



**UNIVERSITÉ DE PROVENCE**  
**Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés**  
**FRE - CNRS 2761**  
**École Doctorale : Sciences de l'environnement**

**THÈSE**

*pour obtenir le grade de*

**Docteur de l'Université de Provence**

**Spécialité : Sédimentologie**

*par*

**Jâmes GARI**

**DÉVELOPPEMENTS EN GÉOLOGIE NUMÉRIQUE  
D'AFFLEUREMENT ET MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE 3D :  
EXEMPLE DE LA MARGE CARBONATÉE DU BASSIN SUD-PROVENÇAL  
AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR (SE, FRANCE)**

Directeur de Thèse : Jean BORGOMANO

THÈSE EN VUE D'ÊTRE SOUTENUE le 8 Février 2008 devant le Jury composé de :

Pr. Jean BORGOMANO - Université de Provence – Professeur, Directeur de Thèse.

Dr. Paule BORGOMANO - Bureau géologique de Provence - Géologue consultante, Invitée.

Pr. Marc FLOQUET - Université de Provence - Professeur, Examineur.

Dr. Didier GRANJEON - Institut Français du Pétrole - Chef de Projet, Rapporteur.

Pr. Jean-Laurent MALLET - Institut National Polytechnique de Lorraine - Professeur émérite, Rapporteur.

Dr. Sergio NARDON - ENI - Chef de Projet, Examineur.

Dr. Sophie VISEUR - Université de Provence – Ingénieur de Recherche, Examinatrice.



## REMERCIEMENTS

*Au terme de ce travail et avant de rentrer dans le vif du sujet, je tiens à exprimer ma reconnaissance à de nombreuses personnes rencontrées durant ces dernières années universitaires et qui ont contribué de manière directe ou indirecte à sa réalisation.*

*Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à Jean BORGOMANO sans qui ce travail « aux frontières du réel » n'aurait pu voir le jour. Il a cru en moi et ma laissé m'épanouir scientifiquement en rajoutant de temps en temps un soupçon d'engrais « borgomanesque ». Je le remercie vivement pour toutes les connaissances et conseils qu'il a su m'apporter, son enthousiasme et ses critiques constructives lors de ces quatre dernières années. Cela a été un réel plaisir de travailler avec lui.*

*Je remercie Paule BORGOMANO, mentionnée dans ce travail sous le nom de « Bouchard (1986) », d'avoir accepté de participer à ce Jury de Thèse. Je tiens à la remercier plus particulièrement pour ses « doigts de pied » de la Marcouline.*

*J'adresse mes sincères remerciements à Marc FLOQUET qui m'a enseigné la géologie et a su piquer ma curiosité sur le terrain. Je le remercie plus particulièrement pour le temps qu'il m'a consacré et pour ses précieux conseils sur les interprétations sédimentologiques, paléogéographiques, etc.*

*Je tiens à remercier Didier GRANJEON de me faire l'honneur de participer à ce Jury et d'avoir accepté d'être rapporteur de ce manuscrit.*

*Je suis reconnaissant envers Jean-Laurent MALLET d'avoir accepté d'être rapporteur de ce manuscrit. C'est un grand honneur pour moi qu'il juge se travail.*

*J'adresse un sincère merci à Sergio NARDON pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail et pour ses conseils lors des différentes discussions que nous avons pu avoir. Encore merci de m'avoir accueilli à Milan à diverses reprises. Je tiens aussi à remercier par son intermédiaire la compagnie pétrolière ENI pour avoir soutenu financièrement ce travail.*

*Je remercie particulièrement Sophie VISEUR de s'être autant impliquée dans ce travail et de m'avoir initié à la 3D. Merci pour toutes ces journées passées ensemble devant un écran d'ordinateur et pour tes conseils toujours pertinents.*

*Merci également à :*

*Patrick PORTOLANO et la compagnie EOSYS pour leur travail lors de l'acquisition sismique.*

*Andrea TAMBOURINI et la compagnie CESI pour leur travail lors de l'acquisition laser.*

*Jean PHILIP qui a su guider mes premiers pas de géologue. Je tenais à lui exprimer toute ma gratitude pour tous ses enseignements et plus particulièrement pour la rigueur scientifique qu'il a su me transmettre.*

*Juliette LAMARCHE pour son aide apportée à ce travail en réalisant de nombreuses mesures structurales sur la série étudiée.*

*Loïc VILLIER pour ses remarques tout au long de ce travail et son amour caché pour les rudistes.*

*François FOURNIER pour son travail sur les propriétés pétrophysiques, sa passion des bélemnites, pour son bon café du matin et enfin pour ses grands discours présidentiels.*

