les poudingues de RST3. De part et d'autre de cette colline, RSC4 montre deux pendages différents : quasi horizontal au Nord de la colline et de 30 à 32° vers N210 au Sud de la colline (pendage régional déduit).

Au Sud-Est du Massif du Soubeyran (au SE de Saint-Frétouse), RSC4 disparaît en biseau sur les poudingues de RST3 de la même manière que RSC2 disparaît sur RST1 et que RSC3 disparaît sur RST2. Toutefois ce biseau se fait plus au SE que ceux de RSC2 et de RSC3 (Pl. 33, photos 1 et 2).

b) Interprétation de RSC4 dans le secteur occidental

La faune, la microfaune, les faciès carbonatés des éléments de RSC4 sont originaires de la plate-forme, tout comme pour les unités RSC1, RSC2 et RSC3. La présence majoritaire de *Vaccinites praegiganteus* plus *V. giganteus* et de *V. corbaricus* indique que le matériel carbonaté provient de la séquence de plate-forme SPF4, voire SPF5, connues dans le Massif de la Sainte Baume avec les mêmes *Vaccinites*. Toutefois, l'absence de *V. giganteus* sous RSC4 dans le synclinal du Beausset semble indiquer que la source de matériel carbonaté de RSC4 est SPF4.

Les caractères érosifs basaux (sillons d'érosion et reprise du matériel du substratum), la granodécroissance de RSC4 verticale (brèche à calcarénites à calcisiltites quartzeuses dans le bassin), et la granodécroissance latérale depuis le Nord vers le Sud,

sont, tout comme pour RSC3, les traits distinctifs d'un courant en masse évolutif, depuis les coulées de débris jusqu'aux courants de turbidité haute puis faible densité (Postma *et al.*, 1988 ; Shanmugam, 1994 ; Mulder & Cochonat, 1996 ; Mulder & Alexander, 2001).

Les 3 à 5 séquences granodécroissantes sont les dépôts successifs d'autant de *mass-flows* évolutifs, mais de moins en moins grossiers vers le haut et vers le domaine distal. Le fait que la reprise de la sédimentation calcarénitico-quartzreuse sous régime tractif ne se soit pas faite, sinon très localement (coupe de Ceyreste Nord, annexe B2), entre les *mass-flows*, indiquerait que ces derniers se sont succédés rapidement. Dans son ensemble, RSC4 peut être considérée comme étant une mégaturbidite d'amalgame d'écoulements gravitaires rapprochés dans le temps.

Le mélange de galets silicoclastiques de RST3 dans la base de RSC4 dans le Massif du Soubeyran pourrait correspondre **a)** soit à un remaniement par érosion du matériel du sommet de RST3, non induré, lors de la mise en place de RSC4, **b)** soit à un dépôt quasi-simultané des deux resédimentations, RST3 précédant à peine RSC4.

Les fortes variations de pendage de RSC4 dans le secteur de la colline de Fardeloup et du Pont Naturel, semblent ne pouvoir s'expliquer que par une activité tectonique synsédimentaire ou très peu postérieure au dépôt, étant donné qu'il n'y a pas de mécanismes sédimentologiques pouvant être à l'origine de telles variations. L'activité vraisemblable serait qu'une faille ait joué pendant la sédimentation, déterminant des crochons dans RSC4 (Fardeloup) et/ou des basculements et troncutures de RSC4 (Sud du Pont Naturel).

Il est à noter que ces anomalies se situent à nouveau suivant l'alignement de failles N90 passant par la colline Fardeloup - Dent de Chat - Baou Rous et supposées avoir été actives au début du dépôt de RST3, en abaissant et/ou en faisant basculer le compartiment sud. Cette activité tectonique pourrait être à l'origine du déclenchement de l'écoulement gravitaire ayant abouti à RSC4 et peut être aussi à celui de RST3.

Les foraminifères planctoniques globotruncanidés et benthiques tels que *Dorothia* sp. ainsi que les nombreux *Calcisphaerulidae* dans la matrice indiquent, comme pour RSC1, RSC2 et RSC3, que RSC4 s'est mis en place dans un milieu externe, ouvert, circalittoral.

c) Description de RSC4 dans le secteur septentrional

RSC4, comme RSC3, n'affleure pas dans tout le secteur septentrional (Pl. 8). Entre le Petit Caunet et la Bégude, elle n'est présente qu'en de rares points ; entre la Bégude et le Sud du Circuit du Castellet, elle est amalgamée à RSC3, formant ainsi une épaisse couche de brèches dans laquelle il est difficile de différencier les deux unités de resédimentation ; au Sud du Circuit du Castellet, au lieu dit "Le Safranier", RSC3 et RSC4 sont de nouveau bien individualisées, séparées par A4. Dans la quasi-totalité du secteur septentrional, RSC4 repose soit sur RSC3 soit sur la plate-forme carbonatée en place, sur l'actuel du plateau du Camp.

RSC4 correspond ici à une brèche très grossière sans la moindre organisation décelable. La brèche est polygénique et hétérométrique. Les éléments, d'une taille pouvant aller jusqu'à la classe *coarse block* de la classification de Blair & McPherson (1999), sont essentiellement calcaires de faciès et textures variés, une moindre en étant calcarénitico-quartzreuse et glauconieuse. Les éléments calcaires contiennent une riche microfaune typique de milieux de plate-forme, ainsi qu'une faune et une flore abondante

de rudistes (dont *Hippurites* sp., *Vaccinites giganteus*, *V. aff. moulinsi*, *Radiolitidae*), coraux, bourgeonnements de rhodophycées occupant parfois 50 % de surfaces de plusieurs mètres carrés. A la Roche Redonne, un olistolithe à pendage sédimentaire sub-vertical présente de superbes séquences de dépôt à gerbes d'*Hippurites*, à *Vaccinites* et à *Plagioptychus*. La matrice est calcarénitique avec moins de 5 % de quartz et de glauconie, et avec de nombreux foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée (Fig. 7) plus *Dorothia* sp.

Au lieu dit "Le Safranier", la brèche a livré un *Vaccinites giganteus* de grande taille, et un olistolithe affleurant en bordure de route (coordonnées Lambert (III) X = 880,9 et Y = 3110,9) contient plusieurs *Vaccinites* évolués de la lignée du *V. moulinsi* (détermination sur place par G. Simonpiétri, 2001).

Dans la coupe du Castellet, RSC4 correspond à une brèche moins grossière, à éléments encore de taille métrique, mais pour la plupart de taille généralement comprise entre 8 et 10 cm. La plupart des organismes (essentiellement les rudistes, *chaetetidae* et coraux) ainsi que quelques éponges digitées, sont silicifiés (Pl. 26, photos 2 et 4).

d) Interprétation de RSC4 dans le secteur septentrional

Comme dans le secteur occidental, la faune et la microfaune de RSC4 sont incontestablement issues de la plate-forme carbonatée. Les *Vaccinites giganteus* permettent de préciser que le matériel provient de SPF4, reconnue dans le Massif de Sainte Baume avec les mêmes *Vaccinites*. Les nombreux *Hippuritidae* en gerbes, *plagioptychus*, coraux, rhodophycées, et *Dorothia* sp., tous caractéristiques de bordure de plate-forme, ouverte sur le large, indiquent que la majorité des éléments provenaient du démantèlement de la marge de SPF4.

Le caractère très grossier et la non organisation de la brèche de RSC4, la dominance des éléments carbonatés par rapport aux éléments calcarénitico-quartzeux suggèrent que le milieu de dépôt était très proximal, probablement très proche de la plate-forme carbonatée en place. RSC4 pourrait être interprétée en partie comme étant une brèche de pente externe et en partie de pied de pente. Après s'être détachés de l'escarpement de bordure de plate-forme, les blocs pourraient lors de leur transport par glissement se fragmenter et incorporer des sédiments du substratum et de l'eau, évoluant ainsi en *debris-flows* selon le modèle proposé par Playford (1984) pour une marge récifale d'âge dévonien en Australie.

Comme dans le secteur occidental, la silicification des organismes de RSC4 est attribuée à la remobilisation de la silice de spongiaires présents en grand nombre dans l'unité autochtone A5 (existence déduite des nombreux spicules observés en lames minces). Quelques éponges silicifiées sont aussi présentes dans RSC4.

e) Description de RSC4 dans le secteur oriental

RSC4 affleure là depuis la Gueirarde au Sud du Vallon de Faouvi, jusqu'au Mont Caume au Sud et jusqu'à l'Ouest de la Barre des Aiguilles au Sud-Ouest (Pl. 7). Elle est l'équivalent de "l'unité du Pas de la Masque" *sensu* Philip (1970) (Pl. 26, photo 1).

RSC4 repose sur A4 par une surface irrégulière à reliefs d'amplitude métrique.

Entre le Vallon de Faouvi et le Mont Caume, l'épaisseur de RSC4 est comprise entre 20 et 40 m, puis elle diminue depuis le Mont Caume en direction du Sud-Ouest, jusqu'à ce que l'unité se biseaute à l'extrémité ouest de la Barre des Aiguilles.

RSC4 est une brèche polygénique et hétérométrique similaire à celle du secteur septentrional. Les plus gros olistolithes font partie des classes *coarse block* à *fine slab* selon la classification de Blair & McPherson (1999) (Pl. 26, photo 1). Un de ces gros olistolithes coiffe le Mont Caume Est. En plus de la faune décrite pour le secteur septentrional, ont été récoltés *Hippurites incisus* (Pl. 4, photo 2) et une forme évoluée de grande taille de *Vaccinites petrocoriensis* (identique aux deux individus trouvés dans les coupes du Massif de la Sainte Baume). Les *Vaccinites* y sont nombreux mais difficilement récoltables (Pl. 26, photo 6). Par rapport au secteur septentrional, les éléments calcarénitico-quartzeux roux sont plus nombreux dans les premiers mètres de la brèche, de même que les grains de quartz dans la matrice (Pl. 26, photo 3).

L'affleurement du Pas de la Masque montre l'ensemble de RSC4 avec des olistolithes de tailles plurimétriques à pluridécamétriques à pendages sédimentaires très divers, certains verticaux.

Dans sa partie la plus méridionale, au Mont Caume et à la Barre des Aiguilles, RSC4 montre une légère organisation interne à son sommet. Les éléments sont granodécroissants de manière à former une microbrèche à large dominante calcaire (faciès "grès à pavés" grossier).

En direction du Sud-Ouest, RSC4 diminue d'épaisseur : de 40 m au Mont Caume à environ 20 m dans la coupe des Aiguilles et à 0 m à l'extrémité ouest de la Barre des Aiguilles (Pl. 7).

Les rudistes et *Chaetetidae*, sont souvent silicifiés, de sorte qu'ils sont saillants à l'affleurement ayant subi une dissolution de surface.

f) Interprétation de RSC4 dans le secteur oriental

L'érosion dont résultent la surface irrégulière basale et l'incorporation de matériel de A4 à la base de la brèche, l'absence d'organisation interne en domaine proximal et l'organisation granodécroissante sommitale en domaine distal, permettent de dire que RSC4 est un écoulement en masse évolutif depuis le Nord vers le Sud. Les processus de transport en glissement et coulées de débris cohésives dominaient proximale au Nord, pour évoluer en courants de turbidité haute densité distalement au Sud. De tels écoulements évolutifs ont déjà été décrits par de nombreux auteurs depuis Cook *et al.* (1972) et sont très bien résumés par Shanmugam (1994, fig. 3). Philip (1970) avait reconnu l'aspect bréchique de cette barre calcaire au Pas de la Masque sans l'avoir interprété comme étant une resédimentation.

La diminution latérale rapide d'épaisseur depuis le Mont Caume vers le Sud-Ouest, et sa disparition en biseau à l'Ouest, similaires à celles de A4, confirment l'existence d'un paléorelief au Sud-Ouest et sa pérennité depuis le Cénomaniens. La terminaison plus occidentale de RSC4 par rapport à celle de A4, montre que cette resédimentation a été transgressive sur ce paléorelief (vers le Sud-Ouest). Ce biseau de RSC4 depuis le Mont Caume jusqu'à l'extrémité ouest de la Barre des Aiguilles a déjà été décrit par J. Philip en 1970.

g) Corrélation entre les secteurs, occidental, septentrional et oriental

Les trois principaux arguments permettant de corréler RSC4 à travers les trois secteurs sont les suivants :

a) argument biostratigraphique. RSC4 renferme partout une association caractéristique de rudistes à *Vaccinites corbaricus*, *V. praegiganteus* et *Vaccinites giganteus*.

b) argument cartographique. RSC4 a été suivie pas à pas sur le terrain dans tous les secteurs.

c) argument sédimentologique. RSC4 est la seule unité de resédimentation à contenir partout des fossiles silicifiés.

h) Evolution de RSC4 entre les secteurs occidental et oriental

L'évolution de RSC4, du secteur occidental au secteur oriental, similaire à celle de RSC3, est la suivante :

- doublement des épaisseurs ;
- granocroissance, y compris celle des olistolithes ;
- organisation décroissante jusqu'à la l'absence d'organisation.

Cette évolution implique que dans le secteur oriental :

- l'espace disponible pour la sédimentation était plus grand ;
- le milieu de dépôt de RSC4 était proche de la plate-forme source, limitant le transport et l'organisation de la resédimentation ;
- une plus grande quantité de matériel de la plate-forme ait été préparé avant sa remobilisation (plate-forme développée ? et/ou plus forte érosion ?).

2.2.9. A5

A5 affleure distinctement dans le secteur occidental du synclinal du Beausset où elle a fait l'objet d'une étude détaillée, alors que dans le secteur septentrional elle est amalgamée aux "grès du Baguier" sus-jacents en un ensemble d'épaisseur réduite. Dans le secteur oriental, A5 est amalgamée de la même façon aux "grès du Baguier" mais en un ensemble épais de plusieurs centaines de mètres.

a) Description de A5 dans le secteur occidental

Faciès

A5 comprend ici deux ensembles de faciès différents.

Le premier ensemble est fait de calcarénites quartzeuses et glauconieuses, rousses par oxydation, à matrice micritique (*packstone*) parfois vannée (*grainstone* à ciment sparitique), en alternance de lamines avec environ 50 % de quartz et à ciment sparitique, et de lamines avec 10 à 15 % de quartz et micritiques.

Le second ensemble est fait de marnes silto-quartzeuses, à *Calcisphaerulidae* et nombreux foraminifères planctoniques, et de bancs calcaréo-argileux noduleux très glauconieux (Pl. 27, photo 7). Des empreintes d'ammonites indéterminables et une ammonite complète : *Peroniceras tricarinatum* qui caractérise la zone à *Tricarinatum*, deuxième zone d'ammonite du Coniacien, ont été récoltées à la base de ce second ensemble (Pl. 4, photo 6). *Peroniceras tricarinatum* et d'autres ammonites avaient déjà été récoltées et avaient fait l'objet d'une étude (Collignon *et al.*, 1979).

Dans tout A5, huit espèces de foraminifères planctoniques ont été reconnues en quantité importante (Fig. 7) qui, associées à de plus rares foraminifères benthiques dont

Dorothia oxycona et *Lenticulina* sp., caractérisent un milieu externe, ouvert sur le large marin, circalittoral.

Figures sédimentaires

- Le premier ensemble présente essentiellement des structures sédimentaires concavo-convexes en mamelons ou HCS de 50 cm à 2 m de longueur d'onde en accrétion surtout verticale et peu latérale (Pl. 27, photos 2 et 3), et plus rarement des mégarides à litages obliques tangentiels (Pl. 27, photos 1, 2, 3 et 5). L'azimut de la ligne de plus forte pente (10 à 25°) des *foresets* des mégarides est compris entre N85 et N110. Les mégarides ne présentent que peu de figures de réactivation. Au sommet de cet ensemble, dans la coupe du Grand Caunet (annexe B1), un banc bréchique, épais de 20 cm, est constitué d'éléments monogéniques de calcarénites quartzzeuses et glauconieuses, laminaires et d'une matrice de même nature, mais non laminaire (Pl. 27, photo 4).

Des dunes hydrauliques de plus de 1,5 m d'amplitude sont présentes, surtout dans les 20 premiers mètres, dans la coupe de la Route des Crêtes.

Un banc de 80 cm d'épaisseur environ, au sommet, au Nord de l'autoroute, présente des litages convolutés (Pl. 27, photo 6). Au-dessus de ce banc, les calcarénites quartzzeuses deviennent plus fines et passent très rapidement aux marnes silteuses du second ensemble.

- Les bancs calcaires du second ensemble ne montrent que des litages horizontaux ou légèrement ondulants.

Evolution latérale de l'unité

Le premier ensemble qui apparaît à l'Est du Grand Caunet, est épais de 12 m dans la coupe du Grand Caunet, de 25 m dans la coupe de Ceyreste Nord, d'environ 80 m à la Grande Tête. Il est de plus en plus quartzzeux et grossier vers le Sud, pour passer à des calcirudites quartzzeuses. Des graviers centimétriques de quartzite sont repris dans les structures sédimentaires issues de courants tractifs. Ce premier ensemble est fréquemment recoupé par des bancs de poudingues issus de RST4, dans le Massif du Soubeyran (cf. 3.4. ce Chap.).

Le second ensemble ne montre pas de variation très importante de structures et de faciès. Il recouvre vers le nord toutes les unités sous-jacentes terminées en biseaux ainsi que la plate-forme carbonatée. Il diminue cependant d'épaisseur vers l'Est du Grand Caunet et disparaît à l'Est de la Bégude par non dépôt.

b) Interprétation de A5 dans le secteur occidental

Milieux et processus de dépôts

Les faits que A5 se distingue de A3 et A4 par une plus grande concentration et diversité de foraminifères planctoniques, par une plus faible quantité de foraminifères benthiques, par une moindre diversité latérale des structures sédimentaires, par le développement de marnes glauconieuses, indiquent que le milieu de dépôt, toujours externe, ouvert, circalittoral, devait être plus profond. La présence d'ammonites à la base des marnes renforce cette reconstitution.

Le fait que les mégarides résultant de courants tractifs, minoritaires, se trouvent au sein de structures HCS en accrétion verticale dominante suggère que le milieu de dépôt

se situait en *offshore* supérieur (selon les classifications de Harms *et al.*, 1975 ; Guillocheau, 1991a, 1991b).

La dominance des litages légèrement ondulants dans le second ensemble marneux, pourrait indiquer que le milieu de dépôt était encore plus profond, dans l'*offshore* inférieur selon la classification d'Harms *et al.* (1975).

L'action de séismes peut expliquer d'une part la présence des brèches calcarénitico-quartzeuses monogéniques à éléments anguleux peu ou presque pas déplacés et semblant effondrés sur place, et d'autre part la présence des litages convolutés sans évidence de surcharge sédimentaire.

Origine du matériel

La fraction bioclastique des calcarénites est considérée comme étant *in situ*.

La fraction silicoclastique, de plus en plus importante et grossière vers le Sud, provenait de cônes détritiques deltaïques alimentés par les produits de l'érosion du Massif Méridional, fraction fine ne pouvant pas se déposer sur les cônes et se déposant distalement. Les graviers quartzitiques dans A5 dans le Massif du Soubeyran ont pu être remaniés par les courants unidirectionnels et par les tempêtes dans le bassin, à partir des dépôts de poudingues de RST4.

c) Description de A5 dans les secteurs septentrional et oriental

Sur toute la bordure nord du synclinal, l'épaisseur de A5 est fortement réduite. Ainsi du secteur occidental au secteur septentrional, le premier ensemble, calcarénitique, se biseaute aux environs du Grand Caunet, et le second ensemble, marno-silteux, se biseaute aux environs de la Roche Redonne. Là, les "grès du Baguier", unité succédant normalement à A5 distalement dans le bassin, reposent directement sur RSC3/RSC4 amalgamés. L'empilement des deux ensembles de A5 plus les "grès du Baguier" reste cependant présent en de rares points de la bordure du plateau du Camp ; en dehors de ces quelques points, il est difficile de les différencier. Cet empilement, entre la Roche Redonne et le Circuit du Castellet, est épais d'environ 200 m contre 500 m au Nord-Est de La Ciotat.

Du secteur septentrional au secteur oriental, ce même empilement de A5 et des "grès du Baguier" (A5 n'étant pas reconnue individuellement) augmente d'épaisseur pour atteindre plusieurs centaines de mètres à la Piosine. Cet empilement comprend à sa partie inférieure des calcarénites et localement des calcirudites et se termine par les marnes silteuses bien visibles au Nord de la Barre des Aiguilles. Les spicules de spongiaires abondent dans les calcarénites. Par contre, les foraminifères planctoniques, bien que présents, sont nettement moins nombreux que dans le secteur occidental. Le premier ensemble calcarénitique est agencé surtout en structures mamelonnées mais aussi en rides et mégarides 2D et 3D (plus rarement en dunes). Certaines de ces structures sont bien visibles dans une carrière au Nord-Est de la Barre des Aiguilles.

d) Interprétation de A5 dans les secteurs septentrional et oriental

Dans le secteur septentrional, les milieux de dépôts de l'empilement A5 plus "grès du Baguier" sont similaires à ceux du premier ensemble de A5 du secteur occidental. La raréfaction des foraminifères planctoniques, la présence de structures sédimentaires

tractives, parfois de la taille des dunes, témoignent d'un milieu de dépôt peut être moins profond que celui de A5 du secteur occidental.

La diminution d'épaisseur de cet empilement dans le secteur septentrional est due à son biseautage sur l'escarpement bordier de la plate-forme carbonatée.

La présence de structures sédimentaires tractives, parfois de grande taille, dans le premier ensemble de A5 du secteur oriental, indique que le milieu était peut être moins profond que celui du secteur occidental.

e) A5 dans le secteur de la Sainte Baume

Une première partie, inférieure, de A5 est reconnue dans le Massif de la Sainte Baume du fait qu'elle est encadrée par deux barres calcaires à rudistes datées du Coniacien. En effet, dans les coupes de Roussargue (annexe A4) et des Pics des Corbeaux (annexe A5), A5 est comprise entre SPF4 et SPF5 dans lesquelles *Vaccinites praegiganteus* et *V. giganteus* sont dominants (il ne peut pas s'agir de A4 car elle succède à SPF3 qui est datée du Turonien terminal).

Cette partie inférieure de A5 a une épaisseur variant de 5 à 10 m entre les deux coupes du Massif de la Sainte Baume. Elle y débute par un banc de calcirudite épais de 50 cm, à nombreux débris charbonneux de taille souvent centimétrique, à débris de rudistes, d'huîtres, et entroques, à grains de quartz et de glauconie ainsi qu'à graviers silicoclastiques. Le reste de l'unité est fait de calcarénites très quartzeuses (entre 30 et 35% de quartz bien calibrés avec une taille comprise entre 100 et 150 μm) et glauconieuses. Les calcarénites contiennent de nombreux foraminifères benthiques de plate-forme. Le passage de cette partie de A5 à SPF5 se fait en une quinzaine de centimètres par diminution de la fraction silicoclastique au profit de la fraction carbonatée largement composée d'organismes de plate-forme (coupe des Pics des Corbeaux).

Au-dessus de SPF5, recouvrant D5 dans la coupe de Roussargue, repose un ensemble silicoclastique épais d'une dizaine de mètres, débutant par un banc de calcirudite, épais de 50 cm, à gros débris charbonneux, galets mous et graviers de quartz et de glauconie. Des calcarénites quartzeuses, rousses par oxydation (Pl. 27, photo 8), faites de l'empilement de corps sédimentaires d'une amplitude maximale de 30 cm et à litages internes arqués à leurs bases, succèdent au banc de calcirudite et ont une épaisseur de 3,5 m. Ces calcarénites passent à des calcisiltites quartzeuses puis à des marnes silto-quartzeuses dans lesquelles quelques échinides irréguliers ont été trouvés (Floquet, comm. pers.). Une barre calcaire reconnue d'âge Coniacien moyen, voire Coniacien supérieur surmonte ces marnes. Tout cet ensemble silicoclastique correspond nettement à une séquence d'approfondissement, depuis le banc de calcirudite jusqu'aux marnes silto-quartzeuses, le maximum d'approfondissement se situant dans ces marnes. Or dans le synclinal du Beausset, où la série est la plus complète, le maximum d'approfondissement pour cette période Coniacien inférieur à moyen se situe dans la sous-unité supérieure marneuse de A5 en fonction de la présence d'ammonites et de foraminifères planctoniques. Il semblerait donc que cet ensemble silicoclastique reposant sur SPF5 dans le Massif de la Sainte Baume soit un équivalent de la sous-unité supérieure de A5 dans le synclinal du Beausset.

En résumé, la série de la Sainte Baume est réduite, avec les seules séquences majeures SPF4 et SPF5 et l'unité autochtone silicoclastique A5, toutes peu épaisses et

sans resédimentation carbonatée. L'incursion de la sous-unité inférieure de A5 dans ce domaine proximal correspond à un pic de transgression entre les deux épisodes de développement de plate-forme carbonatée (SPF4 et SPF5). Le maximum de transgression se situe très probablement dans les marnes silto-quartzeuses au-dessus de SPF5 dans la coupe de Roussargue, pouvant être corrélée à la sous unité supérieure de A5 du synclinal du Beausset où est aussi placé le maximum d'approfondissement.

2.2.10. RSC5 intercalée dans A5 dans le secteur occidental

Une unité bréchique carbonatée intercalée dans A5 affleure dans le secteur occidental du synclinal du Beausset, dans les environs de la colline du quartier du Peymian à La Ciotat et le long de la route menant de ce quartier à la gare de La Ciotat (affleurements de coordonnées Lambert (III) : X = 866,8 et Y = 3104,3 ; X = 867,6 et Y = 3104,9 ; X = 867,6 et Y = 3105,2). Cette brèche a déjà été étudiée par J. Philip (1970) et par J. J. Blanc (1972) dans la tranchée du chemin de fer du quartier du Cabot et dans le quartier du Picoussin à La Ciotat. Son suivi sur environ 2 km, son épaisseur comprise entre 2,5 et 3 m, son caractère matriciel bien particulier, font de cette brèche une unité sédimentologique RSC5 à part entière, même si sa localisation est restreinte à l'échelle du synclinal du Beausset.

a) Description de RSC5

Il s'agit d'une brèche polygénique et hétérométrique épaisse de 2,5 à 3 m (Pl. 28, photo 1). Sa partie inférieure est une brèche très matricielle (Pl. 28, photos 3, 4, 5 et 6), et sa partie supérieure est beaucoup plus grossière et plus riche en éléments calcaires (Pl. 28, photo 7), avec des blocs de plusieurs mètres cubes.

Les éléments de la partie inférieure ont une taille moyenne de quelques centimètres, rarement supérieure à 10 cm, et ne présentent aucun arrangement (Pl. 28, photos 4, 5 et 6). Ils sont aussi bien de nature calcaire de différentes textures et à organismes de plate-forme, que de nature calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse de couleur rousse (d'oxydation) et identique à celle des unités autochtones. Les éléments calcaires contiennent ou sont des organismes (entiers ou en débris) de plate-forme : rudistes, *Chaetetidae*, coraux, huîtres, nombreux foraminifères benthiques, surtout des *Miliolidae* et des *Textulariidae*. La matrice est gréseuse ou calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse (Pl. 28, photo 5). Elle est de même nature que celle des bancs de l'unité A5 sous-jacente. Le contact entre A5 et la brèche est irrégulier, à reliefs de plusieurs dizaines de centimètres (Pl. 28, photos 1, 2 et 3). Au sommet de cette partie inférieure, les éléments deviennent rapidement plus nombreux et dominants sur la matrice qui devient moins quartzeuse.

Les blocs de la partie supérieure ont des textures *wackestones* à *grainstones*. Ils sont plus ou moins riches en organismes de plate-forme parfois silicifiés, dont *Vaccinites corbaricus*. J. Philip (1970) cite aussi *Vaccinites praegiganteus*, *V. petrocoriensis* et *V. giganteus*. Les blocs calcaires sont le plus souvent déformés, plissés et des marnes silteuses de couleur sombre sont aussi déformées sous forme de galets mous.

b) Interprétation de RSC5

L'érosion basale, la dominance de la matrice sableuse, la dispersion des éléments qui "flottent" dans cette matrice et l'absence de granoclassement de la partie inférieure, sont les caractères d'un dépôt résultant d'une coulée de débris (Mulder & Cochonat, 1996).

L'enrichissement en éléments aux dépens de la matrice, la présence de blocs plurimétriques déformés et de galets mous de la partie supérieure sont caractéristiques d'un écoulement en masse de plus forte densité, dans lequel certains éléments non indurés ont subi des déformations plastiques. C'est un écoulement de type *slump* ou coulée de débris moins fluide et plus cohésive que celle ayant abouti au dépôt de la partie inférieure de RSC5.

Ces deux parties de RSC5 correspondent soit à deux écoulements distincts se succédant rapidement dans le temps (pas d'intercalation de sédimentation autochtone), soit à un même écoulement évoluant d'un *slump* à une coulée de débris, selon le schéma de Shanmugam *et al.* (1994, fig. 3). La tête de l'écoulement gravitaire, incorporant plus de fluide et gagnant en vitesse se serait déposée avant l'arrivée des glissements et de la coulée de débris cohésive.

La présence des rudistes, *Chaetetidae* ou coraux dans les éléments carbonatés de la brèche prouve que la plate-forme carbonatée septentrionale en était l'origine. La présence parmi les rudistes de *Vaccinites giganteus* et l'absence d'espèce typiquement turonienne indiquent qu'une partie des éléments carbonatés provenait probablement de SPF4 ou de SPF5. La découverte dans ces brèches de *V. petrocoriensis*, selon les données de J. Philip (1970), impliquerait aussi qu'une autre partie des éléments carbonatés provenait de SPF3/RSC3, à moins qu'il ne s'agisse d'une forme évoluée de *V. petrocoriensis* comme il en existe dans SPF4 et SPF5 dans le Massif de la Sainte Baume.

2.3. Conclusions sur les unités autochtones et les resédimentations carbonatées dans le bassin

2.3.1. Les unités de sédimentation autochtone

Les unités de sédimentation autochtones tiennent la place prépondérante dans la série du bassin. Elles sont formées pour 45 à 80 % de matériel carbonaté et pour 20 à 55% de matériel silicoclastique et terrigène.

La majeure partie du matériel carbonaté est constituée d'une association biologique propre au bassin considérée *in situ* (échinodermes dont des crinoïdes, bryozoaires, rhodophycées, calcisphaerulidés, foraminifères benthiques à test hyalin, foraminifères planctoniques ...). Une moindre partie du matériel carbonaté est remaniée, en provenance de la plate-forme carbonatée septentrionale (débris de rudistes, madréporaires, chaetetidés, gastéropodes dont des nérinées, nombreux foraminifères benthiques ...).

Le matériel silicoclastique et terrigène n'est pas issu de la plate-forme dépourvue de silicoclastique, mais du Massif Méridional. En conséquence, ce matériel est généralement de taille granodécroissante du Sud vers le Nord. L'intercalation de bancs à matériel silicoclastique mis en place par écoulements gravitaires et de même nature que celui des

unités de resédimentation terrigènes prouve cette reconstitution. Ce matériel issu du Massif Méridional et transporté dans le bassin est ensuite repris et étalé par des courants tractifs.

Ces courants étaient à dominante unidirectionnelle, de sens dominant Ouest-Est (de A1 à A5), c'est à dire des courants de fond axiaux, sans doute liés à la morphologie étroite, en gouttière, du bassin. La sédimentation autochtone était aussi, mais secondairement, structurée par des mouvements oscillatoires dus à la houle.

Hormis la base de A1, les milieux de dépôts des unités autochtones étaient presque toujours externes, ouverts et rattachés à l'étage phytal circalittoral. Globalement, ces milieux ont évolué du *shoreface* (A2) à l'*offshore* inférieur (A5), c'est à dire dans le sens d'un approfondissement général.

2.3.2. Les unités de resédimentation carbonatées

La nature des éléments calcaires qui forment l'essentiel des unités de resédimentation carbonatées, indique sans conteste qu'elles proviennent de la plate-forme carbonatée septentrionale.

Les processus de mises en place de chacune de ces unités correspondent à des écoulements en masse évolutifs (*evolutionary mass-flows*) tels que décrits par Shanmugam *et al.* (1994, 1995). Ils comprennent des écroulements et des glissements d'olistolithes dans le domaine proximal septentrional, des coulées de débris, et des courants de turbidité haute densité puis faible densité vers le domaine distal sud-occidental et sud-oriental) (Pl. 34).

Un des caractères majeurs des RSC est leur distribution quasi-uniforme sur l'ensemble du Bassin Sud-Provençal. Elles forment de véritables nappages du bassin, entre ses bordures septentrionale et méridionale ainsi que d'Est en Ouest, sans aucun système d'éventail détritique défini et localisé. Les rares morphologies de lobes détritiques (dans RSC3 au débouché du Mauvais Vallon au Nord de Ceyreste et le long de la D26 entre Le Camp et Sainte Anne du Castellet) apparaissent localisées dans des échancrures de bordure de plate-forme et n'être que des éventails bréchiqes de pente (*slope apron breccias*).

L'ampleur de ces nappages non seulement correspond à une énorme quantité de matériel préparé et prêt à être remobilisé à partir de la plate-forme, mais nécessite aussi un mécanisme permettant une remobilisation quasi-instantanée de ce matériel sur l'ensemble de la plate-forme vers le bassin. Les émergences et les importantes érosions reconnues au toit de chaque SPF peuvent avoir généré de telles quantités de matériel et leur stockage en bordure de plate-forme. Le facteur de remobilisation instantanée de ce matériel est à rechercher à l'échelle au moins régionale. Ce pourrait être une activité tectonique intense (avec séismes associés) liée à une remontée du niveau marin relatif, déstabilisant le matériel stocké en bordure de la plate-forme et initiant le démarrage des écoulements gravitaires vers le bassin (cf. 5. Chap. 3 et 1. Chap. 4). Dans cette optique, les resédimentations RSC1 et RSC2 sont qualifiées de séismo-mégabrèches, et RSC3 et RSC4 de séismo-mégaturbidites.

3. Les édifices deltaïques

Les unités RST1, RST2, RST3 et RST4 constituent les parties visibles d'édifices deltaïques localisés dans le Sud du Massif du Soubeyran dans le secteur occidental du synclinal du Beausset. Ces unités terrigènes affleurent d'excellente façon dans tout le Parc du Mugel, depuis le port de La Ciotat jusqu'au Bec de l'Aigle, dans les Falaises Soubeyrannes depuis le Bec de l'Aigle jusqu'au Belvédère de la Route des Crêtes et dans tous les environs de Figuerolles, La Garde et Ste Frétoise sur les hauteurs sud-ouest de La Ciotat. La coupe de la Route des Crêtes (annexe B8) est la seule coupe de référence à contenir des unités de resédimentation terrigènes (RST3 et RST4).

3.1. RST1

a) Description

Faciès

RST1 est faite de poudingue polygénique, hétérométrique. Les éléments sont pour près de 95 % gréseux et quartzitiques, et pour environ 5 % calcaires. Les éléments plutoniques et cristallophyliens sont très rares. Les études pétrographiques, minéralogiques et radioactives réalisées par Blanc (1951, 1962) et Gueirard (1959) ont permis de montrer que les grès et quartzites sont d'âge permo-triasique, les calcaires gris vermiculés d'âge Muschelkalk, les calcaires gris d'âge Jurassique, les calcaires blancs et beiges d'âge Crétacé inférieur. Les éléments ont en moyenne une dizaine de centimètres de longueur, mais pouvant atteindre 50 cm. La matrice représentant environ 50 % du poudingue, est un grès roux glauconieux,.

RST1 est constituée d'une succession de séquences de dépôts aussi bien granocroissantes que granodécroissantes, en général mal exprimées. Les limites des séquences sont la plupart du temps indiscernables du fait de l'absence de changement granulométrique franc. Ces séquences ont un suivi latéral de quelques mètres à quelques dizaines de mètres seulement et elles se relaient en biseau. Elles sont mieux organisées dans leur partie aval et lorsque le matériel est formé de galets, ceux-ci sont le plus souvent imbriqués. Les séquences s'empilent de manière à déterminer des grands *foresets* haut de 150 m environ et à pente de 25° vers le Nord (défalqué du pendage régional) (Pl. 29). L'imbrication des galets et la pente des *foresets* montrent un sens de courant Sud-Nord.

