

Presqu'île de Giens, 7-10 octobre 2005

10^{ème}

CONGRÈS
FRANÇAIS
DE
SÉDIMENTOLOGIE

LIVRE EXCURSION

Sédimentologie, stratigraphie
séquentielle et architecture réservoir
des séries d'âge éocène-oligocène
du Sud-Est de la France
(Grès d'Annot et systèmes associés)


DES ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS



<http://www.sedimentologie.com/>



10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie

Excursion ASF n° 10 du 7 au 10 Octobre 2005

Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et architecture réservoir des séries Éocène - Oligocène du Sud-Est de la France (Grès d'Annot et systèmes associés)

Philippe JOSEPH¹, Yannick CALLEC², François GUILLOCHEAU³ & Cécile ROBIN³

¹ IFP, 1-4 avenue de Bois-Préau, 92506 Rueil Malmaison, France, email : philippe.joseph@ifp.fr

² BRGM, Service CDG/CG, 3 avenue Claude Guillemin, 45060 Orléans Cedex 2, France

³ Géosciences-Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, 35042 Rennes, France

Mots clés : Processus gravitaires, turbidites, faciès, architecture réservoir, organisation séquentielle, tectonique synsédimentaire, bassin d'avant-pays, Grès d'Annot, Alpes méridionales



Table des matières

Résumé	5
Programme	6
Remerciements	8
Introduction	9
Contexte géologique général	10
Cadre structural.....	10
Evolution géodynamique.....	11
Lithostratigraphie.....	13
Chronostratigraphie.....	14
Evolution structurale.....	15
Evolution paléogéographique.....	18
Corrélations régionales.....	20
Les modèles de faciès gravitaires.....	22
Le modèle de rampe turbiditique.....	24
Le Massif de Sanguinière	27
Cadre géologique général.....	28
Arrêt n° 1 : Vallon de Gialorgues. Architecture globale de la série.....	29
Arrêt n° 2 : Col de la Moutière. Faciès de rampe turbiditique et séquences génétiques.....	33
Arrêt n° 3 : L’affleurement de Tête – Ronde : Interactions déformation – sédimentation gravitaire dans les Grès d’Annot.....	51
Le sous-bassin confiné Saint Antonin – Annot	59
Cadre géologique général du synclinal de Saint Antonin.....	59
Arrêt n° 1 : Coupe de Saint Antonin. Les faciès de fan delta.....	61
Cadre géologique général du synclinal d’Annot.....	70
Arrêt n° 2 : Route de Braux. Lobes confinés et interaction des écoulements turbiditiques avec la topographie.....	74
Arrêt n° 3 : Panorama du mégaglisement des Gastres.....	83
Arrêt n° 4 : Annot. Chenaux de transit des Scaffarels - la Chambre du Roi.....	84
Chalufy	93
Cadre géologique général.....	93
Arrêt n° 1 : Panorama de Peymian. Architecture générale de la série.....	93
Arrêt n° 2 : Panorama du Défens des Barres. Géométrie de l’onlap.....	98
Arrêt n° 3 : Organisation de détail du corps gréseux supérieur – Interaction des écoulements gravitaires avec la topographie.....	102
Le synclinal de Barrême	105
Présentation générale du synclinal de Barrême.....	106
Arrêt n°1 : La Trilogie Nummulitique de la coupe des Sauzeries.....	111
Arrêt n°2 : Les Grès de Ville.....	114
Arrêt n°3 : Les Conglomérats de Clumanc. Coupe du Champ-Richard au Tréouiller.....	120
Arrêt n°4 : Panorama du Château de Clumanc. Géométrie de l’éventail synsédimentaire des Conglomérats de Clumanc.....	128
Arrêt n°5 : Panorama du Gilbert-Delta de Saint-Lions. Evolution et Géométrie des Conglomérats de St-Lions.....	132
Arrêt n°6 : Panorama du Pont de Senez. Les Grès de Senez.....	139
Arrêt n°7 : Panorama de la Roche blanche. L’anticlinal de Malvoisin.....	142
Synthèse.....	145
Bibliographie	147

Liste des figures

Figure 1 : Itinéraire de l'excursion.	7
Figure 2 : Carte structurale régionale (modifiée de Puigdefabregas <i>et al.</i> 2004).	10
Figure 3 : Localisation des affleurements de Grès d'Annot et de ses systèmes équivalents, et de la coupe structurale de la Figure 9.	11
Figure 4 : Evolution géodynamique de la Méditerranée Nord Occidentale de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur (Séranne 1999).	12
Figure 5 : Lithostratigraphie schématique du bassin des Grès d'Annot (modifiée de Ravenne <i>et al.</i> 1987).	13
Figure 6 : Échelle chronostratigraphique utilisée (Joseph & Lomas 2004)	14
Figure 7 : Lithostratigraphie et biostratigraphie du Paléogène des Alpes Maritimes et de Provence (modifiée de Sztrakos & du Fornel 2003).	15
Figure 8 : Schéma des principaux éléments structuraux et dépositionnels d'un bassin d'avant-pays de type alpin (Mutti <i>et al.</i> 2003).	15
Figure 9 : Coupe structurale équilibrée et restaurée séquentiellement à travers la nappe de Digne, du bassin de Valensole à la faille pennique frontale (Lickorish & Ford 1998).	16
Figure 10 : Evolution paléogéographique schématique du bassin des Grès d'Annot au Priabonien (unités 1, 2 et A), Rupélien inférieur (unités B à G) et Rupélien moyen (Grès de Ville) (modifiée de Joseph & Lomas 2004).	19
Figure 11 : Corrélation SW – NE à travers les sous-bassins de Sanguinière et Annot – Grand Coyer (modifiée de du Fornel 2003).	21
Figure 12 : Corrélation NW – SE à travers le sous-bassin méridional d'Annot – Grand Coyer (modifiée de du Fornel 2003).	21
Figure 13 : Principales phases de transformation d'un écoulement de turbidité d'après Mutti (1992) et faciès associés (avec leur équivalence avec les classifications de Lowe 1982 : faciès R et S, et Bouma 1962 : faciès T).	22
Figure 14 : Corrélation entre les séquences de Lowe (1982), Bouma (1962) et Stow & Shanmugam (1980), in Shanmugam (2000).	23
Figure 15 : Evolution d'un courant de turbidité (Mutti <i>et al.</i> 2003).	24
Figure 16 : Modèle de cône au débouché d'un canyon (a) et modèle de rampe alimentée par des deltas (b) (Reading & Richards 1994).	24
Figure 17 : Modèle de rampe turbiditique et faciès associés (compilé par F. Gaumet).	25
Figure 18 : Reconstitution schématique du système de dépôt des Grès d'Annot au début de l'Oligocène (Joseph & Lomas 2004).	25
Figure 19 : Evolution schématique des géométries dans le sous-bassin méridional de Saint Antonin – Annot – Grand Coyer – Chalufy au Rupélien inférieur (unités C, D et E).	26
Figure 20 : Carte géologique du Massif de Sanguinière (modifiée de Jean 1985), avec la localisation des affleurements étudiés : Vallon de Gialorgues - Cime Dieu de Delfy au sud, Col de la Moutière - Caire Brun au nord.	27
Figure 21 : (a) Reconstitution du sous-bassin de Sanguinière au moment du dépôt du debris-flow 1 (modifiée de Jean 1985) ; (b) lithostratigraphie (modifiée de Ravenne <i>et al.</i> 1987).	28
Figure 22 : Itinéraire et point de vue du vallon de Gialorgues sur fond topographique IGN 1/25000.	29
Figure 23 : Vue du debris-flow 1 au Col de la Moutière.	30
Figure 24 : Panorama du vallon de Gialorgues depuis la Cime de la Gorgia.	31
Figure 25 : Faciès hétérolithique tabulaire (FA1).	34
Figure 26 : Faciès hétérolithique progradant (FA2) : sequences élémentaires constituées de faisceaux de bancs ("bedsets") à faible angle et en accretion latérale, voir légèrement aggradants.	35
Figure 27 : Faciès progradant hétérolithique (FA2) : géométrie 3D des faisceaux de bancs à faible angle, en accretion.	36
Figure 28 : Faciès homolithique à légèrement hétérolithique, tabulaire, de base faiblement érosive à des faciès de by-pass (Faciès FA3).	37
Figure 29 : Faciès de by-pass (faciès de très faible préservation, FA3) : stratification madrée ("flaser bedding") à forte granulométrie.	38
Figure 30 : Faciès tabulaire homolithique présentant des laminations obliques et de larges sillons d'érosion (scours) (faciès FA4).	39
Figure 31 : Faciès tabulaire homolithique présentant des laminations sub-planes et des moyennes à petites gouttières d'érosion (FA5).	40
Figure 32 : Exemple de corrélation aux échelles locale et régionale des secteurs du "Col de la Moutière"- "Barre de la Mauvaise Côte" et du sud de "Cime Dieu de Delfy". L'intervalle stratigraphique étudié est immédiatement sous-jacent au premier écoulement de débris.	42
Figure 33 : Unités stratigraphiques répétitives, d'une dizaine de mètres d'épaisseur par unité (unités génétiques / paraséquences) : unités sableuses ("sandy") ou boueuses ("muddy").	43
Figure 34 : Géométrie 2D des unités stratigraphiques d'une dizaine de mètres d'épaisseur (unités génétiques / paraséquences), selon un profil 2D parallèle à la ligne de plus grande pente (c'est à dire selon la direction d'écoulement).	44
Figure 35 : Exemple d'unité génétique / paraséquence (falaise de Caire Brun - ouest, dans le secteur du "Col de la Moutière"- "Barre de la Mauvaise Côte").	45

Figure 36 : Géométrie 2D des faisceaux de bancs à accréation latérale de faible angle (“low-angle accretionary bedsets”) : relations géométriques entre les faciès de by-pass et les barres sableuses imbriquées en échelon (“shingles”)...	46
Figure 37 : Géométries des parties progradantes et aggradantes des unités génétiques.....	48
Figure 38 : Contrôle allogénétique (allogocyclique) des unités génétiques / paraséquences : corrélations entre la migration de la ligne de rivage du fan delta et le rapport Accommodation (A) /Flux sédimentaire silicoclastique (S).....	49
Figure 39 : Panorama photo et interprétation de l’affleurement de Tête Ronde.....	52
Figure 40 : Corrélations de détail de la séquence β_2	54
Figure 41 : Modèle de comportement des écoulements gravitaires rencontrant une topographie oblique induite par des failles normales conjuguées. A) pour les écoulements turbiditiques dilués; B) pour les écoulements concentrés à hyperconcentrés.....	56
Figure 42 : (a) Carte géologique du synclinal de Saint Antonin (Bodelle 1971) ; (b) Coupes géologiques à travers le synclinal de Saint Antonin (Campredon & Giannerini 1982), in du Fornel (2003).....	60
Figure 43 : Localisation de la coupe géologique de Saint Antonin sur fond de carte IGN 1/25000, avec cotes de la coupe sédimentologique de la Figure 44.....	61
Figure 44 : Log sédimentologique schématique de la coupe de Saint Antonin (modifié de du Fornel <i>et al.</i> 2004).....	62
Figure 45 : Log sédimentologique détaillé de la coupe de Saint Antonin (levé de E. du Fornel et S. Lesur).....	63
Figure 46 : Mégarides sigmoïdes soulignées par des joints argileux (unité B : cote 283 m).....	66
Figure 47 : Détail de l’organisation des faciès à dynamique tidale de l’unité B (Callec 2001). Cote 310 m.....	67
Figure 48 : Géométrie et faciès de barre sigmoïdale générée par les crues (Mutti <i>et al.</i> 1996, in du Fornel 2003).....	68
Figure 49 : Conglomérats remplissant des structures en gouttières à Chamengearde.....	68
Figure 50 : (a) Carte géologique simplifiée du synclinal d’Annot ; (b) Coupe structurale simplifiée à travers le synclinal (modifiées de Callec 2004).....	70
Figure 51 : Log composite des Grès d’Annot dans le synclinal d’Annot (modifié de du Fornel <i>et al.</i> 2004).....	71
Figure 52 : Localisation des points de vue (1 : Plateau d’Educh ; 2 : Route de Braux ; 3 : Les Gastres ; 4 : Les Scaffarels), des arrêts (C : Scaffarels - Chambre du Roi ; B : Route de Braux) et du panorama des affleurements d’Annot – Les Scaffarels – La Chambre du Roi de la Figure 68 (A-B-C-D-E-F).....	72
Figure 53 : Panorama du synclinal d’Annot vu du Plateau d’Educh (point de vue 1 de la Figure 52).....	73
Figure 54 : Coupe structurale à travers le synclinal d’Annot et reconstitution à la fin du dépôt des Grès d’Annot (modifiée de Ravenne <i>et al.</i> 1987).....	73
Figure 55 : Panorama de la Crête de la Barre (Unité B) le long de la route de Braux (modifié de Callec 2004).....	74
Figure 56 : Modèle d’évolution de la paléofaille de Braux (Tomasso & Sinclair 2004).....	75
Figure 57 : Log sédimentologique des Grès d’Annot de la Crête de la Barre de long de la route de Braux (données consortium IFP « Turbidites »).....	77
Figure 58 : Turbidites de base densité Tbc le long de la route de Braux (cote 15,5 m).....	78
Figure 59 : Onlap apparent par interdigitation des turbidites fines dans les Marnes Bleues le long de la route de Braux (cote 6 m).....	78
Figure 60 : Evolution de l’angle apparent d’onlap β (trajectoire de la base de pente) en fonction de l’angle de la paléopente α et des taux respectifs d’aggradation du bassin Ab et de la pente As (in Smith & Joseph 2004).....	79
Figure 61 : Evolution latérale d’une débrite interstratifiée dans une turbidite le long de la route de Braux, modifiée de Callec (2001) (banc M : cote 83 m).....	79
Figure 62 : Megagrooves à la base du banc gréseux O (cote 80 m).....	80
Figure 63 : Directions de courant dans le membre supérieur de la Crête de la Barre (modifiée de Callec 2004) et schéma d’évolution des lignes de courant et du régime de dépôt d’un écoulement turbiditique à proximité d’une pente (modifié de Kneller & McCaffrey 1999).....	81
Figure 64 : Signature diagraphique de la coupe de la Crête de la Barre (route de Braux).....	82
Figure 65 : Panorama du mégaglisement des Gastres vu depuis la route de Braux (modifié de Callec 2004).....	83
Figure 66 : Failles synsédimentaires scellées par la barre conglomératique du glissement des Gastres.....	84
Figure 67 : Flute casts au contact entre Marnes Bleues et Grès d’Annot (coupe des Garambes).....	84
Figure 68 : Panorama général des affleurements d’Annot – La Chambre du Roi (Joseph <i>et al.</i> 2000).....	85
Figure 69 : Panorama de détail des Scaffarels vu depuis le point de vue 4 de la Figure 52 (Joseph <i>et al.</i> 2000).....	87
Figure 70 : Corrélations générales des affleurements d’Annot – La Chambre du Roi (Joseph <i>et al.</i> 2000).....	87
Figure 71 : Reconstitution 3D du système de transit chenalisé d’Annot (Joseph <i>et al.</i> 2000).....	88
Figure 72 : Géométrie d’un chenal de l’unité E des Garambes (photo de McCaffrey & Kneller 2004 ; dessin de Callec 2001).....	89
Figure 73 : Déformations internes dans le remplissage grossier des chenaux de la Chambre du Roi.....	90
Figure 74 : Dépôts hétérolithiques dans la coupe des Scaffarels Ouest (niveau 2).....	91
Figure 75 : Itinéraire et carte géologique simplifiée des affleurements de Chalufy (modifiée de Joseph <i>et al.</i> 2000).....	94
Figure 76 : Vue générale des affleurements de Chalufy depuis le sommet de Peymian (Joseph <i>et al.</i> 2000).....	95
Figure 77 : Corrélations globales des affleurements de Chalufy (Joseph <i>et al.</i> 2000).....	96
Figure 78 : Mégachenal sous le sommet de Denjuan (unité D).....	96
Figure 79 : Détail du remplissage basal du mégachenal (débris flow).....	97
Figure 80 : Panorama du Défens des Barres.....	98
Figure 81 : Reconstitution de la faille du Défens des Barres, in Puigdefabregas <i>et al.</i> (2004).....	98
Figure 82 : Onlap du corps gréseux inférieur de Chalufy (unité C).....	99
Figure 83 : Corrélations du corps gréseux inférieur de Chalufy (unité C).....	99

Figure 84 : Dépôt hyperconcentré à structures en coupelles dans le corps inférieur de Chalufy (unité C).	100
Figure 85 : Onlap du corps gréseux médian de Chalufy (unité C').	101
Figure 86 : Détail des plis synsédimentaires (slump) en bordure de l'onlap (unité C').	101
Figure 87 : Onlap du corps gréseux supérieur de Chalufy (unité D).	102
Figure 88 : Corrélration du corps gréseux supérieur de Chalufy (unité D).	103
Figure 89 : Faciès du corps gréseux supérieur de Chalufy (unité D).	103
Figure 90 : Deux modalités d'onlap des dépôts gravitaires sur une paléopente pré existante.	104
Figure 91 : Carte géologique des Alpes externes méridionales plaquée sur le MNT (données IGN). Localisation du synclinal de Barrême.	105
Figure 92 : Carte géologique du secteur de Barrême. Extraits de la carte géologique de la France à 1/50000-Digne n°944 et Moustiers-Ste-Marie n° 970 (édition BRGM).	107
Figure 93 : Coupe schématique synthétique dans la terminaison septentrionale du secteur de Clumanc (arrêt 4) (Callec <i>et al.</i> , 1998).	108
Figure 94 : Diagramme chronostratigraphique de la série tertiaire de Barrême.	110
Figure 95 : Panorama de la rive gauche du ravin des Sauzeries. Limite des formations de la Trilogie Nummulitique le long de la cuesta de la Buissière d'Entouart.	111
Figure 96: Log de la coupe du ravin des Sauzeries, des Calcaires à Nummulites aux Conglomérats de Clumanc. Evolution sédimentologique et données biostratigraphiques.	113
Figure 97 : a - Cartographie des Grès de Ville dans la terminaison septentrionale du synclinal. b- Coupe E-W montrant l'amortissement vers l'Ouest des plis développés dans les Grès de Ville.	114
Figure 98 : Evolution verticale de faciès des Grès de Ville au niveau de la route D219.	116
Figure 99 : Principaux faciès des Grès de Ville marqués par une sédimentation sous influences de houle et de tempête. Les photos sont situées sur le log de la Figure 98.	117
Figure 100 : Détail de la lentille développée dans les Grès de Ville à la cote 1013 m de la Buissière d'Entouart.	118
Figure 101 : Panorama vers le Sud des différentes cuestas de la formation des Conglomérats de Clumanc et coupe équatoriale synthétique présentant la géométrie en éventail du remplissage paléogène.	120
Figure 102 : Cartographie de la formation des Conglomérats de Clumanc. Rosaces des écoulements des Grès de Ville et des différents membres des Conglomérats de Clumanc.	122
Figure 103 : Modèle sédimentologique du système alluvial des Conglomérats de Clumanc. Répartition spatiale des processus hydrodynamiques et des faciès associés.	123
Figure 104 : Log composite des Conglomérats de Clumanc, de Champ-richard à Serre-Genestier. Découpage séquentiel et environnement de dépôt. Log 1 de la Figure 102.	124
Figure 105a et b : Principaux faciès des Conglomérats de Clumanc	126
Figure 106 : Panorama et interprétation (vue vers le Sud) du flanc nord de la butte du Château de Clumanc.	128
Figure 107a, b : A- Cartographie des surfaces remarquables des Conglomérats de Clumanc.	130
Figure 108 : Proposition de corrélations séquentielles entre les coupes du flanc oriental, à l'aplomb de la charnière de l'éventail synsédimentaire, et le flanc occidental du bassin. Géométrie de l'éventail sur la Figure 107.	131
Figure 109 : Carte détaillée du secteur de St-Lions.	132
Figure 110 : Panorama du secteur de St-Lions (vue vers le Sud), du Cimetière au Coulet Rouge. Géométrie et orientation des écoulements principaux.	133
Figure 111 : Log synthétique des Conglomérats de Saint-Lions. Interprétation séquentielle et évolution des environnements de dépôt.	135
Figure 112a, b, c : Imbrications singulières développées dans les Conglomérats de Saint-Lions. d- transition des foresets aux bottomsets marno-silteux au pied du Gilbert-Delta (Coulet Rouge). e- membre des sables verts et conglomérats du Coulet Rouge.	137
Figure 113 : Panorama (vue vers le SE) du Gilbert-delta de Saint-Lions et architecture développée dans le membre du Coulet Rouge. La géométrie est de type sigmoïde-oblique soulignant un taux de sédimentation plus élevé que le taux d'espace disponible créé.	138
Figure 114 : Panorama (vue vers le Nord) du Pont de Senez et carte simplifiée du secteur de Senez.	139
Figure 115 : Panorama de la rive gauche de l'Asse de Blioux au Pont de Senez. Progradation vers le Nord des Grès de Senez organisés en grandes stratifications obliques stratocroissantes qui reflètent une tendance générale progradante.	141
Figure 116 : Log synthétique des Grès de Senez (Coupe du flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin).	141
Figure 117 : Panorama de l'anticlinal de Malvoisin (vue vers le Nord). L'éventail est développé au sein des Grès de Senez et se poursuit dans la Molasse Rouge.	142
Figure 118 : Evolution progressive de la géométrie des dépôts en relation avec la génèse de l'anticlinal. La surface d'inondation maximale de chaque séquence est remise à l'horizontale.	143
Figure 119 : Glissements développés dans la barre des Grès de Senez, en rive droite de l'Asse de Blioux.	144
Figure 120 : Chronologie des manifestations tectoniques et enregistrement des séquences de dépôts au cours de l'histoire paléogène du bassin de Barrême.	146
Figure 121 : Modèle tectono-eustatique conceptuel et zonation spatiale des « domaines séquentiels ».	146

Résumé

Le système des Grès d'Annot, déposé à l'Eocène supérieur – Oligocène inférieur (Priabonien – Rupélien) dans le bassin d'avant-pays tertiaire du Sud-Est de la France, est un exemple majeur de système turbiditique confiné riche en sable, offrant des affleurements spectaculaires sur une surface de plus de 5000 km².

L'installation du système clastique est liée au développement du bassin d'avant-pays alpin qui débute par la création d'un bassin flexural à l'Éocène et se poursuit par la genèse de plissements dans la couverture au-dessus de différents niveaux de décollement. L'évolution en véritable bassin « piggy-back » sur décollements émergents apparaît dès l'Oligocène inférieur dans le bassin de Barrême : il s'y s'installe une dynamique alluviale dont l'origine alpine du détritisme implique l'arrêt du système des Grès d'Annot et l'émersion des zones internes.

Durant l'Éocène et l'Oligocène, cette tectonique active en chevauchements, relais décrochants et failles normales gravitaires, induit des topographies très complexes et le confinement de certains sous-bassins tels que Peïra Cava ou Annot.

En contradiction avec l'image originelle du cône sableux au débouché d'un canyon entaillant le talus continental, le système des Grès d'Annot apparaît maintenant comme un ensemble de rampes turbiditiques peu pentues, directement connectées à des fan deltas (Quatre Cantons, Saint Antonin), alimentés depuis le sud par les Massifs corso-sarde et Maures – Esterel. Sur ces rampes, le transit des sédiments est assuré par des chenaux peu profonds éphémères, alimentant des langues progradantes allongées : leur activité est probablement liée à la fréquence des apports fluviaux de crues (écoulements hyperpycnaux). En domaine bassin, ceux-ci évoluent en courants de turbidité non confinés, qui déposent des lobes sableux en nappes tabulaires. Durant l'Eocène, les bassins fermés tels que celui d'Annot passent par une phase de remplissage ("ponding"), puis de débordement ("spilling"), avant un nappage généralisé du système turbiditique à l'Oligocène ("blanketing").

Le but de cette excursion est d'étudier l'organisation faciologique et l'architecture des différents éléments constitutifs du système de dépôt :

- les faciès conglomératiques du fan delta nourricier de Saint Antonin,
- les faciès de rampe turbiditique et la géométrie des séquences génétiques constitutives (Massif septentrional de Sanguinière),
- les différentes phases de remplissage du bassin confiné méridional d'Annot et leur relation avec la tectonique synsédimentaire (paléofaille de Braux),
- l'étalement en lobes sableux tabulaires dans la partie distale (Chalufy),
- l'évolution finale en bassin « piggy-back » et la fermeture du bassin turbiditique avec les premiers produits du démantèlement des zones internes (Barrême).

Programme

(Itinéraire en Figure 1)

On étudiera successivement les trois sous-bassins confinés de Sanguinière, Annot et Barrême, de plus en plus jeunes d'Est en Ouest du fait de la migration du bassin d'avant-pays alpin.

1^{er} jour : Massif de Sanguinière (Vallon de Gialorgues et Col de la Moutière) : système de rampe turbiditique remplissant au Priabonien une gouttière étroite d'environ 6 km, avec intercalation de débrites décamétriques

- évolution stratigraphique de la série, du bassin sous-rempli (Calcaires Nummulitiques et Marnes Bleues) au remplissage turbiditique (Grès d'Annot) et à la propagation des nappes alpines (olistostrome des Schistes à Blocs)
- architecture globale du système confiné
- organisation faciologique et géométrie 3D des séquences génétiques
- influence de la tectonique synsédimentaire
- Interprétation des processus (hyperpycnites versus turbidites, mégadébrites)

2^{ème} jour : Saint Antonin – Annot : partie proximale du sous-bassin d'Annot (Priabonien terminal – Rupélien inférieur)

- organisation des faciès conglomératiques du fan delta nourricier de Saint Antonin
- fonctionnement de la faille synsédimentaire de Braux
- remplissage du bassin confiné (lobes de la route de Braux) et interaction des écoulements turbiditiques avec la topographie
- mégaglisement synsédimentaire des Gastres
- faciès et architecture 3D des chenaux de transit lors du débordement du système vers l'aval (la Chambre du Roi à Annot)
- interprétation en termes de processus de ces différents faciès

3^{ème} jour : Chalufy : partie distale des sous-bassins d'Annot et de Sanguinière, connectés au Rupélien inférieur

- terminaison en onlap des lobes gréseux tabulaires sur la paléopente des Marnes Bleues
- faciès et déformation synsédimentaire associée à la proximité de la pente
- interprétation en termes de processus de ces différents faciès
- évolution latérale des faciès et des architectures le long d'un transect de 3 km
- activité tectonique à grande échelle

4^{ème} jour : Barrême : sous-bassin occidental « piggy-back », rempli au Rupélien moyen

- faciès turbiditiques peu profonds, déposés sous influence de houle
- évolution séquentielle de la série
- déformation plicative synsédimentaire
- part respective du contrôle tectonique et eustatique.

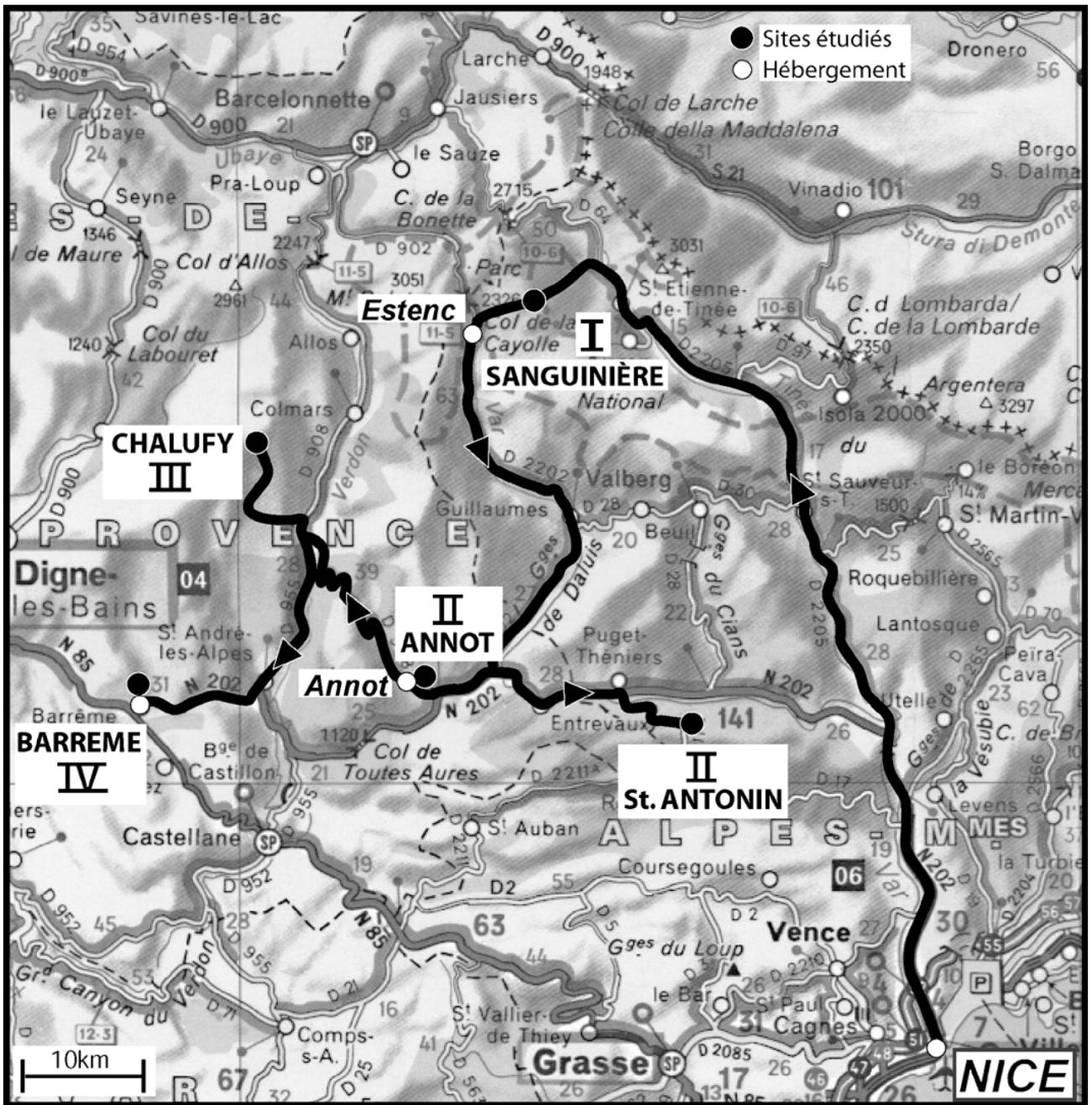


Figure 1 : Itinéraire de l'excursion.

Remerciements

Les résultats présentés lors de cette excursion reposent essentiellement sur les résultats acquis de 1997 à 2001 dans le cadre du consortium IFP « Turbidites », soutenu par les compagnies BP-AMOCO, Enterprise oil, Petrobras, Statoil et TotalFinaElf, et des thèses de Yannick Callec (2001), Olivier Broucke (2003) et Elodie du Fornel (2003). Ces deux dernières thèses ont bénéficié d'un financement partiel par le projet "Grands Fonds" de la compagnie TOTAL et nous remercions Alain Morash, Jean Loup Rubino et Jacques Vittori pour leur soutien.

Nous remercions également tous les collègues de l'IFP, de l'École des Mines de Paris, de Géosciences Rennes et des universités et compagnies partenaires pour leur aide sur le terrain et au laboratoire : Nathalie Babonneau, Aline Bourgeois, Gilles Cotteret, Guy Desaubliaux, Rémi Eschard, Tristan Euzen, François Fournier, Daniel Garcia, Blaise Garin, Olinto Gomes de Souza, Didier Granjeon, Benoît Guivarc'h, Alexandre Hugot, Valérie Langlais, Olivier Lerat, Benoît Maréchal, Vincent Marlot, Daniel Mercier, Carla Muller, Jobel Pinheiro-Moreira, Fabienne Orszag-Sperber, Jean-Marie Quemener, Christian Ravenne, Karoly Sztràkos, François Temple, Pierre Thériault, ainsi que Yolande Calot-Martin et Nadia Doizelet pour les illustrations.

Une partie du travail de terrain a été effectué dans le Parc National du Mercantour, et nous remercions la Direction du Parc pour son autorisation à travailler dans ce secteur protégé.

Nous remercions également Gilles du Refuge de la Cantonnière à Estenc et Olivier, Jean-Yves et Philippe du Refuge de Bayasse pour leur aide amicale lors des missions de terrain.

Introduction

Depuis plus de 150 ans, la qualité exceptionnelle des affleurements de la formation des Grès d'Annot a attiré l'attention des géologues, français et étrangers. L'intérêt a d'abord été stratigraphique (équivalence temporelle entre formations marines et continentales), puis structural par la mise en évidence du déplacement horizontal important des nappes alpines. Puis, dans les années 1950 – 1960, la formation des Grès d'Annot a été la source d'avancées majeures dans la compréhension des phénomènes de sédimentation en eau profonde, avec l'émergence de la notion de turbidite et sa reconnaissance sur le terrain (Faure-Muret *et al.* 1956; Kuenen *et al.* 1957) : c'est à Peira Cava que Bouma définit en 1962 sa fameuse séquence de turbidite, et que Lanteaume *et al.* (1967) décrivent les figures sédimentaires induites par les écoulements turbiditiques. A partir des affleurements d'Annot, Stanley propose en 1961 le premier modèle de canyon et cône sous-marin.

Dans les années 1980, une relance de l'activité de recherche est induite par le développement de l'exploration pétrolière sur les marges continentales et l'émergence de la stratigraphie sismique : l'organisation à grande échelle des Grès d'Annot est alors étudiée pour aider à l'interprétation des profils sismiques profonds (Ravenne *et al.* 1987). En parallèle, l'influence de la déformation tectonique sur l'évolution de la paléotopographie est mise en évidence (Apps 1985, 1987; Elliott *et al.* 1985), et des études expérimentales d'avalanches sous-marines permettent de mieux comprendre les processus gravitaires (Laval *et al.* 1988).

La découverte de nombreux gisements pétroliers en offshore profond et leur mise en production induit un second renouveau d'activité de recherche à la fin des années 1990 : dans le cadre de consortiums industriels, plusieurs équipes internationales mènent des études détaillées sur l'architecture réservoir des Grès d'Annot, afin de mieux caractériser et modéliser la géométrie tridimensionnelle des dépôts gravitaires et de donner des guides pour l'exploitation des gisements profonds. Leurs principaux résultats sont présentés lors d'une conférence de recherche organisée en 2001 à Nice (Joseph & Lomas 2004).

Ces études récentes ont conduit à une remise en cause importante du modèle de dépôt et de ses relations avec la tectonique. La formation des Grès d'Annot est maintenant considérée comme un exemple de référence d'un système de rampes turbiditiques riches en sable, alimentées par des deltas (*sensu* Reading & Richards 1994). Son architecture sédimentaire résulte d'une étroite interaction entre la paléotopographie induite par la tectonique synsédimentaire alpine et les différents types d'écoulements gravitaires (de debris-flows à turbidites de basse densité). Cette formation est fréquemment utilisée comme analogue de gisements profonds d'hydrocarbures, notamment en Mer du Nord, dans le Golfe du Mexique ou en offshore brésilien.

Le but de cette excursion est triple :

- étudier l'organisation séquentielle à petite et moyenne échelle du système turbiditique, discuter l'interprétation des séquences génétiques reconnues en termes de processus (courants hyperpycniaux versus bouffées turbiditiques), et étudier l'impact de la tectonique synsédimentaire sur l'architecture de ces séquences,
- analyser l'évolution d'amont en aval de ce système de rampes turbiditiques, depuis les fan deltas nourriciers jusqu'aux dépôts distaux en nappes en passant par les chenaux de transit intermédiaires,
- relier l'évolution sédimentologique de l'ensemble du système aux différentes phases de déformation du bassin, et discuter la part relative du contrôle eustatique et tectonique.

Contexte géologique général

Cadre structural

La formation des Grès d'Annot et ses systèmes associés (Grès de Barrême, du Champsaur, du Devoluy) affleurent dans le Sud-Est de la France, dans les départements des Alpes Maritimes, Haute Provence et Hautes Alpes. D'un point de vue structural, ils appartiennent aux Chaînes subalpines méridionales, qui font partie du bassin d'avant pays alpin. Les principaux éléments qui structurent le bassin sont, d'Ouest en Est (donc du plus externe au plus interne : Figure 2) :

- la ceinture plissée et chevauchante « parautochtone » correspondant à la Nappe de Digne se raccordant au Sud à l'Arc de Castellane : cette structure s'est mise en place de l'Éocène supérieur au Pliocène, au dessus d'un niveau de décollement évaporitique du Trias (Ford & Lickorish 2004). Elle chevauche l'autochtone du bassin de Valensole, à remplissage Mio-Pliocène. Les estimations du déplacement vers le SW sont très variables, de 21,5 km pour Lickorish & Ford (1998) à 65 km pour Graham, in Elliott *et al.* (1985). La série impliquée est d'âge paléozoïque à oligocène.
- les massifs cristallins externes du Pelvoux, Argentera – Mercantour et Maures – Esterels, situés à la périphérie de cette ceinture plissée : l'exhumation finale des deux premiers massifs serait tardive (Miocène supérieur à Pliocène) et liée aux dernières phases de déplacement de la nappe (Ford & Lickorish 2004), mais les massifs du Pelvoux et des Maures – Esterels constituaient des zones hautes sources de sédiment dès l'Éocène.
- les nappes sub-briançonnaises de l'Embrunais – Ubaye, transportant à l'Oligocène diverses unités d'âge Crétacé à Éocène (Flyschs à Helminthoïdes, Flysch noir...), déposées plus à l'Est. Le déplacement minimal est estimé à 50 km (Ford *et al.* 1999).
- les unités briançonnaises de la zone pennique interne, qui chevauchent les unités précédentes le long de la faille pennique frontale.

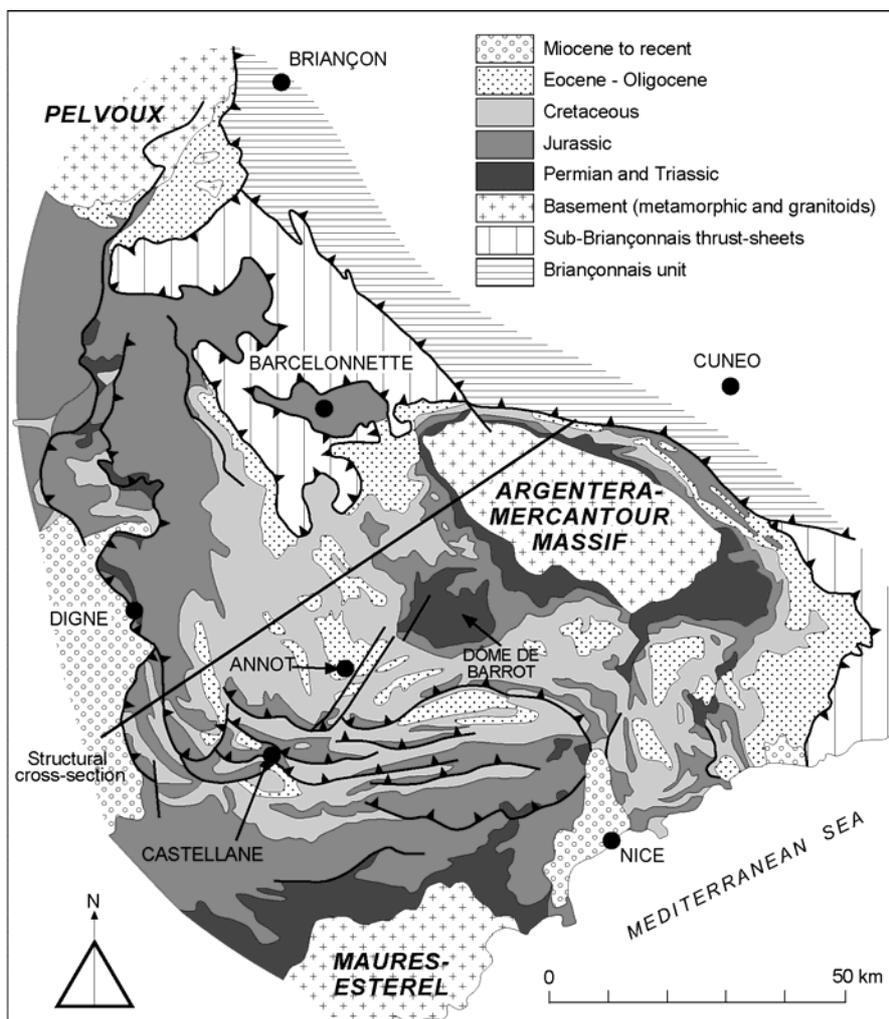


Figure 2 : Carte structurale régionale (modifiée de Puigdefabregas *et al.* 2004).

Les séries Éocène – Oligocène étudiées lors de cette excursion appartiennent à la première unité externe dite « parautochtone » (Nappe de Digne). Elles affleurent dans plusieurs synclinaux isolés, identifiés sur la Figure 3 avec le nom de leur localité type.

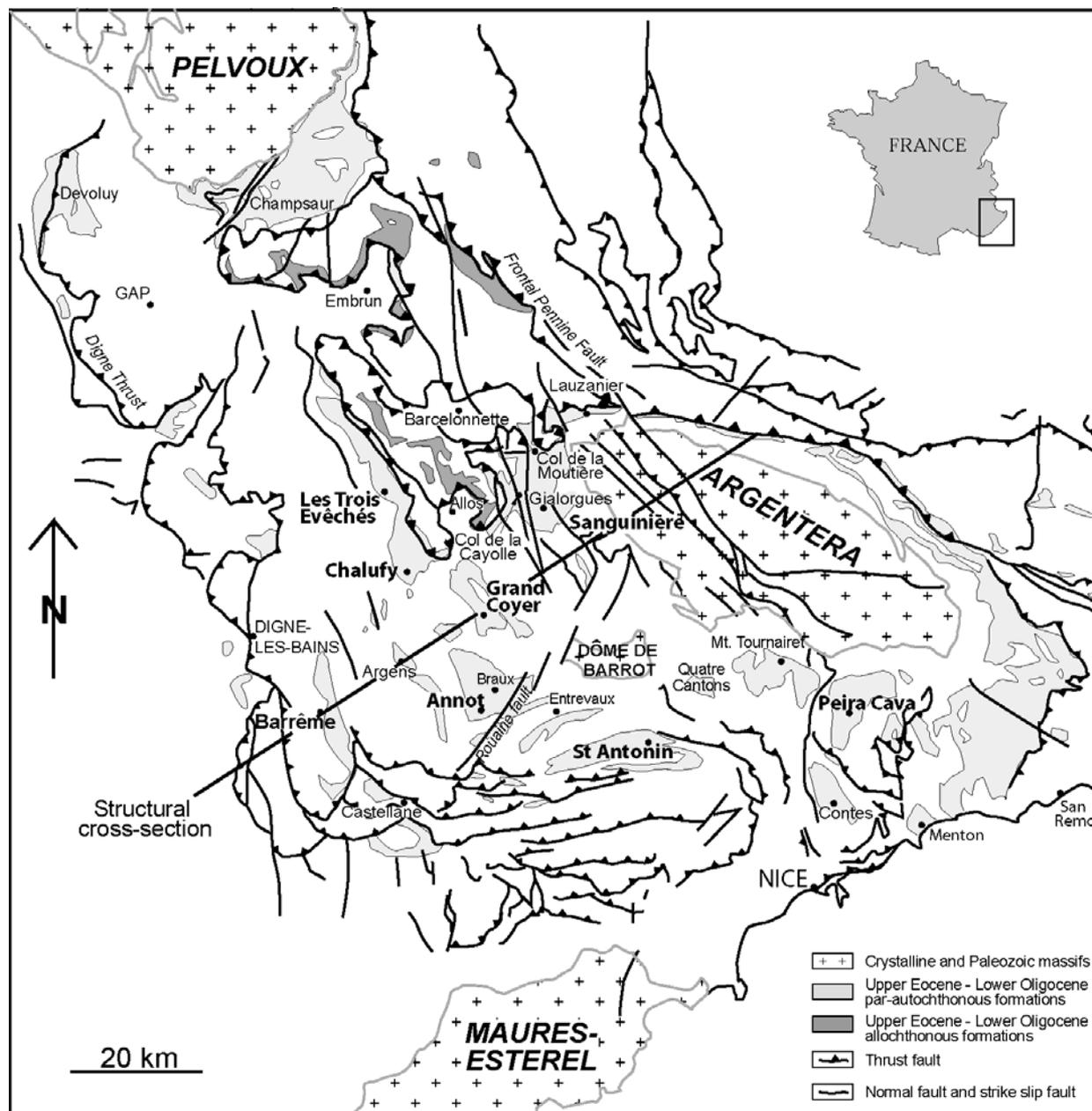


Figure 3 : Localisation des affleurements de Grès d'Annot et de ses systèmes équivalents, et de la coupe structurale de la Figure 9.

Evolution géodynamique

Les chaînes subalpines méridionales résultent d'une histoire complexe, avec l'interaction de plusieurs évènements orogéniques (Figure 4 : Séranne 1999) :

- Du Crétacé terminal à l'Éocène moyen (vers 40 Ma), le déplacement vers le nord de la plaque ibérique et des blocs hercyniens associés (Baléares, Corse, Sardaigne, Calabre, Kabylie) induit la collision avec la plaque européenne et la formation de la ceinture plissée et chevauchante pyrénéenne (Figure 4a). Le segment languedoc-provençal des Pyrénées résulte ainsi de la collision de l'ensemble Corse – Sardaigne (extrémité est de la plaque ibérique) avec la Provence. Au sud, une subduction à vergence NW de la croûte océanique téthysienne sépare la plaque ibérique de la plaque africaine et de son satellite apulien. A l'est, la remontée vers le nord de l'Apulie induit le début de formation de l'arc alpin et le bassin du Sud-Est est soumis à une subsidence flexurale régionale (bassin d'avant-pays alpin).

- A l'Éocène supérieur (Priabonien, 35 Ma : (Figure 4b), l'accentuation de la subduction induit un orogène de type andin le long de la marge sud de la plaque ibérique : cet orogène (nommé « East Iberian » par Apps *et al.* 2004 pour le différencier de l'orogène alpin contemporain et situé plus au nord) provoque l'uplift des massifs corso-sardes et la rejuvénation des structures pyrénéo-provençales des Maures – Esterels. Ces massifs alimenteront le bassin des Grès d'Annot de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur. Au nord-est, la poursuite de la convergence Apulie – Europe accentue la formation de l'arc alpin, alors qu'une extension E-W induit le début de création des rifts continentaux de l'Europe de l'Ouest (grabens du Rhin et de Limagne). Le domaine languedocien est soumis à une tectonique décrochante senestre.
- A l'Oligocène inférieur (Rupélien supérieur, 30 Ma : Figure 4c), deux événements pratiquement contemporains vont provoquer la mort du bassin des Grès d'Annot : au sud, le retrait vers le SE de la charnière de subduction téthysienne induit le début du rifting du Golfe du Lion, associé à un volcanisme calc-alkalin d'arrière-arc. La migration vers le SE des blocs Corse et Sardaigne entraîne un arrêt de l'apport de sédiment en provenance de ces massifs : seuls les massifs des Maures – Esterels, situés au nord du rift, continueront à fournir des sédiments au bassin de Barrême. A l'est, l'accentuation et la surélévation de l'arc alpin induisent la mise en place des nappes internes de l'Embrunais – Ubaye par glissement gravitaire d'est en ouest sur le bassin d'avant-pays.

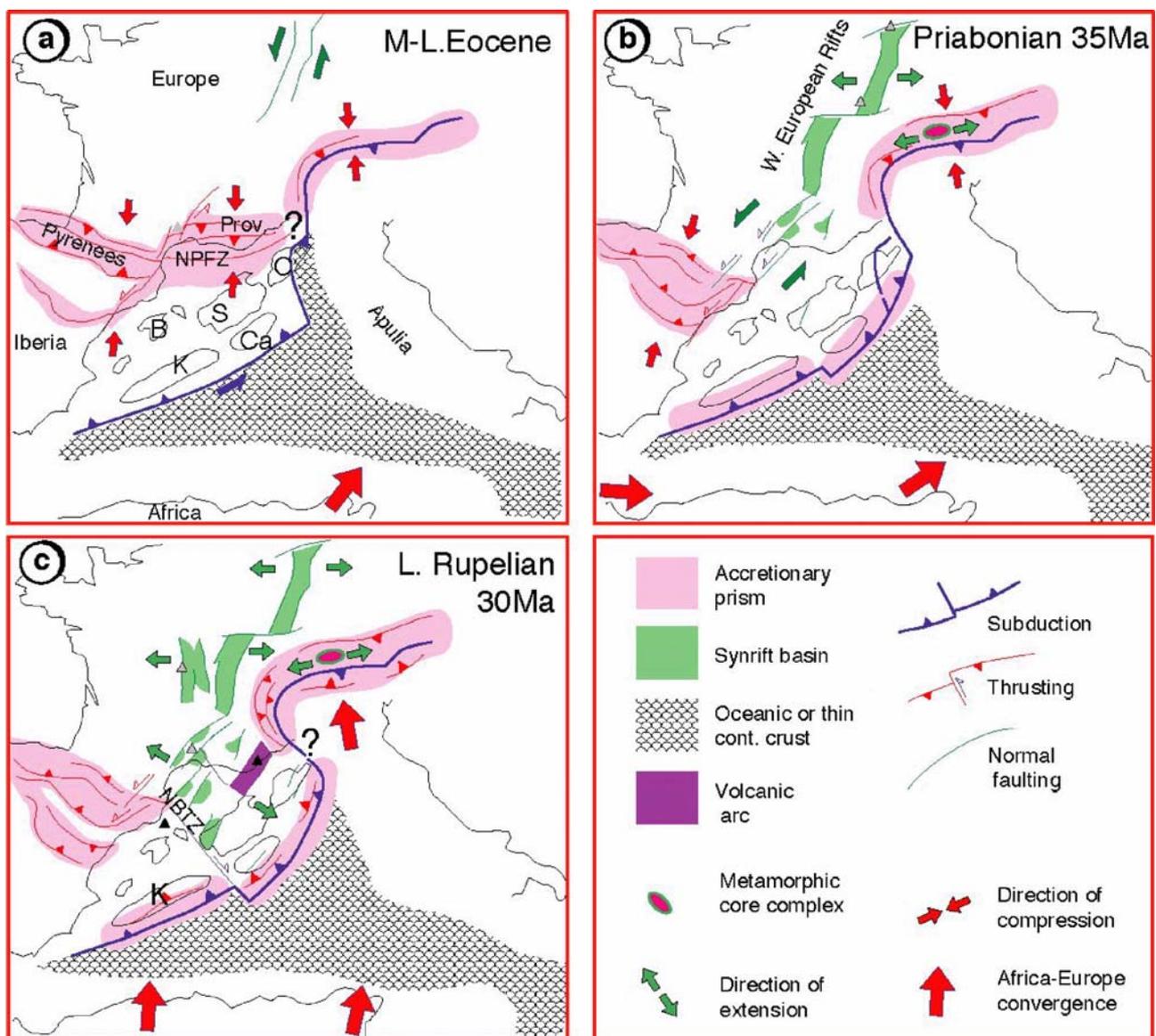


Figure 4 : Evolution géodynamique de la Méditerranée Nord Occidentale de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur (Séranne 1999).

Prov : Provence ; B: Baléares ; S : Sardaigne ; C : Corse ; ; K : Kabylies ; Ca : Calabre ;
 NPTZ : Zone Transformante Nord-Pyrénéenne ; NBTZ : Zone Transformante Nord-Baléares

Lithostratigraphie

La formation des Grès d'Annot *sensu lato* correspond à une épaisse série de dépôts gravitaires (800 m dans le secteur de Sanguinière, 1200 m aux Trois Evêchés), déposés de l'Éocène moyen (Bartonien) à l'Oligocène inférieur (Rupélien). Elle appartient à la classique « Trilogie Priabonienne », définie en 1912 par Boussac, mais qu'il est préférable d'appeler « Trilogie Nummulitique », son âge n'étant pas limitée au Priabonien.

Cette trilogie consiste en trois formations lithostratigraphiques (Figure 5) :

- (1) Les « **Calcaires Nummulitiques** » reposent en discordance sur des séries mésozoïques fortement déformées par la phase compressive pyrénéo-provençale. La discordance est marquée localement par la présence de conglomérats continentaux non datés, dits « infranummulitiques » ou Poudingues d'Argens, préservés dans des dépressions locales en bordure de zones hautes. Les Calcaires Nummulitiques comprennent des calcaires bioclastiques et des brèches polygéniques resédimentées, qui sont interprétées respectivement comme des dépôts marins peu profonds et des faciès de pente, mises en place lors de la transgression (Ravenne *et al.* 1987). L'épaisseur de la série varie entre 50 et 200 m.
- (2) Les « **Marnes Bleues** » sus-jacentes comprennent des marnes hémipélagiques déposées en environnement de pente ou de rampe distale. La transition avec les Grès d'Annot est caractérisée par un enrichissement en fines turbidites gréseuses et dénommée « Marnes Brunes Inférieures ». L'épaisseur moyenne de cette formation est d'environ 200 m, mais avec de fortes variations locales.
- (3) La formation des « **Grès d'Annot** » est constituée de dépôts gravitaires (turbidites siliciclastiques, debris flows, slumps) qui reposent en onlap sur la paléopente des Marnes Bleues avec un angle atteignant parfois 20°. Leur épaisseur est très variable, de quelques centaines de mètres sur les hauts structuraux à plus de mille mètres au centre des sous-bassins. Trois horizons repères sont utilisés pour la cartographie dans la zone NE d'Allos – Sanguinière (Jean 1985 ; Jean *et al.* 1985 ; Elliott *et al.* 1985 et Figure 5) : deux debris flows argileux, contenant des galets et des blocs métriques à décamétriques de grès, argile et calcaire (niveaux repères 1 et 2), et un horizon argileux de grande extension, situé vers le sommet de la série (niveau repère 3). Celle-ci s'enrichit à nouveau en turbidites fines à son sommet (« Marnes Brunes Supérieures » de Ravenne *et al.* 1987).

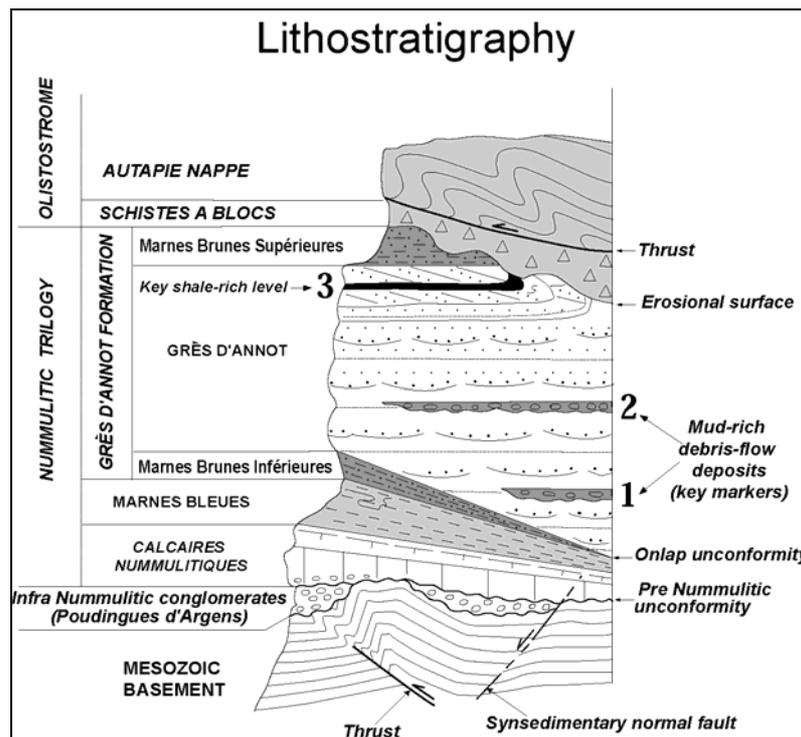


Figure 5 : Lithostratigraphie schématique du bassin des Grès d'Annot (modifiée de Ravenne *et al.* 1987).

Dans le secteur NE du bassin, la Trilogie Nummulitique est recouverte en discordance par la formation hétérogène des « Schistes à Blocs », qui remplit des incisions de type canyons, de largeur kilométrique et atteignant la centaine de mètres de profondeur (Ravenne *et al.* 1987). Cette formation est interprétée comme un olistostrome gravitaire sous-aquatique, mise en place sur le fond marin au front de la nappe de l'Autapie (nappe inférieure d'Embrunais-Ubaye) lors de la migration du front de chevauchement (Kerckhove 1969). La nappe de l'Autapie vient ensuite reposer en discordance sur l'ensemble de la série.

Chronostratigraphie

L'échelle chronostratigraphique utilisée dans ce livret (Figure 6) est basée sur la zonation des foraminifères planctoniques définie par Berggren *et al.* (1995) et la zonation des nannofossiles calcaires définie par Martini (1971). Les âges numériques ont été mis à jour en utilisant la charte chronostratigraphique d'Hardenbol *et al.* (1998). Des informations plus détaillées sont fournies dans Sztrakos & du Fornel (2003).

Un échantillonnage systématique des Marnes Bleues et des niveaux argileux interstratifiés dans les Grès d'Annot (du Fornel 2003) a permis de confirmer et de préciser le fort diachronisme de la Trilogie Nummulitique (déjà reconnue par Campredon 1977), lorsqu'on se déplace d'Est en Ouest (Sztrakos & du Fornel 2003 : Figure 7) : en particulier, le début de la sédimentation des Grès d'Annot est daté Bartonien moyen (zone P14) dans le secteur italien de Realdo, Priabonien inférieur (zone P15) à Peira Cava, Priabonien supérieur (zone P16) à Annot, Rupélien moyen (zone P20 : Callec 2001) dans les Grès de Ville, équivalent des Grès d'Annot à Barrême. Les Schistes à Blocs ne sont pas datés, mais ils surmontent des Grès d'Annot priaboniens (NP19) à Peira Cava et rupéliens (NP21) au nord dans le secteur de Sanguinière (Sztrakos & du Fornel 2003). Leur équivalent latéral à Barrême sont les conglomérats de Clumanc, qui contiennent des galets d'origine alpine en provenance de l'est et sont datés Rupélien supérieur (P21 / NP24 : Callec 2001). Ces conglomérats sont recouverts en discordance par les formations continentales des Molasses rouges.

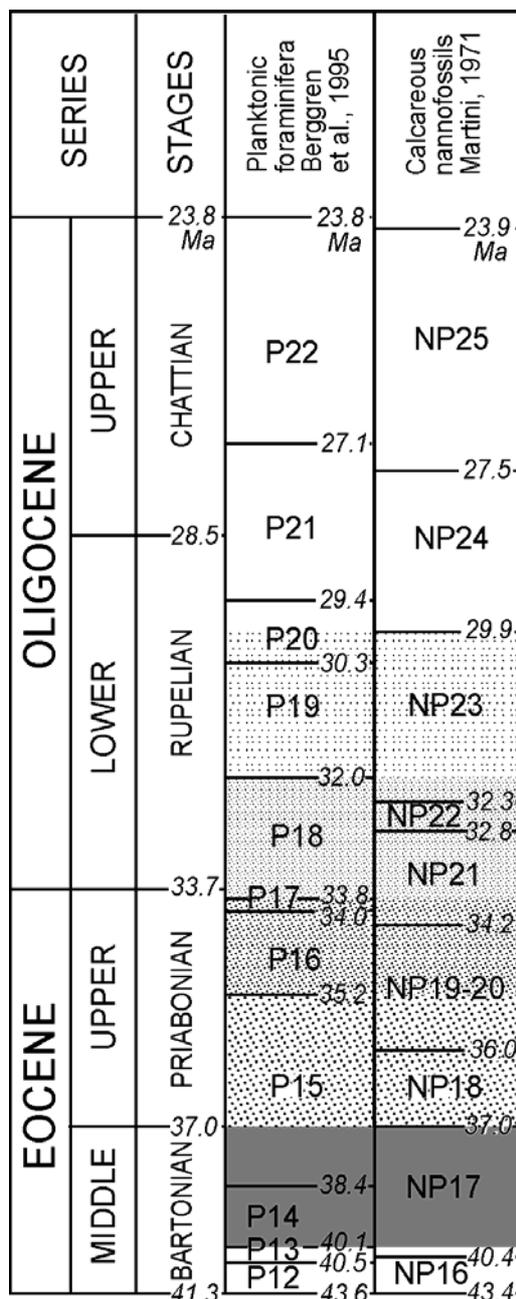


Figure 6 : Échelle chronostratigraphique utilisée (Joseph & Lomas 2004)

Les unités stratigraphiques (1, 2, A, B, C, D, E, F et G), qui ont pu être corrélées sur l'ensemble du système Grès d'Annot et auxquelles on fera au cours de cette excursion, sont indiquées en Figure 7. Elles correspondent à des séquences de dépôt de 4^{ème} ordre, de durée approximative 200 – 400 ka.

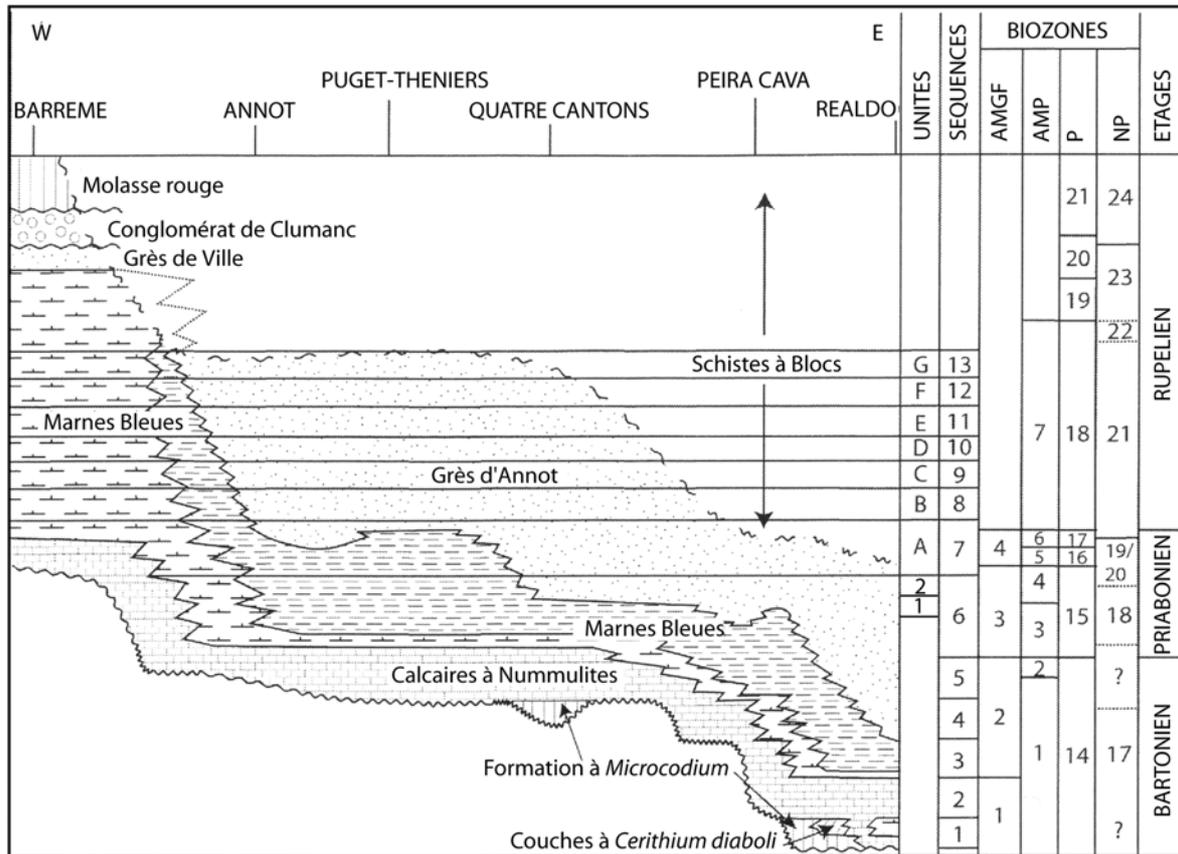


Figure 7 : Lithostratigraphie et biostratigraphie du Paléogène des Alpes Maritimes et de Provence (modifiée de Sztrokos & du Fornel 2003).

Evolution structurale

Le bassin des Grès d'Annot présente l'organisation caractéristique d'un bassin d'avant-pays, comprenant trois zones principales (Mutti *et al.* 2003 : Figure 8) :

- la rampe externe peu profonde (« outer ramp ») développée sur la plaque passive de l'avant-pays,
- le bassin d'avant-fosse (« foredeep basin »), qui correspond à une gouttière asymétrique, allongée parallèlement au front de chevauchement et remplie par des dépôts turbiditiques : cette zone est soumise à une subsidence flexurale du fait de la charge induite par le prisme orogénique ; la partie externe (« outer foredeep ») peut être affectée de failles d'extension, alors que se développent dans la partie interne (« inner foredeep ») des sous-bassins transportés « piggy-back » du fait de la propagation des chevauchements,
- le prisme orogénique (« orogenic wedge ») sur lequel reposent en discordance des bassins remplis par des sédiments fluvio-deltaïques ou mixtes (fluvio-turbiditiques).

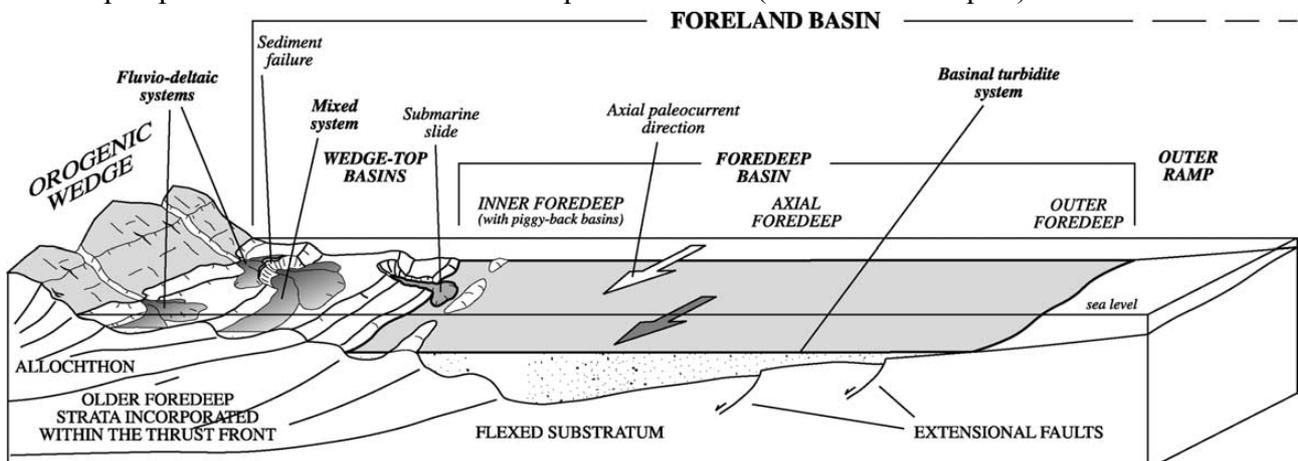


Figure 8 : Schéma des principaux éléments structuraux et dépositionnels d'un bassin d'avant-pays de type alpin (Mutti *et al.* 2003).

L'évolution du bassin d'avant-pays alpin implique trois phases principales :

- la première correspond au début de la subsidence flexurale ; l'avant-fosse reste sous-remplie et la marge passive du bassin est soumise à un approfondissement : dans le bassin des Grès d'Annot, cette phase correspond au dépôt des Calcaires Nummulitiques et des Marnes Bleues, plus profondes,
- la seconde phase correspond au remplissage de l'avant-fosse par les turbidites siliciclastiques (dépôt des Grès d'Annot) : du fait de la propagation des chevauchements vers la zone externe, l'axe de l'avant-fosse et les dépo-centres migrent progressivement d'est en ouest, et le remplissage est de plus en plus récent vers l'ouest,
- la troisième phase correspond au colmatage du bassin et à son émergence, avec le remplacement de la sédimentation turbiditique peu profonde (Grès de Ville) par une sédimentation fluvio-deltaïque puis alluviale (conglomérats de Clumanc et molasses rouges).

Cette évolution est illustrée par une coupe structurale approximativement perpendiculaire au front de chevauchement et traversant toute la nappe de Digne, du bassin de Valensole à la faille pennique frontale (Lickorish & Ford 1998 : Figure 9). Les restaurations successives sont encore à l'étude et le degré d'implication du socle reste notamment le sujet de débats, du fait de l'absence de contrôle sismique profond (cf. Apps *et al.* 2004 et Ford & Lickorish 2004), mais il y a un assez large consensus sur le calendrier de la déformation.

Durant le Jurassique et jusqu'à la fin du Crétacé (Figure 9e), la zone étudiée correspond à la marge sud du Bassin Vocontien et est caractérisée par une augmentation rapide des épaisseurs entre les faciès provençaux peu profonds et à dominante carbonatée et les faciès vocontiens plus profonds et plus argileux : deux paléo-failles normales contrôlent la répartition de ces faciès et joueront un rôle important lors de la compression (chevauchement de Digne et chevauchement limitant à l'Est le synclinal de Barrême. La série mésozoïque se réduit à nouveau d'épaisseur vers le nord-est, au niveau de l'actuel Argentera.

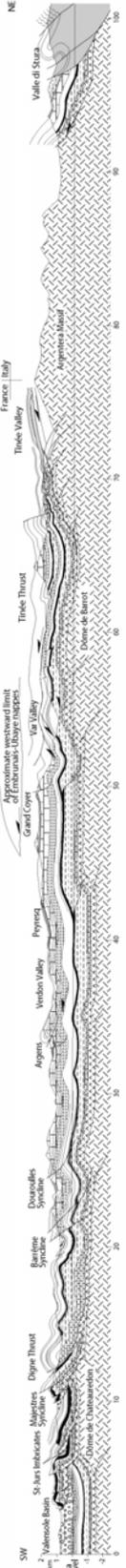
L'Éocène supérieur (Figure 9d) correspond à la phase de subsidence flexurale à grande longueur d'onde. Des chevauchements commencent à être activés dans la couverture mésozoïque, le long de plusieurs niveaux de décollement : les évaporites du Trias (qui constituent le principal niveau), les marnes du Jurassique moyen et supérieur et celles du Crétacé moyen. Ces chevauchements induisent en surface des plis de plus courte longueur d'onde (5-10 kilomètres), qui vont structurer l'avant-fosse en sous-bassins et constituer la zone privilégiée de dépôt des turbidites des Grès d'Annot.

A l'Oligocène moyen (Figure 9c), les nappes de l'Embrunais – Ubaye se mettent en place dans le secteur Est et scellent le fonctionnement du bassin des Grès d'Annot *sensu stricto*. A l'Ouest, l'émergence des chevauchements de Digne et de Barrême font fonctionner le bassin de Barrême en véritable bassin transporté « piggy-back », soumis à une forte déformation synsédimentaire.

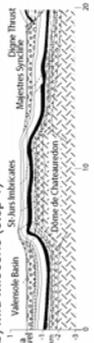
Le Miocène et le Pliocène (Figure 9a et b) sont caractérisés par la mise en place de la nappe de Digne, contemporaine du soulèvement du Massif de l'Argentera et du Dôme de Barrot.

**Figure 9 : Coupe structurale équilibrée et restaurée séquentiellement à travers la nappe de Digne, du bassin de Valensole à la faille pennique frontale (Lickorish & Ford 1998).
La position de cette coupe est indiquée sur la Figure 2 et la Figure 3.**

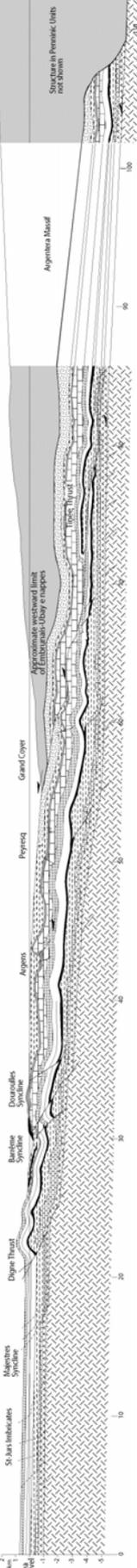
a) Cross Section through the Southern Subalpine Chains



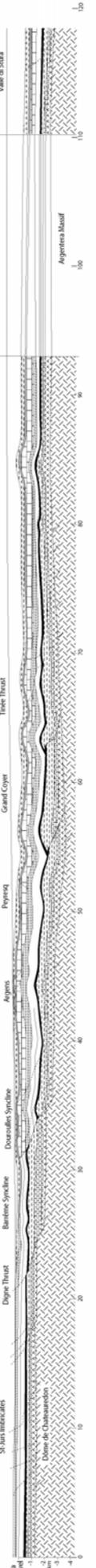
b) Mid-Miocene (step 1)



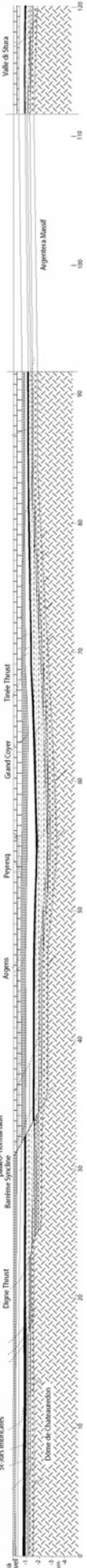
c) Early Oligocene (step 2)



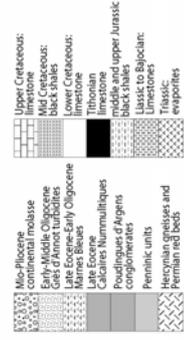
d) Late Eocene (step 3)



e) End Cretaceous (step 4)



Legend for Cross Sections



Evolution paléogéographique

A l'Eocène terminal et à l'Oligocène, l'interaction de plusieurs phases tectoniques, en partie contemporaines, et l'initiation de plis de couverture (orientés NW-SE) sur un substrat déjà structuré par la phase de plissement pyrénéo-provençale (d'orientation E-W), a induit une paléotopographie très complexe et le confinement de certains sous-bassins.

Grâce aux nouvelles datations sur le début du remplissage gréseux, l'évolution paléogéographique du bassin peut être reconstituée plus précisément (Joseph & Lomas 2004 : Figure 10) :

- (1) Au Priabonien (zones P15sup – P16 – P17 / NP18 – NP19/20 : cf. échelle chronostratigraphique de la Figure 6 page 14), le sous-bassin oriental de Contes – Peïra Cava est activement rempli par des turbidites grossières alimentées depuis les massifs méridionaux corso-sardes : d'après Amy et al. (2004), il correspondrait à un bassin fermé, limité vers l'est, l'ouest et le nord par des zones hautes. Plus à l'ouest, le fan delta conglomératique des Quatre Cantons est actif à cette période, et alimente probablement en sédiments gréseux le sous-bassin septentrional de Sanguinière, situé en aval courant (mais il existe une lacune importante d'affleurements entre ces deux secteurs, et on ne peut exclure une alimentation plus orientale, inconnue à ce jour). Le sous-bassin de Sanguinière est étroit et confiné entre les zones hautes sous-marines de l'Argentera et de Barrot – Allos, comme le prouvent les onlaps respectifs vers le nord-est et le sud-ouest ; il passe vers l'aval au sous-bassin des Trois Évêchés. A cette période, le sous-bassin d'Annot est un bassin complètement fermé (« ponded basin ») : il est alimenté soit par un fan delta en amont de Saint Antonin, soit par une source plus méridionale inconnue. Sur les zones hautes latérales se déposent des faciès Marnes Bleues ou Marnes Brunnes. Le secteur de Barrême, où se déposent encore des Calcaires à Nummulites, correspond alors à la marge du bassin.
- (2) Au Rupélien inférieur (zones P18 / NP21 – NP22), la sédimentation est moins active dans le sous-bassin Quatre Cantons – Sanguinière – Trois Évêchés qui s'élargit (montée latérale en onlap sur la paléopente des Marnes Bleues). Le sous-bassin fermé d'Annot est activement alimenté par le fan delta conglomératique de Saint Antonin (première formation détritique) : il est complètement rempli au début du Rupélien, et déborde alors vers le sous-bassin aval des Trois Evêchés - Chalufy par une gouttière étroite, située au niveau du Grand Coyer. La fin de la sédimentation gréseuse est caractérisée par un nappage complet du système qui déborde également latéralement. A cette période, des Marnes Bleues de plate-forme externe se déposent à Barrême, en relation avec la migration vers l'Ouest de la transgression marine.
- (3) Au Rupélien moyen (zones P19 – P20 / NP23), les Schistes à Blocs et les nappes de l'Embrunais – Ubaye remplissent à l'est le bassin des Grès d'Annot, mais leur extension sud est mal contrainte. La sédimentation à Saint Antonin serait toujours conglomératique (deuxième et troisième formation détritique). A Barrême (zone P20), les turbidites peu profondes des Grès de Ville, soumises à l'influence des tempêtes, se déposent dans l'axe du bassin « piggy-back » : l'analyse de leurs minéraux lourds montre que leur source est le massif Maures – Esterels, et non le massif corso-sarde, déconnecté à cette période par le début du rifting du Golfe du Lion (Evans *et al.* 2004).
- (4) Au Rupélien supérieur (zones P21 / NP24), la sédimentation des Conglomérats de Clumanc à Barrême témoigne clairement d'une alimentation orientale, liée à la mise en place des nappes alpines et marque la fermeture du bassin.

Pendant toute cette période, les relations avec le secteur du Pelvoux (Grès du Champsaur) sont encore mal connues du fait du manque de datations précises et des problèmes de reconstitution palinspathique.

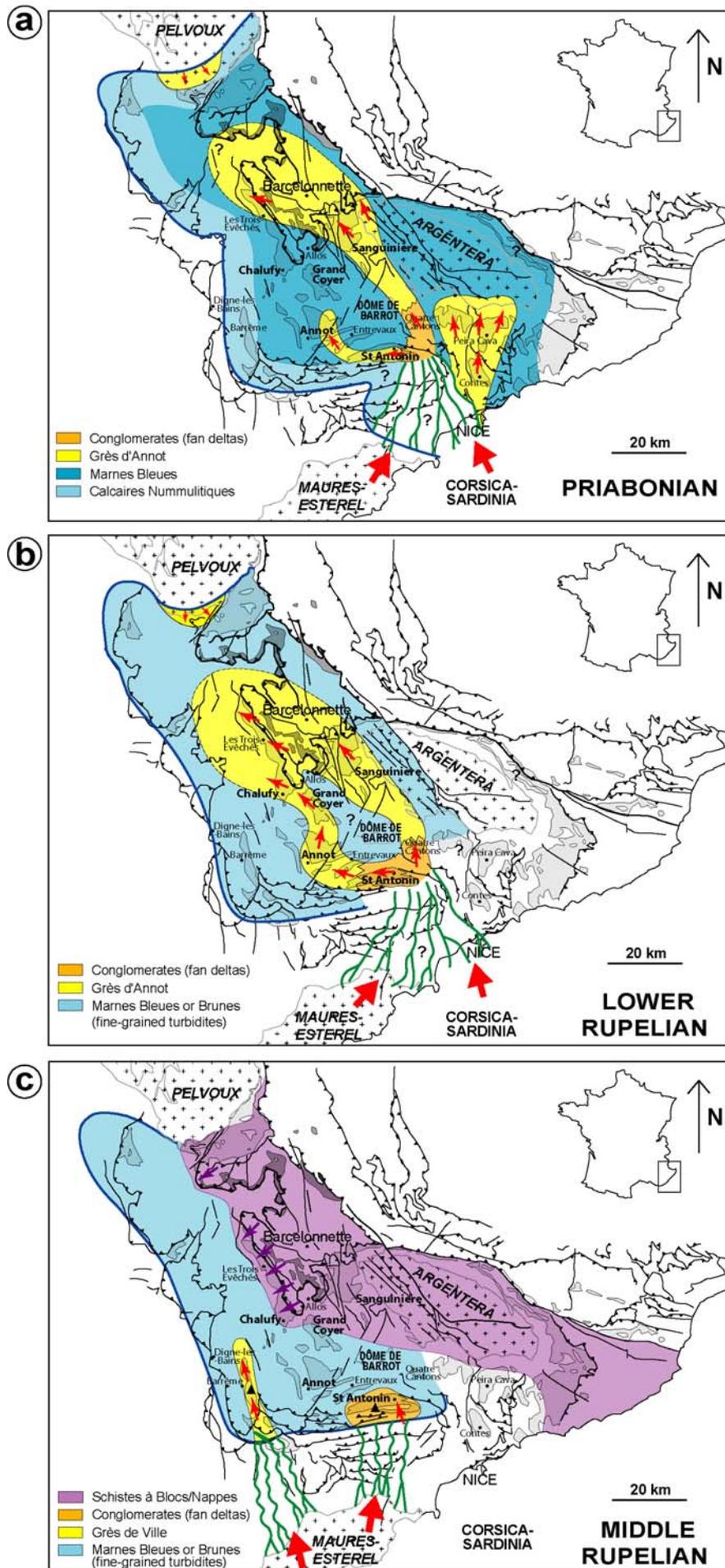


Figure 10 : Evolution paléogéographique schématique du bassin des Grès d'Annot au Priabonien (unités 1, 2 et A), Rupélien inférieur (unités B à G) et Rupélien moyen (Grès de Ville) (modifiée de Joseph & Lomas 2004).