*Jérôme HENNUY pour m'avoir accompagné sur le terrain au début de ma Thèse afin de me faire découvrir les affleurements et de m'avoir fait bénéficier de ses connaissances.*

*Philippe LEONIDE pour nos x années universitaires communes depuis le DEUG. Merci pour les nombreuses discussions que nous avons pu avoir sur nos travaux respectifs autour d'un café ou autre. Encore merci pour ton aide lors des dernières semaines de ce travail.*

*Pierre KEDZIERSKI et aux membres du Groupes de Recherches gOcad pour l'intérêt porté à ce travail, notamment lors de leurs visites sur les affleurements.*

*Anciens et nouveaux thésards : François, Grégoire, Frédéric, Julien, Rémy, Gaël, Cédric et Arnaud sans qui ces années de Thèse n'auraient pas été les mêmes.*

*Lionel MARIÉ pour son aide lors des suivis de chantier des forages.*

*Aux membres du Laboratoire de Géologie des Systèmes Carbonatés pour l'esprit qui y règne.*

*A ma famille et ma belle-famille, et notamment à mes parents de m'avoir laissé libre de mes choix personnels. Merci pour tout le soutien qu'ils m'ont apporté.*

*Mes derniers mots vont à Emmanuelle pour son amour et sa patience durant ces années, qui m'ont permis de mener à bien ce travail, et à Andrea qui aime déjà crapahuter et lécher les cailloux.*



*à Andrea et Emmanuelle*

## AVANT PROPOS

Ce travail de thèse s'inscrit dans un projet de Recherche et de Développement intitulé GECO (*GEometry of Carbonate Objects*). Il fut initié par le service de sédimentologie, pétrographie et stratigraphie de la compagnie pétrolière ENI-Agip en collaboration avec des Universités dont l'expertise était nécessaire pour la réalisation du projet.

Ce projet visait à élargir les connaissances sédimentologiques de la compagnie et à acquérir de nouvelles méthodes de travail pour la reconstruction géométrique 3D de corps sédimentaires carbonatés et pour la distribution des propriétés pétrophysiques à l'échelle du réservoir (entre les puits). Il devait également permettre une remise à jour des procédures de travail utilisées par ENI-Agip pour la caractérisation des réservoirs carbonatés, afin d'optimiser le temps et les moyens d'exécution des modèles statiques.

# TABLE DES MATIÈRES

<b>RESUMÉ – ABSTRACT</b>	<b>1</b>
<b>INTRODUCTION GÉNÉRALE</b>	<b>3</b>
<u>1. Contexte général et problématique scientifique</u>	4
1.1. Contexte général	4
1.2. Modélisation géologique : définition	5
1.3. Problématique scientifique	7
<u>2. Choix des données d’affleurement</u>	7
<u>3. Objectifs et méthodes</u>	10
<u>4. Organisation de la Thèse</u>	12
<b>CHAPITRE I - CADRE STRATIGRAPHIQUE</b>	<b>15</b>
<u>I.1. La marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal</u>	16
I.1.1. Rappels historiques	16
I.1.2. Cadre géographique	19
I.1.3. Cadre structural	20
I.1.4. Cadre paléogéographique	21
I.1.5. Cadre géodynamique	23
<u>I.2. Synthèse stratigraphique et sédimentologique</u>	25
I.2.1. Cadre stratigraphique et sédimentologique général	25
I.2.1.1. Sédimentation autochtone	25
I.2.1.2. Sédimentation allochtone	27
I.2.2. Description des séries de plate-forme et de bassin de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal	29
I.2.2.1. Unités stratigraphiques primaires	31
I.2.2.2. Unités stratigraphiques secondaires	33
I.2.2.3. Unités sédimentaires	46
<u>I.3. Conclusions préliminaires</u>	52