Morphologie de RST1

Cette unité est très localisée. Elle affleure en falaise sur 3 km de longueur depuis l'aplomb du Sémaphore jusqu'au Cap du Bec de l'Aigle à partir duquel elle plonge dans la mer. RST1 présente de très fortes variations latérales d'épaisseur. Elle apparaît à l'aplomb du Sémaphore et augmente progressivement d'épaisseur en direction du Cap du Bec de l'Aigle, où elle a une épaisseur d'au moins 150 m (Pl. 29, photo 3).

Le pendage maximum de 25° du flanc Nord au Bec de l'Aigle (Pl. 29, photo 3) diminue vers le NW jusqu'à devenir sub-horizontale à l'aplomb du Sémaphore. C'est ainsi que les *foresets* évoluent progressivement vers le NW en *bottomsets* (Pl. 35, photo 3).

La transition entre A2 et RST1 se distingue sur les photos aériennes des Falaises Soubeyrannes par une différence de couleur entre les calcarénites quartzеuses jaune-orangées de A2 et le poudingue brun de RST1, par un moins bon suivi des bancs dans RST1 et par la différence de pendage entre RST1 et A2. RST1 a un pendage général vers le Nord (apparent NW) décroissant de 25° au Sud à quasi-horizontale vers le Nord. A2 a un pendage sub-horizontale (défalqué du pendage régional). Il est impossible d'accéder à cette transition sur le terrain, sinon par la mer, car elle n'affleure qu'en falaise. Il est cependant possible de s'en rapprocher en descendant dans les flancs de l'Anse du Cannier et du Trou de Jeannette. Sur le côté Ouest de l'Anse du Cannier (Pl. 29, photo 2), la transition correspond à une alternance de bancs de poudingue RST1 et de dunes calcarénitico-quartzеuses résultant de courants tractifs de A2. Au Trou de Jeannette, RST1 se montre aussi avec des intercalations de dunes calcarénitico-quartzеuses à litages obliques A2 (Pl. 35, photo 3). Ces dunes sont faites d'une succession de rides et mégarides parfois entrecoupées par des lits d'épaisseur centimétrique à décimétrique de graviers et galets de même nature que ceux du poudingue. Ces rides et mégarides présentent de nombreuses déformations attribuables à des échappements d'eau et figures de charges.

b) Interprétation

Origine du matériel

Blanc (1951, 1962) et Gueirard (1959) ont donné pour origine à ce qu'ils appelaient les "grès et poudingues de La Ciotat" un massif émergé qu'ils rattachaient à la presqu'île de Giens et au Massif du Fenouillet à l'Est de Toulon. En fonction des sens d'apport du matériel donné par la pente des *foresets*, des imbrications des galets, et encore la granodécroissance vers le Nord des séquences de dépôts, ce massif émergé, pourvoyeur du matériel terrigène, le Massif Méridional, était situé juste au Sud du Massif du Soubeyran.

Mode de mise en place et morphologie de RST1

La localisation restreinte de cette unité, la forte variation de pendage depuis le Cap du Bec de l'Aigle jusqu'au Sémaphore, l'agencement interne en séquences de dépôts granocroissantes ou granodécroissantes, le faible suivi latéral et la succession rapide des séquences, la disposition des galets imbriqués avec leur grand axe dans le sens du flot, sont autant de caractéristiques d'un cône deltaïque détritique sous-marin.

Sur les *foresets* mêmes du cône détritique, les caractères sus-cités des séquences permettent de dire qu'elles sont le résultat du dépôt de coulées gravitaires de type *débris-flow* visqueux, cohésif, tels qu'elles sont décrites en Corée par Kim *et al.* (1995) dans des terrains créacés ou bien par Sohn *et al.* (1997) sur des deltas de type Gilbert d'âge Miocène.

Les pendages d'environ 25° des *foresets* du cône du Cap du Bec de l'Aigle et les coulées en masse sur ces *foresets* sont les principaux caractères d'un delta de type Gilbert selon Colella (1988) et Massari & Colella (1988).

A nouveau selon ces auteurs et selon Postma & Roep (1985), la sédimentation de pied de delta est caractérisée par une diminution du pendage des *foresets*, une diminution granulométrique et l'intercalation de dépôts grossiers résultants de coulées gravitaires, ce qui est le cas entre l'Anse du Cannier et le Sémaphore. Le pendage devient en effet à sub-horizontale et le matériel plus fin, calcarénitique et quartzеux. Une grande partie de ce matériel était repris et façonné par les courants tractifs sous forme de dunes 2D et 3D à

partir des terrigènes apportés par les coulées en masse sur les *foresets*, ce qui se voit au travers des séquences de dépôts de poudingues intercalés et résultant le plus souvent de courant de turbidité haute densité.

Les *debris-flow* visqueux évolueraient par incorporation d'eau (*water mixing*) au pied des *foresets* et dans les *bottomsets* du *Gilbert-delta* pour générer des courants de turbidité haute densité et faible densité distalement tels que décrits par Kim *et al.* (1995), Sohn *et al.* (1997) ou bien Kim & Chough (2000) (Pl. 35). La transition entre *foreset* et *bottomset* (*toeset*) correspond au "ressaut hydraulique" *sensu* Ravenne & Beghin (1983), où un écoulement en masse se désagrège, incorpore de l'eau et donne naissance à une bouffée de densité turbulente.

Géométrie du Gilbert-delta

Les excellents affleurements en 3 dimensions de RST1 dans les Falaises Soubeyrannes depuis le Sémaphore jusqu'au Cap du Bec de l'Aigle permettent de déterminer la géométrie et les dimensions approximatives du delta de type Gilbert.

Au Cap du Bec de l'Aigle, seule la partie la plus proximale du delta à *foresets*, affleure. Les *topsets* sont absents, enlevés par l'érosion. Les *foresets* ont une hauteur mesurée de 150 m environ (alors même que manquent leurs sommets érodés et leurs bases plongeant dans la mer), pour une pente maximale de 25°. Ceci signifie qu'au pied du delta, la profondeur d'eau était de 150 m au minimum.

Le sens des pendages des *foresets* étant rayonnant suivant une distance angulaire de 20 - 25°, l'apex du delta correspondant à RST1 devait se situer à 1,5 - 2 km au S-SW du Bec de l'Aigle.

3.2. RST2

a) Description

Faciès

Cette unité n'est bien exprimée, dans le Massif du Soubeyran, qu'au Sud de la Grande Tête (Pl. 30, photo 1). En effet, entre la Carrière du Loin et la Grande Tête, des corps sédimentaires spécifiques de A3 et de RST2 sont interstratifiés, alors qu'au Sud-Est de la Grande Tête il n'y a plus que RST2.

Interstratification A3/RST2

Les affleurements situés au col sous le Belvédère de la Route des Crêtes donnent de bons exemples de l'interstratification A3-RST2 (Pl. 2, photo 4).

Les corps sédimentaires calcarénitico-quartzeux et glauconieux à litages obliques plans ou tangentiels caractéristiques de A3 sont recoupés par des bancs de poudingue, fait de graviers et galets, très arrondis, d'un diamètre atteignant rarement 5 cm. Ce poudingue apparaît ainsi très élaboré avec des éléments principalement quartzitiques et plus rarement calcaires, identiques à ceux de RST1, les éléments gréseux étant moins abondants. Quelques pourcents d'éléments calcaires de plate-forme turonienne sont aussi

présents (Pl. 2, photo 4). La matrice du poudingue est calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse, de même faciès que A3.

Les bancs, épais de 2 cm à 30 cm, présentent des granodécroissances des éléments (Pl. 30, photo 2).

Les corps sédimentaires à litages obliques reprennent des éléments, surtout les graviers, des bancs de poudingue sur lesquels ils reposent. Ces éléments remaniés sont accumulés à la base des *foresets* des mégarides.

A la Carrière du Loin

Dans la Carrière du Loin, RST2 apparaît isolée, semblant remplir une dépression, large de 150 m et profonde de 30 m environ (Pl. 18). RST2, affleurant dans l'angle Sud-Ouest de la carrière, repose en réalité sur un gros olistolithe de RSC2 de 300 m de long pour plus de 50 m de haut, joignant les angles opposés de la carrière (Pl. 18). RST2 s'appuie en biseau sur les bordures fracturées et fragmentées de l'olistolithe (Pl. 30, photo 2), qui localement est couronné de surfaces perforées. RST2 reprend à sa base des fragments de l'olistolithe calcaire, notamment avec surfaces perforées (Pl. 30, photos 2 et 3). Toutefois RST2 ne couvre pas entièrement cet olistolithe, qui n'est définitivement recouvert que par RSC3 (Pl. 18).

RST2 est un poudingue fait de graviers et galets d'un diamètre maximal de 10 cm. Les éléments majoritaires sont quartzitiques et calcaires comme ceux de RST1. Cependant, il existe une part non négligeable (20 % environ) d'éléments calcaires de plate-forme turonienne et calcarénitico-quartzeux roux (type A3). La matrice, abondante, est calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse.

Ce poudingue est stratifié, composé d'une succession de séquences de dépôts de 5 à 20 cm d'épaisseur chacune, granodécroissantes depuis des conglomérats faits de galets et graviers jusqu'à des arénites à grains calcaires, quartzeux et glauconieux. Ces séquences ont un suivi latéral de quelques mètres seulement (Pl. 30, photo 4).

Les éléments silicoclastiques du sommet de RST2 sont repris à la base RSC3 (Pl. 30, photo 5)

Au Sud-Est de la Grande Tête

RST2 est ici un poudingue polygénique, hétérométrique à matériel nettement plus grossier que là où RST2 est interstratifiée avec A3, certains éléments pouvant exceptionnellement avoir un diamètre d'environ 80 cm.

Les éléments sont essentiellement gréseux, quartzitiques et calcaires, identiques à ceux de RST1. Les éléments calcaires de plate-forme turonienne sont ici absents.

L'abondante matrice de ce poudingue est calcarénitique, riche en grains de quartz (parfois plus de 50 %) et de glauconie.

RST2 est formé d'une succession de séquences de dépôts granocroissantes ou granodécroissantes, mal exprimées, épaisses de 10 cm à 2 m, ayant un suivi latéral de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, à galets souvent intriqués. Ces séquences présentent un pendage vers le Nord d'environ 45° (pendage régional non déduit) aux environs du Cap du Bec de l'Aigle. Ce pendage s'atténue progressivement en direction de la Grande Tête et du Nord (Pl. 30, photo 1).

Evolution latérale de RST2

RST2 augmente progressivement d'épaisseur, corrélativement à l'augmentation du pendage, en direction du Sud-Est, depuis le Sémaphore jusqu'au Cap du Bec de l'Aigle (Anse du Sec et Nège Froume).

RST2 montre aussi des variations rapides d'épaisseur locales et induites par des olistolithes de grande taille dans RSC2 sous-jacente. Ces olistolithes forment en effet des reliefs importants positifs ou négatifs (plus de 30 m) que montre RST2.

Les évolutions latérales de faciès et d'agencement de l'unité, depuis le Nord de la Carrière du Loin jusqu'au Cap du Bec de l'Aigle, se résument à :

- une granocroissance générale ;
- une augmentation progressive du pendage sédimentaire de 0° à 25-30° ;
- une diminution du pourcentage de matériel carbonaté d'environ 30 % à seulement quelques % ;
- de moins en moins d'interstratification de corps sédimentaires à litages obliques structurés par courants tractifs (notamment dans le secteur entre le Sémaphore et la Carrière du Loin où des éléments du poudingue peuvent être repris) ;
- un agencement dominant du poudingue en séquences granodécroissantes de quelques centimètres à 30 cm d'épaisseur lorsqu'il est compris entre des olistolithes de grande taille (Carrière du Loin) ;
- un agencement dominant du poudingue en séquences granoclassées épaisses de 10 cm à 2 m et à faible suivi latéral, depuis Saint Frétouse jusqu'au Cap du Bec de l'Aigle.

b) Interprétation

Origine du matériel

La majeure partie du matériel de RST2, quartzites, grès permien et calcaires triasiques et jurassiques, est identique à celle du matériel de RST1 et provient donc de la même manière du Massif Méridional.

Une moindre partie du matériel, là où RST2 et A3 sont interstratifiés et dans la Carrière du Loin, est constituée d'une part d'éléments calcaires provenant de la plate-forme turonienne septentrionale et d'autre part d'éléments de calcarénite quartzoglaucieuse rousse (de type A3) propres au bassin.

Les poudingues dans la Carrière du Loin contiennent en outre des éléments directement repris des bordures des olistolithes de RSC2 sous-jacente.

Mode de mise en place et géométrie de RST2

L'existence généralisée dans RST2 de séquences de dépôts granoclassés, le caractère érosif de ces séquences recoupant les corps à litages obliques de A3 entre la Grande Tête et la Carrière du Loin, suggèrent que les dépôts sont d'origine gravitaire, probablement des coulées de débris peu cohésives *sensu* Postma (1984) et des coulées turbides haute et basse densité *sensu* Lowe (1982).

La granodécroissance et la stratodécroissance latérale des séquences de dépôts, du Sud du Massif du Soubeyran vers le Nord, impliquent que les écoulements gravitaires provenaient du S-SE.

L'atténuation progressive des pendages sédimentaires, de 25 à 30° au Cap du Bec de l'Aigle à 0° au Sémaphore, l'augmentation d'épaisseur en direction du Sud-Est,

l'augmentation d'épaisseur des séquences de dépôts depuis Saint-Frétouse jusqu'au Cap du Bec de l'Aigle, et le faible suivi latéral de ces séquences, sont autant d'arguments de reconstitution d'un nouveau cône deltaïque sous-marin (*fan-delta*).

Ce cône de type Gilbert delta avait ses *foresets* du Cap du Bec de l'Aigle à Figuerolles et ses *bottomsets* de Figuerolles au Sémaphore, avec des lobes de résédimentation de pied de delta visibles le long de la Route des Crêtes et dans la Carrière du Loin ; selon les critères de reconnaissance et les exemples donnés par Postma & Roep (1985), Nemec & Steel (1988) et Massari & Colella (1988) ...

La taille des éléments des *foresets* est telle, que ce *Gilbert-delta* devait être alimenté à partir d'un cône alluvial très proche, au pied du Massif Méridional (Pl. 33).

A partir de la Grande Tête et jusqu'à la Carrière du Loin vers le Nord, sur les bords de ce *Gilbert-delta*, les apports terrigènes gravitaires ont été repris et étalés largement dans le bassin par les courants tractifs. Des éléments calcaires, venant de la plate-forme carbonatée septentrionale, ont pu atteindre les *bottomsets* mêmes du delta. Plus au Nord RST2 n'est plus exprimée en tant que telle. Son matériel terrigène n'est plus exprimé que par la fraction quartzreuse fine incluse dans A3. C'est RST2 qui nourrit A3 en matériel silicoclastique.

Les Falaises Soubeyrannes donnent une coupe transverse d'une portion du delta de RST2 avec au Sud, au Bec de l'Aigle, les pendages les plus forts des *foresets* (30°) situés dans l'axe d'apport, et au Nord, dans l'aire située entre l'Anse du Cannier et le Sémaphore les pendages quasi-horizontaux des *bottomsets*. Cette coupe longue d'environ 2,5 km, donne une idée de la grande dimension que devait avoir ce delta.

3.3. RST3

a) Description

RST3 est essentiellement présente dans le Massif du Soubeyran, au Sud de l'axe N90 passant par Fardeloup et le Pont Naturel. Au Nord de cet axe, l'unité n'est représentée que par quelques bancs métriques de poudingues interstratifiés dans A4. Entre le quartier de Saint-Frétouse et le Sémaphore, RST3 et A4 sont interstratifiées.

Faciès

L'unité comprend un premier ensemble (2/3 inférieurs), grossier à olistolithes et un second ensemble (1/3 supérieur), moins grossier, formé d'une succession de séquences de dépôts.

Premier ensemble grossier à olistolithes

Le premier ensemble, dans les Falaises Soubeyrannes entre le Sémaphore et le Belvédère, est un poudingue polygénique, hétérométrique, très grossier, à olistolithes, pouvant être qualifié de méga-conglomérat en ce sens que les olistolithes ont parfois une taille pluridécamétrique (Pl. 12 et Pl. 31 photos 1, 3, 5, 6 et 7). Philip (1970, p. 68) avait reconnu des blocs allochtones dans ces poudingues.

Ce poudingue est sans granoclassement apparent et sans aucune structure sédimentaire. Les éléments sont de même nature terrigène, que ceux des poudingues des unités RST1 et RST2. Ces éléments ont un diamètre généralement compris entre 10 et 20 cm, mais certains blocs quartzitiques peuvent avoir un diamètre de près de 80 cm. La

matrice est calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse. Elle est parfois peu abondante, voire même absente, les galets étant alors en contact et liés par un ciment sparitique.

Les olistolithes de très grande taille, de la classe des *fine-slab* à *medium slab* (de 65,5 à 262,1 m de long) selon Blair & McPherson (1999), occupent toute l'épaisseur de RST3. L'agencement des olistolithes est chaotique, les plus gros à la base de RST3 ayant une polarité normale, les autres plus petits, "flottant" au sein de l'ensemble inférieur et montrant de forts pendages (Pl. 31, photos 4, 6 et 7).

Ces olistolithes sont de trois types :

- Type 1 (dominant) fait de poudingue identique à celui non olistolithique de RST3, de sorte qu'il n'est pas facile de mettre en évidence les olistolithes. Ceux-ci sont reconnaissables par leurs granulométries et séquences de dépôts à forts pendages, granodécroissantes, d'épaisseur métrique, très grossières à leur base (blocs pouvant mesurer jusqu'à 80 cm de diamètre). Un de ces olistolithes est bien visible sur le côté Sud du Baou-Rous, à proximité de la Carrière du Loin (Pl. 31, photo 5).

- Type 2, de faciès RSC3, depuis les brèches granoclassées jusqu'aux calcisiltites quartzuses (faciès "safre") (Pl. 31, photos 2 et 3). L'unité RSC3 d'origine devait être assez indurée pour être mobilisée sous forme d'olistolithe, mais encore assez souple parce que : **a)** ce type d'olistolithe présente des déformations plastiques ou *slumps* affectant les calcarénites et surtout les calcisiltites ; **b)** des galets de quartzite sont incorporés ou fichés dans les olistolithes. Un de ces olistolithes, d'une taille de plusieurs dizaines de mètres, affleure au Belvédère de la Route des Crêtes. D'autres olistolithes sont entièrement faits de calcisiltites.

- Type 3, de faciès A4, (Pl. 31, photo 3) de calcarénites quartzuses et glauconieuses grossières, à structures sédimentaires à litages obliques formées sous courants tractifs. Les graviers et galets quartzitiques visibles appartiennent à A4 (olistolithes des faciès de transition A4/RST3).

Second ensemble, en séquences de dépôts

Le second ensemble, visible de la Carrière de la Vigie au Belvédère de la Route des Crêtes et jusqu'à la Dent de Chat et vers l'Anse du Mugel, est surtout fait de poudingues polygéniques, hétérométriques, de même nature que les poudingues de RST1 et RST2 avec cependant moins d'éléments gréseux.

Les poudingues sont agencés en séquences de dépôts généralement granodécroissantes de 10 cm à 1 m d'épaisseur, formées de blocs et galets parfois imbriqués à leurs bases, et plus riches en matrice à leurs sommets. Certaines séquences peu organisées à leurs bases n'ont presque pas de matrice et les galets sont réunis par un ciment sparitique postérieur au dépôt des séquences.

Les séquences alternent parfois avec des bancs, épais de 80 cm au plus, à éléments beaucoup moins grossiers (dépassant rarement 1 cm de diamètre) à litages obliques plans. D'autres bancs faits du même matériel montrent des mégarides à litages internes obliques plans, de 10 cm d'amplitude et plusieurs dizaines de centimètres de longueur d'onde (coupe route des crêtes, annexe B8).

La matrice calcarénitico-quartzeuse et glauconieuse est généralement plus abondante que dans le premier ensemble.

Lorsque des olistolithes de grande taille du premier ensemble occupent toute l'épaisseur de RST3, les séquences de ce deuxième ensemble se bloquent en biseau, sur ces olistolithes, tout comme RSC4 sus-jacent (Pl. 12).

Dans l'Anse du Mugel à La Ciotat, seul le second ensemble est présent. Les bancs de poudingues y alternent avec des structures sédimentaires à litages obliques (Pl. 32). Des *Durania* et d'autres éléments calcaires de plate-forme, ainsi que de nombreux galets de silex sont présents dans ces poudingues.

Cas particulier de RST3 entre le Sémaphore et Saint-Frétouse

Entre le Sémaphore et Saint-Frétouse, le premier ensemble chaotique est absent. RST3 n'est représentée que par quelques bancs de poudingues granodécroissants à leur sommet. Des dunes et mégarides 2D et 3D calcarénitico-quartzeuses, pouvant mesurer jusqu'à 1,5 m de hauteur pour 10 à 15 m de long, s'intercalent entre les bancs de poudingues qui tronquent ces structures. Le contact entre cette unité composite et le premier ensemble de RST3 est franc et oblique, avec les bancs de calcarénites quartzeuses légèrement plissés, impressionnés par des galets du poudingue eux-mêmes parfois bourrés entre des bancs calcarénitico-quartzeux (Pl. 31, photo 1).

Evolution latérale

RST3 est épaisse d'environ 40 m dans la coupe de la Route des Crêtes et d'environ 80 m entre la Carrière du Loin et le Pont Naturel, à environ 500 m au Nord de la Route des Crêtes.

Comme pour l'unité A4, RST3 est limitée vers le Nord par le réseau de failles N90 suivant l'axe Fardeloup - Carrière du Loin - col sous le Belvédère de la Route des Crêtes. Au Nord de cet axe, RST3 est remplacée par A4. Cependant, quelques bancs du second ensemble de RST3 sont encore interstratifiés dans A4. Au Sud de cet axe, RST3 repose sur RSC3 et parfois même sur A3 lorsque RSC3 a subi des arrachements importants (Pl. 12 et 31, photo 1). Ces arrachements induisent des irrégularités du substratum pouvant atteindre 30 m de relief, ce qui explique en partie les variations latérales d'épaisseur.

Dans les environs de la Carrière du Loin, du Pont naturel et de Fardeloup, le sommet de RST3 montre également des irrégularités (Pl. 31, photos 6 et 7) induites par des olistolithes de grande taille occupant toute la hauteur de l'unité, formant ainsi des reliefs sur lesquels RSC4 se biseaute (Pl. 25, photo 6).

A l'Est du Sémaphore, jusqu'à La Ciotat (côté nord de l'Anse du Mugel), le premier ensemble à olistolithes est absent. L'unité présente une succession de séquences de dépôts de poudingues granodécroissantes, à pendage sédimentaire d'environ 5° vers le Nord, à intercalation de corps calcarénitico-quartzeux et glauconieux à litages obliques structurés par des courants tractifs, caractéristiques de A4.

Au Bec de l'Aigle et dans le parc du Mugel, RST1, RST2 et RST3 sont amalgamées, formant un complexe détritique terrigène épais d'au moins 250 m, dans lequel le pendage sédimentaire vers le Nord augmente de RST1 (25° au maximum) jusqu'à RST2 (30° au maximum) puis diminue à partir du sommet de RST2 jusqu'au sommet de RST3 (5°).

b) Interprétation

Origine du matériel

Le matériel terrigène de RST3 est de même nature que celui de RST1 et RST2 et en conséquence de même origine, c'est à dire du Massif Méridional.

- Les olistolithes de poudingue (les plus nombreux), de même nature que le poudingue de RST3 mais à galets et blocs plus grossiers et à séquences de dépôts plus épaisses et à faible suivi latéral, seraient des éléments de *foresets* d'un appareil deltaïque similaire à ceux de RST1 et RST2. Le contact anormal, juste à l'Est et à l'aplomb du Sémaphore, entre une masse de poudingue du premier ensemble chaotique de RST3 et des calcarénites à litages obliques de A4 parfois recoupées par des bancs de poudingue (Pl. 31, photo 1), pourrait être la cicatrice de glissement entre une méga-loupe de poudingue (arrachée aux *foresets*) et des *bottomsets* deltaïques.

- Le fait que les olistolithes de faciès RSC3 ne soient visibles que de la Carrière du Loin jusqu'aux falaises sous le Sémaphore coïncide avec l'importante cicatrice d'arrachement dans RSC3 au NW du Sémaphore (Pl. 12). Le matériel déstabilisé de RSC3 a ainsi été incorporé à RST3 sous forme d'olistolithes. Le faciès fin du "safre", certainement gorgé d'eau et peu induré, a été le plus souvent décapé et/ou remobilisé lors de la mise en place de RST3, d'où sa présence sous forme de nombreux galets et blocs mous dans les poudingues de RST3. Sinon, le faciès "safre" est resté solidaire des olistolithes de faciès RSC3, tout en étant déformé, slumpé.

- La genèse des olistolithes de faciès A4 est due au même mécanisme que celui de la genèse des olistolithes de faciès RSC3. Ils ont été repris dans RST3 après avoir été détachés de A4 suivant des arrachements dont des cicatrices sont visibles dans la Carrière du Loin (Pl. 18). Ils ont pu être directement arrachés de A4 lors de la mise en place de RST3. Leur faciès assez grossier, à graviers quartzitiques, caractéristique de A4 dans le secteur entre l'autoroute et l'axe N90 passant par Fardeloup et la Carrière du Loin, indique que leurs origines sont très proches.

Milieux et processus de dépôts

RST3 s'est déposée dans le même environnement de dépôts que A4, c'est-à-dire de bassin circalittoral, ouvert, en *offshore*. Les foraminifères et les ostracodes étudiés respectivement par Tronchetti (1981) et Babinot (1980) dans ce que ces auteurs appellent "les grès et poudingues de la Grande Tête et du Sémaphore" (qui comprennent RST3) témoignent bien d'un tel environnement de dépôt.

Cependant, le processus de mise en place de RST3 est très différent de celui de A4. En effet, les érosions marquées à la base de l'unité, la présence de nombreux olistolithes dans le premier ensemble, l'agencement généralisé en séquences de dépôts granodécroissantes, avec imbrication des galets à leurs bases, dans le deuxième ensemble, indiquent que les dépôts formant RST3 sont d'origine gravitaire.

Premier ensemble chaotique

La dominance des olistolithes, de toutes tailles et de toutes natures, dans le premier ensemble en fait une méga-coulée de débris. Les séquences de dépôts des olistolithes de poudingues, identiques à celles des *foresets* de RST1 et RST2, indiquent que la majorité du matériel provient d'un appareil deltaïque similaire à ceux décrits pour RST1 et RST2 au Bec de l'Aigle, c'est à dire d'un delta de type Gilbert *sensu* Massari & Colella (1988).

Cette méga-coulée, peu matricielle et sans aucun agencement des éléments, n'est pas évoluée. Les plus gros olistolithes auraient glissé sur le substratum en gardant une polarité normale ou en acquérant de faibles pendages. La méga-coulée aurait incorporé les éléments de son substratum par érosion ou par reprise d'éléments détachés des arrachements de RSC3 et A4 situés au Nord.

Une importante déstabilisation des pentes du delta sous-marin pourrait être à l'origine d'une telle coulée. Le matériel, en partie induré, a été remobilisé sous forme d'olistolithes de poudingue. Ce type de resédimentation de grande échelle en pied de delta est interprété par Sohn *et al.* (1997) dans des formations d'âge Miocène en Corée comme étant des *slumps* et des "*large-scale debris-flow*".

Second ensemble, stratifié

Le second ensemble de RST3, agencé en séquences granodécroissantes, à éléments imbriqués à leur base, et à sommet plus matriciel, est interprété comme résultant de dépôts successifs de courants de turbidité haute densité selon les critères de Walker (1975). Selon Postma & Roep (1985) ou bien encore Kim & Chough (2000), de tels dépôts de *bottomset* ou de pro-delta peuvent résulter de successions de *debris-flow* et de courants de turbidité haute densité.

L'absence de matrice dans certaines de ces séquences, le faible granoclassement basal, la granocroissance de l'ensemble de la séquence et le caractère fortement érosif (troncature des structures 2D et 3D calcarénitiques), sont des caractères répondant parfaitement à ceux d'écoulements gravitaires de type *grain-flow* tel que défini par Lowe (1976, 1982). La taille des éléments du poudingue et l'absence de matrice augmentent la pression dispersive intergranulaire propre à ce type d'écoulement et augmentent par conséquent son caractère érosif (Lowe, *op. cit.*).

De la Carrière de la Vigie au Belvédère de la Route des Crêtes, et dans les environs du Mugel, les intercalations de bancs calcarénitico-quartzeux, beaucoup moins grossiers, à mégarides à litages obliques, au sein des poudingues, se sont mises en place sous l'action de courants tractifs.

Alternent donc là des dépôts de coulées de débris, de courants de turbidité haute densité et de *grain-flows*, et des dépôts de courants tractifs unidirectionnels. Une telle alternance est typique d'une sédimentation de pied de delta. Des resédimentations conglomératiques similaires dans les *bottomsets* de delta de type Gilbert ont déjà été mises en évidence dans des formations d'âge Pliocène en Espagne par Postma & Roep (1985) et dans des formations d'âge Miocène en Corée par Sohn *et al.* (1997).

3.4. RST4

a) Description

Faciès

RST4 est peu développée, localisée au Sud du Massif du Soubeyran, et le mieux exprimée au Sémaphore et alentour (Pl. 8). De là, jusqu'à la carrière de la Vigie elle est épaisse d'environ 40 m.

RST4 est généralement constituée d'une succession de séquences de dépôts granodécroissantes de poudingues, intercalées de mégarides et parfois de dunes (plus de 30 cm d'amplitude selon Harms, 1975) 2D et 3D, de calcarénitico-quartzo-glauconieuses rousses, à litages obliques tabulaires plans et arqués. S'intercalent aussi des structures sédimentaires concavo-convexes en mamelons (*HCS*) de 20 cm à 1 m de longueur d'onde et en accréation surtout verticale.

Les poudingues sont polygéniques, hétérométriques, partout à galets et graviers gréseux et quartzitiques d'âge Permien et à calcaires triasiques et jurassiques identiques à ceux des poudingues des RST sous-jacentes. D'autres éléments sont des calcaires à rudistes, chaetédés ... qui proviennent probablement de la plate-forme septentrionale. La matrice, constituée d'un grès roux à grains de glauconie, est plus abondante que celle des poudingues des RST précédentes, parfois même dominante, notamment au sommet de l'unité et au sommet de séquences de dépôts.

Certaines séquences granodécroissantes peuvent avoir une épaisseur de 2 m, et un suivi latéral de plusieurs centaines de mètres (jusqu'à 700 m) alors que les séquences moins épaisses et moins bien granoclassées ont un suivi latéral de quelques mètres ou de quelques dizaines de mètres seulement.

Les premières séquences de dépôts, les plus étendues, sont présentes au Nord du Sémaphore, sur la Route des Crêtes et jusque dans le quartier de Bucelle vers La Ciotat, où elles sont intercalées dans l'unité A5.

En bref, RST4 se différencie des RST précédentes par sa matrice plus abondante, par ses alternances de poudingues avec des calcarénites quartzo-glauconieuses à litages obliques, et par sa localisation plus restreinte.

b) Interprétation

Origine du matériel

Les poudingues de RST4 correspondent à la partie supérieure des "Poudingues de la Grande Tête et du Sémaphore" de Philip (1970), Blanc (1980) et Jacquet (1982). Le matériel terrigène de RST4 étant de même nature que celui de RST1, RST2 et RST3, il proviendrait aussi du Massif Méridional. Le matériel calcaire à rudistes proviendrait de la plate-forme carbonatée au Nord.

Milieu et processus de dépôt

L'organisation de RST4 en séquences de poudingues généralement granodécroissantes étalées sur plusieurs centaines de mètres indique que les dépôts sont d'origine gravitaire, issus de courants de turbidité. Les faits que la structuration des séquences soit limitée à une granodécroissance et que la proportion des éléments grossiers soit importante laissent à penser que les courants turbides étaient de haute densité. De telles séquences de dépôts ont été décrites dans d'autres séries d'âge différent (Falk & Dorsey, 1998 ; Hwang & Chough, 2000) et ont aussi été interprétées comme étant issues de courants de turbidité haute densité. Toutefois, les séquences sans granoclassement ou à granocroissance fruste à leurs sommets, et à éléments grossiers flottant au sein d'une matrice sableuse grossière pourraient correspondre à une mise en place par *debris-flows*.

La localisation de RST4, restreinte aux environs du sémaphore, et l'étalement des séquences vers le Nord et vers l'Est au sein de A5, indiquent que les écoulements gravitaires provenaient du Sud, à partir d'un nouvel éventail détritique deltaïque sous-marin.

Le caractère moins grossier, plus matriciel, moins épais et la localisation restreinte de RST4 par rapport à RST3, pourraient signifier que la zone source du matériel dans le Massif Méridional s'est éloignée et/ou a fourni moins de matériel. Si RST4 s'est déposé dans un milieu plus distal par rapport à RST3 (et RST1 et RST2) il est envisageable que le

cône deltaïque d'où étaient issues les resédimentations avait rétrogradé par rapport aux cônes précédents.

Le matériel fin apporté avait été repris par les courants tractifs unidirectionnels et de tempêtes d'où son intercalation dans les poudingues grossiers. Les HCS et les litages obliques suggèrent que le milieu de dépôt se rattachait à l'*offshore* supérieur (selon la classification de Harms *et al.*, 1975).

3.5. Conclusions sur les édifices deltaïques

3.5.1. Origine du matériel et mode de mise en place des RST

La nature du matériel, en grande partie constitué de terrains d'âge permo-triasique connus en place par dragage à quelques kilomètres au Sud du Massif du Soubeyran, la géométrie, la distribution géographique et l'agencement interne des RST impliquent incontestablement que le Massif Méridional en était l'origine. RST1, 2, 3 et 4 constituent un empilement d'édifices deltaïques dont certains *foresets* et les *bottomsets* sont encore visibles (Pl. 33).

Les séquences de dépôts constituant ces RST résultent de différents modes de mise en place résumés sur la planche 34 et détaillés sur la planche 35. Les séquences grossières à faible suivi latéral et à granoclassement souvent normal, constituant surtout les *foresets* des édifices deltaïques, se sont mis en place par coulées de débris et chutes de blocs. Les séquences, à suivi latéral plus grand, à base fortement érosive et peu matricielle sont des dépôts typiques de *grain-flow*. Les séquences, à suivi latéral plurihénométrique voire plurikilométrique et à bon granoclassement, présentes dans les *bottomsets*, résultent de coulées de débris évoluant en courants de turbidité haute densité et faible densité. Ces différents processus de mise en place peuvent évoluer pour passer des uns aux autres par incorporation d'eau au cours du déplacement. L'incorporation se fait essentiellement par éclatement de la coulée gravitaire sur le *toeset* (le ressaut hydraulique *sensu* Ravenne & Beghin, 1983).

La partie chaotique à olistolithes de RST3 correspond à un méga-glisserment évoluant en méga-coulée de débris, après déstabilisation et détachement de *foresets* deltaïques.

3.5.2. Nature et localisation de la zone source

Nature

L'existence d'un massif émergé au Sud du Bassin Sud-Provençal a longtemps intrigué et a fait l'objet de nombreux travaux depuis la fin du XIX^{ème} siècle (Bertrand, 1892), et plus particulièrement depuis les années cinquante avec les travaux de Blanc (1951, 1962), Gueirard (1959), Philip (1970) ou encore Redondo (1986). Un tel massif n'est plus visible car effondré en Méditerranée, et ne peut être étudié qu'à partir du matériel qu'il a fourni au Bassin Sud-Provençal durant tout le Crétacé supérieur, dans les poudingues dans le Massif du Soubeyran, et aussi dans les calcarénites (fraction quartzuse et terrigène) du synclinal du Beausset et des massifs de la Sainte Baume et de la Nerthe.

Les natures des éléments des poudingues du Massif du Soubeyran montrent que la zone nourricière était un socle surtout gréseux et quartzitique, à couverture calcaire mésozoïque d'épaisseur réduite à en juger du faible pourcentage de leurs éléments (10 à 15% au maximum selon Blanc, 1951 ; quoique jusqu'à 50 % très localement). Les cortèges minéralogiques lourds surtout constitués de disthène, staurotide, grenat, zircon, tourmaline, et accessoirement de sillimanite, chloritoïde, épidote amphibole, minéraux du titane, carbonates, et les minéraux légers comprenant quartz, feldspaths potassiques, rares plagioclases, biotite, muscovite, chlorite, grains glauconieux, montrent que le socle pourvoyeur était à caractère mixte métamorphique mésozonal et calco-alcalin avec cependant un caractère calco-alcalin dominant (Redondo, 1986).