Corrélations régionales

Le fonctionnement des deux sous-bassins principaux de Sanguinière – Trois Evêchés et d'Annot – Grand Coyer – Chalufy peut être illustré par deux corrélations détaillées, mais d'extension régionale (du Fornel 2003).

La première corrélation est orientée SW-NE et perpendiculaire à l'axe des deux sous-bassins (Figure 11) : huit séquences de dépôt de 4^{ème} ordre (numérotées 1, 2, puis A à F), de durée approximative 200 à 400 ka, ont pu être identifiées et corrélées, grâce notamment à un suivi visuel des horizons repères et des surfaces majeures (du Fornel 2003). Ces séquences s'organisent en deux séquences de 3^{ème} ordre (mégaséquences) : la première est essentiellement priabonienne (unités 1, 2 et A), la seconde rupélienne (unités B, C, D, E et F) et elles sont séparées par une surface d'abandon majeure, assimilée à une MFS. La corrélation met en évidence le remplissage important du bassin de Sanguinière durant le Priabonien (près de 600 m pour les unités 1, 2 et A, datés P15sup – P16 / NP19), alors qu'il n'y a aucun dépôt gréseux d'âge équivalent dans la gouttière du Grand Coyer, encore inactive. Le bassin de Sanguinière est affecté par une tectonique synsédimentaire : la bordure NE est contrôlée par le jeu du faisceau de failles des Trois Hommes qui affecte les Calcaires Nummulitiques et provoque de fortes variations d'épaisseur dans les Marnes Bleues (d'environ 50 m au Bec de Marseille au NE à plus de 100 m sous Cime Dieu de Delfy dans le vallon de Gialorgues, 2 km au SW : Jean 1985). Les Grès d'Annot viennent reposer en onlap sur cette paléopente tectoniquement contrôlée, mais la déformation semble perdurer pendant leur dépôt : l'épaisseur de la série située entre les deux débris flows repères (DF1 et DF2) varie du simple au double entre la bordure SE du bassin (Cabane de l'Estrop) et son centre (Cime Dieu de Delfy).

Au Rupélien inférieur, la gouttière du Grand Coyer commence à se remplir (unité B, datée P18 / NP21). Une discontinuité érosive importante caractérise la base de l'unité C, reposant en discordance sur l'unité B basculée au Grand Coyer. Les deux sous-bassins deviennent connectés au cours de l'unité D, par débordement des turbidites gréseuses au dessus de la zone haute du Sommet de Noncière, située sur l'alignement Barrot – Allos. Les dépo-centres des unités E et F migrent vers la zone du Grand Coyer, la sédimentation sur le secteur de Sanguinière devenant très réduite.

La deuxième corrélation est orientée NW-SE et illustre l'évolution amont – aval dans le sous-bassin méridional de Saint Antonin – Annot – Grand Coyer – Chalufy – Trois Evêchés (Figure 12). Au Priabonien supérieur (unité A, datée P16) et au tout début du Rupélien (unité B, datée P18), le bassin d'Annot est un bassin confiné, fermé au nord par la zone haute du Grand Coyer. Le bassin des Trois Evêchés est alors alimenté par les écoulements turbiditiques en provenance de Sanguinière et des turbidites fines de basse densité se déposent dans le secteur latéral de Chalufy. Ce n'est qu'à la fin de l'unité B que des dépôts fins commencent à se déposer dans la gouttière du Grand Coyer.

L'unité C est caractérisée par l'apparition brutale de conglomérats à galets à Saint Antonin, probablement induite par l'uplift des massifs nourriciers : cette unité marque une forte progradation du système, elle est corrélée à Annot avec l'unité microconglomératique glissée des Gastres et au Grand Coyer avec l'unité conglomératique érosive remplissant la base de la gouttière large d'environ 2 km (du Fornel *et al.* 2004). Une grande partie du matériel grossier transite par cette gouttière pour alimenter les lobes chenalisés érosifs de Chalufy – Trois Evêchés. Le système de dépôt étant fermé vers l'Ouest, il est probable qu'une partie du matériel est évacué vers le Nord, voire le NE au niveau du Champsaur.

L'unité aggradante D est également caractérisée par des dépôts grossiers et érosifs mais les deux sous-bassins n'apparaissent plus confinés à cette période, la gouttière du Grand Coyer ayant été remplie et les dépôts turbiditiques débordant latéralement. Les unités E et F correspondent à une réduction de l'activité du fan delta de Saint Antonin, avec un retour de la sédimentation de turbidites fines au sommet de F et une rétrogradation de l'ensemble du système de dépôt.

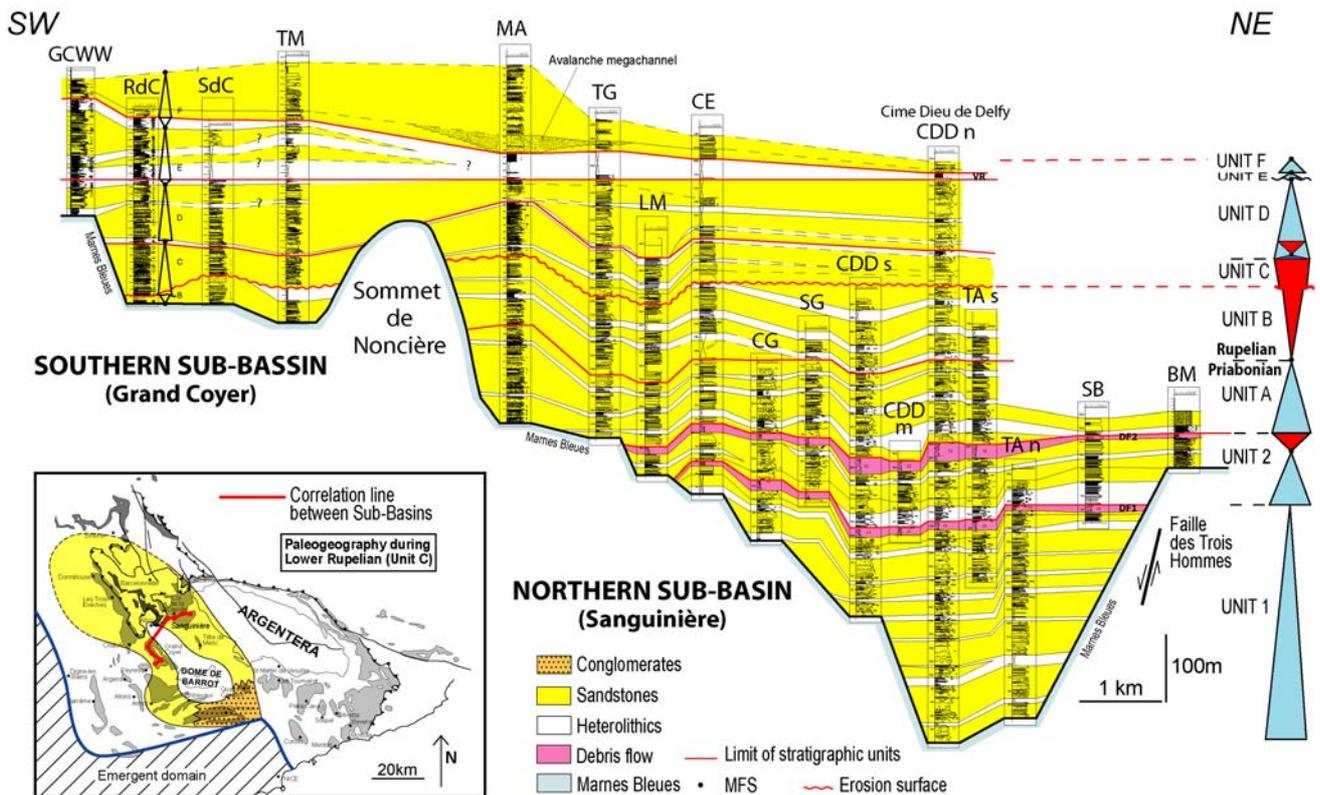


Figure 11 : Corrélation SW – NE à travers les sous-bassins de Sanguinière et Annot – Grand Coyer (modifiée de du Fornel 2003).

GCWW : Grand Coyer Ouest ; RdC : Rocher du Carton ; SdC : Sommet du Carton ; TM : Tête de Mourières ; MA : Montagne de l'Avalanche ; TG : Tête de Gorgias ; LM : Lous Mourres ; CE : Cabane de l'Estrop ; CG : Col de Gialorgues ; SG : Sommet de Gialorgues ; CDD : Cime Dieu de Delfy ; TA : Trou de l'Ane ; SB : Serre de la Braïssa ; BM : Bec de Marseille ; VR : Vire argileuse repère de Jean (1985)

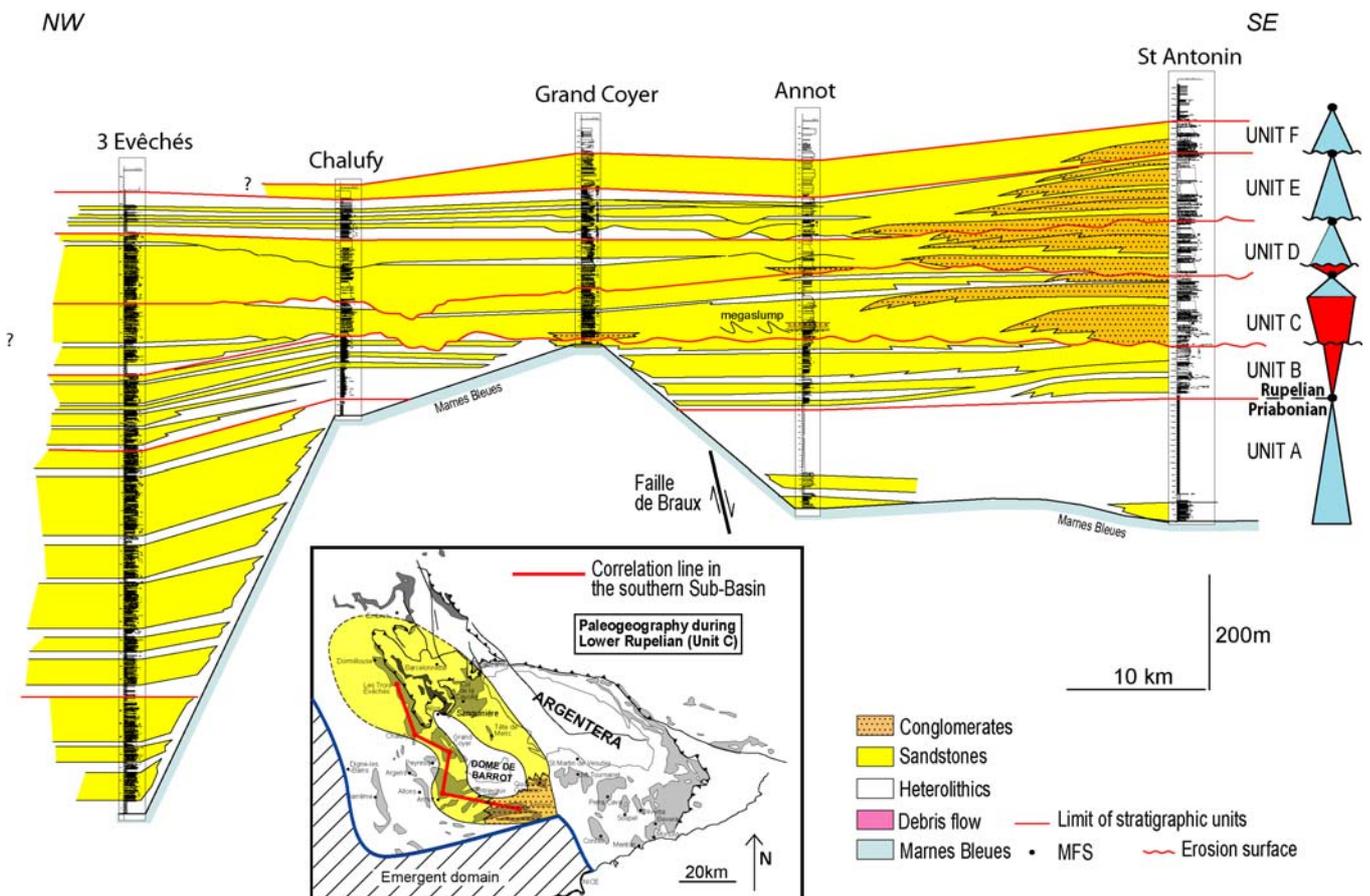


Figure 12 : Corrélation NW – SE à travers le sous-bassin méridional d'Annot – Grand Coyer (modifiée de du Fornel 2003).

Les modèles de faciès gravitaires

Les dépôts mis en place sous l'action de la gravité sont très variés et de nombreux modèles de faciès ont été développés pour les décrire. Leur interprétation en terme de processus fait encore l'objet de nombreux débats (cf. Mulder & Alexander 2001).

Pour des raisons pratiques, on s'est appuyé sur la classification définie en 1992 par Mutti, qui fait une synthèse des principaux modèles proposés précédemment et est largement utilisée dans les milieux académiques et industriels.

Cette classification est basée sur la notion de transformation de l'écoulement gravitaire au cours de son déplacement (Mutti 1992 : Figure 13).

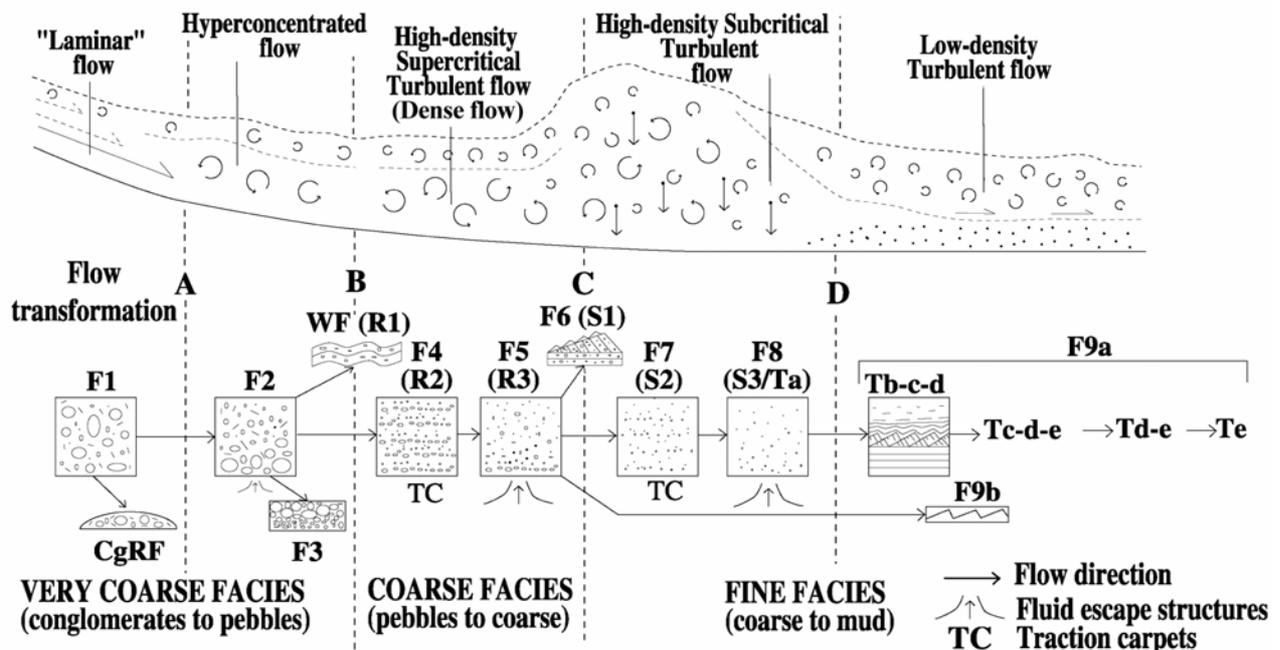


Figure 13 : Principales phases de transformation d'un écoulement de turbidité d'après Mutti (1992) et faciès associés (avec leur équivalence avec les classifications de Lowe 1982 : faciès R et S, et Bouma 1962 : faciès T).

L'écoulement initial est un écoulement laminaire cohésif du type coulée à débris (« debris-flow »), dans lequel le principal mécanisme de support est la cohésion de la matrice silto-argileuse (écoulement non-newtonien du type fluide de Bingham). Le dépôt résultant F1 est une débrite avec des blocs centimétriques à décimétriques flottant dans la matrice, qui se dépose en masse (« freezing »).

Par rupture de cohésion de la matrice, cette coulée à débris évolue en écoulement hyperconcentré non-cohésif, qui dépose des conglomérats à matrice sablo-argileuse, à galets flottants (faciès F2, parfois granoclassé) ou jointifs (faciès résiduel F3). Le principal mécanisme de support est la portance de la matrice dense.

Par dépôt des éléments les plus grossiers, l'écoulement se transforme en écoulement sableux dense, à graviers et petits galets. Son interface supérieure est instable (supercritique) et cet écoulement concentré devient progressivement turbulent à son sommet du fait de l'incorporation d'eau ambiante. Ce type d'écoulement a d'abord été appelé courant de turbidité de haute densité par Lowe (1982) : le mécanisme de support principal n'étant pas la turbulence, mais d'autres mécanismes tels que l'interaction entre les grains (friction ou collision) ou la suppression du fluide interstitiel, d'autres terminologies ont été proposées : écoulements granulaires (Mutti *et al.* 1999), écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander 2001), écoulements denses (Mutti *et al.* 2003). Les dépôts résultants sont à la base de l'écoulement des mégarides à galets (faciès WF, équivalent du faciès R1 de Lowe 1982), puis un faciès de sable grossier à laminations parallèles frustes, soulignées par des granules (faciès F4) : l'interprétation de ce faciès est encore très controversée ; les laminations montrent parfois des granoclassements inverses, et elles sont alors interprétées comme des carpettes de traction générées par cisaillement et dépôt brusque (« frictionnal freezing »).

à la base de l'écoulement dense sus-jacent (faciès **R2** de Lowe 1982). D'autres auteurs l'interprètent comme un simple dépôt laminaire tractif à la base de la suspension (Mutti *et al.* 2003). Le faciès grossier sus-jacent **F5** (faciès **R3** de Lowe 1982) est massif ou faiblement granoclassé, et mal trié : il correspond au dépôt en masse de l'écoulement dense, et montre parfois des structures d'échappement du fluide en surpression, telles que structures en coupelles (« dishes ») ou en conduits verticaux (« pipes »).

La transformation (à la faveur d'un changement de pente par exemple) de l'écoulement instable supercritique en écoulement complètement turbulent subcritique (c.a.d. à interface supérieur stable) va induire d'abord le dépôt de sables grossiers **F6** organisés en mégarides tractives décimétriques (faciès **S1** de Lowe 1982), puis le dépôt de faciès sableux de granulométrie moyenne à fine : le faciès **F7** présente des laminations parallèles, interprétées comme pour le faciès plus grossier **F4**, soit comme des carpettes de traction induites par le cisaillement de l'écoulement turbulent sus-jacent (faciès **S2** de Lowe 1982), soit comme des laminations tractives sur le fond marin. Le faciès **F8** est granoclassé et résulte du dépôt en masse de la suspension turbulente, avec également des structures d'échappement d'eau post-dépôt : il est analogue aux faciès **S3** de Lowe (1982) et **Ta** de Bouma (1962). Il s'agit alors de turbidite de haute densité au sens strict, c.a.d. d'écoulement dans lequel le mécanisme de support dominant est la turbulence (Middleton & Hampton 1973)

L'incorporation d'eau du fait de la turbulence et le dépôt de la fraction la plus grossière conduisent à une dilution de l'écoulement turbulent. Se déposent alors par traction-suspension les faciès fins de la classique séquence de turbidite de basse densité de Bouma **Tb**, **Tc**, **Td** et **Te** (faciès **F9a** lorsque la séquence est complète, faciès **F9b** lors qu'elle est limitée aux structures à laminations parallèles **Tb** et rides **Tc**). La Figure 14 illustre les équivalences entre les séquences de turbidites grossières à haute densité (Lowe 1982), turbidite à basse densité de granulométrie moyenne (Bouma 1962) et de granulométrie fine (Stow & Shanmugam 1980).

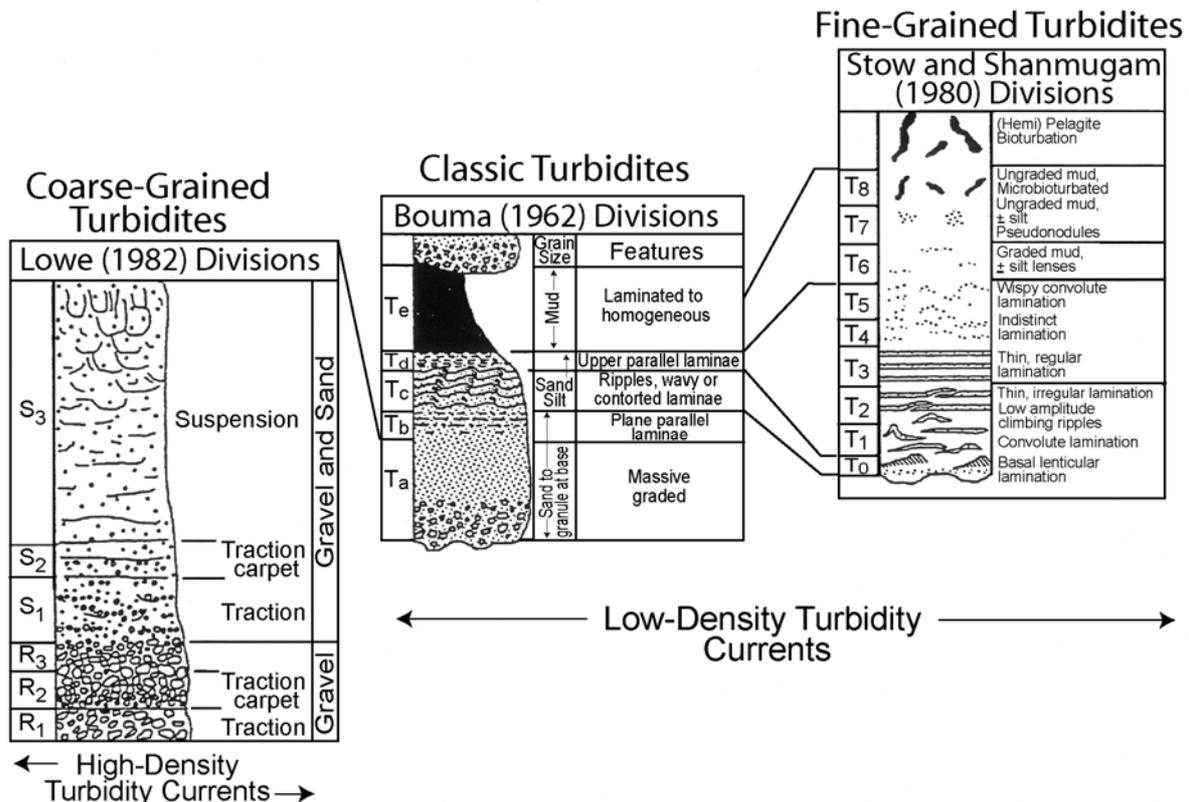


Figure 14 : Corrélation entre les séquences de Lowe (1982), Bouma (1962) et Stow & Shanmugam (1980), in Shanmugam (2000).

D'amont en aval (Mutti *et al.* 2003 : Figure 15), le debris-flow évolue donc d'abord en écoulement bipartite avec un écoulement basal dense en surpression, surmonté par un nuage turbulent moins rapide, puis l'écoulement turbulent se développe, dépasse le courant dense et se dilue progressivement par incorporation d'eau.

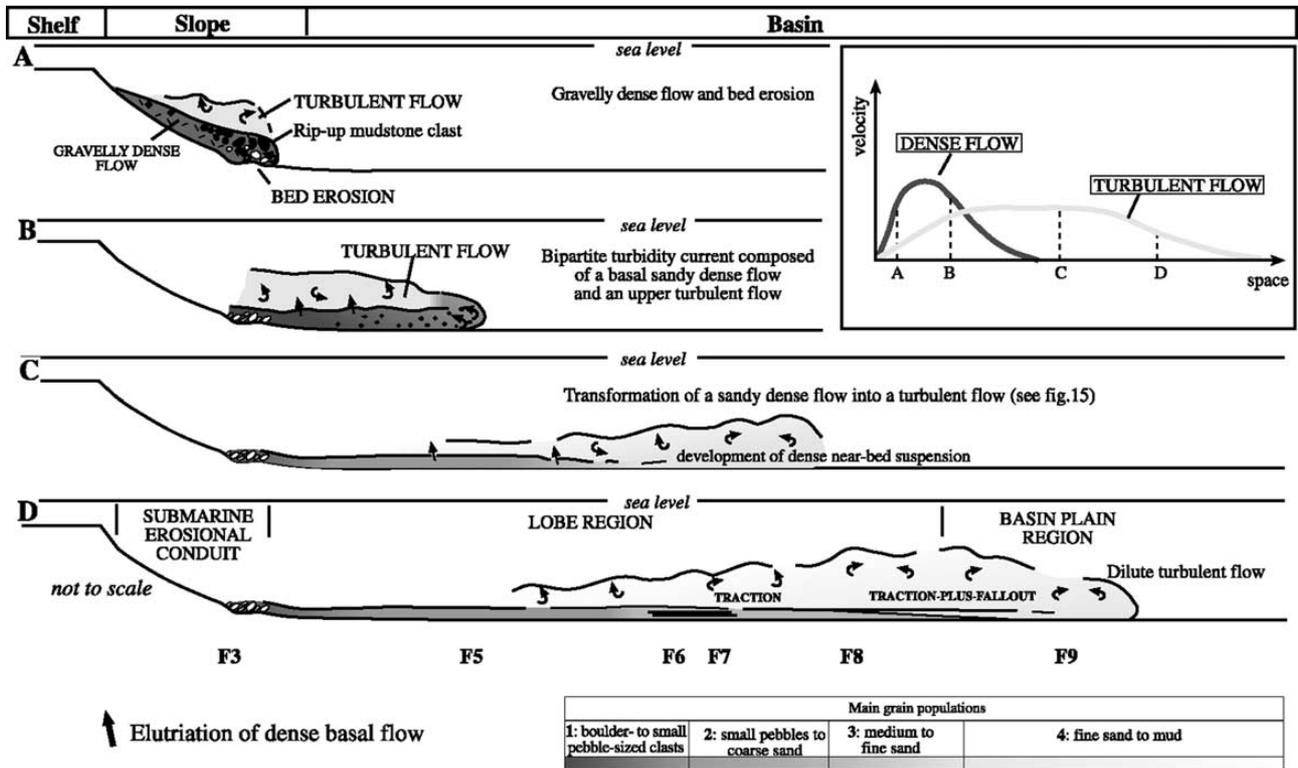


Figure 15 : Evolution d'un courant de turbidité (Mutti *et al.* 2003).

Le modèle de rampe turbiditique

Du fait de son expression morphologique, le modèle de système turbiditique profond le plus connu est le modèle classique de cône radial alimenté par un canyon entaillant le plateau et la pente continentale (Reading & Richards 1994 : Figure 16a). Un autre modèle moins connu, car de moindre expression morphologique, est la rampe turbiditique, alimentée par des sources multiples (Figure 16b).

Ce second modèle présente une organisation morphologique caractéristique (Figure 17) : pendant les crues fluviales, les embouchures de deltas en tresse ou de fan deltas alimentent la pente en courants denses hyperpycnaux (c.a.d à densité supérieure à celle de l'eau de mer ambiante, car chargés en matériel solide) : ces courants transitent par de multiples chenaux éphémères, qui peuvent déborder ("overbank deposits"), mais ne construisent pas de réelles levées stables. Le remplissage de ces chenaux est caractérisé par des écoulements denses de granulométrie variable (faciès F3 – F5 – F8). Des debris-flows peuvent se déclencher sur la pente (faciès F1 – F2 – F3). Les courants hyperpycnaux peuvent alimenter sur la pente des lobes progradants allongés (« sand tongues »), mais, par incorporation d'eau, ils peuvent également se transformer en écoulements turbulents qui vont construire en bas de pente des lobes de dépôt attachés : les faciès sont alors caractéristiques d'écoulements turbiditiques (Faciès F8 – F9).

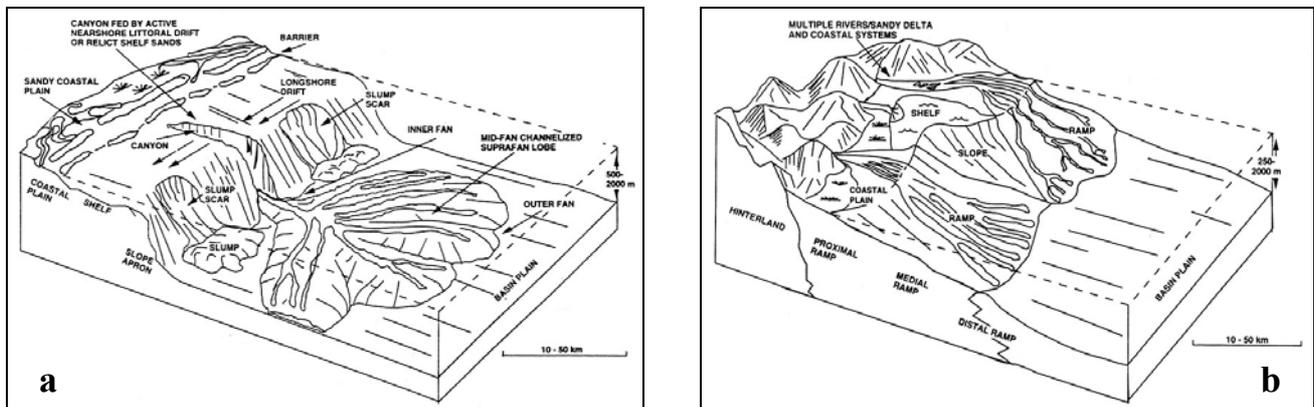


Figure 16 : Modèle de cône au débouché d'un canyon (a) et modèle de rampe alimentée par des deltas (b) (Reading & Richards 1994).

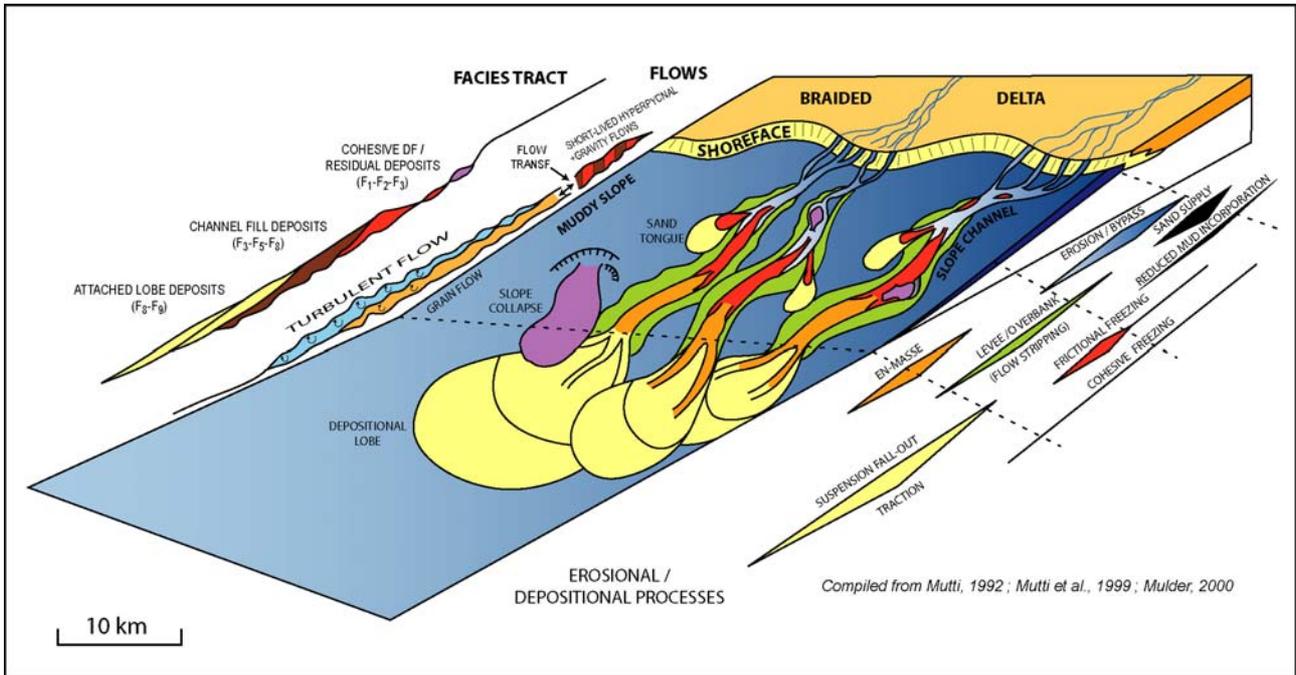


Figure 17 : Modèle de rampe turbiditique et faciès associés (compilé par F. Gaumet).

Au niveau des faciès et des éléments architecturaux, le système des Grès d'Annot présente de fortes analogies avec ce modèle de rampe turbiditique (Figure 18) : fan deltas nourriciers des Quatre Cantons et de Saint Antonin, systèmes de chenaux alimentant des lobes allongés sur la pente médiane de Sanguinière, étalement en nappes turbiditiques tabulaires dans le bassin distal des Trois Evêchés. Sa spécificité est le confinement du système dans plusieurs gouttières, induites par la tectonique compressive alpine.

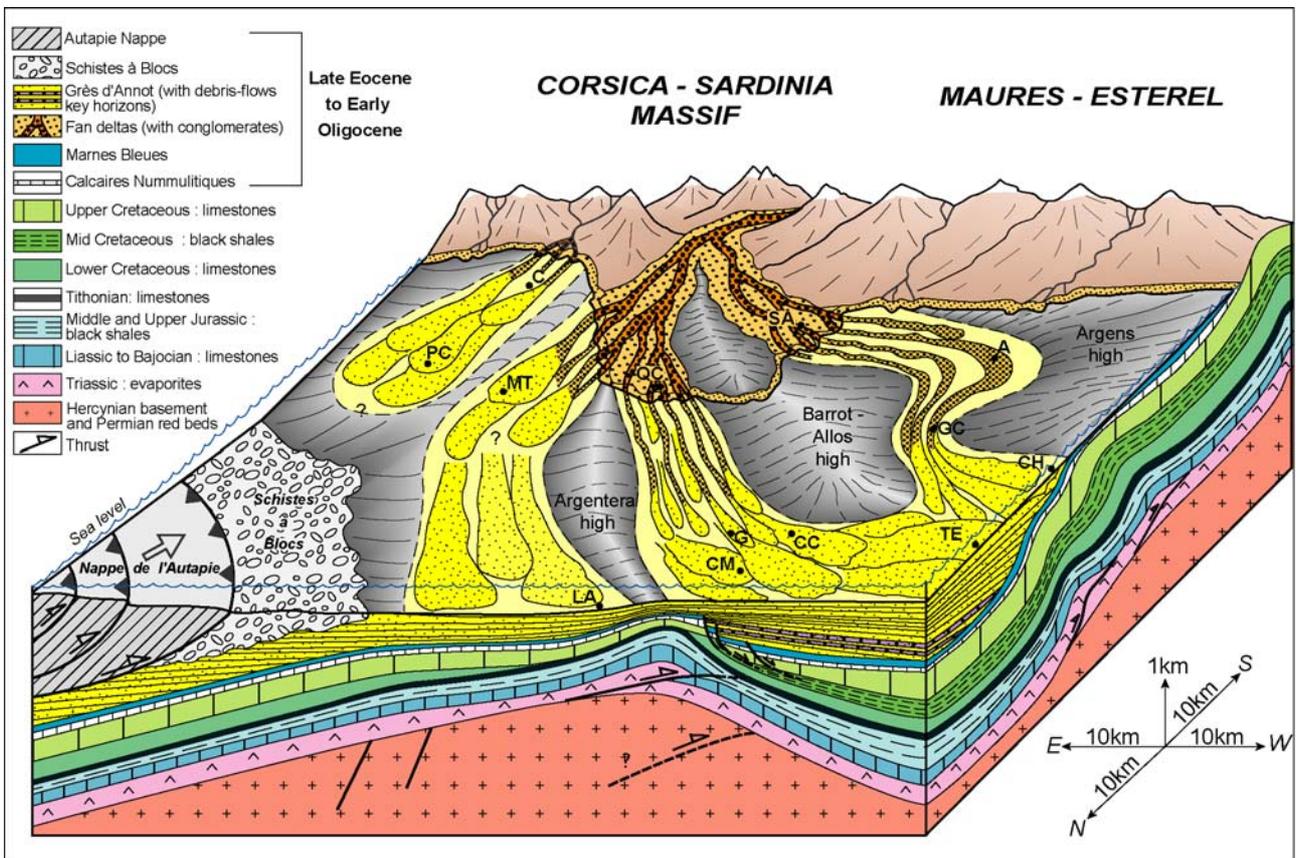


Figure 18 : Reconstitution schématique du système de dépôt des Grès d'Annot au début de l'Oligocène (Joseph & Lomas 2004).

A: Annot; C: Contes; CC: Col de la Cayolle; CH: Chalufy; CM: Col de la Moutière; G: Gialorgues (Sanguinière); GC: Grand Coyer; LA: Lauzanier; MT: Mont Tournairt; PC: Peira Cava; QC: Quatre Cantons; SA: Saint Antonin; TE: Trois Evêchés

Ce confinement génère des géométries spécifiques, dont la Figure 19 illustre l'évolution amont – aval dans le sous-bassin confiné de Saint Antonin – Annot – Grand Coyer – Chalufy au cours du Rupélien inférieur (Oligocène basal) :

- Le fan delta de Saint Antonin (coupe 1) est caractérisé par l'empilement de barres conglomératiques progradantes plurimétriques qui passent latéralement et distalement en quelques kilomètres à des écoulements sableux hyperconcentrés ;
- Après le remplissage du bassin fermé au Priabonien, le secteur d'Annot (coupe 2) fonctionne comme une zone de transit, avec une migration progressive d'est en ouest des axes des chenaux du fait de la déformation synsédimentaire du bassin, marquée notamment par le mégaglisement des Gastres (unité microconglomératique C) : dans les unités D et E, les chenaux de largeur kilométrique érodent fortement des dépôts tabulaires, à turbidites sableuses de haute densité ; ils sont remplis par des écoulements hyperconcentrés grossiers. Le rapport sable / argile est globalement de 90 %.
- La gouttière du Grand Coyer (coupe 3) fonctionne d'abord comme une zone de by-pass, puis elle est remplie par des faciès conglomératiques hyperconcentrés (unité C) et sableux grossiers chenalisés, à turbidites de haute densité (unité D) ; l'unité sommitale E, non confinée, est caractérisée par un organisation des corps sableux en compensation latérale, et est interprétée comme la transition entre chenaux et lobes turbiditiques ;
- Le secteur de Chalufy (coupe 4) est marquée par une alternance de barres gréseuses décamétriques et d'horizons argileux hétérolithiques (le rapport sable / argile est d'environ 50 %) ; les barres gréseuses correspondent à des lobes tabulaires, parfois fortement érosifs à leur base, qui viennent reposer en onlap sur la paléopente latérale des Marnes Bleues ; ils sont constitués d'écoulements hyperconcentrés, slumps et turbidites de haute densité. Les niveaux hétérolithiques sont constitués d'une alternance de turbidites fines de basse densité et de marnes, qui viennent draper la paléopente.

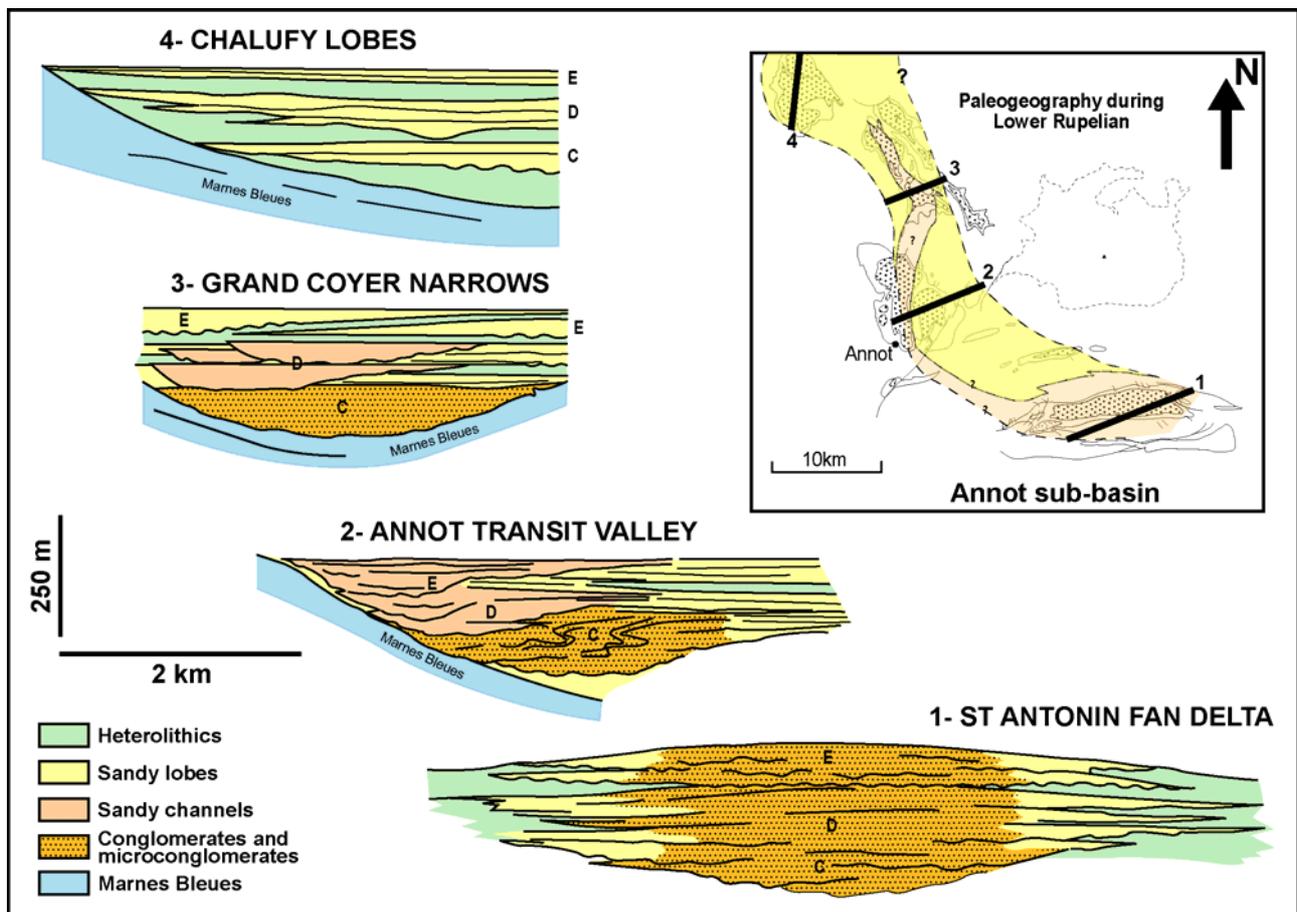


Figure 19 : Evolution schématique des géométries dans le sous-bassin méridional de Saint Antonin – Annot – Grand Coyer – Chalufy au Rupélien inférieur (unités C, D et E).

Echelle verticale dilatée 4 fois.

Le Massif de Sanguinière

François GUILLOCHEAU, Cécile ROBIN, Olivier BROUCKE et Philippe JOSEPH

La première journée de cette excursion est consacrée au remplissage priabonien et rupélien inférieur du Massif de Sanguinière, qui constituait à cette époque une étroite gouttière morphologique entre les zones hautes de l'Argentera et de l'axe Barrot – Allos (cf. Figure 18 p. 25). Le Massif de Sanguinière est localisé au sud de Barcelonnette, entre la vallée de la Tinée à l'est, et à l'ouest les vallées du Var et du Bachelard, séparées par le col de la Cayolle (Figure 20a). Il fait partie du Parc National de l'Argentera – Mercantour. Les séries mésozoïques et tertiaires « parautochtones » appartenant à la nappe de Digne affleurent largement et sont partiellement recouvertes par les nappes d'Embrunais – Ubaye.

Au cours de cette journée, on examinera d'abord l'organisation générale de la série tertiaire et l'architecture globale du bassin confiné (affleurements du vallon de Gialorgues). On examinera ensuite en détail les associations de faciès caractéristiques du système de rampe turbiditique, et leur organisation en séquences génétiques (affleurements du Col de la Moutière). L'impact de la tectonique synsédimentaire sur les faciès et l'architecture 3D de ces séquences génétiques sera discutée, ainsi que l'interprétation en termes de processus (débrites, hyperpycnites versus turbidites).

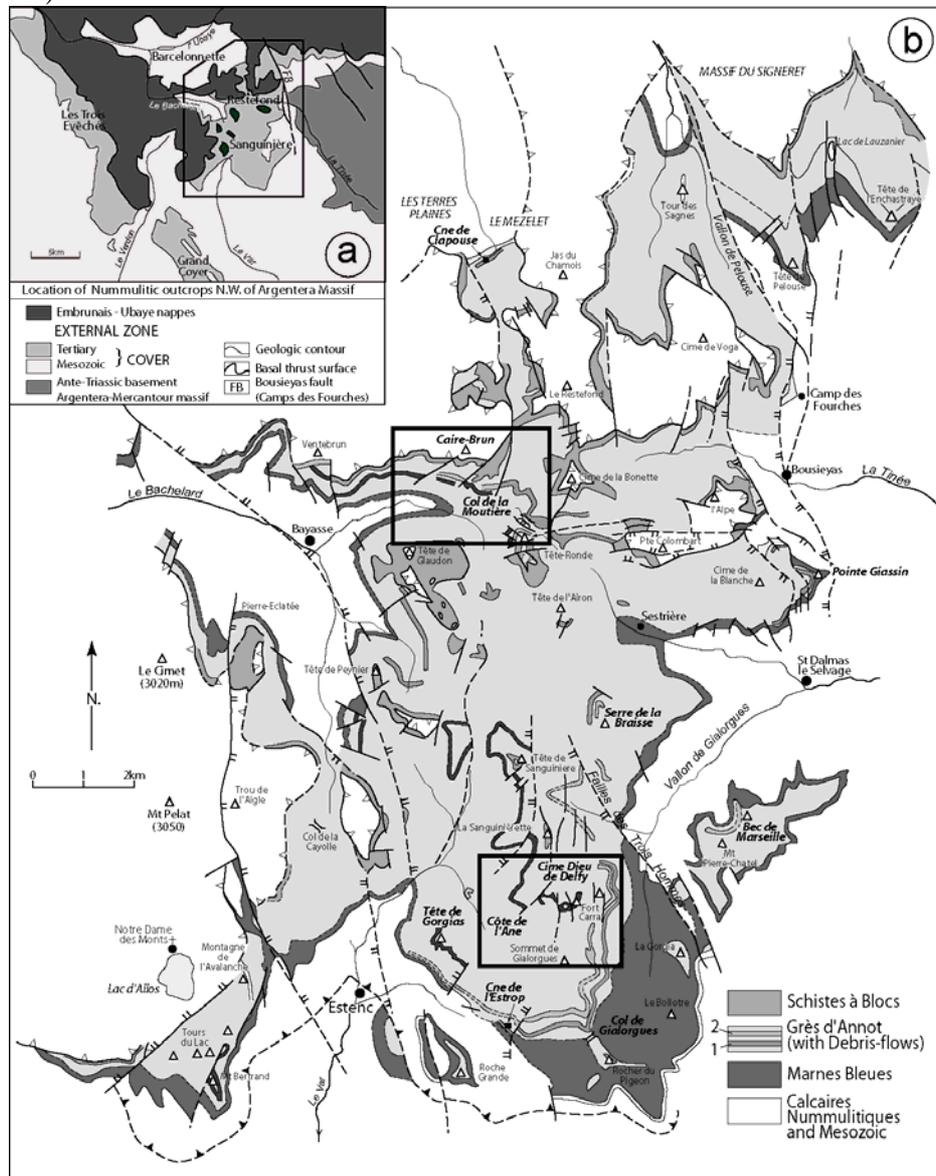


Figure 20 : Carte géologique du Massif de Sanguinière (modifiée de Jean 1985), avec la localisation des affleurements étudiés : Vallon de Gialorgues - Cime Dieu de Delfy au sud, Col de la Moutière - Caire Brun au nord.

Cadre géologique général

La série tertiaire du Massif de Sanguinière correspond à la classique « Trilogie Nummulitique », fortement érodée par l'olistostrome des Schistes à Blocs (Figure 21b): la formation des Grès d'Annot atteint un épaisseur de 800 m ; trois horizons-clés épais de 20 m y sont identifiés (Jean 1985) : dans la partie basse, deux debris-flows à matrice silto-argileuse contenant des galets et des blocs métriques à décamétriques de calcaires et grès, et au sommet, un niveau continu riche en turbidites fines (« vire argileuse » de Jean 1985 et unité E de du Fornel 2003 : cf. Figure 11 p. 21) ; ces niveaux repères ont pu être cartés sur l'ensemble du massif (Figure 20b). Le sommet des Marnes Bleues et les deux debris-flows sont d'âge Priabonien (zone P16 / NP19) tandis que la vire argileuse est datée Rupélien (zone P18 / NP21).

Au Priabonien, le secteur de Sanguinière correspondait à l'un des synclinaux synsédimentaires induits par la compression alpine (cf. Figure 18 p. 25). La cartographie des onlaps et des isopaques de la série des Grès d'Annot permettent de reconstituer précisément la forme du sous-bassin au moment du dépôt du premier debris-flow (Jean 1985 : Figure 21a) : une gouttière étroite de 4 km en amont (secteur de Gialorgues / Cime Dieu de Delfy), s'évasait à 8 km en aval (Col de la Moutière), en piégeant une série épaisse de 300 m. Les Grès d'Annot reposent en onlap sur la paléopente des Marnes Bleues à la fois vers le SW et vers le NE, et les directions des paléocourants montrent une orientation moyenne du SE vers le NW, parallèle à l'axe du sous-bassin.

La série étudiée en détail au Col de la Moutière correspond à l'intervalle situé sous le debris-flow 1 (Figure 21b).

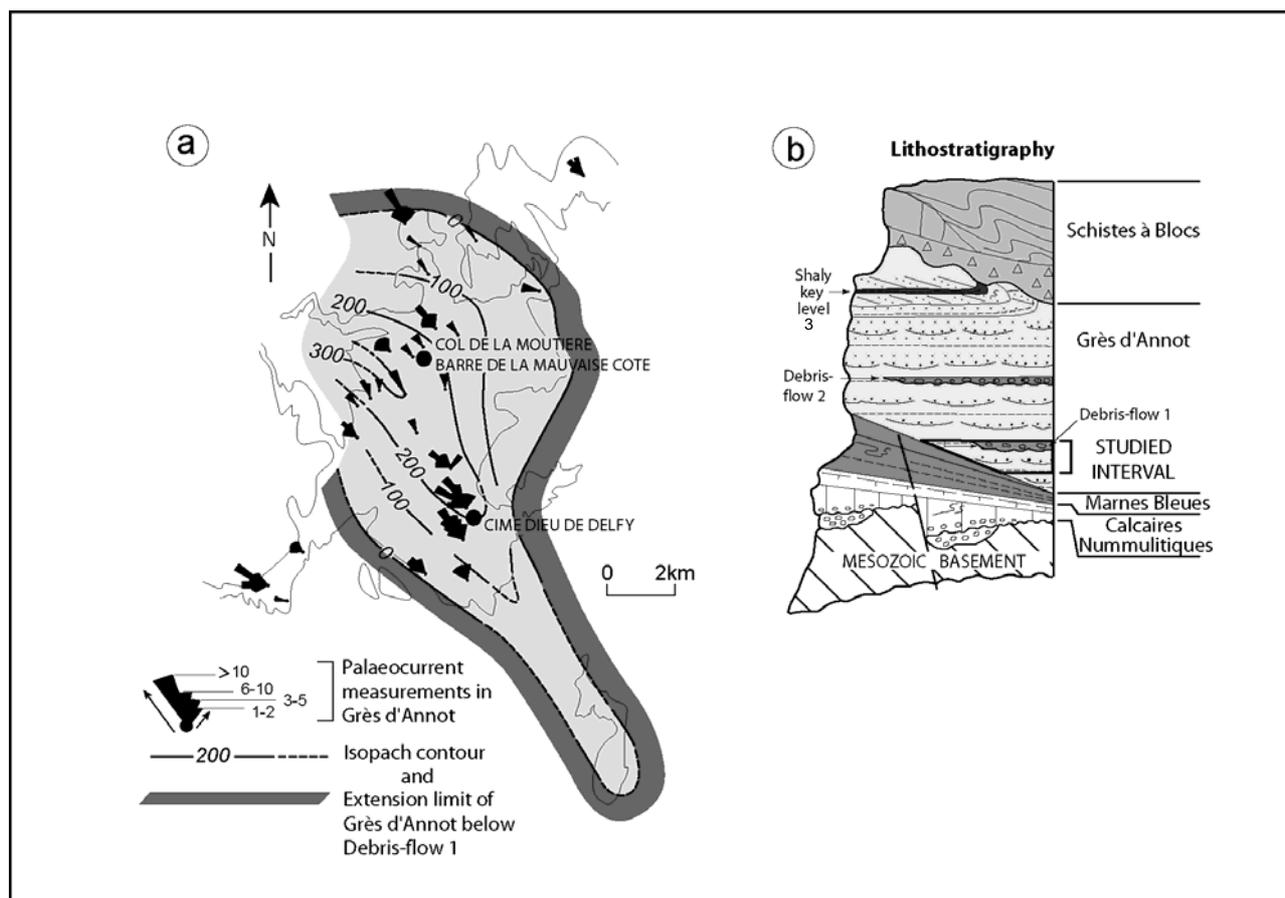


Figure 21 : (a) Reconstitution du sous-bassin de Sanguinière au moment du dépôt du debris-flow 1 (modifiée de Jean 1985) ; (b) lithostratigraphie (modifiée de Ravenne *et al.* 1987).

Arrêt n° 1 : Vallon de Gialorgues. Architecture globale de la série.

Le vallon de Gialorgues est situé à 8 km à l'ouest de Saint Etienne de Tinée et à 20 km au sud-est de Barcelonnette. Les affleurements s'atteignent en prenant la route montant de Saint Etienne de Tinée au Col de la Moutière (D63), puis la piste qui part au sud de Saint Dalmas le Sauvage et s'arrête au parking situé près des bergeries de Valloar (Figure 22). On monte ensuite à pied au refuge de Gialorgues par un chemin de randonnée fléché.

Il est possible d'examiner les affleurements de la Côte de l'Âne décrits par Sinclair (1993) et réinterprétés par Broucke *et al.* (2004) en passant par le Col de la Roche Trouée, situé au dessus des lacs de Gialorgues : on peut ensuite rejoindre le village d'Estenc, situé dans la vallée du Haut Var (cf. itinéraire sur la Figure 22). La durée totale du trajet depuis le parking est d'environ 4 heures.

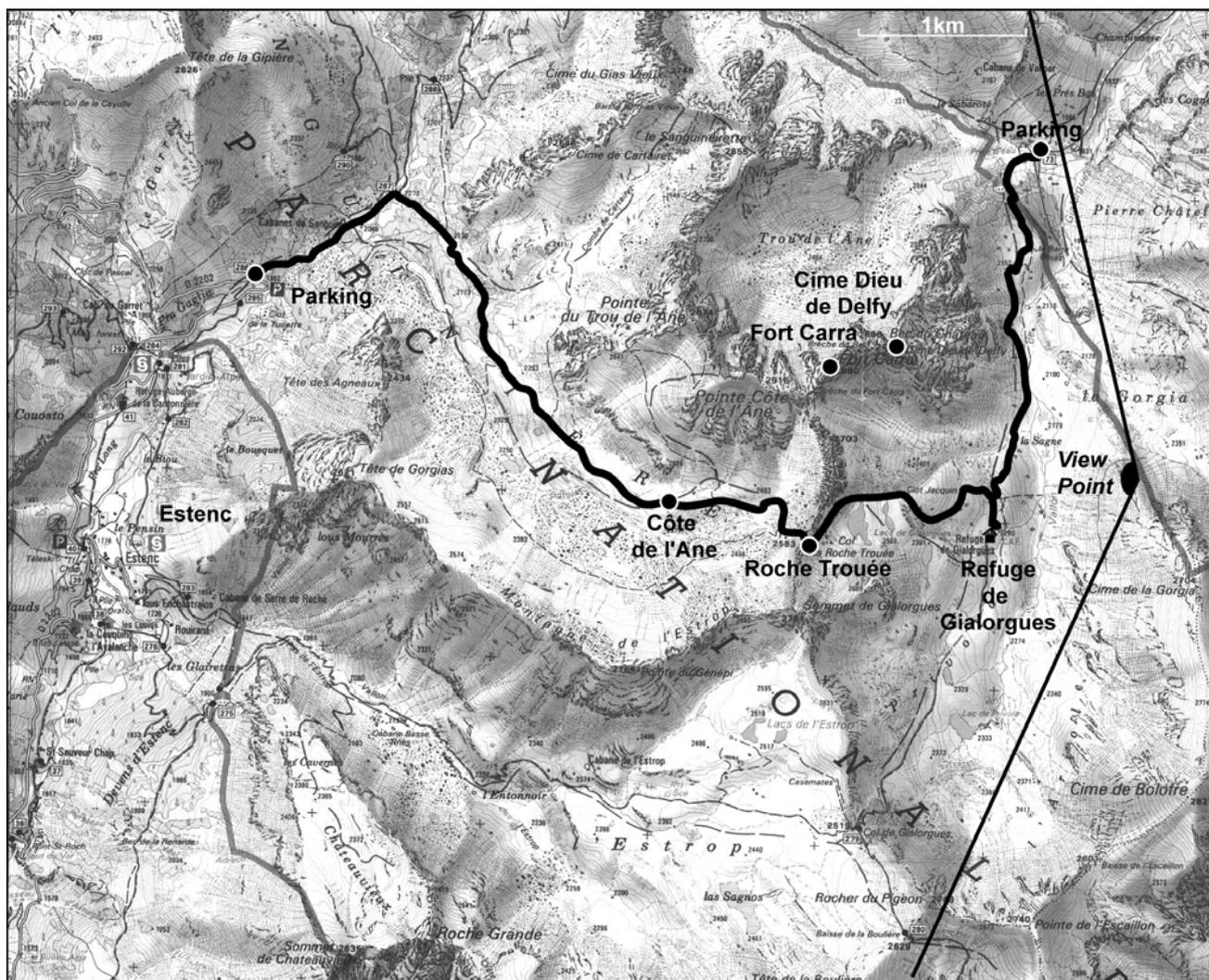


Figure 22 : Itinéraire et point de vue du vallon de Gialorgues sur fond topographique IGN 1/25000.

Le vallon de Gialorgues est orienté approximativement nord-sud. Le panorama pris depuis la Cime de la Gorgia à l'est permet d'avoir une vue d'ensemble de la série, sur une distance de plus de 5 km (Figure 24). Au nord, sous le vallon de Valloar, les Calcaires Nummulitiques reposent en discordance sur le Crétacé : ils sont décalés par le faisceau de failles des Trois Hommes. Certaines de ces failles sont scellées par les Marnes Bleues, dont l'épaisseur augmente fortement du nord (vallon de Valloar) au sud (refuge de Gialorgues). Elles ont donc été interprétées comme synsédimentaires (Jean 1985). Les Grès d'Annot, dont le pendage est subhorizontal, repose en onlap apparent vers le nord sur ces Marnes Bleues.

Dans la partie centrale du vallon de Gialorgues (sous Fort Carra – Cime Dieu de Delfy), la série des Grès d'Annot est épaisse de 800 m : le contact avec les Marnes Bleues est mal visible, car couvert par les éboulis, mais ces dernières affleurent le long du chemin. On reconnaît facilement les trois niveaux repères : la vire argileuse est située à la base de la barre massive de Fort Carra et les deux debris-flows sont situés ici au milieu de la série des Grès d'Annot (Figure 23).



**Figure 23 : Vue du debris-flow 1 au Col de la Moutière
(Echelle : Olinto Gomes de Souza, 1m75).**

Vers le sud, au Col de Gialorgues, on observe un onlap apparent vers le sud des Grès d'Annot sur les Marnes Bleues et les deux debris-flows (subhorizontaux) se retrouvent très proches de cette surface d'onlap : dans le vallon de l'Estrop situé au sud du col, le debris flow 1 disparaît d'ailleurs par biseautage sur la paléopente des Marnes Bleues (cf. carte de la Figure 20).

Le panorama permet d'observer la forme précise de la gouttière morphologique correspondant au sous-bassin de Sanguinière : celle-ci apparaît très dissymétrique, avec, du nord au sud, un augmentation brutale des épaisseurs des Grès d'Annot (probablement due à l'activité antérieure des failles des Trois Hommes), puis une diminution plus lente vers le Col de Gialorgues.

Une corrélation de détail de coupes rapprochées, contrôlée par un suivi visuel sur panoramas photos, permet de reconstituer l'architecture réservoir des Grès d'Annot le long des vallons de Gialorgues et de l'Estrop (Figure 24bis) : la série correspond à une alternance tabulaire de barres gréseuses (en jaune) et de niveaux hétérolithiques (en vert). Certains de ces niveaux hétérolithiques sont plus épais et plus continus : ils correspondent aux limites des séquences de 4^{ème} ordre (1, 2, A à F), définies par du Fornel (2003) et de durée 200 – 400 ka. Les barres gréseuses sont constituées d'un empilement de séquences génétiques de 5^{ème} ordre (durée moyenne 20 ka), qui seront étudiées en détail au Col de la Moutière. La poursuite de la flexuration synsédimentaire pendant le dépôt des Grès d'Annot est attestée par l'augmentation vers l'axe de la gouttière de l'épaisseur de la série située entre les deux debris-flows et l'amalgame des corps gréseux sur les bordures. L'architecture de cette série dans l'affleurement central de Cime Dieu de Delfy est décrite en détail dans Joseph *et al.* (2000).

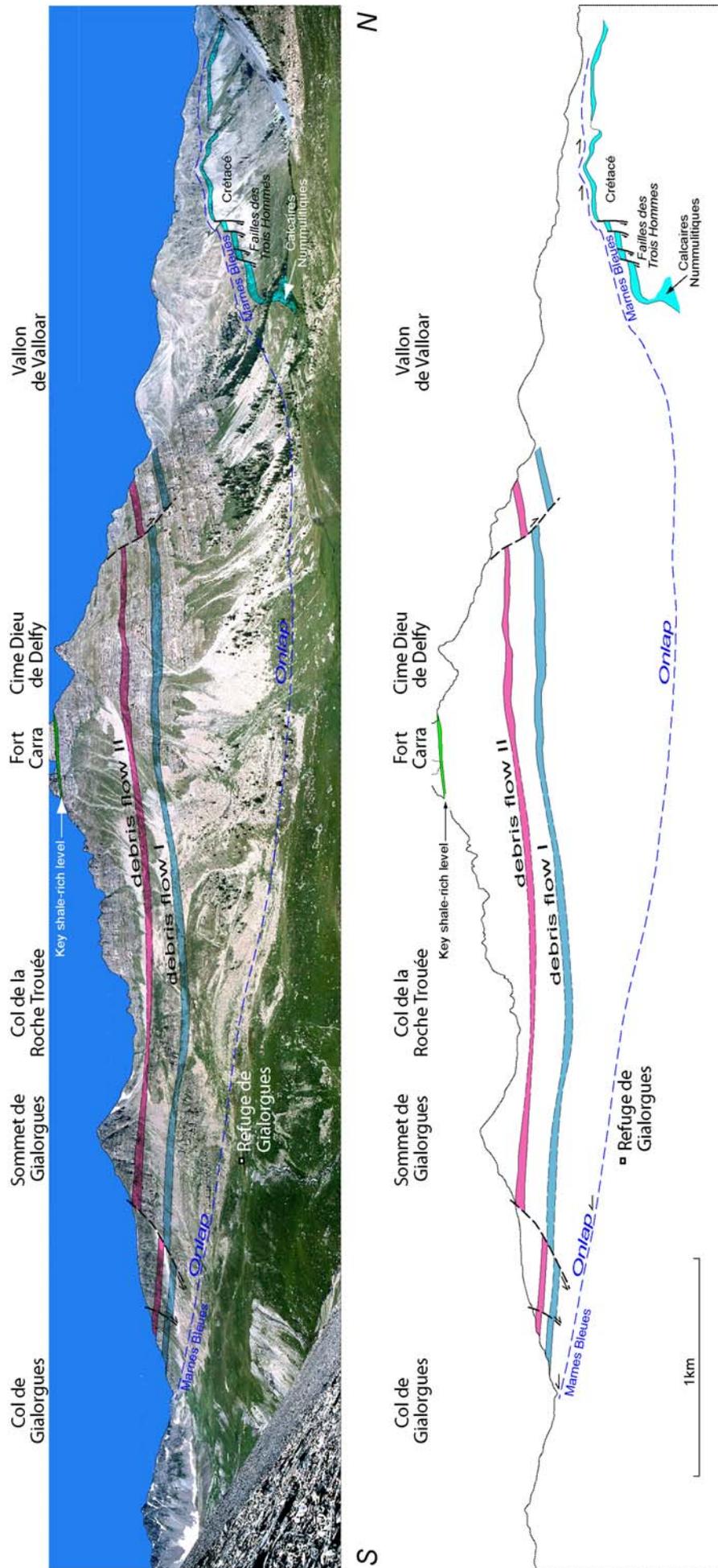


Figure 24 : Panorama du vallon de Gialorgues depuis la Cime de la Gorgia.



Figure 24bis : Corrélation de la série des Grès d'Annot le long des vallons de Gialorgues et de l'Estrop (données consortium IFP « Turbidites »).

Arrêt n° 2 : Col de la Moutière. Faciès de rampe turbiditique et séquences génétiques.

Le but de cet affleurement est de définir les associations de faciès, caractéristiques de chacun des éléments architecturaux, constituant les affleurements des Grès d'Annot dans le secteur de Restefonds - Sanguinière. Cette étude s'est intéressée plus particulièrement au degré de préservation des faciès sédimentaires. Pour cela, le degré d'amalgamation (condensation) des différents faciès turbiditiques a été quantifié. La méthode de mesure de ce degré d'amalgamation a été basée sur la mesure de l'épaisseur des événements autogéniques (autocycliques), ici d'origine gravitaire (turbiditique), appelés événements élémentaires. Nous avons alors considéré que la fréquence des événements turbiditiques était globalement constante durant la période étudiée et nous avons donc alors supposé que l'épaisseur des événements élémentaires était directement proportionnelle à leur degré de préservation.

Sur les affleurements étudiés, les processus d'érosion sont toujours relativement faibles. Les bases érosives des chenaux ou les dépressions en érosion (ou « scours ») ne présentent jamais une amplitude de plus de 1 ou 2 m, pour une largeur maximale d'une dizaine de mètres. Le plus fort taux de préservation est ainsi enregistré par des faisceaux de lamines obliques de grande amplitude (épaisseur des faisceaux supérieure à 3m). Cinq niveaux de préservation ont ainsi été définis : (1) faible érosion (-1 à -2 m), (2) condensation par très faible taux de sédimentation, (3) condensation par transit sédimentaire ou «by-pass», (4) préservation modérée (0.2 – 0.6m) et (5) forte préservation (0.6 – 3 m). La « condensation par très faible taux de sédimentation » correspond à une surface bioturbée, alors que la « condensation par transit sédimentaire ou by-pass » est définie comme un faciès de très faible préservation, caractérisé par des sédiments très fortement amalgamés, de forte granulométrie, délimités par des surfaces faiblement érosives (voir association de faciès FA3 ci-dessous).

Les principaux résultats de ces travaux ont d'ores et déjà été publiés :

GUILLOCHEAU, F., QUEMENER, J.M., ROBIN, C., JOSEPH, P. & BROUCKE, O. (2004) : " Genetic units / parasequences of the Annot turbidite system, SE France ". In : Joseph P. & Lomas S.A.(eds). " *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* ", Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 181-202.

BROUCKE, O., GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., JOSEPH, P. & CALASSOU S. (2004) : " The influence of syndepositional basin floor deformation on the geometry of turbiditic sandstones: a reinterpretation of the Côte de l'Âne area (Sanguinière-Restefonds sub-basin, Grès d'Annot, Late Eocene, France) ". In : Joseph P. & Lomas S.A.(eds). " *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems* ", Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 203-222.

Associations de faciès

Association de faciès hétérolithique tabulaire (FA1, Figure 25)

Cette association de faciès est composée d'alternances tabulaires d'argiles et de sables fins à grossiers, de 1 à quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Quatre faciès sableux principaux peuvent alors être définis :

FA1.1 – Séquence de Stow : ce faciès FA1.1 se présente sous forme de bancs décimétriques de silts à sables fins, à « fading ripples » et à laminations subplanes, évoluant progressivement à leur sommet vers des boues carbonatées ou argiles. Ce faciès se présente communément sous forme de lits isolés au sein d'intervalles hétérolithiques composés de faciès FA1.2 et de FA1.3. L'épaisseur, la granulométrie et la succession des figures sédimentaires de ce faciès sont caractéristiques des séquences communément appelées « de Stow », séquence enregistrant un courant turbiditique à faible densité et de très fine granulométrie (Stow & Shanmugam 1980).

FA1.2 – Séquence de Bouma Tbc : ces grès fins à moyens sont caractérisés par des laminations subplanaires et/ou des rides de courant 3D, présentant des figures de déformations syn-sédimentaires (convolutées). De telles séquences peuvent être assimilées à des séquences de Bouma, mais la plupart présentent des évidences d'amalgame ou condensation sédimentaire (épaisseur préservée de 2 à 5 cm). Ce faciès est bioturbé (*Planolites*, *Teichichnus*, *Spirorhapse*, *Paleodictyon*). Ces deux dernières traces fossiles sont caractéristiques de l'ichnofaciès *Nereites*.

FA1.3 – Sables massifs et sables à laminations subplanaires : ces grès moyens à grossiers présentent en majorité des laminations planes à petites rides de courant (sous des épaisseurs préservées de 4 à 10cm). Certains de ces niveaux sont massifs sans structure ou à laminations planes frustes. D'autres, plus rares, présentent quelques mégarides 2D – 3D. Ces niveaux montrent systématiquement une surface sommitale érosive, présentant des morphologies diverses : rides 3D érosives, structures mamelonées de faible amplitude (mégarides 2D – 3D?) et surfaces planes. Ce faciès est bioturbé, dominé par *Ophiomorpha*, *Planolites* and *Spirorhapse*.

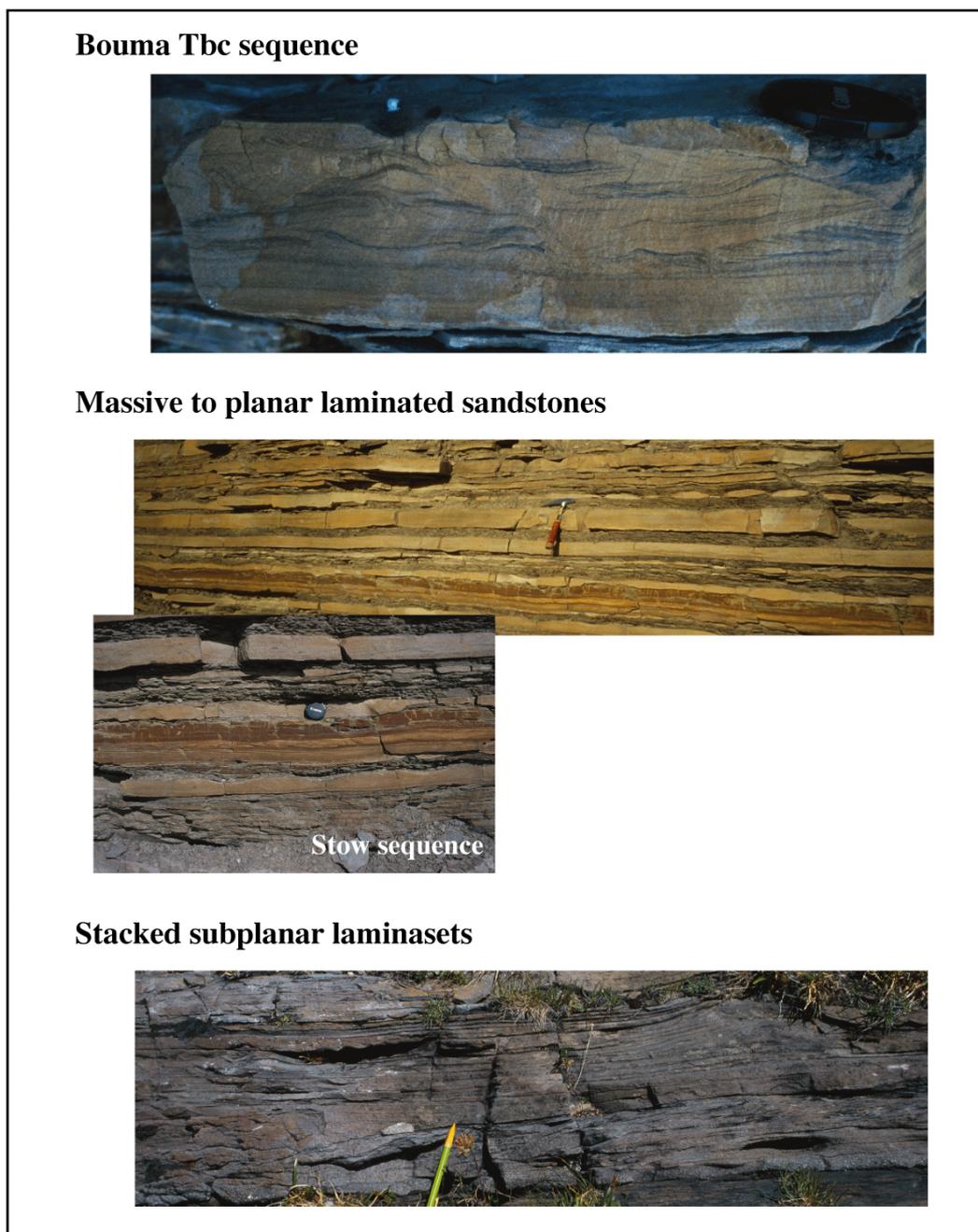


Figure 25 : Faciès hétérolithique tabulaire (FA1).

FA1.4 – Lames aggradantes subplanes : ces sables fins à grossiers montrent alors parfois des laminations subplanes aggradantes centimétriques, soulignées par des niveaux argileux ou silteux millimétriques. Ces lames peuvent être légèrement ondulées, présentant parfois des rides chevauchantes de type S (aggradantes, à croissance verticale), structures semblables à des rides symétriques proches de petits mamelons en 3 dimensions. Des rides de courant peuvent être associées à ces faciès. Des niveaux argileux millimétriques marquent de possibles niveaux d'amalgame ou condensation (épaisseur préservée : 1-5 cm).

Association de faciès hétérolithiques progradants (FA2, Figure 26)

Cette association de faciès hétérolithiques, dominés par la phase sableuse, est composée de grès moyens à très grossiers, sur des épaisseurs de 10 cm à 1 m, s'amincissant vers l'aval des pentes sédimentaires et donc dans le sens du courant (soit ici vers le N – NNW) et interstratifiés avec des faciès hétérolithiques similaires aux faciès FA1.2 et FA1.3.

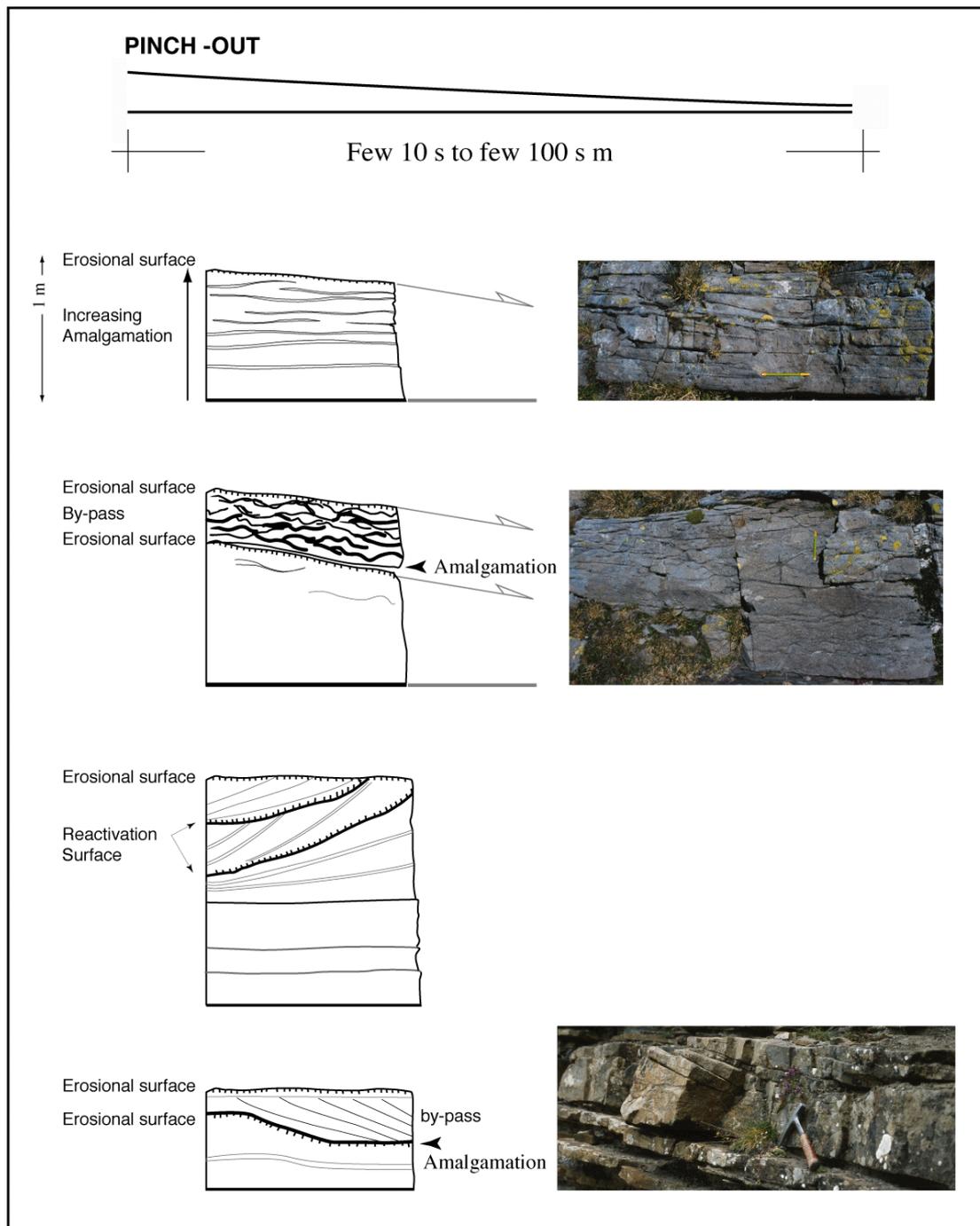


Figure 26 : Faciès hétérolithique progradant (FA2) : séquences élémentaires constituées de faisceaux de bancs (“bedsets”) à faible angle et en accretion latérale, voir légèrement aggradants.

Ce biseau de sédimentation dans le sens du courant est structuré plutôt par un affaissement doux et progressif de la surface sommitale que par une structure basale chenalisante. L'importance de l'amincissement varie de la disparition complète du biseau sédimentaire en quelques dizaines de mètres à la décroissance de moitié de l'épaisseur du biseau en plus de quelques centaines de mètres. A l'affleurement, ces niveaux sont assimilables en apparence à des cliniformes faible angle : ils ont été appelés faisceaux en accréation latérale, peu pentées. En section perpendiculaire au sens du courant (Figure 27) (section « strike »), ces niveaux présentent une variation régulière de leur épaisseur sur une longueur d'onde moyenne de quelques dizaines de mètres: ceci suggère que le front de ces corps en accréation faible angle est légèrement sinueux.