<b>CHAPITRE II - MATÉRIELS ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE :</b>	<b>53</b>
<b>ANALYSE ET INTÉGRATION NUMÉRIQUE DES DONNÉES D’AFFLEUREMENT ET DE SUBSURFACE</b>	
<u>II.1. Introduction</u>	54
<u>II.2. Les données d’affleurement et de subsurface</u>	55
II.2.1. Cartographie numérique	57
II.2.1.1. Les données géographiques	57
II.2.1.2. Cartes géologiques et stratigraphiques	59
II.2.2. Les logs stratigraphiques	61
II.2.3. Les paramètres structuraux	68
II.2.4. Le scanner laser : modèle numérique d’affleurement	69
II.2.5. Sismique réflexion haute résolution	72
<u>II.3. Création d’une base de données numériques 3D</u>	77
II.3.1. Les cartes et les contours géologiques	77
II.3.2. Les logs stratigraphiques	81
II.3.3. Les paramètres structuraux	82
II.3.4. Les données de scanner laser	83
II.3.5. Les concepts géologiques	85
II.3.5.1. Contraintes d’épaisseurs	85
II.3.5.2. Données graphiques de logs stratigraphiques	86
II.3.6. Les images sismiques	88
<u>II.4. Conclusions préliminaires</u>	92
<b>CHAPITRE III – MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE NUMÉRIQUE 3D</b>	<b>93</b>
<u>III.1 Modélisation d’objets géologiques : utilisation du logiciel gOcad</u>	94
<u>III.2. Modèles surfaciques</u>	95
III.2.1. Modèles régionaux de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal	96
III.2.1.1. Protocole de modélisation	96
III.2.1.2. Cohérence structurale et stratigraphique des modèles	107
III.2.2. Modèle haute résolution du complexe carbonaté de la Marcouline	111
III.2.2.1. Protocole de modélisation	111
III.2.2.2. Cohérence des volumes morfo-sédimentaires	115
<u>III.3. Modèles volumiques</u>	117

III.3.1. Définition d'une grille stratigraphique	117
III.3.2. Construction des grilles stratigraphiques dans les modèles gigognes	119
III.3.2.1. Modèles régionaux de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal	119
III.3.2.2. Modèle haute résolution du complexe carbonaté de la Marcouline	121
<u>III.4. Conclusions préliminaires</u>	125
<b>CHAPITRE IV - MODÉLISATION NUMÉRIQUE 3D DE PROPRIÉTÉS : FACIÈS SÉDIMENTAIRES</b>	<b>127</b>
<u>IV.1. Introduction</u>	129
<u>IV.2. Faciès et environnements sédimentaires</u>	129
IV.2.1. Objectifs et méthodes	129
IV.2.2. Description des faciès de dépôts et interprétations des paléoenvironnements	132
IV.2.2.1. Les faciès de plate-forme (ou de rampe) émergée à interne	132
IV.2.2.2. Les faciès de plate-forme (ou de rampe) externe	135
IV.2.2.3. Les faciès de bassin	137
IV.2.2.4. Les faciès détritiques de delta	140
IV.2.2.5. Les faciès de resédimentations carbonatées	142
<u>IV.3. Modélisation numérique 3D de propriétés</u>	149
IV.3.1. Interpolations et simulations stochastiques	149
IV.3.1.1. Les méthodes d'interpolations des faciès	150
IV.3.1.2. Les méthodes de simulations stochastiques des faciès	151
IV.3.2. Modèles 3D des faciès de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal	153
IV.3.2.1. La méthode d'interpolation par krigeage d'indicatrices	153
IV.3.2.2. Les méthodes de simulations stochastiques des faciès : simulations par gaussiennes tronquées	158
IV.3.2.3. Simulation des faciès par la méthode THALASSA	173
IV.3.3. Modèles 3D des faciès du complexe carbonaté de la Marcouline	176
IV.3.3.1. Modélisation déterministe des corps sédimentaires	176
IV.3.3.2. Essai de simulations géostatistiques multipoints	179

<u>IV.4. Discussion - Conclusions préliminaires</u>	181
<b>CHAPITRE V - MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE BASÉE-PROCESSUS</b>	<b>185</b>
<u>V.1. Introduction</u>	186
<u>V.2. La modélisation stratigraphique basée-processus : principe du logiciel DIONISOS</u>	187
<u>V.3. Quantification des paramètres pour la modélisation stratigraphique</u>	189
<u>V.4. Les résultats de la modélisation stratigraphique</u>	198
V.4.1. Comparaison entre le modèle basé-processus et le modèle d'affleurement	198
V.4.1.1. Unité I – La série de plate-forme et de bassin d'âge Cénomanién	199
V.4.1.2. Unité II - La série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien inférieur à moyen	202
V.4.1.3. Unité III - La série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien moyen élevé à Coniacien inférieur	204
V.4.2. Modèle basé-processus des faciès	207
<u>V.5. Conclusions préliminaires</u>	208
<b>CONCLUSIONS GÉNÉRALES</b>	<b>211</b>
<u>1. Acquisition et traitement de données géologiques</u>	212
<u>2. Modélisation géologique</u>	214
2.1. La modélisation numérique 3D basée-structure	214
2.2. La modélisation numérique 3D basée-processus	216
2.3. Comparaison ente les deux types de modélisation	217
<u>3. Compréhension des systèmes carbonatés et perspectives</u>	218
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	<b>221</b>
<b>ANNEXES</b>	<b>243</b>