La taille des éléments des poudingues (jusqu'à 80 cm de diamètre) suggère que les reliefs du massif pourvoyeur étaient élevés, proches et soumis à une érosion intense. De plus, le caractère très arrondi de ces éléments indique un transport sous régime torrentiel, avant accumulation en Gilbert deltas de bordure du bassin.

Localisation

D'après Redondo (1986), les assemblages minéralogiques et pétrographiques des éléments des poudingues du Massif du Soubeyran regroupent des caractères des massifs métamorphiques des Maures d'une part et Corso-Sarde d'autre part. Les compositions minéralogiques de ces deux massifs pris isolément ne correspondent pas à la composition des poudingues. C'est pourquoi le massif pourvoyeur devait être un massif métamorphique indépendant, certainement situé à très faible distance au Sud du Bassin Sud-Provençal, de sorte qu'il a été récemment qualifié de Massif Méridional (Hennuy & Floquet, 2000, 2001, 2002 ; Floquet & Hennuy, 2001, 2003) ainsi que dans cette étude.

Le fait que les unités RST1, 2, 3 et 4 correspondent à des *foresets* de deltas de type Gilbert, à des *resédimentations* se faisant dans les *bottomsets* de ces deltas prouvent la proximité du massif pourvoyeur. D'après les géométries de RST1 et 2, et en fonction du sens SSW à NNE de l'axe d'apport, la bordure Sud du Bassin Sud-Provençal au contact du Massif Méridional ne devait se situer qu'à quelques kilomètres au SSW du Bec de l'Aigle. Les terrains d'âge Jurassique sont reconnus à environ 3 km au Sud du Sémaphore (îlot de Cassidaigne, carte géologique 1/50 000 Feuille de La Ciotat). Les différents dragages et plongées en soucoupe ont touché le socle cristallophyllien à environ 10 Km au Sud du Cap du Bec de l'Aigle (Froget, 1974, figure 4 ; Blanc *et al.*, 1977), dans l'alignement de reliefs sous-marins prolongeant le massif de Sicié (Sud-Ouest de Toulon) et d'un escarpement lié au départ de nombreux canyons dont le plus important est celui de Cassidaigne. Tout cela confirme que le Massif Méridional émergé devait se trouver à moins de 10 km au Sud du Cap du Bec de l'Aigle.

CHAPITRE 3

**RELATIONS ENTRE LA PLATE-FORME
ET LES RESEDIMENTATIONS CARBONATEES
DANS LE BASSIN**

CHAPITRE 3 : RELATIONS ENTRE LA PLATE-FORME ET LES RESEDIMENTATIONS CARBONATEES DANS LE BASSIN

1. *Evidences biostratigraphiques*

2. *Evidences cartographiques*

3. *Evidences morphologiques*

4. *Evidences diagénétiques*

5. *Conclusion*

Deux points majeurs sont acquis au terme des analyses séquentielle et sédimentologique de la série de plate-forme et de la série de bassin.

D'une part, l'analyse séquentielle de la série de plate-forme a permis de définir 5 séquences majeures de dépôts, SPF1, SPF2, SPF3, SPF4 et SPF5, se terminant chacune par une discontinuité sédimentaire issue d'émersion et d'érosion, D1, D2, D3, D4 et D5.

D'autre part, l'analyse sédimentologique des principales resédimentations carbonatées du bassin, RSC1 à RSC5 montre que le matériel carbonaté est incontestablement issu de la plate-forme septentrionale (Hennuy, 1999 ; Hennuy & Floquet, 2000 ; Floquet & Hennuy, 2001a, 2001b et chapitre 2 de cette thèse).

Demeurent posées les questions des sources exactes du matériel des resédimentations et des relations entre ces dernières et les séquences majeures de plate-forme.

1. Evidences biostratigraphiques

Les séquences majeures de plate-forme sont bien datées à partir des *Vaccinites* qu'elles contiennent (Fig. 17). Ainsi :

- SPF1 est datée du Turonien supérieur grâce à l'association de *Vaccinites praepetrocoriensis* et de *V. petrocoriensis* au-dessus des *V. grossouvrei* de A1, datés du Turonien moyen ;

- SPF2 est datée du Turonien supérieur par l'association de *Vaccinites petrocoriensis* et *V. rousseli* ;

- la base de SPF3 est datée du Turonien supérieur par l'association de *Vaccinites petrocoriensis* et *V. rousseli*, et son sommet est daté du Turonien terminal par l'association de *V. praegiganteus* et *V. giganteus* ;

- SPF4 et SPF5 sont datées du Coniacien inférieur, d'une part grâce à l'association dominante de *Vaccinites praegiganteus* et *V. giganteus*, et d'autre part la disparition des espèces typiquement turoniennes.

Les resédimentations carbonatées sont aussi calées dans le temps sur l'ensemble du bassin grâce aux abondants *Vaccinites* livrés par le matériel qui les compose. Ainsi :

- RSC1 à *Vaccinites praepetrocoriensis*, *V. petrocoriensis* et *V. rousseli* est datée du Turonien supérieur ;
- RSC2 à *Vaccinites petrocoriensis* et *V. rousseli* est datée du Turonien supérieur ;
- RSC3 notamment à *Vaccinites petrocoriensis*, *V. rousseli* et *V. praegiganteus* (dont certains à affinités *giganteus*) est datée du Turonien supérieur - final ;
- RSC4 à dominance de *Vaccinites praegiganteus* et surtout *V. giganteus* est datée du Coniacien inférieur ;
- RSC5, par la présence de *V. giganteus* et par sa position stratigraphique supérieure à RSC4, est datée du Coniacien inférieur voire du Coniacien moyen.

A partir de ces données biostratigraphiques (Fig. 17), il est possible de définir de quelles séquences majeures de plate-forme provient le matériel carbonaté de chacune des resédimentations carbonatées.

Ainsi le matériel carbonaté de RSC1 provient de SPF1, celui de RSC2 provient de SPF2, celui de RSC3 de SPF3 et celui de RSC4 de SPF4 en position plus septentrionale. En utilisant les rudistes cités par Philip (1970) dans les brèches correspondant à RSC5 de cette étude, son matériel carbonaté pourrait provenir de SPF5, SPF4 voire même en partie de SPF3 (cf. chapitre 2.2.10.b).

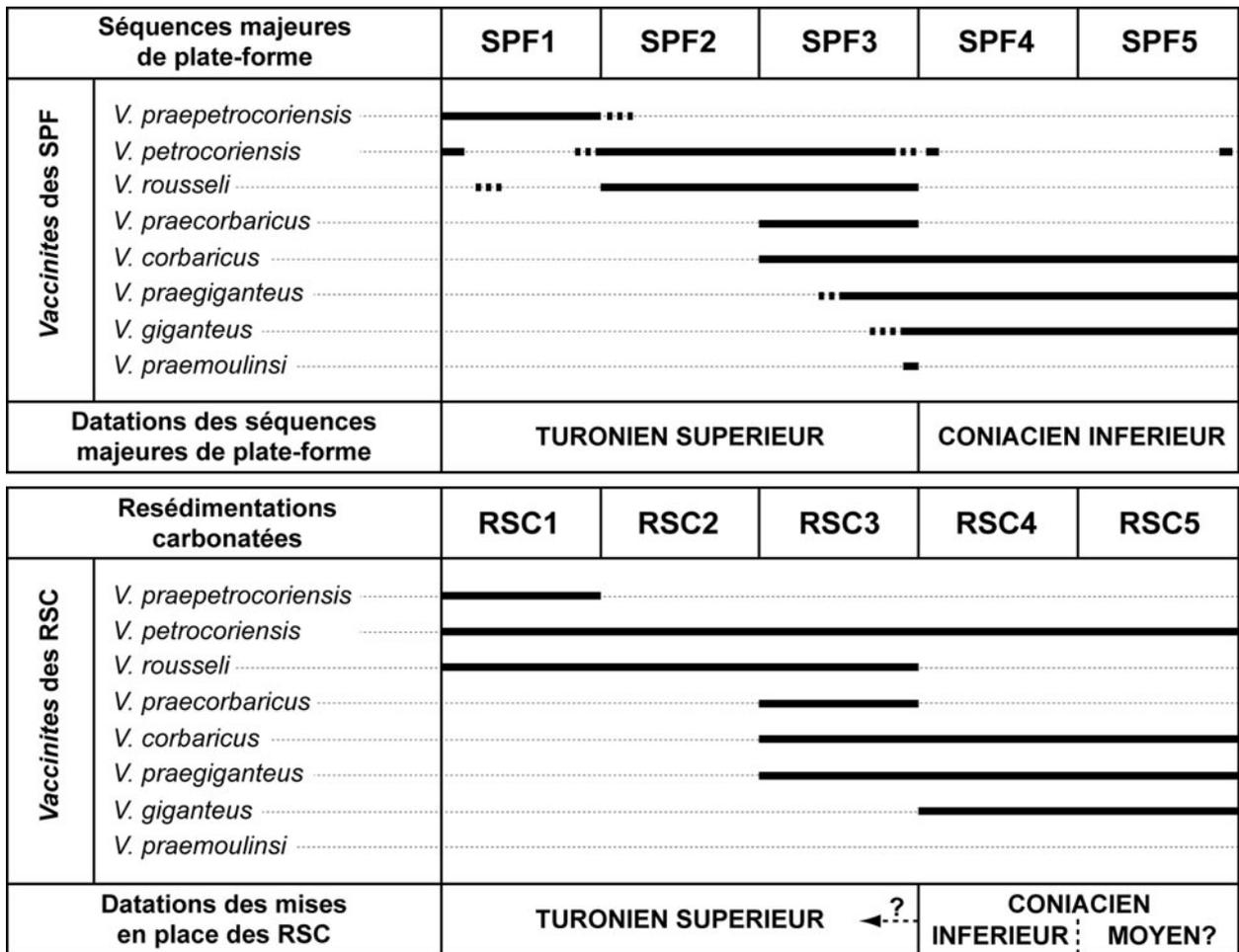


Fig. 17. Datations des SPF et des mises en place des RSC en fonction des *Vaccinites* qu'elles contiennent. Les tiretés indiquent que les espèces n'ont pas été déterminées avec certitude. Remarque : les épaisseurs des SPF et des RSC ne sont pas respectées.

2. Evidences cartographiques

Le suivi sur le terrain et le report cartographique de RSC1, RSC2 et RSC3 et de SPF1, SPF2 et SPF3, ainsi que l'observation des contacts entre unités de résédimentation et séquences de plate-forme permettent de comprendre leurs relations spatiales.

La limite septentrionale de dépôt de RSC1 se trouve juste au Nord de la Couronne de Charlemagne. C'est aussi là que se termine vers le Sud SPF1.

RSC2 n'est pas présente plus au Nord que dans les environs du sommet de la coupe du Vallon de Gendame (Pl. 8). Or ce lieu est aussi la position la plus méridionale de SPF2, là où elle présente sa plus faible épaisseur (30 m).

La limite nord de dépôt de RSC3 est située directement contre la bordure sud du plateau du Camp (au Mauvais Vallon au Nord de Ceyreste, au Grand Caunet, au Sud du Circuit du Castellet) et aussi contre la bordure sud de SPF3.

Ainsi, latéralement et dans le sens Nord-Sud, SPF1, SPF2 et SPF3 disparaissent là où RSC1, RSC2 et RSC3 prennent naissance et se développent dans le bassin.

Les relations RSC4 - SPF4 et RSC5 - SPF5 (éventuellement) n'ont pas pu être établies par la cartographie, les RSC affleurant seulement dans le synclinal du Beausset et les SPF seulement dans le Massif de la Sainte Baume.

3. Evidences morphologiques

3.1. Escarpement de la Couronne de Charlemagne

Cet affleurement est situé au NE de Cassis, coordonnées Lambert (III) : X = 862,9 et Y 3107,3 (Pl. 5).

La Couronne de Charlemagne, constituée par la séquence majeure SPF1, est considérée comme étant un méga-olistolithe juste détaché de la plate-forme en place présente à quelques dizaines de mètres au NE du Pas de Belle-Fille (Hennuy & Floquet 2000, p.17-18). Le bord SW de la Couronne de Charlemagne est fait d'un escarpement haut d'une trentaine de mètres orienté N110, direction de fracturation dominante de la plate-forme au NE du Pas de Belle-Fille (Grosjean, 1997 ; Hennuy & Floquet 2000). Cet escarpement peut être considéré comme étant une relique du paléo-escarpement de bordure de plate-forme résultant de son démantèlement au Turonien, juste un peu repris par l'érosion actuelle (Pl. 36).

Le moulage partiel par RSC1 du pied de ce paléo-escarpement en souligne sa morphologie.

La présence dans RSC1, dans le bassin, d'olistolithes de plate-forme hauts d'environ 20 m confirme qu'il a fallu pour leur détachement un paléo-escarpement d'une hauteur au moins équivalente.

3.2. Escarpement de la Roche Redonne

Les affleurements du lieu dit "La Roche Redonne" (coordonnées Lambert (III) : X = 877,3 et Y = 3110,9, Pl. 6) en bordure sud du plateau du Camp, correspondent

précisément au contact entre SPF3 et RSC3 plus RSC4. La plate-forme en place se trouve à quelques centaines de mètres en arrière au Nord de la bordure du plateau (Pl. 37, photo 1). Les affleurements donnent une vision à 180° de l'escarpement et des mégabrèches à olistolithes résédimentées à son pied.

Les nombreux *V. petrocoriensis*, *V. rousseli*, *V. praegiganteus*, et *V. giganteus* dans les mégabrèches indiquent qu'elles correspondent à l'empilement de RSC3 plus RSC4.

Les olistolithes dont la longueur dépasse parfois 200 m et dont la hauteur atteint 25 m (catégories des *coarse block* à *fine slab* de la classification de Blair & McPherson, 1999) impliquent l'existence d'un escarpement d'une hauteur au moins équivalente permettant leur détachement. Leur disposition chaotique (la plupart des pendages sont indiqués sur la photo 1 Pl. 37) indique qu'ils se sont accumulés juste en contrebas de l'escarpement. Le pendage de quelques degrés vers le Sud (pendage régional déduit) de la majorité des plus gros olistolithes indiquent qu'ils se sont probablement mis en place par glissement sur une pente de quelques degrés en contrebas de l'escarpement. Les rebroussements au front de certains olistolithes résultent sans doute de blocages du glissement vers l'aval et indiqueraient aussi que le matériel n'était pas totalement induré lors de sa remobilisation.

3.3. Escarpement du Castellet

Cet affleurement, situé en contrebas de la route nationale RN8, quelques centaines de mètres au Sud du Circuit du Castellet (coordonnées Lambert (III) X=881,0 et Y=3110,7, Pl. 6) est remarquable car il donne la morphologie de l'escarpement de bordure de plate-forme (Pl. 37, photos 4a et b).

La moitié droite (Nord) de la photo 4a planche 37 montre la plate-forme carbonatée en place. Les faits que les carbonates renferment *Vaccinites praegiganteus* et que la plate-forme soit surmontée par A4 indiquent qu'il s'agit de SPF3. De plus, étant donné que les fossiles y sont silicifiés comme ceux du haut de la coupe de Fontblanche (Fig. 11) ces carbonates appartiendraient probablement au sommet de SPF3.

Au centre de la même photo (Pl. 37, photos 4a), l'escarpement qui limite la plate-forme au Sud est très visible. Il est abrupt (pente de 40° en moyenne, surlignée par un trait rouge sur la photo). La moitié gauche de la photo montre le moulage de cet escarpement par des brèches à dominante calcaire, organisées en séquences granodécroissantes épaisses de 20 à 40 cm et contenant des olistolithes. Le suivi cartographique de ces brèches prouve qu'elles appartiennent à RSC3. Le pendage sédimentaire (pendage structural déduit) des séquences granodécroissantes des brèches est d'une dizaine de degrés vers le Sud et de direction moyenne de Nord 100. Ces brèches sont ainsi de véritables brèches de pente, le matériel venant du haut de l'escarpement et de la bordure externe de la plate-forme.

3.4. Tailles des escarpements

Reconstruit d'après l'affleurement, l'escarpement de SPF1 avait une hauteur d'une trentaine de mètres à la Couronne de Charlemagne (Grosjean, 1997 ; ce travail).

L'escarpement de SPF2, non visible directement à l'affleurement, devait avoir une hauteur de 60 à 70 m, équivalente à celle des plus gros olistolithes de RSC2 visibles dans les Falaises Soubeyrannes (Hennuy & Floquet, 2000, pl. 8). Dans ce cas, l'escarpement devait affecter toute l'épaisseur de SPF2 qui est de 70 m au maximum dans la coupe de Fontblanche.

L'escarpement de SPF3 avait une hauteur d'au moins 15 m, comme visible au Sud du Circuit du Castellet, et peut être de 25 à 30 m, hauteur des plus gros olistolithes de RSC3 à la Roche Redonne. L'escarpement devait se prolonger distalement par une pente de quelques degrés vers le Sud sur laquelle glissaient et se déposaient les olistolithes.

4. Evidences diagénétiques

Les énormes quantités de matériel resédimenté (plusieurs Km³, cf. 1.1.2. Chap.4) nécessitent non seulement des plates-formes capables de produire les carbonates, mais aussi des érosions capables de préparer du matériel à resédimenter et enfin des mécanismes provoquant la libération de ce matériel.

Les successives plates-formes carbonatées ont été capables de produire les calcaires inclus dans les resédimentations, dans les tranches de temps estimées entre les discontinuités successives (cf. Chap. 2).

La préparation du matériel a résulté d'une part, de l'érosion de surface de la plate-forme mise en évidence par les discontinuités D1, D2, D3, D4 et D5 que soulignent les fortes différences d'épaisseurs des séquences majeures de plate-forme SPF1, SPF2 et SPF3 (les affleurements de SPF4 et SPF5 étant réduits). Elle a résulté d'autre part, de l'érosion par démantèlement et du recul consécutif de l'escarpement en bordure externe de plate-forme.

La libération du matériel aurait été provoquée par des séismes liés à l'activité tectonique d'effondrement par transtension du Bassin Sud-Provençal (Hennuy & Floquet, 2000 ; Floquet & Hennuy, 2001a, 2001b). Cette libération aurait été instantanée à l'échelle géologique.

Afin de préciser la nature des relations entre l'évolution de la plate-forme et les resédimentations carbonatées dans le bassin, établies par les évidences biostratigraphiques, cartographiques et morphologiques, et de reconstituer l'histoire diagénétique des discontinuités et du matériel des resédimentations carbonatées, une analyse diagénétique des carbonates a été menée. Cette analyse a précisément porté sur les discontinuités séparant les séquences majeures de plate-forme, ainsi que sur du matériel échantillonné dans les resédimentations carbonatées correspondant à chaque séquence de plate-forme.

4.1. Méthodes d'analyse

Le matériel échantillonné sur les discontinuités correspond à des rudistes et des encroûtements calcaires. Le matériel prélevé dans les resédimentations carbonatées correspond à des *Vaccinites* et des nérinées (Fig. 18). Seuls les organismes fossiles à cavité générale d'habitation non comblée précocement par des sédiments et présentant plusieurs générations de ciments ont été choisis.

Pour chaque échantillon, 2 lames minces de format 50x75 mm ou 45x60 mm ont été réalisées, et le talon ayant servi à leur fabrication conservé. Pour chaque échantillon, une lame mince a été colorée à l'Alizarine rouge S et au ferricyanure de potassium (Dickson, 1965), l'autre lame mince a été polie avec une poudre de diamants de 1 µm pour observation en cathodoluminescence, le talon a aussi été poli pour effectuer des microprélèvements sous loupe binoculaire. L'analyse diagénétique est basée sur l'étude

péetrographique microscopique du matériel, la stratigraphie des ciments, la géochimie des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

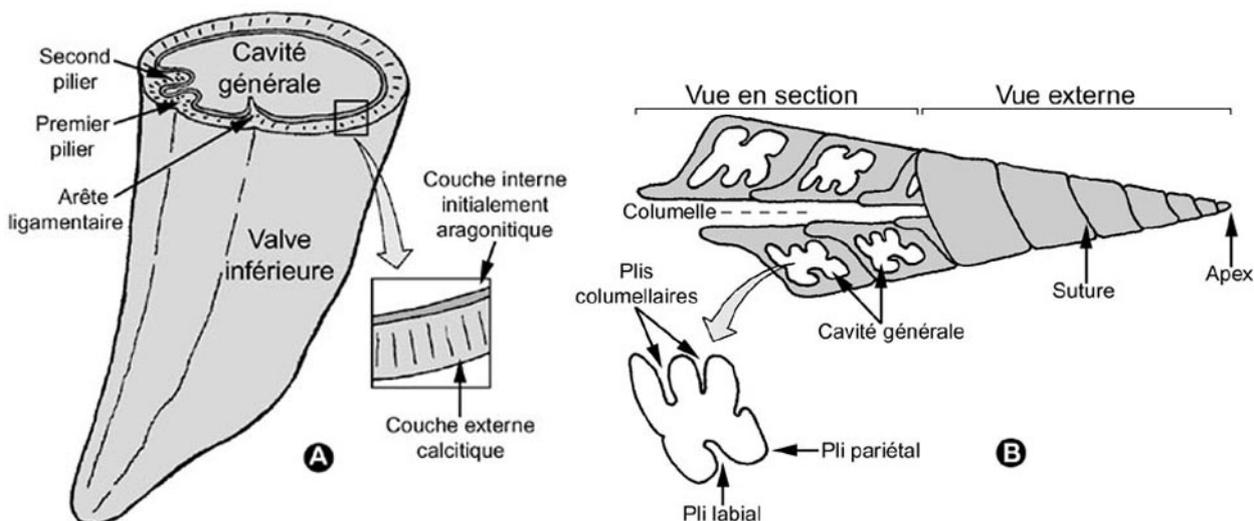


Fig. 18. Morphologie des organismes ayant servi de supports à cette étude diagenétique. **A** : vue externe de la valve inférieure (droite) d'un *Vaccinites*. Initialement (avant diagenèse), le test des *Vaccinites* comporte une couche externe en calcite faiblement magnésienne et une couche interne aragonitique. **B** : vues externe et en section longitudinale d'un test de nérinée initialement aragonitique. La cavité générale est spiralée autour de l'axe correspondant à la columelle (initialement creuse).

L'étude péetrographique sans coloration, en lumière naturelle polarisée et en lumière naturelle polarisée et analysée, sert à l'observation générale des lames minces. Les variations des concentrations d'inclusions permettent parfois la reconnaissance des fantômes de certains ciments primaires.

L'étude microscopique en lumière naturelle avec coloration à l'Alizarine rouge S et au ferricyanure de potassium (Dickson, 1965), permet de déterminer la nature minéralogique des carbonates et leur teneur en fer (le mode de fabrication de la solution est donnée en annexe C). La coloration permet parfois d'entrevoir la forme des ciments primaires.

La stratigraphie des ciments est basée en grande partie sur l'observation en cathodoluminescence (au moins pour les échantillons présentant de la luminescence). Le luminoscope ayant servi à cette étude est celui du département de "Géologie et Génie Géologique" de l'Université Laval à Québec (Nuclide Corporation Luminoscope, modèle EEM2E) sous les conditions de 10 kV et de 0,5 mA, avec un diamètre de faisceau de 5 mm. La cathodoluminescence permet de mettre en évidence des stades de croissance des ciments et la forme primaire des diverses phases de ciments, de manière plus fine qu'en microscopie optique avec les colorations, dans la mesure où ceux-ci ont enregistré des variations de teneurs de certains éléments traces.

Les analyses isotopiques couplées des ^{13}C et ^{18}O ont été réalisées à partir de microprélèvements ponctuels de ciments préalablement repérés en lames minces et étudiés en cathodoluminescence. Les microprélèvements ont été faits sous loupe binoculaire, sur les talons correspondant aux lames minces, à l'aide d'une microforeuse montée sur colonne, avec des mèches de 0,3 à 0,6 mm. 77 échantillons ont été prélevés et analysés par le laboratoire Delta-Lab du Centre Géoscientifique de Québec, par l'intermédiaire du Professeur P. A. Bourque du Département de "Géologie et Génie Géologique" de l'Université Laval à Québec. Les valeurs obtenues pour ^{13}C et ^{18}O sont

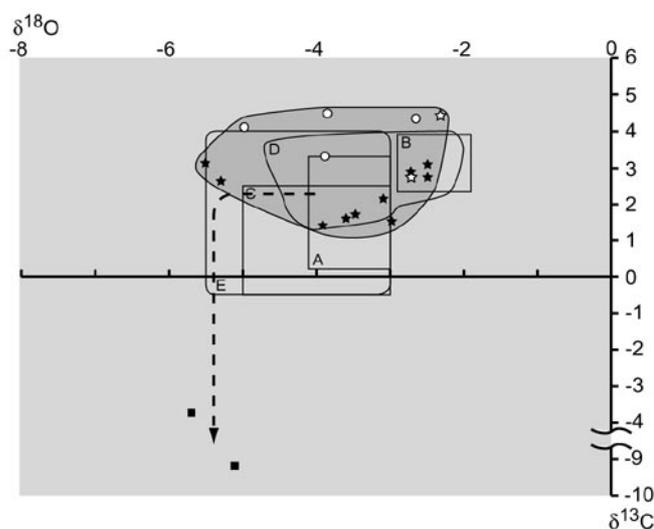
exprimées en ‰ par rapport au standard VPDB (standard Vienna NBS-19). La précision des valeurs est supérieure à $\pm 0,08$ ‰ pour l'O et $\pm 0,1$ ‰ pour le C.

4.2. Définition des domaines diagénétiques sur un diagramme isotopique $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$

a) Le domaine marin

Le champ de valeurs isotopiques marines, sur un diagramme $^{13}\text{C}/^{18}\text{O}$ pour la période Turonien - Coniacien, est défini pour cette étude à partir des valeurs obtenues pour des prélèvements de calcite radiaxiale fibreuse LMC (Low-Mg Calcite) et non luminescente (non altérée), effectués sur la couche externe de tests de *Vaccinites*, et sur des prélèvements de calcites de recristallisation de tests de nérinées montrant encore leur structure lamellaire initiale. Les résultats de ces prélèvements ainsi que les résultats obtenus sur des tests de rudistes d'âge Crétacé dans d'autres séries de plate-forme carbonatées (Moldovanyi & Lohmann, 1984 ; Al-Aasm & Veizer, 1986 ; Woo *et al.*, 1993 ; Wilson & Opdyke, 1996 ; Booler & Tucker, 2002), sont reportés sur le diagramme suivant (Fig. 19). Moldovanyi & Lohmann (1984) ont défini un champ de valeurs marines à partir de tests de rudistes d'âge Crétacé inférieur, Al-Aasm & Veizer (1986) l'ont défini à partir de tests de rudistes d'âge Crétacé, Woo *et al.* (1993) à partir de tests de rudistes du Crétacé moyen, Wilson & Opdyke (1996) à partir de tests de rudistes d'âge Maastrichtien et Booler & Tucker (2002) à partir de tests de rudistes d'âge Turonien supérieur à Coniacien moyen.

Fig. 19. Diagramme de valeurs des ^{13}C et ^{18}O . Les résultats obtenus sur les prélèvements de couche externe (étoiles noires) et de couche interne (étoiles blanches) de *Vaccinites*, et de test de nérinées (ronds blancs), définissent le champ de valeurs marines (ensemble gris foncé) reflétant un environnement diagénétique marin pour cette étude. Le champ A correspond au domaine marin défini par Woo *et al.* (1993), le champ B à celui défini par Wilson & Opdyke (1996), le champ C à celui défini par Booler & Tucker (2002), le champ D à celui défini par Moldovanyi & Lohmann (1984) et le champ E à celui défini par Al-Aasm & Veizer (1986). Les carrés noirs représentent les résultats des 2 microprélèvements faits dans le calcrète de la discontinuité D2 reflétant un environnement diagénétique météorique.



Les champs de valeurs marines obtenus par ces auteurs (*ibidem*) contiennent une forte majorité des valeurs obtenues à partir des rudistes dans cette étude. Il est à noter que les résultats obtenus à partir des nérinées présentent des valeurs plus fortes en ^{13}C que celles obtenues à partir des rudistes.

Par rapport au champ de valeurs marines obtenues par ces auteurs (*op. cit.*), le domaine marin défini pour cette étude peut être réduit à un champ compris entre 1,0 et 4,6 ‰ pour le ^{13}C et -5,6 à -2,2 ‰ pour le ^{18}O .

b) Le domaine météorique

Deux prélèvements, QB76 et QB77, ont été faits dans un calcrète moulant la discontinuité D2 au sommet de SPF2. La formation des calcrètes est généralement attribuée à l'activité microbienne en domaine météorique principalement vadose, mais aussi phréatique superficiel (Kahle, 1977 ; Purser, 1980 ; Freytet & Plaziat, 1982 ; Moore, 1989 ; Tucker & Wright, 1990 ; Wright & Tucker, 1991 ; Ebrén, 1996). Ce calcrète étant incontestablement d'origine météorique, et en considérant que sa composition en LMC le préserve d'une remobilisation significative des isotopes stables de l'oxygène et du carbone, les valeurs isotopiques obtenues définissent le champ de valeurs météoriques du Bassin Sud-Provençal pour le Turonien supérieur.

Les résultats de ces deux prélèvements (Fig. 19) sont faibles en ^{13}C (-3,7 et -9,2 ‰) et inférieurs à -5 pour le ^{18}O (-5,1 et -5,7 ‰). La diminution des valeurs en ^{18}O par rapport à la moyenne marine et la diminution progressive des valeurs en ^{13}C par rapports à des valeurs marines, est due au fait que les eaux météoriques sont évoluées à partir d'eaux marines évaporées et enrichies des matières organiques des sols. Cette évolution isotopique des eaux marines aux eaux météoriques est connue et détermine une trajectoire caractéristique en "J inversé" définie par Lohmann (1988) et relative à l'interaction eau-roche.

c) Le domaine d'enfouissement

Les eaux d'enfouissement pouvant être évoluées à partir d'eaux marines ou météoriques, il n'a pas été défini de champ strict de valeurs d'enfouissement.

Par rapport aux valeurs marines ou météoriques, les valeurs d'enfouissement sont caractérisées par un déficit en ^{18}O dû à l'augmentation de température liée à l'enfouissement et à l'effet de fractionnement (Moore, 1985, 1989 ; Choquette & James, 1987 ; Tucker & Wright, 1990).

4.3. Relation entre D1, au toit de SPF1, et RSC1

Il a été proposé (chap. 2) que les reliefs d'une amplitude d'au moins 10 m entre la coupe du Vallon de Gendame et celle de Fontblanche dérivait d'érosion associée à D1 au toit de SPF1. Les traces de paléokarstification et les remplissages à "cailloux noirs" associés à D1 indiqueraient que l'érosion s'est faite en milieu aérien. Afin de préciser les relations exactes entre l'évolution de SPF1, D1 et RSC1, une reconstitution événementielle a été faite à partir de *Vaccinites* et de nérinées échantillonnés dans RSC1. Cette reconstitution est basée sur l'établissement de la stratigraphie des ciments et 23 analyses isotopiques.

4.3.1. Stratigraphie des ciments

7 ciments (C1 à C7) ont été reconnus par observation microscopique en lumière naturelle et en cathodoluminescence et sont résumés sur la figure 20.

Le premier ciment (C1) est une calcite fibreuse, ferreuse, avec des inclusions. Il s'agit d'une couche isopaque épaisse de quelques dizaines de μm ourlant la paroi de la cavité générale d'habitation lorsque celle-ci n'a pas été comblée précocement par du

sédiment (Pl. 38, photo 4). Ce ciment non luminescent se distingue du ciment suivant par l'aspect fibreux de la calcite qui le compose et son caractère ferreux.

C2 correspond à une couche isopaque épaisse de 200 μm , de calcite non ferreuse (teinte rose-rouge), à inclusions, en petits scalénoèdres. Ce ciment, non luminescent, ourle les parois des vides restants de la cavité générale (porosité primaire) (Pl. 38, photos 1 et 4).

Les ciments C3 à C7 sont néomorphiques. Les ciments C4 à C7 peuvent être de blocage. C3 est un ciment non luminescent, équigranulaire, de calcite ferreuse riche en inclusions. Ce ciment se développe soit dans les cavités générales non comblées précocement, soit dans des cavités secondaires issues de la dissolution du test des nérinées (originellement aragonitique) (Pl. 38, photos 1 à 4).

C4 forme une épaisse couche composée de cristaux scalénoédriques pouvant être de grande taille (300 à 600 μm). Il s'agit d'une calcite non ferreuse, plus ou moins riche en inclusions, se développant soit dans les cavités primaires (cavité générale d'habitation), soit dans les cavités secondaires issues de la dissolution moldique du test des nérinées (Pl. 38, photo 1 à 3). C4 présente une luminescence faible et marbrée (à variations locales d'intensité).

C5 est une épaisse couche formée de cristaux de calcite de forme scalénoédrique et d'une taille pouvant atteindre 700 μm . La calcite est ferreuse, et montre des variations de teneur en fer (de bleu moyen à bleu foncé en coloration). Elle est riche en inclusion à la base du ciment, puis montre des variations de concentration en inclusions. C5, bloquant fréquemment les cavités primaires et secondaires (Pl. 38, photo 4) montre une luminescence à intensité variable, de terne à orange foncé (Pl. 38, photo 6).

Les ciments C6 et C7 sont généralement les ciments de blocage. Ils sont faits de gros cristaux xénomorphes de calcite ferreuse pauvre en inclusions (Pl. 38, photos 1 à 3). Seule la cathodoluminescence permet de différencier ces deux ciments (Pl. 38, photo 6). C6 n'est pas présent dans tous les échantillons et correspond à une bande à luminescence d'intensité moyenne et de couleur orangée et d'une épaisseur pouvant atteindre 500 μm . C7 présente en cathodoluminescence une alternance de bandes d'épaisseur variable, peu contrastées, de teinte brun foncé à orange foncé.

D'autres événements diagénétiques sont intervenus et sont intercalés dans la stratigraphie des ciments.

Un remplissage sédimentaire (Sed.1) de la cavité générale d'habitation est intervenu rapidement après la mort de l'organisme (aucun ciment ne s'étant développé entre la paroi de la cavité et le sédiment) (Pl. 38, photo 1). Dans le cas des nérinées, ce sédiment est aussi présent dans la columelle. Il s'agit d'un sédiment de texture *packstone* à *grainstone*, contenant de nombreux débris bioclastiques marins (échinodermes, foraminifères benthiques, bryozoaires, rhodophycées, débris de rudistes ...) ainsi que des grains de quartz (entre 5 et 25 %). Ce sédiment est tout à fait comparable aux sédiments des unités autochtones.

Une phase de dissolution (Dissol.1) affectant le test initialement aragonitique des nérinées est intervenue après C1. Cette dissolution, de type moldique, a créé des cavités secondaires de taille pluri-millimétrique à centimétrique. Dans le cas des rudistes, cette phase de dissolution a parfois été reconnue et n'a affecté que la couche interne aragonitique du test.

Dans deux échantillons correspondant à des nérinées, les cavités secondaires issues de la phase Dissol.1 sont ourlées par un ciment Cm puis comblées par un sédiment Sed.2.

Cm est une couche épaisse de 0,5 à 1 mm formé de cristaux de calcite de forme lamellaire à scalénoédrique (Pl. 38, photo 5). La calcite est non ferreuse, pauvre en inclusions et non luminescente.

Sed.2 est un sédiment micritique, à grains de quartz peu nombreux et à débris d'organismes marins (foraminifères benthiques, échinides, bryozoaires ...) (Pl. 38, photo 5).

PETROGRAPHIE EN LUMIERE NATURELLE			PETROGRAPHIE EN CATHODOLUMINESCENCE			ENVIRONNEMENT DIAGENETIQUE
Type de calcite	Caractéristiques de la calcite		N° de ciment	Forme du ciment	Luminescence	
Fibreuse	Ferreuse	Avec inclusions	C1	Fine couche isopaque	Absente	Marin
En scalénoèdres	Non ferreuse	Avec inclusions	C2	Couche isopaque	Absente	Météorique
Néomorphique	Ferreuse	Riche en inclusions	C3	Equigrulaire	Absente	Météorique
Néomorphique	Non ferreuse	Inclusions variables	C4	Epaisse couche de cristaux scalénoédriques	Faible et Marbrée	Météorique
Néomorphique parfois en blocage	Ferreuse	Riche en inclusions	C5	Epaisse couche de cristaux scalénoédriques	Terne à orange foncé	Météorique
Néomorphique parfois en blocage	Ferreuse	Pauvre en inclusions	C6	Epaisse couche de cristaux xénomorphes	orangée	?
Néomorphique de blocage	Ferreuse	Pauvre inclusions	C7	Grands cristaux xénomorphes	Alternance de bandes d'épaisseur variable, peu contrastées, brun foncé à orange foncé	Enfouissement ?