Le principal caractère de ces niveaux est la présence systématique d'une surface érosive sommitale ou d'un faciès de by-pass (transit – condensation) au toit des cliniformes.

Les faciès suivants sont également identifiés (Figure 26) : (1) laminations subplanes, présentant parfois à leur sommet de petites incisions ou bases érosives, comblées ("filled scours") mais par des sédiments turbiditiques de faible épaisseur, (2) des laminations obliques à faible angle, présentant des surfaces de réactivation de large amplitude, et (3) des faisceaux obliques à faible angle superposés à des mégarides de courant (stratifications entrecroisées composées). Ces strates présentent des feuilletés à laminations frustres de 5 à 15 cm d'épaisseur, limités par des surfaces subplanes à légèrement ondulées, marquées par un léger granoclassement décroissant. Cette texture est ainsi caractéristique des faciès FA4 et FA5 (voir ci-dessous leurs descriptions). L'épaisseur préservée de chaque évènement turbiditique décroît vers le haut de la strate (de 10-20 cm à 1 cm). Des bioturbations de type *Ophiomorpha* branchus sont observées.

Les surfaces sommitales et/ou de transit/by-pass caractéristiques du sommet de ces strates peuvent être interprétées comme (1) une simple surface d'érosion de morphologie en mamelons, (2) un faciès lenticulaire (flaser-bedding) similaire au FA3, (voir ci-dessous pour description) ou (3) une alternance de mégarides de courant mal préservées, plus ou moins lenticulaires et de surfaces érosives.

Plus en aval, suivant la direction du courant, les strates en accréation latérale passent à des structures de type « bottomset », intermédiaires entre les faciès FA2 & FA1. Trois faciès principaux peuvent alors être identifiés : (1) des sables moyens, de 10 cm d'épaisseur à laminations subplanes, (2), des sables grossiers à très grossiers, intensément bioturbés, de 10 à 30 cm d'épaisseur et (3) des sables grossiers à très grossiers, en bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur, amalgamés et à nombreuses intercalations argileuses millimétriques.

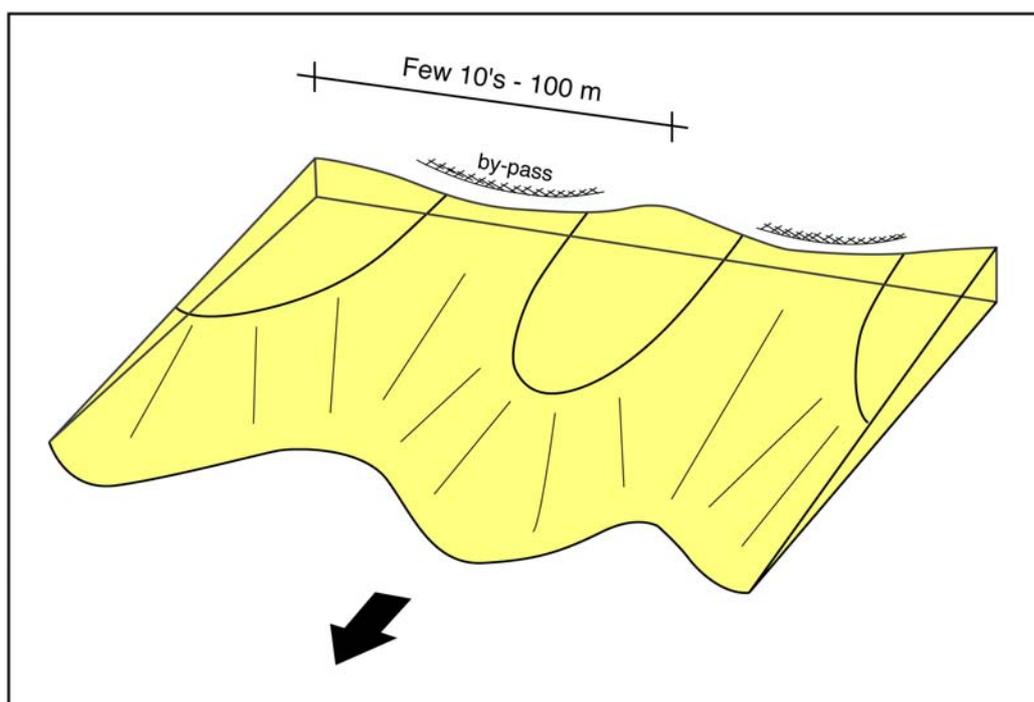


Figure 27 : Faciès progradant hétérolithique (FA2) : géométrie 3D des faisceaux de bancs à faible angle, en accréation.

Association de faciès homolithiques à légèrement hétérolithiques, tabulaires, légèrement érosionnels et de faciès de transit (by-pass) (FA3, Figure 28 et Figure 29)

Cette association de faciès est composée de surfaces d'érosion d'extension métrique à plurimétrique, comblées par des faciès de transit (by-pass), à granulométrie grossière (sables grossiers à granules) caractéristiques de faible taux de préservation sédimentaire. Les surfaces érosives marquent des incisions de 0,2 à 2m de profondeur (Figure 28). Elles présentent des morphologies complexes, issues de la superposition de nombreux gouttières et sillons d'érosion. Les affleurements ne permettent pas de faire la distinction entre de réels chenaux érosifs et de structures en cuvettes ("scours").

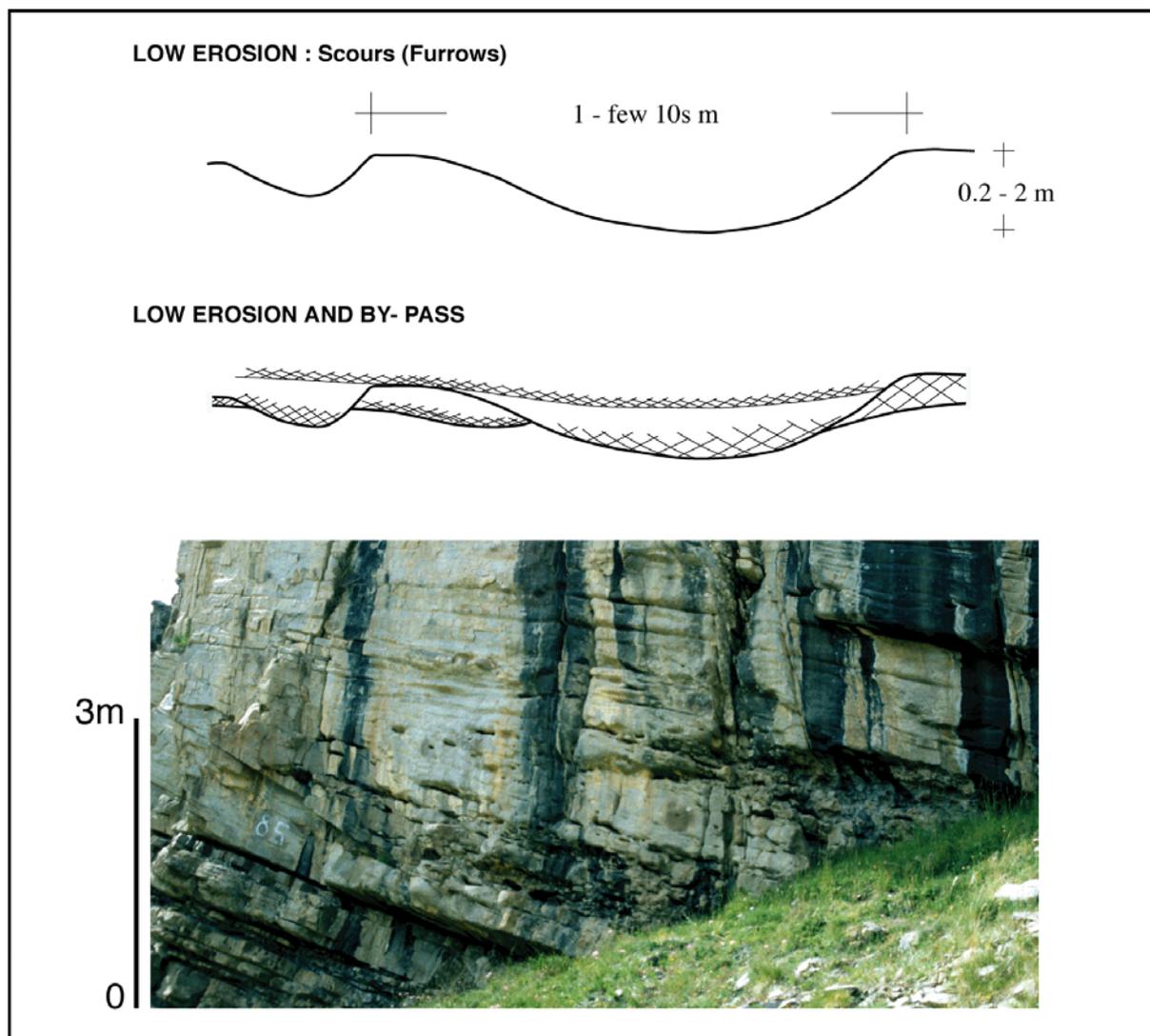


Figure 28 : Faciès homolithique à légèrement hétérolithique, tabulaire, de base faiblement érosive à des faciès de by-pass (Faciès FA3).

Un faciès grossier, caractéristique d'un faible taux de préservation (by-pass), comble communément cette surface érosionnelle, sous forme de stratifications lenticulaires. Il consiste en une alternance de lits sableux grossiers à très grossiers de quelques centimètres d'épaisseur et de lits argileux centimétriques et lenticulaires. Les lits argileux présentent une continuité latérale sur plusieurs mètres, mais parfois elles n'ont pas plus d'une dizaine de centimètres de large. La forme irrégulière des niveaux sableux est due à une surface sommitale au sommet de la couche, marquée de rides de courants 3D en érosion ou par de petits sillons érosifs (de 0,2 à 1m de large). Ce faciès résulte de la succession de 4 événements sédimentaires :

- (1) dépôt d'un lit sableux de quelques centimètres d'épaisseur,

(2) érosion du sommet du niveau sableux par un évènement hydrodynamique en transit (ou by-pass), exportant le matériel sédimentaire plus en aval (formation d'un train de rides de courant 3D en érosion et de petits sillons érosifs).

(3) dépôt d'un drapage argileux sur cette surface érosionnelle irrégulière,

(4) dépôt d'un nouveau niveau sableux qui peut éroder alors partiellement le niveau argileux sous-jacent (amalgamation de galets mous).

Ces faciès hétérolithiques présentent parfois des déformations syn-sédimentaires provoquées par des écoulements ultérieurs, ces derniers perturbant les stratifications sableuses et argileuses. Ces dépôts ont parfois été interprétés de façon erronée comme des débris flows boueux.

Lorsque la surface érosive est plus marquée, elle peut être également comblée par d'autres faciès sédimentaires : (1) des niveaux à granules clastes-portés de 10 cm d'épaisseur et (2) des sables grossiers à granules à mégardes de courant 2D à 3D, parfois chevauchantes (type B, Allen 1973).

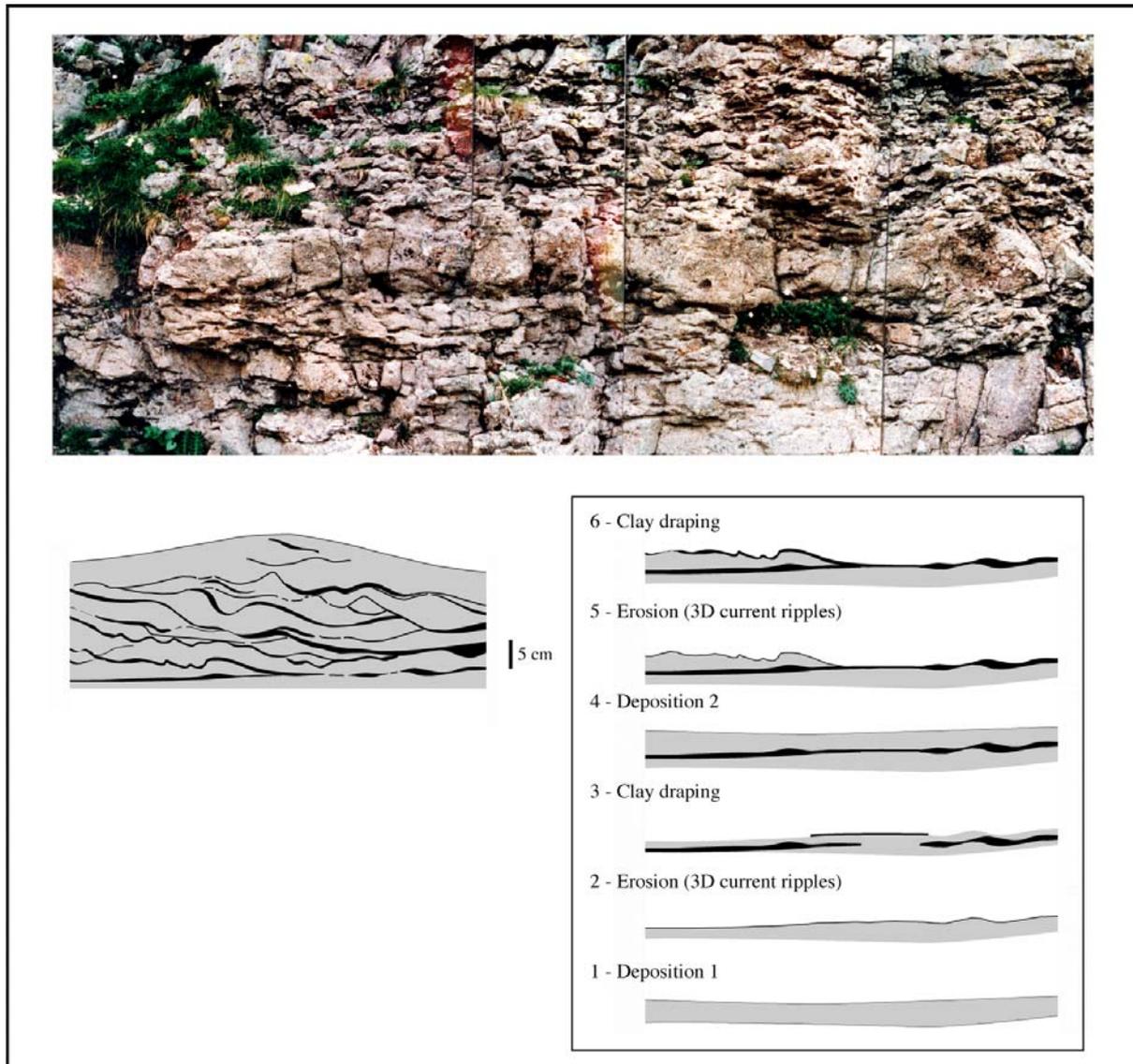


Figure 29 : Faciès de by-pass (faciès de très faible préservation, FA3) : stratification madrée ("flaser bedding") à forte granulométrie.

Association de faciès homolithiques tabulaires à strates obliques et larges sillons d'érosion (Figure 30)

Cette association de faciès sableux homolithique est composée de sables grossiers à granules et présente la superposition de deux faciès sédimentaires :

FA4.1: Laminations obliques (de 5 à 30°) (voir FA2 pour la description texturale) en strates de 0,5 à 3m d'épaisseur, présentant de nombreuses surfaces de réactivation en érosion. Ces laminations obliques comblent des sillons d'érosion de grande échelle (5 à 30 m de large et 0,2 à 1 m de profondeur).

FA4.2 : Structures en "scours and fills" (érosion/comblement), elles résultent d'une phase en érosion ("scour" or "plow" structures par Gardner & Borer 2000) et d'une phase de comblement. Ces "scours" ont la forme de sillons à fond courbe (Flood 1983), de 0.8 à 2 m de largeur. Latéralement, ces scours ne présentent une géométrie chenalante : ce sont de larges et circulaires dépressions, pouvant présenter parfois une direction préférentielle d'orientation (forme ellipsoïde alors). Ils sont comblés par les mêmes laminations que le faciès FA5. Ces dépôts drapent ou se déposent en "onlap" sur la base érosive des "scours" puis deviennent de plus en plus tabulaires vers le haut du comblement. Occasionnellement, de petits « scours » peuvent être formés par échappement d'eau.

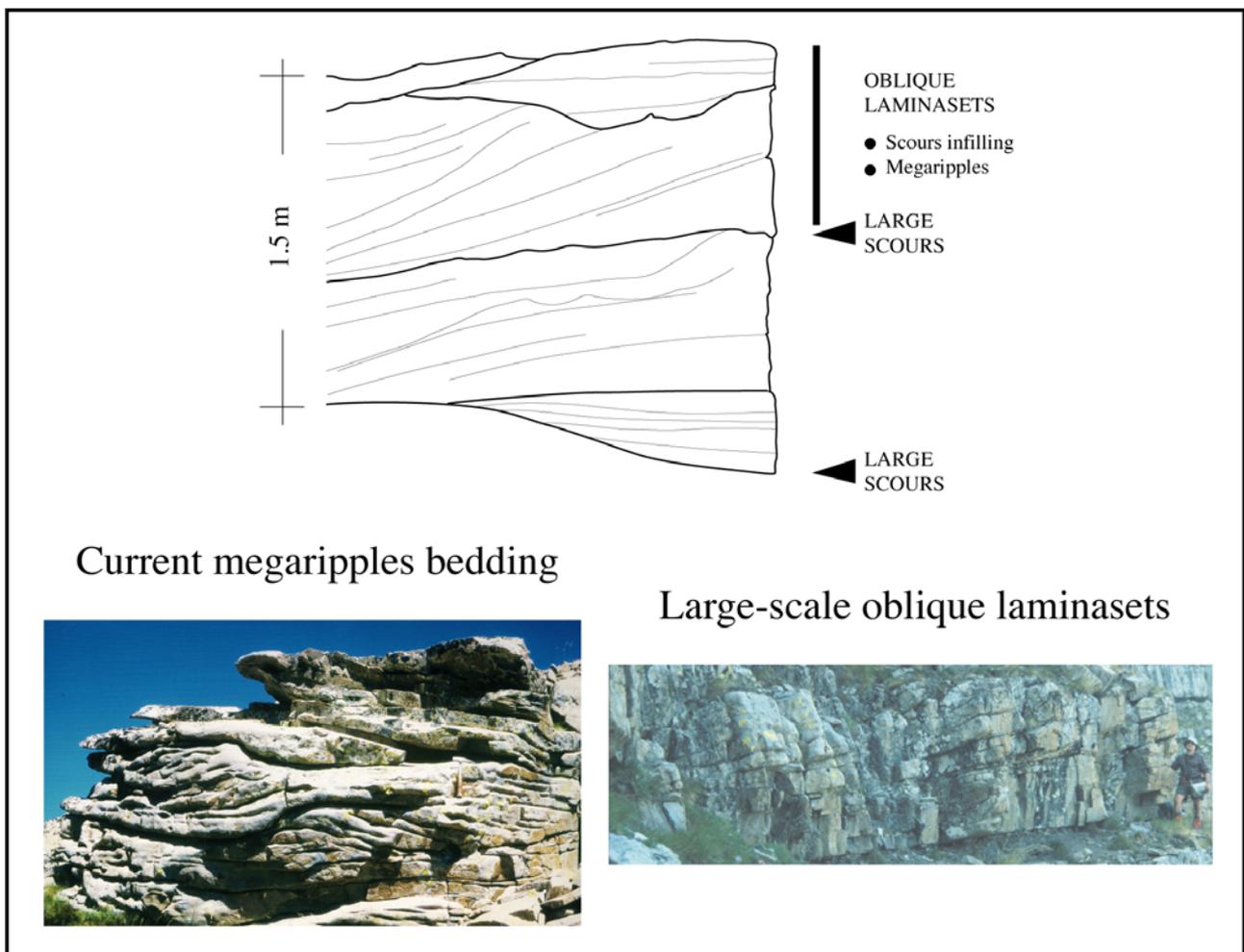


Figure 30 : Faciès tabulaire homolithique présentant des laminations obliques et de larges sillons d'érosion (scours) (faciès FA4).

Association de faciès tabulaires et homolithiques à laminations subplanes et à sillons comblés de moyenne à petite taille (Figure 31).

Cette association de faciès homolithiques sableux est composée de sables grossiers à granules et consiste soit en la superposition de deux faciès FA5.1 et FA5.2, décrits ci-dessous, soit consiste uniquement du FA5.2 :

FA5.1: laminations subplanes (voir FA2 pour la description texturale),

FA5.2: Structures en "scour and fill", similaires à ceux décrits ci-dessus (FA4.2) mais de plus petites tailles (de 0.2 à 0.5 m de large).

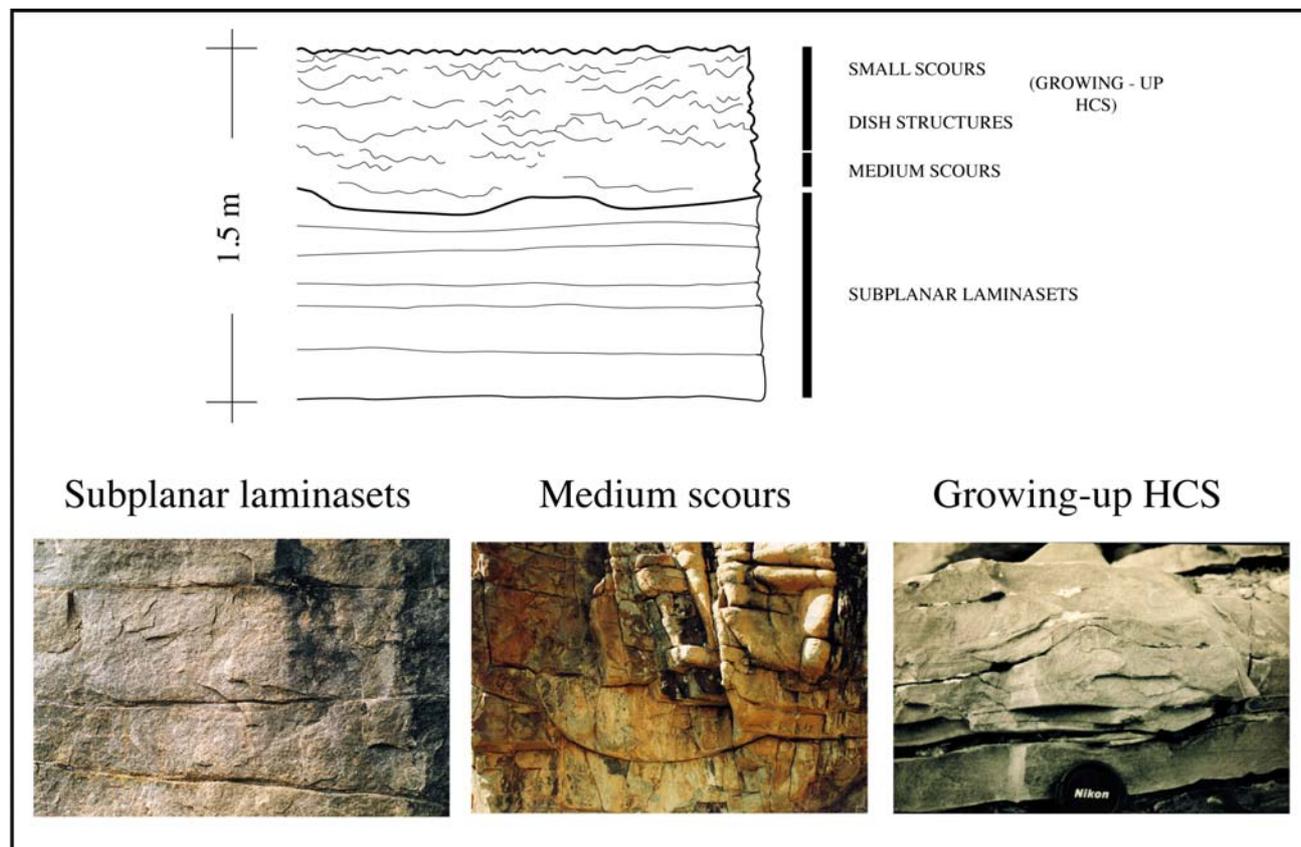


Figure 31 : Faciès tabulaire homolithique présentant des laminations sub-planes et des moyennes à petites gouttières d'érosion (FA5).

Au sein des sables moyens, des laminations ondulées, similaires à des HCS peuvent parfois être observées ($\lambda = 0.5-1$ m, $h = 5$ à 15 cm). Dans l'espace, elles résultent de la croissance aggradante de structures mamelonnées et elles ne présentent pas d'orientation préférentielle.

De nombreux lits sédimentaires s'entrecroisent et peuvent suggérer des courants réverses (structures similaires aux antidunes). Des figures d'échappement d'eau peuvent accentuer cette morphologie en dômes des « HCS ». Ces derniers ont déjà été décrits dans des contextes gravitaires ou turbiditiques (Prave & Duke 1990; Yagishita 1994). Ils diffèrent des HCS modélisés par les tempêtes dans des environnements de moindre profondeur (offshore supérieur - Harms *et al.* 1975) par leur granulométrie (supérieure à 0.5 mm), des laminations granoclassées et l'absence de rides de vague (houle) symétriques.

Faciès condensé bioturbé (FA6)

Ce faciès est composé d'une alternance de niveaux argileux riches en matière organique, en débris végétaux et caractérisés par des sables amalgamés grossiers à très grossiers. Ce faciès est intensivement bioturbé et ne se présente que dans des niveaux de moins de 10 cm d'épaisseur. Cette intense bioturbation et le fort taux de amalgamation indiquent que ces faciès sont caractéristiques de niveaux condensés, évoluant occasionnellement en niveaux de non-dépôt.

Environnements de dépôt

De nombreuses interprétations ont déjà été proposées pour les environnements de dépôt des Grès d'Annot. Tous les auteurs, suite au papier de référence de Kuenen *et al.* (1957), s'entendent sur une interprétation des dépôts en termes de courants turbiditiques pour de nombreux domaines de ce bassin. La controverse s'est plutôt développée autour de l'existence de systèmes deltaïques préservés au sein du bassin (Sinclair 1993, 1997, 2000).

Les affleurements du sous-bassin de Restefonds-Sanguinière, ne mettent pas en évidence de sédiments de faible bathymétrie déposés au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes. Ainsi on n'observe pas de véritables faciès de tempêtes à HCS associés à des rides de vague (2D à 3D polygonales) ni de rides sigmoïdales de sens opposé caractéristiques de phénomènes tidaux. Des figures de géométrie semblables à des HCS ou mimant des antidunes ont pu être par contre illustrées dans des contextes gravitaires. Elles peuvent être cependant interprétées de trois manières différentes : soit ce sont de véritables antidunes au sens de Hand *et al.*, 1972 et Hand, 1974, soit elles peuvent s'expliquer par la réflexion du courant de turbidité sur les bordures ou des obstacles de la zone d'écoulement (Pickering & Hiscott 1985; Pantin & Leeder 1987; Kneller *et al.* 1991; Edwards *et al.* 1994), soit ce sont des « internal solitary waves » au sens de Kneller *et al.* 1997. Aucun macrofossile (benthique ou pélagique) n'a été préservé. Les traces fossiles observées et traditionnellement interprétées comme caractéristiques de faciès marin peu profond (comme par exemple, *Ophiomorpha* branchu de l'ichnofaciès *Skolithos*) sont maintenant bien reconnues dans des faciès turbiditiques sableux, spécialement dans des systèmes gravitaires alimentés par des systèmes deltaïques (Pemberton *et al.* 1992). La plupart des traces fossiles des faciès hétérolithiques appartiennent à l'ichnofaciès *Nereites*, caractéristique du pied de pente aux faciès de "basin-floor fans" (Pemberton *et al.* 1992). Les rides à apparence de vagues sont en fait des sections transverses de rides de courant chevauchantes de type B à S (Allen 1973). Aucune évidence de mégarides sigmoïdes tidales, associées à des rides de courant réverses ni de cycles de marée lunaires (marqués par la variation périodique de l'épaisseur des lamines, soulignées par des drapages argileux) n'a pu être décrite dans les sets des mégarides unidirectionnelles.

Bien que la plupart des faciès décrits ci-dessus soient apparemment différents des faciès turbiditiques typiques (faisceaux en accrétion à faible angle, etc...), ces faciès peuvent être tout de même interprétés comme des dépôts de basse à haute densité (type « séquence » de Stow, FA1.1, « séquence » de Bouma FA2.2 et « séquence » de Lowe, FA4 et FA5). FA4 et FA5 présentent des faciès caractéristiques de la succession des termes de la séquence sédimentaire de Lowe (S1, S2, S3: Lowe 1982). La principale différence réside dans le fait que la séquence de Lowe est décrite comme le résultat de la sédimentation d'un évènement unique alors que les dépôts rencontrés sur le secteur de Restefonds – Sanguinière sont interprétés comme l'enregistrement de l'amalgamation de nombreux évènements.

Toutes ces observations suggèrent le dépôt de ces faciès par des courants turbiditiques sous la limite de l'action des vagues de tempêtes. Cette position sur le profil de dépôt sera également discutée ultérieurement.

Géométries (Figure 32)

Dans le secteur de Restefonds – Sanguinière dans le bassin des Grès d'Annot, les unités stratigraphiques décimétriques référencées dans la suite de ce livret-guide, comme des « unités génétiques », et limitées à la base et au sommet par des faciès hétérolithiques de type FA1, ont pu être corrélées sur deux échelles d'espace :

- (1) A l'échelle du kilomètre, ces unités peuvent être suivies sur des panoramas et des panneaux photos sur les secteurs de la Barre de la Mauvaise Côte/Col de la Moutière et le Sud du secteur de Cime Dieu de Delfy.
- (2) A l'échelle de plus de la dizaine de kilomètres, ces unités peuvent être corrélées sur la base de leur motif d'empilement stratigraphique (« stacking pattern »), en utilisant les premiers debris-flows non-érosifs comme niveaux repères (du Col de Gialorgues en amont au Col de la Moutière en aval).

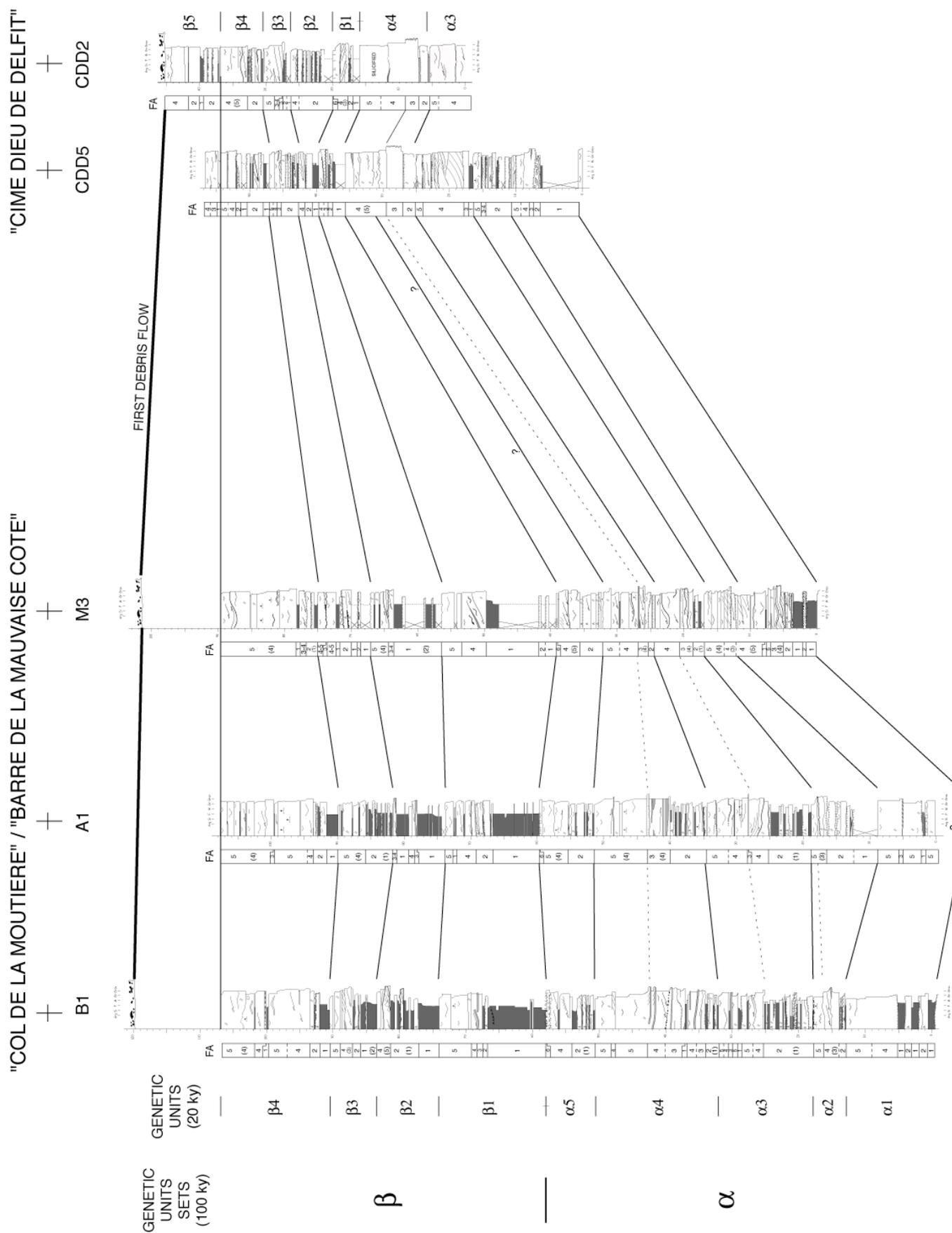


Figure 32 : Exemple de corrélation aux échelles locale et régionale des secteurs du "Col de la Moutière"- "Barre de la Mauvaise Côte" et du sud de "Cime Dieu de Delfy". L'intervalle stratigraphique étudié est immédiatement sous-jacent au premier écoulement de débris.

Définition du motif sédimentologique des unités génétiques (Figure 33)

Au moins deux termes extrêmes d'unités génétiques peuvent être définis. Tous les intermédiaires entre ces deux termes extrêmes peuvent être également rencontrés. Ils montrent des changements verticaux de faciès et de niveau d'amalgamation – condensation. Ils sont composés d'une unité inférieure hétérolithique et d'une unité supérieure homolithique et sableuse.

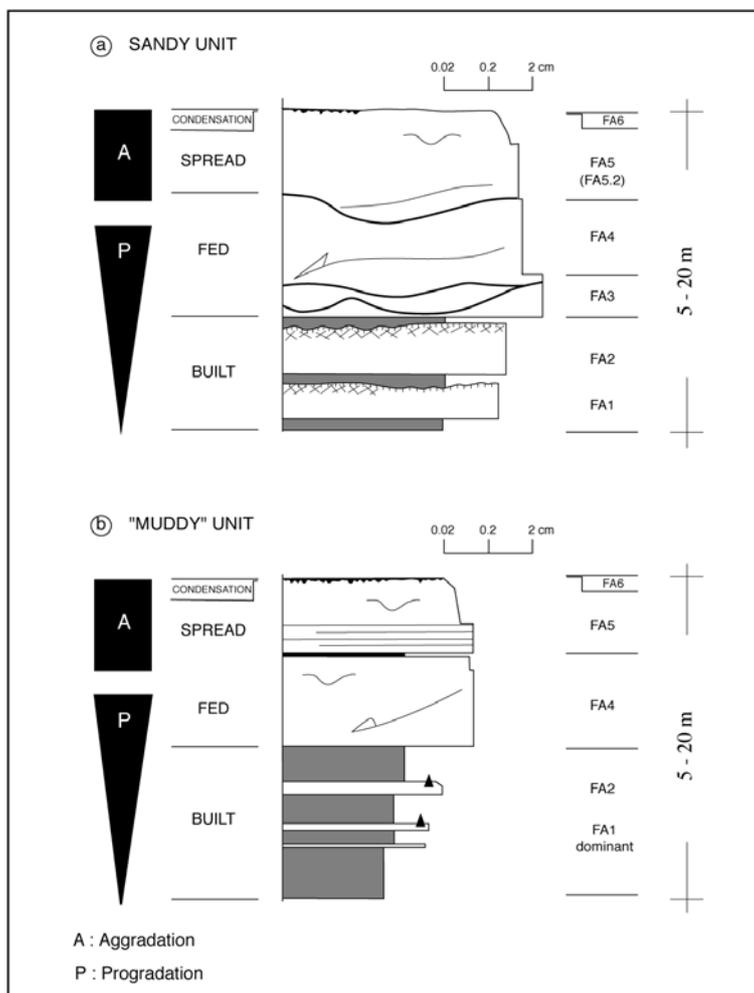


Figure 33 : Unités stratigraphiques répétitives, d'une dizaine de mètres d'épaisseur par unité (unités génétiques / paraséquences) : unités sableuses ("sandy") ou boueuses ("muddy").

Les unités génétiques « sableuses » (Figure 33) : le membre basal hétérolithique est composée de faisceaux en accrétion à faible angle (low-angle accretionary bedsets) d'épaisseur métrique (faciès FA2, association de faciès hétérolithiques progradants). Ce membre basal de l'unité génétique est délimitée en son sommet par un niveau décimétrique d'hétérolithiques argileux (FA1). Des faciès de by-pass ou érosionnels sont bien développés au top de ces faisceaux en accrétion à faible angle. Le membre sommital homolithique et sableux est marqué à sa base par de nombreuses surfaces d'érosion de la dizaine de mètres de large, remplies de sédiments grossiers (sables grossiers à granules), caractéristiques d'une faible préservation (« by-pass ») et donc de l'association de faciès FA3. On peut observer également des lamines de mégarides de courant. La plus grande partie de ce membre sableux est composée de l'association de faciès homolithique et tabulaire à lamines obliques et à larges « scours » (FA4). Ce membre basal est caractérisé à son sommet par de sillons en érosion puis comblés de petite à moyenne taille (FA5.2) et par l'occurrence de quelques figures d'échappement de fluides. Le sommet de cette unité génétique peut être également recouvert de place en place par un niveau décimétrique condensé et bioturbé (FA6). De la base au sommet de ce membre sableux, la préservation des évènements turbiditiques passe de négative à nulle (faciès FA3, érosion à by-pass) puis augmente rapidement (FA4) et enfin décroît (FA6, de condensation à non-dépôt).

Les unités génétiques « argileuses » (Figure 33) : le terme basal hétérolithique est composé de l'association de faciès hétérolithiques et tabulaires (FA1) présentant également de larges faisceaux de lamines obliques à faible angle (low-angle accretionary bottomsets, FA2). La transition au terme supérieur homolithique sableux est brutale. Le terme homolithique sableux commence par une association de faciès tabulaires et homolithiques à laminations obliques et à larges « scours » (FA4). Il se finit mais pas systématiquement, par des laminations subplanes et par des sillons ou « scours » de moyenne et petite échelle (FA5) pouvant présenter des structures d'échappement d'eau, surmontées par endroits par un niveau condensé et bioturbé d'une dizaine de centimètres d'épaisseur (FA6). Les niveaux supérieurs du terme sableux peuvent se présenter sous forme de bancs d'un ou deux mètres d'épaisseur séparés par des niveaux hétérolithiques d'une dizaine de centimètres d'épaisseur (FA1). De la base au sommet du terme sableux et homolithique, le taux de préservation des événements sédimentaires est tout d'abord très élevé (FA4) puis décroît (FA6) pour devenir nul (condensation à non-dépôt).

Géométries 2D des unités génétiques (Figure 34 et Figure 35)

Les géométries à l'échelle de l'affleurement (inférieure au kilomètre) et les « corrélations régionales » (à l'échelle de la dizaine de kilomètres) montrent que, d'amont en aval, suivant la direction des écoulements sédimentaires, le membre terminal de l'unité sableuse se présente en position proximale et l'unité argileuse est la plus distale. En détail, du bas vers le haut (Figure 34), l'association de faciès hétérolithique et tabulaire (FA1) passe à l'association de faciès hétérolithique à strates obliques progradantes (FA2), cette dernière passant elle-même au faciès FA3 (homolithique à légèrement hétérolithique, tabulaire, légèrement érosionnelle à faciès de by-pass) et au faciès FA4 (homolithique et tabulaire à laminations obliques et larges « scours »). L'association de faciès tabulaire et homolithique à laminations planes et à scours petits à moyens (FA5) se retrouve en position distale du FA4 : le faciès temps-équivalent en position proximale n'a pas pu être observé. Cette unité se termine par le faciès bioturbé FA6, correspondant à un niveau condensé ou non-dépôt.

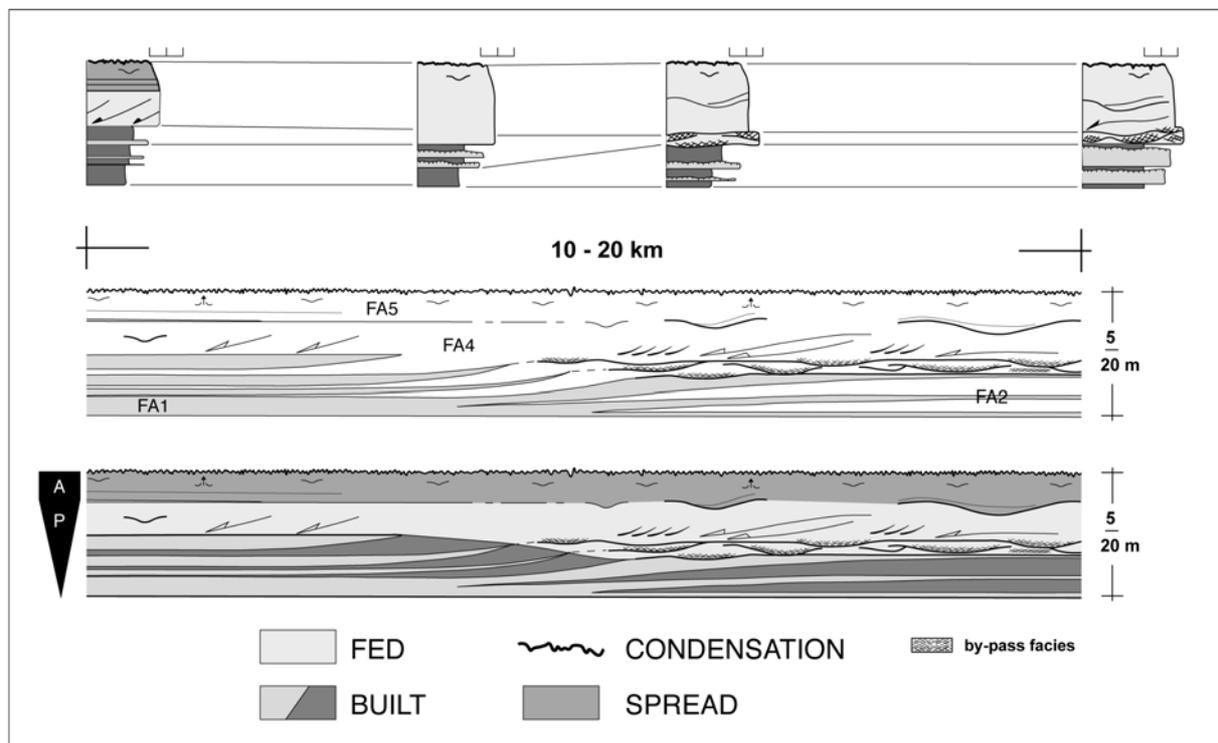


Figure 34 : Géométrie 2D des unités stratigraphiques d'une dizaine de mètres d'épaisseur (unités génétiques / paraséquences), selon un profil 2D parallèle à la ligne de plus grande pente (c'est à dire selon la direction d'écoulement).

Un contrôle allogénétique (ou allocyclique) peut être proposé pour ces différents types d'unités génétiques, basé sur (1) leur extension latérale (leur traçabilité et leur corrélabilité au moins à l'échelle de la dizaine de kilomètres), (2) sur leur nature répétitive dans le temps (motif récurrent) et (3) sur le caractère similaire de la préservation des faciès sédimentaires suggérant un taux d'alimentation en sédiments non-uniforme dans le temps et l'espace.

La durée de ces unités génétiques peut être alors estimée en utilisant un taux de sédimentation moyen pour les Grès d'Annot dans le secteur de Restefonds – Sanguinière (250 à 350 m/Ma; environ 800 m temps-équivalent des biozones P16 - P18 et NP19-20 - NP21 soit de 2.4 à 3.2 Ma, voir du Fornel *et al.*, 2004).

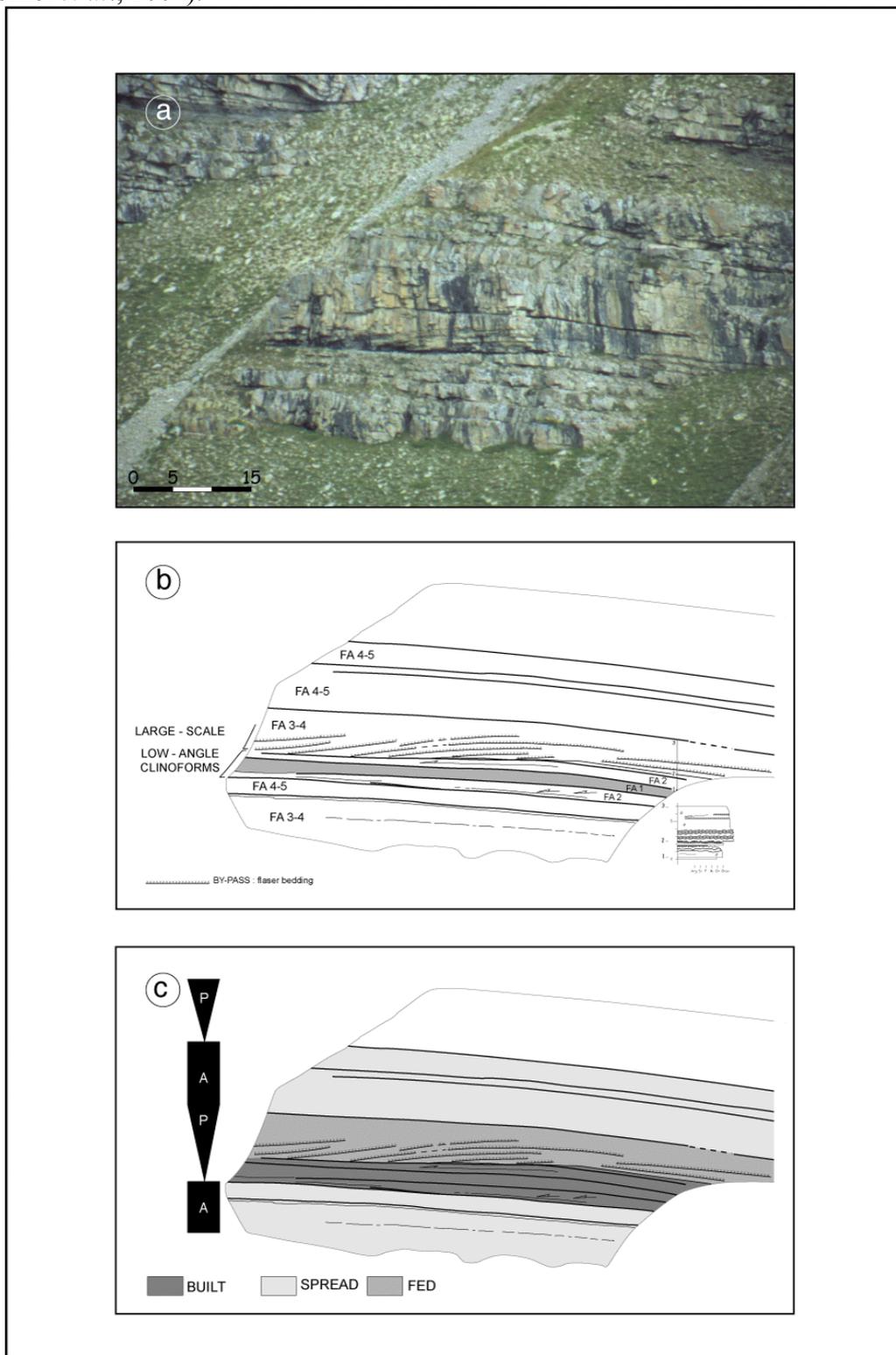


Figure 35 : Exemple d'unité génétique / parasequence (falaise de Caire Brun - ouest, dans le secteur du "Col de la Moutière"-"Barre de la Mauvaise Côte").

Une unité de 10 m d'épaisseur représente donc une durée de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années (30 000 à 40 000 ans). Ils s'empilent en paquets de cinq unités stratigraphiques appelés α et β (Figure 32). Cet empilement peut représenter l'enregistrement stratigraphique des cycles de Milankovitch, cinq cycles de précession (d'environ 20 ka) se superposent à un cycle d'excentricité (d'environ 100 ka ; Berger, 1988). Ces cycles auraient donc une durée de 20 ka et le taux de sédimentation moyen serait alors un peu plus fort que 350 m/Ma.

Deux phases distinctes dans l'évolution des unités génétiques peuvent être alors définies (Figure 34 et Figure 35) : une phase progradante, comprenant les systèmes en accrétion et en remplissage et suivie par une phase aggradante, présentant le système en débordement et un niveau condensé.

(1) Le système en accrétion (FA1, FA2) est diachrone et est composé de faisceaux en accrétion faible angle (FA2) évoluant en aval en faciès FA1, hétérolithique et tabulaire. Comme mentionné ci-dessus, une des principales caractéristiques de ces niveaux est qu'ils sont recouverts par un faciès de by-pass et/ou par une surface d'érosion sommitale. Les données de terrain (Figure 36) suggèrent une géométrie en « shingle » pour ces faisceaux en accrétion faible angle. Chaque « shingle », long de quelques centaines de mètres et d'une hauteur maximale de 1.5m, est limité par un intervalle hétérolithique de 10 cm d'épaisseur (FA1). Ces faisceaux en accrétion à faible angle évoluent vers l'aval de granulométrie grossière à fine, l'importance des caractères érosionnels et de by-pass s'atténuant également vers l'aval. Ceci suggère que ces « shingles » sont nourris en amont par des surfaces en by-pass ou érosion, localisées en amont et au top des « shingles », dans leurs sections les plus grossières.

Les faciès les plus argileux de ces hétérolithiques tabulaires (FA1) ne se rencontrent pas à la base des unités stratigraphiques mais plutôt quelques décimètres au dessus : ceci indique que l'inversion de tendance entre la phase aggradante et progradante s'enregistre dans le faciès FA1.

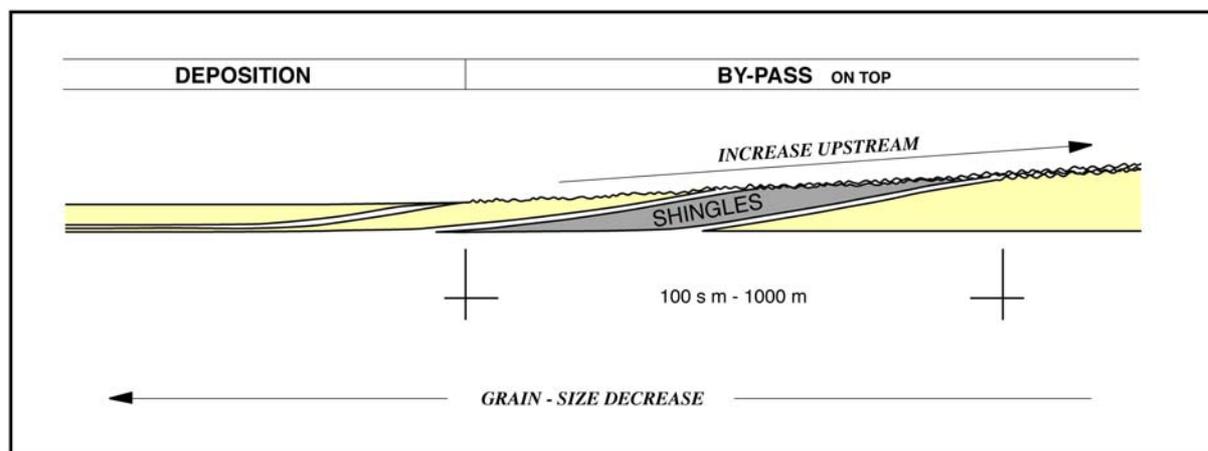


Figure 36 : Géométrie 2D des faisceaux de bancs à accrétion latérale de faible angle ("low-angle accretionary bedsets") : relations géométriques entre les faciès de by-pass et les barres sableuses imbriquées en échelon ("shingles").

(2) Le système en alimentation (« feed system », FA3, FA4) est diachrone. Le taux de sédimentation varie au cours du temps de faciès FA3 en faible taux de préservation voire en faible érosion, faciès caractérisant le transit des sédiments vers un système en accrétion en aval, jusqu'à des faciès FA4, à plus haut taux de préservation, où les sédiments sont piégés en amont du système en accrétion.

La géométrie des faisceaux en accrétion à faible angle change au cours du temps. Les faisceaux les plus amont, nourrissant le système en flux sédimentaire, ne sont pas visibles à l'échelle de cette étude : ils sont caractérisés par de faible gradient de pente (l'épaisseur décroît de moitié en quelques centaines de mètres).

Les faisceaux les plus en amont sont alimentés par des systèmes en faible érosion et/ou faible préservation (FA3) et semblent alors longitudinalement se prolonger moins loin dans le sens du

courant en adaptant des pentes plus fortes (ils se pincent complètement en quelques dizaines de mètres). Ils sont localisés en aval du système nourricier (Figure 34).

(3) Le système en débordement (FA5) est caractérisé par une sédimentation tabulaire aggradante qui scelle les géométries progradantes du système en accrétion / alimentation. Il enregistre l'inversion de tendance dans le mode d'organisation des sédiments, d'une tendance progradante à une tendance rétrogradante. La partie supérieure à fort taux de préservation du système en alimentation semble, au moins en partie, passer latéralement à des faciès en débordement. Cela doit être cependant encore confirmé, car nous avons pour le moment, trop peu d'information sur les géométries en aval.

En amont (Figure 34), le système en débordement est dans un premier temps, amalgamé, présentant de nombreuses interdigitations de « scours » et de faciès de comblement au top des faciès FA4. En allant vers l'aval, les intervalles d'hétérolithiques FA1 d'environ 10 cm d'épaisseur deviennent de plus en plus fréquents, limitant ainsi la base nette et subplanaire du système en débordement.

4) Les intervalles condensés de non-dépôt (FA6) cloturent chaque unité génétique. Ils sont recouverts par des faciès tabulaires hétérolithiques (FA1), tout d'abord en aggradation puis en rétrogradation. Ces hétérolithiques présentent quelquefois des granulométries plus grossières que les faciès sous-jacents. Ces faciès suggèrent alors des processus de by-pass. Cet intervalle n'a pas été systématiquement documenté.

Discussion

Signification stratigraphique du motif sédimentaire : relations avec les variations du rapport A (accommodation) / S (flux sédimentaire) à l'échelle du système de fan delta.

Les unités stratigraphiques définies ci-dessus enregistrent (1) des variations dans le temps et l'espace de leurs géométries, (2) une migration du profil morphologique et du profil de dépôt et (3) une variation des taux de préservation sédimentaire dans le temps et l'espace.

Les géométries sont tout d'abord en progradation (systèmes en accrétion et en alimentation) puis en aggradation (système en comblement puis débordement). La période de progradation peut être subdivisée en trois stades dépendant de la géométrie des faisceaux en accrétion à faible angle et du taux de préservation sédimentaire : (1) un stade initial de progradation / aggradation (faisceaux en accrétion à faible angle alimentés par un système encore inconnu), (2) un stade purement en progradation (période de faible préservation du système d'alimentation) et (3) un second stade en progradation / aggradation (période de forte préservation du système d'alimentation).

Le modèle de dépôt d'une unité génétique peut être reconstitué. Durant la phase de progradation, le profil de dépôt présente une morphologie sigmoïdale mais relativement peu marquée (Figure 37), d'une morphologie de fondoforme (FA1), puis clinoforme (FA2) jusqu'à des morphologies d'undaforme (FA3). Durant la phase aggradante, le profil de dépôt est une rampe (Figure 37), évoluant en amont du faciès FA4 au faciès FA5 en aval.

Le taux de préservation sédimentaire varie au cours du temps, de modéré durant les premiers stades progradant à aggradant, à faible durant les stades de by-pass, et de pure progradation puis à fort durant les seconds stades de progradation/aggradation, pour finir à très faible voire nul pour les phases de non-dépôt / condensation.

Ces observations impliquent un contrôle allogénétique (allocyclique) pour ces unités stratigraphiques, unités génétiques ou paraséquences. Elles sont interprétées comme étant contrôlées par les variations du flux sédimentaire.

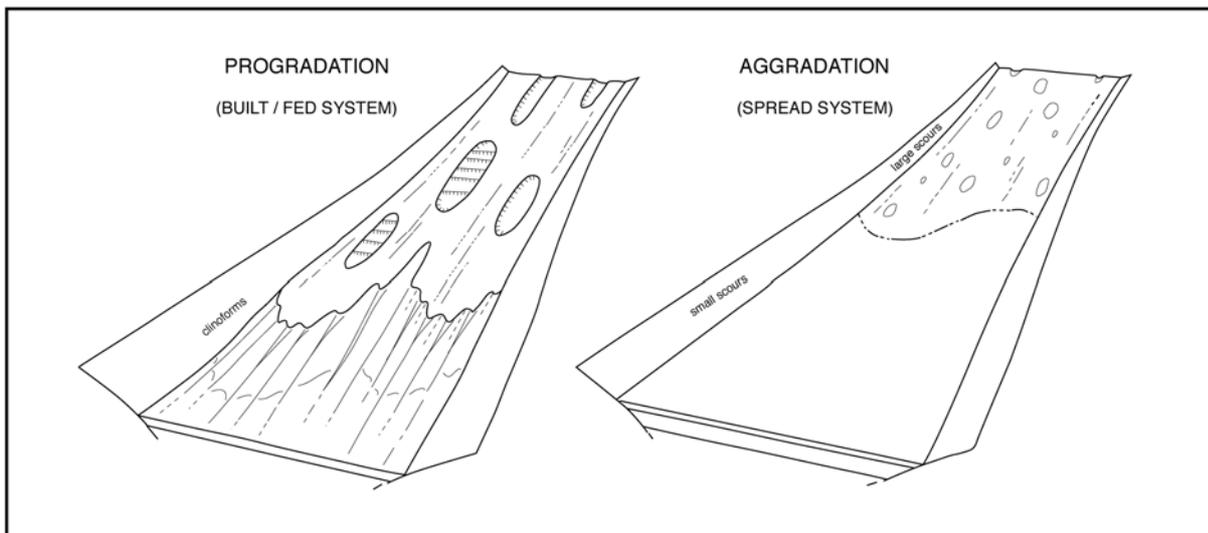


Figure 37 : Géométries des parties progradantes et aggradantes des unités génétiques.

La morphologie du système sédimentaire du sous-bassin de Restefonds-Sanguinière, en amont reste mal contrainte. Comme cela a été souligné précédemment, le système turbiditique est alimenté par des fan deltas, localisés sur la bordure proche du secteur des Quatre-Cantons. Le profil topographique du secteur de Restefonds-Sanguinière est peu penté, largement moins penté si on le compare au Central Basin du Spitsbergen où la pente des fan deltas nourrit directement le système turbiditique (Plink-Björklund *et al.* 2001; Plink-Björklund & Steel 2002).

Mais puisque la pente de Sanguinière est nourrie par accréation et transit des sédiments depuis les fan deltas, nous supposons que les variations du flux sédimentaire enregistré au niveau du système turbiditique doivent traduire celles enregistrées sur le plateau continental ou « shelf ».

Sur le littoral et durant un cycle de variation du niveau marin relatif de 20 000 ans, le système sédimentaire est plutôt en préservation durant la progradation, c'est à dire la migration de la ligne de rivage vers la mer et en condensation (préservation extrêmement faible à nulle) durant la rétrogradation, c'est à dire la migration de la ligne de rivage vers la terre (Schlager 1993; Homewood *et al.* 1999). La rétrogradation suppose une accommodation positive ($A > 0$) et un flux sédimentaire venant du continent inférieur au taux de création d'espace disponible à la sédimentation (vitesse d'accommodation) ($S < A$). La progradation, quelle que soit sa cause ($A < 0$, or $A > 0$ and $S > A$), n'est pas constante dans le temps. La vitesse de progradation (vitesse de migration de la ligne de rivage vers la mer) est initialement faible, puis elle augmente rapidement ($A \ll 0$ ou $A > 0$ mais minimum) pour finalement redevenir faible. Cela a pour conséquence que le plus fort taux de sédimentation s'enregistre sur le littoral au même moment que le plus fort taux de progradation.

Nous proposons (Figure 38) que :

(1) un premier stade de progradation (progradation / aggradation) de la ligne de rivage du fan delta correspond à la première phase de progradation / aggradation du système turbiditique (premier stade du système en accréation),

(2) la vitesse maximale de progradation du front du fan delta sur le plateau continental est enregistrée par un faible taux de préservation (by-pass) voire une progradation pure du système turbiditique.

(3) un troisième stade de progradation (progradation / aggradation) du front du fan delta sur le plateau continental correspond à une seconde phase de progradation / aggradation du système turbiditique (évolution finale des systèmes en accréation et en alimentation),

(4) l'aggradation sur le plateau continental du fan delta est enregistrée par le système en débordement,

(5) la période de condensation du système turbiditique correspond à une période de rétrogradation de la ligne de rivage du fan delta (aggradation continentale).

L'unité stratigraphique élémentaire ici définie montre une organisation géométrique similaire à l'unité génétique ou paraséquence définie sur le plateau continental (Cross *et al.* 1993; Guillocheau 1995; Cross & Lessenger 1998).

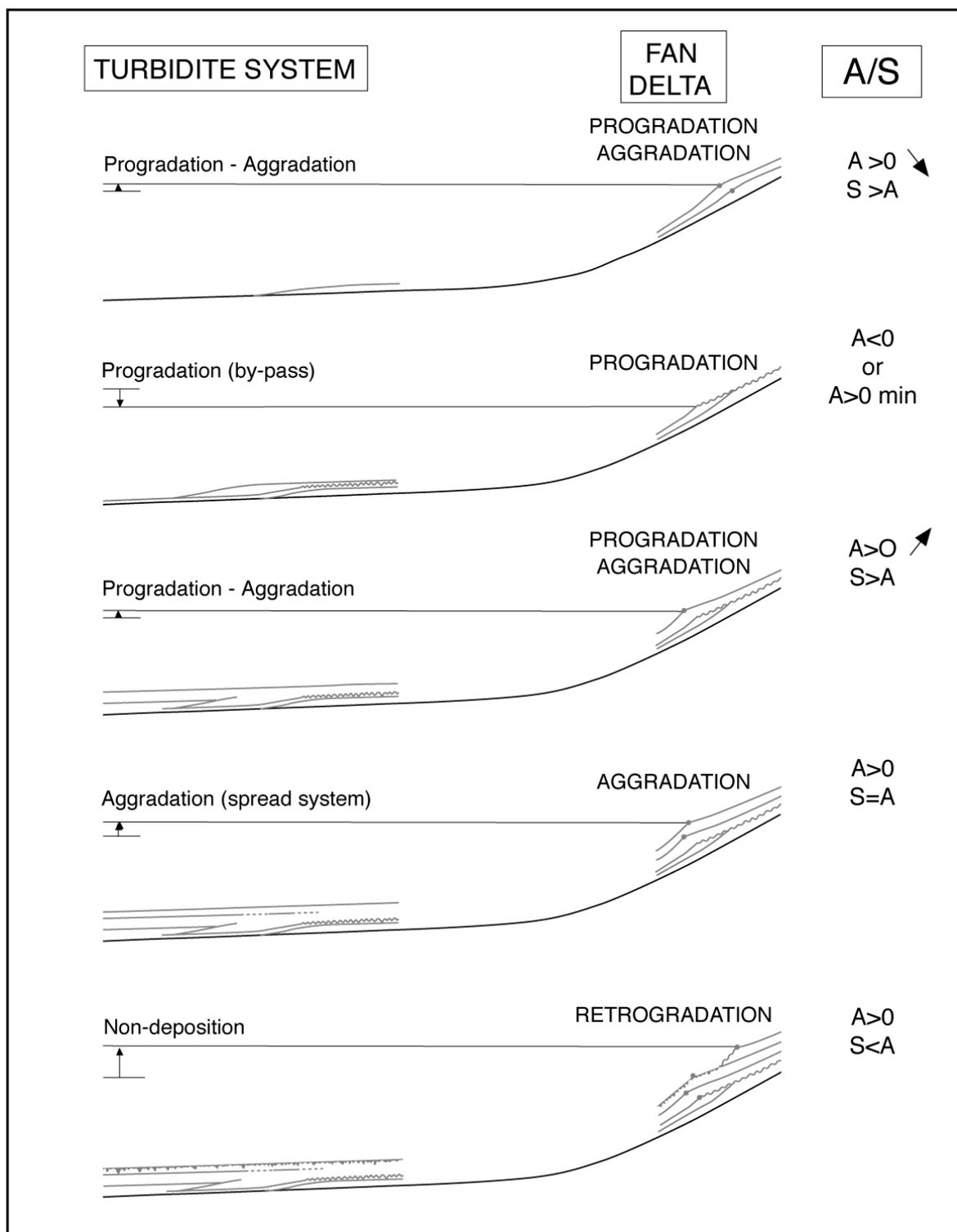


Figure 38 : Contrôle allogénétique (allocyclique) des unités génétiques / paraséquences : corrélations entre la migration de la ligne de rivage du fan delta et le rapport Accommodation (A) /Flux sédimentaire silicoclastique (S).

Géométries progradantes

Les géométries progradantes des systèmes en accrétion / alimentation (faisceaux en accrétion à faible angle) sont limitées à l'amont du sous-bassin de Restefonds-Sanguinière (Figure 37). Ceci peut être expliqué par la topographie de ce sous-bassin. Comme mentionné précédemment, ce sous-bassin est un synclinal syn-sédimentaire qui s'évase vers l'aval (de 2 km en amont à 8 km en aval). L'occurrence en amont de géométries progradantes peut être expliquée par la transition sur la pente d'un écoulement chenalisé en amont (dans la partie étroite du bassin) à un écoulement non-confiné en aval (dans la partie évasée du bassin). Les faisceaux en accrétion à faible angle peuvent être alors considérés comme la signature sédimentaire et stratigraphique de ces flux non-confinés. Ces géométries progradantes peuvent être exagérées par le jeu de failles syn-sédimentaires (Bouroullec *et al.* 2004), pouvant créer localement une augmentation du gradient de pente. Ces failles peuvent alors contrôler les variations longitudinales de l'épaisseur des unités génétiques / paraséquences, probablement synsédimentaires entre les sections M3 et A1 durant le dépôt d' α , Figure 32).

Arrêt n° 3 : L’affleurement de Tête – Ronde : Interactions déformation – sédimentation gravitaire dans les Grès d’Annot.

Le but de cet affleurement est d’étudier les relations entre la déformation locale (*i.e.* failles normales ou flexuration) et la sédimentation gravitaire à partir de données de terrain. L’étude a été réalisée sur une portion réduite (*i.e.* 120 m de long pour 10 m de hauteur) de l’affleurement de Tête Ronde (vallon de la Moutière) qui présente un petit graben synsédimentaire.

L’affleurement de Tête Ronde, col de la Moutière

L’affleurement de Tête Ronde, dans le vallon de la Moutière permet l’observation, à petite échelle (120 m x 10 m), d’une séquence génétique dénommée β_2 (Guillocheau *et al.*, 2004). Cette séquence, interprétée comme un cycle haute-fréquence d’une durée de 20000 ans (Guillocheau *et al.*, 2004), montre un épaissement de l’ordre de 50 % au niveau d’un compartiment effondré bordé par deux failles normales conjuguées (Figure 39). Cette configuration pose le problème de l’interaction entre la déformation du fond marin et la sédimentation gravitaire (épaississement, perturbation du motif stratigraphique).

Méthodologie

Pour étudier la perturbation de la séquence β_2 , nous avons cartographié avec précision les variations latérales et verticales d’épaisseur, les faciès et les surfaces d’érosion. Pour ce faire, 16 coupes sédimentologiques ont été mesurées à l’échelle de 1/20 et ont permis de mettre en évidence des limites de faciès, des surfaces d’érosion et des niveaux de by-pass qui ont ensuite été corrélés physiquement (Figure 39). Une importante quantité de mesures de paléo-courants a été réalisée afin de détecter d’éventuelles variations dans la direction des écoulements sédimentaires gravitaires par rapport à la direction N340° qui caractérise le sous-bassin de Restefonds-Sanguinière comprenant la zone d’étude. L’affleurement étudié présente une orientation méridienne, légèrement oblique par rapport à la direction des apports sédimentaires.

Du fait de l’intensité de la déformation dans les zones de failles, la cartographie de la séquence β_2 n’a pas été possible à leur proche voisinage.

Description de la séquence β_2 non affectée par la déformation

Les séquences génétiques, décrites par Guillocheau *et al.* (2004) dans le sous-bassin de Restefonds-Sanguinière, sont constituées d’une unité basale hétérolithique argilo-gréseuse et d’une unité sommitale homolithique gréseuse.

L’unité hétérolithique est caractérisée par deux associations de faciès :

- une association de faciès à dominante argileuse (FA1), composée d’alternances d’argiles et de sables fins à grossiers constituant des séquences de Bouma ;
- une association de faciès à dominante sableuse (FA2), composée d’alternance d’argiles et de sables moyens à très grossiers constituant des bancs décimétriques à métriques souvent à sommet érosif.

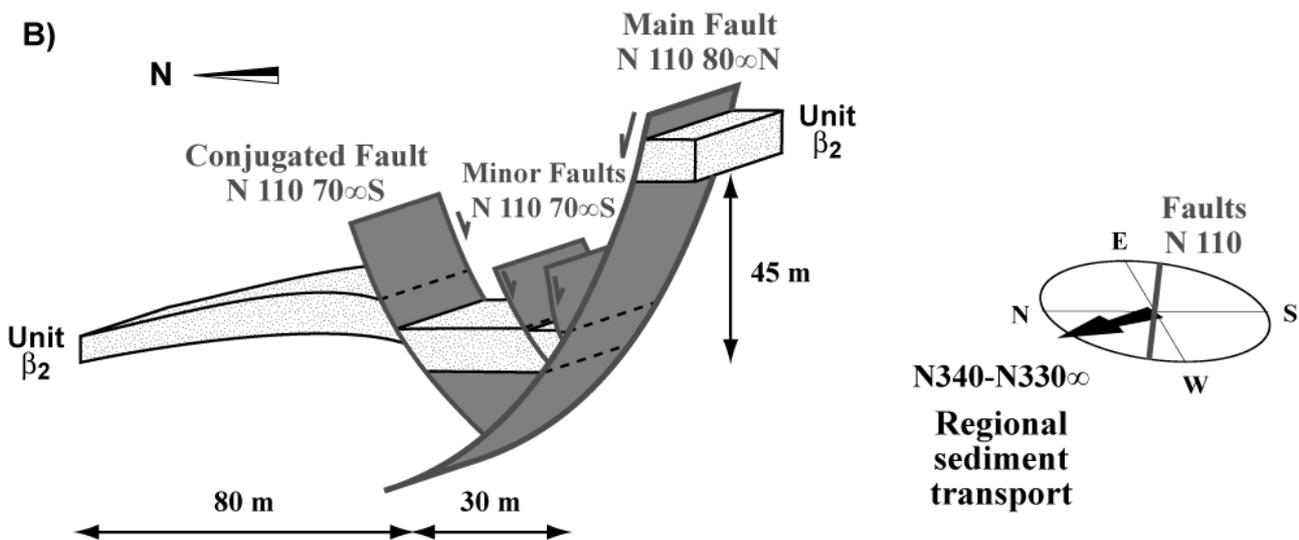
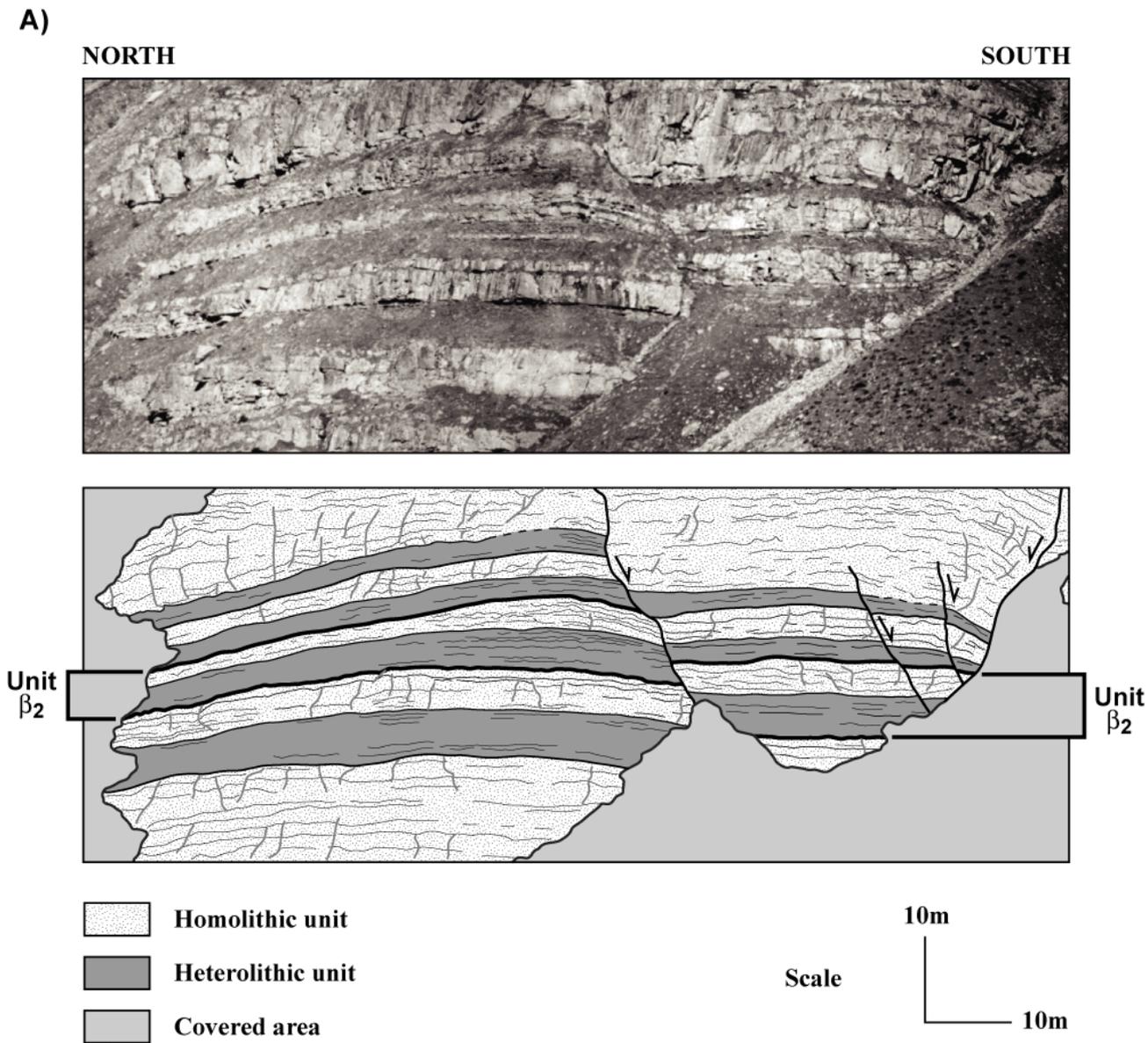


Figure 39 : Panorama photo et interprétation de l'affleurement de Tête Ronde.

L'unité homolithique est caractérisée par quatre associations de faciès à dominante sableuse :

- une association de faciès (FA3) montrant des figures d'érosion métriques à pluri-décamétriques avec des profondeurs de 0.2 à 2 m, à remplissage de sables grossiers amalgamés (faciès de by-pass) ;
- une association de faciès (FA4) constituée de sables grossiers et graviers montrant un ensemble basal à laminations obliques remplissant de larges figures érosives (5 à 30 m de large pour 0.2 à 1 m de profondeur), surmonté par un ensemble à "scour and fill" ;
- une association de faciès (FA5) constituée de sables grossiers et graviers à lamines planes ou à "scour and fill" ;
- une association de faciès (FA6) constituée par une alternance des niveaux sableux grossiers amalgamés associés à des niveaux argileux riches en matière organique et fortement bioturbés.

Deux types extrêmes de séquences génétiques ont été définies : (1) une séquence "sableuse" qui présente toutes les associations de faciès préalablement décrites (FA1 à FA6), et (2) une séquence "argileuse" caractérisée par une prédominance de l'unité hétérolithique et par l'absence de l'association de faciès FA3 (faciès de by-pass).

En dehors de toute zone déformée (log N₁, au nord de l'affleurement), la séquence β_2 présente une unité basale hétérolithique plus développée que l'unité homolithique sommitale, dépourvue de l'association de faciès FA3 (Figure 39 et Figure 40). La séquence β_2 peut donc être définie comme une séquence génétique "argileuse", ce qui se vérifie régionalement sur le panneau de corrélation Col de la Moutière – Cime Dieu de Delfy..

Cartographie de la séquence β_2

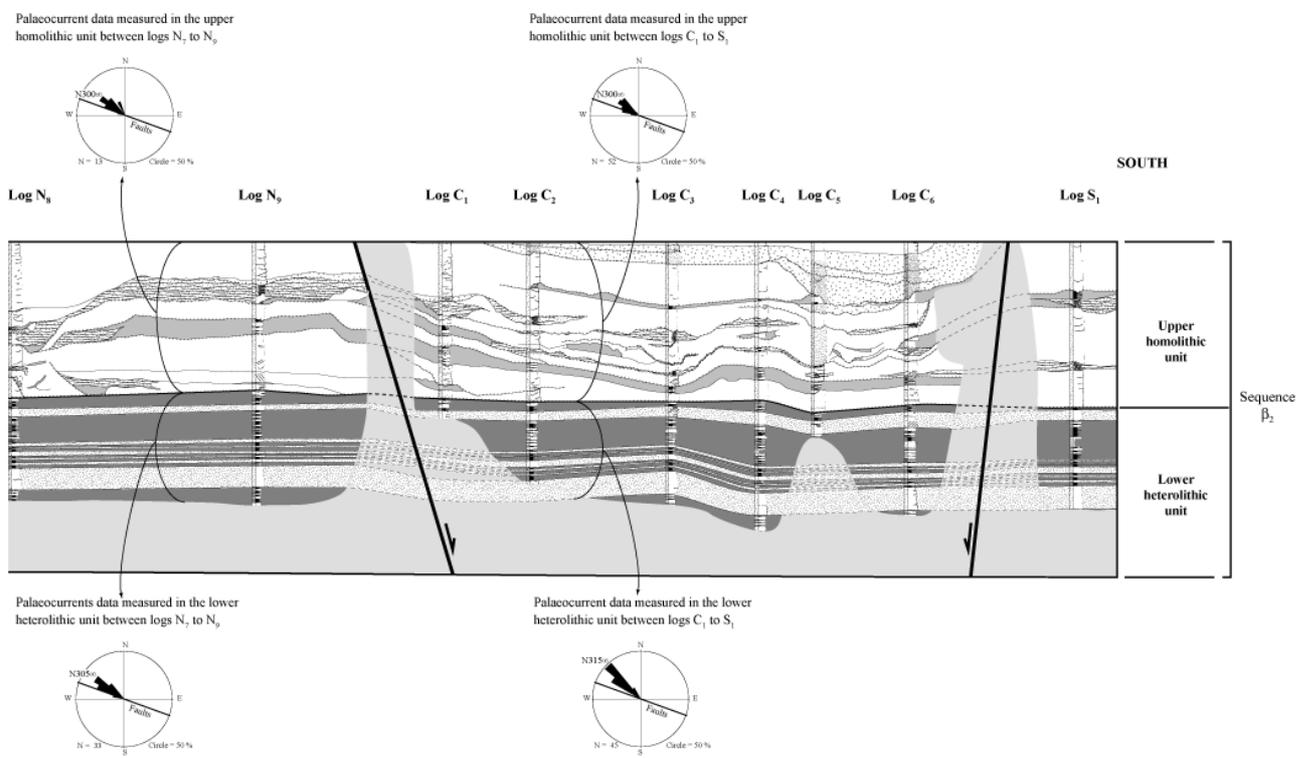
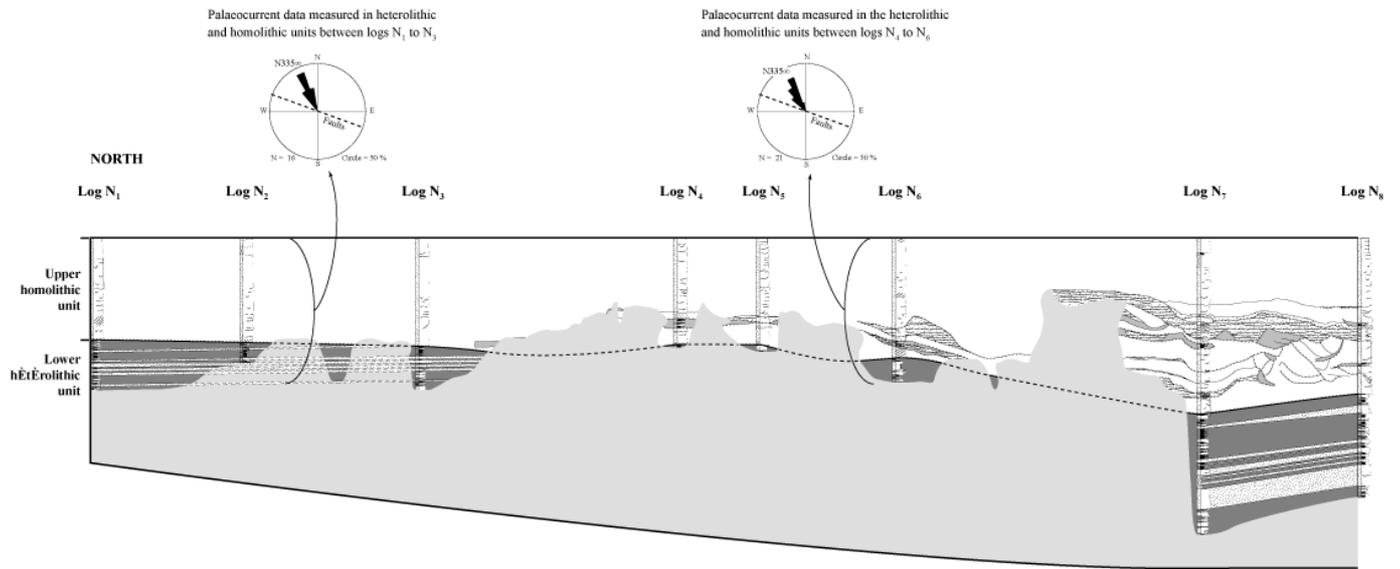
Les failles délimitant le compartiment effondré

Les deux failles normales conjuguées, d'orientation N290°, affectent la séquence β_2 et délimitent un compartiment effondré (Figure 39). La faille majeure, à vergence nord, présente un rejet vertical actuel de 45 m et une zone cisailée d'une dizaine de mètres d'épaisseur. La faille, à vergence sud, montre un rejet actuel de 7 m et doit rejoindre la faille majeure. Ces failles, faisant partie d'une famille d'accidents communément rencontrée dans la zone d'étude, traduisent une extension du bassin d'avant-pays alpin d'âge Eocène supérieur - Oligocène inférieur qui résulterait (1) d'une permutation des contraintes à une époque où le front compressif était situé plus à l'est, ou (2) d'une extension localisée sur des flexures à l'aplomb de rampes latérales de chevauchements sous-jacents (Labaume *et al.*, 1989).