## RÉSUMÉ

L'objectif de cette thèse est d'améliorer la modélisation numérique des propriétés et des géométries des systèmes sédimentaires et des réservoirs à partir de données d'affleurements. Les séries sédimentaires du Cénomaniens au Coniacien inférieur de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal (SE, France), spatialement continues à l'affleurement, ont servi de support à ce travail. Deux approches ont été réalisées : (1) l'acquisition de données numériques (scanner laser, sismique réflexion, forages, photographies aériennes, MNT et paramètres structuraux) complétant les données existantes (cartes, logs stratigraphiques) et (2) la modélisation géologique numérique 3D. Le géomodeleur *gOcad* a permis de construire des modèles gigognes réalistes intégrant les différentes unités stratigraphiques. L'intégration des données dans un cadre géoréférencé cohérent a nécessité le développement de protocoles basés sur l'adaptation d'outils de géomodélisation. La construction des modèles stratigraphiques à différentes échelles a nécessité une hiérarchisation des étapes de la modélisation. Les distributions spatiales des faciès, simulées par gaussiennes tronquées, ont montré que les résultats sont influencés par l'espacement entre les puits, la résolution des grilles stratigraphiques et les connaissances géologiques *a priori*. La modélisation basée-processus a permis de reconstruire les géométries et la distribution des faciès en simulant numériquement les processus qui les ont générés. Par cette approche, il a été possible d'estimer les paléo-conditions de formation des dépôts et les principaux facteurs de contrôle (morphologie inclinée de la surface initiale, accommodation positive et production carbonatée).

Mots-clefs : modélisation, affleurement, géométrie, faciès, processus, marge carbonatée, Bassin Sud-Provençal, Cénomaniens, Turonien, Coniacien.

## **ABSTRACT**

The objective of this thesis is to improve the numerical modelling of properties and geometries of reservoirs and sedimentary systems from outcrop data. This work focuses on the Cenomanian to early Coniacian deposits of the carbonate margin of South Provence Basin (SE, France) that display spatially continuous outcrops. Two approaches have been carried out: (1) the construction of a new numerical database including laser scan, seismic, wells, aerial orthophotos, DEM, and structural dips, added to the existing geological data (maps, stratigraphical logs) and (2) the 3D numerical geological modelling. The gOcad software allowed consistent nested models integrating different stratigraphic units to be built. The integration of these data within a geo-referenced framework required a specific workflow adapted to the modelling tools. The construction of stratigraphic models at different scales required a workflow based on hierarchical modelling steps. The spatial distributions of facies simulated by truncated Gaussian method have shown that results are significantly influenced by inter-well spacing, resolution of the stratigraphic grids and a priori geological knowledge. The stratigraphic forward modelling allowed us to reproduce the sedimentary geometry and facies distribution by the numerical simulation of genetic processes. This process-based model allowed the paleo-conditions of sedimentation and the main controlling factors (initial topographic geometry, positive accommodation and carbonate production) to be estimated.

Keywords: modelling, outcrop, geometry, facies, process, carbonate margin, South Provence Basin, Cenomanian, Turonian, Coniacian.

## **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

<b><u>1. Contexte général et problématique scientifique</u></b>	<b>4</b>
<b>1.1. Contexte général</b>	<b>4</b>
<b>1.2. Modélisation géologique : définition</b>	<b>5</b>
<b>1.3. Problématique scientifique</b>	<b>7</b>
<b><u>2. Choix des données d’affleurement</u></b>	<b>7</b>
<b><u>3. Objectifs et méthodes</u></b>	<b>10</b>
<b><u>4. Organisation de la Thèse</u></b>	<b>12</b>

## **1. Contexte général et problématique scientifique**

### **1.1. Contexte général**

Les systèmes sédimentaires carbonatés ont un grand intérêt scientifique et industriel (Borgomano *et al.*, 2005) :

- ils ont enregistré une multitude de processus et de paramètres qui ont affecté les enveloppes externes de la Terre depuis le Précambrien ;
- ils constituent les plus grands réservoirs de carbone de ces enveloppes externes (75%) ;
- ils forment des aquifères importants notamment au niveau des réseaux karstiques ;
- ils renferment près de 65% des réserves globales d'hydrocarbure dans leurs réseaux poreux et sont des objectifs majeurs de l'industrie pétrolière.