Fig. 20. Récapitulatif des caractères pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence des ciments C1 à C7 pour les éléments issus de RSC1. La détermination des environnements diagénétiques est basée sur l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

4.3.2. Données isotopiques et environnements diagénétiques

Le test des organismes échantillonnés (lorsque leur conservation le permettait), la partie la plus homogène et micritique du sédiment Sed.1, Sed.2, et tous les ciments décrits, hormis C6, ont fait l'objet d'analyse des isotopes stables du C et de l'O (Fig. 21).

Les valeurs obtenues pour les tests ont en partie permis de définir un champ de valeurs marines (cf. partie 4.2 de ce chapitre). Sed.1 a une valeur très proche de ce champ de valeurs marines. En outre, la nature de ce sédiment, identique à celui des unités autochtones déposées dans le bassin, témoigne de l'environnement marin de la phase Sed.1. Des ciments isopaques de calcite fibreuse, identiques à C1, ont été décrits dans de nombreuses plates-formes carbonatées anciennes (Sandberg, 1985 ; Kendall, 1985 ; Aissaoui *et al.*, 1986a ; Kerans *et al.*, 1986 ; Moore, 1989 ; Tucker & Wright, 1990 ; Javaux, 1992 ; Durllet, 1996 ; E布伦, 1996, Tobin *et al.*, 1996) et sont le plus souvent

interprétés comme formés en domaine phréatique marin (Lohmann & Meyers, 1977 ; Purser, 1980 ; Aissaoui *et al.*, 1986a ; Aissaoui *et al.*, 1986b ; Kerans *et al.*, 1986 ; Moore, 1989 ; Tucker & Wright, 1990). Une mesure isotopique réalisée sur C1, comprise dans le champ de valeurs marines confirme un tel environnement diagénétique.

Les ciments C2 à C5 présentent des valeurs du ^{13}C négatives comprises entre -4,79 et -0,6 ‰ et toutes regroupées entre -7,16 et -5,66 ‰ pour le ^{18}O . Ces valeurs témoignent de l'environnement météorique dans lequel se sont formés ces ciments.

Les deux valeurs obtenues pour le ciment C7 sont de -0,12 et 1,16 ‰ pour le ^{13}C et -8,95 et -7,56 ‰ pour le ^{18}O . La diminution des valeurs du ^{13}C pourrait être liée à une augmentation de température reflétant un enfouissement.

Cm pouvant dans certains cas se développer après la phase Dissol.1 présente des valeurs typiquement marines. Sed.2, à bioclastes d'origine marine, comblant les cavités secondaires après le développement de Cm, a un ^{13}C négatif, bien en dehors du champ de valeurs marines. Cependant, en raison du nombre important de bioclastes d'organismes marins et de leur grande taille, plus difficilement remobilisable en milieu météorique qu'en milieu marin, cette phase Sed.2 est considérée comme s'étant produite dans un environnement marin.

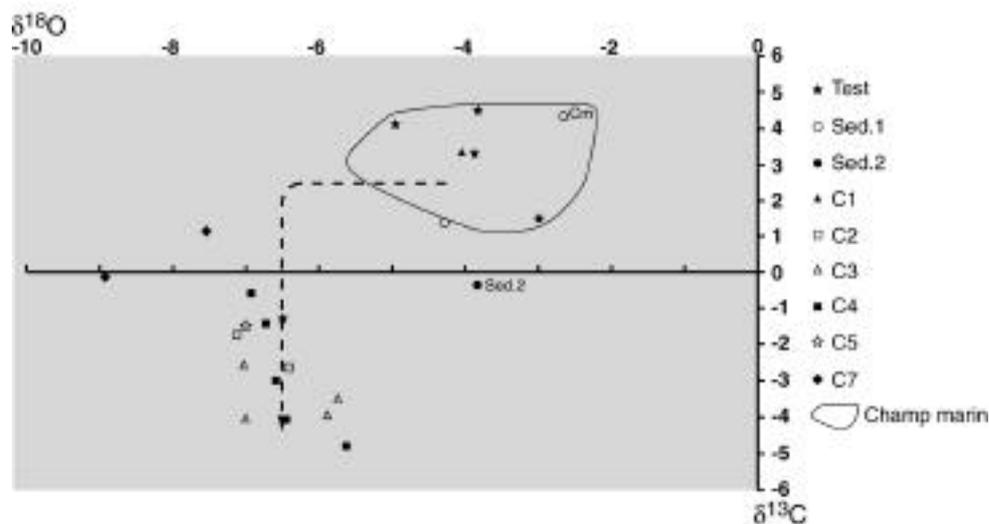


Fig. 21. Diagramme des ^{13}C et ^{18}O exprimés en ‰ et par rapport au standard VPDB des mesures effectuées sur le matériel carbonaté provenant de RSC1. Le champ marin représenté est celui défini par cette étude pour l'ensemble des RSC à partir de tests d'organismes.

4.3.3. Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle

a) Evolution des environnements diagénétiques

Les échantillons étudiés montrent 2 scénarios d'évolution des environnements diagénétiques (Fig. 22 et 23).

Dans le premier scénario (enregistré par la majorité des échantillons) les phases Sed.1 et C1 témoignent d'un environnement diagénétique marin.

Les ciments C2, C3, C4 et C5 se sont formés dans un environnement météorique. Les grandes dimensions des cavités secondaires issues de la phase Dissol.1 témoignent de la forte intensité de cette phase de dissolution reflétant peut être alors un environnement météorique. Les dissolutions moldiques sont le plus souvent interprétées comme liée à la circulation d'eaux douces sous-saturées en CaCO_3 en domaine météorique (Purser, 1980 ; Allan & Matthews, 1982 ; Aissaoui *et al.*, 1986a ; Enos, 1986 ; Moore, 1989 ; Tucker & Wright, 1990 ; Ebrén, 1996). Cette dissolution dépend aussi de la nature minéralogique des tests : elle affecte d'abord l'aragonite, puis la calcite magnésienne et enfin la calcite peu magnésienne (Purser, 1980). Une courte période (de l'ordre de 10 000 ans) au contact d'eaux sous-saturées suffit pour dissoudre grains et ciments (Ebrén, 1996), le taux de dissolution étant inversement proportionnel au degré de saturation en CaCO_3 des eaux (Walter, 1985). Il faut cependant émettre une réserve concernant la seule dissolution de l'aragonite qui peut, sous certaines conditions, se faire en domaine marin (Palmer *et al.*, 1988 ; Durllet, 1996).

Il semblerait d'après les valeurs isotopiques que C7 soit un ciment d'enfouissement. Une incertitude demeure pour l'environnement diagénétique dans lequel s'est formé C6.

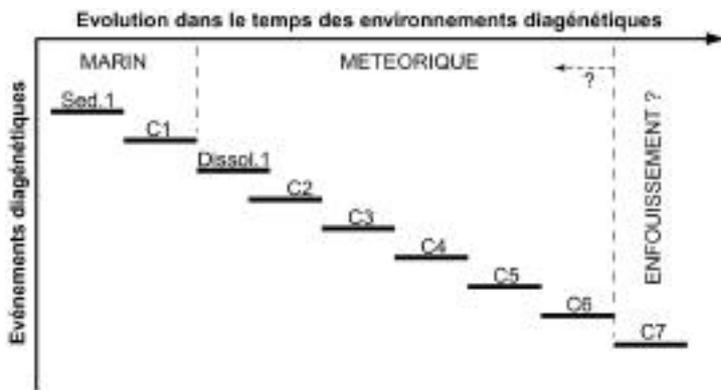


Fig. 22. Premier scénario d'évolution diagénétique concernant une partie des éléments carbonatés de RSC1, issus de SPF1. C = phase de cimentation, Sed. = sédimentation interne, Dissol. = phase de dissolution.

Le second scénario correspond aux deux échantillons de nérinées ayant enregistré les événements diagénétiques Cm et Sed.2. Dans ce scénario comme dans le premier, les phases Sed.1 et C1 témoignent d'un environnement diagénétique marin. Les phases Cm et Sed.2 ont été interprétées comme reflétant un environnement diagénétique marin. L'intensité de la phase Dissol.1, pendant laquelle la totalité du test des nérinées a été dissoute, semble indiquer (sans certitude) que cette phase s'est faite en milieu météorique.

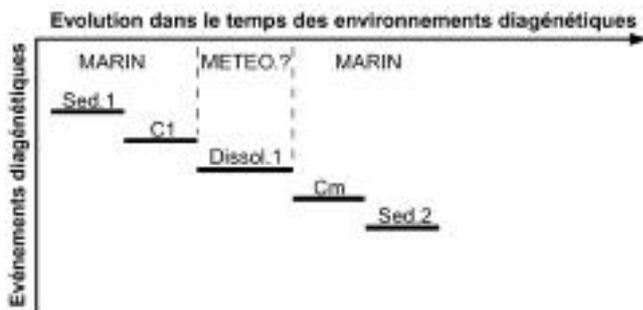


Fig. 23. Second scénario d'évolution diagénétique concernant une partie des éléments carbonatés de RSC1, issus de SPF1. C = phase de cimentation, Cm = phase de cimentation marine propre à ce scénario 2, Sed. = sédimentation interne, Dissol. = phase de dissolution.

b) Reconstitution événementielle

1) Sur la plate-forme carbonatée en eau, lors de la séquence de dépôt SPF1, les tests d'organismes se sont accumulés. Ils ont été remplis par des sédiments marins (Sed.1) et les parois de leur cavité générale d'habitation ont été ourlées par un ciment marin (C1).

2) Quelles conditions expriment les phases de dissolution (Dissol.1) et de cimentations (C2 à C5) en milieu météorique ?

Une première hypothèse serait de dire que ces phases soient intervenues dans RSC1 après le remaniement des organismes et leur dépôt dans le bassin. Cette hypothèse, impliquant une baisse du niveau marin relatif de plusieurs dizaines de mètres faisant émerger RSC1 après son dépôt et menant une grande partie du Bassin Sud-Provençal à l'émersion, semble peu probable. D'autant plus qu'aucune trace d'émersion n'affecte RSC1 et qu'en outre, dans l'évolution du bassin, RSC1 s'intègre dans un cortège rétrogradant, d'approfondissement (Hennuy & Floquet, 2000 ; Floquet & Hennuy, 2001b).

Une seconde hypothèse serait de dire que ces phases se soient faites pendant la période d'abandon, d'émersion et d'érosion de la plate-forme correspondant à D1. Cette période ayant permis la formation d'un karst (Fig. 11 en Chap. 2) a forcément favorisé aussi la dissolution du test des organismes et la formation de plusieurs ciments successifs en domaine météorique. Cette hypothèse paraît la plus plausible.

3) La remise en eau marine de la plate-forme, remobilisant le matériel exposé en milieu aérien, aurait assuré son exportation dans le bassin sous la forme de RSC1. Les environnements de formation marins de Cm et Sed.2 témoignent de ce retour à des conditions marines.

La tectonique synsédimentaire enregistrée juste avant et pendant le dépôt de RSC1 (Hennuy & Floquet, 2000, p. 18 et p. 61), associée à la remontée du niveau marin relatif, est considérée comme ayant déclenché RSC1. Un tel mécanisme tectonique de déclenchement d'écoulement gravitaire est connu et a déjà été invoqué pour des résédimentations analogues dans d'autres séries (Debroas *et al.*, 1983 ; Labaume *et al.*, 1983 ; Mutti *et al.*, 1984 ; Kastens, 1984 ; Séguret *et al.*, 1984 ; Labaume & Séguret, 1986 ; Mullins *et al.*, 1991 ; Piper *et al.*, 1999).

4) Une dernière phase diagénétique, d'enfouissement, a été enregistrée par le ciment C7 lorsque la porosité le permettait.

4.4. Relation entre D2, au toit de SPF2, et RSC2

Il a été proposé (chap. 2) que la différence d'épaisseur de 40 m de SPF2 entre les coupes du Vallon de Gendame et de Fontblanche dérivait d'érosion associée à D2. La paléokarstification du sommet de SPF2, les encroûtements de calcrètes et les placages de brèche à cailloux noirs sur D2, indiqueraient que l'érosion s'est faite en milieu aérien. La reconstitution des événements survenus depuis la séquence de dépôt SPF2, la formation de D2 et le dépôt de RSC2 dans le bassin est basée sur l'établissement de la stratigraphie

des ciments et 24 analyses isotopiques réalisées sur des échantillons associés à D2 et sur des rudistes et nérinées (Pl. 39, photos 1 et 2) échantillonnés dans RSC2.

4.4.1. Stratigraphie des ciments

7 ciments (C1 à C7) ont été reconnus par observation microscopique en lumière naturelle et en cathodoluminescence et sont résumés sur la figure 24.

C1 forme une fine couche isopaque autour des planchers dans la cavité générale d'habitation (Pl. 39, photos 1 et 2). Il s'agit d'une calcite fibreuse, non ferreuse et riche en inclusions. Ce ciment ne présente pas de luminescence.

Le ciment C2 est équigranulaire. Il s'agit de calcite néomorphique, non ferreuse et à quantité d'inclusions variable. Les cristaux sont équidimensionnels et ont une taille de quelques μm . C2 présente 2 formes différentes C2a et C2b présentant toutes deux une luminescence marbrée à intensité variable. Ce type de luminescence marbrée a été étudié et interprété par Bourque & Raymond (1994), Bourque *et al.* (2001) et Dansereau & Bourque (2001) comme indicatrice d'une altération par des fluides diagénétique correspondant à une modification des ciments calcitiques au niveau des éléments en traces et/ou des isotopes, sans changement de la minéralogie. C2a se développe d'une façon géotrope, bien visible au-dessous des piliers (Pl. 39, photo 5). C2b forme d'épaisses couches anisopaques autour des planchers de la cavité générale d'habitation (Pl. 39, photo 4).

Les ciments C3 à C7 sont néomorphiques. C3 est un ciment équigranulaire xénomorphe de calcite non ferreuse riche en inclusions. Les cristaux sont équidimensionnels, d'une taille de quelques dizaines de μm . Comme pour C2, la luminescence est marbrée à intensité variable. C3 se développe dans des cavités secondaires issues de la dissolution moldique du test (initialement aragonitique pour les nérinées et de la couche externe calcitique pour les *Vaccinites*). C2b et C3 peuvent s'être développés dans un même temps, C2b dans la cavité générale d'habitation (cavité primaire) et C3 dans les cavités de dissolution du test (cavités secondaires).

C4 constitue une couche épaisse de 400 à 500 μm ourlant les parois des cavités secondaires (Pl. 39, photos 5, 6 et 7). Il s'agit de calcite non ferreuse et à inclusions en cristaux scalénoédriques. C4 ne présente aucune luminescence.

C5 correspond à une fine couche isopaque épaisse d'une quarantaine de μm au sommet de C4 dans les cavités secondaires. Ce ciment présente en cathodoluminescence une fine zonation constituée de 2 bandes orange foncé et de 2 bandes ternes (Pl. 39, photo 7). Il s'agit d'une calcite non ferreuse à inclusions.

C6 et C7 constituent les ciments de blocage des cavités (Pl. 39, photos 5 et 6). Ces 2 ciments présentent le même type de luminescence terne. Ils sont faits de calcite plus ou moins ferreuse. La calcite de C6 est en grands cristaux scalénoédriques, fortement ferreuse et riche en inclusions. La calcite de C7 est en grands cristaux xénomorphes, moins ferreuse que celle de C6 et sans inclusions.

En plus de ces phases de cimentation, d'autres événements diagénétiques ont été reconnus et sont intercalés dans la stratigraphie des ciments.

Un sédiment interne (Sed.1) a partiellement rempli la cavité générale d'habitation concurrentement au développement du ciment C1 (Pl. 39, photos 1 et 2). Ce sédiment est de texture *packstone* à *grainstone*. Il contient de nombreux bioclastes d'organismes marins

(échinodermes, foraminifères benthiques, bryozoaires, rhodophycées, débris de rudistes...) et environ 10% de grains de quartz.

Une dissolution (Dissol.1) est intervenue après C1. Dans les échantillons de nérinées, elle a affecté le test (initialement aragonitique) créant des cavités secondaires d'une taille pouvant atteindre 1 cm. Dans les échantillons correspondant aux *Vaccinites*, Dissol.1 est responsable de la disparition presque intégrale de la couche interne aragonitique et de la création de cavités secondaires de taille pluri-millimétrique dans la couche externe calcitique du test.

Une phase de fracturation (Fract.) ayant affecté les ciments du test, les piliers et les ciments C1 à C5 a été reconnue dans 2 échantillons de *Vaccinites* provenant de RSC2. Les fractures correspondant à cette phase n'ayant pas affecté les ciments C6 et C7, la phase Fract. est intervenue juste après le développement de C5. Les fractures sont ouvertes et les piliers et les planchers cassés sont déplacés. Des couches de ciments ont été décollées.

La fracturation est suivie d'une phase de sédimentation interne (Sed.2). Ce sédiment, micritique, de couleur brune orangée, est bien visible dans les cavités secondaires où il moule le ciment C5 (Pl. 39, photo 6). C6 et C7 se développent au-dessus de Sed.2 lorsque celui-ci ne comble pas entièrement les cavités.

PETROGRAPHIE EN LUMIERE NATURELLE			PETROGRAPHIE EN CATHODOLUMINESCENCE			ENVIRONNEMENT DIAGENETIQUE
Type de calcite	Caractéristiques de la calcite		N° de ciment	Forme du ciment	Luminescence	
Fibreuse	Non ferreuse	Riche en inclusions	C1	Fine couche isopaque	Absente	Marin
Néomorphique	Non ferreuse	Inclusions en nombre variables	C2a C2b	Equigrulaire géotrope Equigrulaire en épaisses couches	Marbrée	?
Néomorphique	Non ferreuse	Riche en inclusions	C3	Equigrulaire xénomorphe	Marbrée	Météorique
Néomorphique	Non ferreuse	Avec inclusions	C4	Epaisse couche de cristaux scalénoédriques	Absente	Météorique
Néomorphique	Non ferreuse	Avec inclusions	C5	Fine couche isopaque en continuité de C4	4 fines bandes : 2 orange foncé et 2 ternes	?
Néomorphique en blocage	Ferreuse	Riche en inclusions	C6	Epaisse couche de cristaux scalénoédriques	Terne	Enfouissement ?
Néomorphique en blocage	Ferreuse	Sans inclusions	C7	Grands cristaux xénomorphes	Terne	Enfouissement

Fig. 24. Récapitulatif des caractères pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence des ciments C1 à C7 pour les éléments issus de RSC2. La détermination des environnements diagénétiques est basée sur l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

4.4.2. Données isotopiques et environnements diagénétiques

Le test des organismes échantillonnés (lorsque leur conservation le permettait), la partie la plus homogène et micritique du sédiment Sed.1 et les ciments C1, C3, C4, C6 et C7 ont fait l'objet d'analyse des isotopes stables du C et de l'O (Fig. 25). En outre, 2 analyses isotopiques ont été faites sur un calcrète recouvrant directement la discontinuité D2 au sommet de SPF2.

Les valeurs obtenues pour les tests ont en partie permis de définir un champ de valeurs marines (cf. partie 4.2 de ce chapitre). Une analyse ayant donné une valeur négative du ^{13}C , bien séparée des autres n'a pas été prise en compte, le test ayant très probablement été altéré par des fluides en domaine météorique. Le sédiment Sed.1 présente 2 valeurs dans le champ de valeurs marines et 2 autres en dehors du champ marin et à proximité de la courbe en "J inversé" représentative de l'interaction roche-eau en domaine météorique d'après Lohmann (1988). Ce sédiment d'origine marine et dont la micrite présente 2 valeurs marines a certainement subi une recristallisation en domaine météorique. Les valeurs obtenues pour C1 sont très nettement comprises dans le champ de valeurs marines défini au préalable.

Les mesures effectuées sur les ciments C3 et C4 sont bien situées le long de la courbe en "J inversé" passant entre les 2 mesures faites sur le calcrète. Ces valeurs témoignent de l'environnement météorique dans lequel se sont formés C3 et C4.

Les mesures obtenues sur les ciments C6 et C7 ont des valeurs en ^{13}C (comprises entre 1,95 et 3,4 ‰) comparables à celles du champ de valeurs marines. Les valeurs en ^{18}O sont par contre bien inférieures (comprises entre -8,18 et -6,4 ‰). Une telle évolution des valeurs isotopiques pourrait correspondre à des eaux d'enfouissement évoluées à partir d'eaux marines. Cette hypothèse nécessite un retour des eaux marines après la phase de cimentation C4 en milieu météorique. La phase de fracturation calée entre C5 et C6 pourrait y être liée.

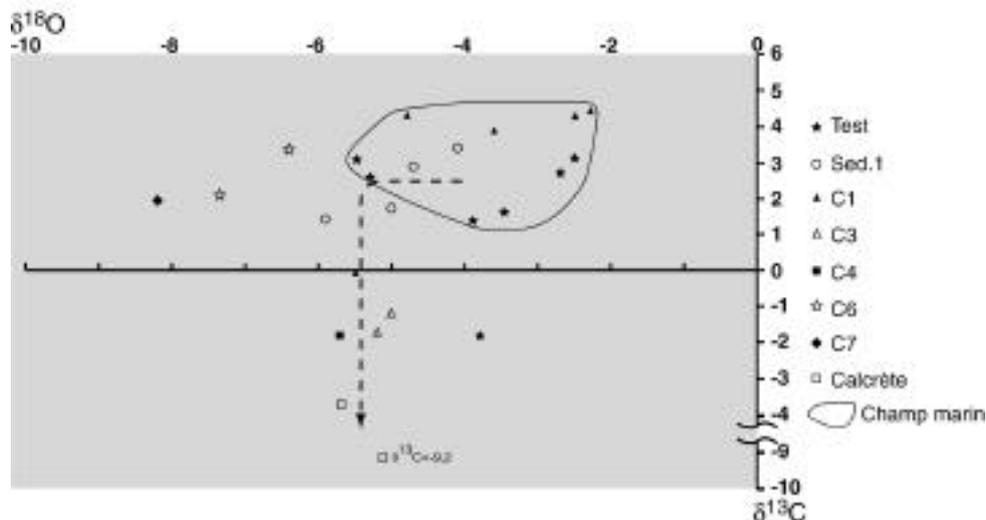


Fig. 25. Diagramme des ^{13}C et ^{18}O exprimés en ‰ et par rapport au standard VPDB des mesures effectuées sur des rudistes et des nérinées provenant de RSC2, ainsi que sur un calcrète moultant les irrégularités de D2. Le champ marin représenté est celui défini par cette étude pour l'ensemble des RSC à partir de tests d'organismes.

4.4.3. Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle

a) Evolution des environnements diagénétiques

Les valeurs isotopiques des phases Sed.1 et C1 témoignent de l'environnement marin de dépôt de Sed.1 et de formation de C1. Il semble cependant probable que la phase de liaison du sédiment Sed.1 ait été en partie recristallisée en milieu météorique (Fig. 26).

La forme géotrope de C2a et les valeurs isotopiques de C3 et C4 indiquent que ces événements diagénétiques se sont produits dans un environnement météorique. La phase Dissol.1 ayant affecté la calcite de la couche externe du test des rudistes, semble aussi s'être faite dans un environnement météorique (Fig. 26).

Il semblerait d'après les valeurs isotopiques de C7 et peut être aussi de C6, que ces ciments se soient développés dans des eaux d'enfouissement évoluées à partir d'eaux marines. Ceci nécessite un retour à des conditions marines avant la formation des ciments C6 et C7 (Fig. 26).

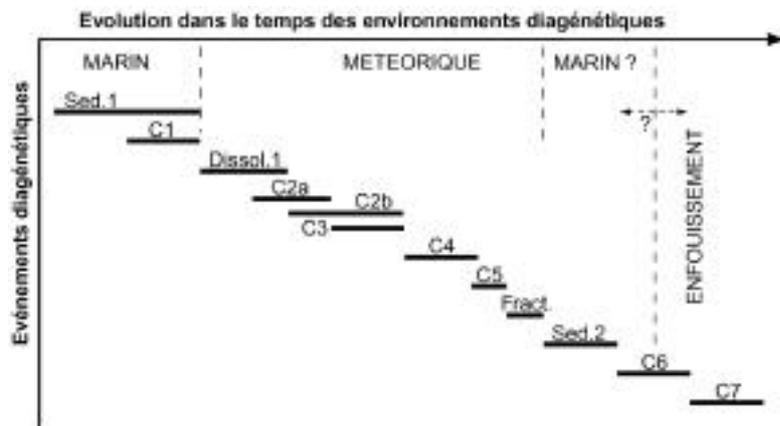


Fig. 26. Histoire diagénétique des éléments carbonatés de RSC2, issus de SPF2. C = phase de cimentation, Sed. = sédimentation interne, Dissol. = phase de dissolution, Fract. = phase de fracturation.

b) Reconstitution événementielle

1) Les tests des organismes qui vivaient sur la plate-forme carbonatée SPF2 ont été remplis par des sédiments marins (Sed.1). Concurrément à cette sédimentation interne, le ciment C1 s'est développé sur les parois des tests à partir des eaux marines.

2) De la même manière que pour RSC1, RSC2 ne présente aucune indication d'émersion après son dépôt dans le bassin. Or il est incontestable que le matériel étudié a subi différentes phases diagénétiques dans un environnement météorique. Dissol.1, C2, C3 et C4 en témoignent. De plus la karstification exprimée par D2 et le calcrète recouvrant la discontinuité impliquent l'émersion de SPF2, expliquant les fortes érosions constatées au sommet de SPF2. Le matériel étudié, issu de RSC2, a donc évolué dans un environnement météorique alors qu'il se trouvait encore sur SPF2, avant sa remobilisation dans le bassin.

3) C6 et C7 semblent s'être développés dans des eaux d'enfouissement évoluées à partir d'eaux marines. Ce qui est plausible puisque les échantillons de rudistes et de

nérinées ont été récoltés dans RSC2 dans le bassin et non pas sur la plate-forme. Ces échantillons ont donc été remobilisés entre le développement des ciments C4 et C6. Or la phase de fracturation se situe entre C4 et C6. Cette phase de fracturation peut correspondre soit à la remobilisation du matériel dans RSC2 depuis la plate-forme vers le bassin, soit à la compaction liée à l'enfouissement responsable de C6 et C7. Certaines fractures de cette phase étant ouvertes et la persistance de cavités après cette phase, semblent indiquer que la fracturation s'est faite lors de la remobilisation plutôt que lors de l'enfouissement. La phase Fract. aurait donc enregistré la remobilisation de matériels carbonatés de SPF2 dans RSC2 et un retour à des conditions diagénétiques marines.

Une incertitude demeure sur l'environnement diagénétique du ciment C5. La phase de sédimentation interne Sed.2 pourrait, soit s'être faite dans un environnement diagénétique marin, soit avoir déjà enregistré l'enfouissement.

4) Lorsque la porosité le permettait, une phase diagénétique d'enfouissement a été enregistrée par le ciment C7 et probablement aussi par C6.

La genèse de RSC2, épaisse de 50 à 70 m et constituée d'une seule séquence de dépôt dans ses 40 à 50 premiers mètres puis de quelques séquences de dépôts amalgamées à son sommet (Hennuy & Floquet, 2000), a nécessité la préparation d'une énorme quantité de matériel et sa libération rapide sinon instantanée. L'émersion de plusieurs dizaines de mètres de la plate-forme (reliefs de 40 m entre les coupes de Fontblanche et du Vallon de Gendame) a conduit, d'une part, à la préparation en surface d'une grande partie du matériel de RSC2 et, d'autre part, à la fracturation et à la déstabilisation de la bordure de la plate-forme préparant ainsi les olistolithes. La libération de ce matériel vers le bassin implique qu'il devait être rassemblé en bordure de plate-forme. Le rassemblement aurait pu se faire, comme pour RSC1, lors de la remise en eau marine de la plate-forme.

L'activité tectonique synsédimentaire (enregistrée par des failles de tension en bordure de la plate-forme, Hennuy & Floquet, 2000), qui a sans doute accentué le démantèlement de la bordure de la plate-forme et le détachement des olistolithes, est probablement à l'origine de la remobilisation du matériel stocké en bordure de plate-forme et de son exportation vers le bassin.

4.5. Relation entre D3, au toit de SPF3, et RSC3

Il a été proposé que D3, au sommet de SPF3, pouvait avoir des reliefs d'au moins 23 m issus d'érosion en milieu météorique (chap. 2). Une recherche d'événements diagénétiques liés à l'émersion et à l'érosion de SPF3 ayant conduit à D3 et à RSC3, a été pratiquée sur un bloc de brèche dans RSC3.

La brèche analysée est faite d'éléments calcaires bioclastiques de plate-forme, sans matrice (Pl. 40, photo 1). Cette brèche a été indurée par un ciment calcitique ne bloquant pas entièrement les cavités interparticulaires. Ces cavités sont bloquées par plusieurs générations de ciments et remplissages sédimentaires. Cette brèche, à polarité différente de celle de RSC3 mise en évidence par des dissolutions géopètes et remplissages sédimentaires internes géotropes, était déjà indurée avant sa remobilisation dans RSC3.

4.5.1. Stratigraphie des ciments

Les observations microscopiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence ont permis de reconnaître 5 phases de cimentation (C1 à C5) résumés sur la figure 27. La stratigraphie des ciments ne prend en compte que les ciments interparticulaires développés après la bréchification des calcaires. Les ciments développés dans les éléments de la brèche ne sont pas pris en compte (Fig. 28).

C1 est le premier ciment développé entre les éléments de la brèche. C'est aussi le plus épais et celui qui cimente les éléments entre eux (Pl. 40, photos 1 à 7). C1 est en épaisses couches isopaques se développant depuis la bordure des éléments vers le centre des cavités. Ce ciment présente une luminescence marbrée attestant de son altération diagénétique (Pl. 40, photos 5 et 7). Il est constitué de calcite fibreuse en faisceaux, non ferreuse et riche en inclusions. Bien qu'il soit très épais, parfois près de 5 mm, C1 laisse parfois des cavités entre les éléments de la brèche. C'est dans ces cavités que se développent les ciments suivants.

C2 est un ciment anisopaque se développant concurremment à une sédimentation interne micritique (Pl. 40, photos 2 et 3). Le sédiment interne (Sed.int.) se dépose de façon géotrope, à la base des cavités. L'épaisseur de C2 augmente donc vers le haut des cavités. Ce ciment à luminescence composite à intensité variable a été altéré (Pl. 40, photos 5 et 7). Il est fait de petits scalénoèdres de calcite faiblement ferreuse (teinte rose à mauve) à inclusions.

Les ciments C3 à C5 sont néomorphiques. C3 correspond à une bande isopaque fibreuse épaisse de 400 à 500 μm , ourlant les cavités restantes, non comblées par Sed.int. et C2 (Pl. 40, photos 2 à 7). La luminescence marbrée de couleur orangée de ce ciment témoigne d'une forte altération (Pl. 40, photos 5 et 7). La calcite, probablement aciculaire à l'origine, est faiblement ferreuse et riche en inclusions.

C4 forme une couche épaisse de 300 à 400 μm , à luminescence terne à orangée (Pl. 40, photos 4 à 7). Il s'agit d'une calcite ferreuse à inclusions, en cristaux équidimensionnels de petite taille.

Le ciment C5, bloquant la plupart du temps les cavités, est constitué de calcite en larges cristaux trapus parfois longs de 1 mm (Pl. 40, photos 1 à 7). Cette calcite est limpide en lumière naturelle, sans inclusions, et de couleur rose à mauve en coloration donc faiblement ferreuse. C5 présente une luminescence terne foncée dans son ensemble et une épaisse bande terne pâle à son sommet.

D'autres événements diagénétiques intervenus après la bréchification des calcaires sont intercalés dans cette stratigraphie des ciments.

Une phase de dissolution (Dissol.) est intervenue après la bréchification des calcaires et avant le développement du premier ciment C1. Cette dissolution a affecté les éléments calcaires de la brèche augmentant ainsi la porosité interparticulaire. Les bioclastes initialement aragonitiques tels que les tests de nérinées ayant déjà subi une diagenèse précoce ont aussi été dissous, il n'en subsiste que des fantômes, notamment de la structure lamellaire et les remplissages sédimentaires des cavités générales. Les éléments ont aussi subi durant cette phase des dissolutions géopétales. Les faces inférieures des éléments présentent des figures de corrosion alors que leurs faces supérieures sont plutôt arrondies.

Une fine couche micritique (Micrit.) s'est déposée après le développement de C1. Cette micrite forme un film, d'une épaisseur comprise entre quelques dizaines de μm et

500 µm, moulant les cristaux au sommet de C1 et ourlant ainsi les parois des cavités. Cette micrite pourrait être d'origine microbienne ou bien même être une micrite de type "Whisker" caractéristique de milieu vadose (Bourque comm. pers.).

Une phase de sédimentation interne (Sed.int.) correspond au remplissage des cavités. Il s'agit d'un remplissage sédimentaire géotrope, finement laminé, constitué d'une micrite sombre, parfois péloïdale et contenant des valves d'ostracodes d'une longueur d'environ 350 µm et dont les valves sont parfois encore en connexion (Pl. 40, photo 8). Sont aussi présents dans ce sédiment de rares et petits gastéropodes et des *Discorbidae*.

PETROGRAPHIE EN LUMIERE NATURELLE			PETROGRAPHIE EN CATHODOLUMINESCENCE			ENVIRONNEMENT DIAGENETIQUE
Type de calcite	Caractéristiques de la calcite		N° de ciment	Forme du ciment	Luminescence	
Fibreuse fasciculaire	Non ferreuse	Riche en inclusions	C1	Epaisses couches isopaques	Marbrée	Météorique
En scalénoèdres	Faiblement ferreuse	Avec inclusions	C2	Couche anisopaque	Composite	Marin avec influences d'eaux douces
Néomorphique	Faiblement ferreuse	Riche en inclusions	C3	Fibreux en une bande isopaque	Forte et marbrée de couleur orange	
Néomorphique	Ferreuse	Avec inclusions	C4	Equigranulaire xénomorphe en petits cristaux	Terne pâle	?
Néomorphique parfois en blocage	Faiblement ferreuse	Sans inclusions	C5	En larges cristaux trapus	Terne foncé se terminant par une épaisse bande terne pâle	Enfouissement

Fig. 27. Récapitulatif des caractères pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence des ciments C1 à C5 pour les éléments issus de RSC3. La détermination des environnements diagénétiques est basée sur l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

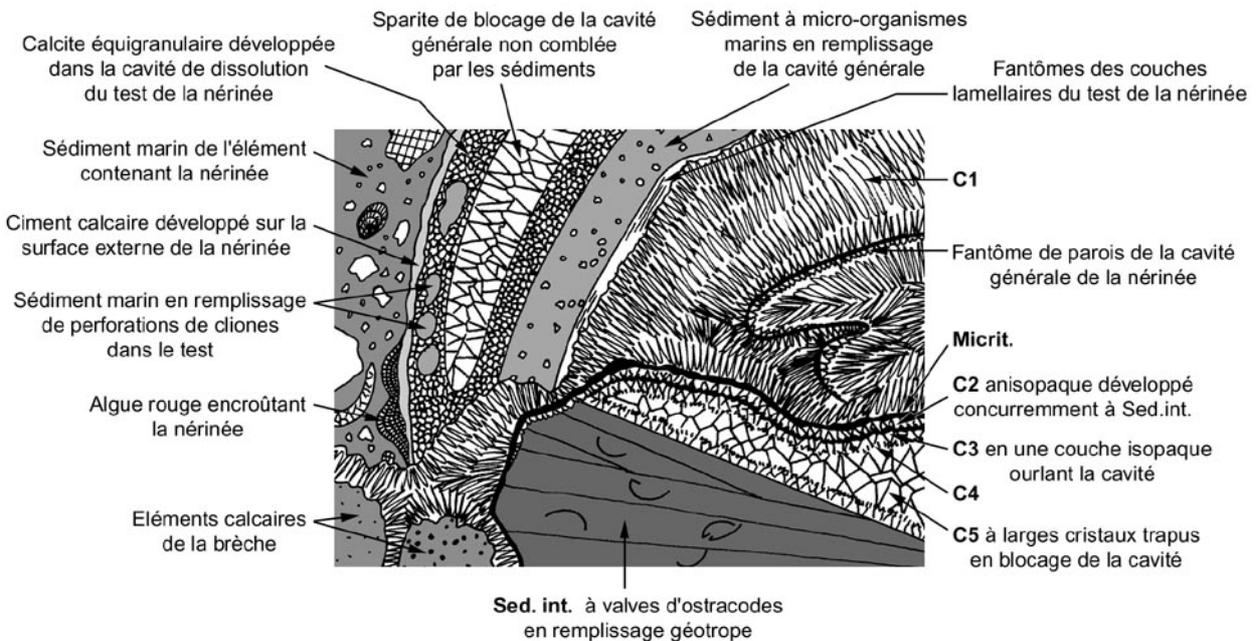


Fig. 28. Dessin d'une partie de la brèche RSC3-A avec la succession de la totalité des ciments décrits et autres phases diagénétiques plus précoces. La moitié supérieure gauche du dessin est occupé par un élément de la brèche contenant un gros bioclaste altéré de nérinée.