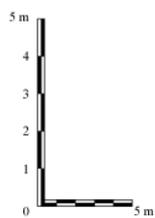
Le caractère synsédimentaire de ces failles est attesté par l'augmentation de l'épaisseur de la séquence β_2 au niveau du compartiment effondré.

Description de la variabilité latérale de la séquence β_2

La Figure 40 présente la stratigraphie de la séquence β_2 calée sur son sommet afin d'annuler le rejet tardif des failles.



Vertical exaggeration x2



Heterolithic unit

Shale-dominated facies associations

Covered area

Homolitic unit

Shale-dominated heterolithic facies associations

By-pass facies

Granules facies

Homolitic sandy facies

Figure 40 : Corrélation de détail de la séquence β_2 .

Épaississement graduel de la séquence β_2 dans la zone effondrée.

Hors de la zone effondrée (au nord de l’affleurement) la séquence β_2 présente une épaisseur totale de 6 m qui se décompose en 3.5 m pour l’unité hétérolithique et 2.5 m pour l’unité homolithique. Dans le graben, cette séquence est plus épaisse et atteint 9 m de puissance, dont une proportion égale entre les unités hétérolithique et homolithique (Figure 39). Ceci traduit donc un épaississement plus important pour l’unité homolithique que pour l’unité hétérolithique (gains respectifs de 80 % et 30 %).

Cet épaississement se réalise graduellement du nord vers le sud et n’est pas uniquement cantonné à la zone comprise entre les deux failles normales.

Variation du motif de la séquence β_2

Il a été précisé préalablement que l’unité homolithique de la séquence β_2 est constituée, au niveau du log N₁, de sables massifs sans hétérogénéité (niveaux de by-pass ou de faciès hétérolithique). Sur la Figure 40, on peut constater, en se déplaçant du log N₇ vers le log S₁, que de nombreuses surfaces d’érosion apparaissent. Ces surfaces sont associées à des faciès de by-pass et à des faciès hétérolithiques (FA1), semblables à ceux rencontrés dans l’unité basale. La présence de ces éléments confère donc à l’unité homolithique un aspect de plus en plus hétérogène du nord vers le sud.

Changement de la direction des écoulements sédimentaires

Les directions des paléo-courants ont été mesurées (180 mesures) grâce à des linéations de délits, des sillons d’érosion, des rides 3D et des scours. En se plaçant le plus loin possible de la zone effondrée, les mesures de paléo-courants indiquent une direction moyenne N335° des écoulements sédimentaires, très proche de la direction régionale N340° des apports sédimentaires dans la zone de Restefonds-Sanguinière (Jean, 1985 ; Guillocheau *et al.*, 2004). Cette direction est mesurée sur toute la hauteur de la séquence β_2 c’est-à-dire à la fois dans l’unité hétérolithique et dans l’unité homolithique.

En se rapprochant de la zone effondrée, la direction des écoulements évolue graduellement et se rapprochent de celle des deux failles normales. Néanmoins, deux comportements peuvent être distingués entre les unités hétérolithiques et homolithiques :

- au sein de l’unité hétérolithique, les écoulements sont réorientés jusqu’à une direction N305°- N315° ;
- au sein de l’unité homolithique, les écoulements sont fortement réorientés jusqu’à une direction N300°.

Dans le détail, on peut s’apercevoir que la réorganisation des paléo-courants dans l’unité basale hétérolithique est plus marquée au nord de la zone effondrée (paléo-courants N305°, logs N₇ à N₉) qu’entre les deux failles normales (paléo-courants N315°, logs C₁ à S₁).

Interprétation : effet d’une flexure de direction oblique par rapport à la direction des apports sédimentaires

L’épaississement graduel de la séquence β_2 (à la fois de l’unité basale hétérolithique et de l’unité sommitale homolithique) associé à l’évolution graduelle des directions de paléo-courants vers le système de failles normales conjuguées mettent en évidence une déformation synchrone de la sédimentation de la séquence β_2 . La corrélation aisée des surfaces d’érosion et des faciès, de part et d’autre des failles, et l’absence de variation brutale de faciès au passage des accidents, suggèrent que cette déformation s’exprimait sous la forme d’une flexure, sans escarpement notable. Cette dépression de demi-longueur d’onde égale à 60 m (*i.e.* distance entre les logs N₆ à C₃) était centrée sur le système de failles conjuguées et présentait un allongement d’orientation N290°. Une telle flexure pourrait s’apparenter à un pli de propagation de faille normale dont le développement est envisagé dans le cas de failles normales très pentées (*i.e.* ce qui est compatible avec la faille

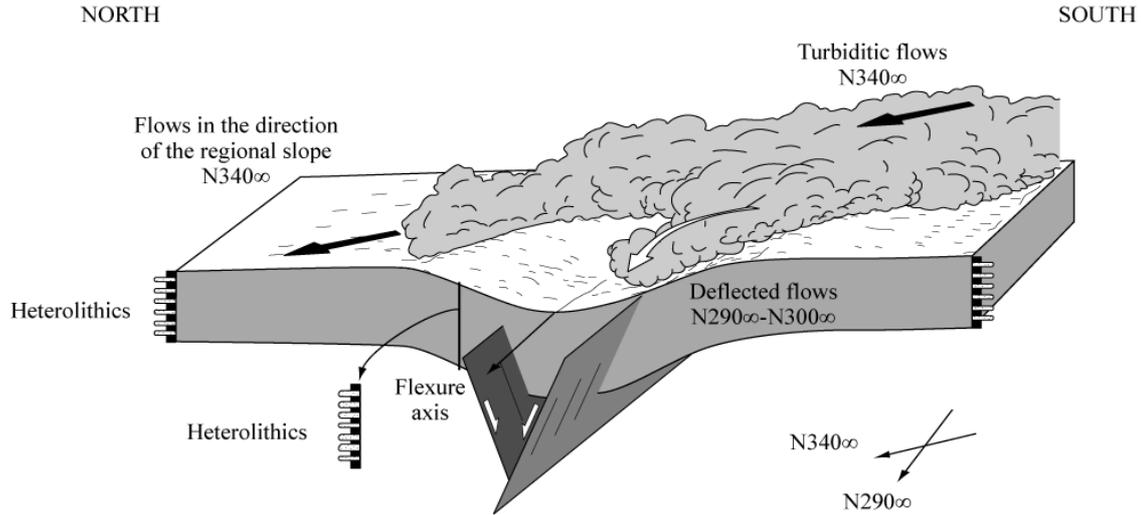
majeure qui montre un pendage de 80°) (Withjack *et al.*, 1990 ; Gawthorpe *et al.*, 1997 ; Allmendinger, 1998 ; Hardy & McClay, 1999).

L'existence d'une telle zone déprimée s'enregistre dans la sédimentation :

- par la concentration de nombreuses surfaces d'érosion et de faciès de by-pass, qui traduisent une zone préférentielle de transit pour les écoulements :

- par la déflexion des écoulements sédimentaires gravitaires (*i.e.* N300° pour les homolithiques, N305°-315° pour les hétérolithiques) qui suivent une direction proche de celle de la flexure, oblique par rapport à la direction régionale N340°

A) Heterolithic unit



B) Homolithic unit

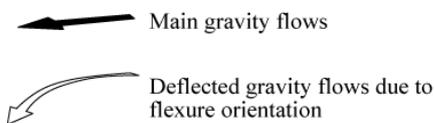
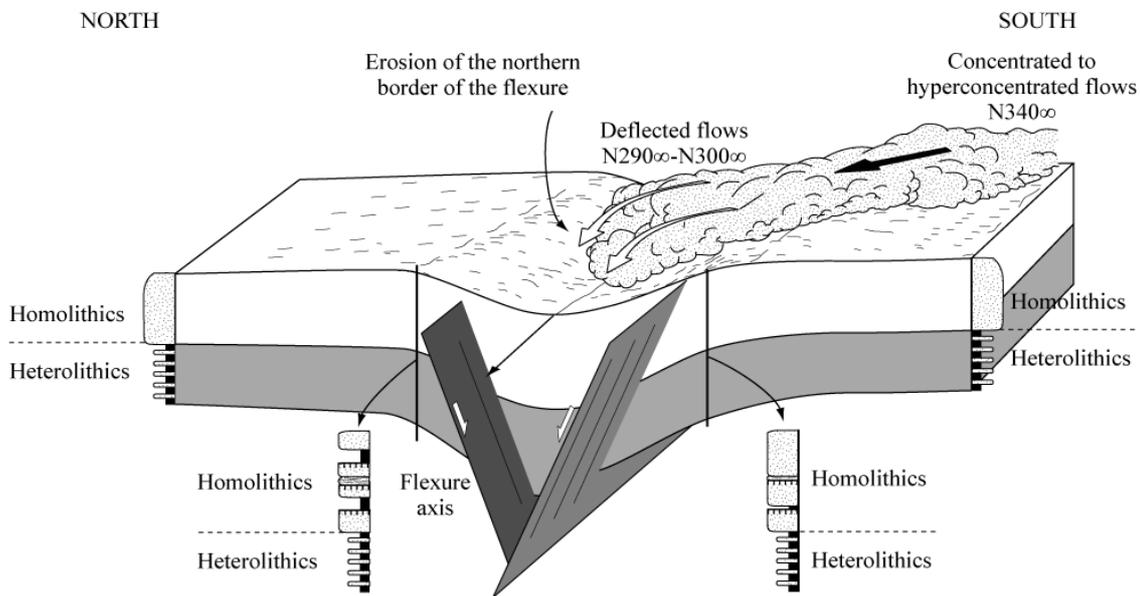


Figure 41 : Modèle de comportement des écoulements gravitaires rencontrant une topographie oblique induite par des failles normales conjuguées. A) pour les écoulements turbiditiques dilués; B) pour les écoulements concentrés à hyperconcentrés.

La réorientation des paléo-courants (Figure 40) montre une plus grande sensibilité pour l'unité homolithique que pour l'unité hétérolithique ce qui peut être mis en relation avec la dilution de l'écoulement gravitaire. Un écoulement faiblement concentré et hautement turbulent sera peu affecté par une dépression de faible amplitude (particules transportées en suspension, capacité à s'écouler sur des pentes quasi-nulles) alors qu'un écoulement très concentré sera fortement contraint par la concentration des particules grossières à la base de l'écoulement où elles sont transportées en traction et donc fortement influencée par la topographie du fond marin (Mulder & Alexander, 2001a).

Par ailleurs, la concentration maximale des surfaces d'érosion et des faciès de by-pass sur le flanc nord-ouest de la flexure s'explique par le fait que ce flanc représentait une barrière au transit des écoulements vers le nord qui a guidé et fait converger les lignes de flux des écoulements (Figure 41). La convergence des lignes de flux a impliqué une augmentation locale du flux et donc de la capacité d'érosion des écoulements (Kneller, 1995). Au contraire, le flanc sud-est montre un nombre relativement faible de niveaux d'hétérogénéités au sein de l'unité sommitale homolithique. Ceci traduit que ce flanc se marquait dans la topographie par une anomalie topographique négative (*i.e.* une dépression), et qu'il n'a perturbé seulement les écoulements que par une modification de leur direction d'écoulement (liée à l'augmentation locale de la pente dans une direction, différente de celle de la pente régionale).

La présence de faciès hétérolithiques au sein même de l'unité homolithique dans la zone de flexure reste énigmatique. En effet, ces faciès sont identiques à ceux observés dans l'unité basale hétérolithique de la séquence β_2 même si ces derniers présentent une extension latérale beaucoup plus importante (supérieure à 50 m). Les faciès hétérolithiques contenus dans l'unité homolithique constituent le remplissage des figures érosives décamétriques et présentent une épaisseur généralement inférieure à 50 cm. Ces faciès peuvent passer latéralement à des faciès très grossiers de by-pass, localisés dans l'axe des figures érosives (au sud du log N₈, Figure 40). Les surfaces d'érosion drapées par des argiles sont des objets décrits communément à la transition chenal-lobe et qui ont été interprétés par Mutti & Normark (1987) comme le résultat d'une turbulence intense qui se traduit par le by-pass des sédiments. Ces faciès hétérolithiques traduiraient ainsi des arrivées d'écoulements beaucoup plus turbulents provoquant des érosions et ne laissant sédimenter que leur partie sommitale la plus diluée. Cette interprétation explique leur développement sur les flancs des figures d'érosion, de part et d'autre des faciès grossiers de transit.

Conclusions

Les deux affleurements étudiés dans les Grès d'Annot permettent de déterminer quels sont les paramètres cruciaux qui contrôlent les interactions entre la sédimentation gravitaire et la déformation. Ces derniers semblent être :

- (1) l'expression de la déformation dans la topographie du fond marin ;
- (2) le type d'anomalie topographique concernée (positive ou négative) ;
- (3) l'angle entre l'axe de l'anomalie topographique et la direction des écoulements sédimentaires ;
- (4) l'amplitude de l'anomalie topographique ;
- (5) l'évolution temporelle de l'anomalie topographique ;
- (6) le comportement turbulent ou laminaire des écoulements sédimentaires au niveau l'anomalie topographique.

(1) La déformation ne peut avoir un quelconque effet sur un écoulement gravitaire que si elle induit une modification de la topographie du fond marin d'une amplitude suffisante pour qu'elle affecte les processus sédimentaires de transport ou de dépôt.

(2) Dans les deux affleurements étudiés, trois types d'anomalies topographique ont été rencontrés. Le premier concerne une augmentation locale de la pente (*i.e.* passage du mur au toit dans le cas

d'une faille normale, flexure accommodée par plusieurs failles normales). Le second réside dans une diminution locale de la pente ou dans l'expression d'une pente opposée (*i.e.* passage du toit au mur dans le cas d'une faille normale). Le troisième type consiste en un graben limité par deux failles conjuguées qui se traduit dans la topographie comme une dépression permettant la canalisation et le confinement des écoulements sédimentaires (déflexion des écoulements et concentration de nombreuses surfaces d'érosion et de faciès de by-pass qui traduisent une zone préférentielle de transit des écoulements dans le cas de la séquence β_2).

(3) L'angle entre l'anomalie topographique et la direction des écoulements sédimentaires est un paramètre prépondérant. Dans le cas d'une anomalie négative perpendiculaire à légèrement oblique par rapport aux écoulements sédimentaires, l'effet semble mineur (cas de l'affleurement de la Côte de l'Âne). Par contre, dès que l'anomalie présente une obliquité par rapport aux écoulements, elle peut entraîner une déflexion de ces derniers (cas de la séquence β_2). Dans le cas d'une anomalie positive, l'effet est beaucoup plus marqué quelle que soit l'orientation de l'anomalie. La conséquence première consiste en une déflexion des écoulements et en une augmentation de leur potentiel érosif contre l'anomalie topographique.

(4) L'amplitude de l'anomalie topographique détermine directement la capacité de l'anomalie topographique à avoir une influence sur les écoulements sédimentaires gravitaires. Plus cette dernière est importante et plus la majorité des écoulements seront influencés. Dans le cas d'une amplitude réduite, l'influence pourra alors se limiter à certains types d'écoulements alors que d'autres ne seront que peu affectés.

(5) Selon l'évolution de l'anomalie topographique au cours du temps (anomalie temporaire ou au contraire pérenne), son influence va se répercuter à l'échelle des processus sédimentaires élémentaires et/ou à celle de la séquence génétique (cas de la séquence β_2) ou à l'échelle de l'empilement des séquences génétiques (cas de la Côte de l'Âne).

(6) Enfin, pour une anomalie topographique donnée, l'effet sur les écoulements sédimentaires gravitaires va différer selon le comportement de ces derniers. Dans l'étude de la séquence β_2 , il est apparu que les écoulements fortement concentrés étaient beaucoup plus sensibles aux variations de la topographie du fond marin que les écoulements hautement turbulents. Le type même d'écoulement exerce donc un contrôle sur le type d'interaction potentielle avec la topographie.

D'autre part, l'étude de la séquence β_2 a permis de montrer que la déflexion et le confinement des écoulements sédimentaires gravitaires se traduisent par une augmentation de leur capacité d'érosion et par la tendance à développer des faciès de by-pass ou des faciès hétérolithiques. De plus, une diminution voir une inversion locale de la pente a une influence beaucoup plus forte sur les écoulements sédimentaires gravitaires qu'une augmentation locale.

Le sous-bassin confiné Saint Antonin – Annot

Philippe JOSEPH, Yannick CALLEC et Elodie du FORNEL

La deuxième journée de cette excursion est consacrée à l'étude du remplissage du sous bassin confiné de Saint Antonin – Annot au Priabonien terminal et Rupélien inférieur.

Les deux synclinaux d'Annot et Saint Antonin sont situés dans la partie méridionale du bassin, entre le dôme de Barrot et l'arc de Castellane (cf. localisation en Figure 3 p. 11).

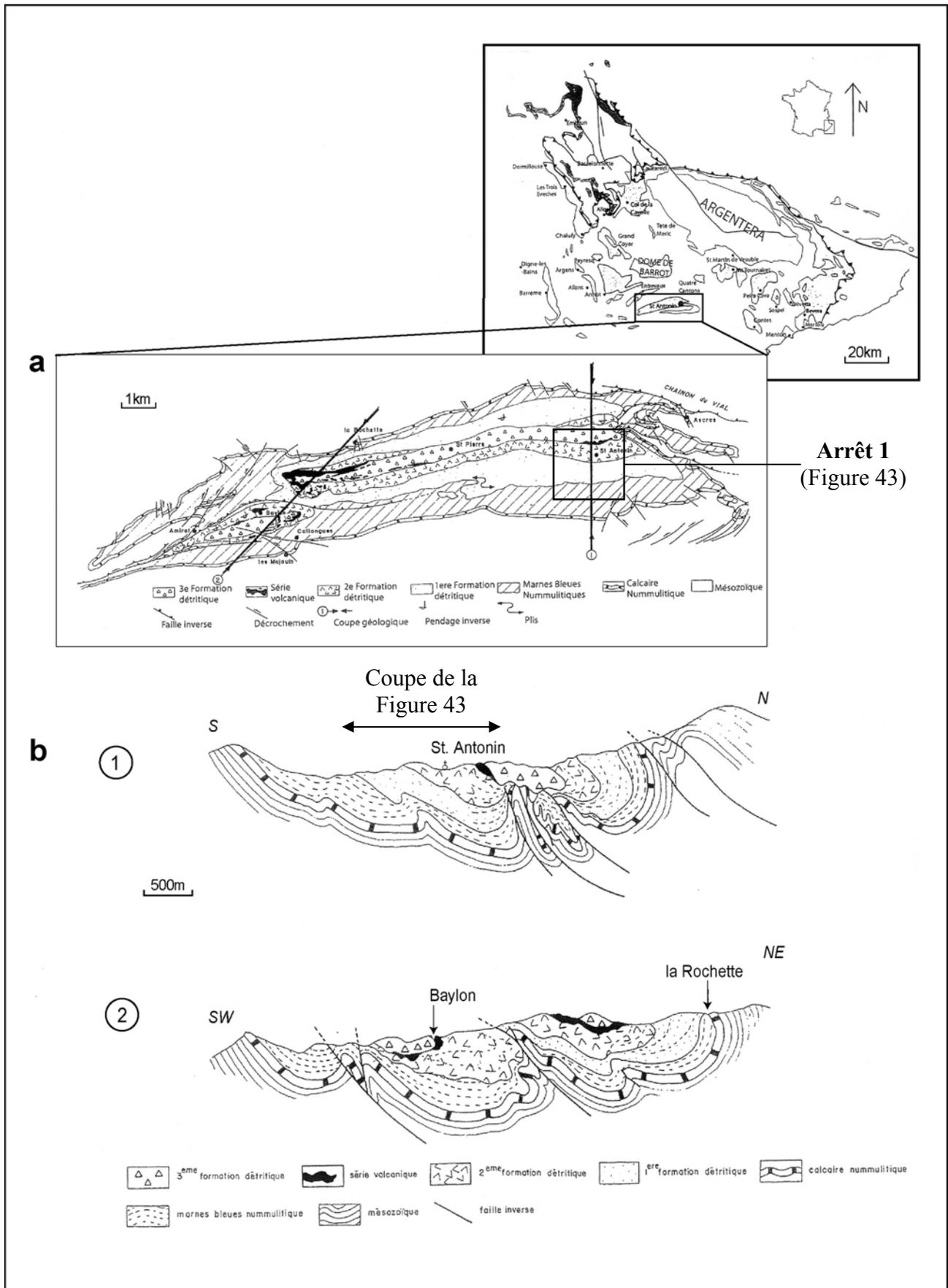
Durant cette journée, on examinera d'abord les faciès conglomératiques du fan delta de Saint Antonin, qui constituait la source d'alimentation du sous-bassin d'Annot. Puis on étudiera le remplissage au Priabonien terminal du bassin fermé d'Annot et on discutera l'influence de la tectonique synsédimentaire sur les écoulements turbiditiques et les faciès résultants (coupe de la route de Braux). Enfin on examinera l'organisation faciologique et l'architecture 3D des chenaux faisant transiter le matériel grossier vers l'aval lors du débordement du bassin confiné au Rupélien inférieur (affleurements de la Chambre du Roi à Annot).

Cadre géologique général du synclinal de Saint Antonin

Le synclinal de Saint Antonin, d'axe ENE – WSW, s'étend sur environ 20 km de long pour près de 4 km de large. Il est constitué de deux synformes séparées par une zone anticlinale (Figure 42a). Son flanc nord est très redressé et chevauchant au nord-est. D'après Campredon & Giannerini (1982), le bassin a été soumis à partir de l'Éocène supérieur à une déformation compressive synsédimentaire à l'origine de plis et d'écaillages orientés N140 : les formations détritiques oligocènes montrent de fortes variations d'épaisseur et des discordances internes (Figure 42b). Au cours du Miocène, la déformation alpine aurait réorienté les plis selon un axe E-W et créé les chevauchements à vergence sud.

La série nummulitique comprend les termes classiques des Calcaires Nummulitiques et des Marnes Bleues, surmontées de séries détritiques grossières équivalentes des Grès d'Annot. Bodelle (1971) a distingué et carté trois formations détritiques (Figure 42a) : la première est constituée de bancs gréseux et de conglomérats à galets de roches sédimentaires et métamorphiques ; elle ravine localement les Marnes Bleues ou passe en transition par l'intermédiaire d'alternances de turbidites fines. La deuxième formation détritique est caractérisée par l'apparition de galets d'andésite dans les conglomérats et l'intercalation de plusieurs brèches volcaniques, notamment à son sommet. La troisième formation détritique est discordante sur les termes sous-jacents : elle est composée de sables et conglomérats andésitiques interstratifiés avec des niveaux argileux ; la série, conglomératique à l'est, devient plus marneuse à l'ouest.

Les études pétrographiques conduisent à considérer que la source des apports est méridionale, en provenance du Massif des Maures – Esterel et de son prolongement corso – sarde et que le volcanisme andésitique serait local (cf. Callec 2001 et du Fornel 2003 pour plus de détails).



Arrêt 1
(Figure 43)

Figure 42 : (a) Carte géologique du synclinal de Saint Antonin (Bodelle 1971) ; (b) Coupes géologiques à travers le synclinal de Saint Antonin (Campredon & Giannerini 1982), in du Fornel (2003).

Arrêt n° 1 : Coupe de Saint Antonin. Les faciès de fan delta.

La coupe sédimentologique la plus continue affleure à proximité du village de Saint Antonin, le long de la D 427 qui mène au Pont des Miolans (Figure 43). La première formation détritique est observable de la base de la route au Bau de l'Ours, la seconde sous le village de Saint Antonin et au cimetière, la troisième aux environs de Pra Roustand.

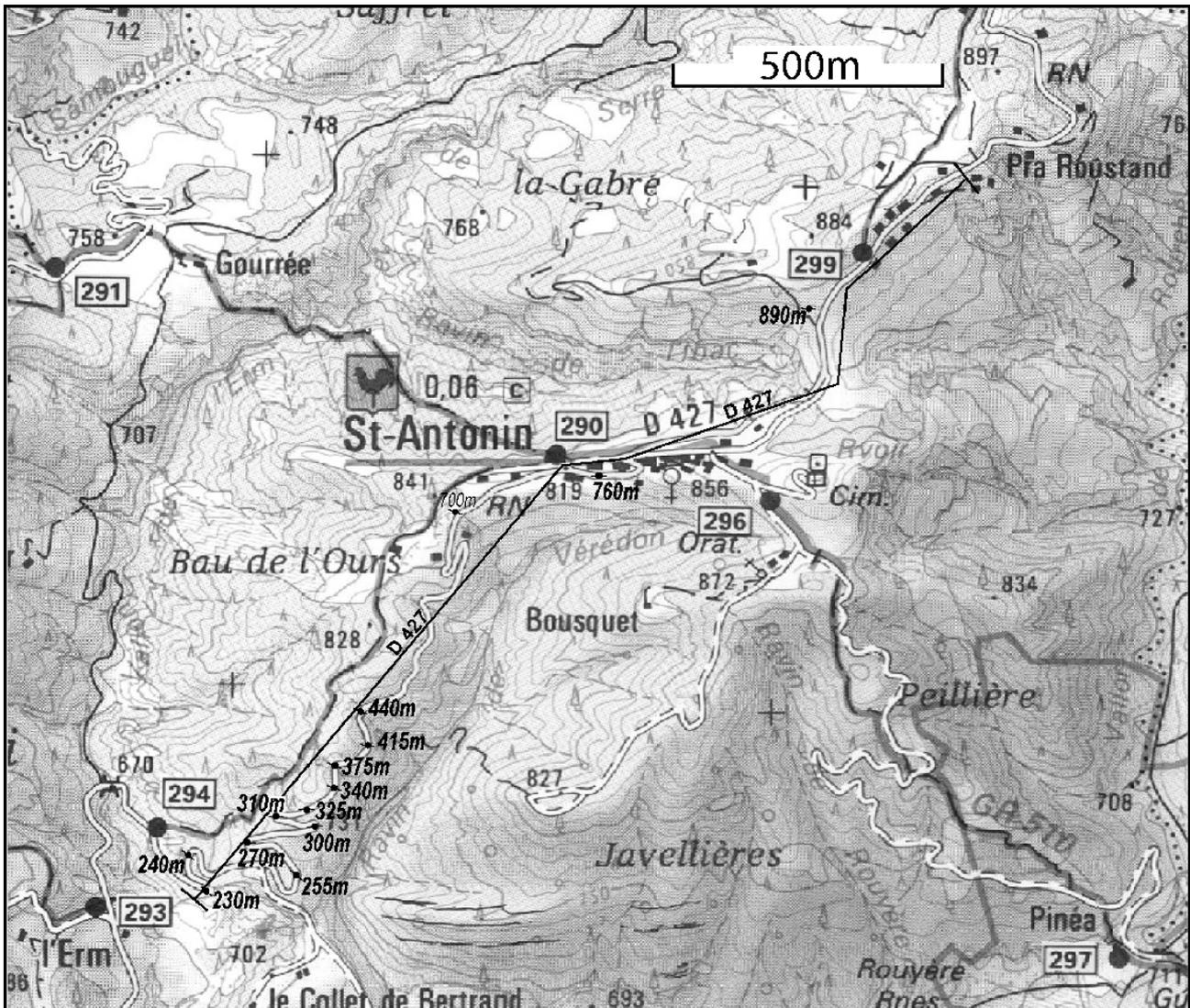


Figure 43 : Localisation de la coupe géologique de Saint Antonin sur fond de carte IGN 1/25000, avec cotes de la coupe sédimentologique de la Figure 44.

La série est épaisse de plus de 1000 m : son log schématique est fourni en Figure 44 (du Fornel *et al.* 2004), avec l'identification des trois formations détritiques de Bodelle (1971).

Stanley (1980) a réinterprété ces trois mégaséquences stratocroissantes (A, B et C), séparées par des niveaux argileux à turbidites fines : il associe chacune à une phase de progradation d'un système de fan delta, en bordure d'un massif en surrection active.

Pendant cette excursion, on s'intéressera plus en détail aux mégaséquences A et B *sensu* Stanley (1980), qui correspondent à des séquences de dépôt de 3^{ème} ordre. L'analyse des faciès permet de les subdiviser en unités de taille inférieure (unités A à G), interprétées comme des séquences de dépôt de 4^{ème} ordre (du Fornel 2003 : Figure 44 et log détaillé en Figure 45). Chacune de ses unités progradantes – rétrogradantes est limitée par des faciès plus profonds (turbidites fines) ou à dynamique réduite.

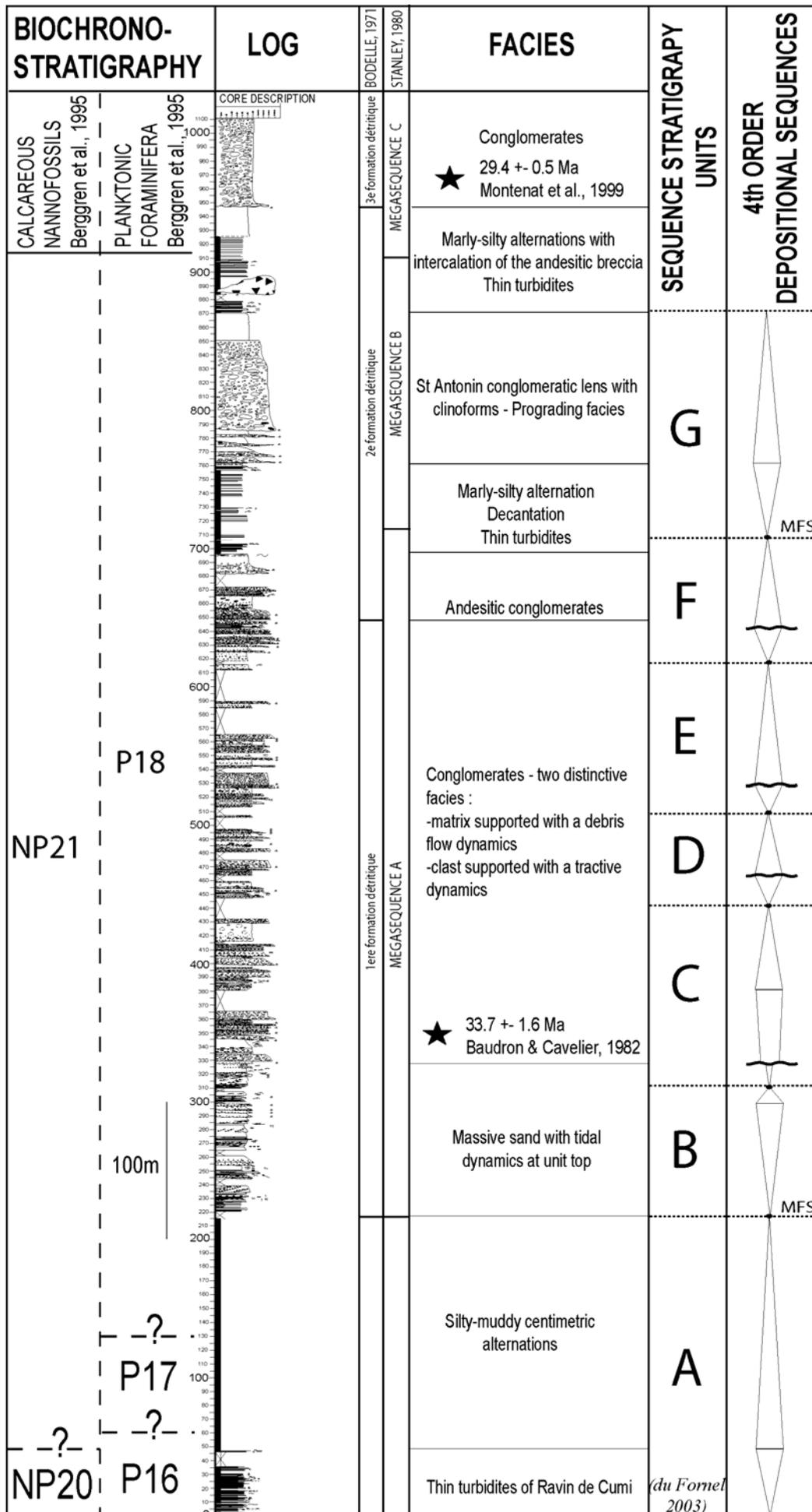


Figure 44 : Log sédimentologique schématique de la coupe de Saint Antonin (modifié de du Fornel et al. 2004).

Saint Antonin (1) 1/500e

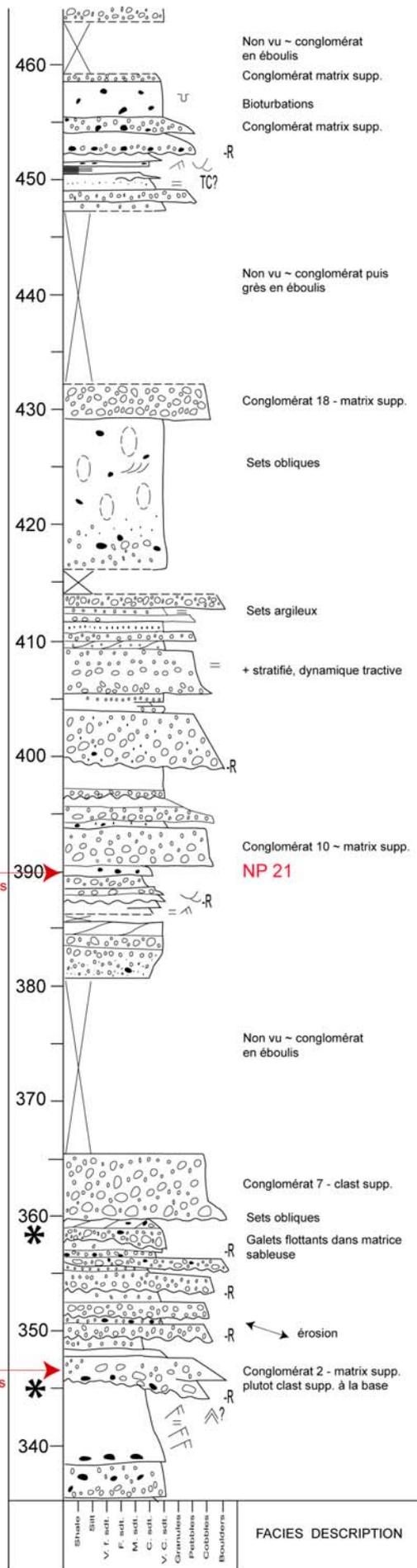
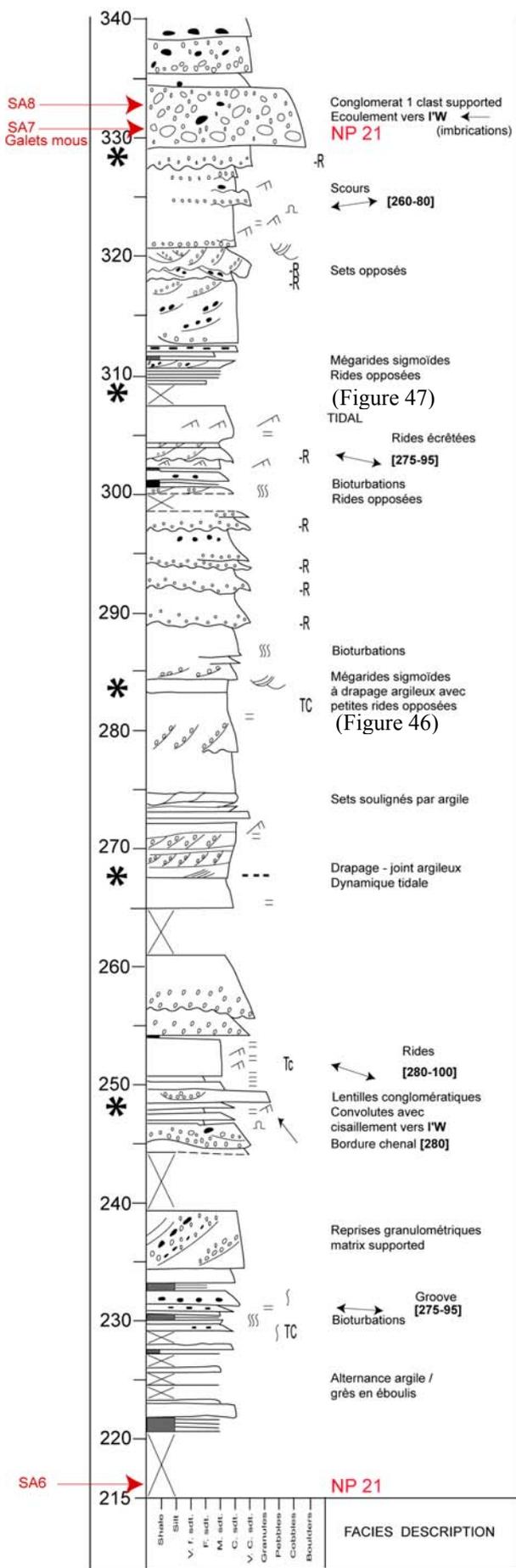
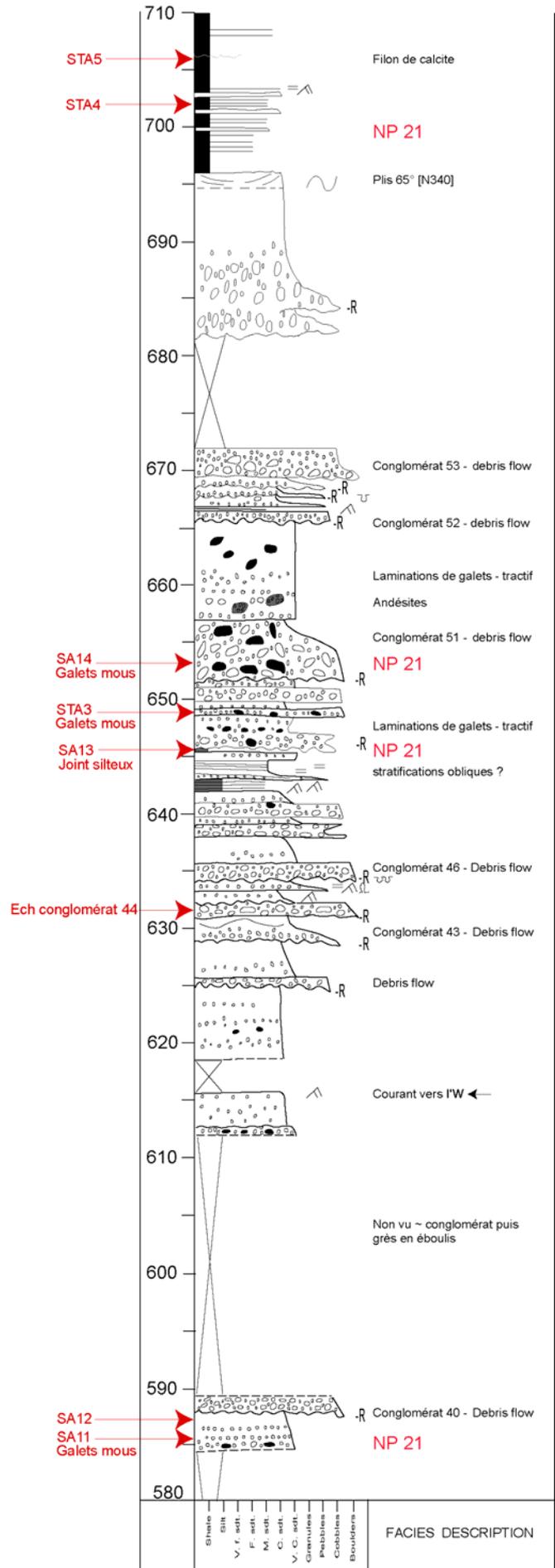
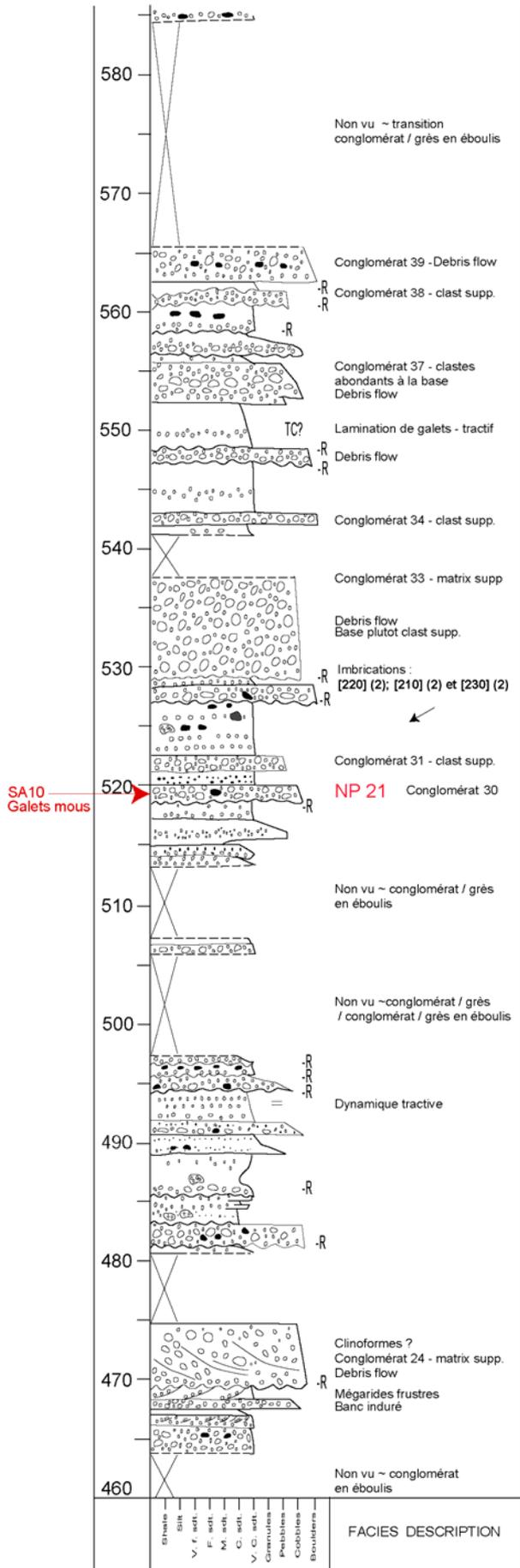
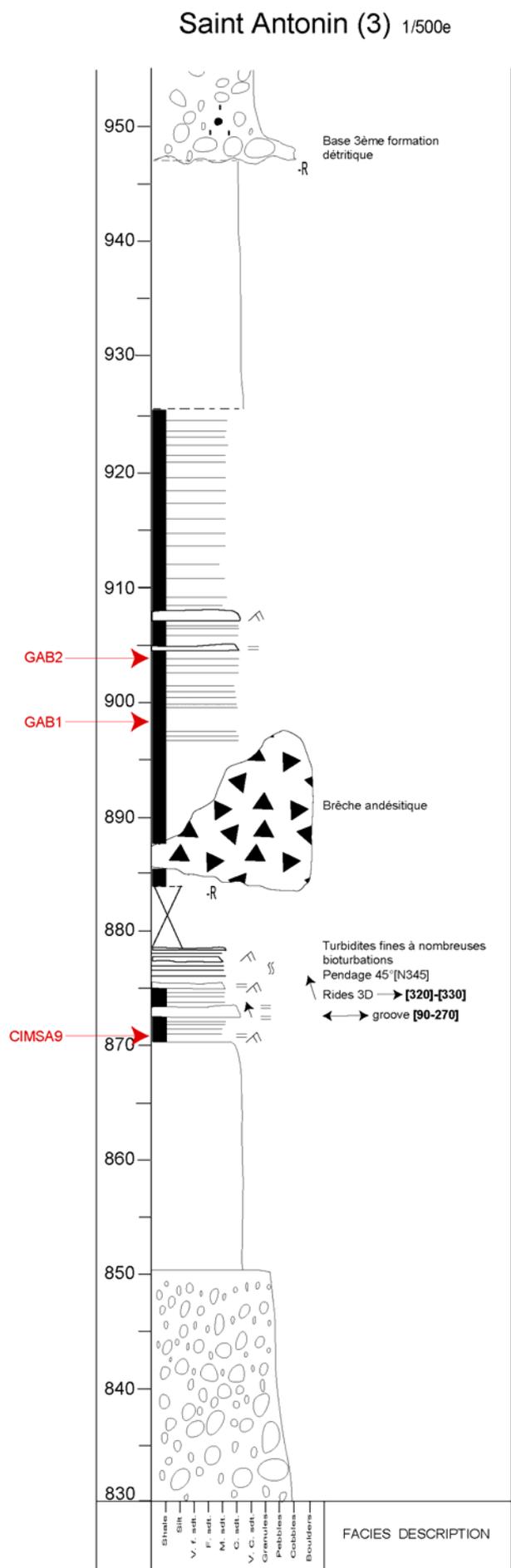
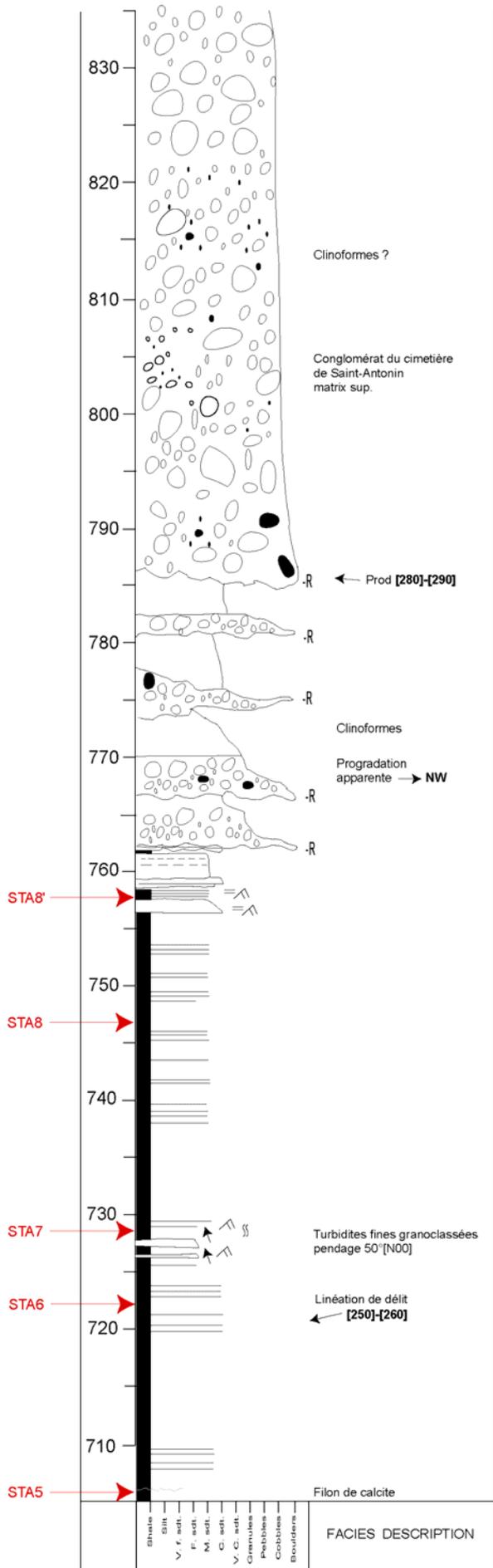


Figure 45 : Log sédimentologique détaillé de la coupe de Saint Antonin (levé de E. du Fornel et S. Lesur). Les étoiles indiquent des observations particulièrement intéressantes.

Saint Antonin (2) 1/500e





Le log détaillé de la coupe le long de la route de Saint Antonin (unités B à G) est fourni en Figure 45 et on décrira ici rapidement les caractéristiques de chaque unité.

L'unité basale A (0 – 215 m), qui affleure en contrebas de la route dans le ravin de Cumi, est constituée de marnes et d'alternances argilo-gréseuses interprétées par du Fornel (2003) comme des turbidites de basse densité de type Bouma. Les associations de foraminifères indiqueraient une paléobathymétrie entre 200 et 500 m. Callec (2001) considère toutefois qu'une partie de cette unité est soumise à l'influence des tempêtes (présence de structures de houle type HCS).

L'unité B (215 – 310 m) est constituée de sables massifs. De la base au sommet, elle comporte (du Fornel 2003) :

- des grès fins à grossiers à intercalations (centimétriques à décimétriques) de niveaux plus fins pouvant aller jusqu'aux argiles. Les bases de bancs sont généralement planes, seules quelques lamines planes parallèles existent, l'ensemble est bioturbé ;
- des grès grossiers (bancs décimétriques à métriques), érosifs (présence de chenaux de petite taille) à laminations planes parallèles, mégarides de courant, rides de courant et convolutes. Quelques galets d'argile peuvent être dispersés dans les bancs, ou soulignent le litage de mégarides ;
- des grès très grossiers (bancs métriques à plurimétriques), massifs amalgamés à nombreuses surfaces d'érosion. Ils présentent souvent un caractère graveleux à la base des bancs.

Ces bancs sont parfois intercalés avec des bancs de grès (centimétriques à décimétriques, grès moyen à grossier) à laminations obliques, rides de courant drapées d'argile pouvant être écrêtées et mégarides sigmoïdes (cotes 283 m : Figure 46 et 310 m : Figure 47). La présence de litages obliques de mégarides de courant sigmoïdes avec courants opposés, double drapage argileux et variation d'épaisseur du faisceau délimitée par les doubles drapages argileux est caractéristique d'une dynamique tidale, déjà suggérée par Pickering et Hilton (1998) et Callec (2001) : la Figure 47 montre un détail de l'organisation de ces faciès. Cette unité s'est donc déposée sous faible tranche d'eau. Il s'agirait de la partie la plus distale du fan delta, correspondant à la dilution et au remaniement par les courants tidaux des apports fluviaux provenant du cône alluvial.



Figure 46 : Mégarides sigmoïdes soulignées par des joints argileux (unité B : cote 283 m).
Ces mégarides sigmoïdes avec petites rides opposées sur la partie gauche de la photo sont interprétées comme tidales.

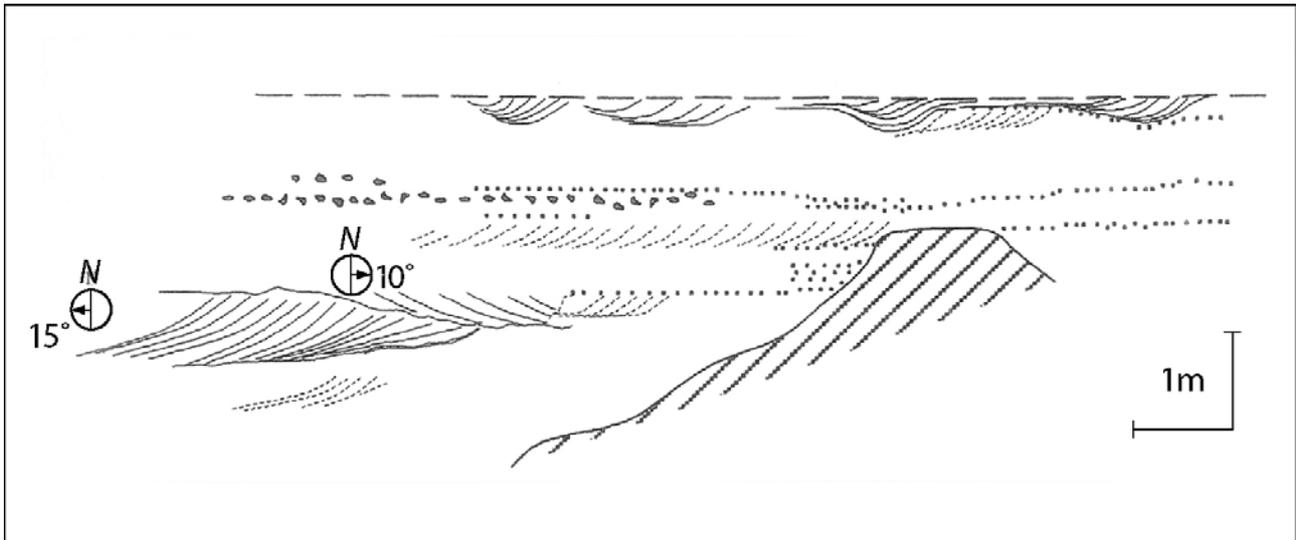


Figure 47 : Détail de l'organisation des faciès à dynamique tidale de l'unité B (Callec 2001). Cote 310 m.

L'unité C (310 – 450 m) est caractérisée par l'apparition à la cote 330 m de bancs épais de conglomérats, dont la taille des éléments varie de petits galets (pebbles) à blocs (boulders). Les clastes sont subarrondis à très arrondis, avec une majorité d'éléments de nature métamorphique et éruptive (granite, rhyolite) et une proportion mineure de clastes gréseux et calcaires. Les galets mous argileux peuvent être localement abondants ; ils sont d'origine marine (présence de foraminifères et nannoplanctons).

Deux faciès distinctifs peuvent être reconnus :

- des conglomérats à éléments emballés dans une matrice abondante (dynamique de type écoulement en masse),
- des conglomérats à éléments subjointifs, parfois organisés en grandes stratifications obliques avec imbrications des galets (dynamique de type écoulement tractif unidirectionnel).

Ces conglomérats, d'épaisseur métrique à plurimétrique, présentent souvent une évolution granodécroissante. Ils sont interstratifiés de sables massifs, de granulométrie grès grossier à granules, et parfois bioturbés. Localement apparaissent des faciès plus fins, à laminations planes parallèles et rides de courant.

Ces différents faciès présentent de fortes analogies avec les faciès de barres sigmoïdales, décrits par Mutti *et al.* (1996). Ces barres sigmoïdales sont générées par les crues lors du débouché d'un système chenalisé dans une masse d'eau peu profonde, par transformation d'un écoulement hyperconcentré en écoulement plus turbulent et plus dilué. Six faciès sont reconnus (Mutti *et al.* 1996 : Figure 48) :

- le faciès basal 1 correspond à des conglomérats à galets non stratifiés, avec ou sans matrice sableuse ; ce faciès correspondrait au dépôt en masse (« frictional freezing ») de la partie graveleuse basale de l'écoulement hyperconcentré ;
- le faciès 2 correspond à des grès à galets et des grès grossiers, organisés en stratifications obliques peu à très pentues : les galets et granules soulignent ces surfaces de stratification, qui deviennent convexes vers l'aval. Le faciès 2 est déposé par des processus de traction. Les faciès 1 et 2 reposent typiquement sur des surfaces d'érosion en gouttières (« scour ») qu'il est possible d'observer à la base de certains chenaux conglomératiques de Saint Antonin (Figure 49) ;
- le faciès 3 est constitué de grès grossiers à moyens non stratifiés, avec parfois un granoclassement fruste : il résulterait du dépôt en masse de la suspension dense ;
- le faciès 4 correspond à des grès moyens à laminations horizontales ou ondulées ;
- le faciès 5 consiste en des grès fins à très fin avec des laminations horizontales et de rides. Ces deux types de faciès sont déposés par des processus de traction – suspension ;
- le faciès 6 est représenté par un intervalle argileux (décantation).

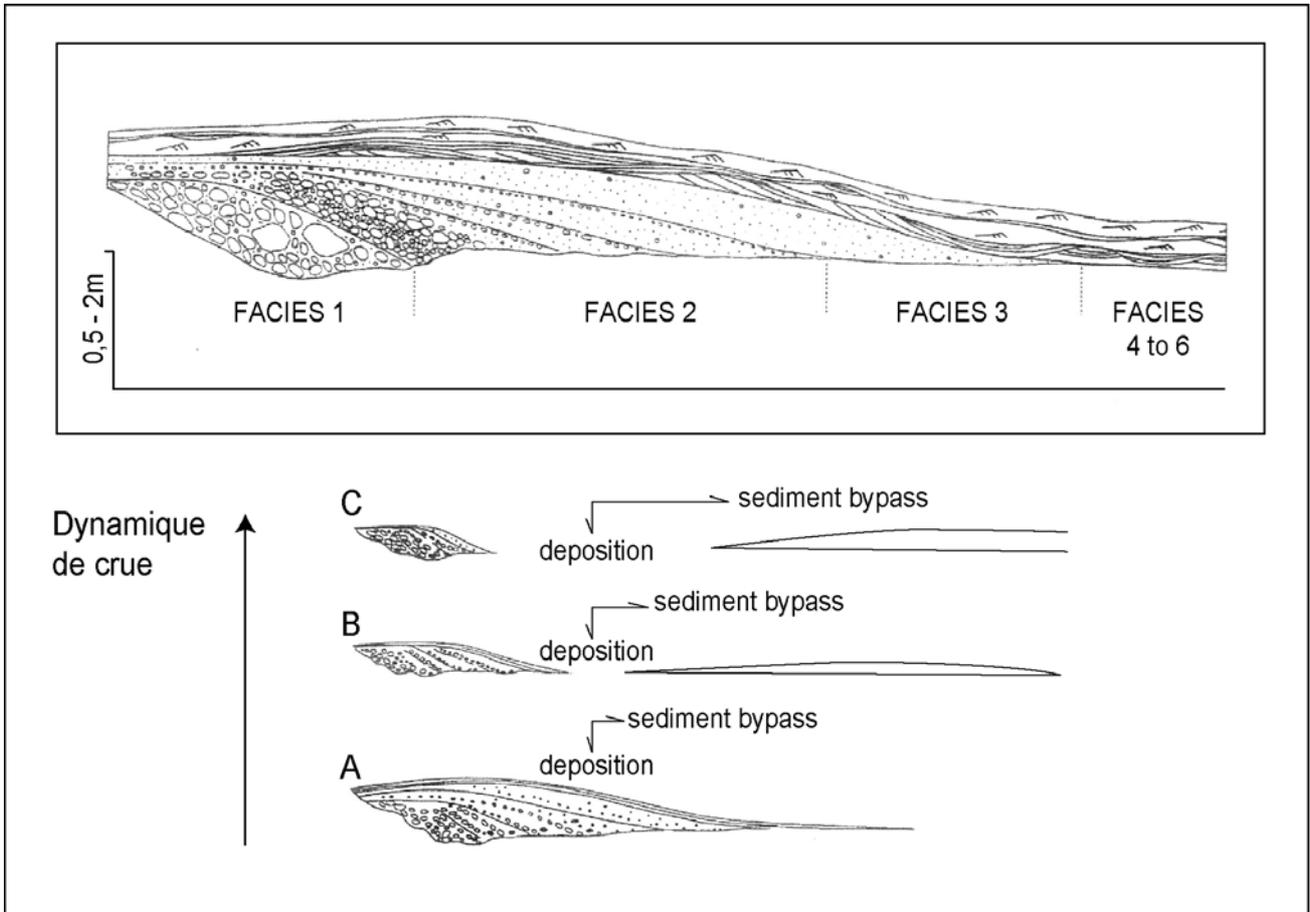


Figure 48 : Géométrie et faciès de barre sigmoïdale générée par les crues (Mutti *et al.* 1996, in du Fornel 2003).



Figure 49 : Conglomérats remplissant des structures en gouttières à Chamengearde (Echelle : Sébastien Lesur assis, 1m).

Les unités sus-jacentes D, E et F (450 à 700 m) présentent les mêmes types de faciès. L'unité F est caractérisée par l'apparition de galets andésitiques à la cote 645 m et son sommet est marquée par une alternance de bancs centimétriques à décimétriques de grès fin et d'argile bioturbée (Bau de l'Ours : cote 700 m). Les bancs gréseux présentent des granoclasses normaux, des laminations parallèles et des rides de courant : ils sont donc interprétés comme des turbidites de basse densité (séquences de Bouma Tb à Tcde). Ce faciès traduit un recul ou une réduction de l'activité du fan delta, avec arrêt des apports grossiers, associé à un approfondissement du système (les associations de foraminifères indiqueraient une paléobathymétrie entre 100 et 500 m : du Fornel 2003). Il marque la fin de la première mégaséquence de Stanley (1981), qui correspond donc à l'installation d'un fan delta dans un environnement marin peu profond, à son aggradation, puis à son abandon.

L'unité G (710 – 870 m), située au dessus des ces alternances, coïncide avec la deuxième formation détritique de Bodelle (1971) et à la mégaséquence B de Stanley (1981). Elle correspond à la lentille conglomératique qui affleure sous le village de Saint Antonin et sous le cimetière à l'est : les conglomérats sont localement organisés en clinofformes métriques. Les directions de migration sont vers le NW. On retrouve à son sommet des alternances de turbidites fines et d'argiles, au sein desquelles s'interstratifie une brèche volcanique andésitique (cote 890 m), cartée par Bodelle (1971) (série volcanique dans la Figure 42 p. 60).

Les datations dans les niveaux argileux indiquent un âge priabonien pour la base de l'unité A (zone P16 / NP 20) et un âge Rupélien inférieur (zone P18 / NP21) pour les unités B à F. Les directions de transport dans toute cette première mégaséquence sont à dominante vers l'ouest, avec quelques directions inverses vers l'est dans les faciès tidaux. La sédimentation de cette première mégaséquence est donc contemporaine et reliée génétiquement à la sédimentation gréseuse des synclinaux d'Entrevaux et d'Annot, situés à l'ouest. Comme indiqué par Callec (2001) et Euzen *et al.* (2004), l'organisation des faciès présente de fortes analogies avec le modèle de « système fluvio-turbiditique dominé par les crues », proposé par Mutti *et al.* (1996).

Cadre géologique général du synclinal d'Annot

Le synclinal d'Annot est situé dans la nappe de Digne, à 30 km à l'est du front de chevauchement, entre le Dôme de Barrot et l'Arc de Castellane (cf. Figure 2 p. 10). D'orientation NNW – SSE, il s'étend sur environ 16 km de long pour 11 km de large (Figure 50a). Il est limité au nord par l'anticlinal E-W d'Aurent, à l'ouest par l'anticlinal subméridien du Puy de Rent, et à l'est par le faisceau de failles décrochantes senestres de Rouaine et du Var, orientées NE –SW.

Comme l'indiquent les forts contrastes d'épaisseur de la série tertiaire (Figure 50b), ces failles ont eu un jeu synsédimentaire important qui sera discuté ultérieurement. On retrouve les termes classiques de la série nummulitique : Conglomérats infranummulitiques (dits Poudingues d'Argens), Calcaires Nummulitiques, Marnes Bleues, Grès d'Annot avec différents membres (Crête de la Barre, Gastres, Scaffarels et Garambes), de plus en plus jeunes d'est en ouest.

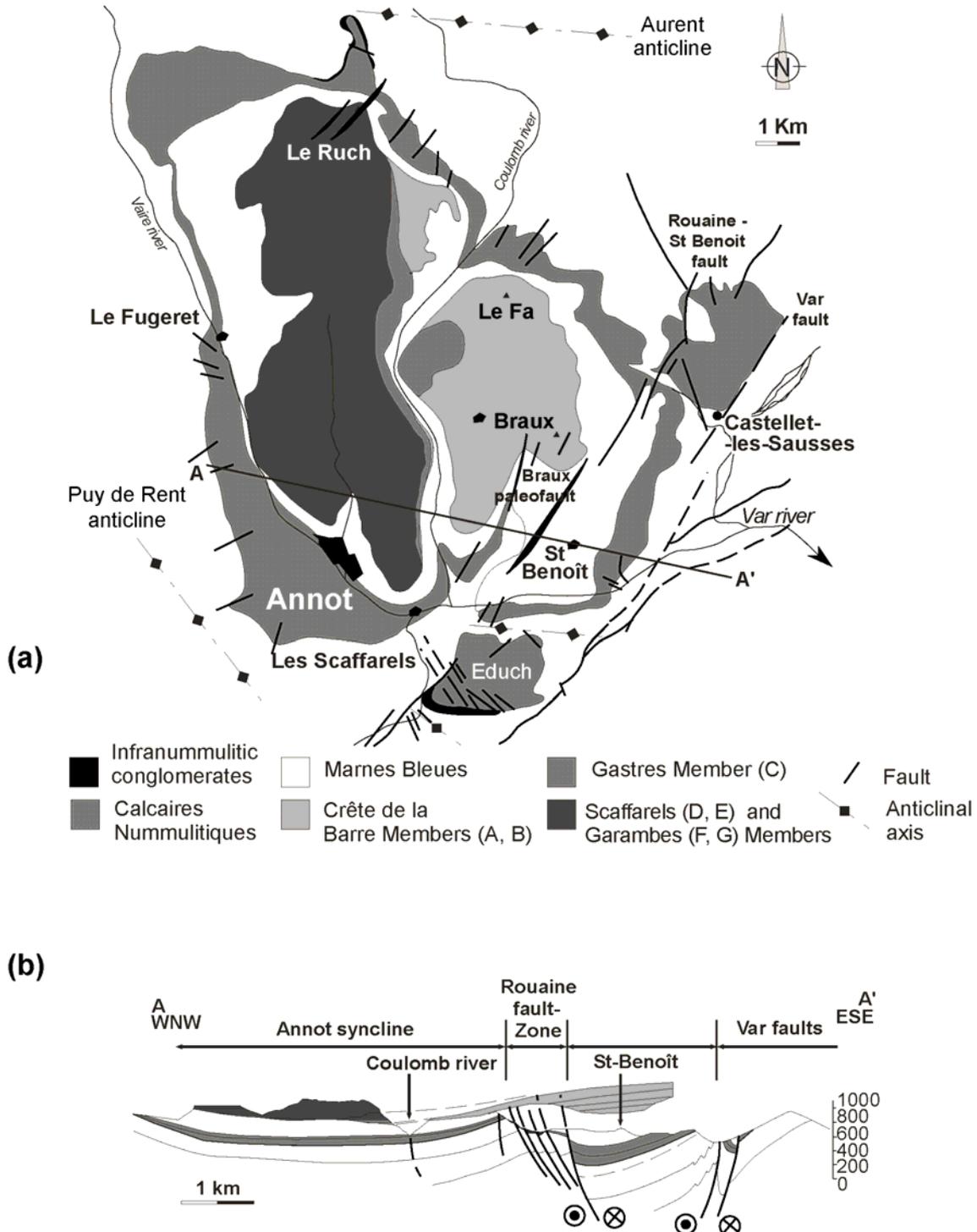


Figure 50 : (a) Carte géologique simplifiée du synclinal d'Annot ; (b) Coupe structurale simplifiée à travers le synclinal (modifiées de Callec 2004).

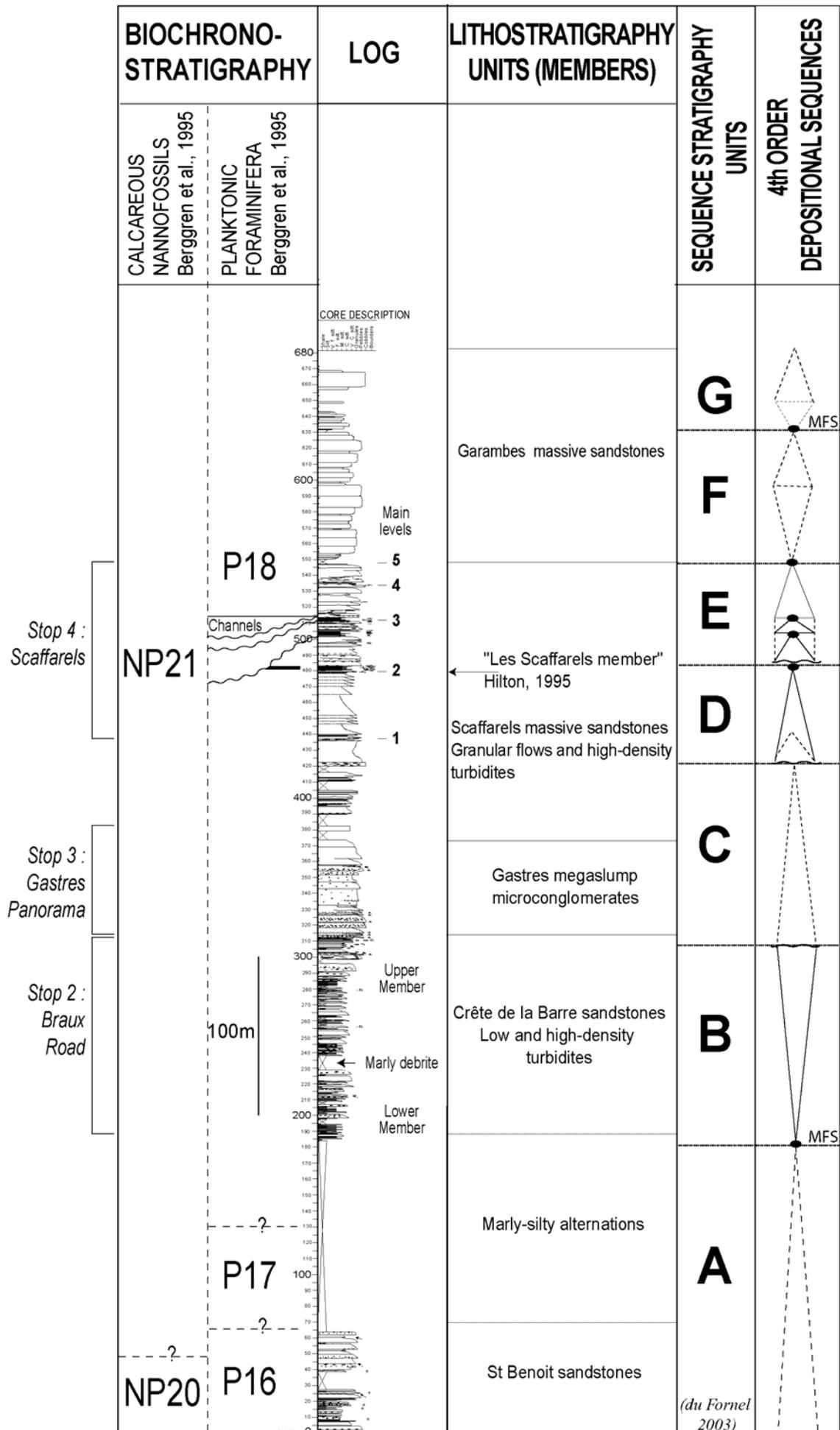


Figure 51 : Log composite des Grès d'Annot dans le synclinal d'Annot (modifié de du Fornel *et al.* 2004).

Panorama du Plateau d'Educh

Le panorama du Plateau d'Educh (cf. point 1 sur la Figure 52) permet d'avoir une vue d'ensemble du synclinal et illustre cette évolution géométrique (Figure 53) : les Calcaires Nummulitiques, discordants sur le Crétacé supérieur (Santonien), affleurent le long de la vallée de la Vaire ; ils sont surmontés des Marnes Bleues, qui constituent le fond des vallons du Coulomp et de Saint Benoît.

L'épaisseur de ces deux formations varient fortement de part et d'autre de la paléofaille de Braux, dont on identifie clairement le plan de faille du fait du décalage des Calcaires Nummulitiques : cet accident (également appelé faille du Gros Vallon (Pairis 1971), faille de Saint Benoît (Beaudoin *et al.* 1975, Elliott *et al.* 1985 ; Tomasso & Sinclair 2004) ou faille du Savelet (Puigdefabregas *et al.* 2004)) est un satellite N-S des failles de Rouaine. Les Calcaires Nummulitiques passent de 100 m à l'est à 20 m à l'ouest (Ravenne *et al.* 1987 : Figure 54) ; les Marnes Bleues varient de 400 à 200 m avec un minimum à 70 m juste à l'ouest de la paléofaille. Le plan de faille est nappé par une brèche synsédimentaire calcaire (Beaudoin *et al.* 1975), dont la matrice contient des nummulites : il constituait donc une paléofalaise active à l'Éocène. Les Marnes Bleues viennent sceller cet ensemble de failles. La première unité des Grès d'Annot (unité A, dite de Saint Benoît), n'est présente qu'à l'est et se biseaute par onlap en direction de la faille. L'unité B, dite de la Crête de la Barre, diminue fortement d'épaisseur, mais sa partie supérieure passe sans décalage au dessus de la paléofaille, ce qui atteste le fonctionnement synsédimentaire de cette faille à l'Éocène ; cette unité finit par se biseauter par onlap au niveau du Coulomp. Les unités suivantes C, D, E disparaissent également par onlaps successifs vers l'ouest : on observe donc la marge occidentale d'un bassin confiné.

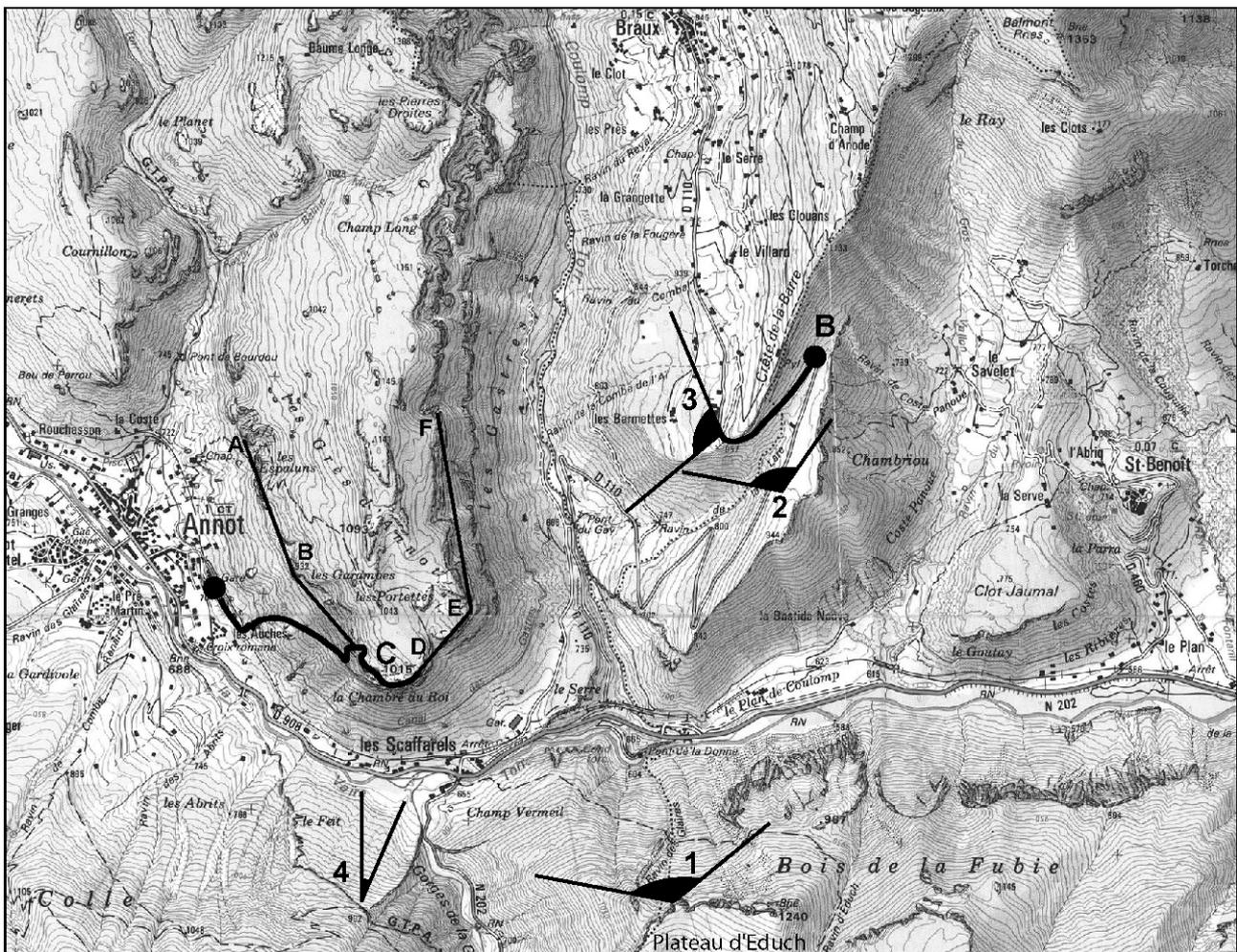


Figure 52 : Localisation des points de vue (1 : Plateau d'Educh ; 2 : Route de Braux ; 3 : Les Gastres ; 4 : Les Scaffarels), des arrêts (C : Scaffarels - Chambre du Roi ; B : Route de Braux) et du panorama des affleurements d'Annot – Les Scaffarels – La Chambre du Roi de la Figure 68 (A-B-C-D-E-F).

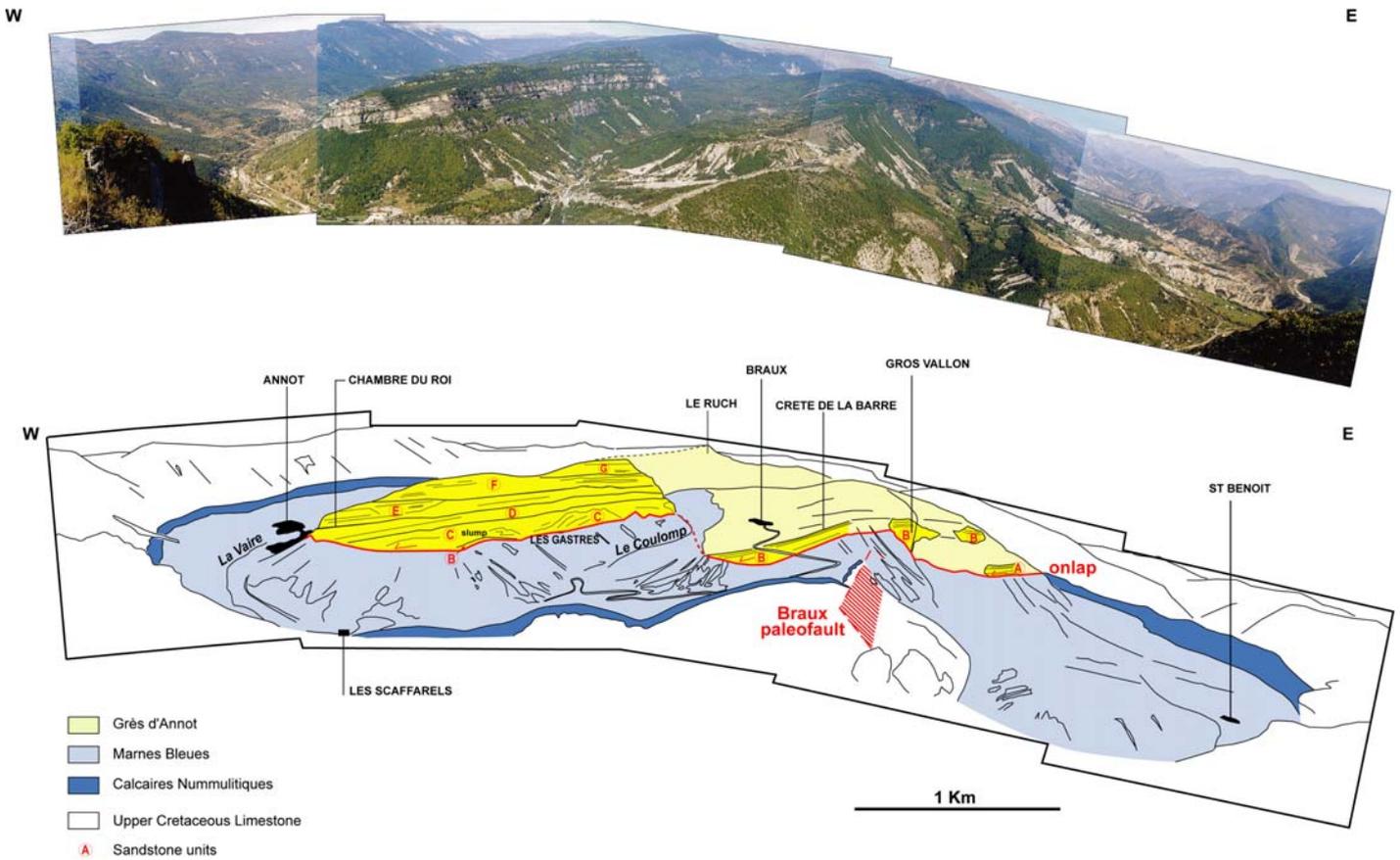


Figure 53 : Panorama du synclinal d'Annot vu du Plateau d'Educh (point de vue 1 de la Figure 52).