Ce dernier pourcentage correspond au volume de pétrole récupérable de manière économique avec les moyens technologiques actuels (environ mille milliards de barils). A l'inverse des réservoirs gréseux, les réservoirs carbonatés sont caractérisés par de faibles taux de récupération (15% en moyenne). Ils renferment donc des volumes importants d'hydrocarbure non exploités en raison de leur complexité et de leur hétérogénéité dont la prédiction en subsurface est très incertaine (Pöppelreiter *et al.*, 2006). Une augmentation de quelques pourcents du taux d'extraction permettrait d'accéder à une plus grande quantité de réserves pétrolières.

Dans ce contexte, l'analyse des processus et des paramètres enregistrés par les systèmes sédimentaires carbonatés, ainsi que leur caractérisation, nécessite d'améliorer et de développer les méthodes de quantification et de modélisation de ces systèmes à toutes les échelles spatiales. Un des objectifs de ces développements est d'améliorer la représentation de la distribution spatiale en trois dimensions des faciès et des géométries sédimentaires qui contrôlent les propriétés pétrophysiques des réservoirs et la distribution des hydrocarbures (Borgomano *et al.*, 2001). Les modèles géologiques 3D de ces réservoirs sont conditionnés uniquement par des interprétations de puits, des images sismiques et des données de production des fluides (Ravenne, 2002). Les informations qualitatives sur le contexte, ainsi

que les tendances et les concepts géologiques régionaux sont généralement intégrés dans ces modèles. Ces données sont, le plus souvent, éparses, hétérogènes et imprécises rendant difficile la représentation de la complexité et de l'hétérogénéité des réservoirs carbonatés en 3D (Haldorsen & Damsleth, 1990). Une approche pouvant contribuer à améliorer la caractérisation des systèmes carbonatés est d'analyser des dépôts d'analogues exposés à l'affleurement (Grammer *et al.*, 2004). De nombreuses études d'analogues d'affleurements ont été entreprises d'un point de vue qualitatif et quantitatif (Eisenberg *et al.*, 1994 ; Grant *et al.*, 1994 ; Kerans *et al.*, 1994 ; Tinker, 1996 ; Borgomano *et al.*, 2002 ; Bassant *et al.*, 2004 ; Osleger *et al.*, 2004 ; Sivils, 2004 ; Pranter *et al.*, 2005). L'enjeu majeur de cette approche, dans le contexte de la caractérisation des réservoirs pétroliers, est de modéliser en 3D les objets géologiques exposés à l'affleurement (Pringle *et al.*, 2006). La nature complexe des systèmes carbonatés est telle que les représentations 2D traditionnellement obtenues par les études d'affleurements sous la forme de cartes, de coupes et de logs ne sont pas suffisantes pour répondre à cet enjeu. La construction de modèle numérique 3D d'affleurement est réalisable à l'aide de systèmes informatiques spécifiques (géomodeleurs) capables de générer et de gérer des données diverses et hétérogènes. Ces géomodeleurs ont été développés dans le contexte pétrolier et ne sont pas destinés *a priori* aux études d'affleurements. Ce travail se place donc dans la double perspective de (1) réaliser des modèles géologiques 3D à partir de données d'affleurements et (2) d'améliorer et de tester les méthodes de modélisation numérique 3D appliquées aux réservoirs carbonatés.

## 1.2. Modélisation géologique : définition

Un modèle géologique est une représentation théorique du fonctionnement d'un système d'éléments et de leurs relations plus ou moins complexes. C'est un dispositif intellectuel qui permet de mieux le comprendre (Lehr, 1990). Un modèle ne représente donc pas nécessairement la réalité mais une conception ou une perception de la réalité (Anderson & Crerar, 1993 ; Koltermann & Gorelick, 1996). A chaque cas d'étude, le géologue doit définir la nature des enjeux en fonction de l'application du modèle et des échelles de temps et d'espace. Par exemple, si notre objectif est la prédiction de la distribution des sables bioclastiques au sein d'un complexe récifal, il n'est pas requis de modéliser le mouvement de chaque grain individuellement. Le modèle de la production et du déplacement en masse des sables bioclastiques en fonction des conditions écologiques et hydrodynamique est suffisant.

Il existe deux types de modèles : les modèles conceptuels et les modèles quantitatifs. Les modèles conceptuels sont traduits par des graphiques et des termes, tandis que les modèles quantitatifs sont représentés par des équations qui permettent de modéliser des processus ou des objets géologiques ainsi que leurs propriétés. Les modèles quantitatifs sont de nature déterministe ou de nature probabiliste (stochastique).