4.5.2. Données isotopiques et environnements diagénétiques

7 mesures des isotopes stables de l'O et du C ont été réalisées sur l'échantillon de brèche provenant de RSC3. Les ciments C1, C2, C3 et C5 ainsi que le sédiment interne (Sed. int.) ont été prélevés et analysés (Fig. 29).

C1 présente 2 valeurs en dehors du champ de valeurs marines prédéfini et plutôt situées le long de la courbe en "J inversé". Ces 2 valeurs pourraient correspondre à des valeurs météoriques.

Les mesures réalisées sur C2 et C3 se trouvent sur le diagramme isotopique à proximité du champ de valeurs marines. Le sédiment interne présente une valeur nettement marine et une valeur située sur la courbe en "J inversé". Or la forme des valves des ostracodes, relativement globuleuses et sans ornementation (Pl. 40, photo 8), indiquerait que les ostracodes vivaient dans des eaux saumâtres sinon en eaux douces (Babinot, comm. Pers., 29.05.2002). La présence jointe de rares et petits gastéropodes et de *Discorbidae* (foraminifères de milieux marins à saumâtres) précise le caractère saumâtre du milieu. La présence de nombreuses valves d'ostracodes encore en connexion (Pl. 40, photo 8) exclue un remaniement et par conséquent une circulation de fluides importante. Ce sédiment interne a donc dû se déposer dans des cavités résiduelles de la brèche en domaine marin littoral sous influence d'eaux douces. Des ostracodes cavernicoles ont déjà été décrits dans des sédiments internes pour d'autres séries de plates-formes anciennes (Dorobek, 1987 ; Durllet, 1996 ; Carbone *et al.*, 1971). C2 se développant concurremment à cette sédimentation interne et dont les valeurs isotopiques se situent sur la courbe en "J inversé" correspond au même environnement diagénétique marin sous influence d'eaux douces. Il pourrait en être de même pour l'environnement diagénétique de C3.

Les valeurs de C5 (0,80 ‰ pour le ^{13}C et -7,61 ‰ pour le ^{18}O) semblent indiquer que ce ciment s'est formé à partir d'eaux d'enfouissement.

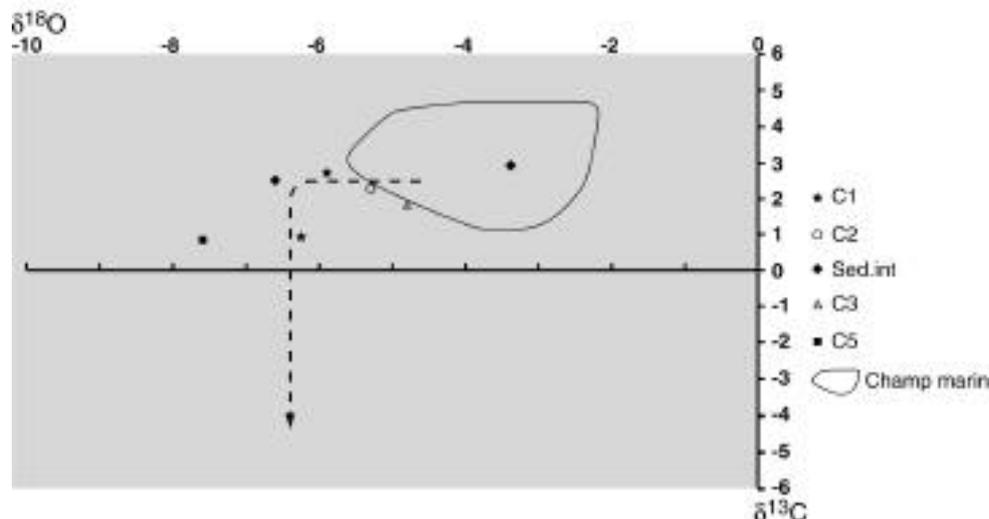


Fig. 29. Diagramme des ^{13}C et ^{18}O exprimés en ‰ et par rapport au standard VPDB des mesures effectuées sur les ciments d'un bloc de brèche interne à RSC3. Le champ marin représenté est celui défini par cette étude pour l'ensemble des RSC à partir de tests d'organismes.

4.5.3. Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle

a) Evolution des environnements diagénétiques

Avant l'évolution des environnements diagénétiques relatifs aux ciments décrits, les calcaires composant les éléments de la brèche se sont formés dans un environnement marin. Les éléments calcaires sont de différentes textures et contiennent des organismes typiquement marins : rudistes, nérinées, algues rouges, bryozaires, foraminifères benthiques ... Certains tests d'organismes, comme les nérinées, présentent les traces d'une altération marine : perforation par des clones, encroûtement d'algues rouges ... Cette phase de formation des calcaires de SPF3 est notée Calc. sur la figure suivante (Fig. 30).

La phase Bréch. des calcaires a sans doute été favorisée par l'émergence de la plate-forme dont témoignent la phase Dissol. et le ciment C1. En effet, les dissolutions géopétales de Dissol. et les valeurs isotopiques de C1 reflètent un environnement diagénétique météorique. De telles dissolutions géopétales sont connues dans d'autres séries et sont interprétées comme résultant de l'action d'eaux sous-saturées en CaCO_3 , accumulées sous forme de liserés pendants sous les éléments dans un milieu météorique vadose (Purser, 1980 ; Floquet, 1991).

Les ostracodes et les *Discorbidae* présents dans Sed.int. témoignent d'un environnement diagénétique marin sous influence d'eaux douces. Ses valeurs isotopiques et le fait qu'il se développe concurremment à Sed.int. indiquent que C2 s'est développé dans le même environnement diagénétique. C3, à valeurs isotopiques proches de celles de C2 pourrait correspondre aussi à ce même environnement diagénétique.

D'après ses valeurs isotopiques, C5 pourrait s'être formé à partir d'eaux d'enfouissement. Une incertitude demeure pour C4.

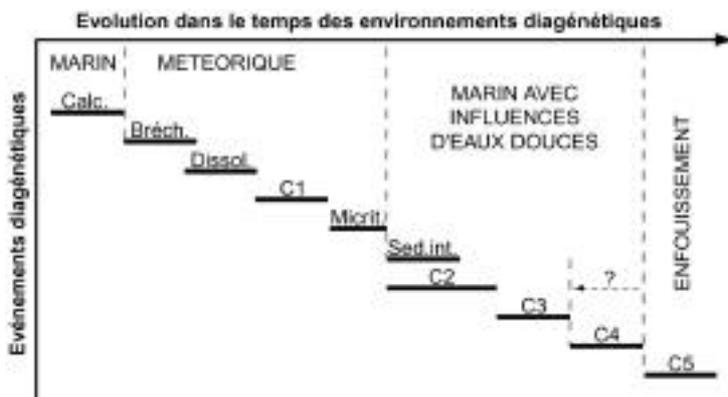


Fig. 30. Histoire diagénétique d'un bloc bréchiq ue induré avant sa remobilisation dans RSC3. Les éléments de cette brèche sont issus de SPF3. C = phase de cimentation, Sed.int. = sédimentation interne, Dissol. = phase de dissolution, Calc. = Phase de formation des calcaires de SPF3, Bréch. = phase de bréchification des calcaires de SPF3, Micrit. = formation d'un ourlé micritique.

b) Reconstitution événementielle

1) La séquence majeure de plate-forme SPF3 s'est développée dans un environnement marin. Pendant son développement, les tests d'organismes s'y sont accumulés et ont enregistré le caractère marin de leur environnement de dépôt par des encroûtements et des perforations.

2) Après la phase marine de développement de SPF3, la plate-forme a émergé et a été abandonnée. La chute du niveau marin relatif s'est accompagnée d'une forte érosion, estimée à plus de 20 m d'épaisseur de SPF3 (cf. Chap. 2). Cette émergence a été enregistrée par les phases Dissol., C1 et sans doute aussi Brèch. et Micrit.

3) Une remontée du niveau marin relatif, conduisant à des conditions environnementales d'eaux saumâtres aurait été enregistrée par les sédiments internes micritiques géotropes à ostracodes ainsi que par les ciments C2 et C3. Le matériel carbonaté sans doute déjà préparé lors de l'émergence de la plate-forme aurait pu être démantelé et accumulé en certains endroits de la plate-forme lors de cette remontée du niveau marin relatif. Cette remontée du niveau marin relatif est sans doute associée sinon liée à une tectonique active à l'échelle du Bassin Sud-Provençal.

La remobilisation sédimentaire et le dépôt de RSC3 semblent s'être faits après le dépôt de Sed.int. car ces dépôts géotropes ne sont plus polarisés dans RSC3. Cette remobilisation, brusque et à l'échelle de tout le bassin, a dû être causée par la remontée du niveau marin relatif en association avec la tectonique synsédimentaire.

4) Enfin, RSC3, après son dépôt dans le bassin a subi une diagenèse d'enfouissement.

4.6. Relation entre SPF4 et RSC4

La séquence majeure de plate-forme SPF4 dont provient le matériel carbonaté de RSC4 n'est pas connue en place dans le synclinal du Beausset. Cependant, elle est connue, avec une faune de rudistes similaire à celle de RSC4, dans le Massif de la Sainte Baume. Là, SPF4 se termine par une surface de discontinuité présentant des figures de dissolutions sur parfois plus de 1 m d'épaisseur (cf. coupes de Roussargue, annexe A4, et des Pics des Corbeaux, annexe A5) témoignant de son émergence.

La reconstitution événementielle depuis le développement de SPF4 jusqu'au dépôt de RSC4 est basée sur l'établissement d'une stratigraphie des ciments et 16 mesures isotopiques réalisées sur des échantillons de rudistes provenant de RSC4.

4.6.1. Stratigraphie des ciments

3 ciments (C1 à C3) ont été reconnus par observation microscopique en lumière naturelle et en cathodoluminescence et sont résumés par la figure 31.

C1 forme une couche parfois épaisse de plusieurs millimètres. Ce ciment, fait de calcite fibreuse dont les cristaux sont regroupés en faisceaux, se développe dans la cavité générale d'habitation des rudistes à partir des parois du test et des planchers (Pl. 41, photos 1 à 4). La calcite est non ferreuse et riche en inclusions. Ce ciment C1 présente une luminescence composite, bien nette à son sommet où l'intensité est plus forte, témoignant d'une forte altération (Pl. 41, photo 4). Le sommet de C1 présente des figures de corrosion attestant d'une dissolution.

Les ciments C2 et C3 sont néomorphiques. C2 est composé de larges cristaux calcitiques trapus se développant à la place de la couche interne aragonitique préalablement dissoute (Pl. 41, photo 1). Ces cristaux de calcite sont parfois de recristallisation de la couche aragonitique sans qu'il y ait passage par un stade moldique.

La calcite est non ferreuse et à inclusions. C2 a une luminescence marbrée de couleur orange terne.

Le ciment C3 est généralement de blocage. Il est d'apparence drusique en lumière naturelle et constitué de larges cristaux trapus calcitiques (Pl. 41, photos 3 et 5). Cette calcite, limpide en lumière naturelle, est non ferreuse et sans inclusions. En cathodoluminescence, C3 présente une zonation constituée (Pl. 41, photos 4, 6 et 7) dans le détail par une bande épaisse d'environ 100 µm à luminescence composite, puis d'une fine bande (environ 30 µm) orange brillante, d'une bande terne d'épaisseur équivalente et d'une plus fine bande orange terne, puis d'une épaisse bande terne (environ 220 µm) et se termine par 2 fines bandes oranges de forte intensité.

Sont aussi intervenus au cours de la diagenèse d'autres événements qui sont intercalés dans cette stratigraphie des ciments. Ainsi ont été distingués les événements suivants :

- un remplissage sédimentaire partiel de la cavité générale d'habitation, observé dans certains échantillons seulement. Ce sédiment est généralement de texture *packstone*, parfois de texture *wackestone* et contient des bioclastes marins dont des foraminifères benthiques, des bryozoaires des échinodermes ...

- une phase de dissolution (Dissol.1) affectant la couche interne aragonitique du test. Cette couche a localement subi une dissolution moldique. Là où cette couche n'a pas été dissoute, l'aragonite a été remplacée par de large cristaux calcitiques ;

- une autre phase de dissolution (Dissol.2), intervenue après le développement de C2, a affecté la calcite fibreuse de C1 et la couche externe en calcite fibreuse du test, agrandissant ainsi la cavité générale d'habitation et créant de nouvelles cavités dans le test des rudistes ;

- une phase de fracturation (Fract.1) affectant le test des rudistes, les sédiments internes et les ciments précédemment développés. Ces fractures sont restées ouvertes et le ciment C3 s'y est développé ;

- une autre phase de fracturation (Fract. 2) intervenue plus tardivement, a affecté la totalité des phases diagénétiques.

PETROGRAPHIE EN LUMIERE NATURELLE			PETROGRAPHIE EN CATHODOLUMINESCENCE			ENVIRONNEMENT DIAGENETIQUE
Type de calcite	Caractéristiques de la calcite		N° de ciment	Forme du ciment	Luminescence	
Fibreuse	Non ferreuse	Riche en inclusions	C1	Fibreux fasciculaire	Composite (forte altération)	Marin
Néomorphique	Non ferreuse	Avec inclusions	C2	En larges cristaux trapus	Marbrée, couleur orange terne	Marin
Néomorphique de blocage	Non ferreuse	Sans inclusions	C3	En larges cristaux trapus, drusique en L. naturelle	Zonée de orange brillant à terne	Météorique ou enfouissement

Fig. 31. Récapitulatif des caractères pétrographiques en lumière naturelle et en cathodoluminescence des ciments C1 à C3 pour les éléments issus de RSC4. La détermination des environnements diagénétiques est basée sur l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène.

4.6.2. Données isotopiques et environnements diagénétiques

Des analyses des isotopes stables de l'O et du C ont été faites sur les 3 ciments C1 à C3 ainsi que sur la partie la plus fine, micritique, des sédiments internes et sur la calcite fibreuse constituant la couche externe des tests de rudistes (Fig. 32).

Les valeurs obtenues pour les prélèvements effectués sur les tests ont en partie permis de définir un champ de valeurs marines (cf. partie 4.2 de ce chapitre). Une analyse ayant donné une valeur proche de 0 pour le ^{13}C , bien individualisée des autres valeurs n'a pas été prise en compte, le test ayant très probablement été altéré par des fluides en domaine météorique. Les mesures effectuées sur le sédiment interne sont très proches du champ de valeurs marines et une mesure est bien comprise dans ce champ. L'environnement diagénétique de Séd.int. semble donc être marin. Les mesures correspondant à C2 témoignent de l'environnement de formation marin de ce ciment.

La phase Dissol.2, affectant des ciments calcitiques fibreux marins, semble s'être faite dans un milieu météorique. 2 mesures réalisées sur C3, avec un ^{13}C compris entre 0 et 1 ‰ et un ^{18}O d'environ 5,5 ‰, indiquent aussi un environnement diagénétique météorique.

Une troisième mesure réalisée sur C3 montre des valeurs ($^{13}\text{C} = 3,5$ ‰ et $^{18}\text{O} = -7,3$ ‰) correspondant plutôt à celles d'un ciment développé à partir d'eau d'enfouissement, évoluée à partir d'eau marine (forte valeur du ^{13}C).

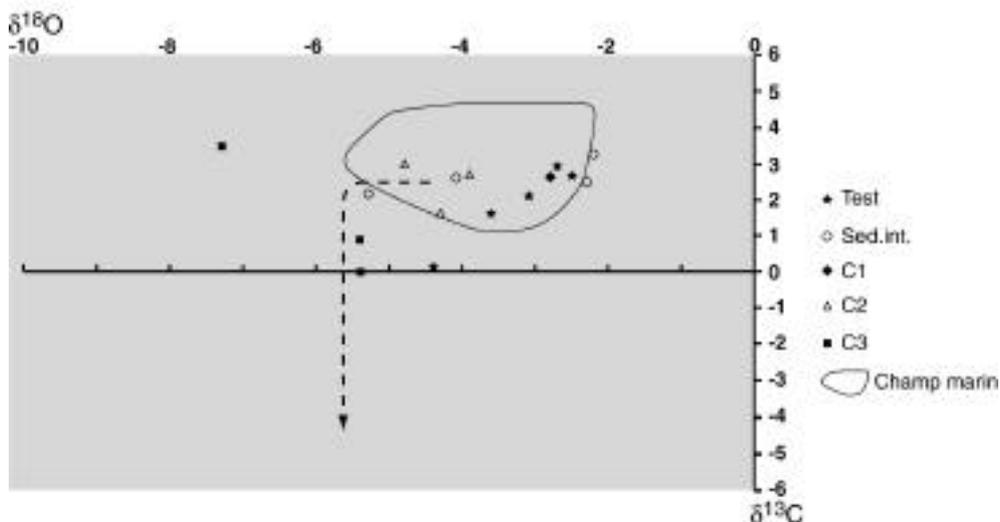


Fig. 32. Diagramme des ^{13}C et ^{18}O exprimés en ‰ et par rapport au standard VPDB des mesures effectuées sur des rudistes provenant de RSC4. Le champ marin représenté est celui défini par cette étude pour l'ensemble des RSC à partir de tests d'organismes.

4.6.3. Evolution des environnements diagénétiques et reconstitution événementielle

a) Evolution des environnements diagénétiques

Le sédiment interne contient une faune marine. Les mesures isotopiques faites sur la partie la plus fine, micritique, homogène, indiquent aussi un environnement marin. Les valeurs isotopiques des ciments C1 et C2 reflètent le même environnement diagénétique marin. La première phase de dissolution (Dissol.1), comprise entre C1 et C2 affecte la

couche interne aragonitique du test. Bien que lors de cette étude, la dissolution de l'aragonite, parfois associée à la dissolution de ciments calcitiques, ait été interprétée comme reflétant un environnement météorique, sous certaines conditions l'aragonite peut être dissoute dans des eaux marines (Palmer *et al.*, 1988 ; Durllet, 1996). C1 et C2 étant des ciments marins, C2 se développant de plus dans les cavités de dissolutions résultant de Dissol.1, et en excluant un changement rapide d'environnement diagénétique, Dissol.1 semble s'être faite dans un environnement diagénétique marin (Fig. 33).

Les dissolutions de la calcite fibreuse marine du ciment C1 et de la couche externe des tests de rudistes impliquent que Dissol.2 s'est faite dans un environnement météorique, à partir d'eaux douces sous-saturées en CaCO_3 . Deux des trois mesures isotopiques obtenues sur le ciment C3 attestent aussi d'un environnement météorique (Fig. 33).

L'environnement diagénétique aurait ensuite évolué vers un enfouissement comme semble l'indiquer la troisième mesure réalisée sur C3 ($^{13}\text{C} = 3,5 \text{ ‰}$ et $^{18}\text{O} = -7,3 \text{ ‰}$).

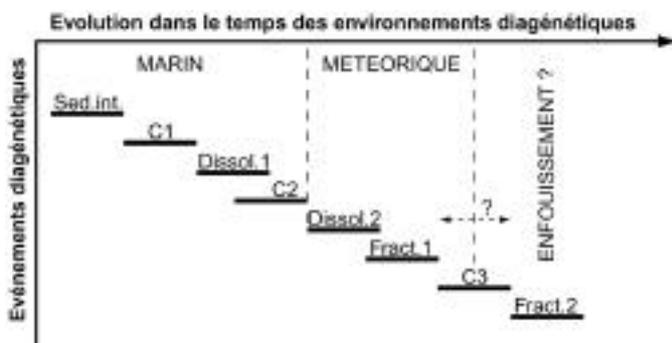


Fig. 33. Histoire diagénétique des éléments carbonatés de RSC4, issus d'une plate-forme SPF4. C = phase de cimentation, Sed.int. = sédimentation interne, Dissol. = phase de dissolution, Fract. = phase de fracturation.

b) Reconstitution événementielle

1) Les nombreux rudistes et les nérinées compris dans RSC4 ne sont pas autochtones et proviennent de la séquence majeure de plate-forme carbonatée SPF4 qui s'est développée en domaine marin. Les tests des organismes qui y vivaient s'y sont accumulés et ont subi différentes phases diagénétiques : Sed.int., C1, Dissol.1 et C2.

2) L'évolution des environnements diagénétiques, décrite en a), a été réalisée à partir de rudistes récoltés dans RSC4. Or ces rudistes ont enregistré un environnement météorique alors qu'aucune évidence d'émersion a été reconnue dans RSC4 hormis dans ces éléments. Il paraît donc évident que l'émersion a été enregistrée sur la plate-forme avant la remobilisation du matériel dans RSC4. La séquence majeure de plate-forme SPF4 aurait donc émergé. Cette émersion, dont témoigne D4, a été enregistrée au sommet de SPF4 dans le Massif de la Sainte Baume (coupe de Roussargue, annexe A4).

3) Dans la mesure où les valeurs isotopiques enregistrées pour le ciment de blocage C3 indiquent une diagenèse d'enfouissement où les fluides seraient évolués à partir d'eaux marines, cela impliquerait soit une remise en eau marine de la plate-forme soit une remobilisation vers le bassin du matériel carbonaté de SPF4 dans RSC4.

Il est fort probable que les facteurs ayant conduit à la remobilisation du matériel carbonaté et à la genèse de RSC4 soient les mêmes que ceux précédemment décrits pour SPF1/RSC1, SPF2/RSC2 et SPF3/RSC3, c'est à dire une activité tectonique d'effondrement amenant une remontée du niveau marin relatif.

5. Conclusion

Les évidences biostratigraphique, cartographique et morphologique ont permis de corréliser les séquences majeures de plate-forme et les unités de resédimentation carbonatée. Les évidences morphologiques ont permis de connaître leurs relations dans l'espace.

Ainsi c'est le matériel issu de l'érosion de SPF1 qui compose la part carbonatée de RSC1, celui de SPF2 pour RSC2, celui de SPF3 pour RSC3, celui de SPF4 pour RSC4. Le matériel carbonaté de RSC5 semble en partie issu de SPF5, dans le Massif de la Sainte Baume, et peut être aussi en partie de SPF4 voire SPF3 (cf. Chapitre 2.2.10.b). Les séquences majeures de plate-forme SPF1 à SPF3 se terminent en position distale par un escarpement, à partir duquel les resédimentations carbonatées RSC1 à RSC3 existent et se développent vers le bassin.

Les évidences diagénétiques ont permis de retracer l'histoire événementielle du matériel carbonaté issu des séquences majeures de plate-forme et resédimenté dans le bassin.

Ce matériel carbonaté, formé et sédimenté dans un environnement diagénétique marin de milieux de plate-forme carbonaté a été transformé dans un environnement diagénétique météorique lors des émergences des séquences majeures de plate-forme. Ce matériel a parfois enregistré les remises en eau marine de ces séquences majeures et sa remobilisation dans le bassin. Il a enfin enregistré un environnement diagénétique d'enfouissement.

Les 4 premières séquences majeures de plate-forme, SPF1, SPF2, SPF3 et SPF4 ont été séparées par des périodes d'émergence et d'abandon correspondant à des chutes du niveau marin relatif pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres d'amplitude. Pendant ces abandons, les séquences majeures ont été érodées et leurs bordures démantelées. Les discontinuités majeures D1, D2, D3 et D4 témoignent de ces érosions. Le matériel issu des érosions a été en partie stocké sur les plates-formes et surtout à leurs charnières avec le bassin, là où les érosions ont été les plus actives.

Les libérations et resédimentations brusques et rapides de ce matériel carbonaté dans le bassin (RSC1, RSC2, RSC3 et RSC4) se sont effectuées pendant les remises en eau marine des séquences majeures de plates-forme. Ainsi, les discontinuités D1 à D4, liées aux resédimentations RSC1 à RSC4, apparaissent systématiquement recouvertes par des dépôts résiduels de transgression et par les unités autochtones A2 à A5, toutes expressions d'approfondissements.

Les nombreux enregistrements de tectonique synsédimentaire en bordure de plate-forme et dans le bassin (Pl. 42), antérieurs ou contemporains aux dépôts de RSC1, RSC2, RSC3 et RSC4, indiquent que l'activité tectonique est la cause majeure des remobilisations du matériel et des remontées du niveau marin relatif.

Il est fort probable que les facteurs ayant conduit à la genèse de RSC5 soient les mêmes que ceux décrits ci-dessus pour SPF1/RSC1, SPF2/RSC2, SPF3/RSC3 et SPF4/RSC4. C'est à dire une émergence et un abandon de SPF5 dont témoigne D5, pendant lesquels le matériel bréchiq ue carbonaté de RSC5 aurait été préparé, puis une remise en eau de SPF5, associée peut être à une tectonique d'effondrement, qui aurait permis la reprise de ce matériel et sa resédimentation dans le bassin.

CHAPITRE 4

**DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DU BASSIN
SUD-PROVENÇAL EN TRANSTENSION,
DU TURONIEN MOYEN AU DEBUT
DU CONIACIEN MOYEN**

CHAP 4 : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DU BASSIN SUD-PROVENCAL EN TRANSTENSION, DU TURONIEN MOYEN AU DEBUT DU CONIACIEN MOYEN

1. Dynamique sédimentaire

2. Tectonique synsédimentaire de transtension

1. Dynamique sédimentaire

1.1. Cortèges de dépôts, resédimentations et variations du niveau marin relatif

1.1.1. Définition des cortèges de dépôts

Comme défini dans le Chapitre 1, les discontinuités sédimentaires correspondant à des maxima de diminution de profondeur et à des débuts d'approfondissement sont utilisées comme limites de séquences (Fig. 34), suivant en cela le concept de Hunt & Tucker (1995). Lors de montée du niveau marin relatif, les dépôts s'effectuent entre la limite de séquence (LS) et la surface d'inondation de la plate-forme (SI), en particulier en bordure de bassin, correspondent au cortège transgressif et/ou d'approfondissement (CT/CA). Ceux s'effectuant entre la surface d'inondation et la discontinuité sédimentaire correspondant à la surface basale de régression forcée (SBRF) issue de l'émersion et de l'érosion de la plate-forme constituent le cortège de haut niveau (CHN). Ceux s'effectuant entre la surface basale de régression forcée et la limite de séquence suivante correspondent au cortège de régression et/ou de diminution de profondeur (CR/CDP), les dépôts ne se faisant que dans le bassin et non plus sur la plate-forme.

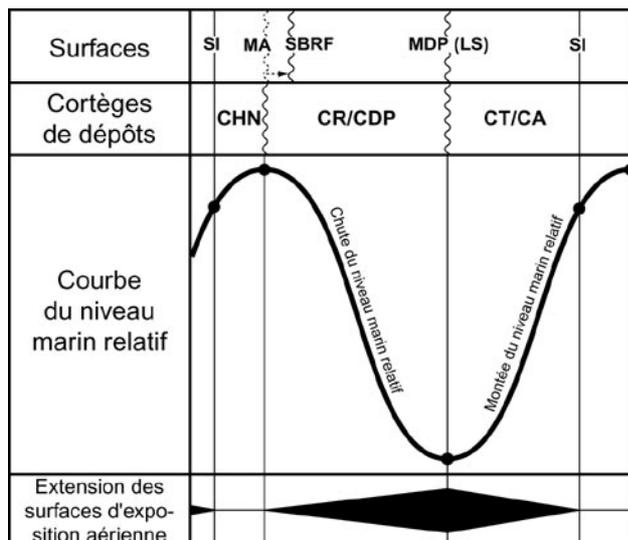


Fig. 34. Positionnement des surfaces remarquables et des cortèges de dépôts sur une courbe théorique simple de variations du niveau marin relatif. L'extension des surfaces d'exposition aérienne est la plus grande au maximum de diminution de profondeur. SI = surface d'inondation de la plate-forme ; MA = maximum d'approfondissement (inversion de tendance entre période de montée et de chute du niveau marin relatif) ; SBRF = surface basale de régression forcée ; MDP (LS) = maximum de diminution de profondeur (limite de séquence) ; CHN = cortège de haut niveau marin relatif ; CR/CDP = cortège de régression et/ou de diminution de profondeur ; CT/CA = cortège transgressif et/ou d'approfondissement.

Le concept de partitionnement volumétrique ou de distorsion des cortèges de dépôts, tel que résumé par Guillocheau (1995), n'est pas applicable dans le Bassin Sud-Provençal. Ceci est lié au mode de fonctionnement indépendant des systèmes sédimentaires de plate-forme et de bassin. En effet, sans tenir compte du matériel carbonaté des RSC, moins de 10 % du matériel carbonaté des unités autochtones dans le bassin provient de la plate-forme (cf. Chap. 1 et 2) ; la grande majorité (90 % ou plus) de ce matériel carbonaté étant fabriqué dans le bassin lui-même. Quel que soit le niveau marin relatif et dans la mesure où le bassin n'émergeait pas, la sédimentation dans ce bassin devait être continue. Il n'est cependant pas exclu que le taux de sédimentation propre aux unités autochtones ait varié en fonction des variations du niveau marin relatif.

1.1.2. Sur la plate-forme

Contrairement à la série de bassin probablement sans hiatus sédimentaire, la série de plate-forme présente de fortes lacunes sédimentaires liées d'une part à des non dépôts et d'autre part à des érosions. Les non dépôts correspondent à des accommodations nulles, et les érosions à des accommodations négatives. Le temps que représente l'ensemble de ces lacunes sédimentaires n'est pas déterminé avec précision, mais il semble être important (cf. 1.5 Chap. 2) (Fig. 35).

La plate-forme carbonatée se développait en période de haut niveau marin relatif, dès le moment où elle subissait une transgression marine (les dépôts de base de transgression étant généralement représentés par des brèches à "cailloux noirs" et/ou des calcarénites quartzueuses reposant directement sur la discontinuité majeure basale, les dépôts de fin de montée du niveau marin relatif étant représentés par des calcaires à rudistes), jusqu'à la surface basale de régression forcée suivante, correspondant à la discontinuité majeure sommitale (Fig. 36, bloc 1).

Durant tout le bas niveau marin relatif et jusqu'à sa remise en eau marine, la plate-forme carbonatée était hors d'eau, abandonnée et érodée (Fig. 36, bloc 1). Les chutes minimales du niveau marin relatif ont été estimées en fonction des amplitudes des reliefs issus des érosions (cf. 1 Chap. 2). Ainsi, D1, au toit de SPF1, présentant des reliefs de près de 15 m, serait liée à une chute du niveau marin relatif d'une hauteur au moins équivalente. Suivant le même raisonnement, la chute du niveau marin relatif responsable de D2 aurait été de 40 m, et celle responsable de D3 aurait été de près de 30 m. Le volume de plate-forme érodé pendant ces périodes de bas niveau marin relatif ainsi que les reculs d'escarpements de bordure de plate-forme peuvent être estimés à partir des volumes quantifiables des RSC.

a) Volumes des unités de resédimentations carbonatées

Le volume de chaque unité de resédimentation carbonatée est calculé à partir des superficies connues à l'affleurement et en partie extrapolées en subsurface, à partir d'une épaisseur moyenne estimée. Ces volumes correspondent à des valeurs minimales, étant donné que les limites réelles des unités de resédimentation ont disparu.

Quoique **RSC1** affleure seulement sur la bordure occidentale du bassin, il est possible, en raison de la courbure des falaises, orientée NE-SW entre le Pas de Belle-Fille et le Jas de la Penna, et NW-SE depuis le Jas de la Penna jusqu'au Sémaphore,

d'extrapoler sa géométrie à un triangle dont les sommets sont 1) le Pas de Belle-Fille, 2) le Jas de la Penna et 3) le sommet à 394 m près du Sémaphore. Selon cette géométrie, d'une superficie de 7,4 km², et pour une épaisseur moyenne de 15 m, le volume minimum estimé de RSC1 est d'environ 0,11 km³.

RSC2, qui se suit sur une longueur ENE-WSW maximale de 8 km et sur une largeur NW-SE de 0 à 2 km, a une surface visible de 8 km² environ. Ses disparitions réelles sont visibles, en biseau sur la plate-forme au Nord de Ceyreste et en biseau sur les *bottomsets* deltaïques à la hauteur du sémaphore du Bec de l'Aigle. Son extension vers l'WNW à partir du Massif du Soubeyran demeure inconnue. RSC2 n'existant pas dans le secteur oriental du synclinal du Beausset, sa superficie minimum estimée est de 24 km², en inscrivant sa géométrie dans un trapèze dont les sommets se situeraient 1) au NE de Ceyreste, 2) au sémaphore du Bec de l'Aigle, 3) à la Grotte des Espagnols et 4) au Pas de Belle-fille.

Pour une épaisseur moyenne comprise entre 50 m et 80 m, le volume calculé de RSC2 est compris entre 1,44 km³ et 1,92 km³.

RSC3, qui affleure sur presque tout le pourtour du synclinal du Beausset, excepté au sud, a une superficie affleurante comprise entre 3,5 et 4 km². Sa superficie extrapolée à l'ensemble du synclinal serait d'environ 180 km² en inscrivant sa géométrie dans un trapèze entre 1) le NE de Ceyreste, 2) le belvédère de la Route des Crêtes, 3) le Circuit du Castellet et 4) le Mont Caume.

Etant donné que l'épaisseur maximum de RSC3 est de 25 m dans le secteur occidental, et de 80 m dans le secteur oriental, le volume global de RSC3, pour une épaisseur moyenne de 50 m et pour une superficie de 180 km², est estimé être de 9 km³.

RSC4, qui affleure, comme RSC3, sur tout le pourtour du synclinal, excepté au sud, aurait, en considérant comme pour RSC3, qu'elle s'est déposée dans toute la partie centrale du synclinal comprise entre ses affleurements actuels, une superficie estimée à 180 km².

Comme RSC4 est épaisse de 2 à 3 m dans le secteur nord-occidental, de 5 à 15 m dans le secteur sud-occidental, de 50 m environ dans les secteurs septentrional et oriental, l'épaisseur moyenne retenue est de 25 m. Le volume global de RSC4, pour une telle épaisseur et pour une superficie de 180 km², est de 4,5 km³.

b) Reculs d'escarpements de bordure de plate-forme et volumes des carbonates érodés

En considérant que les volumes des RSC correspondent à environ 200 % des volumes des calcaires érodés de la plate-forme (la compacité des brèches calcaires des RSC étant environ 2 fois plus faible que celle des calcaires compacts des SPF *, le pourcentage de matériel non carbonaté des RSC n'étant de plus pas pris en compte), et en connaissant l'épaisseur minimale des calcaires érodés de la plate-forme et la longueur d'escarpement à partir desquels se sont effectuées les érosions, il est possible de calculer la largeur de plate-forme érodée.

* En considérant un arrangement idéal compact de sphères (idéalisant les éléments de la brèche), le volume interparticulaire représente près de 40 à 50 % du volume total. On peut donc considérer que dans le meilleur des cas le volume des calcaires compacts des SPF est égal à 50 ou 60 % de celui des RSC.

- Avec un volume érodé de 0,055 km³ (50 % des 0,11 km³ de RSC1), une longueur d'escarpement de 1,5 km, et une hauteur d'érosion minimale de 15 m, SPF1 aurait été érodée sur une largeur de 2,4 km.

- Avec un volume érodé compris entre 0,72 et 0,96 km³ (50 % du volume de RSC2), une longueur d'escarpement de 4 km, et une hauteur d'érosion minimale de 40 m, SPF2 aurait été érodée sur une largeur comprise entre 4,5 et 6 km.