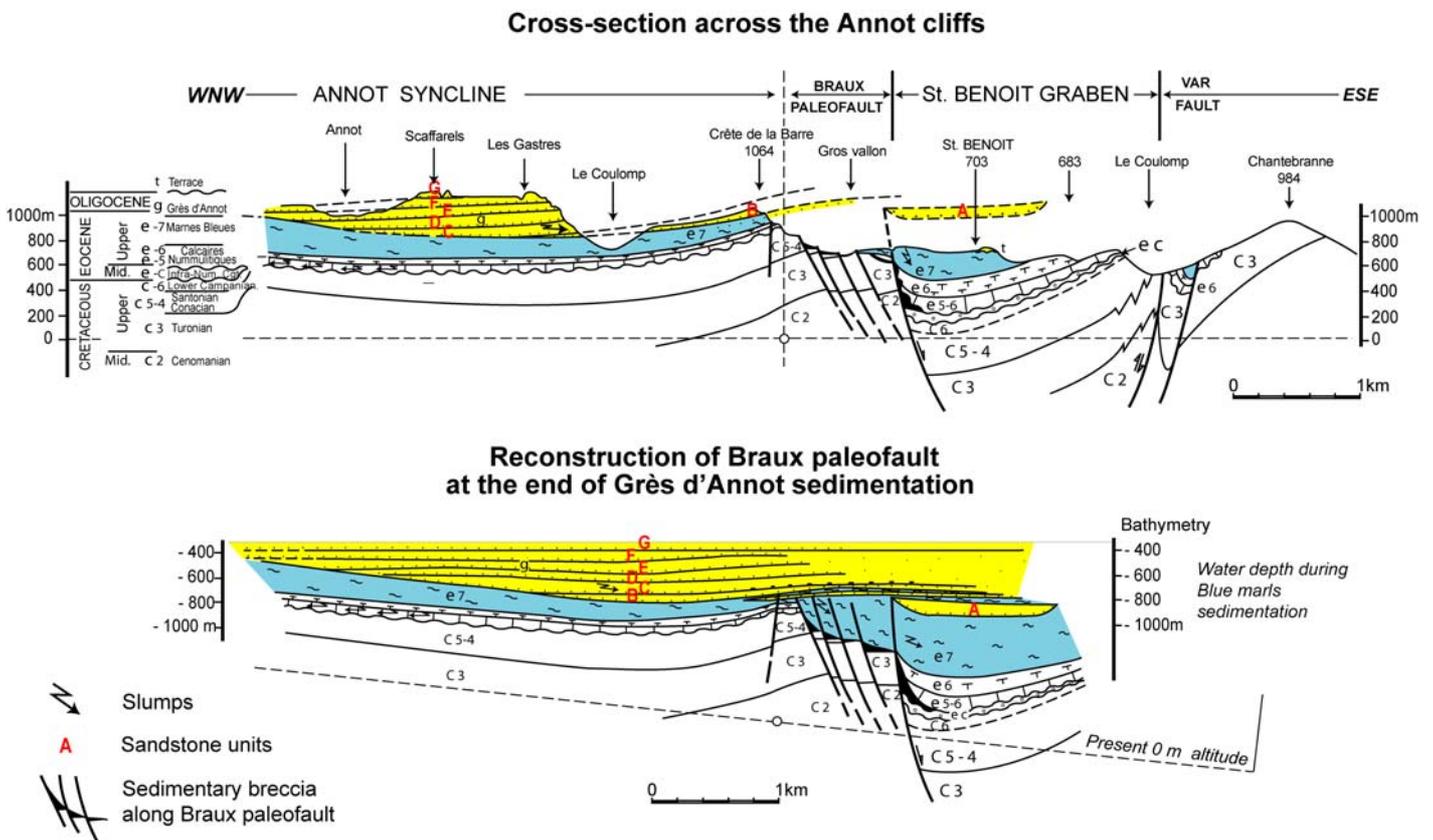


Figure 54 : Coupe structurale à travers le synclinal d'Annot et reconstitution à la fin du dépôt des Grès d'Annot (modifiée de Ravenne *et al.* 1987).

La position de cette coupe est indiquée A – A' sur la Figure 50.

La Figure 51 fournit un log schématique de la série, avec l'équivalence entre les dénominations usuelles (utilisées notamment par Callec 2001) et les unités gréseuses définies par du Fornel (2003) et interprétées comme des séquences de dépôt de 4^{ème} ordre. Ces unités sont approximativement équivalentes des unités stratigraphiques définies par Albussaïdi & Laval (1987). Ce log est en fait un log composite car du fait de la migration vers l'ouest des dépocentres, la superposition verticale de toutes les unités n'est jamais observée : ce phénomène résulte vraisemblablement d'une poursuite de la déformation du bassin durant l'Oligocène, avec une surrection du secteur oriental.

Arrêt n° 2 : Route de Braux. Lobes confinés et interaction des écoulements turbiditiques avec la topographie.

Le but de cet arrêt est d'examiner les topographies induites par la tectonique synsédimentaire et leur impact sur les écoulements et faciès gravitaires.

Panorama de la Crête de la Barre

Le panorama de la route de Braux (D110) permet d'observer les relations d'onlap entre les Marnes Bleues et le membre de la Crête de la Barre (unité B), à proximité de la paléofaille de Braux (Figure 55). Sa localisation est indiquée sur la Figure 52 p. 72 (point de vue 2).

Le jeu synsédimentaire de la paléofaille a induit une topographie, qui n'a été que partiellement scellée par le dépôt des Marnes Bleues. D'est en ouest, on observe ainsi une diminution forte d'épaisseur du membre inférieur ("Lower member"), qui apparaît à l'ouest de la faille comme une unité très limitée, présentant des onlaps à la fois vers l'est et vers l'ouest.

Une débrite marneuse à blocs slumpés, épaisse d'environ 20 m, surmonte ce membre inférieur, et le membre supérieur ("Upper member") passe en continuité au-dessus de la paléofaille et se biseaute progressivement par onlap vers l'ouest. Les bancs gréseux qui le constituent présentent une grande continuité latérale et se corrélent aisément sur près de 3 km : ils sont interprétés comme un système de lobes confinés par la dépression induite par la paléofaille.

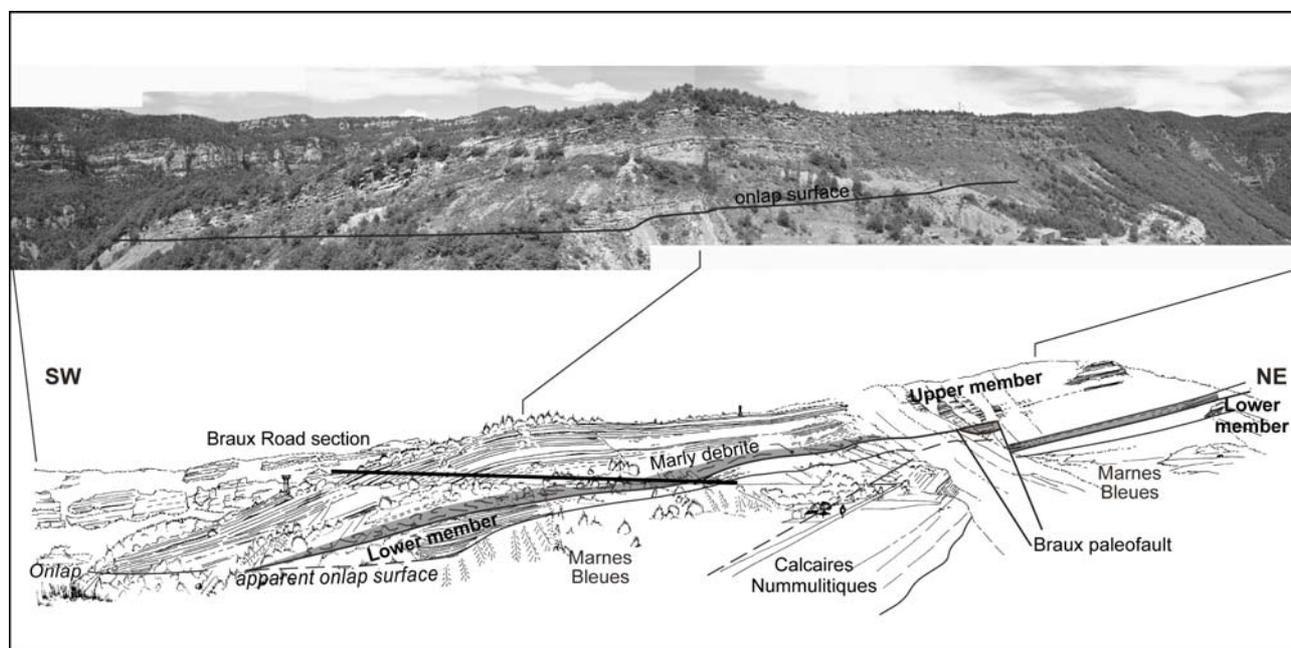


Figure 55 : Panorama de la Crête de la Barre (Unité B) le long de la route de Braux (modifié de Callec 2004).

Tomasso & Sinclair (2004) relie cette configuration à trois phases successives d'activité de la faille :

- Au Bartonien (Figure 56A), une activité extensive induit un jeu en faille normale et le développement d'un demi-graben d'abord rempli par les Calcaires Nummulitiques, puis par la partie inférieure des Marnes Bleues, qui viennent draper la paléofalaise (Figure 56B).

- Durant le Priabonien (Figure 56C), la faille est caractérisée par un jeu décrochant transpressif, qui induit un petit pli monoclinale parallèle à la faille : la topographie résiduelle à l'est est remplie par le dépôt des turbidites gréseuses grossières du membre inférieur, alors que le débordement de la partie fine des turbidites (« flow stripping ») vient remplir les petites dépressions situées à l'ouest de la faille.
- Au début du Rupélien (Figure 56D), l'activité de la faille cesse et les turbidites grossières du membre supérieur débordent vers l'ouest en se déposent en onlap sur la paléopente.

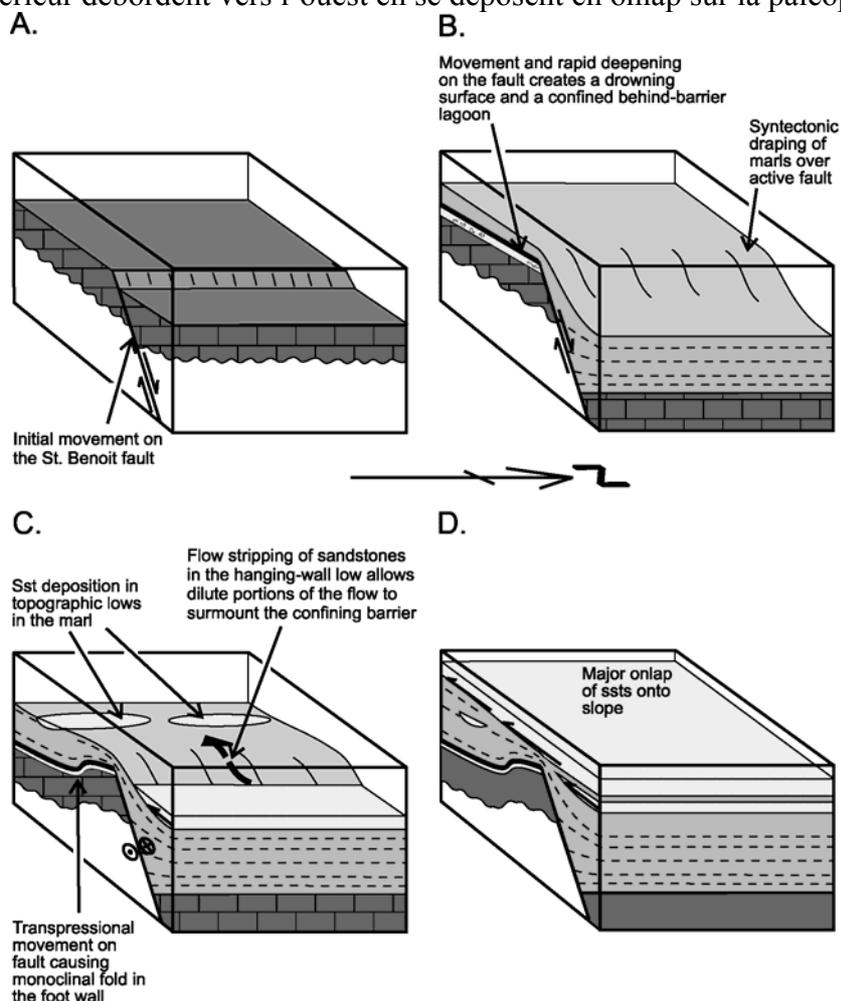


Figure 56 : Modèle d'évolution de la paléofaille de Braux (Tomasso & Sinclair 2004).

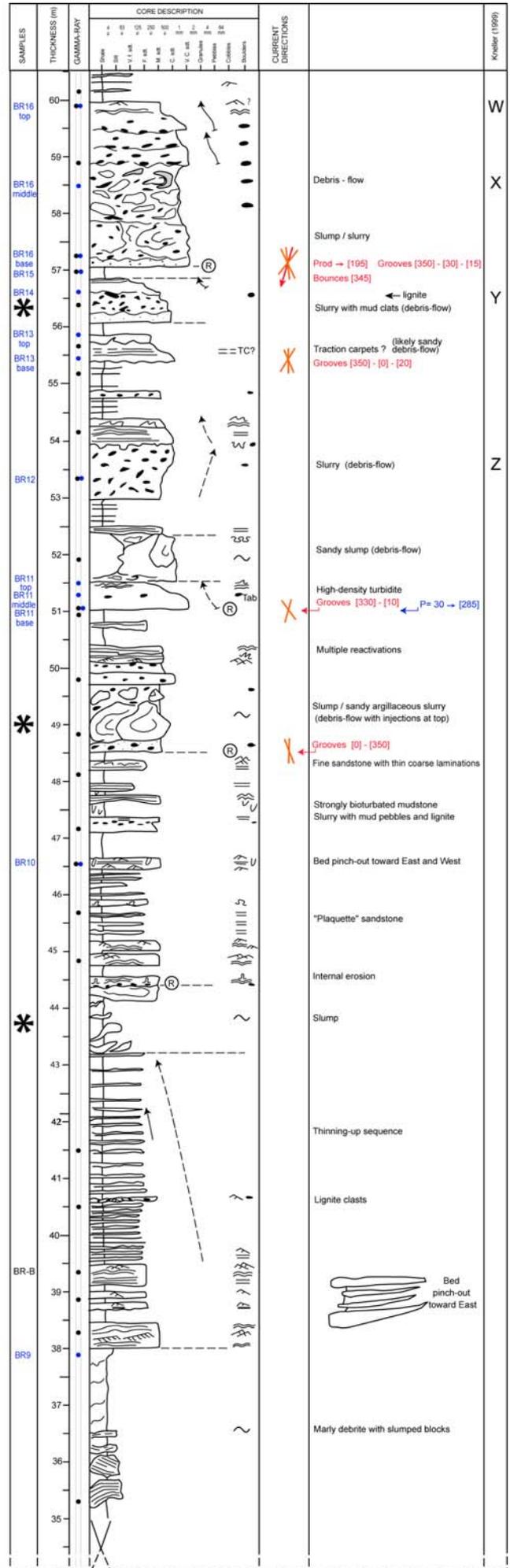
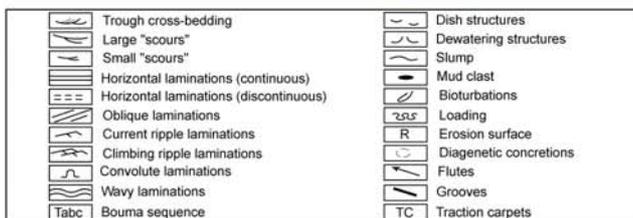
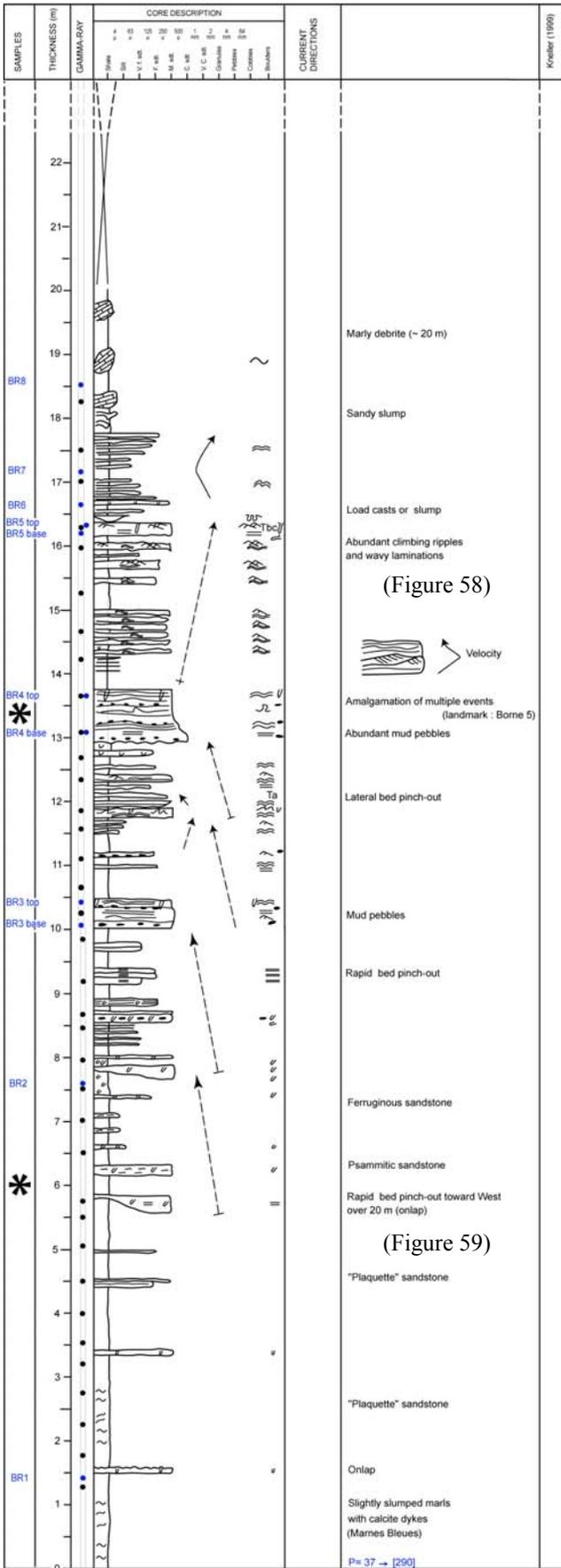
Ce changement de régime d'activité est en bon accord avec l'évolution du bassin, d'abord caractérisé par un régime flexural pouvant induire le jeu de failles normales, puis un régime compressif lié à la migration des chevauchements internes, faisant rejouer les accidents normaux en décrochements.

Coupe de la Crête de la Barre

Cette coupe située le long de la route de Braux permet d'étudier en détail les caractéristiques des faciès turbiditiques à proximité de l'onlap sur les Marnes Bleues. Le log détaillé est fourni en Figure 57 ci-après.

Conformément à la description des faciès gravitaires présentés en page 22, on a utilisé la dénomination "*debris-flow*" pour les faciès non granoclassés dont les structures témoignent d'un transport laminaire d'éléments centimétriques à décimétriques au sein d'une matrice sablo-silteuse (laminations parallèles, galets mous alignés); "*slump*" pour les faciès présentant des bancs nettement contournés et "*turbidite*" pour les faciès indiquant une transport par une suspension turbulente (granoclassement net, séquence de Bouma).

Le terme "*slurry*" est un terme uniquement descriptif utilisé lorsque le faciès comporte une part prépondérante de galets mous argileux mélangés à la matrice sablo-silteuse.



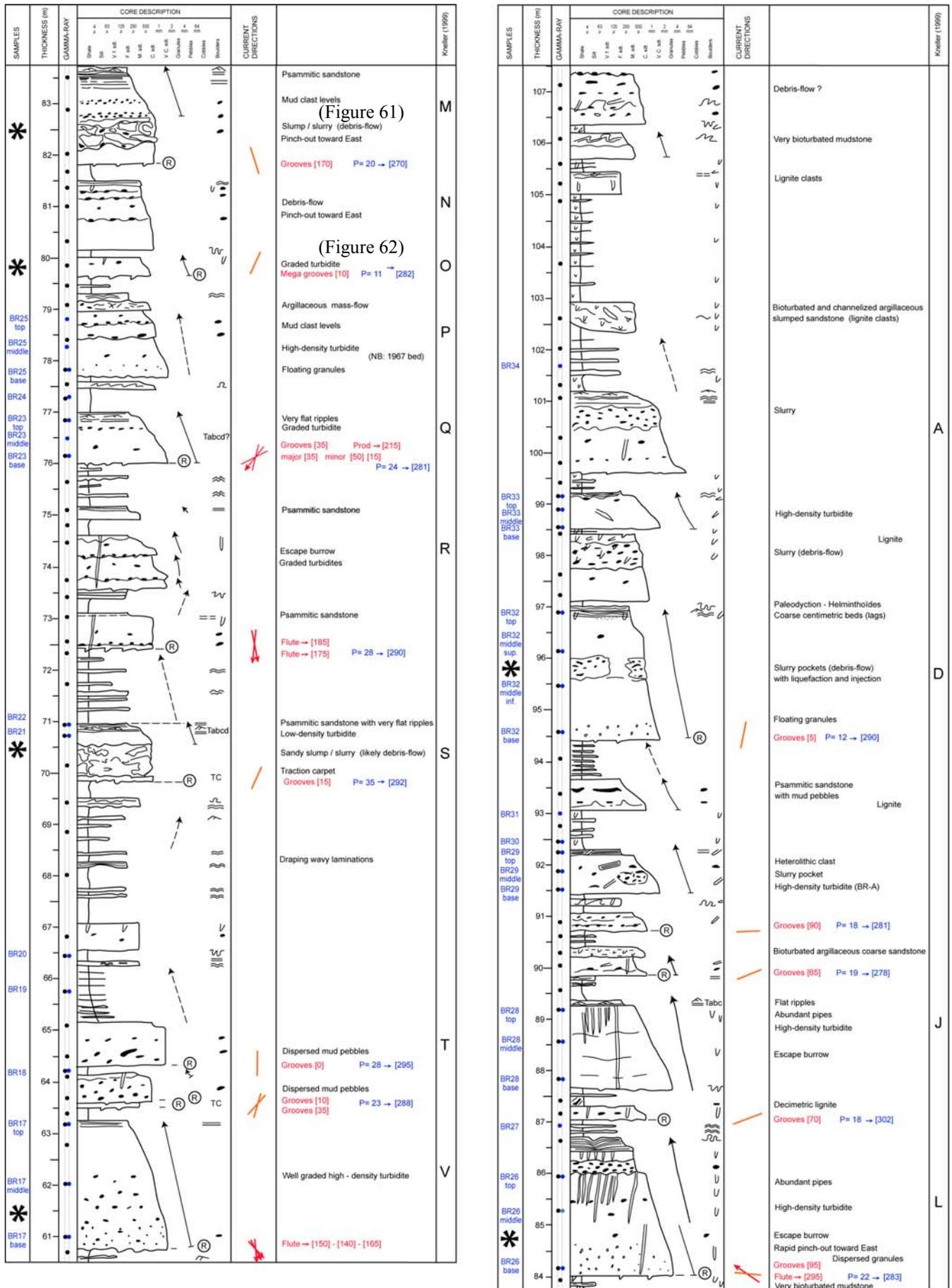


Figure 57 : Log sédimentologique des Grès d'Annot de la Crête de la Barre de long de la route de Braux (données consortium IFP « Turbidites »).

Les étoiles indiquent des observations particulièrement intéressantes.

Trois ensembles peuvent être reconnus :

(1) L'ensemble inférieur de 0 à 48 m est constitué essentiellement de bancs gréseux minces, de granulométrie fine à moyenne, très riches en laminations parallèles, laminations ondulées, convolutées et rides de courant, parfois grimpantes (Figure 58). Ces bancs sont interprétés comme des turbidites de basse densité de type Bouma (séquences Tb et Tc). Quelques bancs à évolution granocroissante puis décroissante pourraient être interprétés comme des hyperpycnites (Mulder *et al.* 2001). Une débruite très marneuse contenant des blocs carbonatés slumpés est interstratifiée entre les cotes 18 et 38 m : elle limite le membre inférieur et le membre supérieur de la Crête de la Barre..



Figure 58 : Turbidites de base densité Tbc le long de la route de Braux (cote 15,5 m).

A la base, le contact en onlap (Figure 59) montre une brusque diminution d'épaisseur des bancs gréseux, avec un changement net de leur pendage : il s'agit en fait d'un drapage de la paléopente par la partie fine de l'écoulement turbiditique. L'angle réel de la paléopente est beaucoup plus faible que l'angle apparent d'onlap, qui correspond à l'angle de migration du biseautage des bancs lorsque la pente aggrade (Figure 60 : Smith & Joseph 2004).

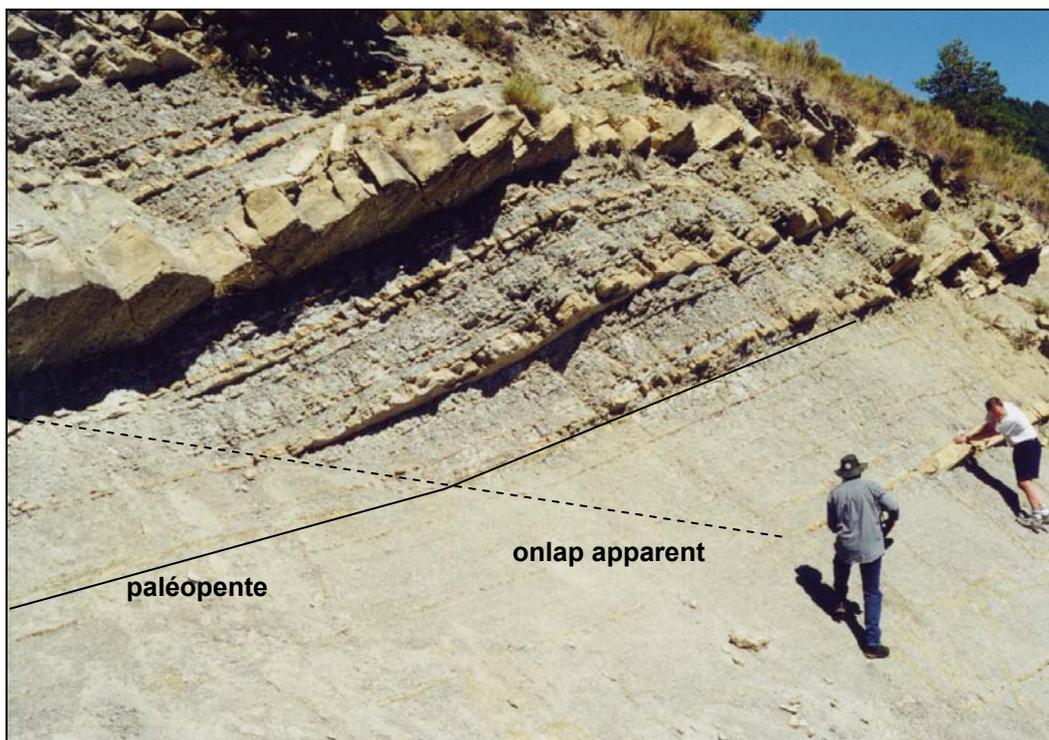


Figure 59 : Onlap apparent par interdigitation des turbidites fines dans les Marnes Bleues le long de la route de Braux (cote 6 m).

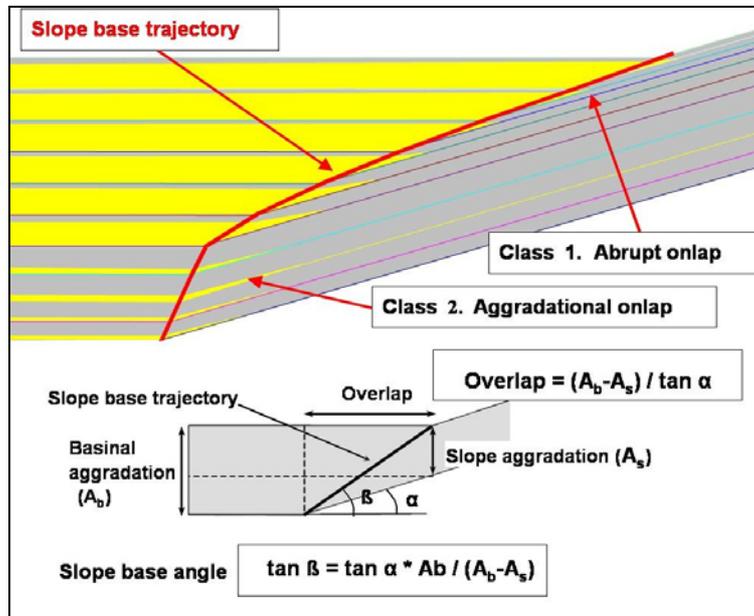


Figure 60 : Evolution de l'angle apparent d'onlap β (trajectoire de la base de pente) en fonction de l'angle de la paléopente α et des taux respectifs d'aggradation du bassin A_b et de la pente A_s (in Smith & Joseph 2004).

(2) L'ensemble médian de 48 à 84 m est caractérisé par des bancs plus épais (métriques) et plus grossiers (granulométrie très grossière à moyenne). De nombreux bancs contiennent des galets mous argileux ou sont caractérisés par une organisation tripartite (Figure 61) : grès massif à la base, unité chaotique médiane de type débrite (avec parfois des injections de sable en provenance de l'unité basale), grès granoclassé sommital. Ces trois ensembles sont génétiquement liés et ce « sandwich bed » est interprété comme résultant de l'interstratification d'une débrite au sein d'une turbidite, du fait de l'érosion de la pente latérale marneuse par le courant de turbidité de haute densité (Kneller & McCaffrey 1999). L'augmentation progressive de l'importance de la débrite vers la terminaison en onlap milite en faveur de cette hypothèse (Figure 61).

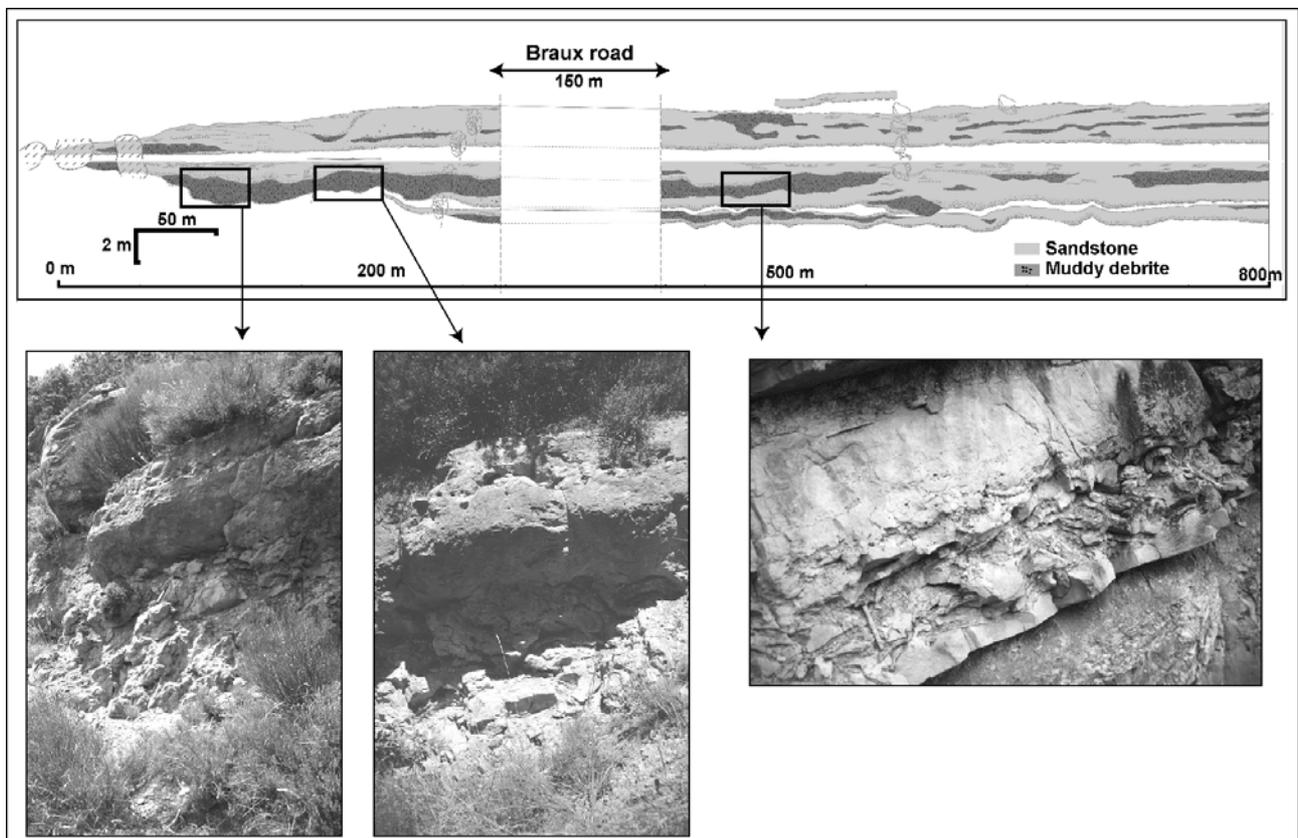


Figure 61 : Evolution latérale d'une débrite interstratifiée dans une turbidite le long de la route de Braux, modifiée de Callec (2001) (banc M : cote 83 m).

Dans cet ensemble, les figures de courant (flutes et grooves : Figure 62) sont nombreuses à la base des bancs et indiquent à plusieurs reprises des directions vers le sud (avec une dispersion importante) : elles sont donc très différentes de la direction moyenne des écoulements dans le synclinal (vers le NW) et sont en fait parallèles à la direction de la paléopente induite par le fonctionnement synsédimentaire de la paléofaille de Braux (orientée N-S).



Figure 62 : Megagrooves à la base du banc gréseux O (cote 80 m).

(3) L'ensemble supérieur de 84 à 107 m est constitué de bancs massifs plus homogènes, à galets mous moins abondants. Certains bancs montrent un très net granoclassement progressif (de grès très grossier à fin), des figures d'échappement d'eau (« pipes ») et des terriers d'échappement traversant l'ensemble du banc (bancs J et L). Il s'agit de vraies turbidites de haute densité. Les directions de courant sont maintenant à dominance vers l'ouest, donc perpendiculaires à la paléopente.

Cette évolution verticale des faciès est interprétée par Kneller & McCaffrey (1999) en termes de variations spatiales des écoulements. L'unité supérieure correspondrait à des écoulements divergents déplétifs en provenance de l'est, qui, par perte rapide de vitesse, déposeraient les turbidites de haute densité nettement granoclassées (étape 1 de la Figure 63).

Ces écoulements sont réorientés vers le sud en bordure de la paléopente : ils deviennent accumulatifs par convergence des lignes de courant (étape 2 de la Figure 63) : l'érosion de la paléopente par ces courants provoquent l'arrachage de galets mous et de bancs gréseux fins déposés antérieurement et leur interstratification comme débruite au sein de l'écoulement dense. Cette étape correspond aux « sandwich beds » de l'unité médiane.

La partie basale dense de l'écoulement turbiditique s'écoule ensuite de façon uniforme parallèlement à la pente (étape 3 de la Figure 63). La partie la plus diluée drapait la pente et peut être localement réfléchi. Elle dépose les turbidites fines de basse densité de l'ensemble inférieur.

Du fait de l'aggradation des turbidites, qui induit un retrait de la pente vers l'ouest par onlaps successifs, les zones de dépôt migrent également progressivement vers l'ouest (3, 2 puis 1) : cette migration engendre la séquence verticale des trois ensembles décrits précédemment : ensemble inférieur à turbidites fines, ensemble médian à débruites, ensemble supérieur à turbidites de haute densité.

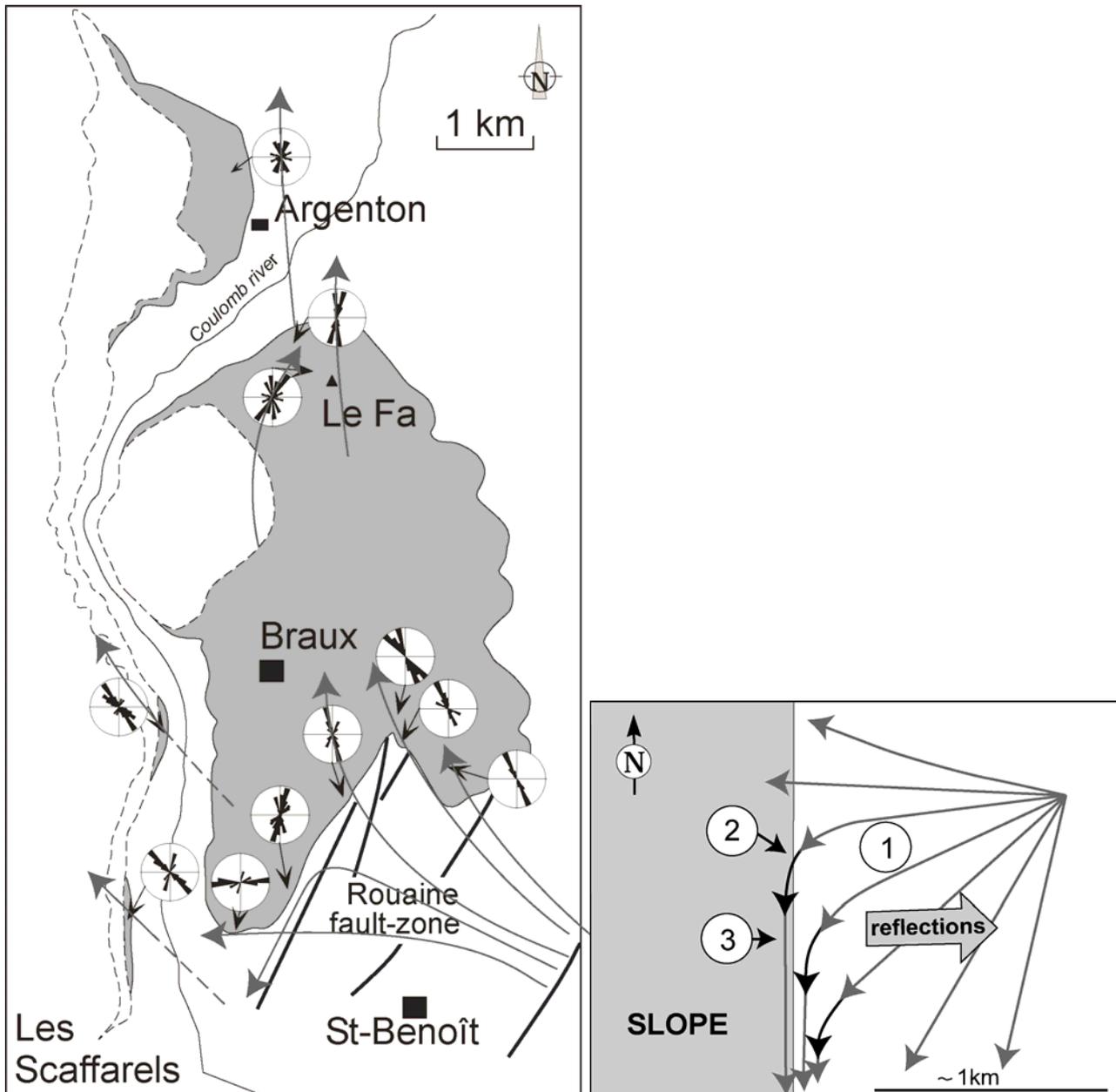


Figure 63 : Directions de courant dans le membre supérieur de la Crête de la Barre (modifiée de Callec 2004) et schéma d'évolution des lignes de courant et du régime de dépôt d'un écoulement turbiditique à proximité d'une pente (modifié de Kneller & McCaffrey 1999).

Des mesures de gamma ray spectral (potassium, thorium, uranium) ont été effectuées systématiquement sur cette coupe au moyen d'un appareil portable (Figure 64). La signature log est en bon accord avec l'interprétation faciologique précédente.

L'ensemble inférieur à turbidites fines de basse densité est caractérisée par des valeurs faibles et relativement constantes en potassium et thorium, due à la proportion forte en boue carbonatée dans ces dépôts de faible énergie drapant la pente.

L'ensemble médian à débris intercalées au sein de turbidites présente des valeurs plus élevées du potassium et du thorium (présence de clastes argileux), avec toutefois des variations peu importantes du fait du mauvais classement des dépôts.

Dans l'ensemble supérieur, les turbidites de haute densité granoclassées montrent des évolutions verticales nettes, avec soit une augmentation progressive de la radioactivité de la partie basale grossière au sommet fin argileux (banc L par exemple), soit une légère décroissance puis une croissance (banc J) : cette évolution fréquente pourrait s'expliquer par une plus forte proportion de grains de feldspaths potassiques (radioactifs), plus gros que les grains de quartz, dans la partie basse des bancs turbiditiques. Les deux évolutions sont donc toutes deux liées au granoclassement de la turbidite, avec une ségrégation des grains les plus grossiers à sa base.

L'ensemble de la séquence est caractérisée par une augmentation globale en potassium et thorium, avec une variabilité plus importante vers le haut : cette augmentation reflète bien l'évolution verticale des dépôts fins riches en marnes proches de l'onlap, vers des turbidites gréseuses riches en feldspaths potassiques et recouvertes de faciès fins plus argileux, dans une position plus axiale du bassin.

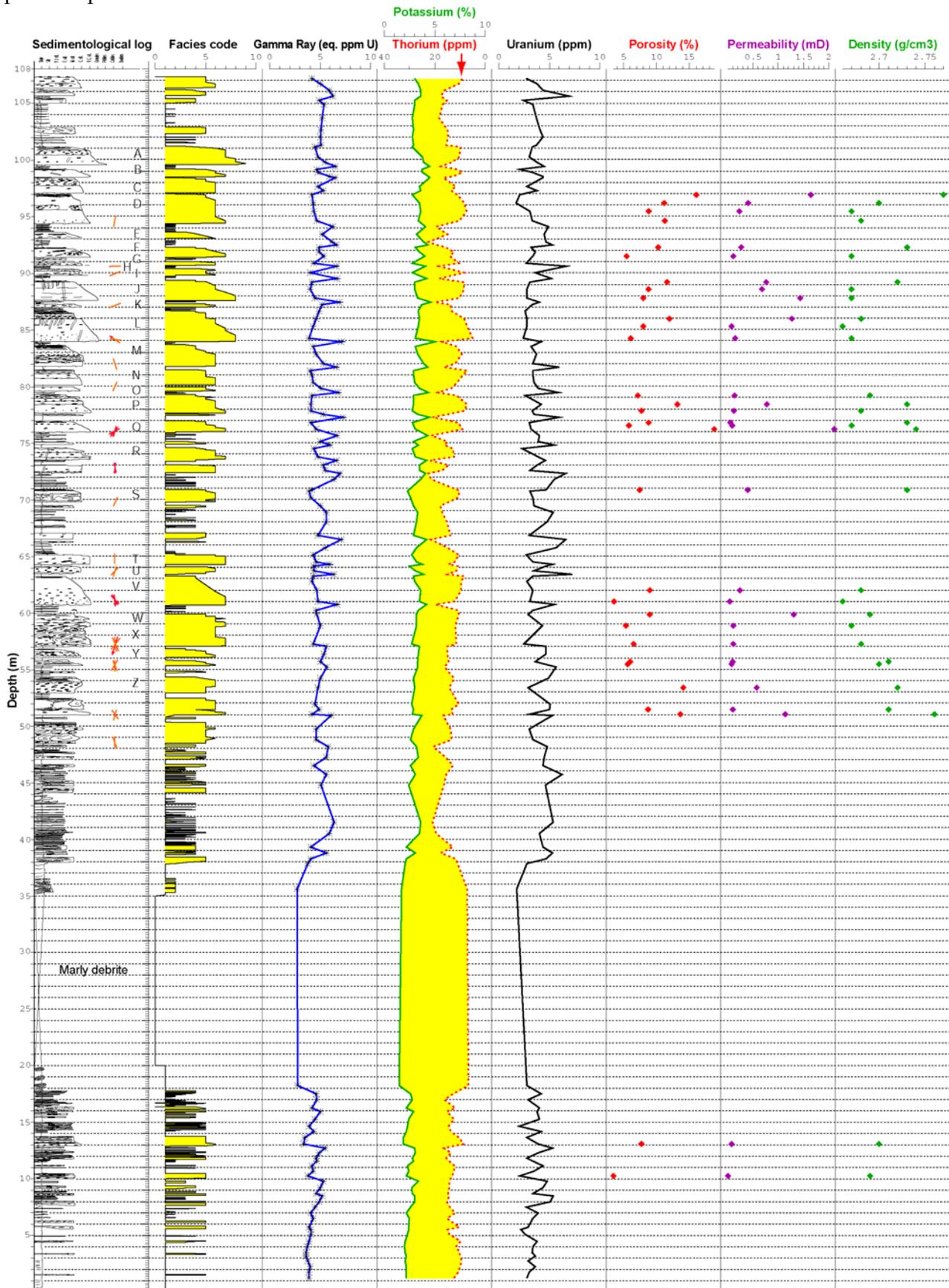


Figure 64 : Signature diagraphique de la coupe de la Crête de la Barre (route de Braux).

Arrêt n° 3 : Panorama du mégaglisement des Gastres

Le virage à l'extrémité de la coupe de Crête de la Barre permet d'observer l'organisation interne de l'unité C, appelée mégaglisement ou mégaslump des Gastres, qui affleure en rive droite du Coulomp (localisation sur la Figure 52 p. 72 : point de vue 3). Cette unité massive, de forme lenticulaire, présente une épaisseur maximale de 100 m (Callec 2004 : Figure 65). Sa base érode parfois en totalité le membre supérieur de la Crête de la Barre (unité B) : l'unité des Gastres repose alors sur les Marnes Bleues, mais disparaît rapidement en quelques centaines de mètres par onlap vers l'WSW. L'unité est constituée de bancs gréseux massifs microconglomératiques, contenant des granules ou des petits galets centimétriques, emballés dans une matrice sableuse. Vers Argenton au nord, la taille des éléments peut atteindre 15 cm (Callec 2004).

L'organisation interne de la barre est très chaotique. Callec (2004) y distingue quatre zones :

- les zones a et c sont caractérisées par des plis de grande taille, interprétés comme de grandes charnières de slumps synsédimentaires (Stanley *et al.* 1978). Ils sont en effet recouverts par l'unité sus-jacente des Scaffarels, non déformée ;
- la zone b est marquée par une ensemble de failles compressives obliques, à déplacement apparent vers le nord ;
- la zone d est constituée d'un ensemble de bancs gréseux massifs.

L'unité est ainsi classiquement interprétée comme un mégaglisement gravitaire sur la pente du bassin, glissant du sud vers le nord, et vraisemblablement induit par une activité tectonique : on observe en effet à plusieurs reprises des failles synsédimentaires scellées par la barre conglomératique (Figure 66). Puigdefabregas *et al.* (2004) considèrent également que cette unité enregistre un évènement tectonique significatif, qui accroît soudainement l'apport en sables grossiers et graviers (probablement contemporain de la mise en place des conglomérats à Saint Antonin, au début du Rupélien). Ils rejettent toutefois l'idée d'un grand glissement gravitaire unique, et considèrent que les plis synsédimentaires sont induits par l'arrivée brutale d'un écoulement grossier, hyperconcentré, qui délamine et déforme les dépôts précédents.

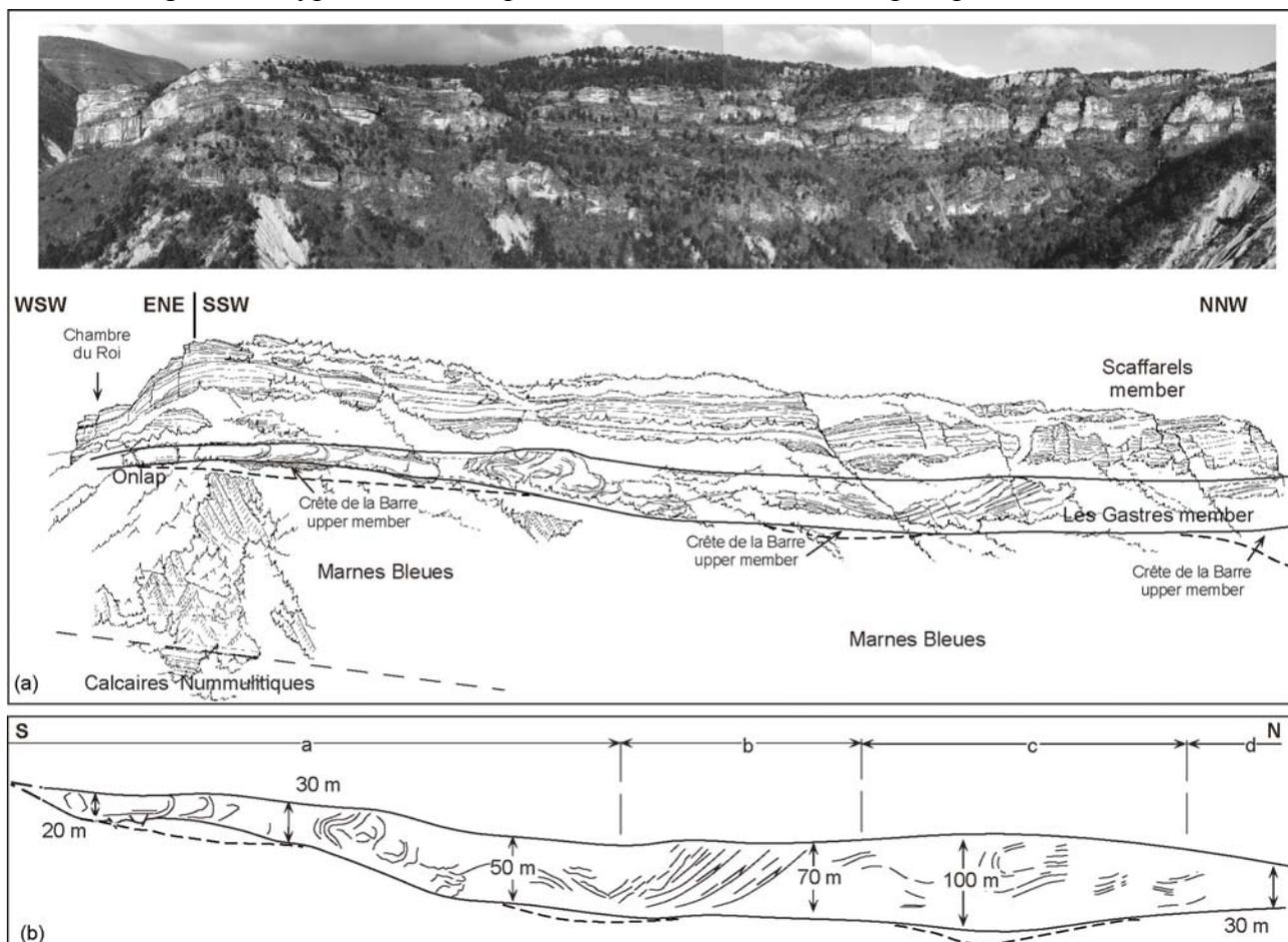


Figure 65 : Panorama du mégaglisement des Gastres vu depuis la route de Braux (modifié de Callec 2004).

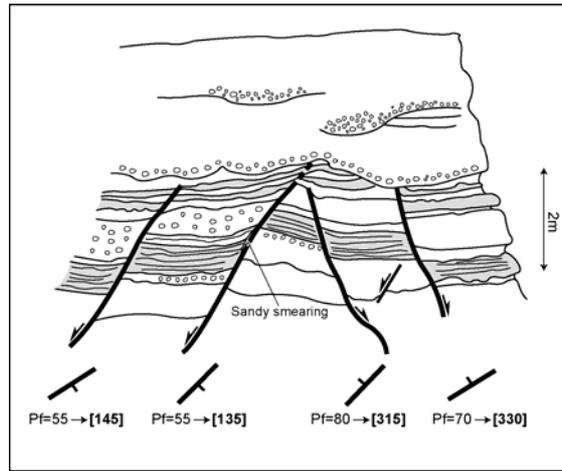


Figure 66 : Failles synsédimentaires scellées par la barre conglomératique du glissement des Gastres.

Arrêt n° 4 : Annot. Chenaux de transit des Scaffarels - la Chambre du Roi.

Le but de cet arrêt est d'examiner l'architecture 3D d'un système de transit chenalisé, très riche en sable et de discuter l'interprétation des faciès en termes de processus.

Panorama des Scaffarels

Les affleurement étudiés correspondent aux falaises très bien exposées et localisées à l'est de la ville d'Annot, au dessus du village des Scaffarels : ils sont limités à l'ouest et au sud par la vallée de la Vaire et à l'est par celle du Coulomp (localisation en Figure 52 p. 72 : point C). Ils sont situés à l'ouest des affleurements de la route de Braux et correspondent aux unités **D** et **E** des Scaffarels, sus-jacentes aux unités de la Crête de la Barre et des Gastres (unités **B** et **C**), étudiées précédemment (cf. panorama de la Figure 53).

Ces falaises sont connues sous le nom des affleurements des Scaffarels ou de la Chambre du Roi : elles offrent une très bonne vue sur trois côtés, qui permet la reconstitution tridimensionnelle de l'architecture des dépôts. Cinq panoramas de détail (dont la position est indiquée en Figure 52) ont été pris tout au long de la falaise et montés en un panorama général (Figure 68) : celui-ci montre la poursuite de l'onlap vers l'ouest des Grès d'Annot sur les Marnes Bleues, avec un biseutage progressif des bancs basaux. Cette surface d'onlap (en bleu clair sur la figure) est souvent marquée par des figures de courant de type flutes, qui indiquent un écoulement vers le NNW (Figure 67).



Figure 67 : Flute casts au contact entre Marnes Bleues et Grès d'Annot (coupe des Garambes).

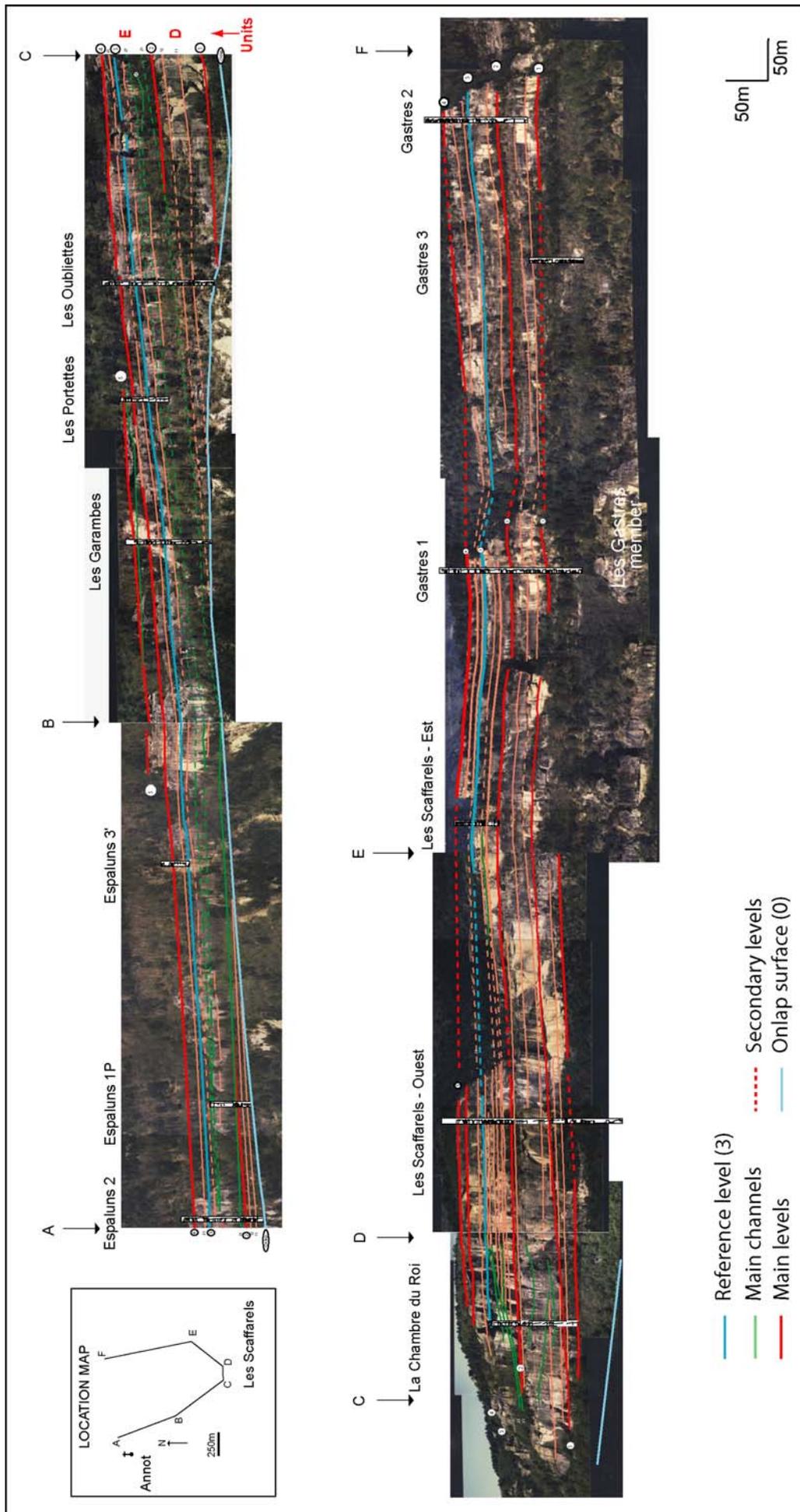


Figure 68 : Panorama général des affleurements d'Annot – La Chambre du Roi (Joseph *et al.* 2000).

Des surfaces continues (en rouge sur la Figure 68 et la Figure 69) peuvent être suivies tout au long de l’affleurement : elles correspondent à des niveaux hétérolithiques fins, qui délimitent des unités gréseuses tabulaires (unité **D** entre les surfaces 1 et 2, unité **E** entre 2 et 5). Les panoramas de détail, tels que celui pris en face des Scaffarels à partir du point 4 de la Figure 53 (Figure 69), montre l’existence à l’intérieur de ces unités tabulaires de grandes surfaces d’incision, qui tronquent les dépôts précédents sur plusieurs mètres : par exemple, entre les surfaces 2 et 3, les trois surfaces d’érosion 21, 25 et 27 (en vert sur la Figure 69) érodent latéralement plus de 30 m de bancs gréseux tabulaires alternants avec des niveaux hétérolithiques (coupe des Scaffarels Ouest) : elles sont remplies par des grès grossiers massifs dépourvus de niveaux fins.

Ces incisions ont été interprétées par Hilton (1995) et McCaffrey & Kneller (2004) comme des grandes structures d’affouillement (« large scours »), développées localement et remplies quasi instantanément. Comme elle peuvent être suivies sur plusieurs centaines de mètres, nous les interprétons plutôt comme des chenaux, permettant un transit pérenne du matériel grossier (Joseph *et al.* 2000, Callec 2004).

Le panneau de corrélation construit à partir des panoramas photos et des coupes sédimentologiques montre l’architecture de ce système très sableux (la proportion de sables est de 98 %), avec la fermeture par onlap de l’unité **D** vers l’ouest (Espaluns 3) et dans l’unité **E** plusieurs chenaux imbriqués de profondeur pluridécamétrique, incisant les dépôts tabulaires latéraux (Figure 70). Le sommet de l’unité est plus tabulaire, avec des chenaux plus limités (les Portettes).

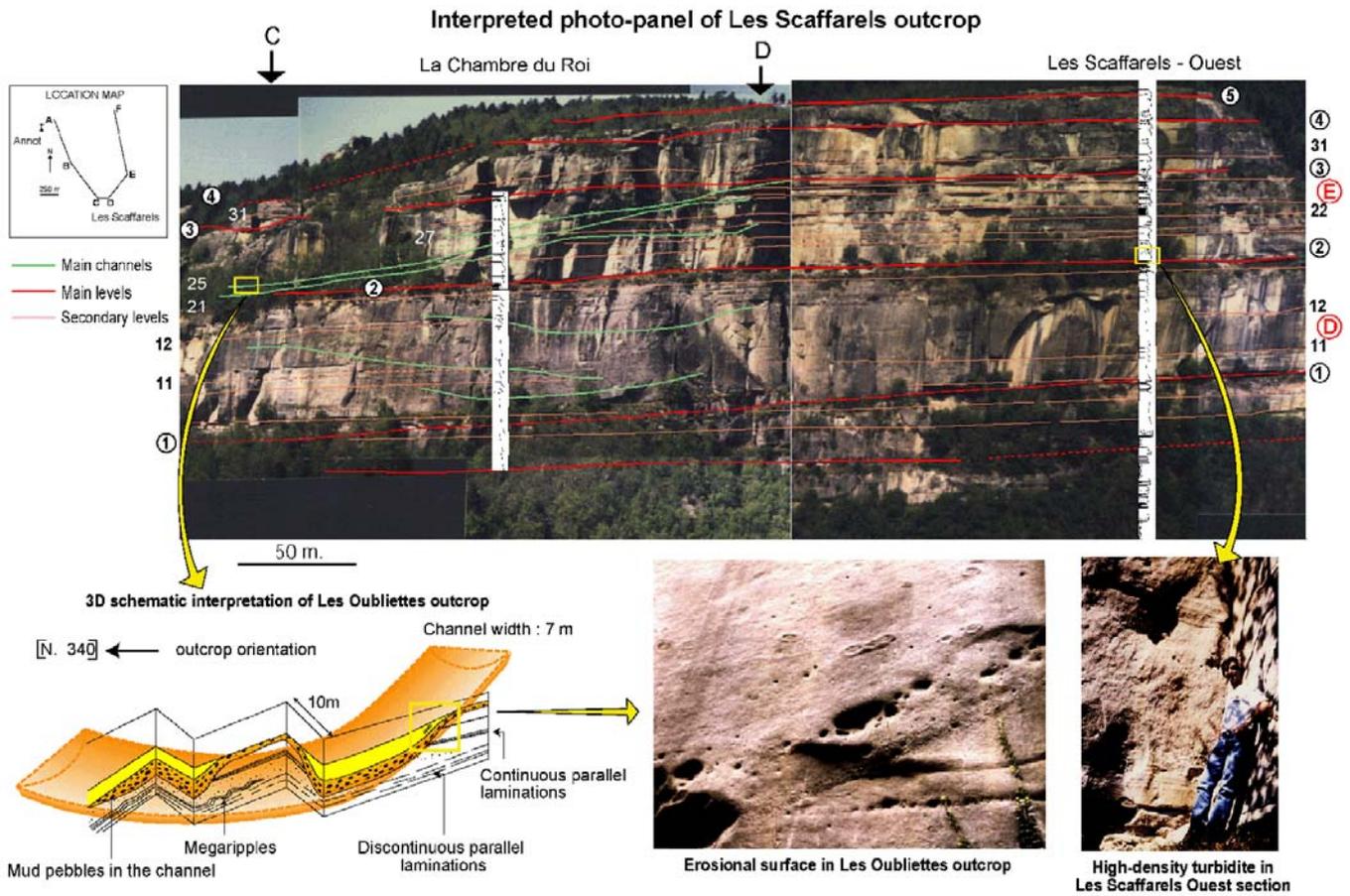


Figure 69 : Panorama de détail des Scaffarels vu depuis le point de vue 4 de la Figure 52 (Joseph *et al.* 2000).

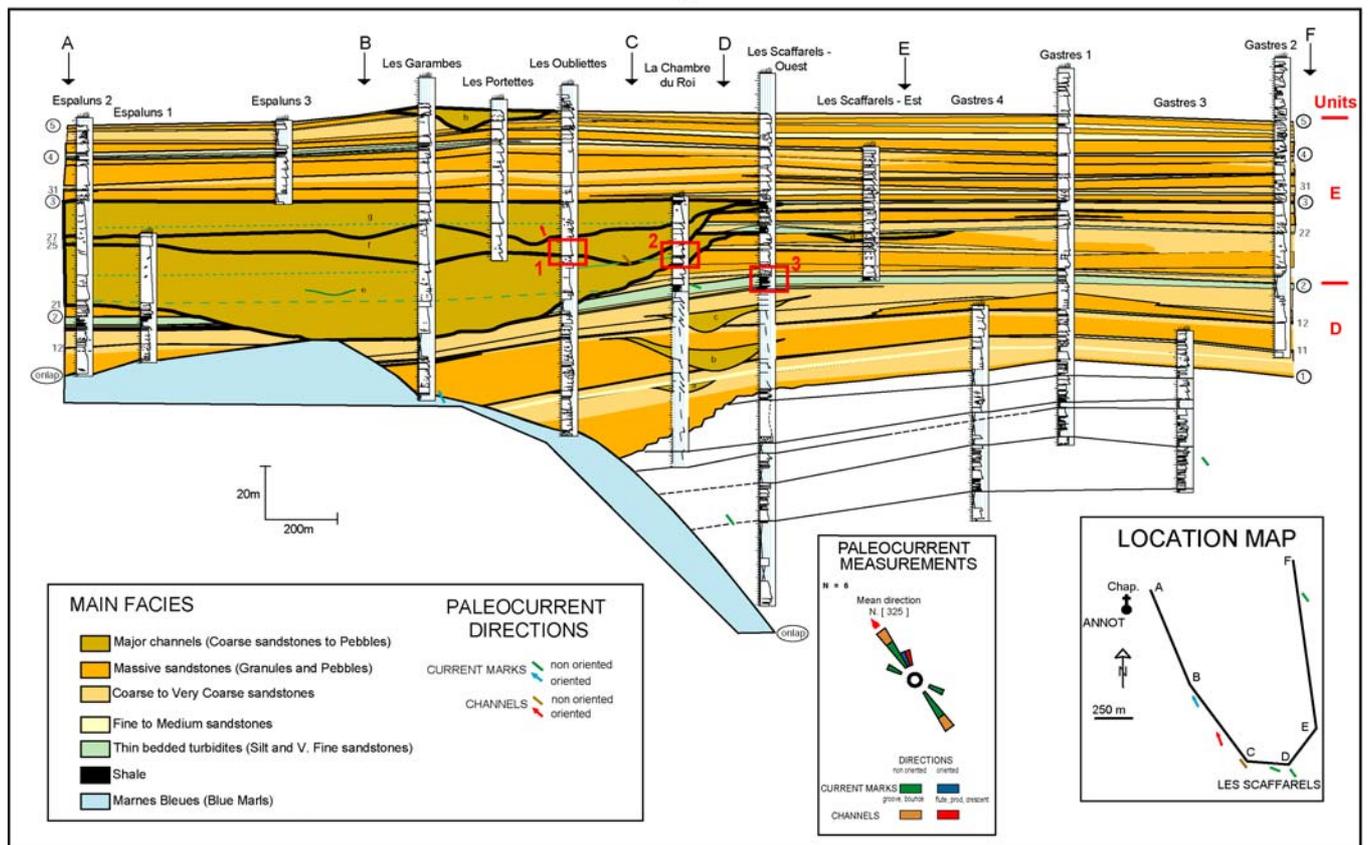


Figure 70 : Corrélation générale des affleurements d'Annot – La Chambre du Roi (Joseph *et al.* 2000).

La restauration de ce panneau dans sa position spatiale exacte permet de reconstruire plus précisément la géométrie 3D du système chenalisé (Figure 71). Le panorama A-C (Espaluns – Garambes) est orienté N330 et parallèle à la direction moyenne des courants N325 : le système chenalisé apparaît de ce fait très étendu dans cette direction. Par contre, le panorama C-E (La Chambre du Roi – les Scaffarels) est orienté N90 et perpendiculaire aux directions de courant : les chenaux (que l'on voit alors en section) y apparaissent très érosifs et leur bordure se biseaute très rapidement vers l'est. La variation des directions de courant de N290 au sud (Chambre du Roi) à N335 au nord (Garambes) indique un chenal de faible sinuosité, qui a pu être carté jusqu'au Fugeret, à 4 km au nord (Callec 2004). Au niveau de la coupe d'Espaluns 3, la base de ce système chenalisé érode jusqu'aux Marnes Bleues et sa profondeur dépasse 45 m. Le matériel graveleux remplissant les chenaux est piégé contre la paléopente, vraisemblablement à cause de la déflexion des courants de haute densité par la surface d'onlap qui présente une morphologie courbe (Puigdefabregas *et al.* 2004). Ce phénomène hydrodynamique est probablement renforcé par un tilt tectonique vers l'ouest, qui fait migrer les dépocentres dans cette direction.

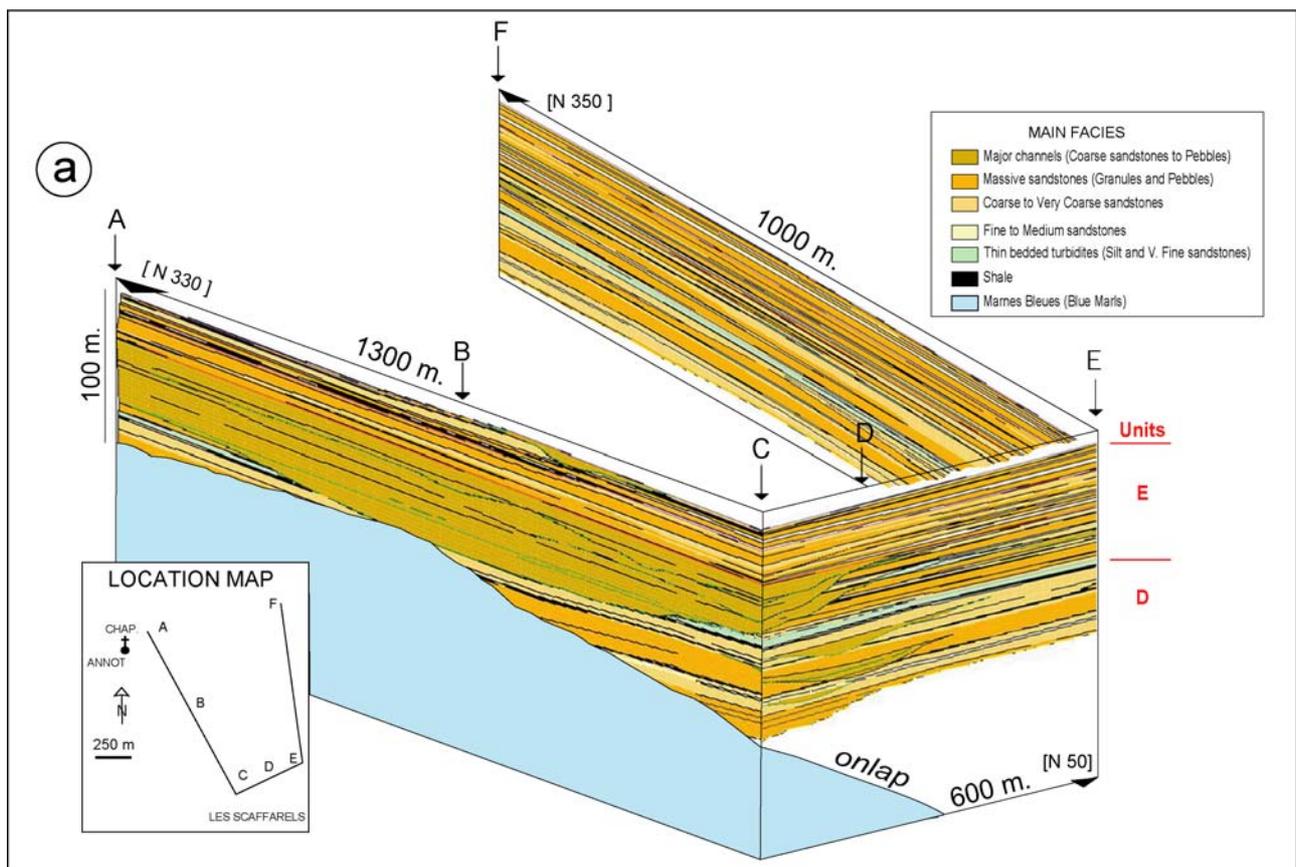


Figure 71 : Reconstitution 3D du système de transit chenalisé d'Annot (Joseph *et al.* 2000).

L'accès aux affleurements se fait par le chemin permettant d'accéder depuis la gare SNCF aux itinéraires d'escalade (cf. Figure 52 p. 72). On peut y observer l'ensemble de la série, avec notamment le contact en onlap (base de la coupe des Oubliettes) qui montre un biseautage très rapide des premiers bancs de grès sur les Marnes Bleues.

Après un ensemble mal affleurant de turbidites grossières correspondant à l'unité **D**, les affleurements des Oubliettes, de la Chambre du Roi et des Scaffarels Ouest permettent d'observer l'architecture de détail et les faciès constitutifs des chenaux de transit de l'unité **E** et des unités tabulaires latérales (cf. localisation précise en Figure 70).

Affleurement des Oubliettes – Chenaux de transit

L'affleurement des Oubliettes (localisé 1 sur la Figure 70 p. 87) permet de « rentrer » dans l'unité gréseuse massive E à la faveur d'une fracture entre deux blocs, dont la trajectoire en zigzag permet de reconstituer précisément la géométrie d'un des chenaux érosifs (Figure 69 : Joseph *et al.* 2000 et Figure 72). La base de ce chenal est marquée par un niveau décimétrique à galets et granules et, dans les dépressions, par une accumulation de galets mous argileux, que l'on retrouve sur plusieurs faces de la paroi : le chenal apparaît très érosif et étroit (largeur de l'ordre de 10 m pour une profondeur de 3 m) et faiblement sinueux (sinuosité d'environ 1.10). Son orientation moyenne est N340. Il tronque un ensemble de bancs massifs très grossiers, amalgamés (pas d'interlits argileux). La base de ces bancs est souvent érosive et soulignée par une accumulation de granules et petits galets. On observe dans les bancs des laminations planes frustres ou ondulées, des mégarides en traction – suspension migrant vers le nord, et parfois des carpettes de traction grossières, à granoclassement inverse à leur base : ils sont interprétés comme des faciès F4 de Mutti (1992), qui enregistreraient un transit important du matériel grossier ("by-pass"). Le chenal érosif est rempli par des sables massifs très grossiers, localement riches en galets à la base, avec ensuite le développement de structures en coupelles et au sommet un granoclassement frustré (grès grossier à moyen) associé à des structures tractives Tb ou Tc. Des concrétions diagénétiques arrondies se développent localement (cf. photo de détail des Oubliettes en Figure 69). Ces faciès de remplissage de chenal sont interprétés comme résultant d'écoulements très concentrés (granulaires), partiellement turbulents à leur sommet (faciès F5 de Mutti 1992).

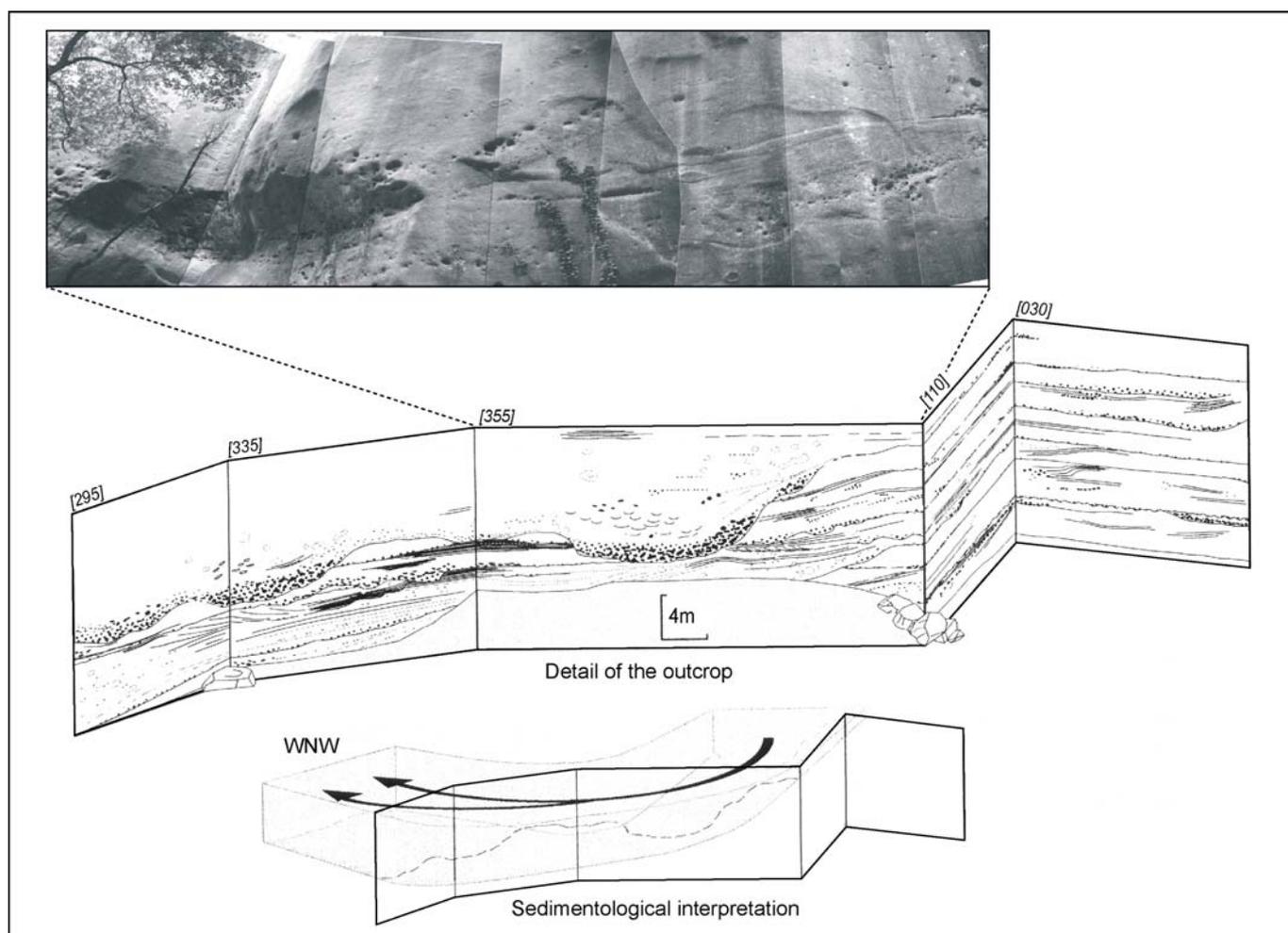


Figure 72 : Géométrie d'un chenal de l'unité E des Garambes (photo de McCaffrey & Kneller 2004 ; dessin de Callec 2001).

Affleurement de la Chambre du Roi

Cet affleurement (localisé 2 sur la Figure 70 p. 87) permet d'observer les faciès de bordure de chenal (Figure 73). Les bancs plurimétriques montrent une nette organisation verticale de grès à galets centimétriques et galets mous argileux (Faciès F5), à des grès moyens (faciès F7 - F8) puis des grès fins à laminations parallèles (faciès F9), très fortement convolutés par le cisaillement induit par l'écoulement sus-jacent. Ce niveau supérieur, dans lequel on observe des « poches » de galets centimétriques, reliques d'un écoulement très grossier, est tronqué par une surface d'érosion plane surmontée d'un grès à graviers millimétriques.