La modélisation géologique correspond à l'ensemble des méthodes mathématiques qui permettent de représenter de façon unifiée la géométrie et les propriétés physiques des objets géologiques, tout en considérant les données de toutes sortes rattachées à ces objets (Mallet, 2002). Dans ce travail, la modélisation de systèmes sédimentaires carbonatés s'est appuyée sur deux approches complémentaires mais indépendantes :

1. la modélisation numérique 3D (XYZ) haute résolution d'objets géologiques carbonatés à partir de données de surface et du sous-sol (superficiel à peu profond). Il s'agit de la modélisation des structures géologiques à partir de maillages 3D des surfaces (horizons stratigraphiques et failles) et des propriétés critiques (faciès, porosité ou perméabilité). La distribution des propriétés peut-être envisagée suivant deux procédures. La première consiste à réaliser un modèle unique de manière déterministe à l'aide de méthodes d'interpolation. La seconde de nature stochastique implique la réalisation de plusieurs modèles équiprobables et représentatifs de l'objet géologique à partir de méthodes de simulations géostatistiques (simulations « basées-objet » ou « basées-pixel » ; Journel *et al.*, 1998). Ce dernier type permet de distribuer les valeurs d'une propriété sur l'ensemble du domaine à partir uniquement de quelques données éparées. Au contraire, la première approche requiert l'utilisation d'un échantillonnage important ;
2. la modélisation numérique 4D (XYZ et le temps) des processus primaires qui contrôlent la formation des objets carbonatés. On parle de modélisation basée-processus (*forward modelling* ou *process-imitating sensu* Koltermann & Gorelick, 1996). En Sciences de la Terre, l'expérimentation directe n'est pas possible car les dimensions (temps et espace) des processus géologiques dépassent nos capacités d'observations et de mesures. Par contre, les effets et les résultats de ces processus (les objets géologiques) sont observables et mesurables en surface et en subsurface. L'approche consiste à créer des modèles numériques issus de simulations basées-processus et de les comparer à la réalité conceptuelle ou numérique des objets géologiques. Il est donc indispensable de réaliser *a priori* des modèles conceptuels ou

numériques exactes des objets et des systèmes géologiques. L'essentiel des méthodes proposées repose sur une approche déterministe (Watney *et al.*, 1999). Seules quelques méthodes utilisent un contexte probabilistes (Burgess & Wright, 2001, 2003). Pour rendre compte des spécificités de la sédimentation carbonatée plusieurs modèles ont été mis en place notamment en utilisant des équations différentielles (Granjeon & Joseph, 1999) ou des éléments de logique floue (Nordlund, 1996, 1999a, 1999b).

### **1.3. Problématique scientifique**

La problématique scientifique de cette Thèse peut-être ainsi résumée :

*Comment améliorer la caractérisation et la compréhension des réservoirs carbonatés en modélisant leurs architectures géologiques et leurs propriétés en trois dimensions d'après des données d'affleurement ?*

Pour répondre à cette question, il a été mentionné précédemment que l'une des réponses se trouvait dans l'analyse en 3D de systèmes sédimentaires carbonatés exposés à l'affleurement. Ce travail nécessite obligatoirement une approche multidisciplinaire fondée sur (1) la détection des propriétés critiques à toutes les échelles spatiales ; (2) une meilleure compréhension de la formation et de la distribution spatiales de ces propriétés à l'aide d'analyses sédimentologiques et de l'utilisation de méthodes géostatistiques ; et (3) la réalisation d'outils numériques de modélisation tridimensionnelle pour pouvoir construire des modèles d'analogues unifiés de manière simple et efficace.