- Avec un volume érodé de 4,5 km³ (50 % des 9 km³ de RSC3), une longueur d'escarpement de 22 km, et une hauteur d'érosion minimale de 30 m, SPF3 aurait été érodée sur une largeur de 6,8 km.

Il se trouve que les valeurs des reculs d'escarpements en partie observés et cartographiés (l'escarpement de SPF2 est à environ 2 km plus au Nord que celui de SPF1, celui de SPF3 à environ 4 km plus au Nord que celui de SPF2) ne sont pas du tout du même ordre que celles calculées ci-dessus.

La raison la plus probable pour expliquer ces fortes différences serait que l'épaisseur de plate-forme réellement érodée était nettement plus grande que l'épaisseur minimale mesurée (l'amplitude des reliefs des discontinuités majeures n'exprimant pas véritablement l'épaisseur de plate-forme décapée). Un transit de matériel carbonaté depuis le domaine proximal de la plate-forme vers son domaine distal pourrait être envisagé. Cependant, en l'absence de reconnaissance de chenaux de transit à travers la plate-forme, il semblerait qu'il n'y a pas eu vraiment un tel transit de matériel.

Si l'épaisseur de plate-forme érodée a bien été plus grande que l'amplitude des reliefs issus d'érosion, les lacunes sédimentaires correspondant aux érosions successives de la plate-forme (D1, D2 et D3) seraient effectivement très importantes en termes de volumes et de durée (cf. discussion 1.5.3. Chap. 2).

1.1.3. Dans le bassin

Si la sédimentation dans le bassin était effectivement continue, comme supposé avec les unités autochtones (cf. 1.1.1. ce Chap.), et seulement interrompue par les résédimentations carbonatées, la question demeure posée de savoir quand se placent les deux types de dépôts en terme de variation du niveau marin relatif.

a) Les unités autochtones

Les calcarénites quartzo-glaucouneuses des unités autochtones se font quelle que soit la position du niveau marin relatif (Fig. 35). Ainsi :

- lors de montée du niveau marin relatif, elles sont transgressives au Nord sur l'escarpement de bordure de plate-forme et sur la surface d'inondation de la plate-forme, et au Sud sur les édifices deltaïques ;

- en haut niveau marin relatif, pendant le développement de la plate-forme à rudistes, elles continuent de se déposer grâce au fonctionnement propre au bassin à production carbonatée indépendante (Fig. 36, bloc 1) ;

- lors de chute du niveau marin relatif, à partir du moment où la plate-forme est émergée et dans la mesure où le bassin demeure assez profond, elles sont les seuls carbonates à être produits et à s'accumuler (Fig. 36, bloc 2).

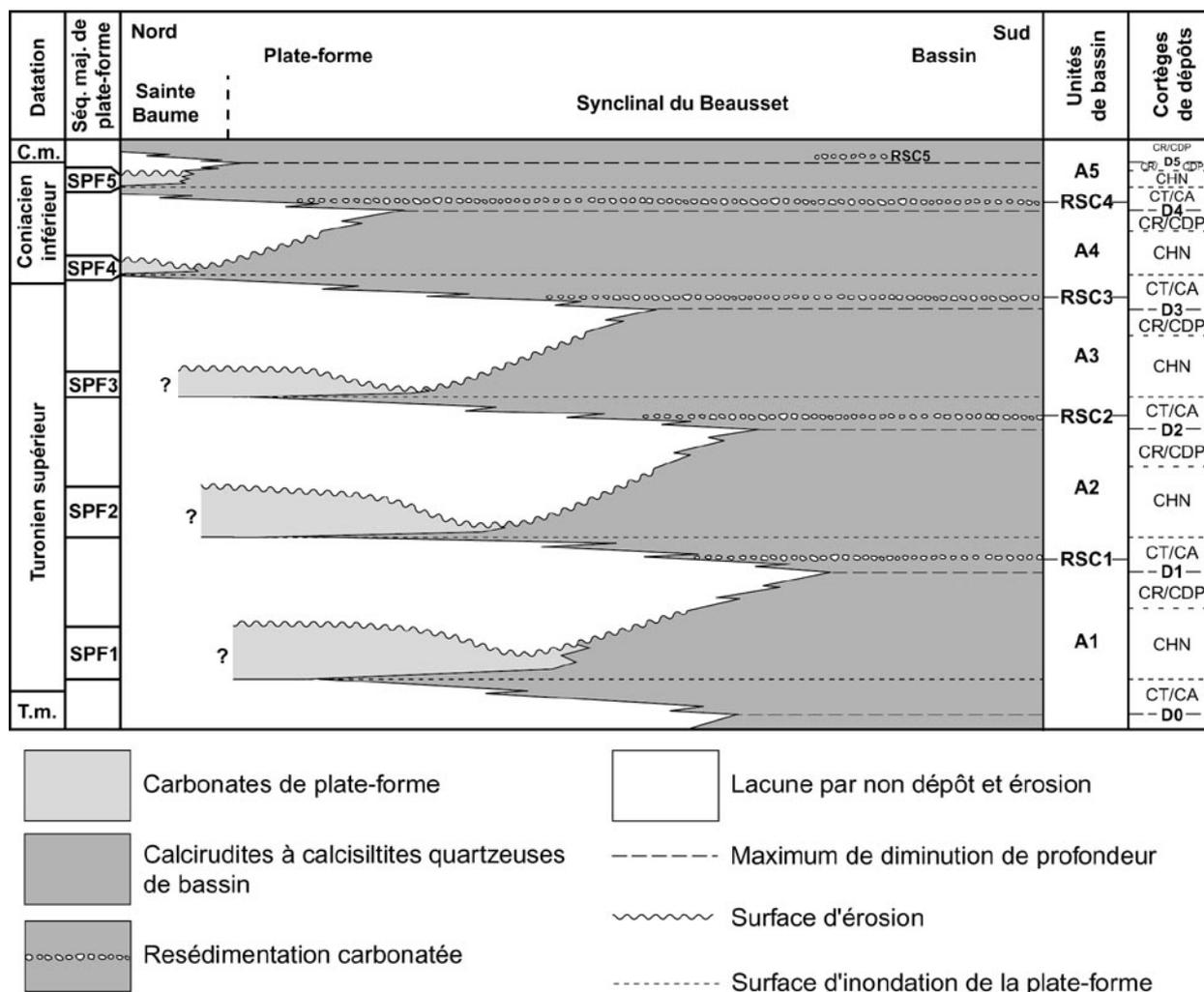


Fig. 35. Agencement spatial des cortèges de dépôts en fonction du temps. Sont représentées en blanc les lacunes sédimentaires dues à des non-dépôts et/ou des érosions. Dans le Massif de la Sainte Baume les séquences majeures de plate-forme SPF1 à SPF3 sont absentes, SPF4 reposant directement sur les terrains d'âge Crétacé inférieur. Les irrégularités des surfaces d'érosion n'expriment pas leur diachronisme de formation mais la position et la valeur relative des terrains affectés par l'érosion. CHN : cortège de haut niveau marin relatif ; CR/CDP : cortège de régression et/ou de diminution de profondeur ; CT/CA : cortège transgressif et/ou d'approfondissement.

b) Les resédimentations carbonatées

Les trois principaux processus de mise en place des resédimentations carbonatées définis dans le Chapitre 2 correspondent à trois principales morphologies de RSC. Ainsi, les écroulements et les glissements d'olistolithes ont donné les dépôts de brèches de pente (*slope apron*) et de pied d'escarpement de plate-forme, les coulées de débris et méga-coulées de débris correspondent aux dépôts des mégabrèches inorganisées, et les successions de courants de turbidité haute densité et faible densité aux dépôts des mégaturbidites.

La position topographique des brèches de pentes, contre et au pied des escarpements de bordure de plate-forme, et leur recouvrement soit par les mégabrèches,

soit par les calcarénites quartzo-glauconieuses des unités autochtones, indiquent que ces brèches se seraient déposées en chute et en bas niveau marin relatif (Fig. 36, bloc 2). Ces brèches font donc partie du cortège de régression forcée et/ou de diminution de profondeur et du début du cortège de transgression et/ou d'approfondissement. Leur fossilisation par recouvrement se serait faite lors de la montée du niveau marin relatif.

Les terminaisons en biseaux des mégabrèches inorganisées sur les escarpements de la plate-forme émergée, le fait qu'elles moulent les dépôts de pente, leur infiltration par les calcarénites autochtones qui recouvrent la surface d'inondation de la plate-forme, indiquent qu'elles se sont mises en place avant la remise en eau marine de la plate-forme (Fig. 36, bloc 3). Ces mégabrèches sont donc partie intégrante du cortège transgressif et/ou d'approfondissement. L'évolution des environnements diagénétiques de SPF3/RSC3 (cf. 4.5. Chap. 3), de marin à météorique, puis de nouveau marin sous influence d'eaux douces avant la remobilisation dans RSC3 des éléments carbonatés (cf. 4.5. Chap. 3), 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 failles normales, pouvant définir de petits grabens d'effondrement, et scellées par les mégabrèches des RSC (cf. 2.2.2. et 2.2.4. Chap. 2), les cicatrices d'arrachement dans les unités de resédimentation (cf. 2.2.6. Chap. 2) et les convolutes (cf. 2.2.9. Chap. 2) attribuées à des échappements d'eau peut être sous l'effet de séismes, sont des preuves d'une intense activité tectonique synsédimentaire (Pl. 42). Des séismes auraient pu être à l'origine de la remobilisation du matériel carbonaté en RSC, d'où l'utilisation possible des qualificatifs de séismo-mégabrèches et de séismo-mégaturbidites (Floquet & Hennuy, 2001a, 2001b, 2003).

Le fait que les mégaturbidites surmontent directement les mégabrèches et qu'elles se terminent en biseau contre les escarpements de plate-forme (cf. Chap. 2), implique qu'elles se sont aussi mises en place lors de remontées du niveau marin relatif (Fig. 36, bloc 3). Leur recouvrement systématique par les calcarénites quartzo-glauconieuses surmontant la surface d'inondation de plate-forme (Fig. 36, bloc 4) signifie qu'elles font partie du cortège transgressif et/ou d'approfondissement.

Etant donné que les mégaturbidites sont constituées de l'amalgame de plusieurs turbidites haute densité et faible densité se succédant rapidement (cf. Chap. 2), il est possible que la rapide succession de courants de turbidité soit liée d'une part à des séismes déstabilisant le matériel carbonaté accumulé en bordure de plate-forme (séisme majeur plus répliques) et d'autre part à des tsunamis remontant sur la bordure de la plate-forme et ramassant le matériel (Fig. 36, bloc 4). Les séismes seraient liés à l'effondrement de la bordure de la plate-forme et à la remontée du niveau marin relatif. Les tsunamis auraient pu être générés non seulement par les séismes, mais aussi par les déplacements sédimentaires gravitaires sous-marins comme ont pu le montrer de manière expérimentale Lynett *et al.* (2003), Synolakis & Raichlen (2003), Walder & Watts (2003), Yuk *et al.* (2003), ou bien à partir de courants gravitaires récents et actuels Greene & Ward (2003), Lee *et al.* (2003), Papadopoulos & Kortekaas (2003).

1.1.4. Les édifices deltaïques et les resédimentations terrigènes

Les morphologies et évolutions des édifices deltaïques silicoclastiques sur la bordure sud du bassin, bien que pas visibles dans leur intégralité, sont directement fonctions du taux d'apport sédimentaire et donc du taux d'érosion du Massif Méridional, ainsi que des variations de l'espace disponible pour leur sédimentation. En considérant des taux d'apport sédimentaire et de subsidence constant au cours du temps, ces édifices auraient du être progradants vers le bassin lors de chute du niveau marin relatif, rétrogradants sur le Massif Méridional lors de montée du niveau marin relatif, et aggradants à progradants lors de haut niveau marin relatif stabilisé ou presque.

Le positionnement de la plupart des resédimentations terrigènes de grandes dimensions dans le bassin, directement au-dessus, ou juste quelques mètres au-dessus des RSC, indique qu'elles se sont mises en place concurremment ou juste après les RSC, c'est à dire lors de remontée du niveau marin relatif. Dans quelques cas, le dépôt des RST semble s'être fait quasiment en même temps que celui des RSC. C'est le cas de la partie supérieure organisée de RST3 et la base de RSC4 en certains endroits du Massif du Soubeyran (cf. 2.2.8. Chap. 2 et Coupe de la Route des Crêtes, annexe B8).

Hormis les RST de grandes tailles, au pied des édifices deltaïques et sur leurs *foresets*, la distribution verticale des RST apparaît continue et donc s'être faite indépendamment des variations du niveau marin relatif.

1.1.5. Origines des variations du niveau marin relatif

Les limites des cinq séquences majeures correspondent à six bas niveaux marins relatifs survenus entre la fin du Turonien moyen et le début du Coniacien moyen. Le premier bas niveau marin relatif (marqué par D0) est d'âge Turonien moyen, les deux suivants (marqués par D1 et D2) sont d'âge Turonien supérieur, le quatrième (D3) se situe vers la limite Turonien / Coniacien et les deux derniers (D4 et D5) sont datés du Coniacien (Fig. 35).

Le nombre et la place des discontinuités et des séquences, et les variations du niveau marin relatif qui leur sont associées, ne sont pas précisément corrélables avec ceux proposées par Haq *et al.* (1987) et Hardenbol *et al.* (1998). Seules les discontinuités D1 et peut être D2 pourraient être liées à la chute eustatique du début du Turonien supérieur indiquée par ces auteurs et dont la cause pourrait être un refroidissement (glacio-eustatisme) selon la proposition de Wiese & Voigt (2002). Aucune correspondance ne peut être faite entre les autres discontinuités du Bassin Sud-Provençal et les courbes eustatiques de Haq *et al.* (1987) et Hardenbol *et al.* (1998). Il semblerait donc qu'un autre facteur, plus local, tectonique, avait un rôle prépondérant sur les variations tectono-eustatiques liées à la dynamique de l'océan Téthysien.

Pendant la période turono-coniacienne, la dynamique de l'océan Téthysien est caractérisée par une montée générale du niveau marin liée à la forte activité de dorsales médio-océaniques (essentiellement atlantique, probablement aussi valaisanne) et renforcée par l'effondrement quasi généralisé et simultané de ses marges. C'est le cas des marges nord-ibériques et sud-européennes (Floquet *et al.*, 1982 ; Floquet, 1991, 1998 ; Bilotte, 1985 ; Mathey, 1986 ; Philip & Floquet, 2000), et des marges sud-téthysiennes par exemple au Maghreb, Levant (Filak, 2002), Turquie du Sud (Cros *et al.*, 1991).

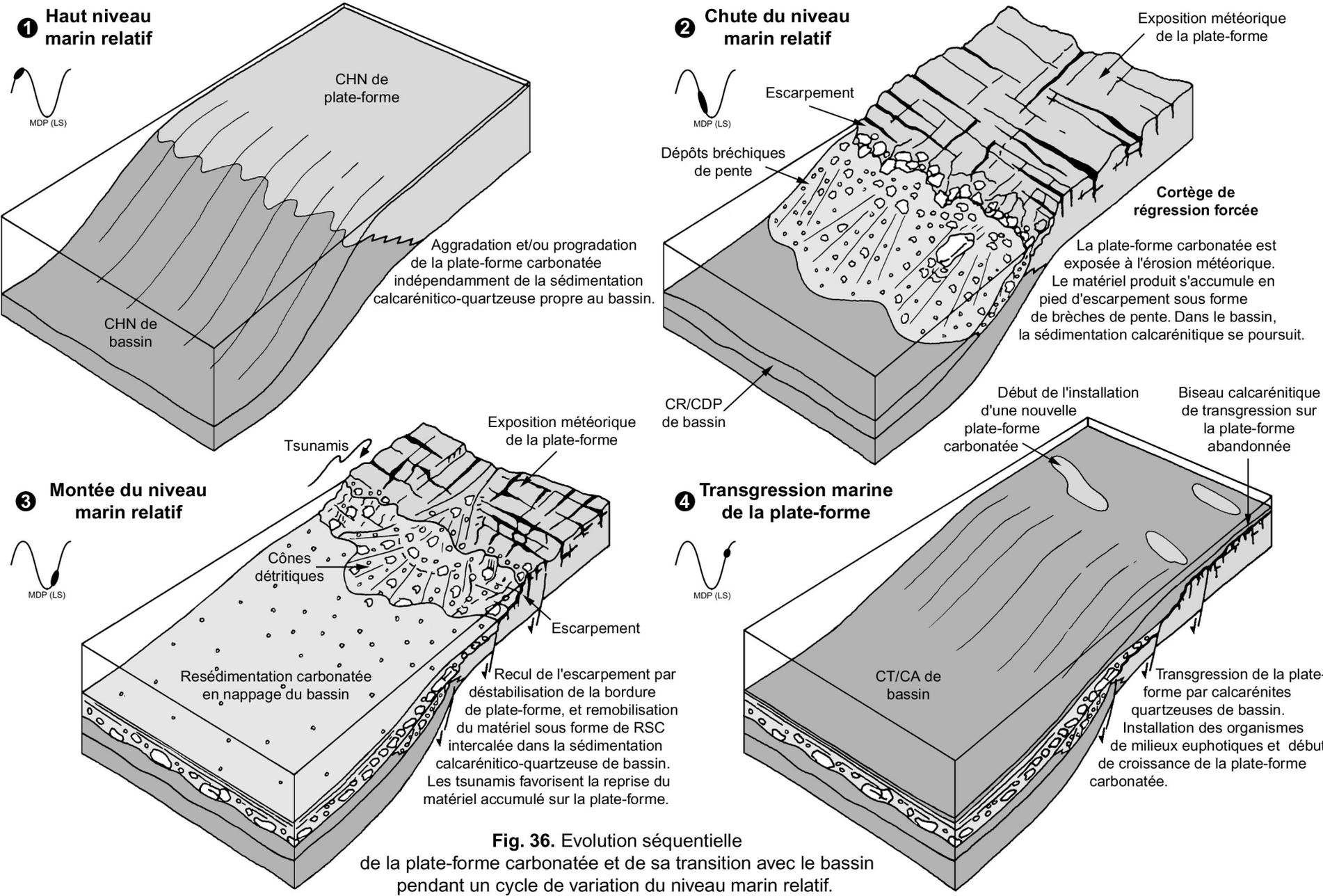


Fig. 36. Evolution séquentielle de la plate-forme carbonatée et de sa transition avec le bassin pendant un cycle de variation du niveau marin relatif.

1.2. Ouverture marine et affaissement généralisé des marges

1.2.1. Les données dans le secteur occidental du synclinal du Beausset

a) En bordure nord

1) Les levés cartographiques détaillés montrent un agencement rétrogradant vers le nord des séquences majeures de plate-forme successives. Cette rétrogradation est soulignée par le recul vers le Nord des escarpements en bordure sud de chaque SPF. Ainsi, l'escarpement de SPF2 se situe à environ 2 km au Nord de l'escarpement de SPF1 et celui de SPF3 à 3,5 - 4 km au Nord de celui de SPF2 (Fig. 37). Les escarpements de SPF4 et de SPF5 devaient se situer encore plus au Nord puisque RSC4 (provenant du démantèlement de SPF4) surmonte SPF3 (cf. coupes du Grand Caunet, annexe B1, et de Ceyreste Nord, annexe B2).

2) L'évolution latérale et verticale des unités de resédimentations carbonatées, aussi bien en termes de faciès que de processus de mise en place, traduit la même tendance générale de rétrogradation ainsi que d'approfondissement.

- Latéralement, chacune de ces unités montre, depuis le pôle proximal (la plate-forme au Nord) jusqu'au pôle distal (le bassin au Sud) (Fig. 38) :

- une granodécroissance. Les RSC sont inorganisées et très grossières, à olistolithes, au Nord, tandis qu'elles sont organisées (depuis les calcarénites quartzueuses jusqu'aux calcisiltites) au Sud, et de plus en plus vers le Sud. RSC3 en est l'exemple le plus typique, riche en olistolithes au Nord (Roumagoua) et très organisée au Sud (carrière du Loin, carrière de la Vigie, falaises sous le Sémaphore) ;

- une meilleure organisation séquentielle. Les séquences de dépôts sont, d'une part, amalgamées, peu différenciées et chaotiques au Nord et, d'autre part, bien différenciées et granodécroissantes au Sud. RSC2 et RSC4 sont les meilleurs exemples de cette évolution latérale ;

- un agencement rétrogradant. Les contacts directs de RSC1 sur SPF1 (Couronne de Charlemagne), de RSC2 sur SPF2 (limite sud de la coupe du Vallon de Gendame) et de RSC3 sur SPF3 (escarpement du Castellet), traduisent le même recul que celui de l'escarpement côtier.

- Verticalement, les RSC montrent nettement (Fig. 38) :

- une granocroissance et une stratocroissance de RSC1 à RSC2 ;

- une granodécroissance générale de RSC2 (très grossière, à dominante d'olistolithes) à RSC3 (essentiellement calcarénitique) et jusqu'à RSC5 ;

- une stratodécroissance de RSC2 à RSC5, une variation d'épaisseur traduisant une forte diminution de la quantité de matériel produit par le démantèlement de la plate-forme carbonatée et/ou un éloignement par rapport à la source de matériel carbonaté ;

- une meilleure organisation séquentielle, RSC1 et RSC2 étant très chaotiques et à séquences peu organisées, RSC3 puis RSC4 et RSC5 montrant une très bonne organisation des séquences, le plus souvent granodécroissantes.

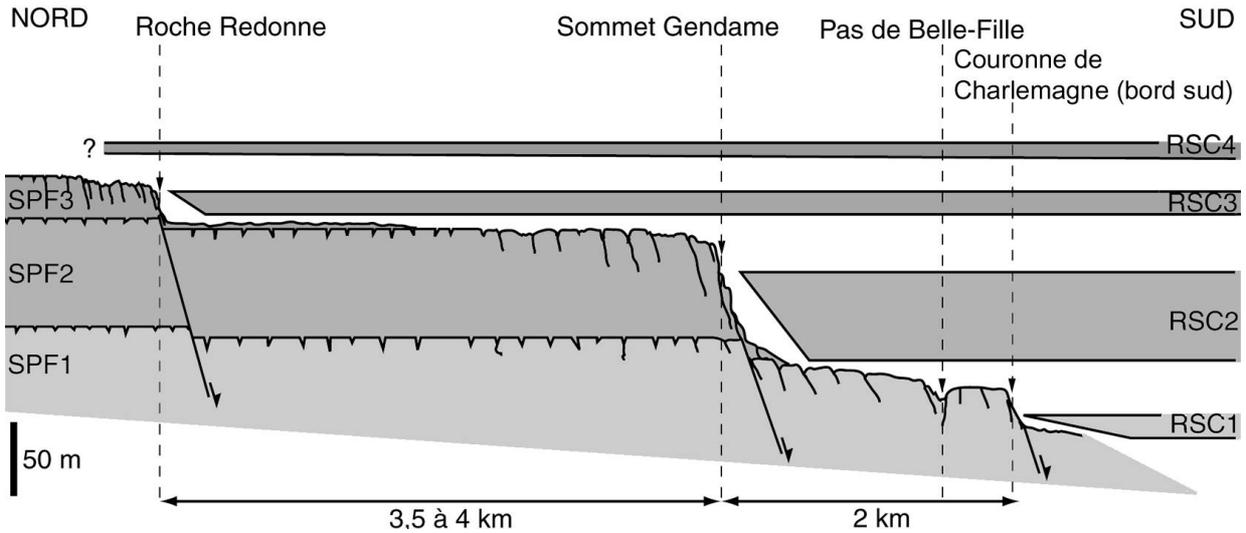


Fig. 37. Recul des escarpements de SPF1, SPF2 et SPF3 d'après les levés cartographiques (direction moyenne d'escarpement : N100 à N110). Disposition générale rétrogradante des RSC ("onlap" turbiditique). Chacune des RSC bute contre l'escarpement de la SPF correspondante.

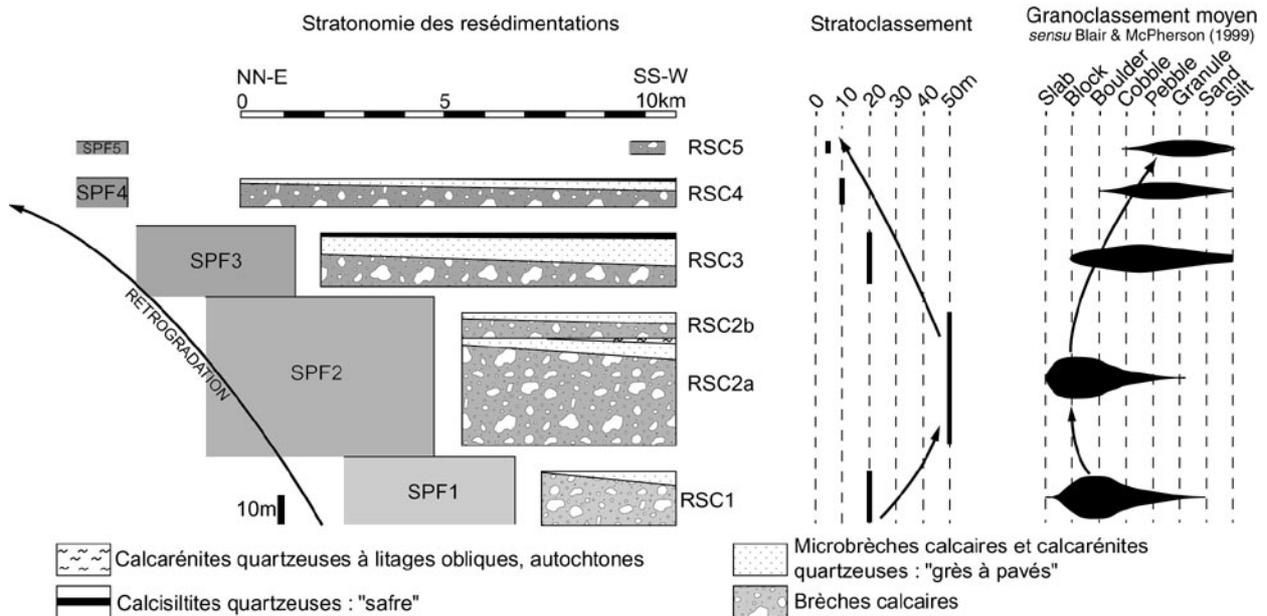


Fig. 38. Evolution latérale et verticale des unités de resédimentation carbonatées en position septentrionale du secteur occidental en termes de stratonomie et de granoclassement. Les RSC sont rétrogradantes sur la plate-forme carbonatée de RSC1 à RSC4. Elles sont stratocroissantes et granocroissantes de RSC1 à RSC2a, puis stratodécroissantes et granodécroissantes de RSC2b à RSC5.

3) Le second ensemble de l'unité A1 et les unités A2 à A5, toutes déposées en milieux de *shoreface* à *offshore* supérieur "profond" (figure 3a), toujours externes, ouverts sur le large marin et rattachés à l'étage phytal circalittoral (figure 3b), montrent une évolution latérale et verticale caractéristique.

- Latéralement, l'épaisseur de ces unités varie très rapidement. Les unités disparaissent au Nord, où elles se terminent en biseau sur la plate-forme et sur les resédimentations carbonatées, chaque unité se déposant plus au Nord que la précédente. A5, dans le secteur septentrional, repose directement sur la plate-forme carbonatée. Cet

agencement clairement rétrogradant, de A1 à A5, ne peut s'expliquer qu'en correspondance avec une remontée générale du niveau marin relatif associée au recul de la bordure de la plate-forme (figure 37).

- Verticalement, l'augmentation de la fréquence des foraminifères planctoniques de A1 à A5, avec, de plus, une nette augmentation de leur diversité dans A5 où apparaissent aussi des ammonites (cf. 4. Chap. 1), sont les preuves d'un accroissement de l'ouverture sur le large marin, et probablement d'un approfondissement associé.

La granodécroissance générale (A1 et A2 à dominante de calcarénites et calcirudites quartzes, A3 et A4 à dominante de calcarénites quartzes et A5 à calcarénites quartzes fines puis à marnes silto-quartzes) correspond probablement aussi à un tel approfondissement.

Le remplacement des mégarides (dominantes dans A1) puis des mégarides et des litages en mamelons à accréation latérale marquée (dominants dans A2 et A3) par des litages en mamelons à accréation surtout verticale (dans A4 et A5) est une indication supplémentaire d'approfondissement.

b) En bordure sud

La cartographie des édifices deltaïques et des unités de resédimentation terrigènes met en évidence leur rétrogradation vers le Sud-Est au cours du temps. Cette rétrogradation est parfaitement exprimée par les "onlaps" "turbiditiques" successifs des RSC, de plus en plus transgressifs, sur les bottomsets et les foresets deltaïques (Pl. 33). Ainsi, les biseaux de RSC2a et RSC2b se trouvent en falaise à l'aplomb du sémaphore, celui de RSC3 se trouve plus au SE dans le quartier de Saint Fréouse et celui de RSC4 se trouve encore plus au SE (Pl. 33).

Cette rétrogradation des édifices deltaïques vers le Sud-Est traduit un affaissement et un approfondissement de la marge sud du Bassin Sud-Provençal.

1.2.2. Les données dans le secteur oriental du synclinal du Beausset

Même si dans ce secteur, la série n'est pas aussi complète que dans le secteur occidental (les unités autochtones A1, A2 et A3, indifférenciées, sont amalgamées et les unités RSC1 et RSC2 sont absentes, cf. Chap. 2), des rétrogradations sont observables à la fois en bordures nord et sud du Bassin Sud-Provençal.

a) En bordure nord

La bordure sud des deux séquences majeures de plate-forme SPF1+SPF2 est localisée peu au Nord de la Grande Bastide d'Orves au Nord du Mont Caume (Pl. 7). L'escarpement de bordure de SPF3 est localisé vers le Circuit du Castellet, soit à environ 7 km au NW de la bordure sud de SPF1/SPF2. L'escarpement de SPF3 étant recouvert en partie par A4 et complètement par RSC4 (cf. 3.3. Chap. 3), l'escarpement de SPF4 ayant fourni le matériel de RSC4, devait se trouver encore plus au Nord. Cet agencement des SPF est donc nettement rétrogradant vers le Nord (Fig. 39).

Il en est de même pour les unités autochtones (cf. cartographie, Pl. 8) : l'ensemble A1+A2+A3 disparaît vers le Nord aux environs de la Grande Bastide d'Orves, contre la bordure de SPF1/SPF2, tandis que A4 disparaît plus au Nord vers le Puits de Signes (Pl. 7), et que l'ensemble A5+Grès du Baguier recouvre toute la série vers le Nord (Fig. 39).

b) En bordure sud

L'évolution de la série vers le Sud suivant le transect ENE-WSW du Nord du Mont Caume à la Barre des Aiguilles et jusqu'à la Barre de la Jaume est significative.

Ainsi, au Mont Caume, la série reposant sur les terrains d'âge Turonien inférieur à moyen (cf. annexe B10), est formée de l'empilement des unités A1+A2+A3, RSC3, A4, RSC4 et A5. A la Barre des Aiguilles (cf. annexe B11), les terrains d'âge Turonien inférieur à moyen, A1+A2+A3 et RSC3 ont disparu ; A4, dont l'épaisseur est passée de 220 m au Mont Caume à 22 m, repose ici directement sur les terrains d'âge Cénomaniens supérieurs. Entre la Barre des Aiguilles et le village de Saint Anne d'Evenos, A4 et RSC4 disparaissent en biseau vers le Sud-Ouest. A l'Ouest de la Barre de la Jaume (Val d'Aren), toute la série turonienne et coniacienne a disparu : des calcaires à spongiaires datés du Santonien inférieur, épais de seulement 1 à 2 m, reposent directement sur les calcaires d'âge Cénomaniens moyens à supérieurs (Leonide, 2002).

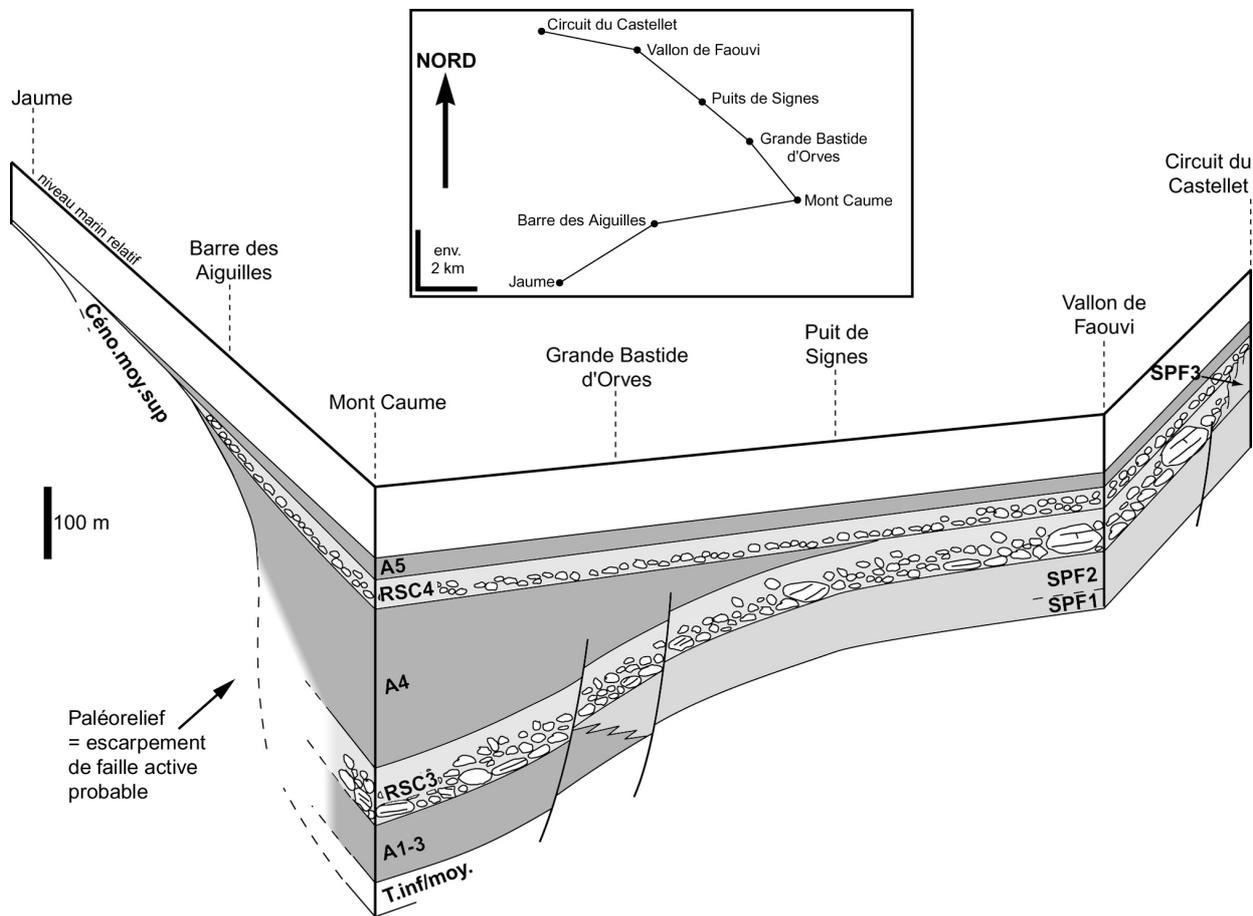


Fig. 39. Section composite représentative d'un transect Nord-sud du Bassin Sud-Provençal dans le secteur oriental du synclinal du beausset au moment du dépôt de A5. Il apparaît clairement que SPF3 est rétrogradante vers le Nord par rapport à SPF1+SPF2 et que les unités autochtones A1-A3 à A5 et les résédimentations carbonatées RSC3 et RSC4 sont de plus en plus transgressives sur les marges nord et sud au cours du temps.

1.2.3. Les doubles transgressions marines et onlaps turbiditiques

a) Suivant la direction Nord-Sud

L'agencement et l'évolution Nord-Sud dans toute la série sédimentaire 1) des escarpements de bordure des SPF, 2) des RSC, 3) des unités autochtones et 4) des édifices deltaïques, caractérisent une double transgression sur les marges nord et sud du Bassin Sud-Provençal et un approfondissement généralisé pour la période comprise entre la fin du Turonien moyen et le début du Coniacien moyen. Cette double transgression et cet approfondissement définissent une dynamique générale d'ouverture marine et d'effondrement associé des marges du Bassin Sud-Provençal, suivant la direction Nord-Sud.