Ces observations soulignent le caractère très érosif des écoulements.

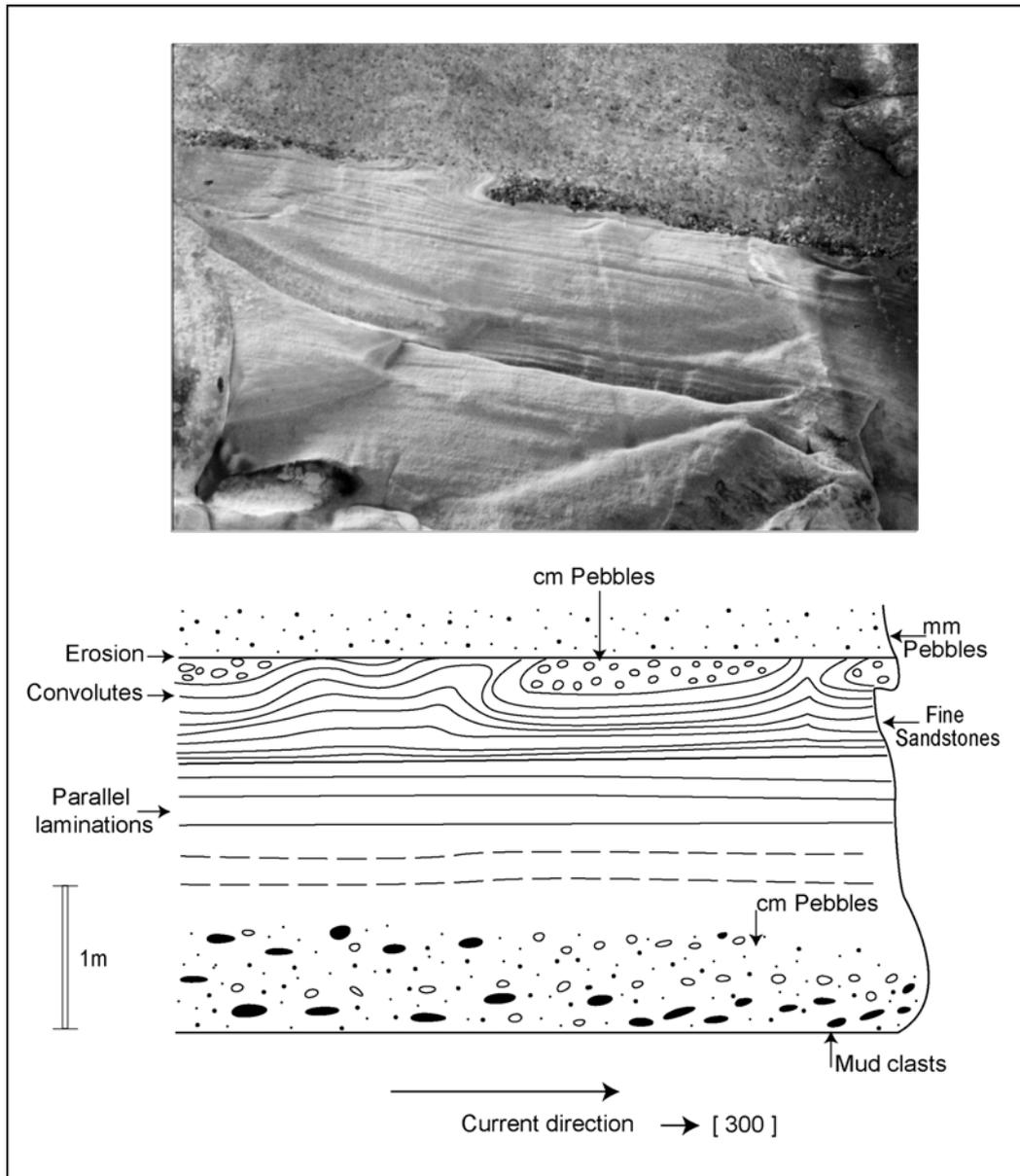


Figure 73 : Déformations internes dans le remplissage grossier des chenaux de la Chambre du Roi.

Affleurement des Scaffarels Ouest – Dépôts tabulaires latéraux

Cet affleurement (localisé 3 sur la Figure 70 p. 87) est situé le long de la corniche au milieu de la falaise et permet d'observer les niveaux hétérolithiques interstratifiés dans les dépôts tabulaires latéraux au système chenalisé (niveau 2, appelé « Les Scaffarels member » par Hilton 1995 : cf. Figure 51 p. 71).

Ces niveaux hétérolithiques sont constitués d'une alternance décimétrique de bancs gréseux minces (5 à 40 cm) et d'interbancs silteux. La granulométrie des bancs gréseux varie de moyenne à fine. Ils sont fortement bioturbés, et leur surface sommitale est souvent modelée par les rides (Figure 74). Ils présentent de forte variation d'épaisseur en quelques mètres. Ces bancs sont donc interprétés comme des turbidites de basse densité Tabc ou Tbc (faciès F9 de Mutti 1992) : ils correspondent soit aux dépôts de débordement d'un système chenalisé latéral, soit à une réduction des apports clastiques liée à l'abandon du système.

Les bancs gréseux sus-jacents sont d'épaisseur métrique à plurimétrique, avec une granulométrie de petits galets à sable fin. Leur épaisseur varie peu et ils sont fréquemment séparés par des diastèmes plans ou des interlits argileux. Certains d'entre eux sont nettement granoclassés (cf. photo de détail des Scaffarels Ouest en Figure 69). Ces bancs sont donc interprétés comme des turbidites de haute densité (faciès F5 et F8).

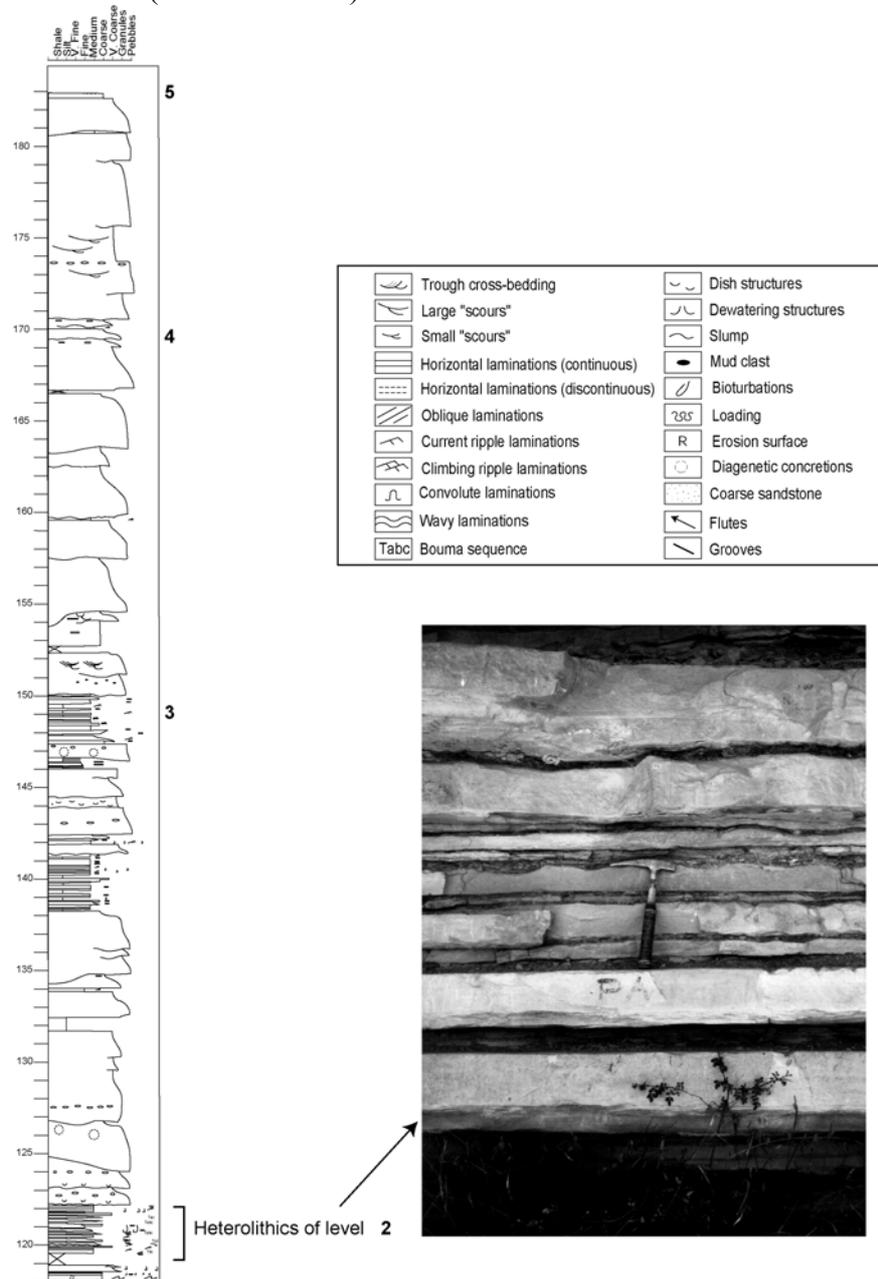


Figure 74 : Dépôts hétérolithiques dans la coupe des Scaffarels Ouest (niveau 2).

Interprétation en termes de processus

L'interprétation de ces différents faciès en termes de processus est encore très débattue. L'importance des structures tractives et le faible granoclassement dans le remplissage des systèmes chenalisés indiquerait plutôt une dominance d'un fonctionnement en by-pass d'écoulements très concentrés, peu turbulents, qui assureraient donc majoritairement un transit du matériel grossier vers les zones aval du Grand Coyer et de Chalufy, via des chenaux en tresses éphémères canalisant des écoulements relativement uniformes.

Par contre, le développement de turbidites de haute densité dans les niveaux gréseux tabulaires indiquerait des écoulements plus turbulents, déplétifs et non chenalisés, s'étalant sous forme de lobes sur le fond du bassin. Les turbidites de basse densité des niveaux hétérolithiques interstratifiés correspondraient soit aux dépôts de débordement d'un système chenalisé latéral, soit à une réduction des apports clastiques liée à l'abandon du système.

Dans le synclinal d'Annot, l'organisation verticale de l'ensemble de la série enregistre d'abord le remplissage du fond du bassin par des faciès de lobes turbiditiques, confinés latéralement par des paléopentes en partie contrôlées par le jeu de failles synsédimentaires (unités **A** et **B** de Braux), puis après la mise en place du mégaglisement des Gastres (unité **C**), le dépôt de faciès très concentrés, remplissant des chenaux de transit parfois fortement érosifs (unités **D** et **E** des Scaffarels) : cette deuxième phase coïncide avec le remplissage total du bassin fermé d'Annot, et son débordement vers l'aval (Chalufy) à travers la gouttière morphologique étroite du Grand Coyer.

Chalufy

Philippe JOSEPH

La troisième journée de cette excursion est consacrée à l'étude de la partie distale des sous-bassins d'Annot et Sanguinière, connectés au Rupélien inférieur. L'affleurement étudié est situé sur la marge sud du Massif des Trois Evêchés, à mi distance entre Allos et Digne-les-Bains (localisation en Figure 3 p. 11).

Durant cette journée, on étudiera différentes architectures de dépôt (lobes tabulaires, large incisions) et on examinera en détail la géométrie en onlap des lobes gréseux sur la paléopente des Marnes Bleues : on discutera notamment l'impact des différents types d'écoulements gravitaires sur l'architecture des biseaux turbiditiques en bordure de cette pente et les faciès induits.

Cadre géologique général

Les affleurements de Chalufy sont situés à 6 km au nord de Thorame Haute et 23 km au NW d'Annot. On y accède depuis le village de La Valette, distant de 3 km, par un chemin pentu montant dans le ravin de Raichas (Figure 75). La durée de la montée est d'environ 1h30.

Du Sommet de Denjuan au Défens des Barres, le flanc sud de la Montagne de Chalufy permet d'observer en continu, sur 3 km, l'onlap spectaculaire des Grès d'Annot sur la paléopente des Marnes Bleues. Cette paléopente peut être suivie en continuité sur 30 km vers le NW le long du Massif des Trois Evêchés, jusqu'à Dormillouse : on voit progressivement apparaître les niveaux inférieurs de la série des Grès d'Annot, dont l'épaisseur totale cumulée atteint 1200 m (Ravenne *et al.* 1987).

Au Priabonien et Rupélien inférieur, le secteur de Chalufy correspondait donc à la bordure sud du bassin des Trois Evêchés, qui constituait la partie aval du bassin septentrional de Sanguinière et du bassin méridional d'Annot – Grand Coyer (Figure 18 p. 25). Ces bassins sont connectés à partir du Rupélien (unité C), après le débordement de la gouttière du Grand Coyer (Figure 12 p. 21).

Les affleurements sont orientés NW-SE et sont donc obliques par rapport aux paléocourants, d'orientation moyenne N280. Un chemin tracé, passant par la cabane de Chalufy jusqu'à Colle Meyère, permet d'examiner l'évolution de l'onlap : on peut ensuite regagner la Valette en redescendant le long de l'Issole par le Refuge de Boules (cf. itinéraire complémentaire en Figure 75). La durée totale de ce circuit est d'environ 5h.

Arrêt n° 1 : Panorama de Peymian. Architecture générale de la série.

Le panorama pris du sommet de Peymian (2156 m : point de vue 1 de la Figure 75) permet d'avoir une vue globale des affleurements (Figure 76) : à la base, l'onlap des Grès d'Annot sur les Marnes Bleues se suit en continuité sur 3 km vers le SE. La série des Grès d'Annot est caractérisée par l'alternance d'unités gréseuses (dont l'épaisseur atteint jusqu'à 100 m) et de niveaux pluridécamétriques riches en argiles et bancs hétérolithiques. La proportion globale des sables est voisine de 55 %, bien inférieure à celle des dépôts correspondants d'Annot (97 %) et du Grand Coyer (81 %). Les Marnes Bleues et l'extrême base de la série gréseuse sont datées Priabonien supérieur (zone P16), puis le reste est daté Rupélien inférieur (zone P18-NP21 : du Fornel 2003).

Quatre unités gréseuses majeures (C, C', D et E) peuvent être corrélées tout au long de l'affleurement (Figure 77), en dépit de l'existence d'un réseau de failles qui peuvent décaler fortement la série. Elles correspondent aux séquences de dépôt de 4^{ème} ordre précédemment indentifiées à Saint Antonin et Annot.

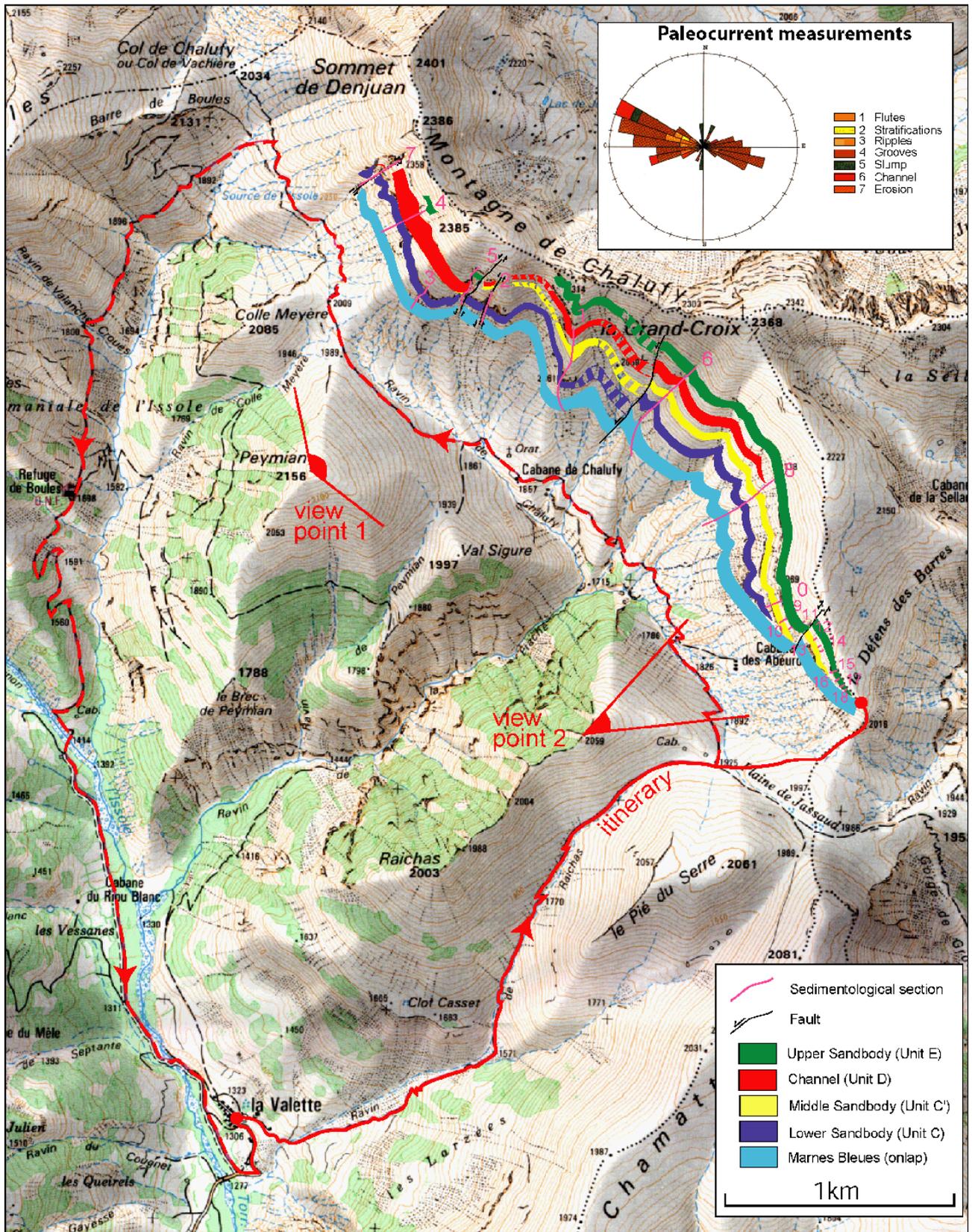


Figure 75 : Itinéraire et carte géologique simplifiée des affleurements de Chalufy (modifiée de Joseph *et al.* 2000). Le point de vue 1 correspond au panorama général depuis le sommet de Peymian de la Figure 76 et le point de vue 2 au panorama de détail du Defens des Barres de la Figure 80.

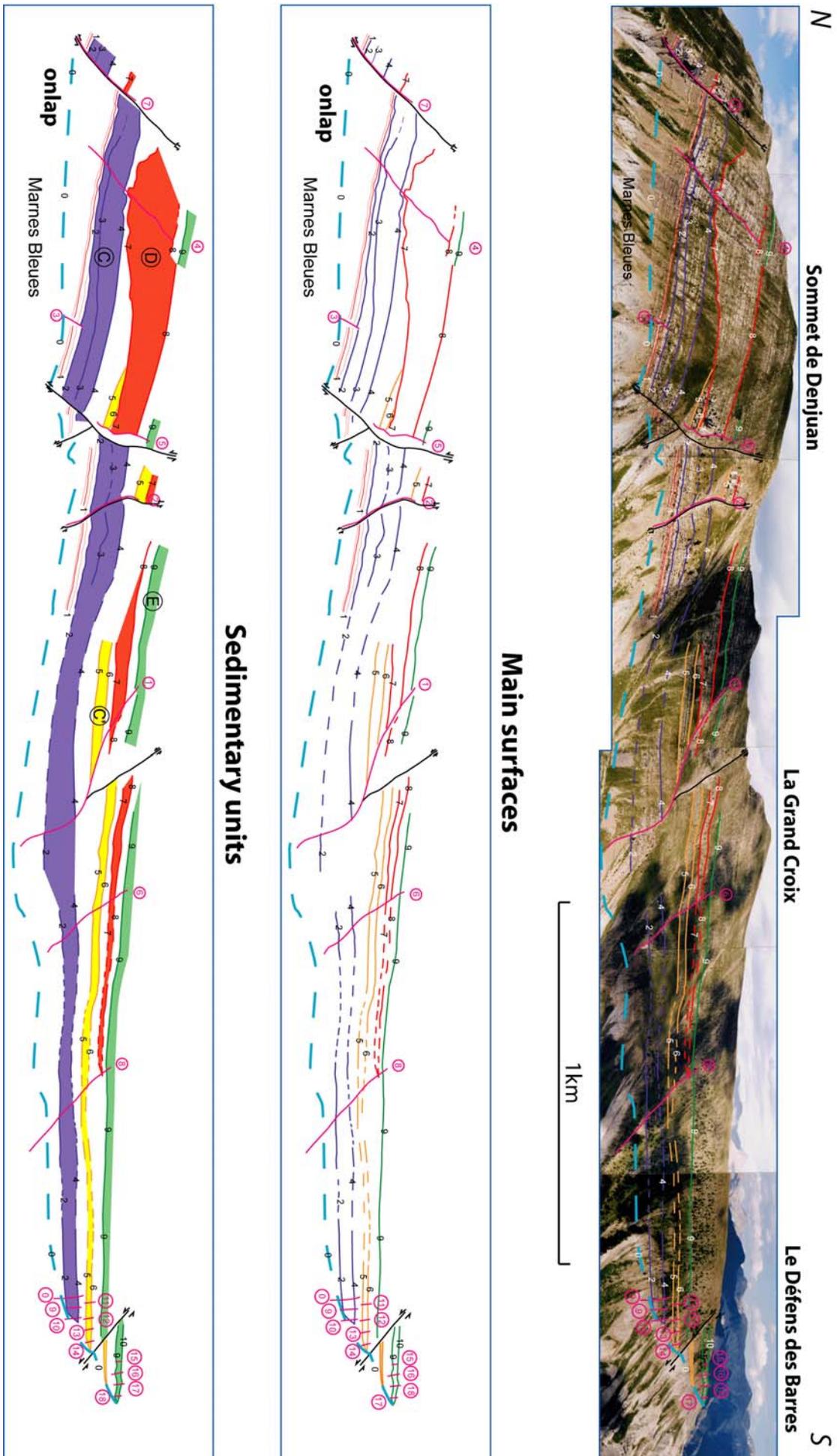


Figure 76 : Vue générale des affleurements de Chalufy depuis le sommet de Peymian (Joseph *et al.* 2000).

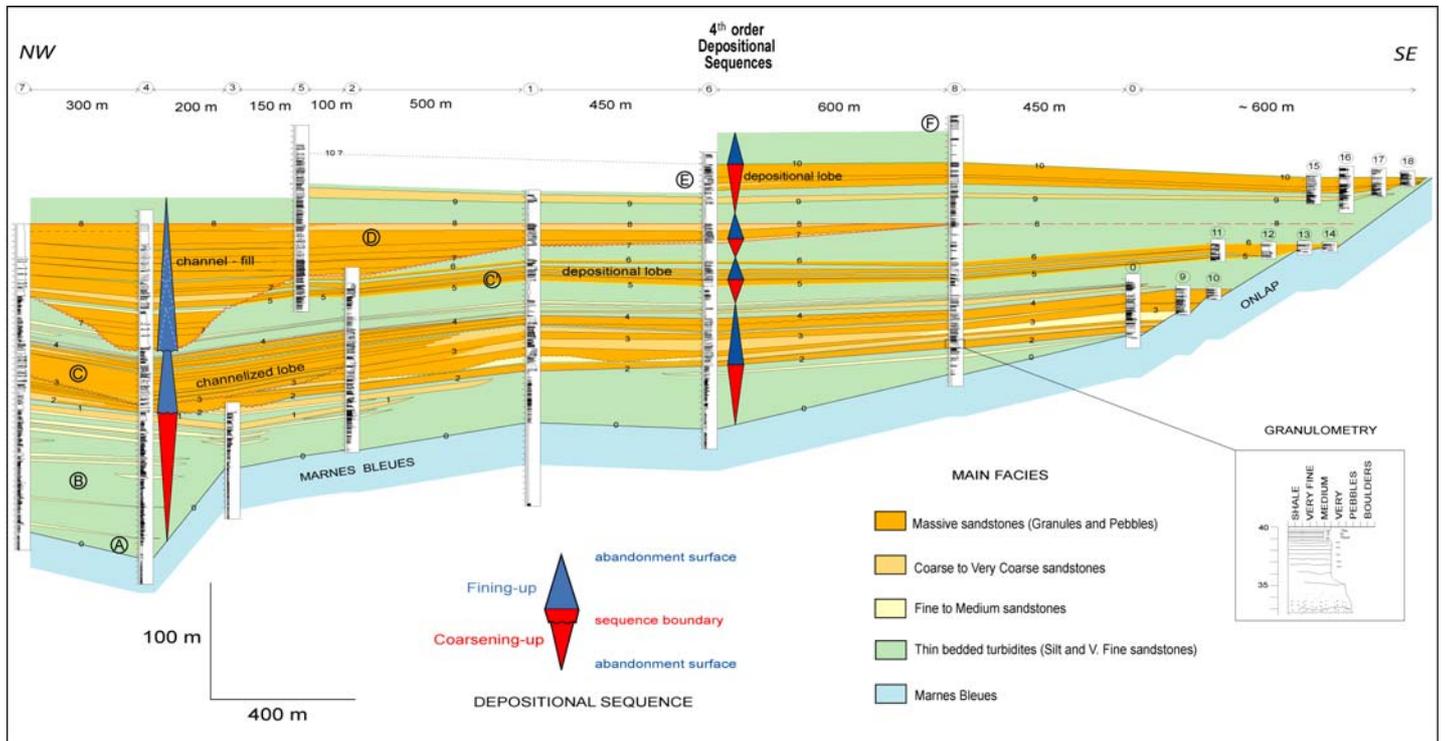


Figure 77 : Corrélation globale des affleurements de Chalufy (Joseph *et al.* 2000).

Le trait le plus spectaculaire de cet affleurement est la présence, sous le sommet de Denjuan au NW, d'une très large incision remplie en onlap par des bancs gréseux tabulaires (unité rouge D sur la Figure 76 et détail en Figure 78). Cette incision large de 500 m tronque complètement les niveaux hétérolithiques sous-jacents, puis érode une autre unité gréseuse tabulaire (unité orange C' sur la Figure 76) : sa profondeur totale atteint 100 m, mais l'unité gréseuse qui la remplit (unité D en rouge sur la Figure 76) se biseaute complètement en 2 km vers le SE.



Figure 78 : Mégachenal sous le sommet de Denjuan (unité D).

A cause de la bordure abrupte de l'incision et de l'absence de dépôts de débordement contemporains, cette forme en "mégachenal" est interprétée soit comme le résultat d'un affouillement brutal (large « scour »), soit comme une entaille érosive due à un glissement rétrogressif sur la pente. Le remplissage de l'incision est constitué à son extrême base par un debris-flow à matrice graveleuse, très riche en pebbles et galets mous argileux (Figure 79), puis par des bancs tabulaires très épais (10 à 20 m) de grès très grossiers granoclassés, parfois riches en granules. Ce remplissage diffère notablement des érosions multiples emboîtées et amalgamées des systèmes chenalisés de transit à Annot : le « mégachenal » de Chalufy est caractérisé par un remplissage progressif par des turbidites de haute densité, qui aggradent verticalement ; les faciès dominants sont des faciès hyperconcentrés de type F4 et F5 de Mutti (1992).



Figure 79 : Détail du remplissage basal du mégachenal (débris flow).

Les trois autres unités gréseuses sont plus tabulaires et viennent se biseauter contre la surface d'onlap (Figure 77). Du fait de sa granulométrie importante (grès grossier à granules) et de ses multiples érosions internes, la première unité gréseuse C est interprétée comme un lobe chenalisé. Les deux autres unités C' et E sont constituées de bancs moins épais (10 à 50 cm), moins érosifs et à granulométrie plus fine ; les faciès dominants sont du type F6 (mégarides tractives) et F7 – F8 (turbidites sableuses de haute densité) : elles sont interprétées comme des lobes dépositionnels plus distaux.

Les niveaux argileux qui les séparent correspondent à des périodes d'arrêt de l'activité des lobes. Quatre séquences de dépôt, épaisses de 55 à 100 m, peuvent être identifiées (Figure 77) : elles sont limitées par les niveaux riches en argiles et montrent chacune une évolution granocroissante puis granodécroissante. Elles sont corrélées aux séquences de dépôt de 4^{ème} ordre (A à E) identifiées à Saint Antonin et Annot (du Fornel *et al.* 2004).

Arrêt n° 2 : Panorama du Défens des Barres. Géométrie de l'onlap.

Le panorama pris depuis la crête du Raichas, en face de la cabane des Abeurons et du Défens des Barres (point de vue 2 de la Figure 75 p. 94) permet d'étudier en détail les modalités de l'onlap de ces différents lobes gréseux sur la paléopente des Marnes Bleues, et de discuter l'interprétation en termes de processus et de faciès (Figure 80).

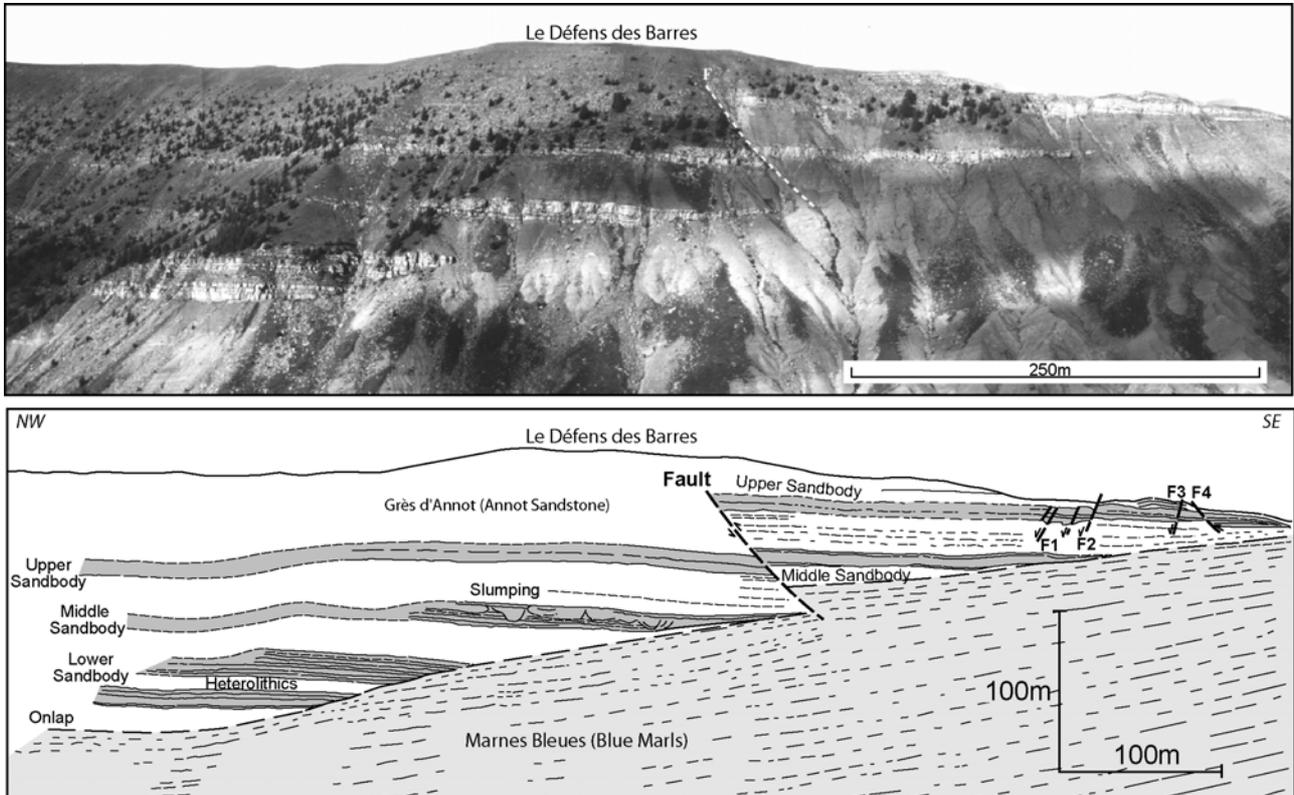


Figure 80 : Panorama du Défens des Barres.

Les trois unités gréseuses sont décalées par une faille importante à rejet apparemment inverse, mais qui est en fait une faille normale pratiquement verticale, de direction très oblique par rapport à l'affleurement (Figure 81 : Puigdefabregas *et al.* 2004). A droite de cette faille, l'unité supérieure est affectée par de nombreuses petites failles (F1 à F4 sur la Figure 80). Les trois unités montrent des modalités d'onlap très contrastées.

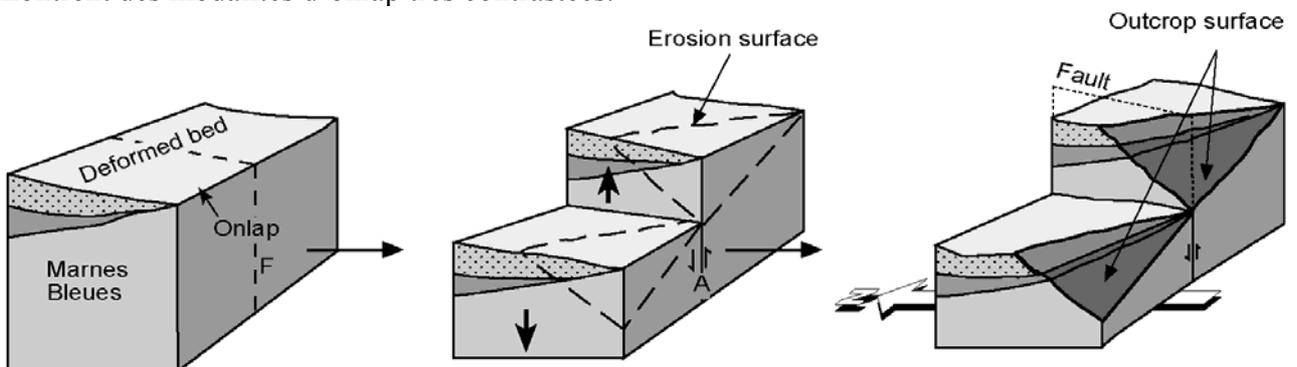


Figure 81 : Reconstitution de la faille du Défens des Barres, in Puigdefabregas *et al.* (2004).

Le premier corps ("Lower Sandbody" de la Figure 80) correspond à l'évolution latérale du lobe chenalisé C. Il est constitué d'un ensemble de bancs tabulaires d'épaisseur constante (alternants avec des interlits silteux), qui se corrént aisément d'une section à l'autre. Ces bancs se biseautent brutalement sur la paléopente des Marnes Bleues, dont l'inclinaison atteint 20° (Figure 82).

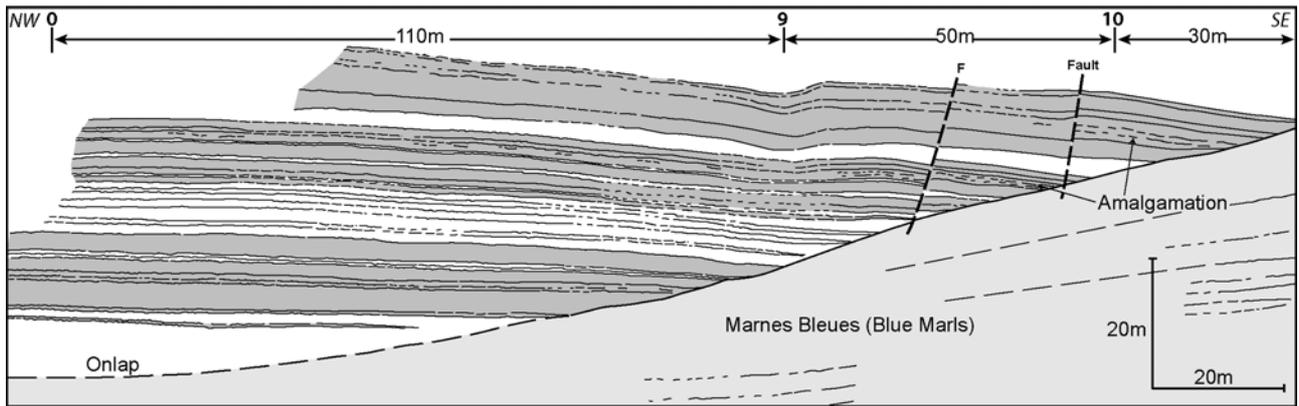


Figure 82 : Onlap du corps gréseux inférieur de Chalufy (unité C).

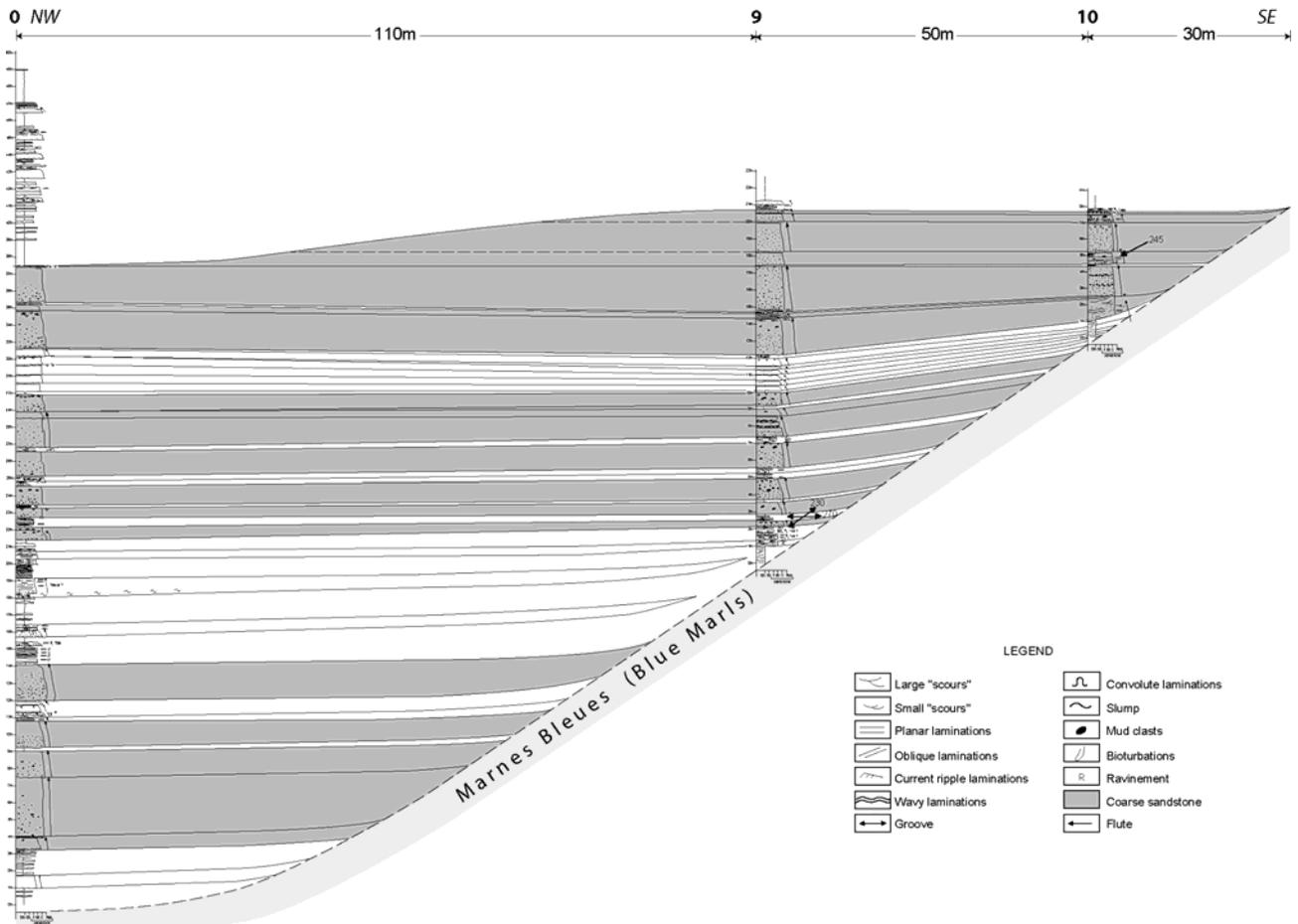


Figure 83 : Corrélation du corps gréseux inférieur de Chalufy (unité C).

Les faciès sont des grès grossiers, parfois riches en granules, généralement non ou très faiblement granoclassés sauf à leur extrême sommet (Figure 83) : ils incluent fréquemment des niveaux horizontaux de galets mous argileux et montrent parfois des figures d'échappement d'eau en coupelles (« dishes » : Figure 84). Les figures d'érosion sont rares et de type traces en cannelures par traînage d'objet (« grooves »). Ces faciès sont déposés par des écoulements très denses, non turbulents (sauf à leur sommet), se déplaçant de façon laminaire sur le fond marin (« near-bed load » de Mutti *et al.* 2003). La faible turbulence et l'épaisseur limitée de l'écoulement expliquent son impossibilité à draper la paléopente et la terminaison abrupte des bancs gréseux. L'absence d'érosion de type « scours » et la présence de niveaux marneux continus au sommet des bancs induit une absence de connectivité verticale entre les bancs gréseux.



Figure 84 : Dépôt hyperconcentré à structures en coupelles dans le corps inférieur de Chalufy (unité C).

Le corps médian (lobe dépositionnel C') est constitué de deux parties distinctes (Figure 85).

La partie inférieure est faite d'un banc tripartite avec une débrite à galets mous abondants (« slurry »), interstratifiée dans une turbidite de haute densité. Cette unité basale s'amincit vers l'onlap et est déformée et érodée par l'unité sus-jacente.

L'unité supérieure, très grossière, est affectée par des plis synsédimentaires spectaculaires (Figure 86) et correspond donc à un slump épais de 10 m. Ce slump est en fait d'extension très limitée et il passe rapidement vers l'onlap à une turbidite de haute densité massive, qui s'amincit progressivement en drapant la paléopente des Marnes Bleues. Ce slump correspond donc à une déformation souple, induite par un glissement local des dépôts gravitaires instables sur la bordure de la paléopente. Ce glissement engendre une augmentation d'épaisseur des corps réservoirs près de l'onlap et une connexion des deux unités gréseuses.

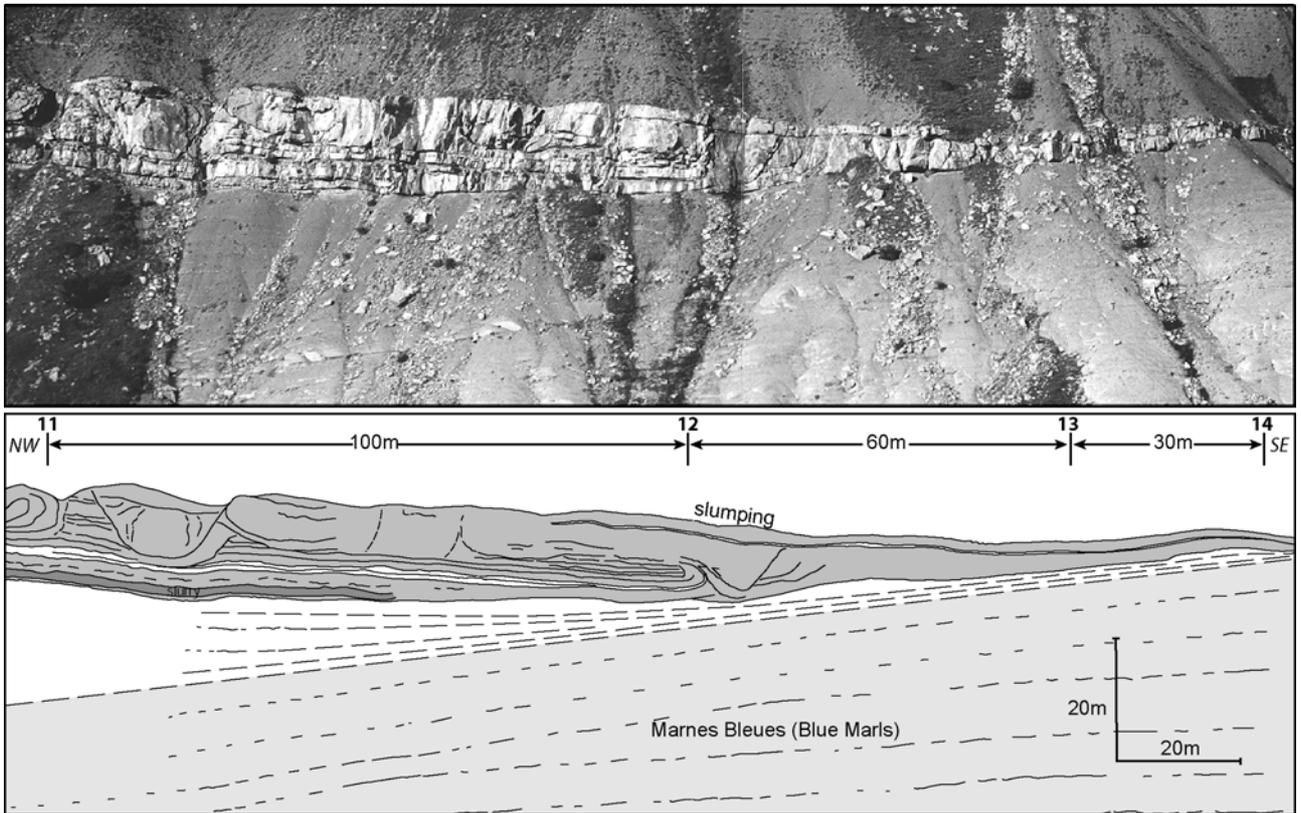


Figure 85 : Onlap du corps gréseux médian de Chalufy (unité C').



Figure 86 : Détail des plis synsédimentaires (slump) en bordure de l'onlap (unité C').

Arrêt n° 3 : Organisation de détail du corps gréseux supérieur – Interaction des écoulements gravitaires avec la topographie.

Le corps gréseux supérieur correspond à l'évolution latérale du second lobe dépositionnel (unité E) et est beaucoup plus hétérogène que les deux précédents (Figure 87).

La partie inférieure est à dominante argileuse et constituée de bancs décimétriques de grès fins, alternants avec des interlits silteux et des petits slumps argileux (Figure 88). Les bancs gréseux sont organisés en turbidites de basse densité de type Bouma (Tb, Tbc, Tc : Figure 89a). Ils se biseautent très progressivement vers l'onlap et viennent draper la paléopente avec une nette composante d'aggradation verticale.

La partie supérieure est à dominante gréseuse et constituée de bancs plus massifs, amalgamés, très riches en galets mous argileux (jusqu'à constitués des faciès « slurry »). Du fait des érosions internes et des amalgames, l'épaisseur des bancs est très variable, ce qui rend incertaine la corrélation de détail sans contrôle visuel. Les bancs d'épaisseur moyenne sont caractérisés par un granoclassement net de grossier à moyen, voire fin (séquences Ta, Tab : Figure 89b), et les structures d'érosion basale de type « flutes » sont fréquentes, ce qui prouve le caractère turbulent de l'écoulement. L'épaisseur de ces bancs (et de l'ensemble du corps) diminue progressivement vers l'onlap et certains d'entre eux se biseautent dans les Marnes Brunes silteuses avant d'atteindre la paléopente des Marnes Bleues, inclinée de 10°. L'épaisseur totale de l'ensemble du corps diminue fortement plusieurs dizaines de mètres avant le contact avec les Marnes Bleues. Ces faciès sont caractéristiques d'écoulements turbulents relativement épais, capables de draper la paléopente et d'y déposer leur fraction la plus fine.

Le premier banc massif (Figure 88 et Figure 89c) montre une évolution latérale brutale d'un « slurry » très riche en galets mous argileux à un banc massif à sommet granoclassé, puis à proximité de l'onlap à un banc mince riche en faciès tractifs (lamines planes ou faiblement inclinées) : cette évolution indique le passage d'un écoulement turbulent suspensif (avec debris-flow intercalé) à un écoulement laminaire, du fait de la décroissance de l'épaisseur de l'écoulement et de l'augmentation de sa vitesse lorsqu'il monte sur la paléopente. Les érosions et les amalgamations multiples entre bancs gréseux améliore la connectivité verticale du corps gréseux en bordure de l'onlap (Figure 89d).

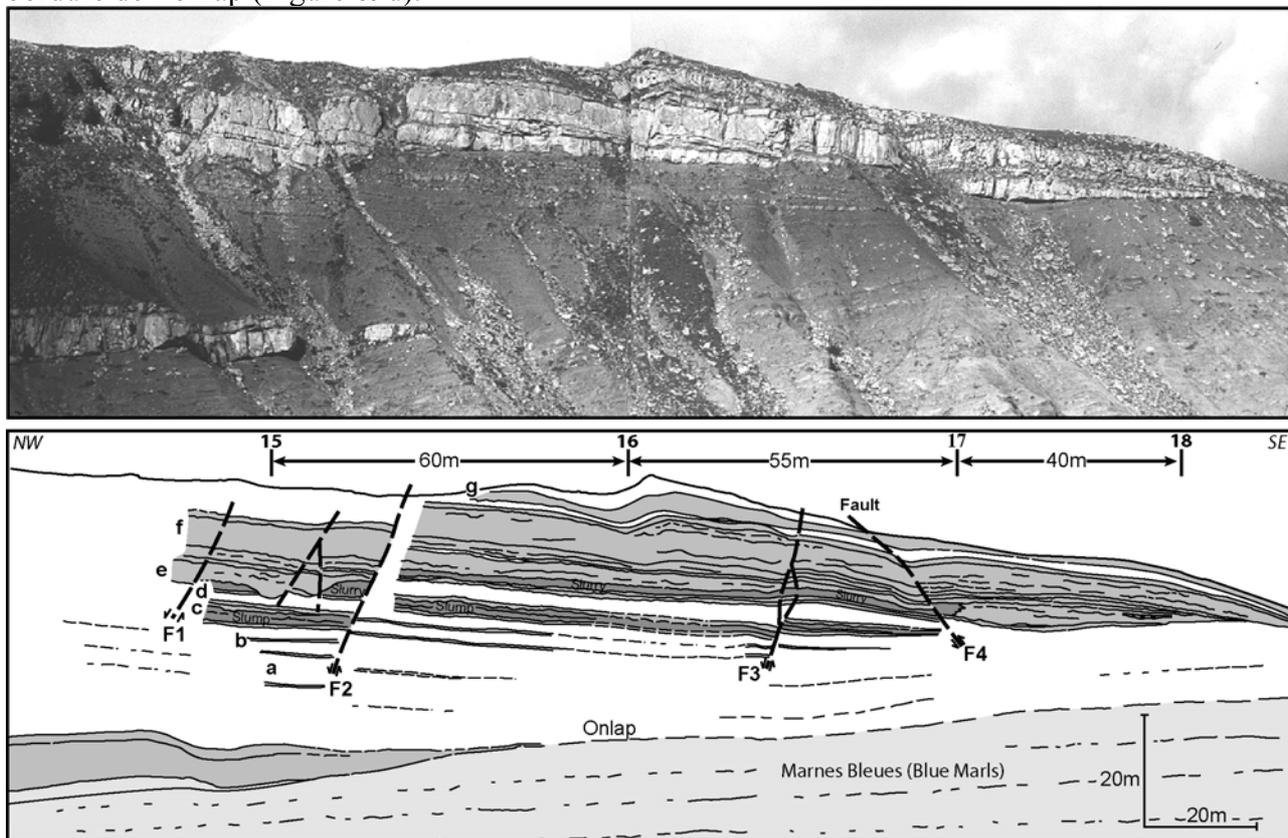


Figure 87 : Onlap du corps gréseux supérieur de Chalufy (unité D).

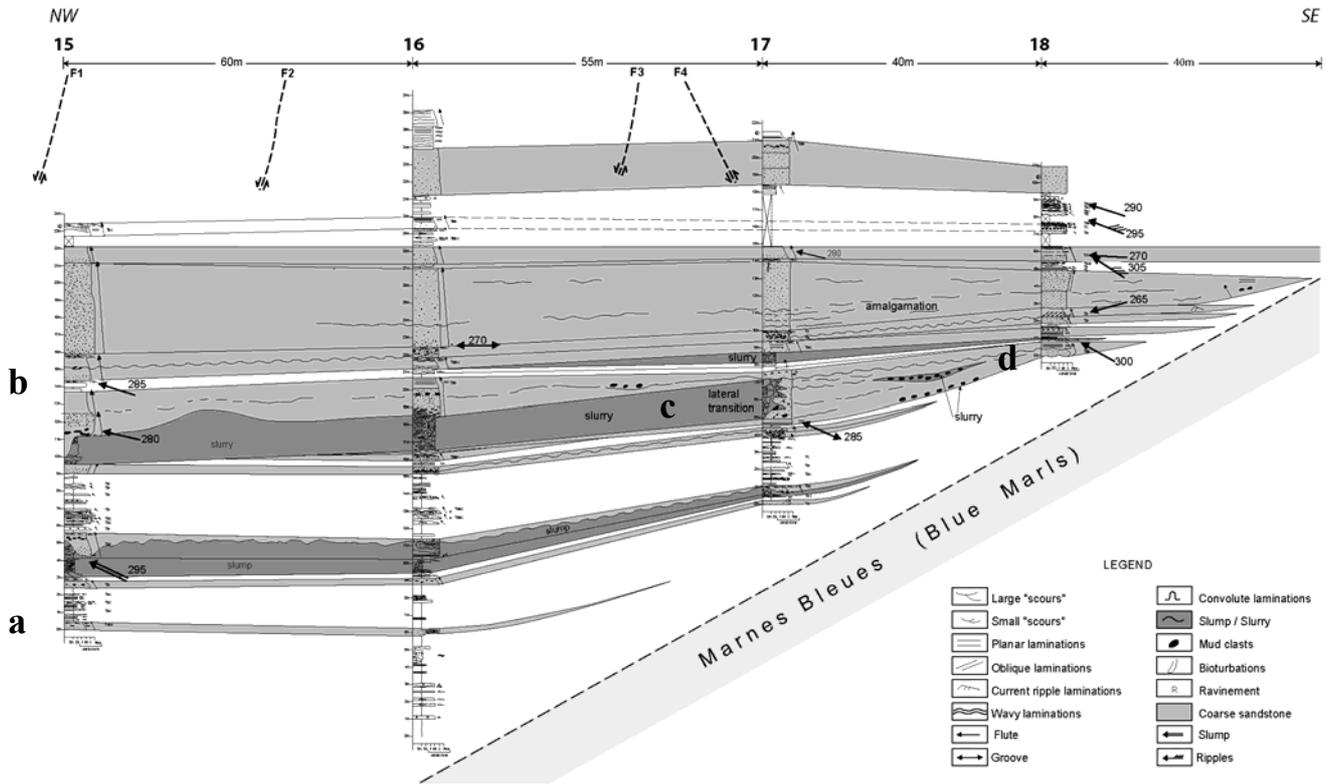


Figure 88 : Corrélation du corps gréseux supérieur de Chalufy (unité D).



Figure 89 : Faciès du corps gréseux supérieur de Chalufy (unité D).
 a : turbidite fine Tbc ; b : turbidite grossière Tab ; c : transition latérale brutale "slurry" – grès massif ; d : biseautage d'une poche de "slurry" vers la paléopente.

L'affleurement de Chalufy montre ainsi deux types extrêmes d'onlap des dépôts gravitaires sur une paléopente pré existante, qu'on peut mettre en relation avec la dynamique des écoulements (Figure 90) :

- l'onlap abrupt des bancs gréseux, sans drapage de la paléopente, qui est du à une inclinaison trop importante de la paléopente ou au caractère cohésif et stratifié de l'écoulement lorsqu'il est très dense (écoulement hyperconcentré) : la faible proportion de nuage dilué turbulent réduit le drapage de la paléopente, et les écoulements très concentrés viennent se biseauter brutalement sur la pente latérale.
- l'onlap aggradant : le dépôt des bancs gréseux dans le bassin est alors contemporain de l'aggradation de la paléopente, du au drapage par les sédiments fins. Ce type d'onlap peut être du à une paléopente plus faible ou à la nature plus diluée et plus turbulente de l'écoulement, qui peut alors déborder sur la partie haute de la pente et draper cette pente.

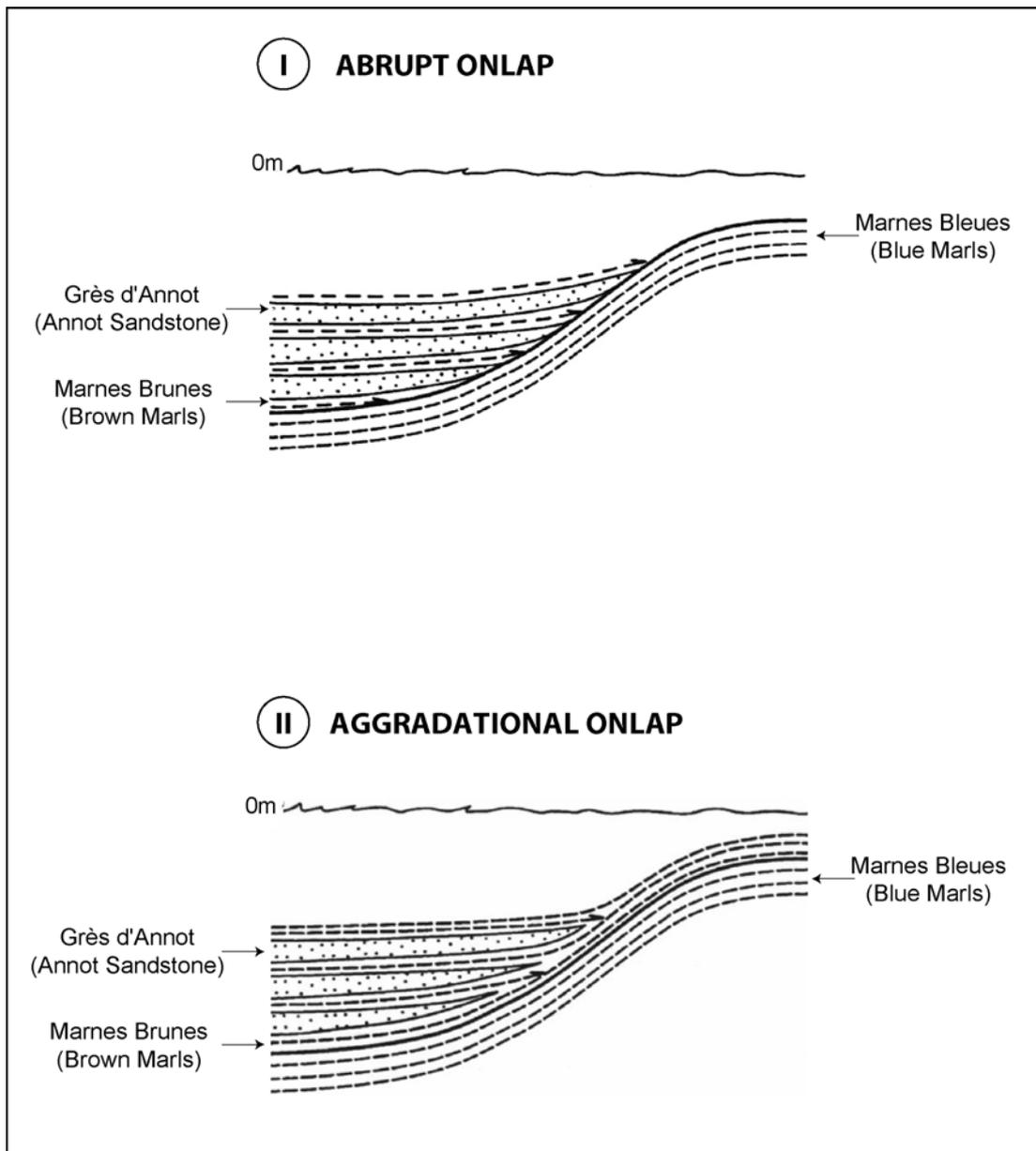


Figure 90 : Deux modalités d'onlap des dépôts gravitaires sur une paléopente pré existante.

Ces deux types d'onlap sont donc fortement contrôlés par la capacité d'aggradation des dépôts sur la paléopente (cf. Figure 60 p. 79), liée à l'angle de cette pente et à la nature des écoulements gravitaires (Smith & Joseph 2004).

Le synclinal de Barrême

Yannick CALLEC

La quatrième journée de cette excursion est consacrée au remplissage paléogène du synclinal de Barrême qui constitue le domaine le plus occidental et le plus tardif de la nappe de Digne atteint par la transgression nummulitique (Figure 91). Sa situation morphostructurale et stratigraphique en fait un domaine singulier où la fermeture du bassin d'avant-pays paléogène se traduit par une déformation plicative contemporaine de la sédimentation dont le paroxysme se fait au cours du dépôt des Conglomérats de Clumanc et de ses équivalents latéraux.

L'itinéraire de l'excursion (Figure 92) nous permettra de voir tout d'abord les termes d'approfondissement avec le passage d'une sédimentation de plateforme carbonatée à une sédimentation hémipélagique dans laquelle s'installe progressivement les Grès de Ville, équivalent latéraux, en domaine de plateforme, des Grès d'Annot. Puis, nous détaillerons la dynamique alluviale des Conglomérats de Clumanc et leur géométrie en éventail (Panorama du Château de Clumanc) qui souligne les interactions tectono-eustatiques.

Nous poursuivrons dans le secteur de Saint-Lions, où nous préciserons la géométrie et la dynamique particulière des Conglomérats de Saint-Lions avant l'installation de la sédimentation continentale de la Molasse Rouge.

Enfin, nous terminerons dans le secteur de Senez, avec les Grès de Senez dont la sédimentation est également contrôlée par la déformation plicative du flanc oriental du bassin de Barrême. La déformation précoce du secteur de Barrême présente les caractéristiques d'un bassin piggy-back qui s'inscrit dans le contexte de la fermeture de l'ensemble du bassin de foredeep du domaine subalpin et la mise en place des accidents frontaux de la nappe de Digne.

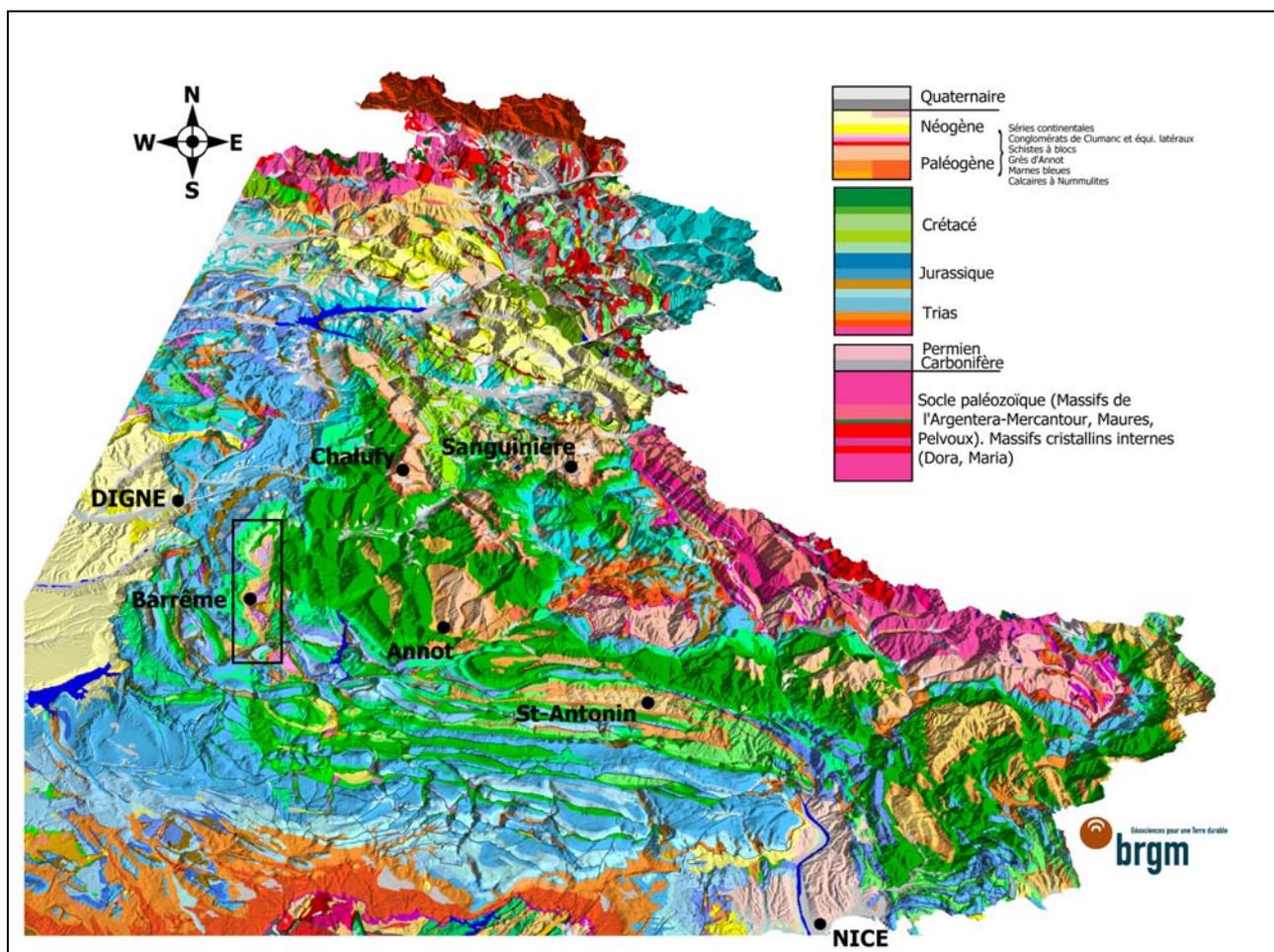


Figure 91 : Carte géologique des Alpes externes méridionales plaquée sur le MNT (données IGN). Localisation du synclinal de Barrême.

Présentation générale du synclinal de Barrême

- Le cadre structural (Figure 91 & Figure 92)

Le synclinal de Barrême se situe dans les Alpes externes méridionales (chaînes subalpines) au sein de la nappe de Digne, où il constitue la branche nord occidentale des bassins nummulitiques de l'arc de Castellane. Il se trouve poinçonné entre les accidents orientaux de la zone diapirique du Gévaudan et les accidents subméridiens de la zone frontale de la nappe de Digne. Ces limites structurales lui confèrent cette orientation parallèle à la direction N-S du front de la nappe de Digne. Il se caractérise par un alignement subméridien d'une vingtaine de kilomètres de long de Tartonne au nord, à Blieux au sud pour une largeur maximale de quatre kilomètres à Barrême, localement resserré à un kilomètre comme dans le secteur de St-Lions.

L'analyse structurale montre une superposition de plis d'axes E-W, puis N-S. On trouve ainsi des plis E-W (N100°) et WNW-ESE (N120°), attribués à la déformation pyrénéo-provençale, qui affectent l'assise mésozoïque. Se superposent à cette structuration des plis d'axe N-S (N175°) qui sont contemporains du remplissage marin paléogène du synclinal Barrême (Goguel, 1936 ; de Lapparent, 1938 ; Chauveau & Lemoine, 1961) et des plis NW-SE (N140°) qui se développent également dans les séries continentales superposées (Graciansky, 1972).

L'ensemble de ces structures est affecté de décrochements N-S associés à des chevauchements qui viennent décaler les axes de plis par le jeu dextre de ces accidents.

- Géométrie du synclinal de Barrême (Figure 93)

Le synclinal présente une géométrie synforme dissymétrique, générale à l'ensemble du synclinal avec un flanc occidental qui montre une structure monoclinale à pendage régulier de l'ordre de 30° E, alors que le flanc oriental est fortement redressé. Les dépôts paléogènes y sont plissés, verticalisés, voire renversés et affectés de chevauchements le plus souvent associés à un décrochement dextre (Lickorish & Ford, 1998). Il est, de plus, caractérisé par une dissymétrie du remplissage sédimentaire où les dépôts paléogènes les plus récents sont localisés essentiellement sur le rebord oriental du bassin associé à de nombreuses lacunes et discordances. Il montre ainsi une géométrie plicative que l'on observe dans l'ensemble du bassin et qui est caractéristique d'un bassin piggy-back.

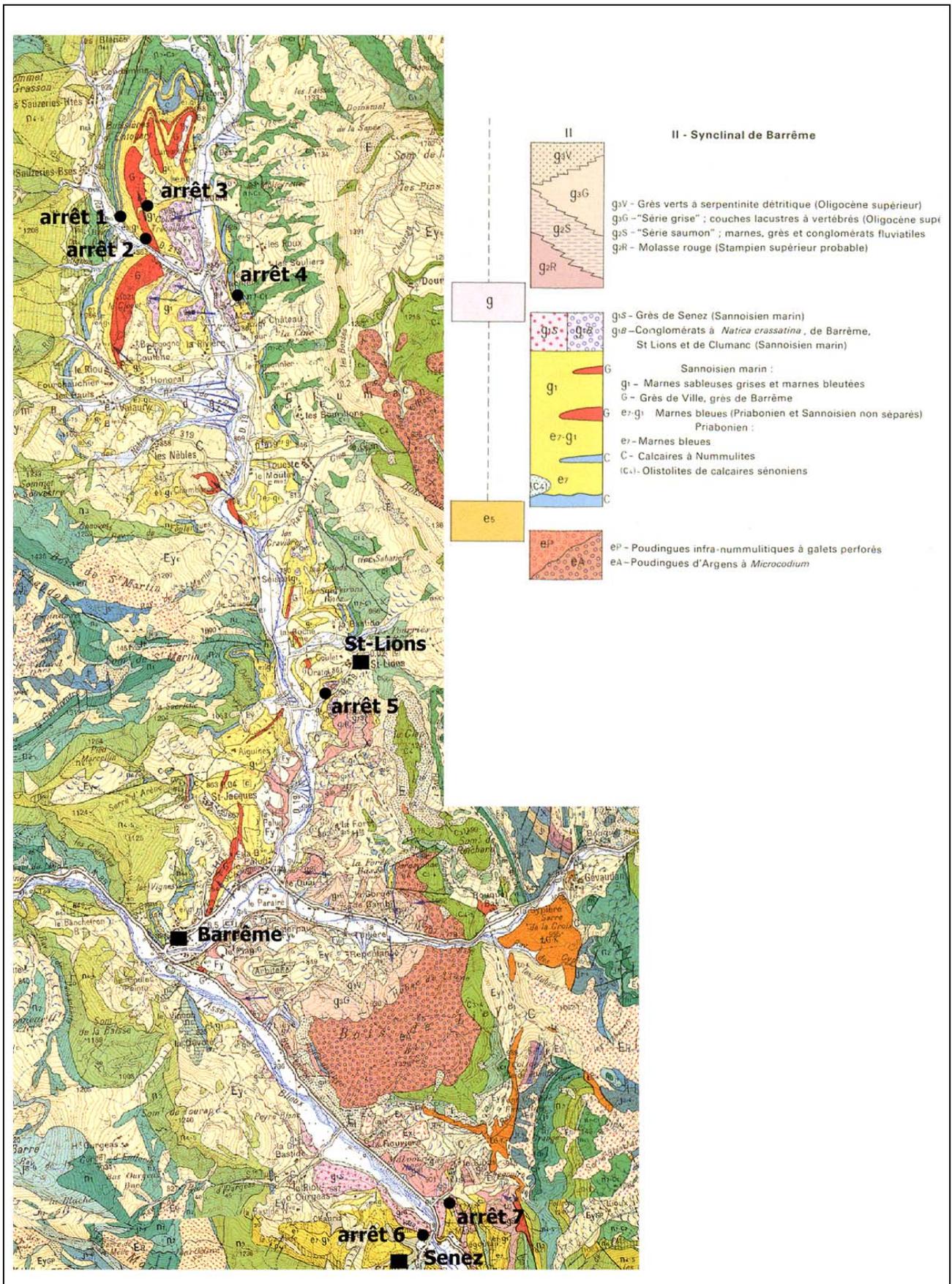


Figure 92 : Carte géologique du secteur de Barrême. Extraits de la carte géologique de la France à 1/50000-Digne n°944 et Moustiers-Ste-Marie n° 970 (édition BRGM).

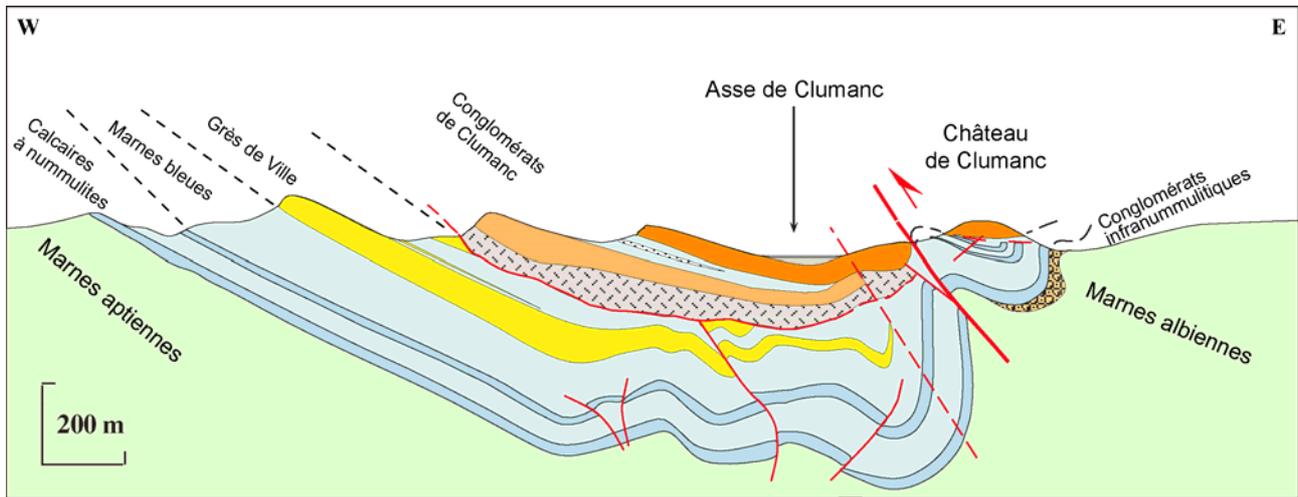


Figure 93 : Coupe schématique synthétique dans la terminaison septentrionale du secteur de Clumanc (arrêt 4) (Callec *et al.*, 1998).

La dissymétrie du bassin, où le déversement se fait généralement vers l'Ouest, souligne l'intensité de la déformation du flanc oriental du synclinal. Depuis longtemps a été mis en évidence le jeu synsédimentaire de cette déformation aussi bien à Clumanc (Boussac, 1912 ; Goguel, 1936 ; Lapparent, 1938 ; Chauveau & Lemoine, 1961) qu'à Senez et dans les dépôts continentaux superposés (Chauveau & Lemoine, 1961). Cependant selon les auteurs, les géométries et les surfaces de discordances diffèrent fortement (Elliot *et al.*, 1985 ; Artoni & Meckel, 1998 ; Evans & Elliot, 1999).

- Litho-biostratigraphie paléogène du synclinal de Barrême (Figure 94)

La série tertiaire, discordante sur le substrat mésozoïque (d'âge varié, de l'Hauterivien au Turono-sénonien), montre la succession suivante :

- Elle débute localement par une série de brèches d'une puissance hectométrique sur laquelle prennent place les Conglomérats infranummulitiques à faciès Argens (Gubler, 1958 ; Bodelle, 1971), développés sur plusieurs centaines de mètres.

- Les premiers dépôts marins se caractérisent le plus souvent par un calcaire gréseux, localement construit ou conglomératique, constituant les **Calcaires à Nummulites** dans lesquels s'intercalent des horizons olistolithiques de calcaires sénoniens (Chauveau & Lemoine, 1961). Ils sont **d'âge Priabonien, datés de la Zone SBZ 19** de (Serra-Kiel *et al.*, 1998) par les Nummulites (Bodelle, 1971).

- Au-dessus s'installe une puissante série marneuse à **faciès hémipélagique caractéristique des Marnes Bleues** ou marnes à Méletta (Espitalié & Sigal, 1960 ; Pairis, 1988), datée de l'Eocène supérieur-Oligocène. L'intervalle marneux développé entre les deux barres calcaires a fourni des associations de foraminifères planctoniques caractéristiques des zones P16 et P17. La limite Éocène/Oligocène se superpose à la limite lithologique franche entre les Calcaires à nummulites et les Marnes Bleues. Ceci est conforté par le nannoplancton calcaire où les premiers mètres de marnes donnent la Zone NP21. Les Marnes Bleues recouvrent les biozones P18 et P19.

- Puis apparaît un intervalle gréseux, développé sur une cinquantaine de mètres, dit des **Grès de Ville** dans le secteur de Clumanc, "Grès de St-Jacques et Flysch de Barrême" plus au sud (Boussac, 1912 ; Lapparent, 1938). Les sens de courant que l'on peut relever sur les fréquentes figures de base de bancs donnent des sens cohérents NNE-NNW (Stanley, 1961), confortés par l'affinité pétrographique des grès avec la couverture permo-triasique du Massif des Maures-Esterel (Evans & Mange-Rajetsky, 1991). La Zone P20 débute dans les premiers termes des Grès de Ville sur le flanc occidental du bassin (coupe des Sauzeries). Sur le flanc occidental, au niveau du

Château de Clumanc, les grès de Ville ne sont pas présents et la Zone P20 est représentée par une sédimentation marneuse comparable aux Marnes Bleues.

La sédimentation superposée aux Grès de Ville varie fortement selon les localités ce qui rend délicat les corrélations à travers le synclinal.

- Dans le secteur de Clumanc, la sédimentation est marquée par des **dépôts grossiers conglomératiques, dits des Conglomérats de Clumanc** (Boussac, 1912), alternant avec des marnes silteuses. La puissance de l'ensemble atteint 150 m. Ces dépôts présentent des écoulements équatoriaux, de l'Est vers l'Ouest. Ils présentent une affinité pétrographique croissante avec les zones internes (Termier, 1895 p. 884 ; Gubler, 1958) ainsi que des reliquats de volcanisme andésitique (Gubler, 1958) présentant une forte affinité avec le volcanisme de Saint-Antonin, daté entre 31 Ma. (Féraud et al., 1995) et 29,0 Ma. (Montenat et al., 1999) Les données biostratigraphiques donnent un **âge Rupélien supérieur à terminal pour la série de Clumanc**. Les intervalles marno-silteux ont fourni des foraminifères planctoniques de la zone P20 et P21 et des Nannoplancton de la zone NP24. Les Conglomérats du Château de Clumanc se situant à proximité de la limite Rupélien-Chatien. L'intégration de ces données permet d'établir une comparaison avec les chartes chronostratigraphiques.

- Dans la partie médiane du synclinal, on observe un ensemble conglomératique, d'une cinquantaine de mètres, **appelée Conglomérats de St-Lions**, sur lesquels se développent un fin biostrome (Gubler, 1958 ; Chauveau & Lemoine, 1961 ; Bodelle, 1971). Les écoulements sont subméridiens du Nord vers le Sud (Graciansky et al., 1982 ; Elliot et al., 1985 ; Evans & Elliot, 1999). Les conglomérats présentent également une affinité pétrographique alpine (Bodelle, 1971 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991). Ils passent progressivement vers le sud aux sables et conglomérats à *Natica crassatina* de Barrême (Tournouër, 1872).

- Dans le secteur de Senez, c'est une sédimentation gréseuse qui s'installe, appelée **Grès de Senez** (Zürcher, 1895) dont la position stratigraphique a été controversée (Chauveau & Lemoine, 1961 ; Ravenne et al., 1987 ; Evans & Mange-Rajetzky, 1991). Ils sont surmontés d'un niveau conglomératique qui présente des imbrications E-W (Bodelle, 1971). Au-dessus se développe une sédimentation palustre, prémice des dépôts continentaux superposés de la Molasse Rouge.

La sédimentation détritique à dominante conglomératique marque la fin de la sédimentation marine, sur laquelle s'installe, en discordance (Gubler, 1958), une puissante sédimentation continentale. On y distingue, dans l'ordre stratigraphique : la série de la Molasse Rouge constituée de conglomérats fluviatiles et marnes rouges d'une puissance comprise entre 100 et 150 m ; la série saumon à faciès fluvio-torrentiel d'une soixantaine de mètres d'épaisseur ; la série grise à faciès lacustre dont l'épaisseur varie fortement de 10 m à 150 m avec une faune de vertébrés datée de la zone MP28 du Chatien terminal. Au sommet, la série des grès verts à serpentine à dominante gréseuse fluviatile (Graciansky et al., 1971 ; Graciansky et al., 1982) qui repose en discordance (Chauveau & Lemoine, 1961) sur les termes sous-jacents et constitue les derniers dépôts tertiaires observables dans le synclinal de Barrême.