## **2. Choix des données d'affleurement**

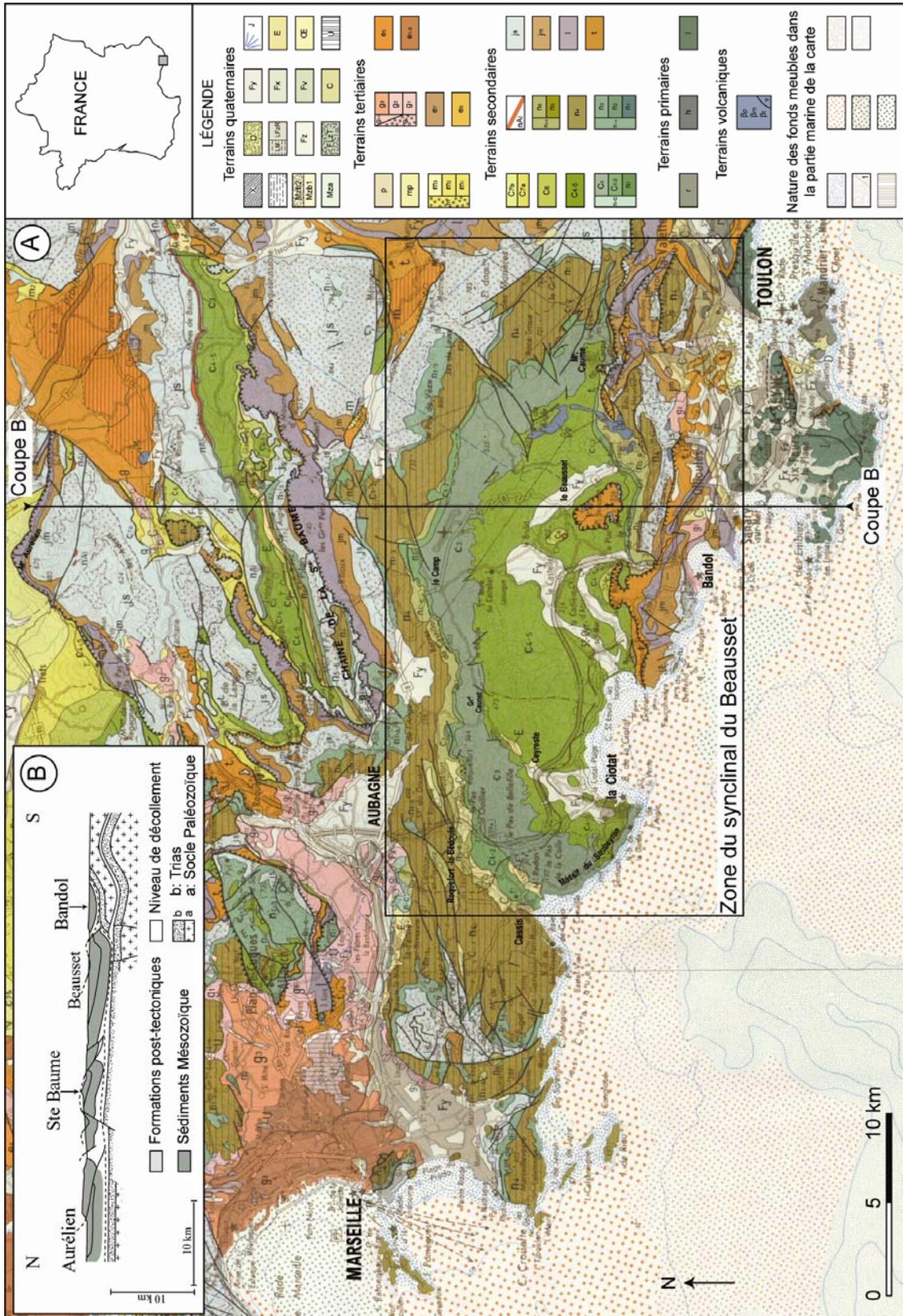
Les affleurements représentent l'intersection du volume des objets géologiques avec la surface topographique actuelle. Ainsi, les données géologiques d'affleurement sont généralement restreintes ou discontinues et n'offrent qu'une image en deux dimensions des structures stratigraphiques et sédimentaires. Ces données ne permettent pas une caractérisation immédiate en trois dimensions de l'hétérogénéité complexe des systèmes carbonatés qui résultent de la multiplicité et de la diversité des processus génétiques des

carbonates (biologiques, physiques et chimiques). Pour répondre à la problématique, il est évident que le choix des données s'est porté sur un objet typique des systèmes carbonatés présentant le maximum de continuité spatiale en surface et subsurface. Il a été choisi les séries sédimentaires de plate-forme et de bassin de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal (MCBSP) pour la période comprise entre le Cénomaniens et le Coniacien inférieur. Les principaux affleurements de ces séries se situent dans le synclinal du Beausset localisé dans le Sud-Est de la France en Basse Provence (**figure i-1**).

Le terme synclinal correspond à l'objet tel qu'il est préservé à l'affleurement. Le terme de marge désigne l'entité sédimentaire au Crétacé supérieur. Ce dernier a été utilisé pour désigner la zone de transition entre les dépôts d'environnement peu profond (plate-forme) et les dépôts d'environnement plus profond (pente et bassin) *sensu* Borgomano (1987). Ce terme réunit les caractères physiographiques, sédimentologiques, structuraux et environnementaux qui sont associés au passage plate-forme/bassin. Deux types de marges carbonatées ont été distinguées pour l'intervalle stratigraphique considéré (Bouchard, 1986 ; Jolet, 1996 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005, 2006) : (1) une plate-forme à escarpement bordier (*rimmed shelf with escarpment sensu* Read, 1985) et (2) une rampe s'approfondissant distalement (*distally steepened ramp sensu* Read, 1985).