Cette dynamique d'ouverture est particulièrement bien représentée à l'affleurement dans le secteur occidental par le "double *onlap* turbiditique" des RSC sur les marges nord et sud (Fig. 40).

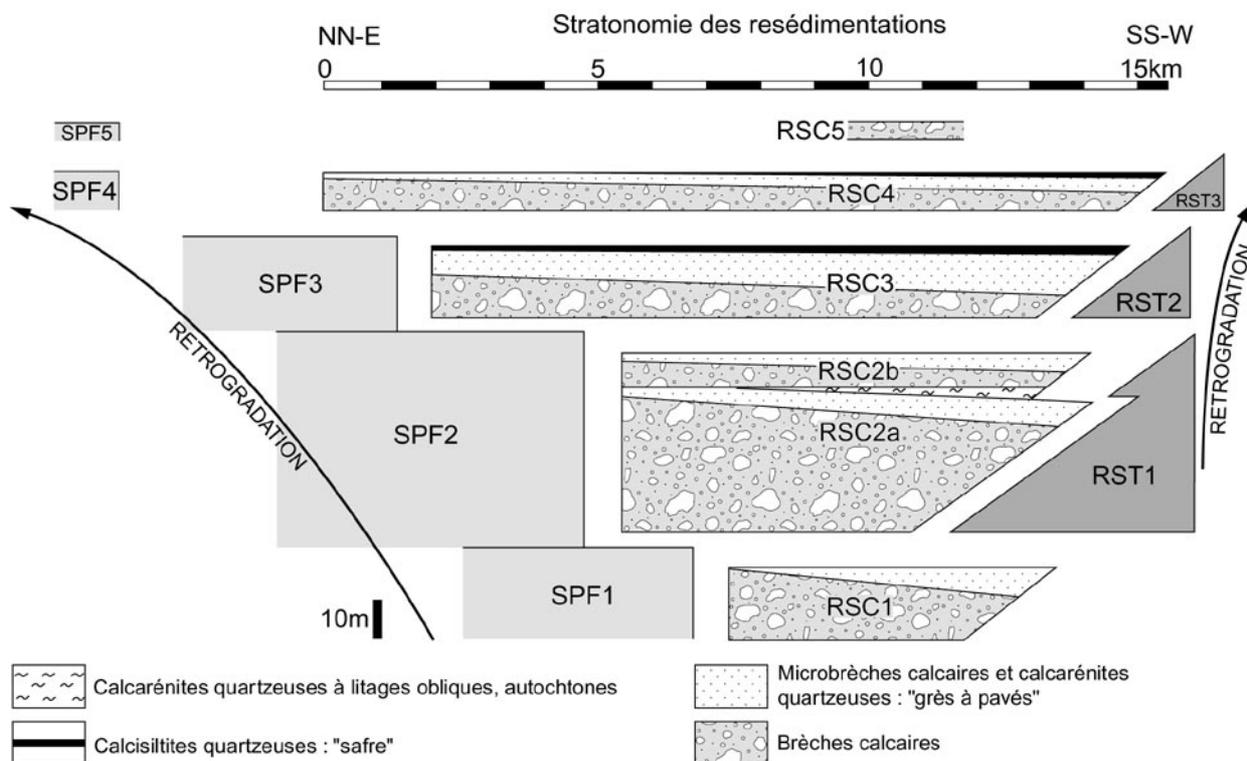


Fig. 40. "Double *onlap* turbiditique" des resédimentations carbonatées sur les marges nord et sud du Bassin Sud-Provençal, corrélativement aux rétrogradations des séquences majeures de plate-forme sur la marge nord et des édifices deltaïques sur la marge sud (figure synthétique de la série, sans les unités autochtones, dans le secteur occidental).

b) Dans le sens Ouest-Est

Etant donné que la série sédimentaire est :

- complète et avec les unités A1, RSC1, A2, RSC2 et A3 les plus épaisses dans le secteur occidental ;

- incomplète dans le secteur oriental, avec les unités autochtones de base amalgamées et les premières resédimentations carbonatées manquantes, et inversement avec les unités supérieures RSC3, A4 et RSC4 plus épaisses que dans le secteur occidental ;

il est évident qu'une ouverture marine et qu'un approfondissement soient survenus suivant le sens Ouest-Est entre la fin du Turonien moyen et le début du Coniacien moyen.

1.3. Evolution morphostructurale et sédimentaire du Bassin Sud-Provençal de la fin du Turonien moyen au début du Coniacien moyen

Les sections de direction Nord-Sud (Fig. 41) représentent l'évolution morphostructurale et sédimentaire du Bassin Sud-Provençal observée dans le secteur occidental du synclinal du Beausset.

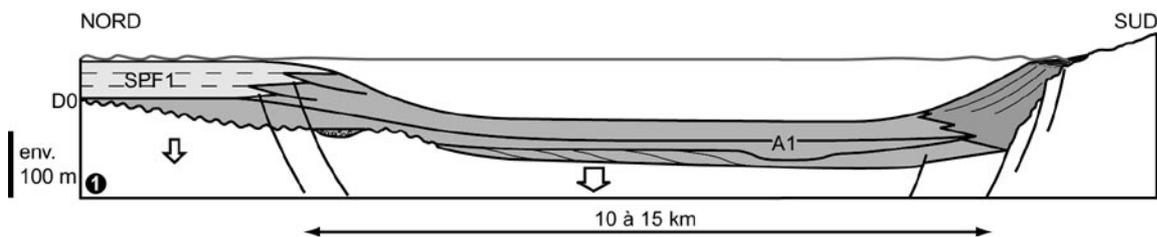


Fig. 41.1. Haut niveau marin relatif : dépôt de SPF1, d'une partie de A1 et développement du premier édifice deltaïque méridional. Age Turonien supérieur.

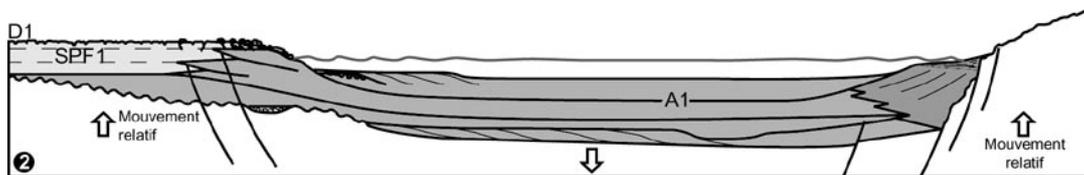


Fig. 41.2. Baisse du niveau marin relatif : émergence et érosion de SPF1, dépôt dans le bassin d'un cortège de régression forcée et/ou de diminution de profondeur (A1 supérieur). Age Turonien supérieur.

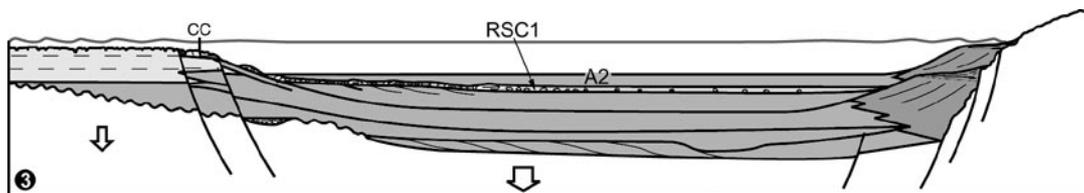


Fig. 41.3. Remontée du niveau marin relatif : le matériel carbonaté préparé par l'érosion de SPF1 et stocké à la charnière plate-forme/bassin est remobilisé (action de séismes et tsunamis associés). RSC1 puis le cortège transgressif et/ou d'approfondissement de A2 se déposent dans le bassin, et un nouvel édifice deltaïque se forme en bordure sud. CC : Couronne de Charlemagne. Age Turonien supérieur.

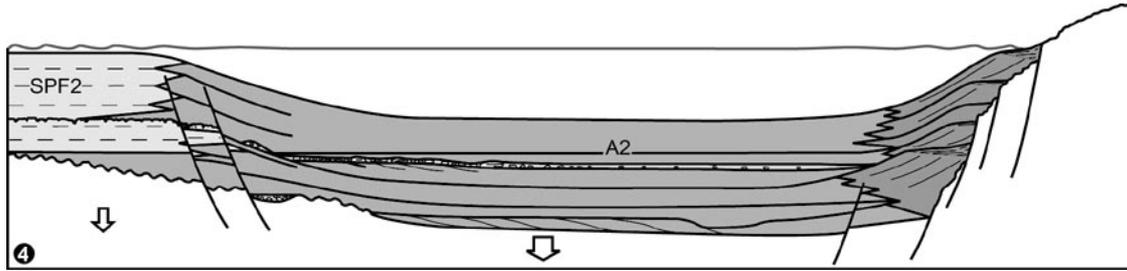


Fig. 41.4. Cortège de haut niveau marin relatif : développement de SPF2, de A2 dans le bassin et du second édifice deltaïque en bordure sud. Age Turonien supérieur.

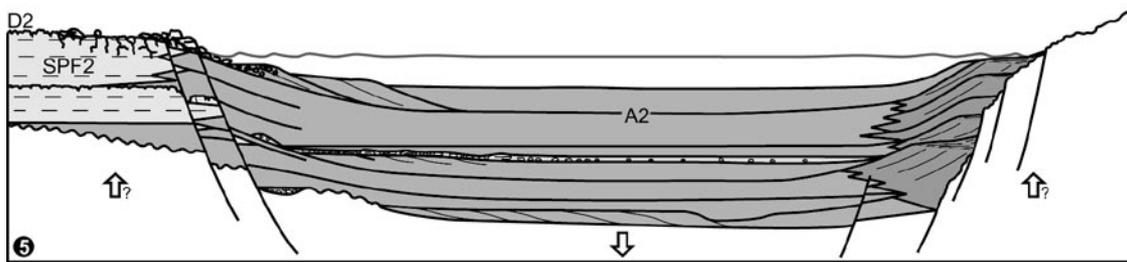


Fig. 41.5. Baisse du niveau marin relatif : émergence et érosion de SPF2. Dans le bassin se dépose le cortège régressif et/ou de diminution de profondeur de A2. Age Turonien supérieur.

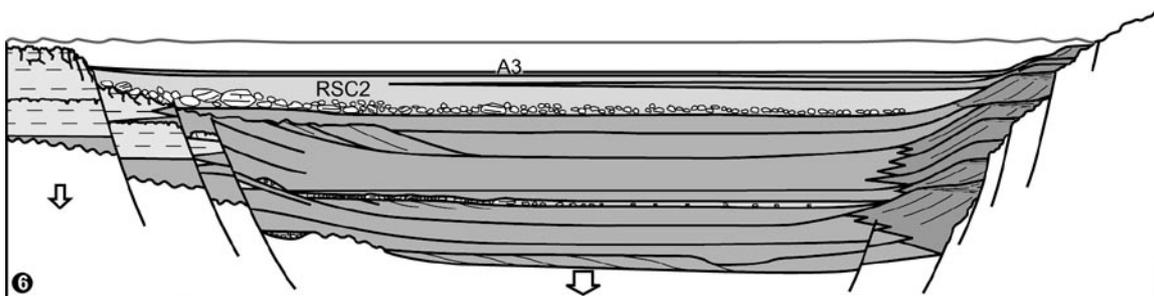


Fig. 41.6. Remontée du niveau marin relatif : le matériel carbonaté préparé par érosion de SPF2 est remobilisé (séismes, tsunamis ...). RSC2 puis le cortège transgressif et/ou d'approfondissement de A3 se déposent dans le bassin, un nouvel édifice deltaïque se forme en bordure sud. Age Turonien supérieur.

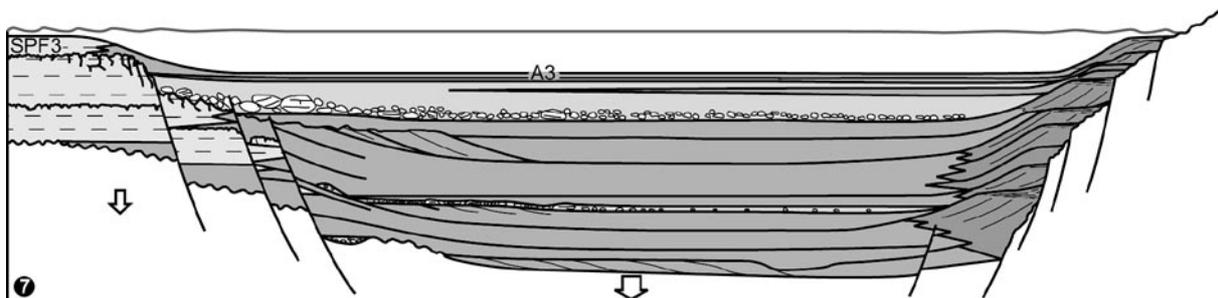


Fig. 41.7. Cortège de haut niveau marin relatif : développement de SPF3, de A3 et de l'édifice deltaïque méridional. Age Turonien supérieur terminal.

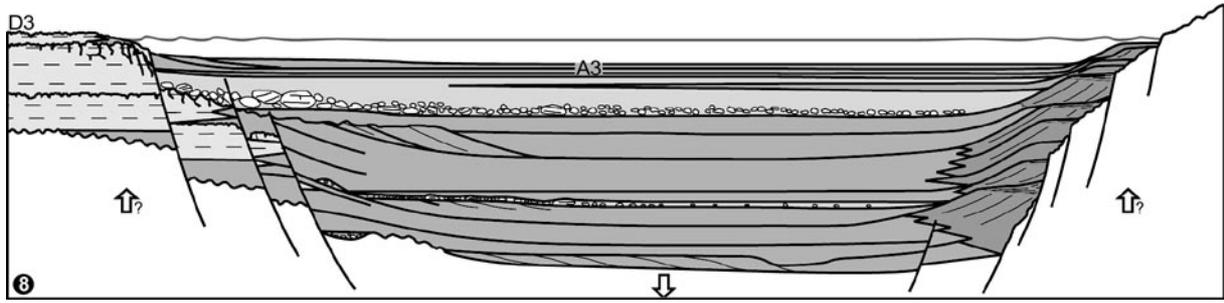


Fig. 41.8. Baisse du niveau marin relatif : émergence et érosion de SPF3, et dépôt dans le bassin du cortège de régression forcée et/ou de diminution de profondeur (A3 supérieur). Age Turonien supérieur terminal.

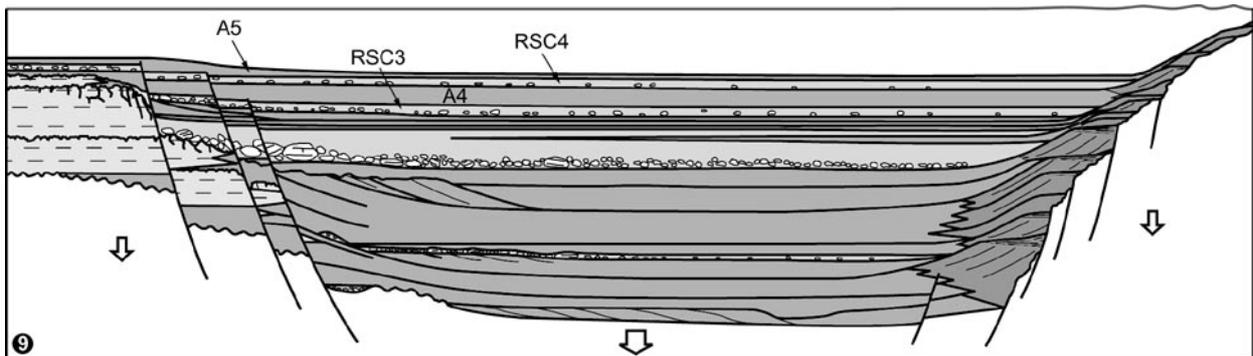


Fig. 41.9. Remontée du niveau marin relatif : RSC3 puis A4 se déposent dans le bassin, un nouvel édifice deltaïque se forme au Sud. Il est probable que les dynamiques ayant conduit aux développements puis aux érosions de SPF4 et de SPF5 et aux dépôts de RSC4 et RSC5 soient de même type que celles précédemment décrites. Un effondrement généralisé des marges du Bassin Sud-Provençal conduit à l'ennoiement et au recouvrement de la plate-forme par A5 (cf. 1.2.5. Chap. 2, et annexes A.4. et A.5.). Age Coniacien inférieur à moyen. La marge sud ne sera entièrement recouverte qu'au Santonien.

Une question demeure cependant posée :



Reproduit avec l'aimable autorisation de Philippe Geluck.

2. Tectonique synsédimentaire de transtension

2.1. Evidences de distension

En relation avec la dynamique générale d'ouverture et d'affaissement du Bassin Sud-Provençal (montrée par la double transgression sur les marges nord et sud, Fig. 40, 41.9 et 42), les évidences d'une tectonique distensive synsédimentaire sont nombreuses (Pl. 42). Cette tectonique a été enregistrée par de nombreuses failles normales scellées (cf. 2.2.2., 2.2.6., 2.2.7., 2.2.8. et 3.3. Chap. 2), parfois conjuguées en grabens (cf. 2.2.2. Chap. 2), par des cicatrices d'arrachements localisées le long d'un réseau de failles normales (cf. 2.2.6. Chap. 2) et par des remplissages de fentes de tension (dykes neptuniens, cf. 2.2.2. et 2.2.6. Chap. 2). La quasi totalité de ces structures a une orientation N110.

Des structures sédimentaires attribuées à des séismes seraient aussi liées à cette tectonique : c'est le cas de certains convolutes et de quelques brèches monogéniques calcarénitico-quartzeuses dans les unités autochtones A1, A2 et A5.

2.2. Evidences de décrochement

Les faits que la dynamique d'ouverture marine et d'affaissement des marges du Bassin Sud-Provençal se faisait à la fois selon la direction Nord-Sud et dans le sens Ouest-Est, c'est à dire suivant le sens d'allongement du bassin, comme le montre la migration des dépôts-centres de l'Ouest vers l'Est au cours du temps (A1, RSC1, A2 et RSC2 sont les plus épaisses dans le secteur occidental, alors qu'elles sont peu épaisses, amalgamées et inexistantes pour certaines dans le secteur oriental ; et inversement, RSC3, A4 et RSC4 sont largement plus épaisses dans le secteur oriental, Fig. 42) indiquent que la distension était associée à un décrochement. La morphologie étroite, allongée, asymétrique, la forte subsidence et le fort taux de sédimentation du Bassin Sud-Provençal sont, en outre, tout à fait caractéristiques des bassins sédimentaires en contexte tectonique transtensif (Einsele, 2000).

Les mouvements transtensifs se sont effectués le long des failles parallèles à l'axe d'allongement du bassin, c'est à dire les failles bordières nord et sud. La principale faille active était la faille bordière sud qui assurait le maintien de reliefs émergés au Sud (le Massif Méridional) et la forte subsidence du Bassin Sud-Provençal au Nord. Cette faille a été réactivée en permanence à partir de l'Albien (Philip *et al.*, 1987), pendant la période turono-coniacienne (Fig. 39, 41 et 42), et jusqu'au Santonien (comme en témoignent le contact stratigraphique normal à l'Ouest de la Jaume des terrains santoniens sur les terrains cénomaniens (Leonide, 2002), ou encore plus à l'Ouest, à l'oratoire Saint Jean des terrains santoniens sur les terrains triasiques (Philip, 1970) du Massif Méridional). Sur la bordure nord du bassin, l'activité des failles a sans doute été moindre, leur rejet plus faible, surtout vertical, délimitant néanmoins en permanence la bordure de plate-forme.

L'ampleur du jeu de la faille bordière sud par rapport à ceux des failles bordières nord, permet de supposer que la faille méridionale a assuré l'essentiel du décrochement.

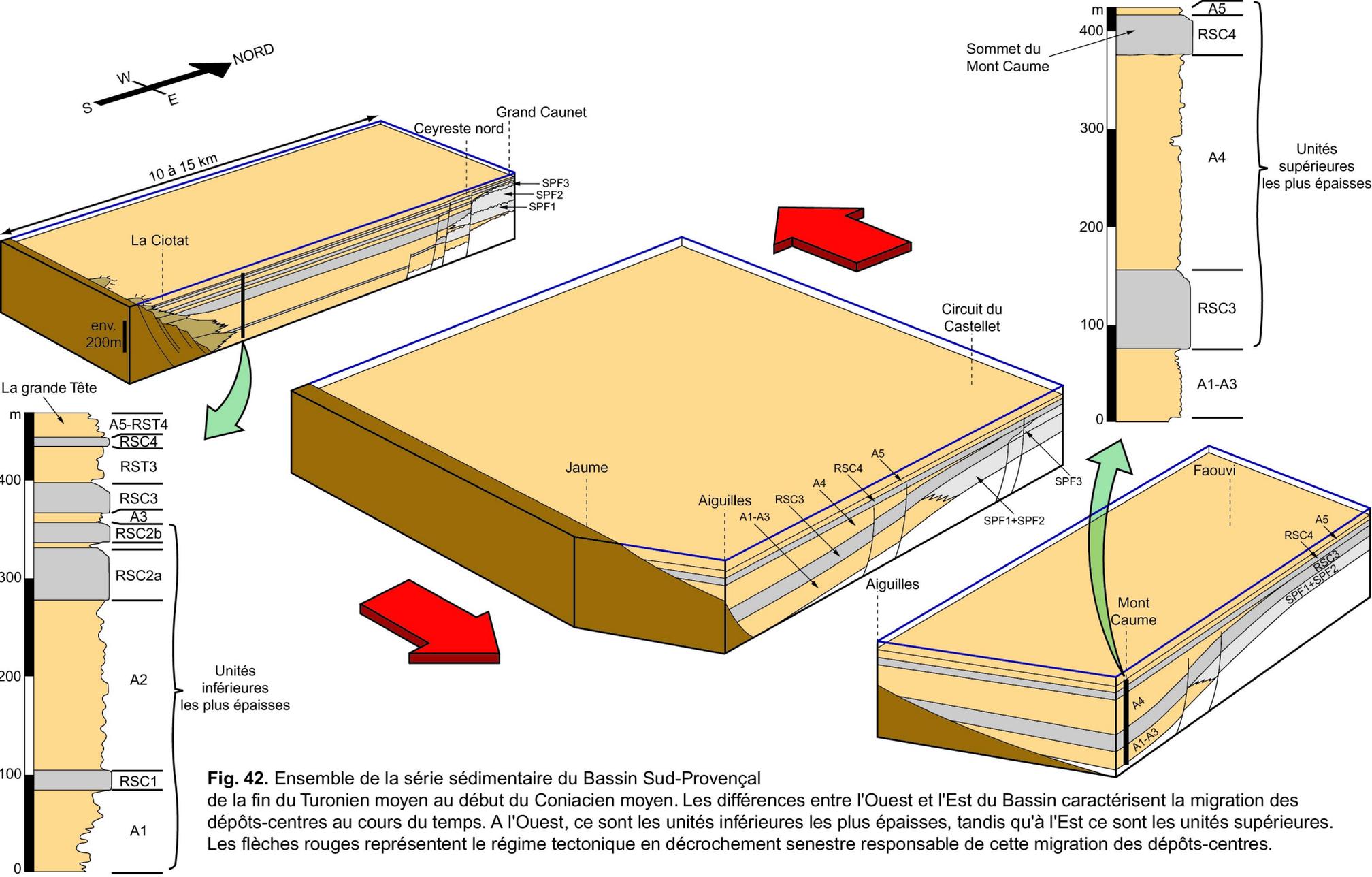


Fig. 42. Ensemble de la série sédimentaire du Bassin Sud-Provençal de la fin du Turonien moyen au début du Coniacien moyen. Les différences entre l'Ouest et l'Est du Bassin caractérisent la migration des dépôts-centres au cours du temps. A l'Ouest, ce sont les unités inférieures les plus épaisses, tandis qu'à l'Est ce sont les unités supérieures. Les flèches rouges représentent le régime tectonique en décrochement senestre responsable de cette migration des dépôts-centres.

Dans un tel régime tectonique de transtension, des subsidences différentielles entre les marges (plate-forme carbonatée, Massif Méridional) et le bassin pourraient en partie expliquer les variations rapides de plusieurs dizaines de mètres du niveau marin relatif sur une période relativement courte (moins de 2 millions d'années selon Hardenbol *et al.*, 1998).

2.3. Relations avec le système pyrénéen

Le Bassin Sud-Provençal, en transtension, étroit, allongé suivant une direction Ouest-Est, était similaire à des bassins pyrénéens en décrochement de même âge tels qu'ont pu les décrire (Sancho *et al.*, 1987 ; Floquet *et al.*, 1988 ; Razin, 1989 ; Debroas, 1990 ; Mathey *et al.*, 1999). Aussi, le Bassin Sud-Provençal s'intégrait parfaitement dans la dynamique d'ouverture du grand rift Pyrénéo-Provençal. Cette dynamique d'ouverture était liée à la dérive senestre de la plaque ibéro-briançonnaise par rapport à la plaque Europe (Fig. 43).

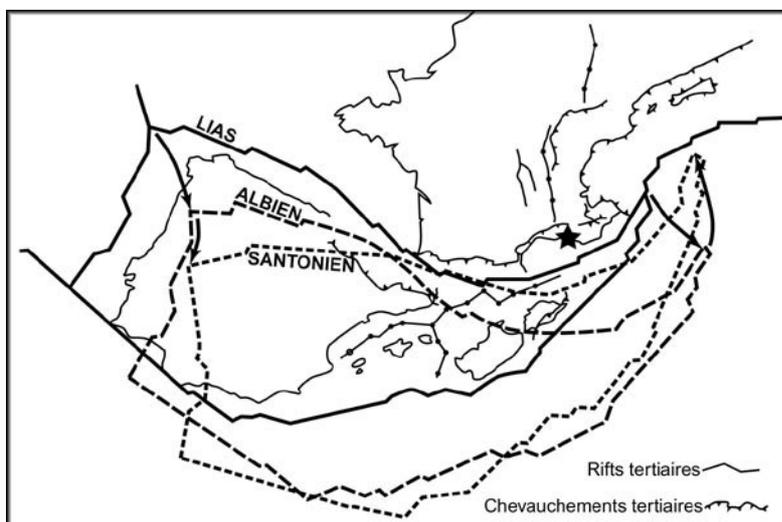


Fig. 43. Représentation de la dérive senestre de la plaque ibéro-briançonnaise du Lias au Santonien. La position de la plaque est représentée par un trait plein pour le Lias, en tiretés longs pour l'Albien et en tiretés courts pour le Santonien. L'étoile noire indique la position du Bassin Sud-Provençal. Tiré de Stampfli (1993).

Cette dérive senestre était 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). Le rift Valaisan, large de quelques centaines de kilomètres, océanisé que par place se serait ouvert, selon les secteurs, au début ou au milieu du Crétacé et se serait fermé à la fin du Crétacé (Lemoine *et al.*, 2000). L'ouverture du Bassin Sud-Provençal vers l'Est au moins jusqu'au Coniacien moyen s'intégrait aussi dans l'ouverture du rift Valaisan.

Les faibles dimensions du Bassin Sud-Provençal (10 à 15 km de large au maximum et de longueur inconnue, alors que la largeur du rift Valaisan est estimée à quelques centaines de kilomètres selon Lemoine *et al.*, 2000) et le fait que ce Bassin ne montre pas de milieux à faunes pélagiques véritablement 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 courants de fond, forts, générant toutes les structures tractives quasi unidirectionnelles décrites dans la série, et le déplacement des dépôts-centres d'Ouest en Est au cours du temps, pourraient impliquer une ouverture du Bassin Sud-Provençal vers l'Est, sur l'Océan Valaisan. Le Massif Méridional émergé constituant la bordure sud du Bassin Sud-Provençal est considéré comme un horst isolé dédoublant le rift Pyrénéo-Provençal (Fig. 44). L'hypothèse d'un Massif Méridional isolé, indépendant des massifs des Maures d'une part et Corso-sardes d'autre part avait déjà été envisagée par Redondo (1986).

Le Massif Méridional dédoublant à l'Est le grand rift Pyrénéo-Provençal-Valaisan et rattaché à la plaque Europe serait un équivalent des hauts fonds basques (Fig. 44) (Floquet & Mathey, 1984 ; Floquet *et al.*, 1988 ; Mathey *et al.*, 1999) dédoublant le rift Pyrénéo-Provençal à l'Ouest en un sillon de Plencia (basco-cantabrique) et un sillon de Saint Jean de Luz (nord-pyrénéen).

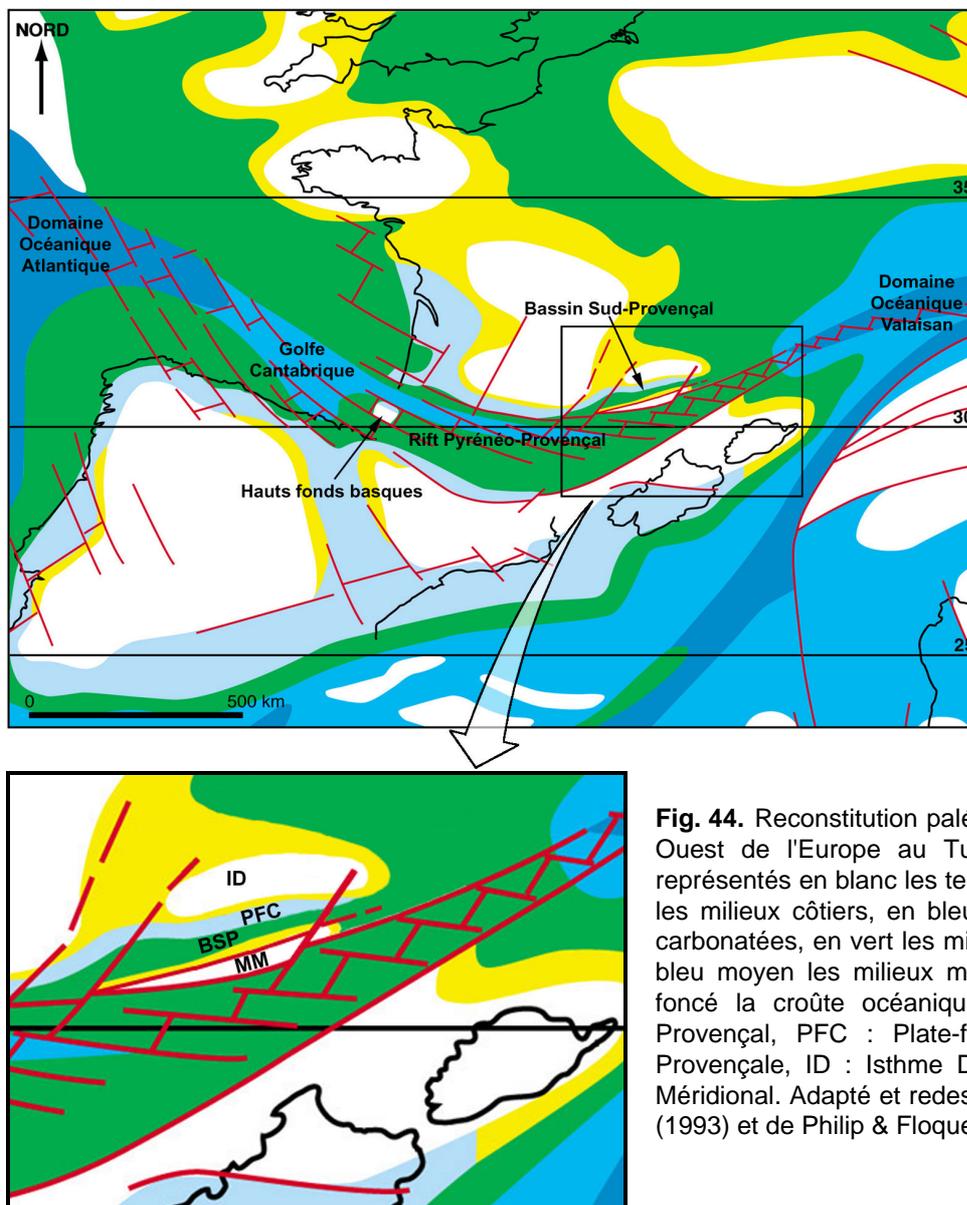


Fig. 44. Reconstitution paléogéographique du Sud-Ouest de l'Europe au Turonien supérieur. Sont représentés en blanc les terres émergées, en jaune les milieux côtiers, en bleu clair les plates-formes carbonatées, en vert les milieux marins ouverts, en bleu moyen les milieux marins profonds, en bleu foncé la croûte océanique. BSP : Bassin Sud-Provençal, PFC : Plate-forme carbonatée Sud-Provençale, ID : Isthme Durancien, MM : Massif Méridional. Adapté et redessiné à partir de Stampfli (1993) et de Philip & Floquet (2000).

CONCLUSIONS

CONCLUSIONS

⇒ Les études sédimentologiques, diagénétiques et paléontologiques (notamment sur la base de rudistes) des séries de plate-forme et de bassin, et leurs interprétations en termes de processus et de paléoenvironnements de dépôts et d'évolution séquentielle ont abouti aux résultats qui suivent.

- Durant le Turonien supérieur et le Coniacien inférieur, la série de plate-forme carbonatée d'une épaisseur totale de 140 m s'est faite par empilement de 5 séquences majeures correspondant aux installations, développements, émerSIONS, abandons et érosions de 5 plates-formes successives. Les profondeurs de dépôts n'ont que rarement été supérieures à quelques mètres. Ces séquences sont limitées par des discontinuités majeures issues des érosions successives aux émerSIONS des plates-formes. Ces érosions ont affecté les plates-formes sur des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres.
- Dans le bassin, la sédimentation s'est faite en général en milieux de *shoreface* à *offshore* supérieur, dans l'étage bionomique circalittoral, avec une profondeur atteignant 150 à 200 m. Cette sédimentation s'est faite selon 3 processus bien distincts qui sont :
 - des épandages calcarénitiques et quartzeux, d'une part, sous forme de mégarides et de dunes hydrauliques 2D et 3D sous l'action de courants à dominante unidirectionnelle Ouest-Est et, d'autre part, sous forme de mamelons sous l'action d'oscillations de tempêtes ;
 - des resédimentations carbonatées originaires de la plate-forme, sous forme d'écoulements en masse évolutifs comprenant des écroulements et des glissements d'olistolithes dans le domaine proximal, des coulées de débris et des courants de turbidité haute densité puis faible densité dans le domaine distal. Les resédimentations carbonatées, de plusieurs kilomètres cubes de volume et de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, et considérées comme initiées par des séismes, sont qualifiées de séismo-mégabrèches et de séismo-mégaturbidites ;
 - des épandages terrigènes surtout silicoclastiques en *foresets* et en *bottomsets* deltaïques, y compris des resédimentations sous forme de glissements et de mégacoulées de débris, de *grain-flows*, de courants de turbidité, issues de déstabilisations des *foresets*.

⇒ Les unités sédimentologiques de bassin ont été corrélées entre elles sur tout le pourtour du synclinal du Beausset. Des relations précises entre ces unités et les séquences majeures de plate-forme ont été établies par les études de stratigraphie séquentielle et diagénétiques de sorte qu'une reconstitution événementielle a été proposée.

- Le développement des séquences majeures de plate-forme se faisait en haut niveau marin relatif, dès le moment où la plate-forme était remise en eau marine, et jusqu'à ce qu'une nouvelle chute du niveau marin relatif conduise à son émerSION. Au même moment, la sédimentation se poursuivait dans le bassin grâce à une

production carbonatée *in situ* spécifique au bassin, et aux apports silicoclastiques des deltas.

- Lorsque la plate-forme était émergée, elle était érodée et démantelée, particulièrement à ces bordures. Le matériel produit s'accumulait à sa bordure et à son pied sous forme de brèches de pente. Dans le bassin, la sédimentation carbonatée et silicoclastique se poursuivait.
- En montée du niveau marin relatif, et avant la remise en eau marine de la plate-forme carbonatée, le matériel accumulé en bordure de plate-forme était remobilisé en écoulements gravitaires vers le bassin. Lors de la remise en eau de la plate-forme, un dépôt de transgression, bréchique à microbréchique, en partie silicoclastique, se déposait sur la discontinuité majeure issue de l'érosion correspondant au bas niveau marin précédent.