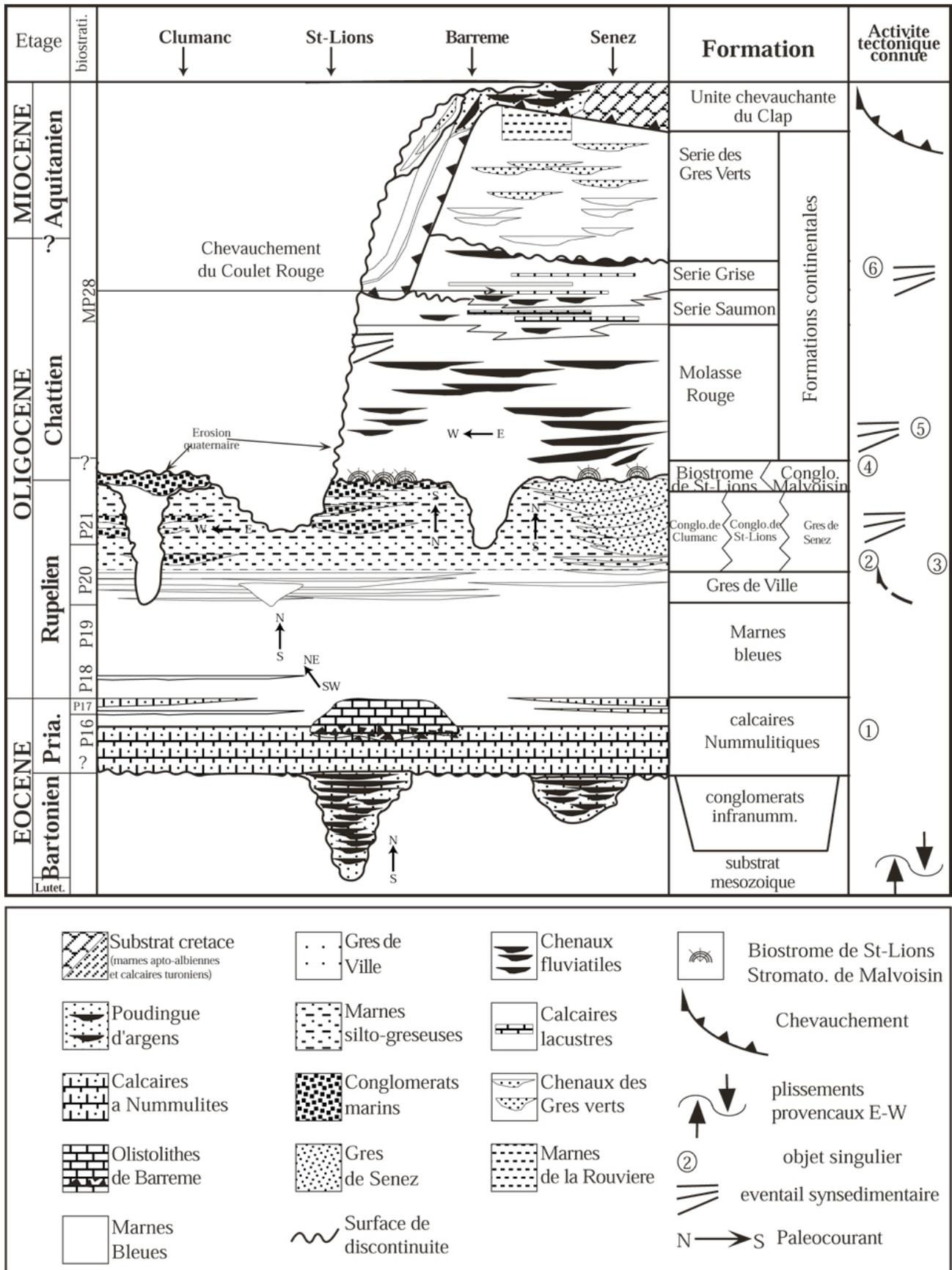


Figure 94 : Diagramme chronostratigraphique de la série tertiaire de Barrême.

Il met en évidence une très grande diversité environnementale ainsi qu'une modification continue de la paléomorphologie soulignée par les changements des paléo-écoulements. Plusieurs géométries et objets caractéristiques soulignent l'existence d'une déformation contemporaine de la sédimentation tertiaire : 1, la présence d'olistolithes à Barrême et Blieux que certains attribuent à des pulsations tectoniques ; 2, éventail des conglomérats de Clumanc ; 3, éventail des Grès de Senez de Malvoisin ; 4, discordance de la Molasse Rouge ; 5, éventail de la Molasse Rouge de Malvoisin ; 6, plis de la série Grise et discordance des Grès Verts à serpentine

Arrêt n°1 : La Trilogie Nummulitique de la coupe des Sauzeries

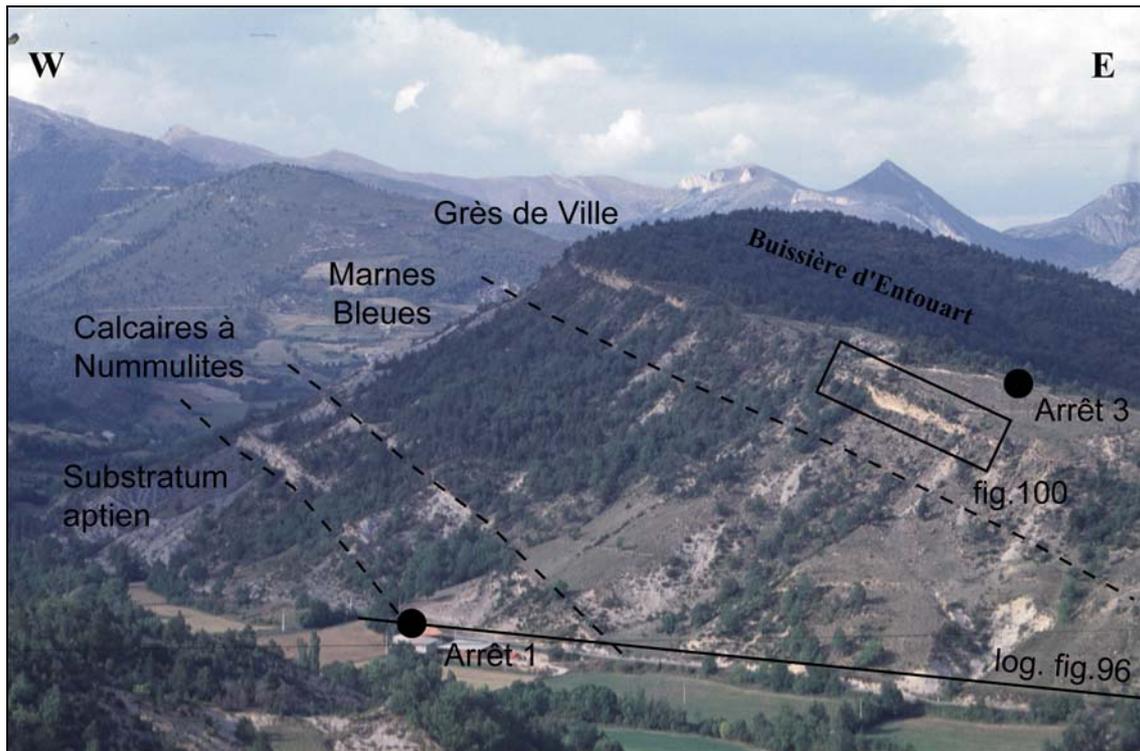


Figure 95 : Panorama de la rive gauche du ravin des Sauzeries. Limite des formations de la Trilogie Nummulitique le long de la cuesta de la Buissière d'Entouart.

- Accès

La coupe des Sauzeries est levée en rive gauche du ravin des Sauzeries, le long de la D219 au pied du lieu-dit les Sauzeries-basses (Figure 95). Les dépôts paléogènes présentent une structure monoclinale à pendage Est, ce qui permet d'observer l'ensemble des termes lithostratigraphiques de la série (Figure 96). La coupe débute par des marnes apto-albiennes à pendage Est, sur lesquelles repose en discordance ravinante l'assise calcaire de la série paléogène.

- Evolution verticale de faciès (Figure 96)

Les Calcaires à nummulites sont caractérisés dès la base par une calcarénite bioclastique d'épaisseur décamétrique (0 à +11m) à nummulites, bivalves et gastéropodes, très bioturbée au sommet. La sédimentation devient progressivement plus marneuse, débutant par plusieurs paraséquences transgressives (sables transgressifs à lumachelles). Au-dessus se développent sur une quinzaine de mètres des calcaires marneux dans lesquels s'intercale un grès biodétritique grossier (cote +27m) à Qz anguleux. Le sommet de cette crachée détritique est très bioturbée et surmontée d'une vire argilomarneuse métrique. Un second horizon calcaréo-gréseux apparaît progressivement et se développe sur 3 m (cote +33 m à +36 m), caractérisé par une calcarénite à terriers subverticaux, débris ligneux et malacofaune abondante de Gastéropodes et Lamellibranches. La surface supérieure est très fossilifère avec des individus entiers en position de vie tels que des huîtres, polypiers isolés noyés dans un sable glauconieux plus ou moins bien représenté.

Sans faciès de transition, la sédimentation devient alors brutalement marneuse à microfaune planctonique et se poursuit jusqu'à la cote +104 m. Elle est interrompue à la cote + 52m par une calcarénite décimétrique grossière érosive. Les Marnes Bleues présentent alors un faciès homogène à microfaune planctonique abondante jusqu'à un horizon d'argilites feuilletées. A partir de la cote +97 m, les marnes deviennent finement silteuses et s'enrichissent en débris micacés, prémices à la sédimentation détritique des Grès de Ville. Cet épisode détritique se développe sur plus d'une cinquantaine de mètres avec une alternance de marnes silteuses à nombreuses passées de grès fins lenticulaires pluricentimétriques et de bancs gréseux dominés par des structures de houle et de tempête, de granulométrie fine à moyenne, dépassant exceptionnellement le mètre. Les grès de Ville sont bien visibles dans la topographie du secteur de Clumanc puisqu'ils constituent la corniche de la Buisserie d'Entouart (rive gauche du ravin des Sauzeries) et du Clouet (rive droite du ravin des Sauzeries).

- Implications tectono-eustatiques

La série des Sauzeries évolue globalement vers un environnement de plateforme externe ce qui traduit un processus d'approfondissement continu du domaine de sédimentation. Cette évolution est stratigraphiquement compatible avec l'intervalle transgressif de la séquence de second ordre TA4. A ce titre, il apparaît que la surface d'inondation maximum située dans le tiers inférieur des Marnes Bleues est biostratigraphiquement compatible avec la surface d'inondation maximum de 2ème ordre de la superséquence TA4 (Hardenbol *et al.*, 1998). Cet approfondissement généralisé est modulé à plus haute fréquence par des variations de la tranche d'eau (3^{ème} ordre et 4^{ème} ordre). Ces variations nous permettent de proposer un découpage en séquences de dépôts. On reconnaît ainsi : Les Calcaires à nummulites recouvrent les 3 séquences de IIIème ordre du Priabonien (Pr1, Pr2, Pr3 de Hardenbol *et al.*, 1998). Les Marnes Bleues et les Grès de Ville représentent les deux premières séquences de IIIème ordre du Rupélien (TA4.1, TA4.2 de Haq *et al.*, 1987 ; Ru1, Ru2 de Hardenbol *et al.*, 1998).

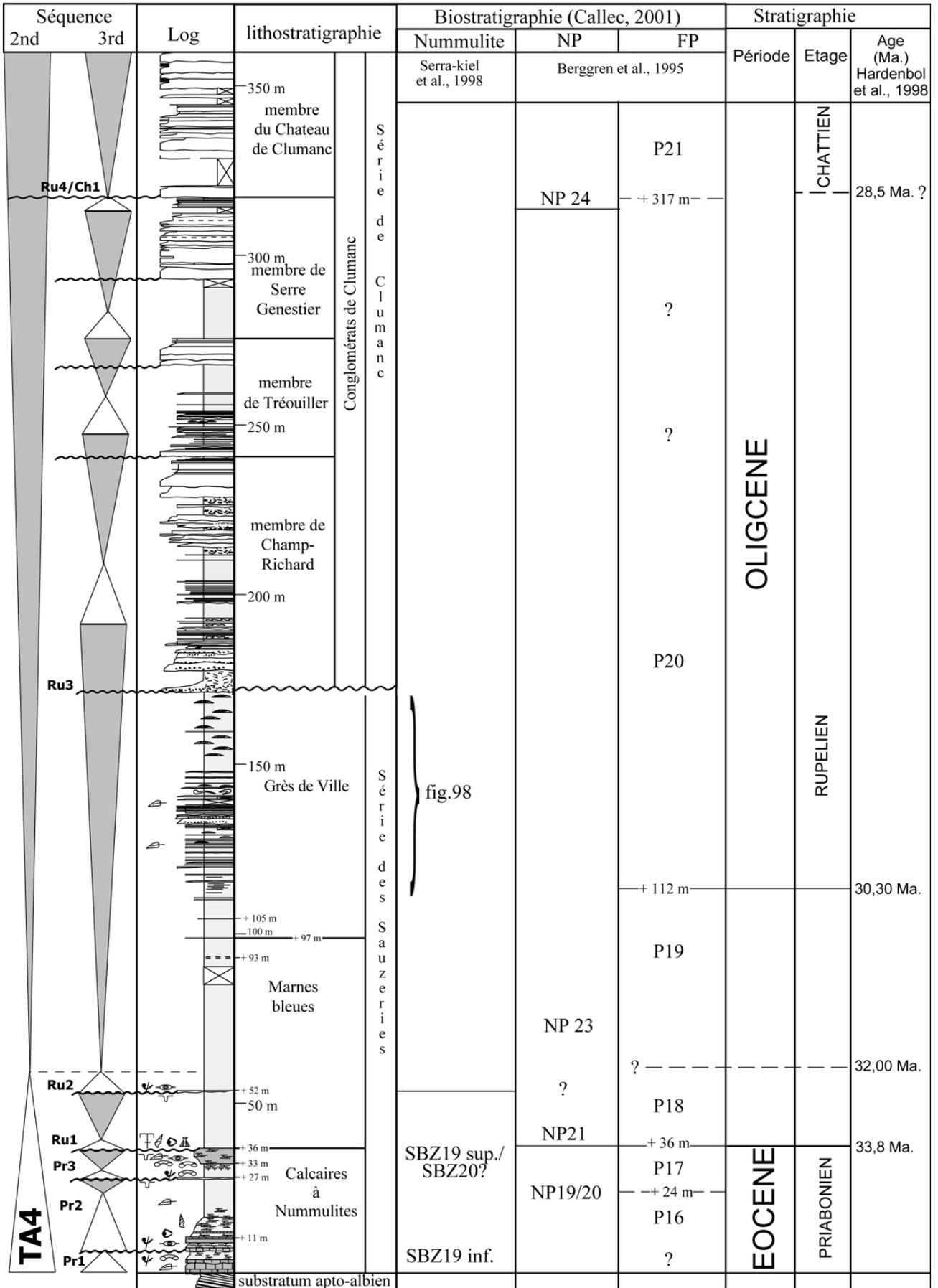


Figure 96: Log de la coupe du ravin des Sauzeries, des Calcaires à Nummulites aux Conglomérats de Clumanc. Evolution sédimentologique et données biostratigraphiques.

Arrêt n°2 : Les Grès de Ville

Le long de la D219 en direction de la Poste de Clumanc, on recoupe la corniche repère de la Buisserie d'Entouart où les Grès de Ville sont développés sur une cinquantaine de mètres.

- Cartographie des Grès de Ville (Figure 97a & b)

Une cartographie détaillée des Grès de Ville (Figure 97a), dans la terminaison périclinale nord du synclinal, met en évidence la présence de nombreux plis affectant cette formation. Ces plis se manifestent de façon beaucoup plus modérée dans les Conglomérats de Clumanc superposés (Figure 97b). Les Grès de Ville présentent une succession synclinal-anticlinal-synclinal faillée, superposée au plissement de l'assise nummulitique. Elle est affectée d'accidents verticaux subméridiens dextres décalant le faisceau calcaire et localement les Grès de Ville.

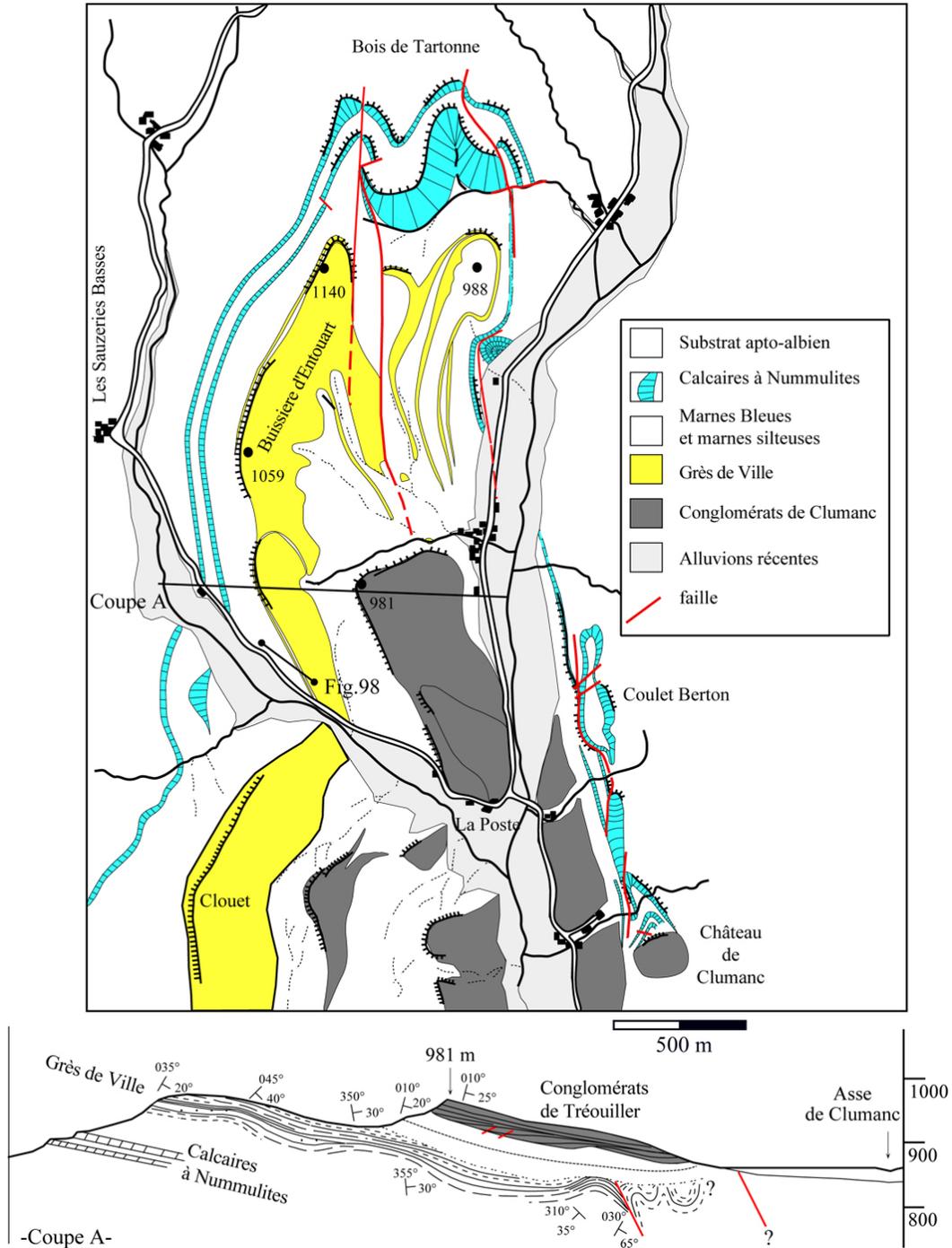


Figure 97 : a - Cartographie des Grès de Ville dans la terminaison septentrionale du synclinal. b- Coupe E-W montrant l'amortissement vers l'Ouest des plis développés dans les Grès de Ville.

- Évolution verticale de faciès des Grès de Ville le long de la D219 (Figure 98 & Figure 99)

Elle présente un développement d'une cinquantaine de mètres dans laquelle se distinguent plusieurs faisceaux gréseux plurimétriques séparés par des marnes silteuses d'épaisseur décamétrique, localement à horizons contournés.

Chaque faisceau gréseux présente une organisation strato-grano-croissante. Il débute par des lentilles gréseuses convexes-plates à stratifications obliques dans lesquelles s'intercalent très rarement des turbidites de Bouma (écoulement basse densité à faciès Tabc) faiblement érosives, puis des horizons décimétriques à *HCS* (*Hummocky Cross Stratifications*) plates (faciès Gm[^], Gmg HCS). Les bancs de grès fins pluricentimétriques ne sont pas érosifs et sont fréquemment remaniés par la houle au sommet. Les bancs plus épais, érosifs (présences de nombreuses goutières d'érosion) sont à structures *HCS* en érosion, voire de type *Swaley Cross Stratifications* (faciès Gg SCS).

Latéralement les intercalations turbiditiques du deuxième faisceau gréseux passent à un corps chenalisé qui apparaît en crête au niveau de la Buissière d'Entouart à la côte 1013 m (Cf. Figure 100).

Le dernier faisceau gréseux de la coupe des Sauzeries est plus épais avec un développement supérieur à 10 m. Il débute par un niveau contourné plurimétrique à lambeaux de grès. Au-dessus apparaissent des grès plus épais et érosifs que précédemment avec de nombreux *sole-marks* et intraclastes marneux à leur base et à granoclassement plus fréquent. Les structures à *HCS* et les horizons à rides de houle sont fréquents dans l'ensemble de ce faisceau où les intervalles marno-silteux sont beaucoup plus réduits et dominés par des intercalations gréseuses très plates, peu épaisses à rides linguïdales et rides de houle.

Les mesures systématiques des figures et structures de courant des Grès de Ville montrent une grande homogénéité des écoulements dans l'ensemble du bassin avec une direction moyenne subméridienne comprise entre N330-150°/N020°-200° et un sens du sud vers le nord. Ceci est conforté par la nature pétrographique des grès à affinité du massif des Maures-Esterel (Evans & Mange-Rajetzky, 1991) et par l'orientation des rides de courant avec des rides dissymétriques sommitales, principalement des rides linguïdales.

Ainsi les Grès de Ville, considérés comme les équivalents occidentaux des Grès d'Annot, présentent un faciès atypique pour les Grès d'Annot, avec des dépôts de plateforme interne où l'occurrence des faciès à *HCS* traduit un environnement, de type *offshore supérieur* dominant dans les intervalles les plus gréseux, à *offshore inférieur* dans les intercalations argilo-silteuses où les *HCS* sont plus très discrètes. Le sommet des Grès de Ville peut correspondre à la limite *offshore supérieur/shoreface inférieur* en raison de l'abondance des rides de houle.

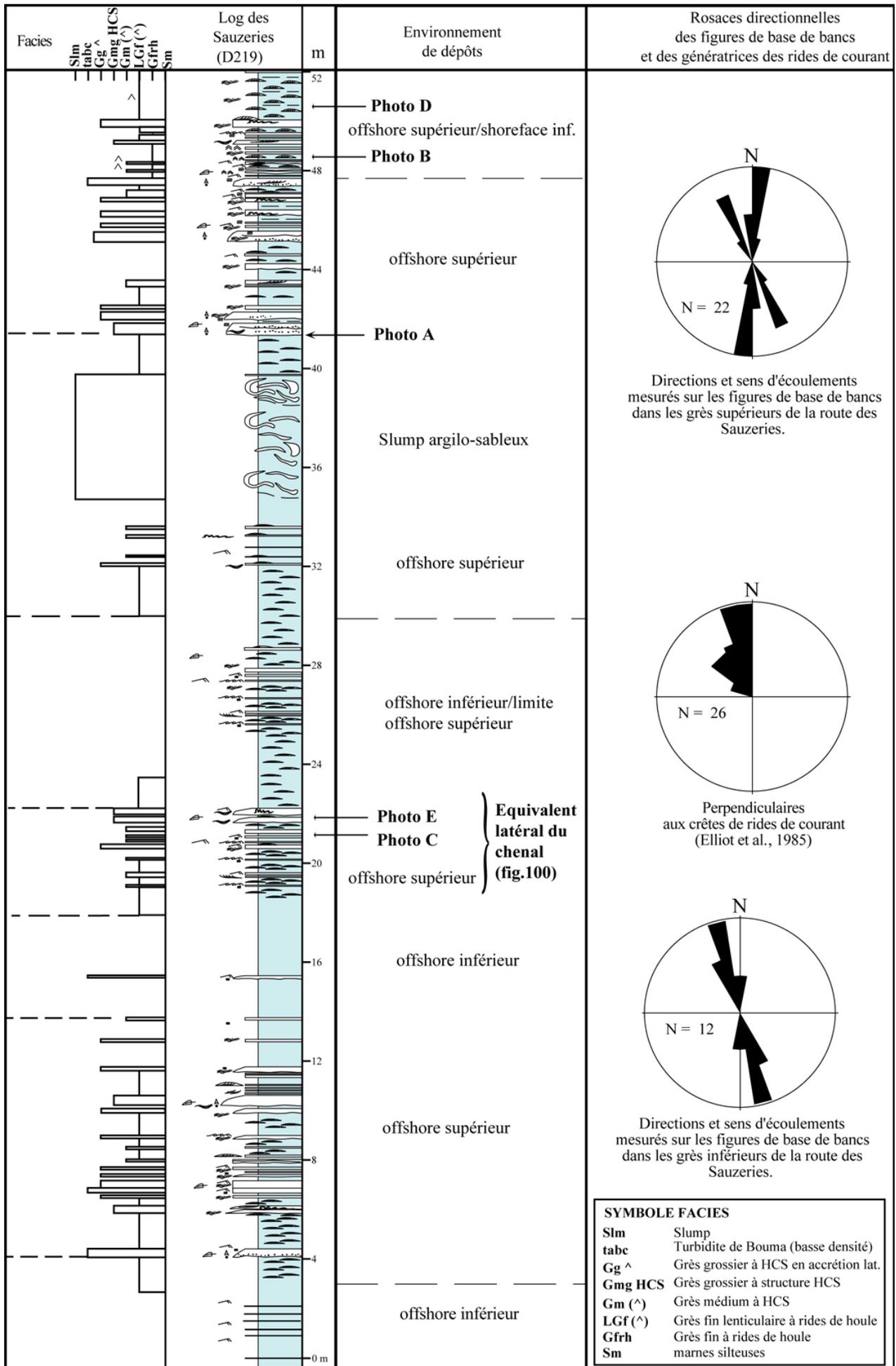


Figure 98 : Evolution verticale de faciès des Grès de Ville au niveau de la route D219.



Photo D-Faciès fin Litage lenticulaire à HCS (^) et rides chevauchantes. rythmites gradées. (Faciès LGf(^))



Photo E- Faciès Gf à Gm laminé à HCS plate en accrétion verticale. (Faciès noté Gm^)



Photo C-Faciès de Gm à Gg à HCS en accrétion latérale. (Faciès noté Gg^).

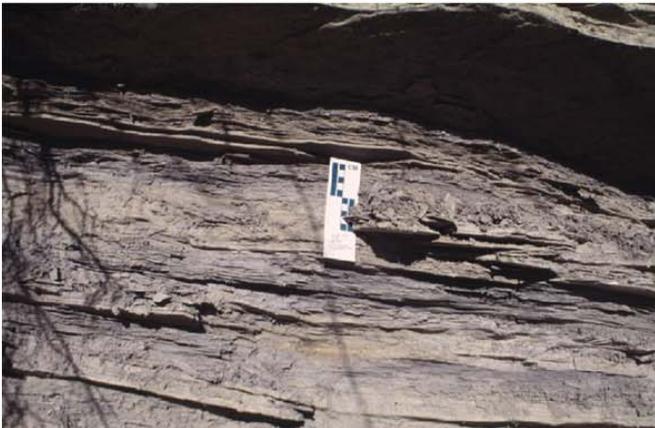


Photo B- Alternance silto-gréseuse à rides de houle. (Faciès noté Gfrh)



Photo A-Faciès Gm à Gg à base érosive et structures à HCS amalgamés en érosion. (Faciès noté GmHCS)

Figure 99 : Principaux faciès des Grès de Ville marqués par une sédimentation sous influences de houle et de tempête. Les photos sont situées sur le log de la Figure 98.

- Détail de la lentille gréseuse de la cote 1013 m de la Buissière d'Entouart (Figure 100)

Sur le flanc occidental de la Buissière d'Entouart (localisation sur la Figure 95) plusieurs ensembles gréseux lenticulaires se distinguent. L'aspect de lentille très aplatie (rapport Longueur/Hauteur > 8) indique que cet ensemble est peu inscrit dans le substrat marneux soulignant une faible contrainte morphologique (plane et peu pentée) sur l'agencement spatial des dépôts. L'abondance des surfaces d'érosion intraformationnelles ainsi que le faible degré de maturité des turbidites (turbidites basse densité Ta), montrent une bonne affinité avec le remplissage de système chenalisant. Chaque banc, individuellement considéré, présente une géométrie concave-plate à base érosive soulignée par les galets mous d'abrasion du substrat au cours du transport. L'absence de structures de tempêtes dans cette unité, dominée par des rides de courant et des flute-casts abondants confirment un hydrodynamisme unidirectionnel des écoulements de type turbiditique.

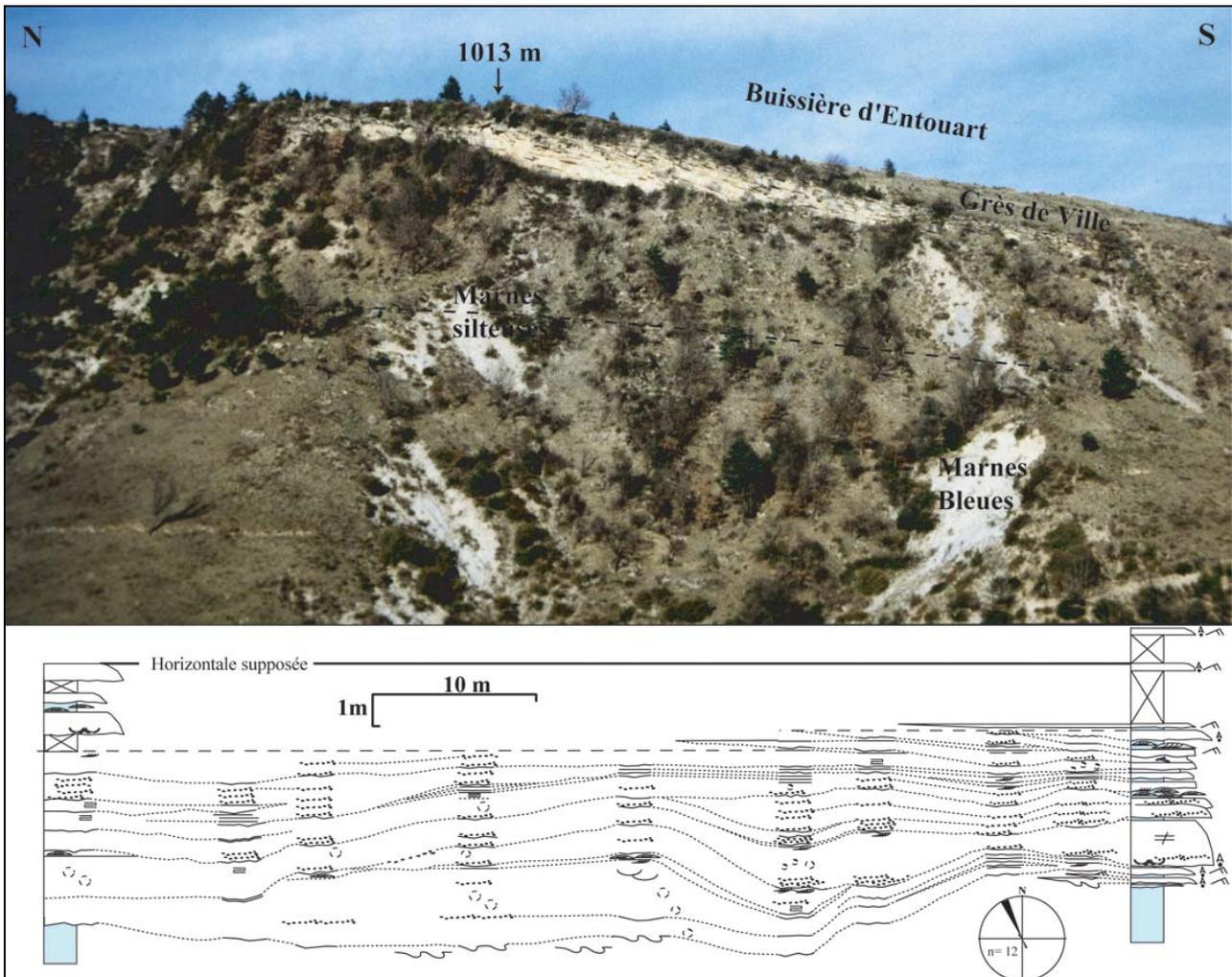


Figure 100 : Détail de la lentille développée dans les Grès de Ville à la cote 1013 m de la Buissière d'Entouart.

Nous voyons, par conséquent, que latéralement aux aires de sédimentation dominées par des dépôts de tempêtes (cas le plus fréquemment rencontré dans le synclinal), apparaissent quelques secteurs où se distinguent des écoulements turbiditiques localement chenalisants permettant le transit du matériel détritique dans le bassin.

- Implications tectono-eustatiques

L'évolution de la dynamique sédimentaire des Grès de Ville traduit **la progradation du détritisme dans le bassin avec une diminution progressive de la tranche d'eau** et le passage d'un environnement d' *offshore inférieur* à *offshore supérieur*, marquée par la faible occurrence de faciès turbiditiques et l'influence croissante des faciès de tempête et de houle qui confortent le caractère de plateforme interne du bassin de Barrême durant cette période. Cette progradation de 3^{ème} ordre montre des oscillations plus haute-fréquences (4^{ème} ordre) de la tranche d'eau, représentées par les faisceaux gréseux et les intervalles marno-silteux.

Ainsi **le maximum d'approfondissement du bassin se situe au sein des Marnes Bleues (Zone P19-P20), compatible avec le maximum de transgression du superséquence TA4 de Vail et al., 1987.** Au-dessus, la sédimentation présente une évolution vers des domaines de plus en plus proximaux, de plateforme interne (Grès de Ville sous influence de tempête) puis de domaine littoral avec la progradation d'un système alluvial des Conglomérats de Clumanc qui arrive brutalement au toit des Grès de Ville. Ce régime globalement régressif est stratigraphiquement corrélable avec l'intervalle régressif de la superséquence TA4.

Arrêt n°3 : Les Conglomérats de Clumanc. Coupe du Champ-Richard au Tréouiller

- Accès

Le meilleur point de vue pour l'observation de l'ensemble des Conglomérats de Clumanc est de suivre la corniche de la Buissière d'Entouart jusqu'à la cote 1013 m. La formation des Conglomérats de Clumanc débute au toit des Grès de Ville et se caractérise dans le paysage par trois cuestas successives en rive droite du ravin des Sauzeries ainsi que la butte du Château de Clumanc en rive gauche de l'Asse de Clumanc, soulignant pour chacune d'elles les intervalles conglomératiques et séparés par des vires marneuses (Figure 101).

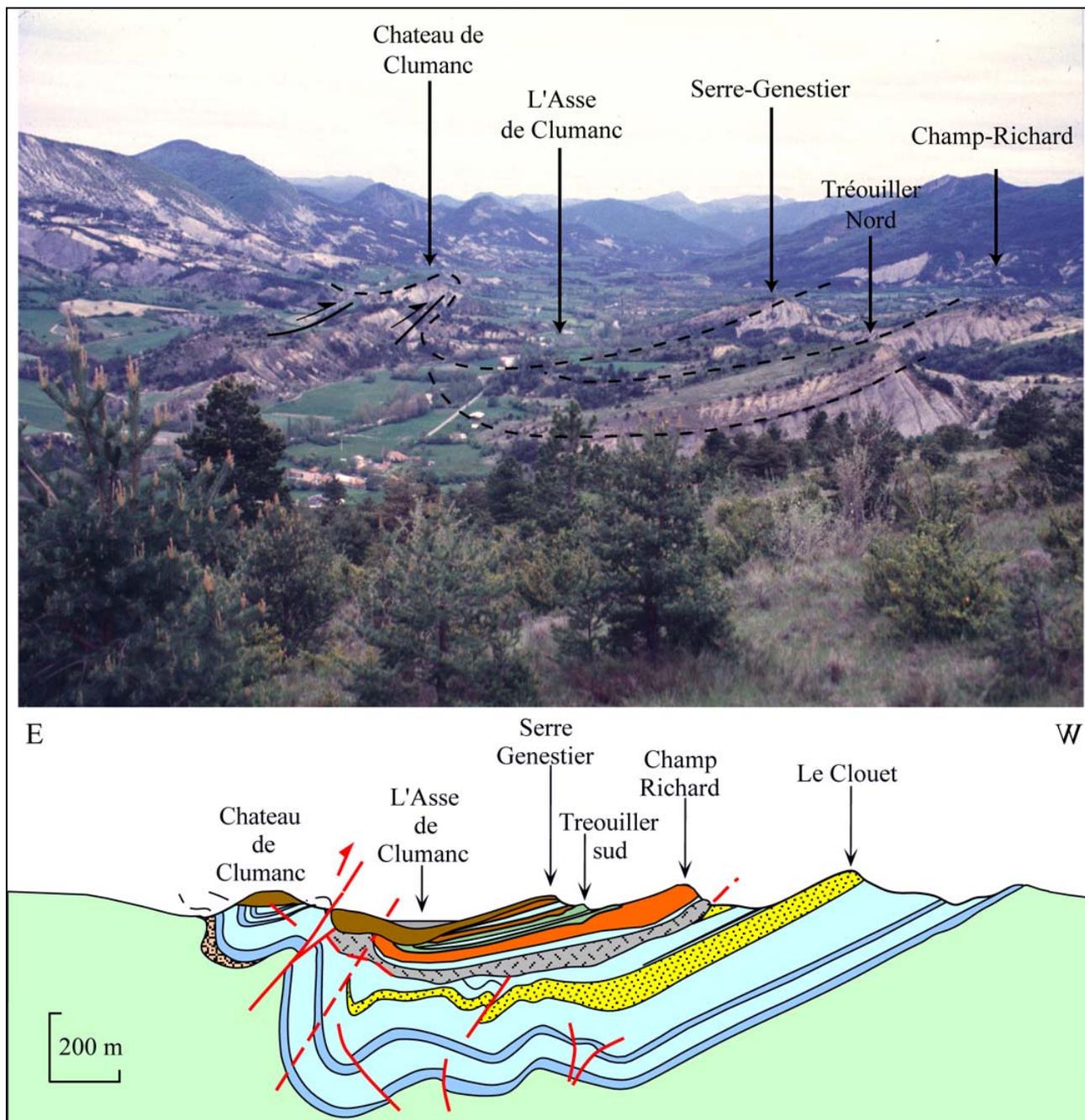


Figure 101 : Panorama vers le Sud des différentes cuestas de la formation des Conglomérats de Clumanc et coupe équatoriale synthétique présentant la géométrie en éventail du remplissage paléogène.

Les Conglomérats de Clumanc peuvent être cartographiés en quatre unités distinctes, séparées par des surfaces d'érosion. On distingue (Figure 102) :

- Le membre de Champ-Richard (butte 972 m),
- Le membre de Tréouiller (butte 981 m-908 m). Il est séparé en deux sous-membres en raison d'un intervalle marneux séparant les deux ensembles conglomératiques,
- Le membre de Serre-Genestier (butte 932-941m),
- Le membre du Château de Clumanc (butte 943 m). Celui-ci, peu développé sur la rive droite de l'Asse où il ne dépasse pas les 10 m d'épaisseur, est principalement localisé en rive gauche, où il est fortement redressé et plissé où il constitue la butte du Château de Clumanc.

- Modification brutale des environnements de dépôts et des polarités d'écoulements (Figure 102).

Les Grès de Ville sous-jacents sont dominés par une sédimentation détritique à dépôts de tempêtes (Elliot *et al.*, 1985) et caractérisent un environnement hémipélagique de plateforme externe. Les directions et sens de courants, homogènes à l'échelle du synclinal, sont compris dans le secteur de Clumanc entre N330° et N010° soulignant une morphologie subméridienne avec **une polarité d'écoulement du sud vers le nord, confortée par l'affinité pétrographique des grès avec les massifs méridionaux des Maures-Esterel** (Evans & Mange-Rajetzky, 1991).

Les Conglomérats de Clumanc traduisent la progradation d'un système deltaïque alluvial (Bodelle, 1971 ; Elliot *et al.*, 1985). **Les écoulements sont équatoriaux avec une polarité de l'est vers l'ouest associés à un enrichissement progressif en éléments issus des zones internes** (Gubler, 1958 ; Graciansky *et al.*, 1971 ; Bodelle, 1971) soulignant leur surrection et l'extension de l'aire de drainage du système deltaïque jusqu'à ces massifs. La discontinuité supra-Grès de Ville, cartographiable sur tout le flanc occidental du secteur de Clumanc, délimite donc : -Deux environnements sédimentaires forts contrastés ; -Une modification dans la polarité des écoulements ; -Des bassins versants différents, l'un méridional pour les Grès de Ville, l'autre oriental pour les Conglomérats de Clumanc.

- Modèle de faciès des Conglomérats de Clumanc (Figure 103).

Les Conglomérats de Clumanc ont les caractéristiques géométriques et sédimentologiques d'un delta à caractère alluvial dominant, au sens d'un *alluvial fan delta* (sensu Mc Pherson *et al.* , 1988 ; Nemec & Steel, 1988). On remarque :

- **La faible extension latérale du dispositif (inférieure à quelques kilomètres).**
 - **L'organisation des intervalles conglomératiques en corps chenalisants composites amalgamés ou à faibles géométries méandriformes** souligne le caractère fluvial dominant du système deltaïque (Coleman & Wright, 1975 ; Galloway, 1975).
 - **La proportion abondante dans ces conglomérats d'éléments atteignant jusqu'à 60 cm de diamètre** et de débris de feuilles entières et fragmentées indiquent un faible transit du matériel et la proximalité du domaine continental et un moindre, voir une absence de tri granulométrique.
 - **La faible représentativité des faciès de houle** au profit des coulées hyperconcentrées et des dépôts de crue confortent le caractère alluvial du système deltaïque de Clumanc.
 - **L'absence de bioturbation dans les faciès de prodelta** indique un environnement défavorable au développement d'organismes fousseurs qui peut être du à un taux de sédimentation élevé.
 - **La fréquence élevée des dépôts gravitaires et des processus de re-sédimentation** soulignent la présence d'une morphologie accusée instable et entretenue puisqu'ils sont récurrents dans les intervalles conglomératiques et les faisceaux marno-silteux de prodelta.
- Les associations de faciès permettent ainsi de définir une zonation faciologique en fonction du caractère proximal-distal des dépôts et des processus hydrodynamiques (Figure 103).

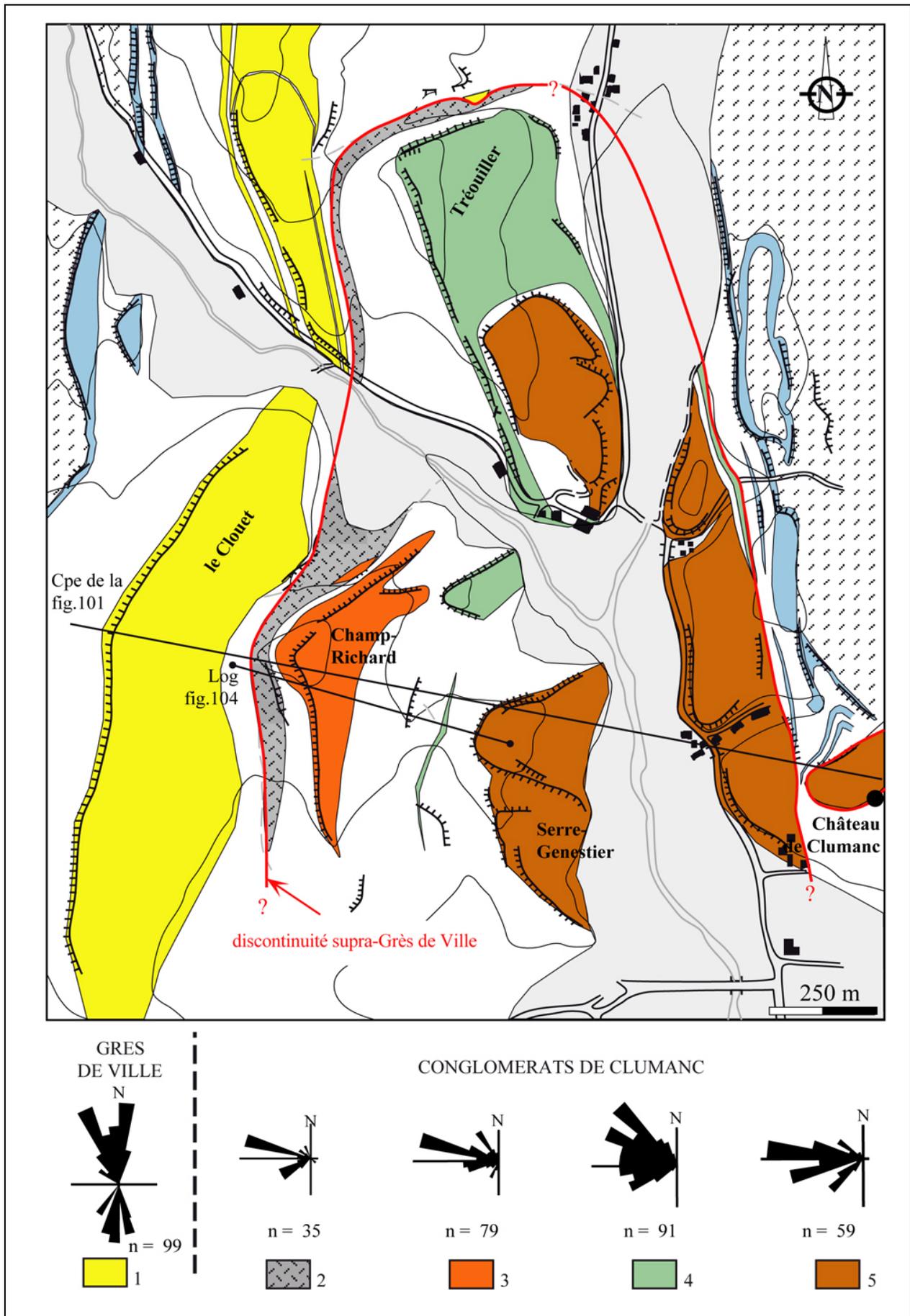


Figure 102 : Cartographie de la formation des Conglomerats de Clumanc. Rosaces des écoulements des Grès de Ville et des différents membres des Conglomerats de Clumanc.

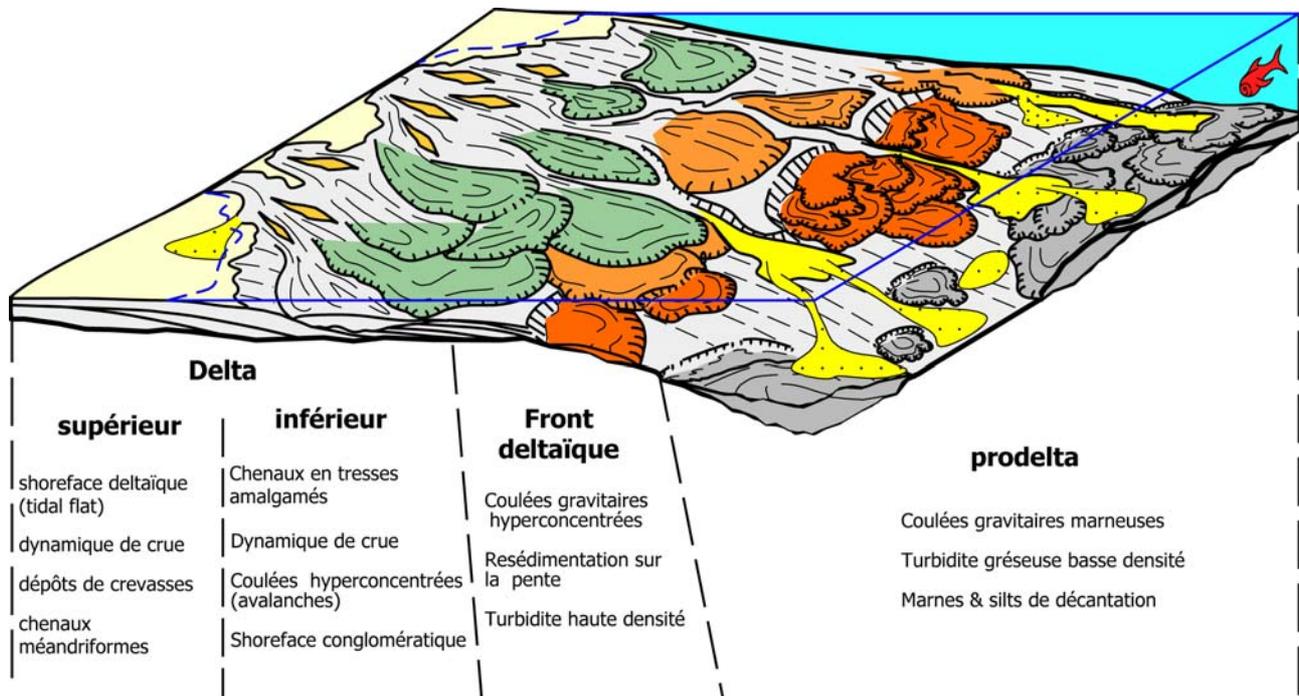


Figure 103 : Modèle sédimentologique du système alluvial des Conglomérats de Clumanc. Répartition spatiale des processus hydrodynamiques et des faciès associés.

- Evolution verticale de faciès (Figure 104 & Figure 105a, b).

La coupe de référence se situe en rive droite du ravin des Sauzeries, où elle débute au toit des Grès de Ville au niveau de la butte de Champ-Richard et se prolonge jusqu'à la butte 908 m (localisation sur la Figure 102). Nous nous sommes par la suite déplacés vers le sud au niveau de la butte de Serre-Genestier afin d'avoir la succession la plus complète possible, représentative des Conglomérats de Clumanc.

La formation des Conglomérats de Clumanc débute par des **dépôts gravitaires** (coulées de débris sablo-argileuses, slumps, turbidites gréseuses) sur lesquels s'installent des **dépôts prodeltaïques**. Progressivement réapparaissent des **faciès de front deltaïque** représentés par des coulées de débris argilo-gréseux et des chenaux à remplissage de Grès grossier et débris de végétaux (Butte de Champ-Richard).

Par la suite, le membre inférieur de Tréouiller est caractérisé par **des faciès deltaïques avec des séquences de crue et des géométries de chenaux**. Les chenaux présentent une organisation en tresse avec le développement de corps composites associé à une faible aggradation. Le membre supérieur de Tréouiller montre également des faciès de crue. Il est limité au sommet par une surface à rides de courant de type *tidal flats*, qui marque la tranche d'eau minimum de cet intervalle. Le membre de Serre-Genestier présente des **faciès de plage conglomératique** (lits plans de galets intercalés dans des sables grossiers), **caractérisé par plusieurs faisceaux plurimétriques progradants** sur les marnes silto-gréseuses sous-jacentes où alternent des grès graveleux et des conglomérats jointifs plats organisés en lits plans. Enfin, le membre du Château de Clumanc présente à nouveau **une dynamique alluviale franche dominée par des dépôts d'avalanches chaotiques, très érosive à la base (blocs de galets d'argile pluricentimétriques à métriques)**.

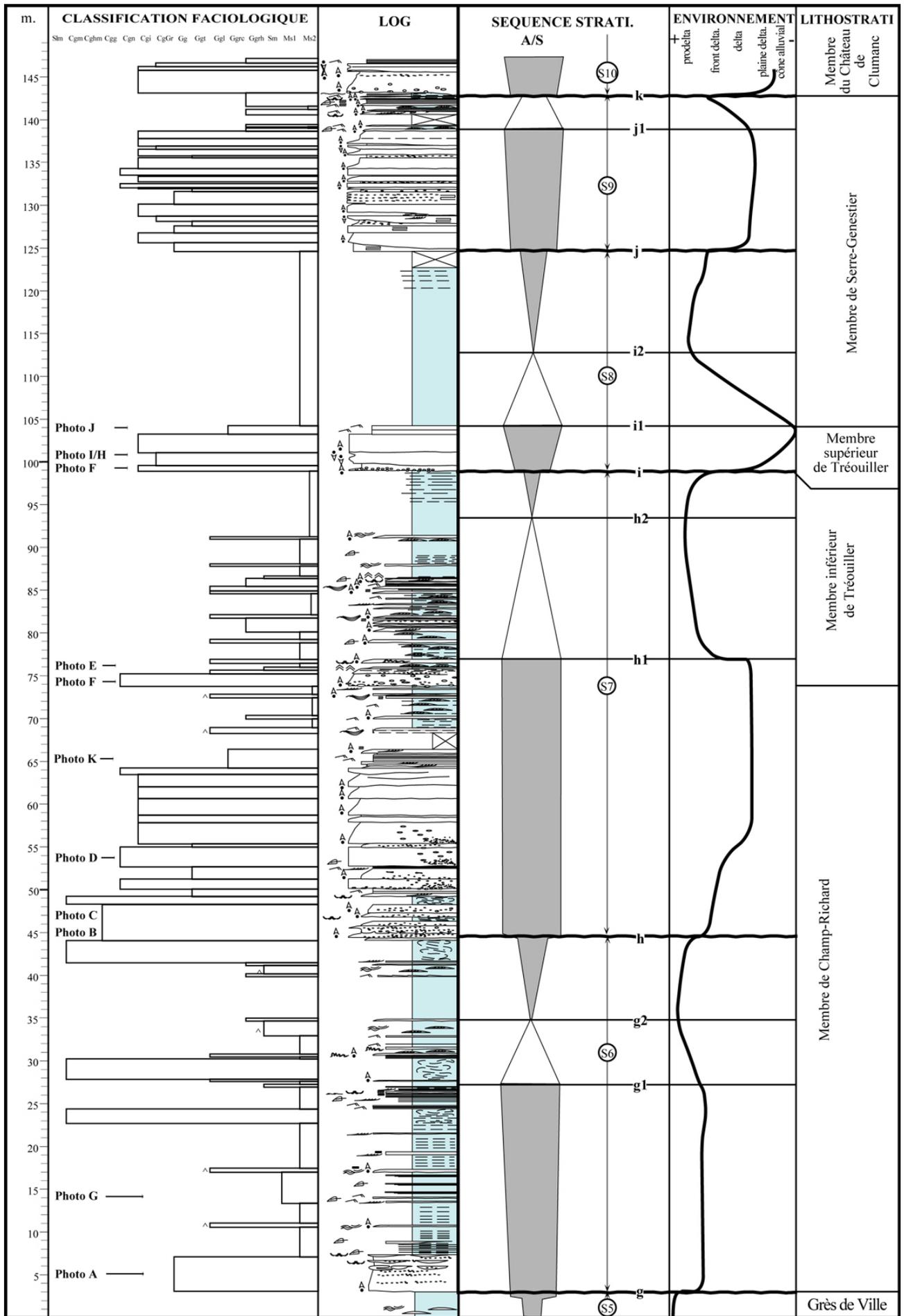


Figure 104 : Log composite des Conglomérats de Clumanc, de Champ-richard à Serre-Genestier. Découpage séquentiel et environnement de dépôt. Log 1 de la Figure 102.



Photo A- Slump à lambeau de Grès de Ville.



Photo A- Debris flow marneux à galets mous subjointifs dans une matrice argileuse. (Photo D. Mercier. ENSMP).



Photo D- Coulée de débris hyperconcentrée à clasts hétérolithiques flottants dans une matrice argilogréseuse (Photo D. Mercier. ENSMP)



Photo C- Coulée de débris marneux dans une matrice argileuse



Photo E- Rides de vague au toit de grès médium de l'intervalle silteux du Membre de Tréouiller



Photo F- Séquence de crue quasi complète, observée à la base du membre inférieur de Tréouiller



Photo G- Structure de flambage (flamestructure) dans de fines alternances silto-gréseuses de pro-delta



Photo I- Conglomérat non granoclassé à galets jointifs et subjointifs dans une matrice grés-graveleuse (faciès de base de la séquence de crue)



Photo H- Succession de séquences conglomératiques à granoclassement inverse (faciès F2 de la séquence de crue)



Photo K- Grès grés-graveleux de Champ-Richard de remplissage de chenal à débris de feuilles du genre *Cinnamomum* (Lauracées) compatibles avec un milieu tropical à subtropical (détermination J. Dupéron, UPMC)



Photo J- Surface sommitale du membre de Tréouiller à rides de courants de type tidal flats

Figure 105a et b : Principaux faciès des Conglomérats de Clumanc

- Implications tectono-eustatiques

L'évolution verticale de faciès montre une tendance générale au comblement du domaine marin où chaque cortège de bas-niveau présente une dynamique deltaïque de plus en plus proximale. Elle traduit une régression généralisée qui s'intègre dans le caractère régressif au deuxième ordre de l'Oligocène inférieur (intervalle régressif du supercycle TA4 de Haq *et al.*, 1987 ; Hardenbol *et al.*, 1998). **La tectonique régionale de fermeture de l'ensemble du bassin d'avant-pays paléogène du domaine sub-alpin se traduit localement par la surrection de la bordure orientale du bassin de Barrême et se surimpose ici à la tendance globale reconnue par Haq *et al.*, 1987.**

Chaque intervalle conglomératique correspond à un intervalle de progradation de bas-niveau représentant des environnements de plus en plus proximaux, de front deltaïque (membre de Champ-Richard) à un cône alluvial franc (membre du Château de Clumanc). **Cette évolution traduit un régime de régression forcée au sens de Posamentier *et al.* (1992) qui affecte les Conglomérats de Clumanc.**

Les intervalles transgressifs qui séparent les faisceaux conglomératiques, **représentent des faciès prodeltaïques qui viennent moduler la régression forcée de la formation des Conglomérats de Clumanc**, où les variations de leur intensité peuvent trouver leur origine dans des fluctuations du niveau marin d'amplitude différente. Les séquences ainsi définies représentent vraisemblablement des séquences de 4^{ème} ordre emboîtées dans 2 séquences de 3^{ème} ordre (Ru3a et Ru3 d'Abreu & Anderson, 1998), limitées au sommet par la surface de régression maximum de 2nd ordre TA4/TB1, à la limite Rupélien/Chattien (Hardenbol *et al.*, 1998).

Arrêt n°4 : Panorama du Château de Clumanc. Géométrie de l'éventail synsédimentaire des Conglomérats de Clumanc.

- Accès

Le panorama du Château de Clumanc se situe au-dessus du lieu-dit la Lèche sur la D19 en rive gauche de l'Asse de Clumanc. Prendre le chemin indiqué la Réserve Géologique de Haute Provence.

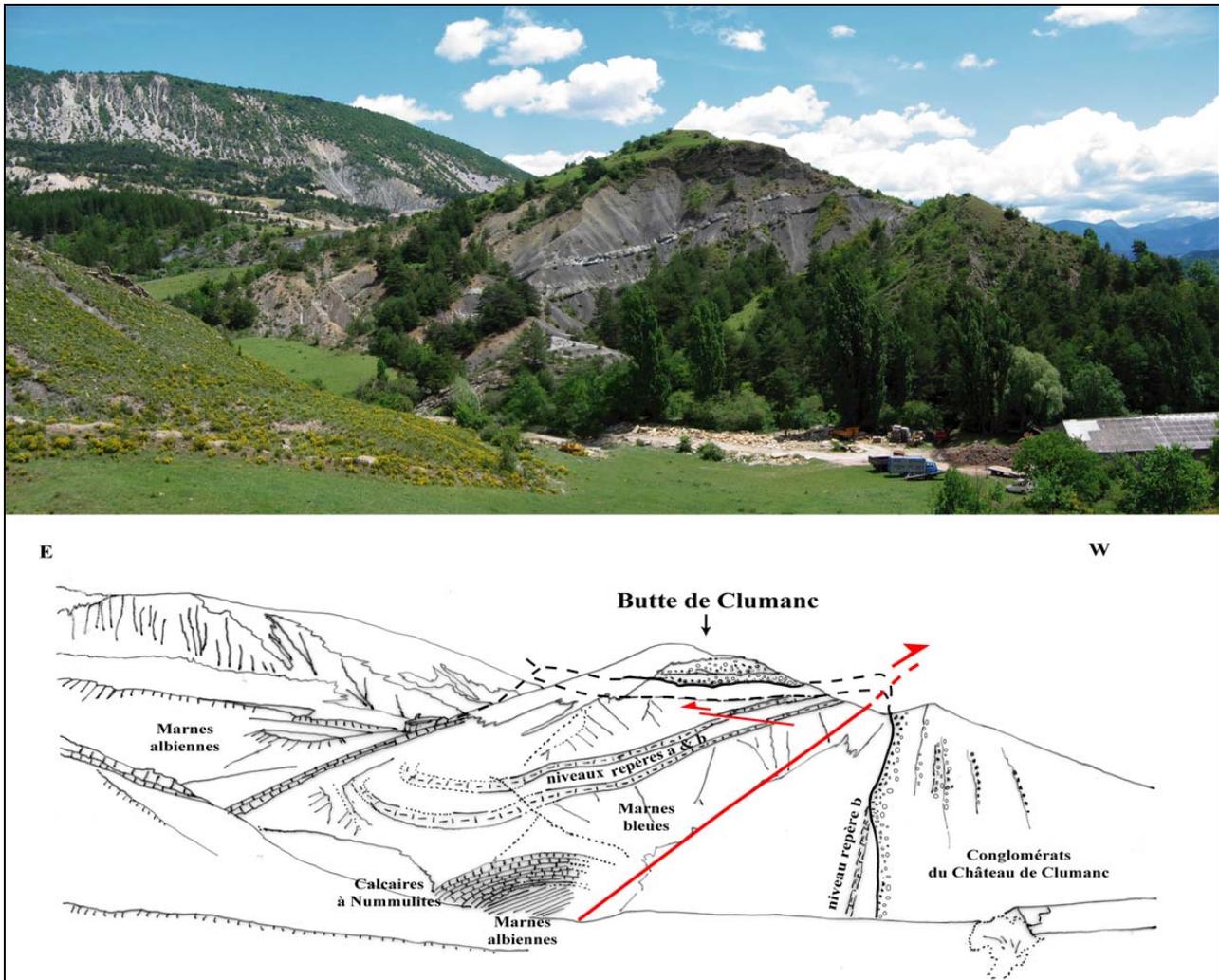


Figure 106 : Panorama et interprétation (vue vers le Sud) du flanc nord de la butte du Château de Clumanc.

Sur le flanc oriental du synclinal, la géométrie de l'assise calcaire est fortement accidentée avec un resserrage et un redressement important des plis affectés de failles transpressives dextres allant jusqu'à de faibles chevauchements à la hauteur du Coulet Berton.

Cette déformation plicative est enregistrée précocement sur le flanc oriental, où la structuration synclinal-anticlinal se fait sentir dès les Marnes Bleues. Le faisceau carbonaté intercalé dans les Marnes Bleues présente une variation latérale notable de la puissance des bancs et de l'interbanc marneux (Figure 106). L'assise nummulitique montre une succession de plis d'axe nord-sud relativement serrés. On constate que les variations dans l'épaisseur du faisceau carbonaté se superposent relativement bien à la structure plicative de l'assise. Les deux barres repères montrent un amincissement au toit de la structure anticlinale, et un épaissement de part et d'autre, soulignant une déformation plicative contemporaine de la sédimentation des Marnes Bleues.

La discordance du château de Clumanc a depuis longtemps été mise en évidence depuis Boussac (1912), Lapparent (1938), Chauveau & Lemoine (1961) qui introduisaient l'idée de

l'existence d'une déformation synsédimentaire, (Figure 107). La discordance se situe entre la série des Sauzeries, réduite (absence des grès de Ville et amincissement des autres termes) et plissée, et les marnes silteuses de Serre-Genestier (S8), elles-mêmes érodées par les conglomérats du membre du château de Clumanc.

- Caractérisation de l'éventail synsédimentaire de Clumanc : relations déformation et sédimentation (Figure 107a, b)

Plusieurs types de géométries de l'éventail ont été proposées. L'interprétation en séquences de dépôts et la cartographie des surfaces remarquables dans l'ensemble du secteur de Clumanc, nous permettent de préciser la géométrie de l'éventail (Figure 107a).

La cartographie des séquences de dépôts des conglomérats de Clumanc souligne une dissymétrie de l'enregistrement sédimentaire (Figure 108). Sur le flanc ouest, toutes les séquences sont représentées soulignant une subsidence continue du secteur. Sur le flanc oriental, la série de Clumanc est réduite, présentant de nombreuses lacunes. Au niveau du château de Clumanc qui se situe dans le compartiment chevauchant du pli faillé, elle n'est représentée que par l'intervalle transgressif du membre de Serre-Genestier (Séquence S8) très réduit, érodé par les conglomérats du Château de Clumanc (séquence S10). Ce compartiment est donc le siège d'une surrection continue ne permettant pas la préservation de toutes les séquences.

L'agencement dans le temps et dans l'espace des discontinuités et des cortèges sédimentaires dépend de la réponse du système deltaïque aux variations eustatiques (processus cycliques) qui se superposent à la déformation de l'ensemble du bassin (processus continu). Cet emboîtement des processus tectoniques (locaux, voir régionaux) et eustatiques (globaux) aboutit au développement d'un éventail synsédimentaire comme on le voit dans les Conglomérats de Clumanc.

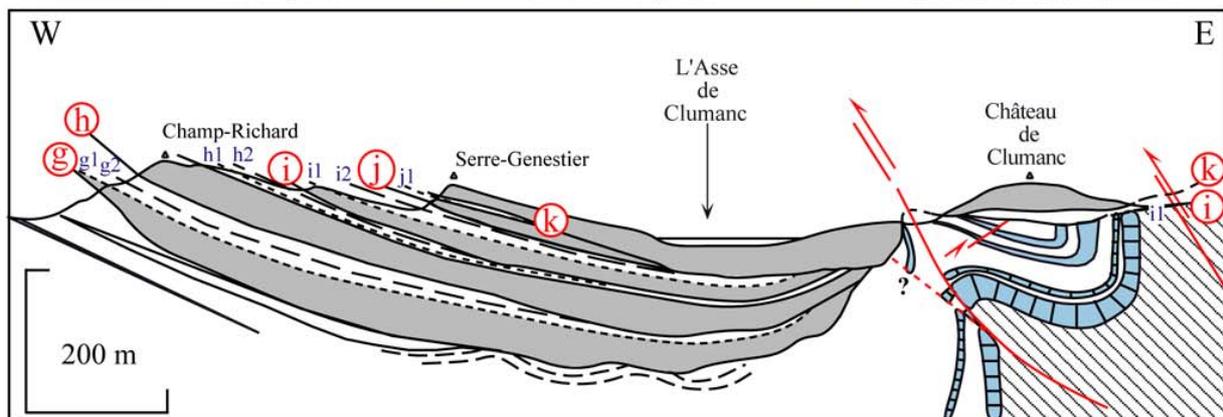
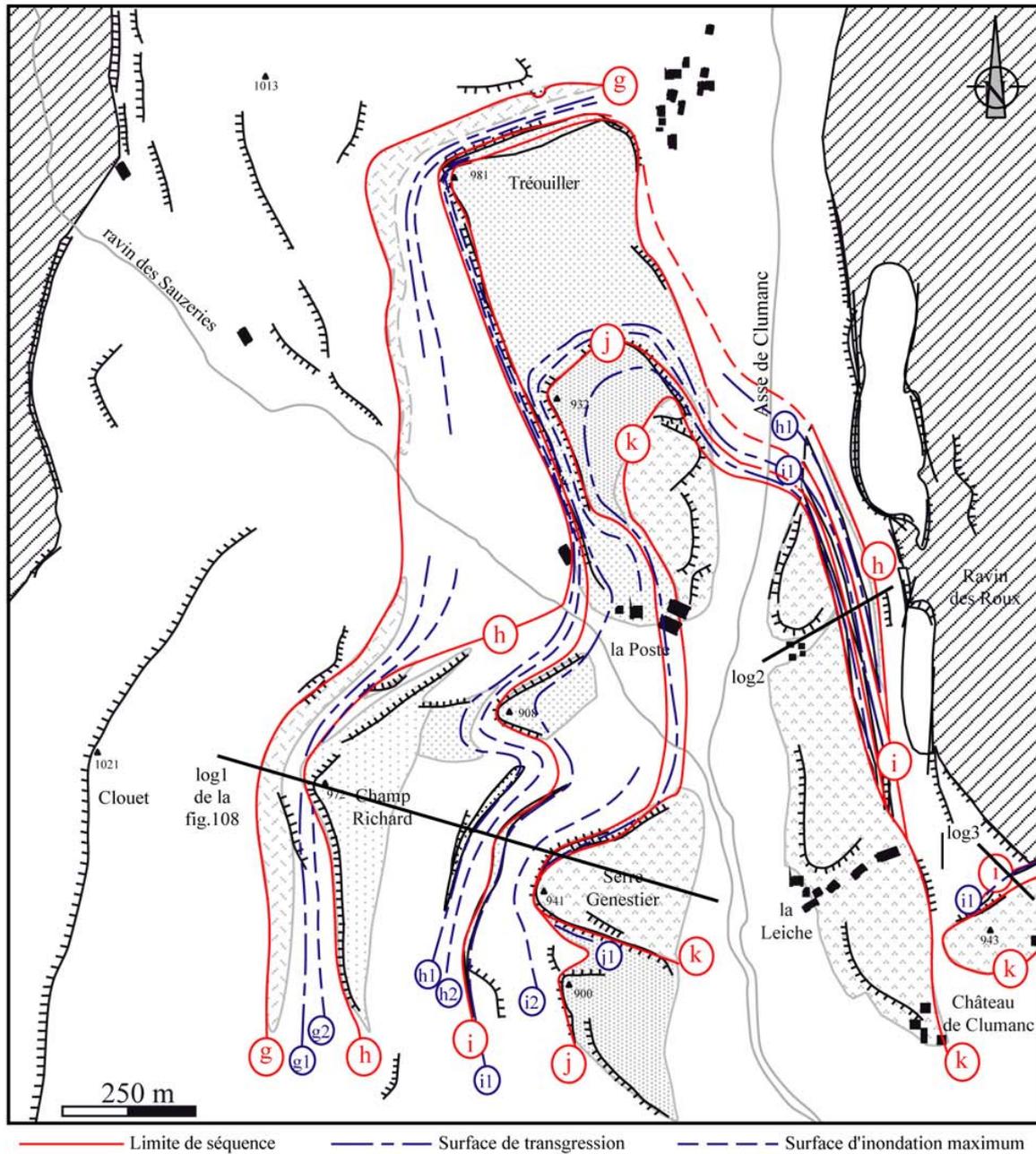


Figure 107a, b : A- Cartographie des surfaces remarquables des Conglomerats de Clumanc. B- Géométrie de l'éventail synsédimentaire de Clumanc. Résultat de la surimposition de la déformation plicative sur les fluctuations eustatiques. Les surfaces se réfèrent au log de la Figure 104.

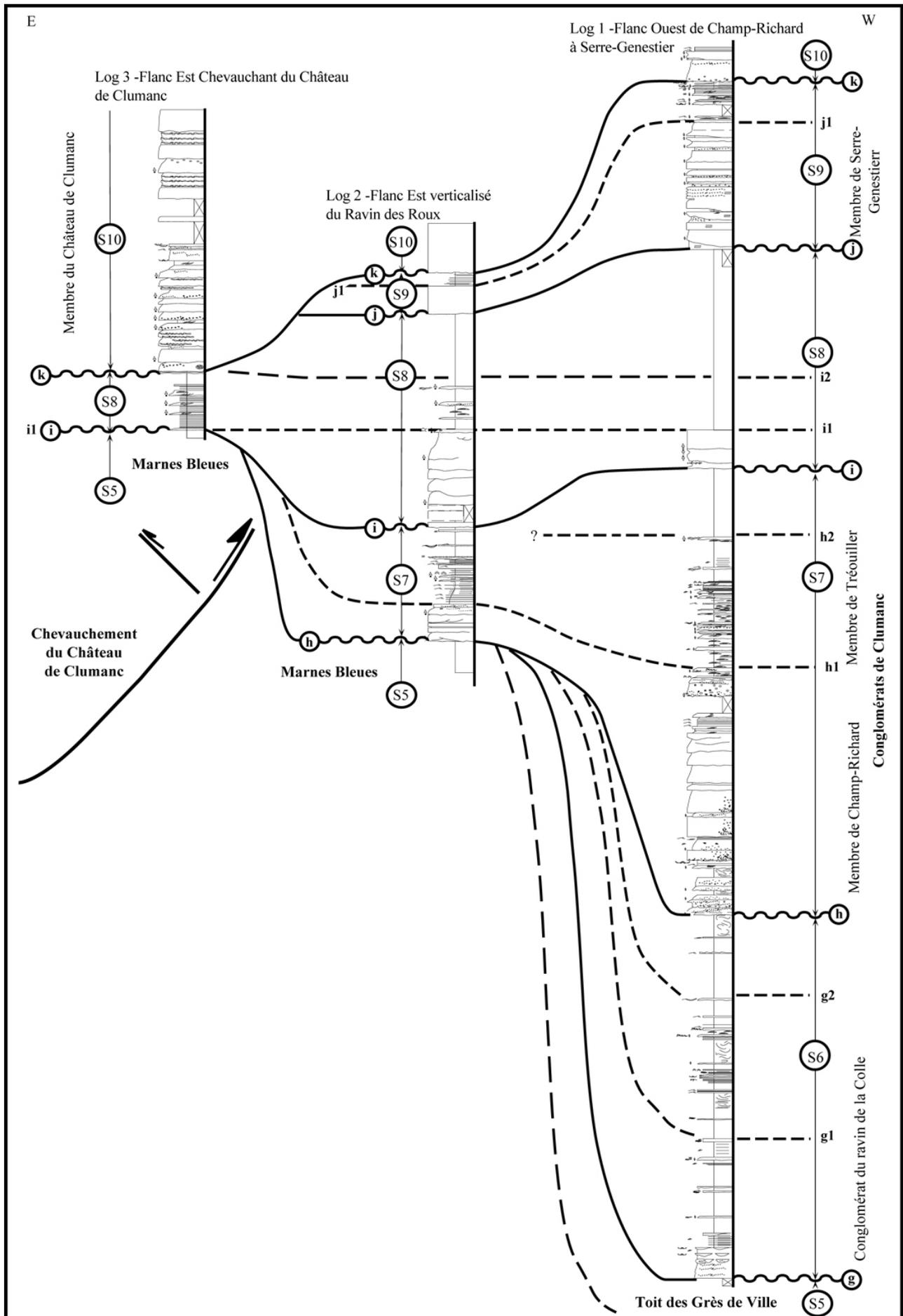


Figure 108 : Proposition de corrélations séquentielles entre les coupes du flanc oriental, à l'aplomb de la charnière de l'éventail synsédimentaire, et le flanc occidental du bassin. Géométrie de l'éventail sur la Figure 107.

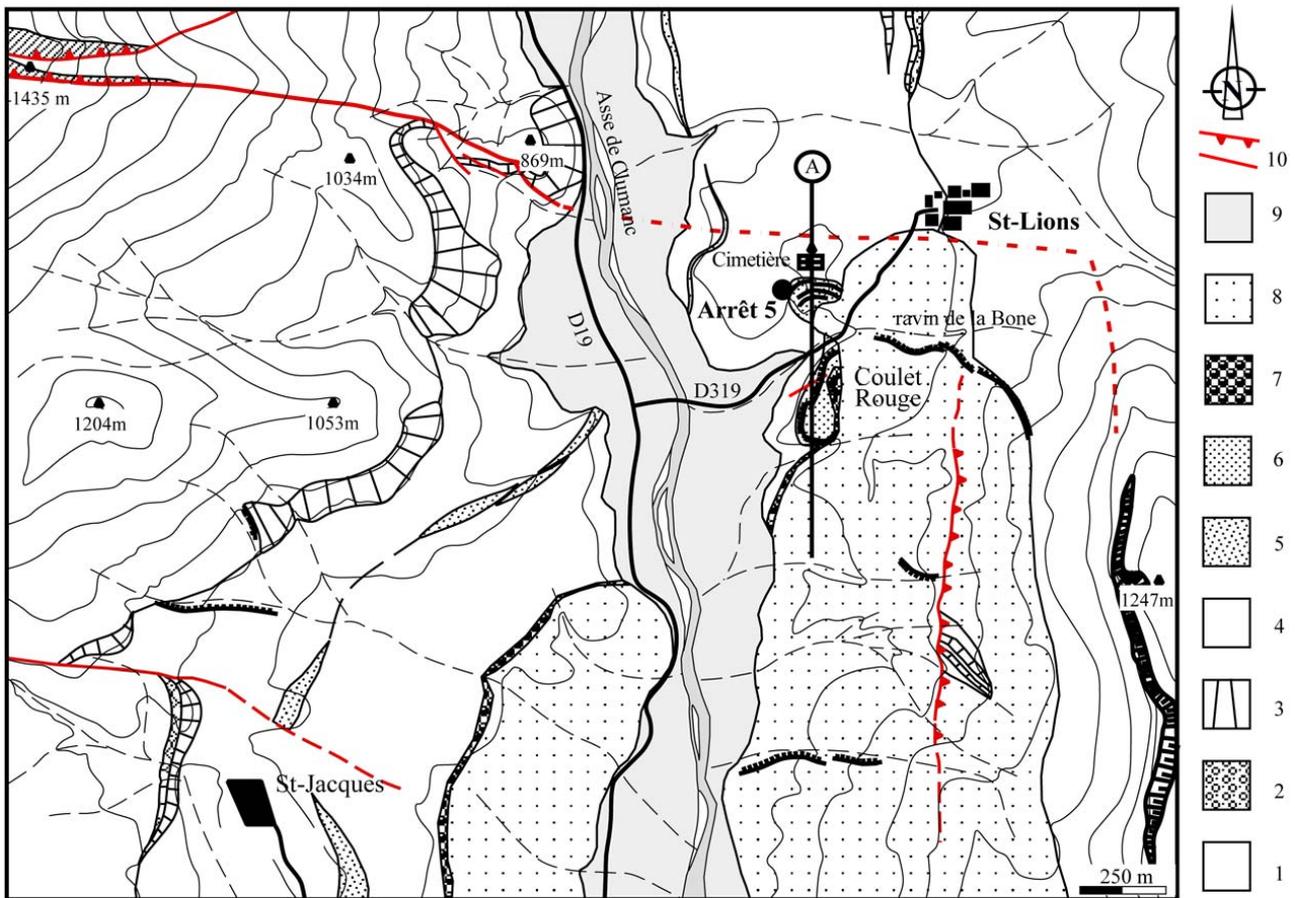
Arrêt n°5 : Panorama du Gilbert-Delta de Saint-Lions. Evolution et Géométrie des Conglomérats de St-Lions

- Accès

En venant de Clumanc, prendre la D319 en direction de Saint-Lions pour traverser l'Asse de Clumanc, puis prendre la direction du Cimetière de Saint-Lions avant d'arriver au village.

- Cartographie et structures (Figure 109)

Les Conglomérats de St-Lions sont localisés en rive gauche de l'Asse de Clumanc, à mi-chemin entre la D19 et le village de St-Lions. Elle s'observe de part et d'autre du ravin de la Bone qui sépare deux secteurs : au nord avec la butte de l'Adret sous le Cimetière de St-Lions ; au sud avec la butte du Coulet Rouge. Une coupe subméridienne, du Cimetière de St-Lions au Coulet Rouge met en évidence la déformation plicative prononcée du secteur du Cimetière (Figure 110). Le secteur nord montre présente la superposition de deux systèmes de contraintes, l'un E-W, redressant les flancs de part et d'autre du Cimetière, l'autre N-S, verticalisant les bancs de base du membre du Cimetière dont l'axe du pli présente un pendage sud très redressé. Ce resserrage N-S peut trouver son origine dans le prolongement oriental des accidents inverses, développés à l'extrados de l'anticlinal E-W de St-Martin qui constitue la rampe latérale du chevauchement des Dourbes (Cf. Figure 91 & Figure 92).



1-Substratum crétacé ; 2-Conglomérats perforés ; 3-Calcaires à Nummulites ; 4-Marnes bleues ; 5-Grès de Ville ; 6-Conglomérats de Saint-Lions ; 7-Biostrome de Saint-Lions ; 8-Séries continentales (Molasse rouge, Série grise, Série saumon) ; 9-Quaternaire ; 10-Accidents structuraux

Figure 109 : Carte détaillée du secteur de St-Lions.