⇒ L'enregistrement du temps dans les séries de plate-forme et de bassin est donc nettement différent. Dans le bassin, du fait de son fonctionnement indépendant, cet enregistrement a sans doute été continu. Dans la plate-forme, qui n'est constituée que des cortèges de haut niveau marin relatif, les lacunes par non dépôt et par érosions sont très importantes.

⇒ Les évolutions séquentielles des séries de plate-forme et de bassin mettent en évidence une ouverture Nord-Sud par effondrement des marges, couplée à une ouverture vers l'Est par transtension, depuis la fin Turonien moyen jusqu'au début du Coniacien moyen.

⇒ Le contrôle tectonique a été omniprésent du Turonien moyen au Coniacien moyen, en :

- structurant le Bassin Sud-Provençal suivant un axe d'allongement parallèle aux principaux accidents Ouest-Est pyrénéo-provençaux ;
- maintenant deux terres émergées bordant le Bassin au Nord et au Sud ;
- initiant par séismes (et probablement par tsunamis associés) les resédimentations carbonatées et silicoclastiques ;
- favorisant la subsidence différentielle entre le bassin, la plate-forme carbonatée, et ses bordures émergées, contrôlant ainsi les types de sédimentation ;
- contrôlant les ouvertures Nord-Sud et vers l'Est du Bassin Sud-Provençal par effondrement généralisé de ses marges et par transtension.

⇒ Le déplacement des dépôts-centres d'Ouest en Est au cours du temps et la présence de courants de fonds importants, uniformément de sens Ouest-Est, permet d'envisager que le Bassin Sud-Provençal était ouvert vers l'Est sur l'Océan Valaisan.

⇒ Les reconstitutions paléogéographiques autorisent à considérer le Bassin Sud-Provençal (connecté à l'Océan Valaisan ?) comme un diverticule du grand rift pyrénéo-provençal, et le Massif Méridional comme un horst émergé dédoublant ce grand rift.

⇒ Le modèle géologique naturel ainsi proposé, bien contraint dans le temps et dans l'espace, pourrait désormais servir de base à des recherches sur la quantification des productions et processus sédimentaires, notamment carbonatés.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- AISSAOUI, D. M., CONIGLIO, M., JAMES, N. P. & PURSER, B. H. (1986a) - Diagenesis of a Miocene reef platform : Jebel Abu Shaar, Gulf of Suez, Egypt. *In* : Reef diagenesis. SCHROEDER & PURSER (Eds.), Springer-Verlag Berlin, p. 112-131.
- AISSAOUI, D. M., BUIGUES, D. & PURSER, B. H. (1986b) - Model of reef diagenesis : Mururoa Atoll, French Polynesia. *In* : Reef diagenesis. SCHROEDER & PURSER (Eds.), Springer-Verlag Berlin, p. 27-52.
- AL-AASM, I. S. & VEIZER, J. (1986a) - Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, I. Trace elements in rudists. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 1, p. 138-152.
- AL-AASM, I. S. & VEIZER, J. (1986b) - Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, II. Stable isotopes in rudists. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, 6, p. 763-770.
- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. (1982) - Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29, p. 797-817.
- AMICO, S. (1978) - Recherches de la structure du test des Rudistes. Applications à la systématique, à la paléobiologie et à la paléocéologie de ce groupe, Thèse de Troisième cycle, univ. de Provence, Marseille, 90 p., 13 fig., 8 tabl., 32 pl.
- BABINOT, J. F. (1980). - Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique-Biostratigraphie-Paléocéologie-Paléogéographie. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 634 p.
- BERCOVICI, C. (1983) - Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise, Structure de la zone du Broussan-Dardennes, cartographie détaillée et interprétation. Thèse Doctorat de Troisième Cycle, Univ. de Provence, Marseille, 80 p.
- BERNE, S. & TORRES, A. (1988) - Les vagues sableuses dans les dépôts actuels. *In* : Dynamique de dépôt, développement spatial de corps sédimentaires. Document Interne Elf Aquitaine Production, inédit, p. 39-49.
- BERTRAND, M. (1892) - Sur l'origine des poudingues de La Ciotat. *C.R.S.S.G.F.*, (3), t. XX, 2, p. LI-LIII.
- BILOTTE, M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse Doctorat d'Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 626 p.
- BLAIR, T. C. & McPHERSON, J. G. (1999) - Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 1, p. 6-19.
- BLANC, J. J. (1950) - Le Crétacé supérieur de la région de La Ciotat et de ses abords. *Bull. Mus. Hist. Nat. de Marseille*, X, p. 56-152.
- BLANC, J. J. (1951) - Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, VI, p. 369-380.
- BLANC, J. J. (1956). - Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, série 6, VI, p.797-815.
- BLANC, J. J. (1962) - Horizons repères minéralogiques et radio-actifs dans les grès de La Ciotat. *Rec. Trav. St. Mar. End. Bull.*, 27, 42, p. 269-280.
- BLANC, J. J. (1963a) - Paléocéanographie du Turonien dans le Massif du Soubeyran. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Marseille*, Ann., VII, p. 59-82, 4 pl. photos.

- BLANC, J. J. (1963b) - Lithologie des calcaires à *Hippurites* au plateau du Camp (Var), *Bull. Soc. Géol. France*, V, 7, p. 715-721.
- BLANC, J. J. (1972) - "Slumpings" et figures sédimentaires dans le Crétacé supérieur du bassin du Beausset (France). *Sedimentary Geology*, 7, p. 47-64.
- BLANC, J. J. (1980) - Facteurs et mécanismes sédimentaires sous-marins au delta de La Ciotat (France) (Turonien, Coniacien). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 22, 3, p. 337-343.
- BLANC, J. J. (1987) - Stratifications entre-croisées au delta de La Ciotat (France-Turonien-Coniacien). *Géologie Méditerranéenne*, XIV, 3, p. 205-219.
- BLANC, J. J., BLANC, F. & BECKER, B. (1980) - Evolution d'une séquence détritique et carbonatée au Turonien (Cassis - La Ciotat) application de l'analyse factorielle des correspondances. *Téthys*, 9, 4, p. 415-432.
- BLANC, J. J., GOUVERNET, C., PHILIP, J. & TEMPIER, C. (1977) - Carte géologique de la France à 1/50 000, Feuille de La Ciotat, 2ème édition.
- BOOLER, J. & TUCKER, M. E. (2002) - Distribution and geometry of facies and early diagenesis : the key to accommodation space variation and sequence stratigraphy : Upper Cretaceous Congost Carbonate platform, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 146, p. 225-247.
- BOSELLINI, A. (1998) - Scalloped vs. faulted carbonate platform margins and the origin of basinal magabreccias. *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, p. 63-74.
- BOUMA, A. H. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publishing Company*, 168 p.
- BOURQUE, P.-A. & RAYMOND, L. (1994) - Diagenetic alteration of early marine cements of Upper Silurian stromatolites. *Sedimentology*, 41, p. 255-269.
- BOURQUE, P.-A., SAVARD, M., CHI, G. & DANSEREAU, P. (2001) - Diagenesis and porosity evolution of the Upper Silurian - lowermost Devonian West Point reef limestone, eastern Gaspé Belt, Québec Appalachians. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49, 2, p. 299-326.
- BOURROUILH, R. & OFFROY, B. (1983) - Séquences de mass-flow évolutif - mégaturbidites du flysch sénonien nor-pyrénéen, traitement statistique et anatomie du bassin sénonien. *Géologie Méditerranéenne*, X, 3-4, p. 345-359.
- CARBONE, F. PRATURLON, A. & SIRNA, G. (1971) - The cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Prenezzini Mts., Latium). *Geol. Rom.*, X, p. 131-198.
- CHOQUETTE, P. W. & JAMES, N. P. (1987) - Diagenesis in limestones - 3, the burial environment. *Geoscience Canada*, 14, p. 3-35.
- COLLELA, A. (1988) - Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, 16, p. 1031-1034.
- COLLELA, A. (1988) - Pliocene Holocene fan deltas and braid deltas in the Crati Basin, southern Italy : a consequence of varying tectonic conditions. *In : Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings*, NEMEC & STEEL (Eds.), p. 50-74.
- COLLIGNON, M., CREGUT, E., FABRE-TAXY, S., PHILIP, J. & TRONCHETTI, G. (1979) - Ammonites du Coniacien de Provence. *Géologie Méditerranéenne*, VI, 3, p. 385-394.
- COLLOT, L. (1889) - Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence, *Bull. Soc. Géol. France*, (3), XVIII, p.49-102.

- COOK, H. E. (1979) - Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. *In* : Geology of continental slopes. *SEPM*, Special Publication, 27, p. 287-295.
- COOK, H. E., McDANIEL, P. N., MOUNTJOY, E. W. & PRAY, L. C. (1972) - Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ('reef') margins Alberta, Canada. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 20, p. 439-497.
- COSSEY, S. P. & EHRLICH, R. (1978) - Growth fault-controlled submarine carbonate debris flow and turbidite deposits from the Jurassic of Northern Tunisia: possible canyon fill sequences. *In* : Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches, STANLEY & KELLING (Eds.), p. 127-137.
- CROS, P., DERCOURT, J., GUNAY, Y., FOURCADE, E., BELLIER, J. P., LAUER, J. P., MANIVIT, H. & KOZLU, H. (1991) - La plate-forme arabe en Turquie du Sud : une rampe carbonatée Albo-Turonienne effondrée au Sénonien. *Bull. Centre Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 1, p. 215-237.
- DANSEREAU, P. & BOURQUE, P.-A. (2001) - The Neigette breccia : remnant of the West Point reef tract in the Matapédia Valley area, and witness of Late Silurian synsedimentary faulting, Gaspé Belt, Northern Appalachians, Québec. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 49, 2, p. 327-345.
- DEBROAS, E. J. (1990) - Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. géol. France*, VI, 2, p. 273-285.
- 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, p. 911-919.
- DICKSON, J. A. D. (1965) - A modified staining technique for carbonates in thin section. *Nature*, 205, p. 587.
- DOROBK, S. L. (1987) - Petrography, geochemistry and origin of burial diagenetic facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (carbonate rock), Central Appalachians. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 71, p. 492-514.
- DRZEWIECKI, P. A. & SIMO, J. A. (2002) - Depositional processes, triggering mechanisms and sediment composition of carbonate gravity flow deposits : examples from the Late Cretaceous of the south-central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, 146, p. 155-189.
- DUKE, W. (1985) - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, p. 167-194.
- DUNHAM, R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *Am. Ass. Petr. Geol.*, Mem. 1, p. 108-121.
- DURLET, C. (1996) - Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des "Calcaires à entroques" du seuil de Bourgogne (Aalénien - Bajocien). Thèse Doctorat d'Université, Université de Bourgogne, Dijon, 444 p.
- EBREN, P. (1996) - Impact des variations rapides du niveau marin sur le développement des atolls au quaternaire : Mururoa (Polynésie française). Dynamique récifale et diagenèse des carbonates. Thèse Doctorat d'Université, Université de Provence, Marseille, 310 p.
- EINSELE, G. (2000) - Sedimentary basins - Evolution, faciès, and sediment budget. Second Edition, Springer, 792 p., 354 fig.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J.E. (1971) - A late Devonian reef tract on northeastern banks island, N.W.T. *bull. of Canadian Petrol. Geol.*, 19, 4, p. 730-781.
- ENOS, P. (1986) - Diagenesis of Mid-Cretaceous rudist reefs, Valles Platform, Mexico. *In* : Reef diagenesis. SCHROEDER & PURSER (Eds.), Springer-Verlag Berlin, p. 160-185.

- FALK, P. D. & DORSEY, R. J. (1998) - Rapid development of gravelly high-density turbidity currents in marine Gilbert-type fan deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentology*, 45, p. 331-349.
- FAVRE, S. (1940) - Le Crétacé supérieur de la Basse Provence occidentale. I - Cénomaniens et Turonien. Thèse Ann. Fac. Sc. Marseille, 2^{ème} série, XIV, 355 p., 53 fig., 10 pl. photos.
- FILAK, J. M. (2002) - Les plates-formes carbonatées d'âge Crétacé moyen à supérieur de la chaîne côtière de Syrie. Sédimentologie - stratigraphie séquentielle - paléogéographies, implications en recherche pétrolière. Thèse de doctorat de l'Université de Provence, 323 p.
- FLOQUET, M. (1991) - La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. Sédimentation et vie. *In* : Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, 14, 925 p.
- FLOQUET, M. (1998) - Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits : the late Cretaceous series on the castilian ramp (northern Spain). *SEPM Special Publication*, 60, p. 343-361.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2001) - Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian – earliest Coniacien South-Provençal Basin. *Géologie Méditerranéenne*, XXVIII, 1-2, p. 67-71.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2003) - Evolutionary gravity flow deposits in the middle Turonian - early Coniacien South-Provençal Basin (SE France): Depositional processes and origins. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers.
- FLOQUET, M. & MATHEY, B. (1984) - Evolution sédimentologique, paléogéographique et structurale des marges Ibérique et Européenne dans les régions basco-cantabrique et nord-ibérique au Crétacé moyen et supérieur. *Strata*, 1, p. 129-136.
- FLOQUET, M., MATHEY, B., ROSSE, P. & VADOT, J. P. (1988) - Age cénomaniens 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, p. 1021-1027.
- FLOQUET, M., PHILIP, J. & WIEDMANN, J. (1982) - La limite Turonien-Coniacien en Vieille Castille (Espagne) : aspects sédimentologiques et paléontologiques. *In* : Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, nouvelle série, Série C, Sciences de la Terre, XLIX, Colloque sur le Turonien, p. 129-143.
- FREYTET, P. & PLAZIAT, J. C. (1982) - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis - late Cretaceous and early Tertiary of southern France. *In* : PURSER (Ed.), E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 213 p.
- FROGET, C. (1974) - Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 219p, 34 pl.
- GEORGE, A. D., PLAYFORD, P. E. & POWELL, C. McA. (1994) - Carbonate breccias and quartzofeldspathic sandstones of the marginal slope, Devonian reef complex, Canning Basin, western Australia. *In* : Proceeding of the West Australian Basins Symposium, PURCELL & PURCELL (Eds.), p. 727-730.
- GEORGE, A. D., PLAYFORD, P. E., POWELL, C. McA. & TORNATORA, P. M. (1997) - Lithofacies and sequence development on an Upper Devonian mixed carbonate-siliciclastic fore-reef slope, Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology*, 44, p. 843-867.
- GILI, E., SKELTON, P. W., VICENS, E. & OBRADOR, A. (1995) - Corals to rudists - an environmentally induced assemblage succession, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, p. 127-136.

- GODART, S. (1997) - Les bioconstructions à rudistes et à madréporaires d'âge Turonien supérieur de Cassis (B.d.R., France) : paléoenvironnements et séquences de dépôts. Rapport de recherche DEA PAL&SED, Universités de Dijon, Lyon I, Aix-Marseille I, Toulouse III, inédit, 50 p.
- GOUVERNET, C. (1963) - Structure de la région toulonnaise. Thèse Mém. Carte Géologique de France, 244 p. 74 fig., 6 pl. photos, 8 cartes.
- GRABAU, A. W. (1904) - On the classification of sedimentary rocks. *Am. Geologist*, 33, p. 228-246.
- GREENE, H. G. & WARD, S. N. (2003) - Mass movement along the central California margin and their consequences for tsunami generation. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 343-356.
- GROSJEAN, O. (1997) - Etude sédimentologique et modalités de dépôt des brèches de démantèlement de la plate-forme à rudistes du Turonien supérieur de la région de Cassis (S.E. France). Rapport de recherche DEA PAL&SED, Universités de Dijon, Lyon I, Aix-Marseille I, Toulouse III, inédit, 50 p.
- GUEIRARD, S. (1959) - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Ann. Fac. Sc. Marseille*, XXIX, p. 71-264.
- GUILLOCHEAU, F. (1991a) - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu marin ouvert ("Offshore", "Shoreface"), baies et replats sableux ("Sand-flats") : visite de quelques affleurements ordoviciens en presqu'île de Crozon (Bretagne, France). Congrès A.S.F. Brest, p. 40-66.
- GUILLOCHEAU, F. (1991b) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 2, p. 383-410.
- GUILLOCHEAU, F. (1995) - Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *C.R.A.S.*, 320, p. 1141-1157.
- HAAS, J. (1999) - Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts, Hungary. *Sedimentary Geology*, 128, p. 51-66.
- HALLAM, A. (1970) - Gyrochorte and other trace fossils in the Forest Marble (Bathonian) of Dorset, England. *In* : Trace fossils, CRIMES & HARPER (Eds.), Seel House Press, Liverpool, p. 189-200.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences*, 235, p. 1156-1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P. (1998) - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *In* : De Graciansky, Hardenbol, Jacquin & Vail (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, *SEPM Special Publication* 60, p. 3-15.
- HARMS, J. C., SOUTHARD, J. B., SPEARING, D. R. & WALKER, M. J. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course*, 2, 161 p.
- HENNUY, J. (1999) - La série sédimentaire d'âge Turonien supérieur à Coniacien moyen de la région de la bordure occidentale du bassin du Beausset (B. d. R., France) : enregistrement de l'effondrement et de l'enneigement de la marge sud-provençale. Rapport de finalisation de contrat de recherche établi entre l'Université de Provence et la société Elf-Aquitaine, réf. EP/T/IRD N° 98-267, inédit, 65 p.
- HENNUY, J. & FLOQUET, M. (2000) - Dynamique sédimentaire de la partie occidentale du Bassin Sud-Provençal au Turonien supérieur - Coniacien inférieur. Rapport de finalisation de contrat de recherche

- établi entre l'Université de Provence et la société Elf-Aquitaine, réf. EP/T/IRD N° 99-609, inédit, 75 p, Atlas d'illustrations 27 pl.
- HENNUY, J. & FLOQUET, M. (2001) - Evolution de la plate-forme carbonatée sud-provençale au Turonien moyen *pro-parte* - Coniacien inférieur. Relations avec les résédimentations carbonatées dans le Bassin Sud-Provençal. Rapport de finalisation de contrat de recherche établi entre l'Université de Provence et la société Elf-Aquitaine, réf. EP/T/IRD N° 00-465, inédit, 89 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. Geol. Lyon.*, 156, p. 125-126.
- HISCOTT, R. & JAMES, N. (1985) - Carbonate debris flows, Cow Head Group, western Newfoundland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 5, p. 735-745.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T. A. (1992) - Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 2, p. 357-381.
- HUNT, D. & TUCKER, M. E. (1992) - Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tracts : deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, p. 1-9.
- HUNT, D. & TUCKER, M. E. (1995) - Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tracts : deposition during base-level fall-reply. *Sedimentary Geology*, vol. 95, p. 147-160.
- HWANG, I. G. & CHOUGH, S. K. (2000) - The Measan fan delta , Miocene Pohang Basin, SE Korea : architecture and depositional processes of a high-gradient fan-delta-fed slope system. *Sedimentology*, 47, p. 995-1010.
- JACQUET, O. (1982) - Paléoécologie et dynamique sédimentaire d'une plate-forme carbonatée à rudistes en milieu pérideltaïque : l'exemple du Turonien supérieur de la région de Cassis. (B.d.R. France). Thèse Doctorat de Troisième Cycle, Université de Provence, Marseille, 147 p.
- JAVAUX, C. (1992) - La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien. Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon*, 16, 342 p.
- JOLET, P. (1996) - Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de Provence (S.E. de France). Thèse Doctorat d'Université, Université de Provence, Marseille, 178 p.
- KAHLE, C. F. (1977) - Origin of subaerial Holocene calcareous crusts : role of algae, fungi and sparmicritisation. *Sedimentology*, 24, p. 413-435.
- KASTENS, K. A. (1984) - Earthquakes as triggering mechanism for debris flow and turbidites on the calabrian ridge. *Marine Geology*, 55, p. 13-33.
- KENDALL, A. C. (1985) - Radial fibrous calcite : a reappraisal. *In* : Carbonate cements. N. Schneidermann & P. M. Harris (Eds.), *SEPM Special Publication* 36, p. 59-77.
- KERANS, C., HURLEY, N. F. & PLAYFORD, P. E. (1986) - Marine diagenesis in devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. *In* : Reef diagenesis. SCHROEDER & PURSER (Eds.), Springer-Verlag Berlin, p. 357-380.
- KIM, S. B. & CHOUGH, S. K. (2000) - A gravel lobe deposit in the prodelta of the Doumsan fan delta (Miocene), SE Korea. *Sedimentary Geology*, 130, p. 183-203.

- KIM, S. B., CHOUGH, S. K. & CHUN, S. S. (1995) - Bouldary deposits in the lowermost part of the Cretaceous Kyokpori Formation, SW Korea: cohesionless debris flows and debris falls on a steep-gradient delta slope. *Sedimentary Geology*, 98, p. 97-119.
- LABAUME, P. & SEGURET, M. (1986) - Calcareous megaturbidites of Eocene South Pyrenean Foreland Basin. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 70, 5, p. 609.
- LABAUME, P., MUTTI, E., SEGURET, M. & ROSELL, C. (1983) - Mégaturbidites carbonatées du bassin turbiditique de l'Eocène inférieur et moyen sud-pyrénéen. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, 6, p. 927-941.
- LANG, R. A. & TUCCI, P. (1997) - A preliminary study of the causes of the blackening of pebbles in the Cenomanian "breccia with black pebbles" of Camporosello (Lepini Mountains-Italy). *Geologica Romana*, 33, p. 89-97.
- LEE, H. J., KAYEN, R. E., GARDNER, J. V. & LOCAT, J. (2003) - Characteristics of several tsunamigenic submarine landslides. *In : Advances in natural and technological Hazards research*, Kluwer Academic Publishers, p. 357-366.
- LEIGH, S. & HARTLEY, A. (1992) - Mega-debris flow deposits from the Oligo-Miocene Pindos foreland basin, western mainland Greece : implications for transport mechanism in ancient deep marine basins. *Sedimentology*, 39, p. 1003-1012.
- LEMOINE, M., De GRACIANSKY, P. C. & TRICART, P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Science Publishers, 207 p.
- LEONIDE, P. (2002) - Enregistrement d'une transgression marine par une série condensée : l'exemple du membre à spongiaires et stromalithes 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, Université de Provence, inédit, 15 p.
- LOHMANN, C. K. & MEYERS, W. J. (1977) - Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites : a proposed criterion for former high magnesium calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, p. 1078-1088.
- LOHMANN, C. K. (1988) - Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. *In : Paleokarst*. JAMES & CHOQUETTE (Eds.), Springer-Verlag New-York, p. 58-80.
- LOWE, D. R. (1976) - Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 1, p. 188-199.
- LOWE, D. R. (1982) - Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1, p. 279-297.
- LUTAUD, L. (1957) - La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, nouvelle série, I, 2, p. 103-112.
- LYNETT, P., LIU, P. L. F. & SYNOLAKIS, C. E. (2003) - Numerical modeling of tsunami generation by subaerial and submerged landslide. *In : Advances in natural and technological Hazards research*, Kluwer Academic Publishers, p. 77-84.
- MASSARI, F. & COLLELA, A. (1988) - Evolution and types of fan-delta systems in some major tectonic settings. *In : Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings*. NEMEC & STEEL (Eds.), p. 103-122.
- 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, p. 49-66.

- MATHEY, B. (1986) - Les flyschs Crétacé supérieur des Pyrénées Basques. Age, anatomie, origine du matériel, milieu de dépôt et relation avec l'ouverture du Golfe de Gascogne. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Bourgogne, 403 p.
- MATHEY, B., FLOQUET, M. & MARTINEZ-TORRES, L. M. (1999) - The Leiza paleo-fault: role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328, p. 393-399.
- MERCADIER, C. (1984) - Paléoenvironnements et sédimentologie des formations récifales à rudistes du Sénonien de Sainte-Anne d'Evenos, Massif du Gros Cerveau (Var). Thèse Doctorat de Troisième Cycle, Université de Provence, Marseille, 222 p.
- MOLDOVANYI, E. P. & LOHMANN, K. (1984) - Isotopic and petrographic record of phreatic diagenesis : lower Cretaceous Sligo and Cupido formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 3, p. 972-985.
- MOORE, C. H. (1985) - Upper jurassic subsurface cements : a case history. *In* : Carbonate cements. N. Schneidermann & P. M. Harris (Eds.), *SEPM Special Publication* 36, p. 291-308.
- MOORE, C. H. (1989) - Carbonate diagenesis and porosity. Elsevier Science Publishers, 338 p.
- MORO, A. (1997) - Stratigraphy and paleoenvironments of rudist biostromes in the Upper Cretaceous (Turonian - upper Santonian) limestones of southern Istria, Croatia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 131, p. 113-131.
- MORO, A. & COSOVIC, V. (2000) - The rudists of southern Istria - an exemple of environmentally induced succession within Santonian limestones, *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 106, 1, p. 59-72.
- MULDER, T. & ALEXANDER, J. (2001) - The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, p. 269-299.
- MULDER, T. & COCHONAT, P. (1996) - Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1, p. 43-57.
- MULLINS, H. T., DOLAN, J. & BREEN, N. (1991) - Retreat of carbonate platforms response to tectonic processes. *Geology*, 19, p. 1089-1092.
- MUTTI, E., RICCI-LUCHI, F., SEGURET, M. & ZANZUCCHI, G. (1984) - Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. *Marine Geology*, 55, p. 103-116.
- NEMEC, W. & STEEL, R. J. (1988) - What is a fan delta and how do we recognize it ? *In*: Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings. NEMEC & STEEL (Eds.), p. 3-13.
- PALMER, T. J., HUDSON, J. D. & WILSON, M. A. (1988) - Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient calcite seas. *Nature*, 335, p. 809-810.
- PAPADOPOULOS, G. A. & KORTEKAAS, S. (2003) - Characteristics of landslide generated tsunamis from observation data. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 357-374.
- PERES, J. M. (1961) - Océanographie biologique et biologie marine, tome 1 : La vie benthique. *Presses universitaires de France*, Paris.
- PHILIP, J. (1962) - Présence de l'Angoumien au NE du Camp (Var). *C.R.S.S.G.F.*, 10, p. 311.
- PHILIP, J. (1964) - Faciès et variations du Sénonien dans le Massif de la Ste Baume (Var). *C.R.S.S.G.F.*, 3, p. 107-108.

- PHILIP, J. (1967a) - Sur l'âge cénomanien de la barre à Rudistes des Aiguilles (Bordure méridionale du synclinal du Beausset, Var). *C.R.A.S.*, 264, p. 1383-1385.
- PHILIP, J. (1967b) - Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de St-Cyr sur Mer (Var). *C.R.A.S.*, 265, p. 1883-1886.
- PHILIP, J. (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 438 p.
- PHILIP, J. (1972) - Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - l'exemple du Sud-Est de la France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12, p. 205-222.
- PHILIP, J. (1980) - Relation entre récifs à rudistes, paléostructures et tectonique synsédimentaire dans le Crétacé supérieur de la région toulonnaise (Var). *Comm. Réunion annuelle des Sciences De la Terre S.G.F.*
- PHILIP, J. (1982a) - Conclusions au Colloque sur le Turonien échelles biostratigraphiques intégrées et cartes de faciès (France et contrées limitrophes). *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle, Colloque sur le Turonien*, XLIX, C, p. 209-241.
- PHILIP, J. (1982b) - Rapports entre tectonique et sédimentation carbonatée récifale. Etude d'un modèle provençal. *Géologie Méditerranéenne*, IX, 3, p. 223-227.
- PHILIP, J. (1993) - Late Cretaceous Carbonate-Silicoclastic Platforms of Provence, Southeastern France. *In* : Cretaceous Carbonate Platforms, Simo, Scott, Masse (Eds.), *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* 56, p. 375-385.
- PHILIP, J. (1998) - Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings: the cenomanian-turonian stages of Provence (southeastern France). *S.E.P.M. Special Publication*, 60, p. 387-395.
- PHILIP, J., AMICO, S. & ALLEMANN, J. (1978) - Rôle des rudistes dans la sédimentation calcaire au Crétacé supérieur, *Livre jubilaire Jacques Flandrin, Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, H.S. 4, p. 343-359, 4 pl.
- PHILIP, J., BABINOT, J. F., JOLET, P. & TRONCHETTI, G. (1994) - Cenomanian-Turonian carbonate-Platforms of Provence. Field-guide book, Perimediterranean carbonate platforms, First International Meeting Marseille-France, 5-10 Sept 1994, Univ. de Provence, 16 p.
- PHILIP, J. & FLOQUET, M. (2000) - Late Cenomanian (94,7 to 93,5 Ma) Carte paléogéographique et notice explicative de la carte du programme Périthéys, 12 p., 1 fig.
- PHILIP, J., MASSE, J. P. & 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, p. 541-550.
- PIPER, D. J. W., COCHONAT, P. & MORRISSON, M. L. (1999) - The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake : initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology*, 46, p. 79-97.
- PLAYFORD, P. E. (1984) - Platform-margin and marginal-slope relationships in Devonian reef complexes of the Canning Basin. *In* : The Canning Basin, Proceeding of Geol. Soc. Aust. & Pet. Explor. Soc. Aust. Symposium, Perth, Western Australia, p. 189-214.
- POSTMA, G. (1984) - Mass-flow conglomerates in a submarine canyon : Abrija fan-delta, Pliocene, southeast Spain. *In* : Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem. 10, KOSTER & STEEL (Eds.), p. 237-258.

- POSTMA, G., BABIC, L., ZUPANIC, J. & ROE, S.-L. (1988) - Delta-front failure and associated bottomset deformation in a marine, gravelly Gilbert-type fan delta. *In* : Fan Deltas : Sedimentology and Tectonic Settings. NEMEC & STEEL (Eds.), p. 91-102.
- POSTMA, G., NEMEC, W. & KLEINSPEHN, K. (1988) - Large floating clasts in turbidites : a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, p. 47-61.
- POSTMA, G. & ROEP, T. (1985) - Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 6, p. 874-885.
- PURSER, B. H. (1980a) - Sédimentation et diagenèse précoce des carbonates néritiques récents. Publications de l'Institut Français du Pétrole, Ed. Technip, Paris, tome 1 : Les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, 366 p.
- PURSER, B. H. (1980b) - Sédimentation et diagenèse précoce des carbonates néritiques récents. Publications de l'Institut Français du Pétrole, Ed. Technip, Paris, tome 2 : Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents ; application à l'interprétation des calcaires anciens, 389 p.
- RAVENNE, C. & BEGHIN, P. (1983) - Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologiques des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 38, p. 278-297.
- RAZIN, P. (1989) - Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (province du Labourd), Thèse, Université de Bordeaux-III, 464 p.
- REDONDO, C. (1986) - Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie ; Pétrographie ; Minéralogie. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 474 p.
- ROUSSELLE, B. (1996) - Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt en domaine de plate-forme carbonatée : exemple dans l'Aalénien du Sud-Est de la France. Thèse d'Université, Université Claude Bernard-Lyon I, 228 p.
- 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, p. 235-243.
- SANDBERG, P. A. (1985) - Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. *In* : Carbonate cements. SCHNEIDERMAN & HARRIS (Eds.), *SEPM Special Publication* 36, p. 33-57.
- SANDERS, D. & PONS, J. M. (1999) - Rudist formations in mixed siliciclastic-carbonate depositional environments, Upper Cretaceous, Austria : stratigraphy, sedimentology, and models of development. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 148, p. 249-284.
- SEGURET, M. LABAUME, P. & MADARIAGA, R. (1984) - Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the south pyrenean basin (Spain). *Marine Geology*, 55, p. 117-131.
- SHANMUGAM, G. (1996) - High-density turbidity currents: are they sandy debris flows?. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 1, p. 2-10.
- SHANMUGAM, G., BLOCH, R. B., MITCHELL, S. M., BEAMISH, G. W. J., HODGKINSON, R. J., DAMUTH, J. E., STRAUME, T., SYVERTSEN, S. E., & SHIELDS, K. E. (1995) - Basin-floor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *A.A.P.G. Bulletin*, 79, 4, p. 477-512.

- SHANMUGAM, G., LEHTONEN, L. R., STRAUME, T., SYVERTSEN, S. E., HODGKINSON, R. J. & SKIBELI, M. (1994) - Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61-67°N): implications for sand distribution. *A.A.P.G. Bulletin*, 78, 6, p. 910-937.
- SIMONPIETRI, G. (1999) - Systématique phylogénèse ontogénèse chez les hippuritidae (rudistes du Crétacé supérieur). Thèse de Doctorat d'Université, Université de Provence, Marseille, 181 p, 42 pl.
- SKELTON, P. W., GILI, E., VICENS, E. & OBRADOR, A. (1995) - The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119, p. 107-126.
- SKELTON, P. W., GILI, E., ROSEN, B. R. & VALLDEPERAS, F. X. (1997) - The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 92, 1-4, p. 225-239.
- SOHN, Y. K. (1999) - On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 3, p. 502-509.
- SOHN, Y. K. (2000) - Coarse-grained debris-flow deposits in the Miocene fan deltas, SE Korea: a scaling analysis. *Sedimentary Geology*, 130, p. 45-64.
- SOHN, Y. K., KIM, S. B., HWANG, I. G., BAHK, J. J., CHOE, M. Y. & CHOUGH, S. K. (1997) - Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly gilbert-type foresets in the Miocene fan delta, Pohang basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 1, p. 130-141.
- SOHN, Y. K., KIM, S. B., HWANG, I. J., BAHK, J. J., CHOE, M. Y. & CHOUGH, S. K. (1997) - Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly gilbert-type foresets in the Miocene Doumsan fan delta, Pohang Basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 1, p. 130-141.
- SPENCE, G.-H. & TUCKER, M. E. (1997) - Genesis of limestone megabrecchiasand their significance in carbonate sequence stratigraphic models : a review. *Sedimentary Geology*, 112, p. 163-193.
- STAMPFLI, G. (1993) - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?. *Eclogae Geologiae Helvetiae*, vol. 86, n° 1, p. 1-45.
- STAMPFLI, G. & MARCHANT, R. (1997) - Geodynamic evolution of the Tethyan margins of the Western Alps. In : Deep structure of the Swiss Alps : results of NRP 20. PFIFFNER, LEHNER, HEITZMANN, MUELLER & STECK (Eds.), Birkhäuser Verlag, Basel, p. 223-240.
- STRASSER, A. & DAVAUD, E. (1983) - Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura) : lithology, geochemistry and origin. *Eclogae geol. Helvetiae*, 76, 3, p. 551-580.
- SYNOLAKIS, C. E. & RAICHLLEN, F. (2003) - Waves and run-up generated by a three-dimensional sliding mass. In : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 113-119.
- TOBIN, K. J., WALKER, K. R., STEINHAUFF, D. M. & MORA, C. I. (1996) - Fibrous calcite from the ordovician of Tennessee : preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology*, 43, p. 235-251.
- TOUCAS, A. (1873) - Terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *Mém. Soc. Géol. France*, 2^{ème} série, IX, IV, 65 p.
- TRONCHETTI, G. (1981) - Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique-Biostratigraphie-Paléoécologie-Paléogéographie. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 559 p.
- TUCKER, M. E. & WRIGHT, V. P. (1990) - Carbonate sedimentology. *Blackwell scientific publications*, 482 p.

- VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991) - The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology – An overview, *In* : Cycles and events in stratigraphy, W.R. & EINSELE (Eds.), p. 617-659.
- WALDER, J. S. & WATTS, P. (2003) - Evaluating tsunami hazards from debris flows. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 155-162.
- WALKER, R. G. (1975) - Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, 86, p. 737-748.
- WALTER, L. M. (1985) - Relative reactivity of skeletal carbonates during dissolution : implications for diagenesis. *In* : Carbonate cements. SCHNEIDERMANN & HARRIS (Eds.), *SEPM Special Publication* 36, p. 3-16.
- WIESE, F. & VOIGT, S. (2002) - Late Turonian (Cretaceous) climate cooling in Europe: faunal response and possible causes. *Geobios*, 35, p. 65-77.
- WILSON, P. A. & OPDYKE, B. N. (1996) - Equatorial sea-surface temperatures for the Maastrichtian revealed through remarkable preservation of metastable carbonate. *Geology*, 24, 6, p. 555-558.
- WOO, K. S., ANDERSON, T. F. & SANDBERG, P. A. (1993) - Diagenesis of skeletal and nonskeletal components of mid-Cretaceous limestones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63, 1, p. 18-32.
- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (1991) - Calcretes. *Reprint Series Volume 2 of the International Association of Sedimentologists*. WRIGHT & TUCKER (Eds.), *Blackwell Scientific Publications*, 352 p.
- YUK, D., YIM, S. & LIU, P. L. F. (2003) - Numerical modeling of submarine mass-movement generated waves using rans model. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 183-191.