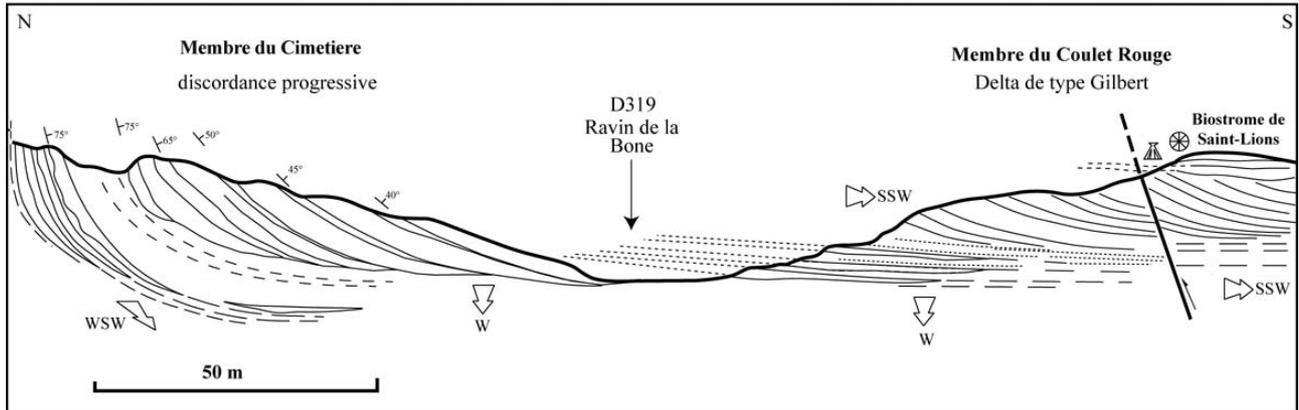


Figure 110 : Panorama du secteur de St-Lions (vue vers le Sud), du Cimetière au Coulet Rouge. Géométrie et orientation des écoulements principaux.

Les premiers dépôts des conglomérats de St-Lions (membre du Cimetière) sont plissés et verticaux. Ce pli s'atténue rapidement vers le Sud ; les horizons silto-gréseux sous-jacents aux conglomérats s'horizontalisent en moins d'une centaine de mètres. Dans le secteur du Coulet Rouge on distingue deux ensembles conglomératiques progradants sur les marnes silteuses. Ils sont constitués **en foresets conglomératiques d'amplitude décamétrique**. Ils sont affectés par une faille équatoriale à pendage 65°S et jeu inverse rehaussant la partie sud du Coulet Rouge. **Les foresets sont surmontés par des bancs conglomératiques plans de type topset** au sommet desquels repose en discordance le conglomérat à polypiers et huîtres, puis en concordance sur celui-ci les dépôts continentaux de la Molasse Rouge (Figure 112).

- Sédimentologie des Conglomérats de Saint-Lions (Figure 111).

La coupe de référence est une coupe composite en raison de la migration vers le sud des dépôts conglomératiques de St-Lions (Figure 112). Les conditions d'affleurement ne permettent pas d'observer le passage des Grès de Ville (très réduits dans ce secteur) aux Conglomérats de St-Lions. La coupe débute au nord du ravin de la Bone au pied de l'Adret de St-Lions et atteint les conglomérats sommitaux du membre du Cimetière. Ils se retrouvent au sud du ravin de la Bone, à l'extrémité nord du Coulet Rouge où la coupe se poursuit jusqu'à la série continentale de la Molasse Rouge.

Ils sont très semblables aux Conglomérats de Clumanc, cependant ils présentent des assemblages faciologiques et des géométries beaucoup moins diversifiés que dans le secteur septentrional du bassin. Le membre du Cimetière constituant le terme inférieur des Conglomérats de St-Lions présente une dominante **d'écoulements équatoriaux avec une polarité de l'est vers l'ouest**. Les surfaces obliques observées dans les conglomérats supérieurs du membre du Cimetière ont un pendage sud alors que les imbrications sont E-W. On retrouve ces mêmes sens d'imbrications dans les premiers conglomérats au sud du ravin de la Bone.

Les imbrications ainsi que le sens de progradation des grandes stratifications obliques du membre du Coulet Rouge (Figure 112d) indiquent un sens d'écoulement homogène du Nord vers le Sud avec des pendages sédimentaires compris entre 15° et 25° (Figure 112b et Figure 113). Le sommet des Conglomérats de Saint-Lions est caractérisé par des unités conglomératiques tabulaires constituant les *topsets* du Gilbert-Delta (Figure 113). De nombreuses structures singulières dans les *foresets* soulignent la fréquence des phénomènes de resédimentation dans les *foresets*, avec la verticalisation des imbrications de galets (Figure 112a) qui peuvent trouver leur origine dans l'effet du redressement progressif du pli développé dans le membre du Cimetière. Au-dessus, apparaissent des sables verts à lits plans de galets (Figure 112c) caractéristiques d'un *shoreface* grés-graveleux avant l'installation du Biostrome de Saint-Lions. Celui-ci est directement surmonté par les argilites rouges de la Molasse Rouge à la base de laquelle s'intercalent quelques récurrences d'environnements saumâtres.

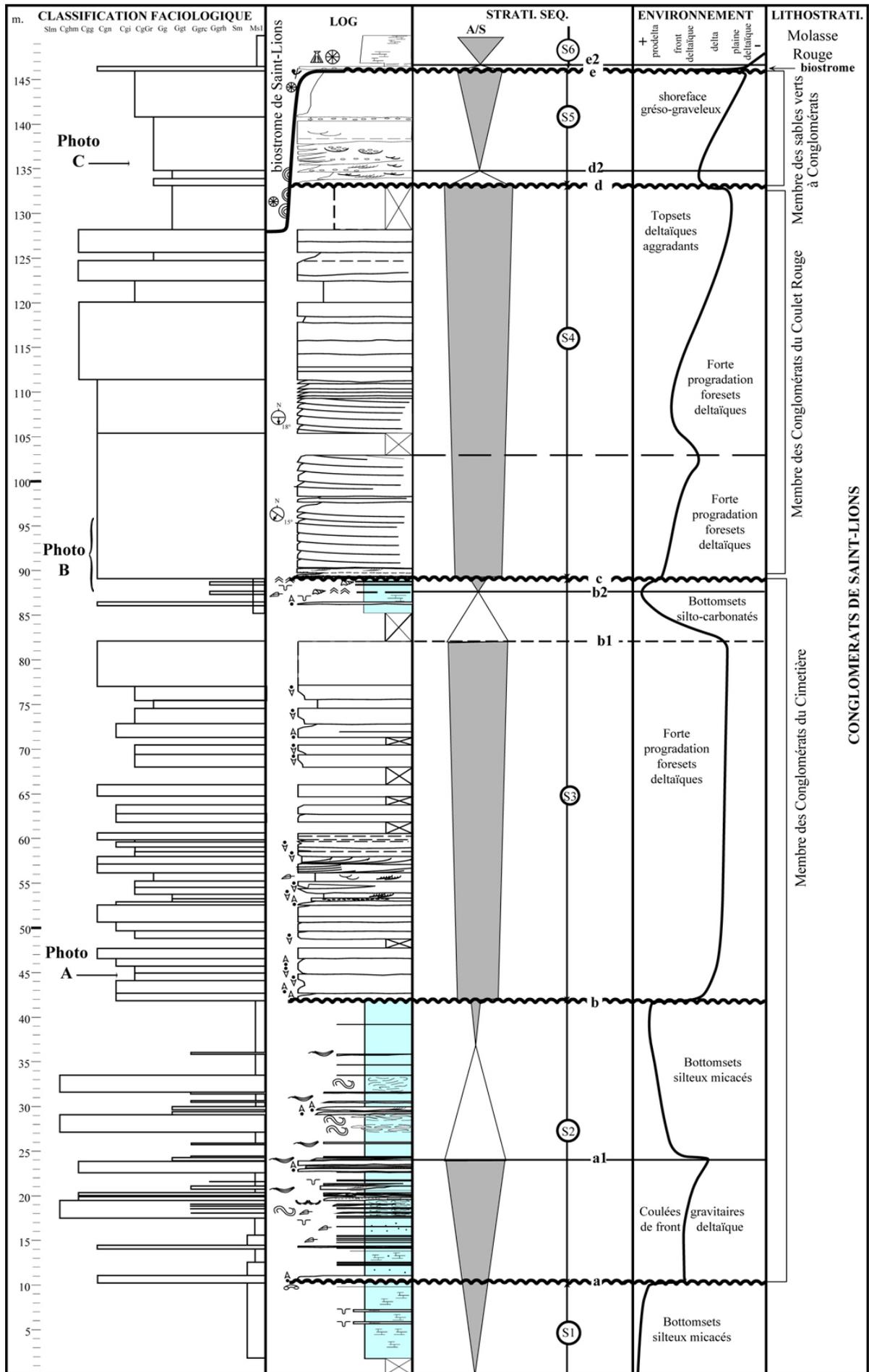


Figure 111 : Log synthétique des Conglomérats de Saint-Lions. Interprétation séquentielle et évolution des environnements de dépôt.

Plusieurs critères soulignent le caractère fluviatile dominant du dispositif de St-Lions (selon la classification de Postma, 1990) :

- la dominance nette du matériel grossier et **l'amplitude des stratifications obliques** développées dans le secteur du Coulet Rouge qui souligne une morphologie accentuée,

- la faible occurrence des faciès de houle, et la fréquence des phénomènes de resédimentation sur pente dans les dépôts de prodelta, mais aussi dans les *foresets* du delta.

- dans le secteur du Coulet Rouge, **l'organisation spatiale et les géométries rencontrées caractérisent un delta de type Gilbert** (Gilbert, 1885 ; Fayol, 1888) progradant vers le Sud (Elliot *et al.*, 1985 ; Evans & Elliot, 1999). La continuité des horizons conglomératiques avec le passage des *topsets* aux *foresets* est localement visible, cependant le point d'inflexion est le plus souvent tronqué par les *topsets* (Figure 113).

- Interaction-tectono-eustatiques

La géométrie du Gilbert-delta de Saint-lions **caractérise un delta complexe de type sigmoïde-oblique selon la classification de Colella (1988)**, ce qui implique, pour le membre du Coulet Rouge, une vitesse de progradation du delta supérieure à la vitesse d'accommodation, engendrant le ravinement des points d'inflexion. Cette observation appuie le caractère fluviatile dominant du dispositif deltaïque de St-Lions. Les sens d'écoulement présentent une forte variation, tout d'abord avec une dynamique équatoriale de l'Est vers l'Ouest, puis une progradation vers le Sud qui semble contemporaine de la déformation plicative de la partie nord du système. **L'analyse sédimentologique souligne le caractère globalement régressif de la formation de St-Lions**, compatible avec l'intervalle régressif du supercycle TA4 de Haq *et al.* (1988). **L'agencement spatio-temporel des dépôts montre une régression forcée** au sens de Posamentier *et al.* (1992), marquée par le déplacement des prismes progradants vers le Sud. Le régime de régression forcée est modulé par des remontées du niveau marin dont les signatures sédimentaires traduisent des amplitudes variables qui est maximale au cours du développement du biostrome de Saint-Lions. Cette régression forcée associée à la rotation de la polarité des écoulements dans le bassin traduit la surrection du domaine septentrional forçant le déplacement progressif des dépôts vers le sud.



Photo A- Imbrications observées dans les foresets du Gilbert delta des Conglomérats de Saint-Lions

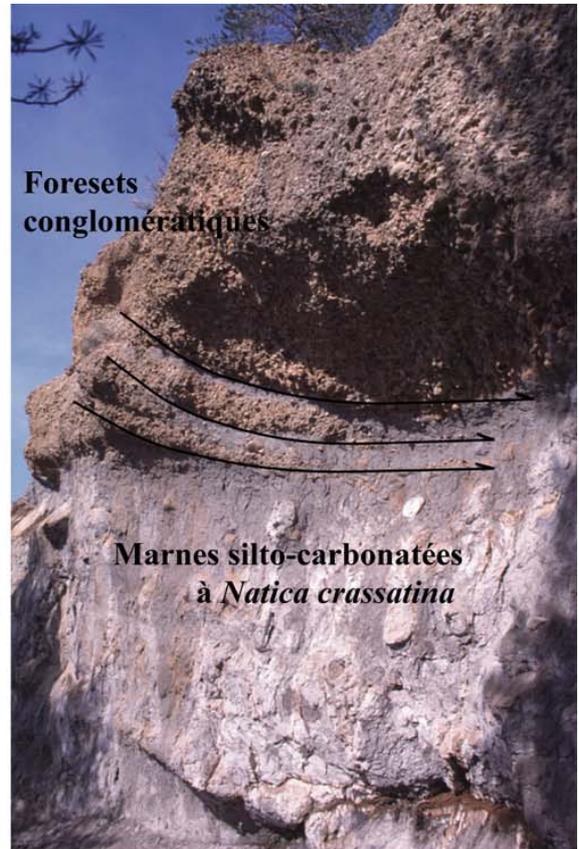


Photo B- transition des foresets conglomératiques aux bottomsets marno-silteux du Gilbert-delta de Saint-Lions.



Photo C- Faciès de shoreface sablo-conglomératique du Membre des sables verts à conglomérats sous-jacents au Biostrome de Saint-Lions.



Photo D- Vue générale du Gilbert-delta de Saint-Lions depuis la route de Clumanc (D19). passage vers le Sud des foresets conglomératiques aux bottomsets silto-carbonatés

Figure 112a, b, c : Imbrications singulières développées dans les Conglomérats de Saint-Lions. d- transition des foresets aux bottomsets marno-silteux au pied du Gilbert-Delta (Coulet Rouge). e- membre des sables verts et conglomérats du Coulet Rouge.

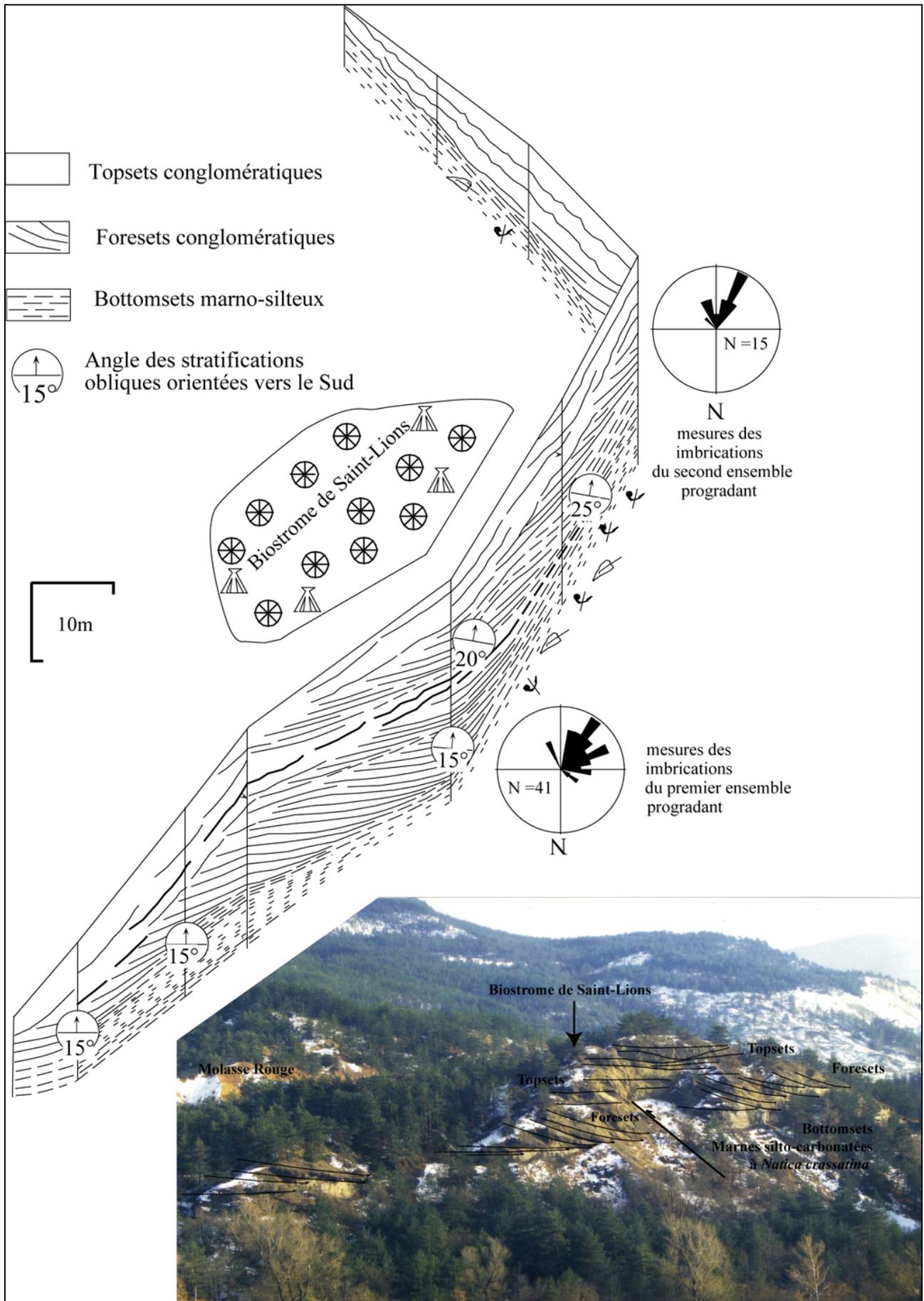


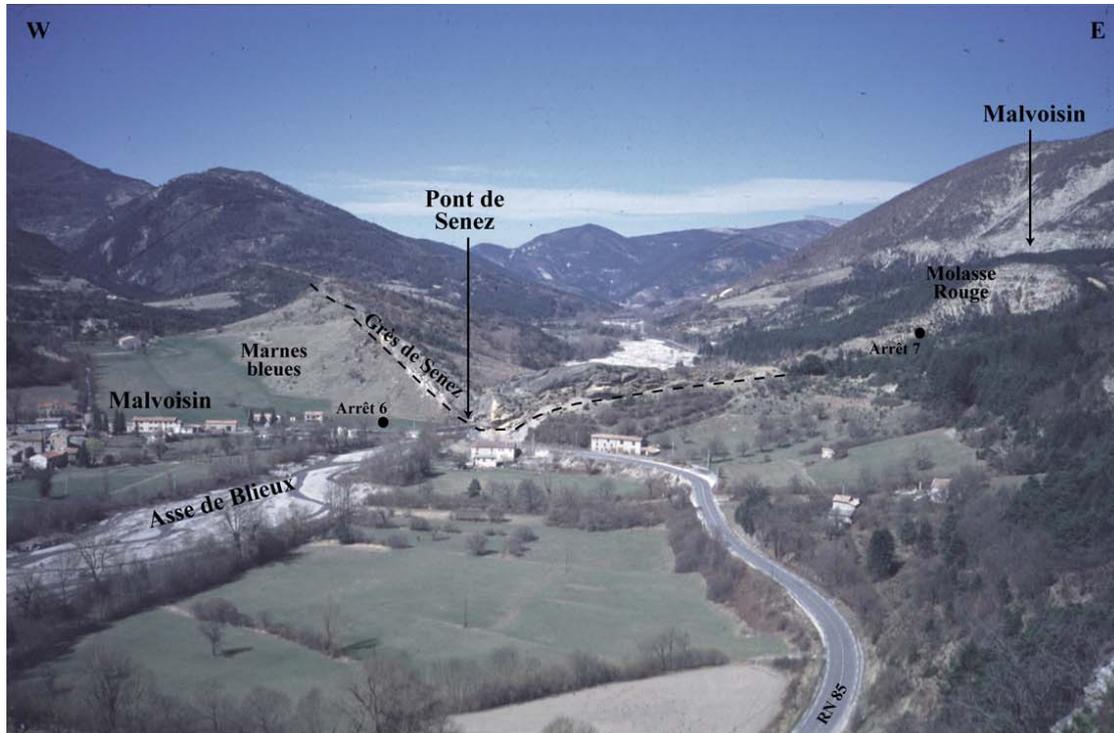
Figure 113 : Panorama (vue vers le SE) du Gilbert-delta de Saint-Lions et architecture développée dans le membre du Coulet Rouge. La géométrie est de type sigmoïde-oblique soulignant un taux de sédimentation plus élevé que le taux d'espace disponible créé.

Arrêt n°6 : Panorama du Pont de Senez. Les Grès de Senez

- Accès

Prendre la N85 en remontant l'Asse de Blieux que l'on traverse au Pont de Senez au niveau de la Clue que constitue la puissante barre des Grès de Senez.

- Cartographie, structures et géométries des Grès de Senez



Panorama (vue vers le Nord) de la barre des Grès de Senez au Pont de Senez

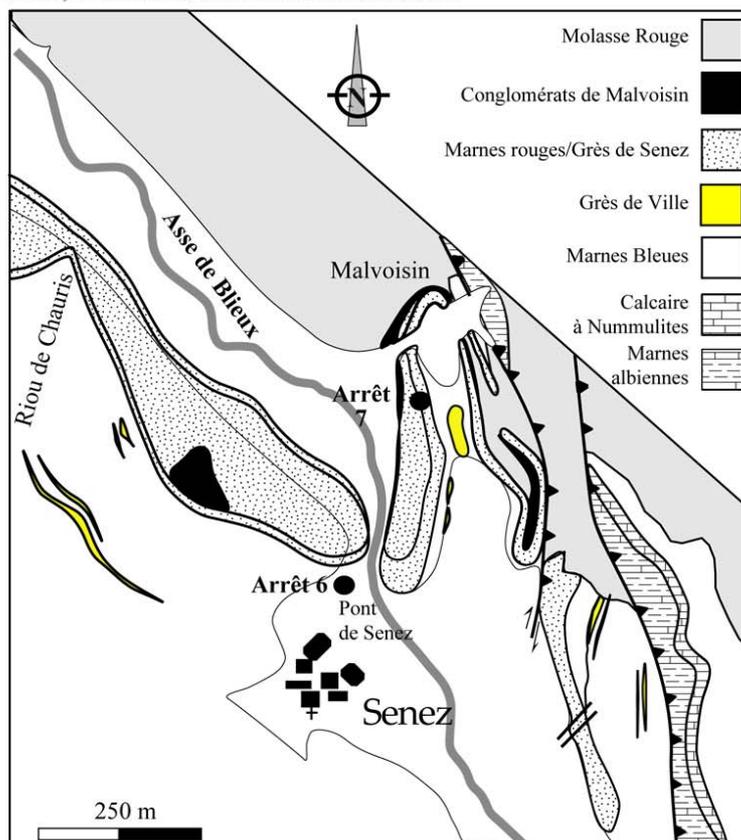


Figure 114 : Panorama (vue vers le Nord) du Pont de Senez et carte simplifiée du secteur de Senez.

Les Grès de Senez s'observent dans le secteur méridional du synclinal, aux environs de Senez, au Sud de Barrême (Figure 114). Ils affleurent de part et d'autre de L'Asse de Blieux où ils constituent un ressaut topographique bien visible. Sur le rebord oriental du synclinal, ils n'affleurent que dans le secteur de Senez, de la pointe 880 à l'extrémité méridionale de la barre du Dégoutail au sud, jusqu'à Malvoisin au nord. La série nummulitique est affectée d'accidents transpressifs d'axe subméridien à composante dextre, qui viennent décaler les Grès de Senez.

- Analyse sédimentologique (Figure 115 et Figure 116)

Les Grès de Senez contrastent fortement avec les autres formations marines supérieures du synclinal de Barrême. La granulométrie moyenne est beaucoup moins grossière, dominée par des sables, parfois bioturbés à nombreux débris de végétaux. Les conglomérats n'apparaissent que dans la partie sommitale (Conglomérats de Malvoisin). L'ensemble des Grès de Senez est dominé par une sédimentation gréseuse qui présente un gradient général grano-croissant, de silts gréseux à la base à des grès grossiers au sommet (Figure 116). Ils s'organisent en stratifications obliques progradantes vers le Nord que l'on observe bien au niveau du Pont de Senez (Figure 116). Plusieurs surfaces de ravinement sont observables dans les grès et peuvent être cartographiées en plusieurs points.

Les Conglomérats de Malvoisin superposés sont représentés par des galets bien roulés jointifs, parfois perforés, qui constituent le terme de transition avec la Molasse Rouge superposée. Ils sont bien développés en rive droite de l'Asse de Blieux sur le flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin.

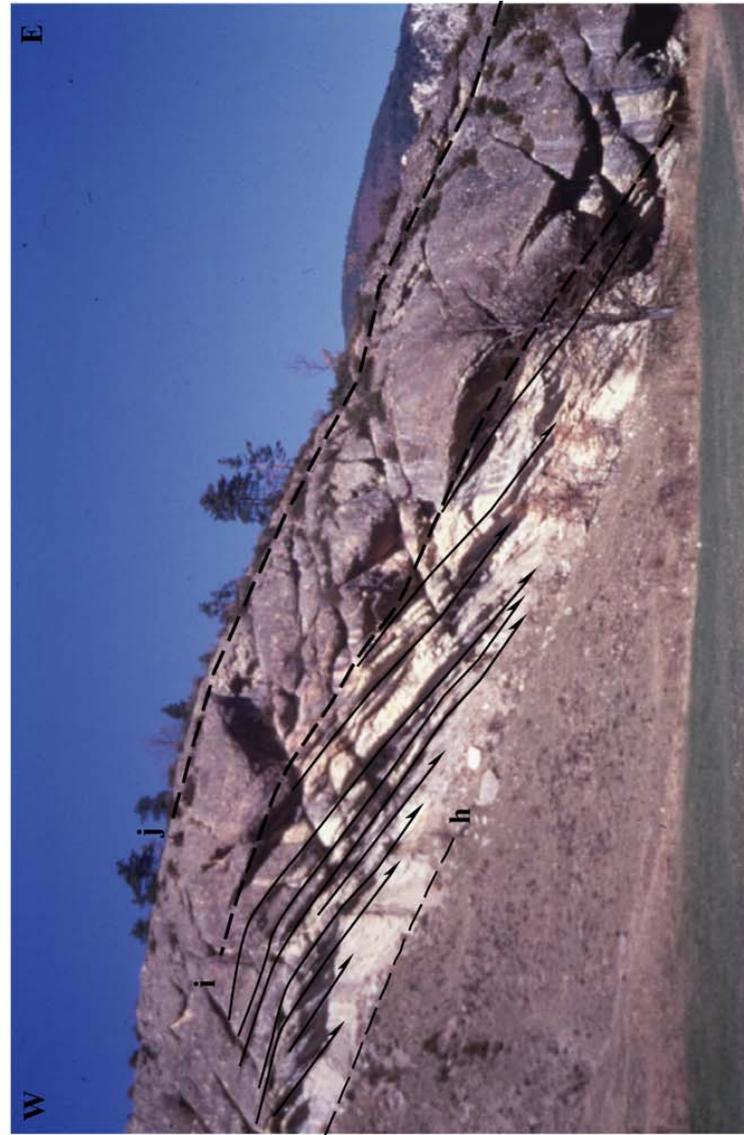
Trois environnements sédimentaires distincts ont été définis :

- **Un environnement plus distal caractéristique de l'*offshore* supérieur à *shoreface* inférieur.** Il est développé à la base des Grès de Senez avec une sédimentation marno-silteuse bioturbée à débris de végétaux abondants sur laquelle progradent les Grès de Senez et est récurrent dans le membre des Grès verts, riches en *HCS*.

- **Un environnement de type *shoreface* sableux** qui caractérise la partie inférieure du membre des grès de Senez *s.s.* Elle constitue la barre repère massive des Grès de Senez. Elle est représentée par des grandes stratifications obliques progradantes à rides de houle et laminations obliques à nombreux terriers et débris de végétaux, et coquilles entières de gastéropodes et lamellibranches

- **Un environnement proximal**, subaquatique de type lagunaire-estuarien. Il est surtout développé dans le membre du Dégoutail, bien représenté sur la bordure orientale du synclinal où des surfaces d'oxydation et des fantômes de racines sont fréquentes avec une faune d'Ostracodes de milieu saumâtre.

L'analyse de l'évolution verticale de faciès de la série marine supérieure du secteur de Senez montre **une succession sédimentaire régressive de comblement du domaine marin où la dynamique sédimentaire caractérise des environnements de plus en plus proximaux avec des émergences temporaires fréquentes**, précocement développées sur le rebord oriental du bassin.



Panorama (vue vers le Nord) de la rive gauche du Pont de Senez. Les Grès de Senez montrent une évolution stratocroissante et des progradations obliques orientées vers le Nord qui reflètent la progradation d'un shoreface sableux vers le Nord du bassin.

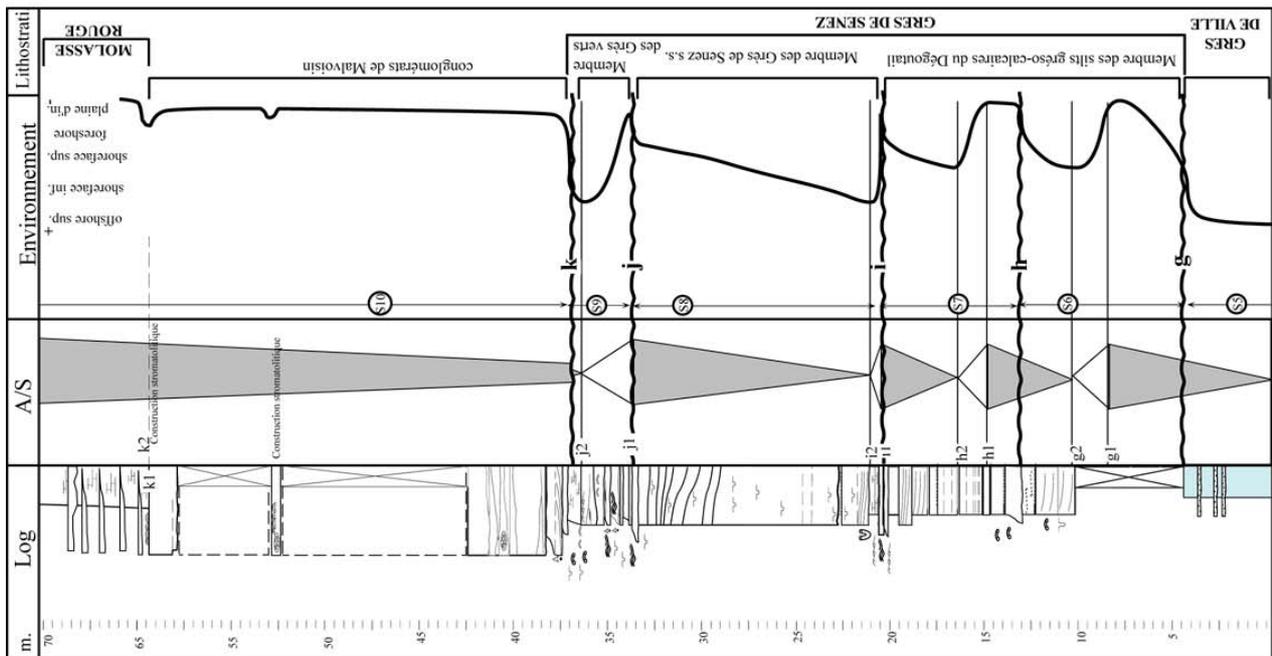


Figure 115 : Panorama de la rive gauche de l'Asse de Blieux au Pont de Senez. Progradation vers le Nord des Grès de Senez organisés en grandes stratifications obliques stratocroissantes qui reflètent une tendance générale progradante.

Figure 116 : Log synthétique des Grès de Senez (Coupe du flanc occidental de l'anticlinal de Malvoisin).

Log synthétique des Grès de Senez levé sur le flanc oriental de l'anticlinal de Malvoisin et position des surfaces remarquables.

Arrêt n°7 : Panorama de la Roche blanche. L'anticlinal de Malvoisin

- Accès

Le chemin emprunté se situe au niveau du Moulin, au pied de la Clue en rive droite de l'Asse de Blieux. Il faut alors monter vers la Roche Blanche pour avoir une vue panoramique sur l'anticlinal de Malvoisin. Prendre alors le chemin à gauche, en crête sur les Grès de Senez en longeant la surface structurale au-dessus de la route nationale 85.

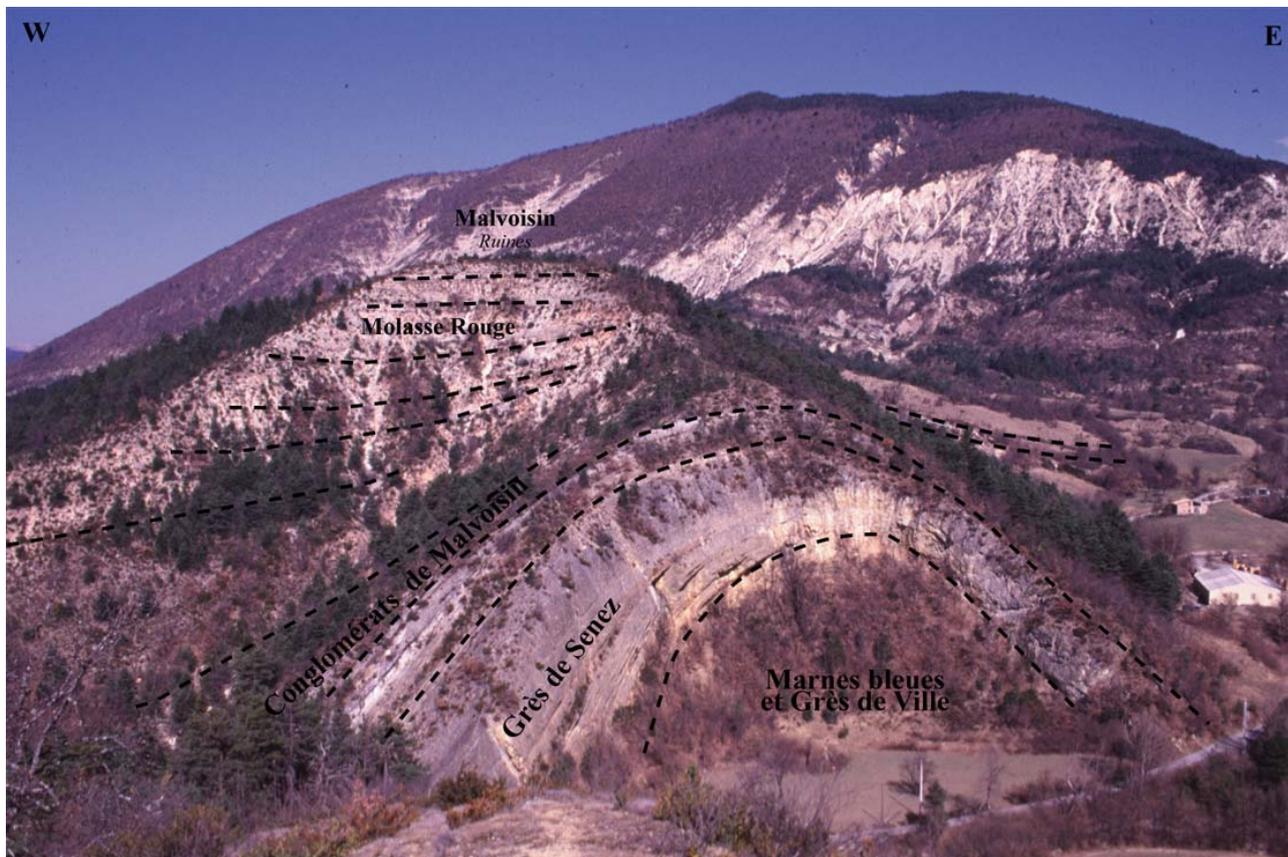


Figure 117 : Panorama de l'anticlinal de Malvoisin (vue vers le Nord). L'éventail est développé au sein des Grès de Senez et se poursuit dans la Molasse Rouge.

- L'éventail synsédimentaire de Malvoisin

L'enregistrement le plus spectaculaire de la déformation synsédimentaire du secteur de Senez s'observe au niveau de l'anticlinal de Malvoisin (Figure 117), sur le flanc oriental du bassin avec le bombement continu du pli au cours de la sédimentation. Il se manifeste par le développement d'un éventail tout au long des Grès de Senez, mais aussi au cours du dépôt des conglomérats de Malvoisin et se poursuit ultérieurement durant la sédimentation continentale de la Molasse Rouge (Chauveau & Lemoine, 1961).

On remarque que les dépôts s'amincissent progressivement vers l'extrados du pli. La présence des surfaces caractéristiques dans les Grès de Senez permet de présenter une évolution dynamique du pli anticlinal (Figure 118). La surimposition de la déformation sur les fluctuations sédimentaires affecte l'amplitude des érosions lors des chutes du niveau marin relatif et contraint le développement des cortèges transgressifs en entretenant la morphologie au niveau du pli. Par conséquent elle module de façon continue la création de l'espace disponible.

Le flanc oriental du bassin est par conséquent le siège d'une déformation plicative tout au long de la sédimentation avec le développement d'un éventail ouvert vers l'Ouest engendrant une divergence progressive des dépôts.

Des glissements en masse replissés sont par ailleurs particulièrement bien développés dans les Grès de Senez au niveau du Pont de Senez (Figure 119).. Ils se réduisent progressivement vers

l'Est et ne sont pas observés en rive gauche de l'Asse de Blioux. Ils sont vraisemblablement initiés par le redressement de la bordure orientale du bassin lors du développement synsédimentaire de l'anticlinal de Malvoisin.

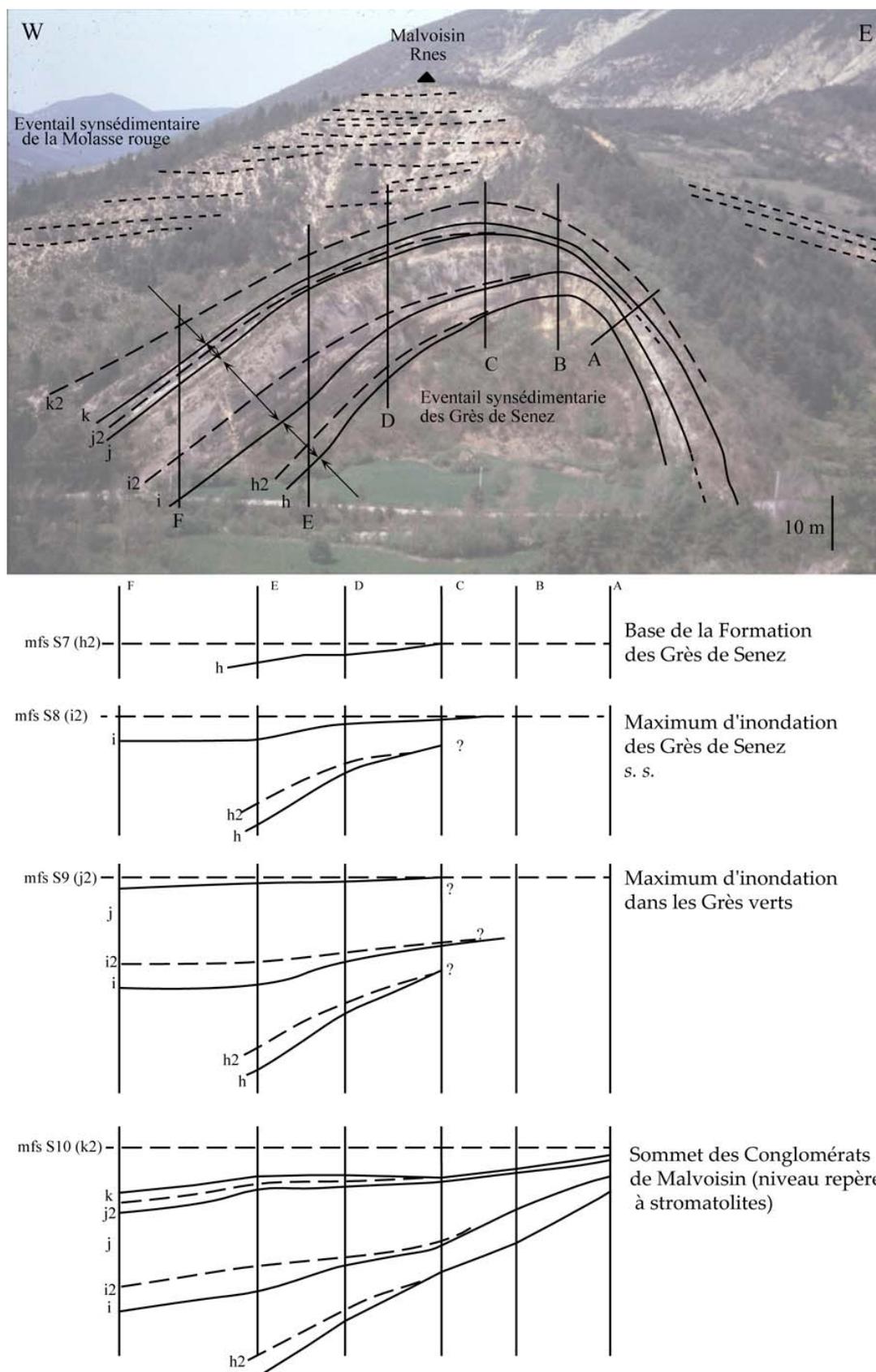
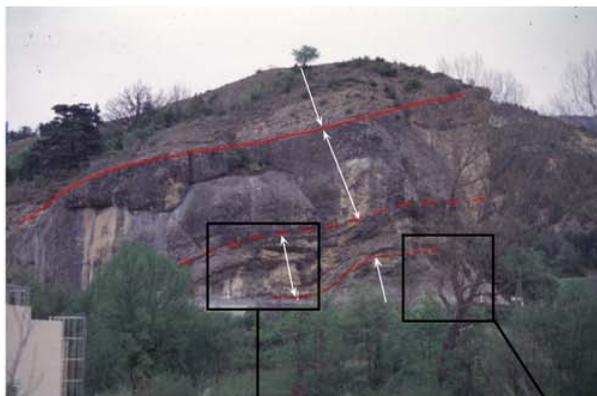


Figure 118 : Evolution progressive de la géométrie des dépôts en relation avec la génèse de l'anticlinal. La surface d'inondation maximale de chaque séquence est remise à l'horizontale.



Panorama (vue vers le NNW) de la Barre des Grès de Senez au Pont de Senez.



Glissement en masse des Grès de Senez vers le NW, en rive droite de l'Asse de Blieux.



Glissement replissé dans les Grès de Senez sur le chemin de la Roche Blanche.



Détail du glissement en masse dans les Grès de Senez s.s.

Biseaux dans les marnes silto-carbonatées sous-jacentes aux Grès de Senez

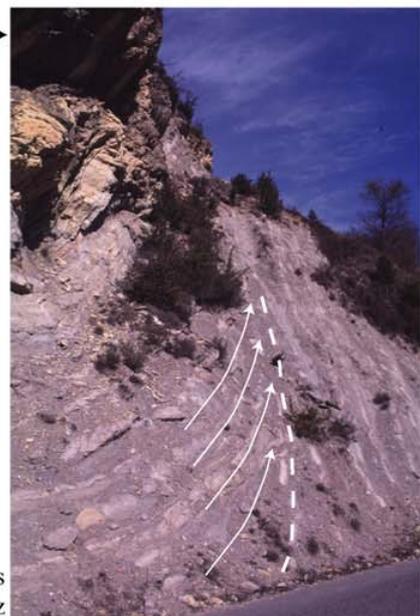


Figure 119 : Glissements développés dans la barre des Grès de Senez, en rive droite de l'Asse de Blieux.

Synthèse

L'évolution spatio-temporelle du remplissage sédimentaire est fortement contrôlée par le régime tectonique régionale. Elle peut être distinguée en deux épisodes (Figure 120) :

- **Le premier épisode correspond à l'intervalle d'approfondissement général du domaine de sédimentation où la déformation est représentée par une forte subsidence.** Il est représenté par le passage des Calcaires à Nummulites aux Marnes Bleues et correspond à la période de forte subsidence du bassin selon le modèle de Crampton & Allen (1995) (Figure 121). Au fur et à mesure que la transgression se poursuit (intervalle transgressif de TA4), l'espace disponible créé par la subsidence devient progressivement supérieur à l'amplitude des fluctuations. Cela conduit à un développement croissant des séquences de dépôt. **Le bassin se situe alors dans la zone B du modèle de Posamentier & Allen (1993a)** de la Figure 121. Au cours de cette période, la déformation plicative et le resserrage sont déjà entamés sur le flanc oriental du bassin de Barrême comme le montrent les barres repères carbonatées du Château de Clumanc et le drainage du détritisme, représenté par les Grès de Ville, dans l'axe du bassin. De plus cette subsidence est forte puisqu'elle compense le flux sédimentaire pendant le dépôt des Grès de Ville maintenant une tranche d'eau assez constante.

- **Le second épisode correspond au régime de comblement du domaine marin durant lequel se manifeste une déformation plicative sensible sur le flanc oriental.** La sédimentation est alors dominée par la progradation du détritisme dans l'ensemble du bassin. Cette progradation est alimentée de l'Est où les zones internes sont déjà soumises à l'érosion, et au Sud par la couverture permo-triasique des Maures-Esterel qui perdure dans le secteur de Senez. A partir de cette période, le bassin est caractérisé par une diminution progressive de la tranche d'eau. **Elle correspond à l'intervalle régressif de la superséquence TA4** (Haq et al., 1987) **et se traduit par un régime de régression forcée, classiquement rencontré dans les bassins synorogéniques** (Gawthorpe *et al.*, 2000). Le bassin se situe alors dans la zone C de la Figure 121. Au cours de cette période, on assiste à une rotation de 180° du sens des écoulements qui reflète des changements drastiques de la paléogéographie avec la fermeture du bassin d'avant-pays paléogène du domaine sub-alpin et la surrection des accidents frontaux de la Nappe de Digne. La déformation plicative est associée à des accidents transpressifs N-S qui favorisent la surrection progressive de la bordure orientale générant des éventails synsédimentaires systématiques. **L'ensemble de ces observations souligne le caractère piggy-back du synclinal de Barrême. Le Biostrome de Saint-Lions marque la transgression franche mais brève, qui peut être stratigraphiquement mise en corrélation avec la remontée eustatique de la base du Chattien (intervalle transgressif de la superséquence TB1), laissant rapidement la place à la sédimentation continentale de la Molasse Rouge qui constitue l'intervalle régressif de la superséquence TB1** (Haq et al., 1987).

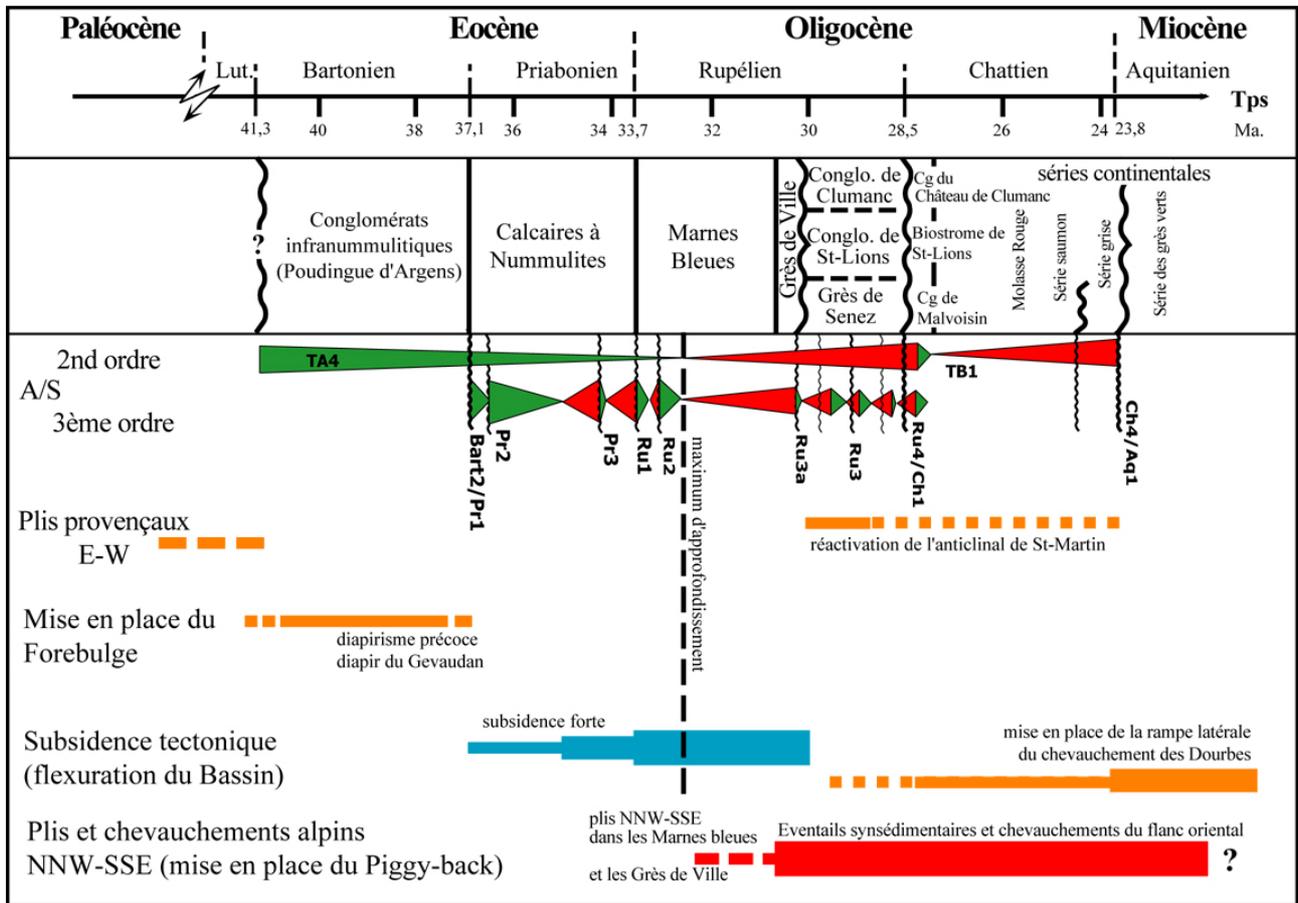


Figure 120 : Chronologie des manifestations tectoniques et enregistrement des séquences de dépôts au cours de l'histoire paléogène du bassin de Barrême.

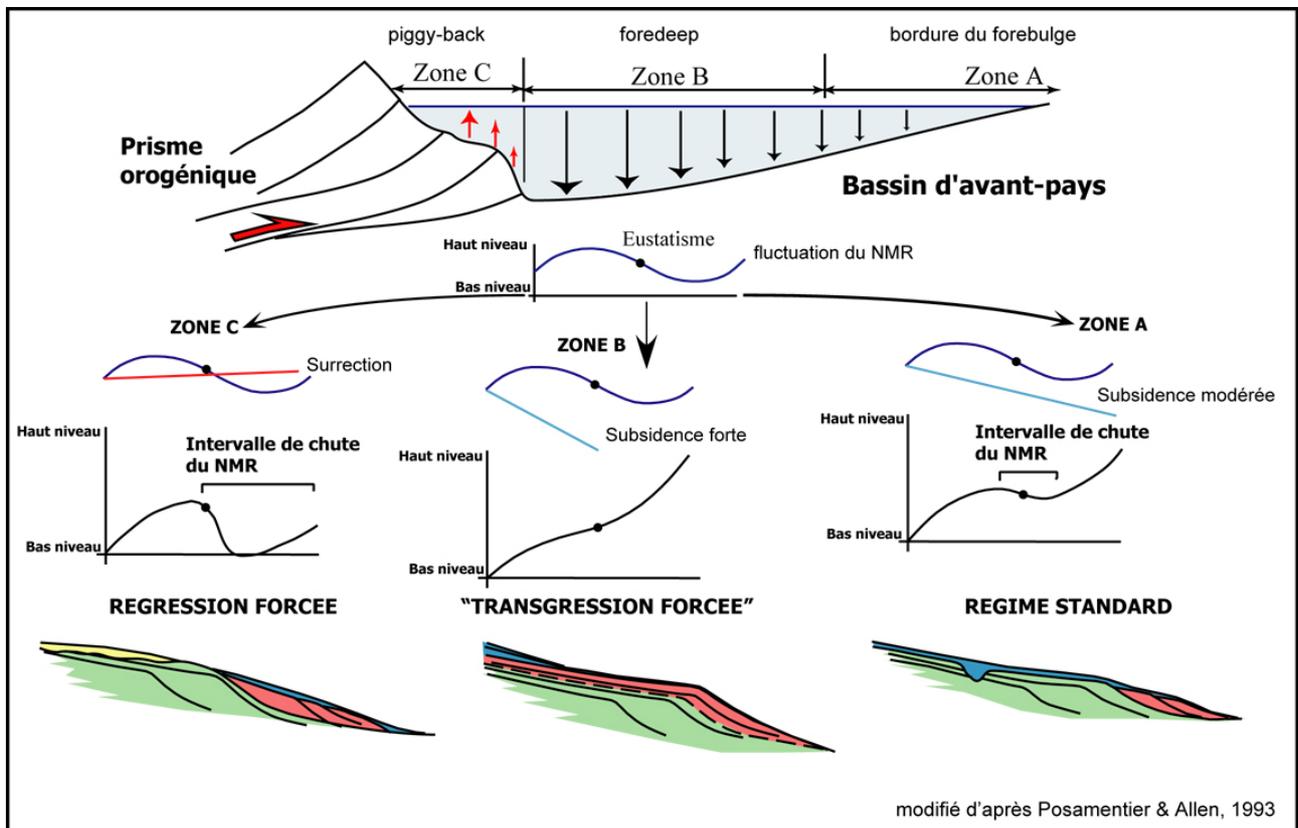


Figure 121 : Modèle tectono-eustatique conceptuel et zonation spatiale des « domaines séquentiels ».

Bibliographie

- ALBUSSAIDI, S. & LAVAL, A. 1984. Nouvelles observations de la série Priabonienne. Evolution latérale en relation avec la tectonique. *Diplôme ENSPM ref 32677*.
- ALLEN, A. & BASS, J. P. 1993. Sedimentology of the Upper Marine Molasse of the Rhône Alps Region, Eastern France : Implications for Basin Evolution. *Eclogae geol. Helv.*, 86/1. p.121-172.
- ALLEN, J.R.L. 1973. A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of the geological Society, London*, 129, 537-541.
- APPS, G.M. 1985. The Grès d'Annot foreland basin, Haute Provence: the control of turbidite deposition by structurally induced basin floor topography. *6th European Regional Meeting of Sedimentology IAS Lleida*: 18-21.
- APPS, G.M. 1987. Evolution of the Grès d'Annot Basin, South West Alps. *PhD thesis: Liverpool UK, University of Liverpool*: 352 p.
- APPS, G., PEEL, F. & ELLIOTT, T. 2004. The structural setting and palaeogeographic evolution of the Grès d'Annot basin. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 65-96.
- ARTONI, A. & MECKEL, L. D. III 1998. History and deformation of a thrust sheet top basin : the Barrême basin, western Alps, SE France. Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Ed. A. Mascle, C. Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 134. p. 213-237.
- B.R.G.M. 1996. Carte géologique de la France au 1:1000000, *Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, Service Géologique National, Orléans.
- BEAUDOIN, B., CAMPREDON, R., COTILLON, P. & GIGOT, P. 1975. Alpes méridionales françaises – reconstitution du bassin de sédimentation. *IXe Congrès International de Sédimentologie*.
- BERGER, A. 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26, 624-657.
- BERGGREN, W.A., KENT D.V., SWISHER, C.C. & AUBRY, M.P. 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *SEPM Special Publications*, Tulsa, 54: 129-212.
- BERTRAND, L. 1896. Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XI., n°56.
- BODELLE, J. 1971. Les Formations Nummulitiques de l'Arc de Castellane. Thèse de Doct. ès Sc., Univ. Nice, 540 p.
- BOUMA, A.H. & COLEMAN, J.M. 1985. Peñra-Cava Turbidite System, France, in: Bouma A. H., Normark W. R. & Barnes N. E. (eds) *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York, 217-222.
- BOUMA, A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation, *Elsevier Publ.* 6, 159 pp.
- BOURGEAIS, A., JOSEPH, P. & LECOMTE, J.C. 2004. Three-dimensional full wave seismic modelling versus one-dimensional convolution: the seismic appearance of the Grès d'Annot turbidite system. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 401-417.
- BOUROULLEC R., CARTWRIGHT J.A., JOHNSON H.D., LANSIGU, C., QUÉMENER J.M. & SAVANIER D. 2004. Syn-depositional Faulting in the Grès d'Annot Formation, SE France: High-Resolution Kinematic Analysis and Stratigraphic Response to Growth Faulting. In : Joseph P. & Lomas S.A.(eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 241-265.
- BOUSSAC, J. 1912. Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, *Mém. Carte Géol. France*, 662 p.
- BROUCKE, O., GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., JOSEPH, P. & CALASSOU S. 2004. The influence of syndepositional basin floor deformation on the geometry of turbiditic sandstones: a reinterpretation of the Côte de l'Âne area (Sanguinière-Restefonds sub-basin, Grès d'Annot, Late Eocene, France). In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 203-222.
- CALLEC, Y. 2001. La déformation synsédimentaire des bassins paléogènes de l'arc de Castellane (Annot, Barrême, Saint-Antonin). Thèse de doctorat. ENSMP. Vol. I & II. 674 p.
- CALLEC, Y. 2004. The turbidite fill of the Annot sub-basin (SE France): a sequence stratigraphy approach. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 111-135.
- CALLEC, Y., MERCIER, D. & WERNLI, R. 1998. Two types of synsedimentary deformation in contemporaneous paleogene foreland basins. Barreme and Annot synclines. SE France.-15ème Congrès International de l'IAS. Alicante, Espagne, 13-17/04/98.
- CAMPREDON, R. 1977. Les formations paléogènes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Mémoire hors série de la Société Géologique de France*, 9.
- CAMPREDON, R. & GIANNERINI, G., 1982. Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales). Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine*, t 58, p. 15-20.
- CHAUVEAU, J.C. & LEMOINE, M. 1961. Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié nord), feuille de Digne 1/50000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 58, N° 264, p. 147-178.
- CLARK, J.D. & GARDINER, A.R. 2000. Outcrop Analogues for Deep-Water Channel and Levee Genetic Units from the Grès d'Annot Turbidite System, SE France. In: Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson,

- H., Bouma, A.H., Styzen, M.J. & Lawrence, D.T. (eds). *Deep-Water Reservoirs of the World: Proceedings of the GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, December 3-6, 2000, Houston, Texas.* SEPM CD-ROM Sp. Publ. 28, 175-190.
- COLELLA, A. 1988. Gilbert-type fan deltas in the Crati basin (Pliocene-Holocene, Southern Italy). International workshop on fan deltas, Calabria, Italy. A. Colella ed., excursion guidebook. p. 17-78.
- COLEMAN, J. M. & WRIGHT, L. D. 1975. Modern river deltas : variability of processes and sand bodies. *Deltas : Models for exploration*. Ed. M. L. Broussard. Hous. Geol. Soc. p. 99-149.
- CRAMPTON, S. L. E. & ALLEN, P. A. 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early-stage foreland basin development : example from the north Alpine foreland basin. *Bull. AAPG*, 79. p. 1495-1514.
- CROSS, T.A. & LESSENGER, M.A. 1998. Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: Gradstein, F.M., Sandvik, K.O. et Milton, N.J. (eds) *Sequence stratigraphy - Concepts and applications*. Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publication, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 8, 171-195.
- CROSS, T.A., BAKER, M.R., CHAPIN, M.A., CLARK, M.S., GARDNER, M.H., HANSON, M.S., LESSENGER, M.A., LITTLE, L.D., McDONOUGH, K.J., SONNENFELD, M.D., VALASEK, D.W., WILLIAMS, M.R. & WITTER, D.N. 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: Eschard, R. & Doligez, B. (eds) *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*. Éditions Technip, Paris, 11-33.
- CRUMEYROLLE, P., RUBINO, J.L. & CLAUZON, G. 1991. Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. In: MACDONALD, D.I.M. (ed.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level changes at active margins*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 12, 373-390.
- DEPERET 1895. Note sur les fossiles oligocènes de Barrême. *Bull. Soc. géol. de France*, (3), t. XXIII, p. 878-883.
- DICKINSON, W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. In: Dickinson, W.R. (ed.) *Tectonics and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, Tulsa, 22, 1-27.
- DU FORNEL, E. 2003. *Reconstitution sédimentologique tridimensionnelle et simulation stratigraphique du système turbiditique éocène - oligocène des Grès d'Annot (Alpes méridionales)*. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre de l'Université de Rennes 1, 243 p.
- DU FORNEL, E., JOSEPH, P., DESAUBLIAUX, G., ESCHARD, R., GUILLOCHEAU, F., LERAT, O., MULLER, C., RAVENNE, C. & SZTRAKOS, K. 2004. The southern Grès d'Annot Outcrops (French Alps): an attempt at regional correlation. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 137-160.
- EDWARDS, D.A., LEEDER, M.R., BEST, J.L. & PANTIN, M.H. 1994. On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidites. *Sedimentology*, 41, 437-461.
- ELLIOTT, T., APPS, G., DAVIES, H., EVANS, M., GHIBAUDO, G. & GRAHAM, R.H. 1985. A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of south-east France, in P.A. Allen, P. Homewood and G. William, (eds) *Int. Symposium on foreland Basins*, Excursion Guidebook, Fribourg, International Association of Sedimentologists, p. 39-73.
- ESPITALIÉ, J. & SIGAL, J. 1960. Microstratigraphie des "Marnes Bleues" des bassins tertiaires des Alpes méridionales. Le genre *Caucasina* (foraminifère). *Rev. Micropaléontol.*, vol.3, 4, p. 201-206.
- EUZEN, T., JOSEPH, P., DU FORNEL, E., LESUR, S., GRANJEON, D. & GUILLOCHEAU, F. 2004. Three-dimensional stratigraphic modelling of the Grès d'Annot system, Eocene-Oligocene, SE France. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 161-180.
- EVANS, M & ELLIOTT, T. 1999. Evolution of a thrust-sheet-top basin : The Tertiary Barrême basin, Alpes de Haute-provence, France. *Geol. Soc. of Am. Bull.* vol. 111, n°11. p. 1617-1643.
- EVANS, M. J. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 1991. The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. Developments in Sedimentary Provenance Studies, Morton A. C. Ed., *Geol. Soc. Spec. Publi. London*, 57, p. 323-342.
- EVANS, M. J., ELLIOTT, T., APPS, G. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 2004. The Tertiary Grès de Ville of the Barrême Basin: feather edge equivalent to the Grès d'Annot ?. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 97-110.
- FAURE-MURET, A., KUENEN, PH., LANTEAUME, M. & FALLOT, P. 1956. Sur les flyschs des Alpes-Maritimes Françaises et Italiennes. *C. R. Ac. Sci.*, 243, 1697-1701.
- FAYOL, H. 1888. Résumé de la théorie des deltas et histoire de la formation du bassin de Commeny. *Bull. Soc. Géol. France*, série 3, t. XVI, p. 968-980.
- FLOOD, R.D. 1983. Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geological Society of America Bulletin*, 94, 630-639
- FORD, M. 2004. The significance of growth structures in foreland basin development, *Basin Research*, 16, 361-375
- FORD, M., LICKORISH, W.H. & KUZNIR, N. 1999. Tertiary foreland sedimentation in the southern Subalpine chains, SE France: a geodynamic analysis. *Basin Research*, 11, 315-336.

- FORD, M. & LICKORISH, W.H. 2004. Foreland basin evolution around the western Alpine Arc. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 39-63.
- GALLOWAY, W. E. 1975. Process framework for describing the morphology and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. *Deltas : Models for exploration*. Ed. M. L. Broussard. Hous. Geol. Soc. p. 87-98.
- GARCIA, D., JOSEPH, P., MARECHAL, B. & MOUTTE, J. 2004. Patterns of geochemical variability in relation to turbidite facies in the Grès d'Annot Formation. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 349-365.
- GARDNER, M.H & BORER, J.M. 2000. Submarine channel architecture along a slope to basin profile, Brushy Canyon Formation, West Texas. In: Bouma, A.H. et Stone, C.G. (eds) *Fine-grained turbidite systems*. American Association of Petroleum Geology, Memoir, 72 and SEPM (Society for Sedimentary Research), Special Publication, 68, 195-214.
- GAWTHORPE, R. L., HARDY, S., HUNT D. & RITCHIE, B. 1999. Controls on the variability of forced regressive/falling stage systems tract, insights from 3D numerical modelling of sedimentation and stratigraphy. Annual Meeting Expanded Abstracts, *AAPG. Soc. of Econ. Paleo. Min., Tulsa, OK, US*. p. A45-A46.
- GILBERT, G. K. 1885. The topographic features of lake shores. *U. S. Geol. Surv. 5th Ann. Rep.* p. 69-123.
- GOGUEL, J. 1936. Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte. Géol. Fr.* 360 p..
- GRACIANSKY, P. C. 1972. Le bassin tertiaire de Barrême (Alpes de Haute-Provence) relation entre déformation et sédimentation ; chronologie des plissements. *C. R. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 275, p. 807-810.
- GRACIANSKY, P. C., DARDEAU, G., LEMOINE, M. & TRICART, P. 1988. De la distension à la compression : l'inversion structurale dans les Alpes. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (8), IV, n°5. p. 779-785.
- GRACIANSKY, P. C., DUROZOY, G. & GIGOT, P. 1982. Notice explicative de la feuille de Digne au 1:50000. *BRGM*. Orléans. 76 p.
- GRACIANSKY, P. C., LEMOINE, M. & SALIOT, P. 1971. Remarques sur la présence de minéraux et de paragenèses du métamorphisme alpin dans les galets des conglomérats oligocènes du synclinal de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris, Série D*, t. 272, p.3243-3245.
- GRAS, S. 1840. Statistique minéralogique du Département des Basses-Alpes. Prudhomme, imprimeur-libraire, Grenoble.
- GUBLER, Y. 1958. Étude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud: formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot". *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 51, n°3, p.942-977.
- GUILLOCHEAU, F. 1990. Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse. Université de Strasbourg. 257 p.
- GUILLOCHEAU, F. 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, série IIa, 320, 1141-1157.
- GUILLOCHEAU, F., QUÉMÈNER, J.M., ROBIN, C., JOSEPH, P. & BROUCKE, O. 2004. Genetic units / parasequences of the Annot turbidite system, SE France. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 181-202.
- HAND, B.M. 1974. Supercritical flow in density currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44, 637-648.
- HAND, B.M., MIDDLETON, G.V. & SKIPPER, K. 1972. Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspé, Québec. *Sedimentology*, 18, 135-138.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, vol. 235, p. 1156-1167.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P. R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy of european basins. Ed. P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. R. Vail. *SEPM Spe. Publ.*, n° 60. p.3-11.
- HARMS, J. C. 1975. Stratification and sequences in prograding shoreline deposits. In: Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G. (eds) *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 2, 81-102.
- HILTON, V.C. 1995. Sandstone architecture and facies from the Annot Basin of the Tertiary SW Alpine foreland basin, SE France. In: *Atlas of deep water environments: Architectural style of turbidite systems: Pickering, K.T. ; Hiscott, R.N. ; Kenyon, N.H. ; Ricci Luchi, F. & Smith, R.D.A. eds Chapman & Hall, London : 227-235.*
- HOMWOOD, P.W., MAURIAUD, P. & LAFONT, F. 1999. Best practices in Sequences Stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. *Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration Production, Mémoire*, 25, 81p.
- IVALDI, J.P. 1974. Origine du matériel détritique des séries "Grès d'Annot" d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA). *Géol. Alpine*, 50 : 75-98.
- JEAN, S. 1985. Les Grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera Mercantour. *Thèse Grenoble*.
- JEAN, S., KERCKHOVE, C., PERRIAUX, J., & RAVENNE, C. 1985. Un modèle paléogène de bassin à turbidites : les Grès d'Annot du NW du Massif de l'Argentera-Mercantour, *Géologie Alpine*, 61, 115-143.

- JOSEPH, P. & LOMAS, S.A. 2004. Deep-Water Sedimentation in the Alpine Foreland Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems – an introduction. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New perspectives on the Grès d'Annot and related systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 1-16.
- JOSEPH, P. & RAVENNE, C. 2001. Overview of the Grès d'Annot Basin. Guide Book for the Field Excursion of the Research Meeting "Turbidite Sedimentation in Confined Systems" held in Nice, 10-15 September 2001, by Joseph, Lomas, Broucke, Clark, Gardiner, Guillocheau, McCaffrey, Ravenne, Robin and Stanbrook.
- JOSEPH, P., BABONNEAU, N., BOURGEOIS, A., COTTERET, G., ESCHARD, R., GARIN, B., GOMES DE SOUZA, O., GRANJEON, D., GUILLOCHEAU, F., LERAT, O., QUEMENER, J.M. & RAVENNE, C. 2000. The Annot Sandstone outcrops (French Alps): architecture description as input for quantification and 3D reservoir modeling. In: Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J. & Lawrence, D.T. (eds). *Deep-Water Reservoirs of the World: Proceedings of the GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, December 3-6, 2000, Houston, Texas, SEPM CD-ROM Sp. Publ., 28, 422-449.
- KERCKHOVE, C. 1969. La "zone du Flysch" dans les nappes de l'Embrunais - Ubaye (Alpes Occidentales). *Géol. Alpine*, 45: 5-204.
- KNELLER, B.C. 1995. Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, Geol. Soc. of London Spec. Paper, v. 94, pp. 29-46.
- KNELLER, B., EDWARDS, D., MCCAFFREY, W. & MOORE, R. 1991. Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*, 14, 250-252.
- KNELLER, B.C. & MCCAFFREY, W.D. 1999. Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 980-991.
- KNELLER, B.C., BENNETT, S.J. & MCCAFFREY, W.D. 1997. Velocity and turbulence structure of density currents and internal solitary waves: potential sediment transport and the formation of wave ripples in deep water. *Sedimentary Geology*, 112, 235-250.
- KUENEN, P.H., FAURE-MURET, A., LANTEAUME, M. & FALLOT, P. 1957. Observations sur les Flyschs des Alpes maritimes françaises et italiennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (6) VII, 4-26.
- LABAUME, P., RITZ, J.F. & PHILIP, H. 1989. Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, Série II, p. 1553-1560.
- LANTEAUME, M., BEAUDOIN, B. & CAMPREDON, R. 1967. Figures sédimentaires du Flysch "Grès d'Annot" du synclinal de Peira Cava. *CNRS ed.* : 99 p.
- LAPPARENT, A. F. 1938.-Études géologiques dans les régions provençales et alpines entre le Var et la Durance. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 198, XL, p. 1-301.
- LAURENT, O., STEPHAN, J.F. & POPOFF, M. 2000. Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales). *Géologie de la France*, n° 3, p. 33-65.
- LAVAL, A., CREMER, M., BEGHIN, P. & RAVENNE, C. 1988. Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology*, 35, 73-84.
- LICKORISH W. H. & FORD M. 1998. Sequentiel restoration of the external Alpine Digne thrust system, SE France, constrained by kinematic data and synorogenic sediments. *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Ed. A. Mascle, C. Puigdefabregas, H. P. Luterbacher & M. Fernandez. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 134. p. 189-211.
- 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, 279-297.
- MARTINI, E. 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 6th Congr. Cof. Roma* 1970, 2:739-785.
- MCCAFFREY, W.D. & KNELLER, B.C. 2004. Scale effects of non-uniformity on deposition from turbidity currents with reference to the Grès d'Annot of SE France. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 301-310.
- MCPHERSON, J. G., SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R. J. 1988. Fan deltas and braid deltas : conceptual problems. *Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings*. Ed. W. Nemeč & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 14-22.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: G.V. Middleton & A.H. Bouma (eds.), *Turbidites and Deep-Water Sedimentation, Pacific. Section Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, p.1-38.
- MITCHUM, JR., R.M. & VAN WAGONER, J.C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70, 131-160.
- MONTENAT, C., LEYRIT, H., GILLOT, P.Y., JANIN, M.-C. & BARRIER, P. 1999. Extension du volcanisme oligocène de l'arc de Castellane. *Géologie de la France*, 1 : 43-48.
- MORAES, M.A.S., BECKER, M.R., MONTEIRO, M.C. & NETTO, S.L.A. 2000. Using outcrop analogs to improve 3D heterogeneity modeling of Brazilian sand-rich turbidite reservoirs. In: Weimer, P., Slatt, R.M., Coleman, J., Rosen, N.C., Nelson, H., Bouma, A.H., Styzen, M.J. & Lawrence, D.T. (eds). *Deep-Water Reservoirs of the World: GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference*, December 3-6, 2000, Houston, Texas, SEPM CD-ROM Sp. Publ., 28, 587-605

- MULDER, T. & ALEXANDER, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, p. 269-299.
- MULDER, T. & SYVITSKI, J. P. M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299.
- MUTTI, E. 1992. *Turbidites sandstones*. Agip - Istituto di Geologia, Università di Parma, Italy, 275 p.
- MUTTI, E. & NORMARK, W.L. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: J.K. Leggett & G.G. Zuffa (eds.), *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*, Graham and Trotman, London, p.1-37.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERRI, R. & ZAVALA, C. 1996. The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins, *Memorie di Scienze Geologiche*, Padova, 48, p. 233 - 291.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., REMACHA, E., MAVILLA, N., ANGELLA, S & FAVA, L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Notes Series #39, American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, 61 p.
- MUTTI, E., TINTERRI, R., BENEVELLI, G., DI BIASE, D. & CAVANNA, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733-755.
- NEMEC, W. & STEEL R. J. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it ?. Fan Deltas : Sedimentology and tectonic settings. Ed. W. Nemeč & R. J. Steel. *Blackie, Glasgow*. p. 1-13.
- PAIRIS, J.L. 1971. Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême. *Géologie Alpine*, 47, 203-214.
- PAIRIS, J. L. 1988. Paléogène marin et structuration des Alpes occidentales Françaises (domaine externe et confins sud-occidentaux du subbriançonnais). Thèse Doct. ès-Sci. Université Joseph Fournier, Grenoble.
- PANTIN, M.H. & LEEDER, M.R. 1987. Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. *Sedimentology*, 34, 1143-1155.
- PEMBERTON, S.G., McEACHERN, J.A. & FREY, R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 47-72.
- PICKERING, K.T. & HILTON, V.C. 1998. *Turbidite systems of Southeast France*, Vallis Press, London, 229 p.
- PICKERING, K.T. & HISCOTT, R.N. 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32, 373-394.
- PLINK-BJÖRKLUND, P. & STEEL, R.J. 2002. Sea-level fall below the shelf edge, without basin floor fans. *Geology*, 30, 1115-1118.
- PLINK-BJÖRKLUND, P., MELLERE, D. & STEEL, R.J. 2001. Turbidite variability and architecture of sand-prone, deep-water slopes: Eocene clinoforms in the Central Basin, Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 895-912.
- POSAMENTIER, H. W., ALLEN, G. P., JAMES, D. P. & TESSON M. 1992. Forced regression in a sequence stratigraphic framework : Concepts, examples; and exploration significance. *Bull. AAPG*, vol. 76. p. 1687-1709.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P. 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basin. *Geology*, vol. 21. p. 455-458.
- POSTMA, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan-deltas: a synthesis. Coarse-Grained deltas. Ed. A. Colella & D. B. Prior. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment*, 10, p.13-27.
- PRATHER, B.E., BOOTH, J.R., STEFFENS, G.S. & CRAIG, P.A. 1998. Classification, lithologic calibration, and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin*, 82, 701-728.
- PRAVE, A.R. & DUKE, W.L. 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sedimentology*, 37, 531-539.
- PUIGDEFÀBREGAS, C., GJELBERG, J. & VAKSDAL, M. 2004. The Grès d'Annot in the Annot syncline: outer basin-margin onlap and associated soft-sediment deformation. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 367-388.
- RAVENNE, C., VIALLY, R., RICHE, P. & TRÉMOLIÈRES, P. 1987. Sédimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud, *Revue de l'IFP*, 42, 5, 529-553.
- READING, H.G. & RICHARDS, M. 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System, *AAPG Bulletin*, 78, 5, 792-822.
- RITZ, J.F. 1991. Évolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier II, France.
- SCHLAGER, W. 1993. Accommodation and supply – a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, 86, 111-136.
- SERANNE, M. 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F. & Séranne, M. (eds) *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication, 156, 15-36.
- SERRA-KIEL, J., HOTTINGER, L., CAUS, E., DROBNE, K., FERRANDEZ, C., JAUHRI, A. K., LESS, G., PAVLOVEC, R., PIGNATTI, J., SAMSO, J. M., SCHAUB, H., SIREL, E., STROUGO, A., TAMBAREAU, Y., TOSQUELLA, J. & ZAKREVSKAYA, E. 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. 169, n°2. p.281-299.

- SINCLAIR, H.D. 1993. High resolution stratigraphy and facies differentiation of the shallow marine Annot Sandstones of SE France. *Sedimentology*, 40, 955-978.
- SINCLAIR, H.D. 1997. Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral foreland basins: an Alpine perspective, *Geological Society of America Bulletin*, 109, 324-346.
- SINCLAIR, H.D. 2000. Delta-fed turbidites infilling topographically complex basins: a new depositional model for the Annot Sandstones, SE France, *Journal of Sedimentary Research*, 70, 3, 504-519.
- SMITH, R. & JOSEPH, P. 2004. Onlap stratal architectures in the Grès d'Annot: geometric models and controlling factors. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 389-399.
- STANLEY, D.J. 1961. Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. *Thèse d'état Grenoble*, 1 vol. : 158 p. *Revue IFP*, XVI, n°11. p. 1231-1254.
- STANLEY, D.J. 1975. Submarine canyon and slope sedimentation (Grès d'Annot) in the French Maritime Alps, *Proc. IX Intern. Cong. Sediment.*, Nice, 129 p.
- STANLEY, D.J. 1980. The Saint-Antonin conglomerate in the Maritime Alps: A model for coarse sedimentation on a submarine slope. *Smithsonian Contr. Marine Sciences*, 5, 25 p.
- STANLEY, D.J., PALMER, H.D. & DILL, R.F. 1978. Coarse sediment transport by mass flow and turbidity current processes and processes and down slope transformation in Annot Sandstone canyon-fan valley system. In: *Sedimentation in submarine canyons, fans & trenches: Stanley & Kelling eds* : 359 p.
- STOW, D.A.V. & SHANMUGAM, G. 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites; comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25, 23-42.
- SZTRAKOS, K. & DU FORNEL, E. 2003. Stratigraphie, paléocéologie et foraminifères du paléogène des Alpes Maritimes et des Alpes de Haute-Provence (Sud-Est de la France). *Revue de micropaléontologie*, 46, 229-267.
- TERMIER, P. 1895. Sur les fossiles oligocènes de Barrême. In Depéret. Note sur les fossiles oligocènes de Barrême. *Bull. Soc. géol. de France*, (3), t. XXIII, p. 883-884.
- TOMASSO, M. & SINCLAIR, H.D. 2004. Deep-water sedimentation on an evolving fault-block: the Braux and St Benoît outcrops of the Grès d'Annot. In : Joseph P. & Lomas S.A. (eds). *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France: New Perspectives on the Grès d'Annot and Related Systems*, Geological Society, London, Special Publications, 221, p. 267-283.
- TOURNOUER 1872. Note sur les fossiles tertiaires des Basses-Alpes recueillis par Mr Garnier. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (2), t. XXIX. p. 492-529.
- VANZON, F. 1973. Les modalités de la transgression nummulitique au synclinal de Blieux. Rapport d'option Géologie Générale. ENSMP, Paris.
- VON BLANCKENBURG, F. & DAVIES, J.H. 1995. Slab breakoff : a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. *Tectonics*, 14, 120-131.
- WEIMER, P., SLATT, R.M., COLEMAN, J., ROSEN, N.C., NELSON, H., BOUMA, A.H., STYZEN, M.J. & LAWRENCE, D.T. (eds). 2000. Deep-Water Reservoirs of the World: GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, December 3-6, 2000, Houston, Texas, SEPM CD-ROM Sp. Publ., 28.
- YAGISHITA, K. 1994. Antidunes and traction-carpet deposits in deep-water channel sandstones, Cretaceous, British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, A64, 34-41.
- ZURCHER, P. 1895.-Compte rendu de la course du 24 septembre : de Barrême à Blieux et à Castellane. *Bull. Serv. C. G. F.*, Série 3, t. XXIII. p. 902-951.

10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie

SEDIMENTOLOGIE,
STRATIGRAPHIE
SEQUENTIELLE
ET ARCHITECTURE RESERVOIR
DES SERIES D'AGE
EOCENE-OLIGOCENE
DU SUD-EST DE LA FRANCE
(GRES D'ANNOT ET SYSTEMES
ASSOCIES)

Processus gravitaires, turbidites,
faciès, architecture réservoir,
organisation séquentielle,
tectonique synsédimentaire,
bassin d'avant-pays, Grès d'Annot,
Alpes méridionales

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-53-6