La MCBSP constitue un laboratoire d'étude complet et exceptionnel par :

- la continuité spatiale des affleurements en trois dimensions et sa grande hétérogénéité spatiale à l'échelle du réservoir dans un secteur géographique restreint (dimension de la zone étudiée : XYZ = 10 km x 10 km x 0,8 km). Il est rare de retrouver dans les séries sédimentaires toutes les composantes depuis leurs pôles proximaux jusqu'à leurs pôles distaux (plate-forme/bassin ; bassin/delta). Les séries de la MCBSP ont justement le grand intérêt de contenir tous ces dépôts, à la fois carbonatés et silicoclastiques, préservés avec une extension complète des environnements de dépôts (plate-forme, pente, bassin et delta) et des lithologies diverses (roches carbonatées, argileuses et silicoclastiques) ;
- la présence d'évolutions spatiales de dépôts graduelles et abruptes ;
- le calage biostratigraphique précis fourni par de précédentes études (ammonites, rudistes, inocérames, foraminifères, ostracodes ; cf. Ch. I) ;
- la précision du découpage séquentiel notamment en domaine de plate-forme et les corrélations à haute résolution qui en découlent d'après les travaux antérieurs (cf. Ch. I) ;



**Figure i-1.** (A) Localisation du synclinal du Beausset sur la carte géologique de Marseille (carte géologique du BRGM au 1/250000). Légende pour les terrains d'âge Crétacé supérieur : C<sub>1-2</sub> - Cénomanien : grès, marnes, calcaires à rudistes ; C<sub>3</sub> - Turonien : marnes, grès, calcaires marneux, calcaires à rudistes ; C<sub>4-5</sub> - Coniacien-Santonien : grès, marnes gréseuses, calcaires à rudistes ; C<sub>6</sub> - Campanien : calcaires, argiles, lignites ; C<sub>7a</sub> / C<sub>7b</sub> - Maastrichtien : calcaires, argiles, grès, poudingues, brèches. (B) Coupe structurale de la Basse-Provence d'après Tempier (1987).

- le contrôle des volumes et des enveloppes sédimentaires mis en évidence par les interprétations des études précédentes (cf. Ch. I) ;
- l'analogie des terrains avec des réservoirs carbonatés d'hydrocarbure tel que le Groupe Wasia de la Péninsule Arabique (Burchette, 1993 ; Van Buchen *et al.*, 1996).

### **3. Objectifs et méthodes**

Il s'agit d'un travail méthodologique permettant de tester et de développer (1) des logiciels de modélisation et (2) des outils d'acquisition et de traitement de données numériques. Le but est également d'améliorer la compréhension des systèmes sédimentaires carbonatés en tant qu'enregistreurs de paramètres biologiques, de paramètres physiques globaux (exemple : eustatisme, climat) et/ou régionaux (exemple : tectonique, courants), et en tant que produits de processus géologiques à des échelles temporelles variables. Cette procédure nécessite l'interprétation géologique des affleurements dans leur domaine en trois dimensions afin d'établir les volumes sédimentaires réalistes (architecture stratigraphique 3D) mais aussi les paléo-profil sédimentaires.

La démarche principale a consisté à établir des modèles numériques tridimensionnels imbriqués ou « gigognes », à différentes échelles et résolutions afin de reproduire (1) l'agencement stratigraphique (géométrie des corps sédimentaires) (**figure i-2**) et (2) l'hétérogénéité faciologique. Pour construire des modèles réalistes, deux approches ont été développées en parallèle et de manière itérative : (1) l'acquisition de données numériques de terrain et de subsurface et (2) la modélisation géologique numérique 3D.

La première approche comprend l'acquisition à différentes échelles de données par mesures directes à partir d'une gamme d'outils tel que l'imagerie micro et macroscopique, le scanner laser, la sismique réflexion très haute résolution (THR), des forages ainsi que la cartographie stratigraphique et structurale haute résolution. Un des plus grands défis scientifiques est de formaliser l'intégration, dans un cadre géoréférencé, de données numériques mesurées et de données qualitatives naturalistes (tendances et attributs ponctuels) afin de calibrer les modèles numériques tridimensionnels (**figure i-3**). Cette approche est une nouveauté scientifique dans le domaine de l'étude des systèmes carbonatés et des

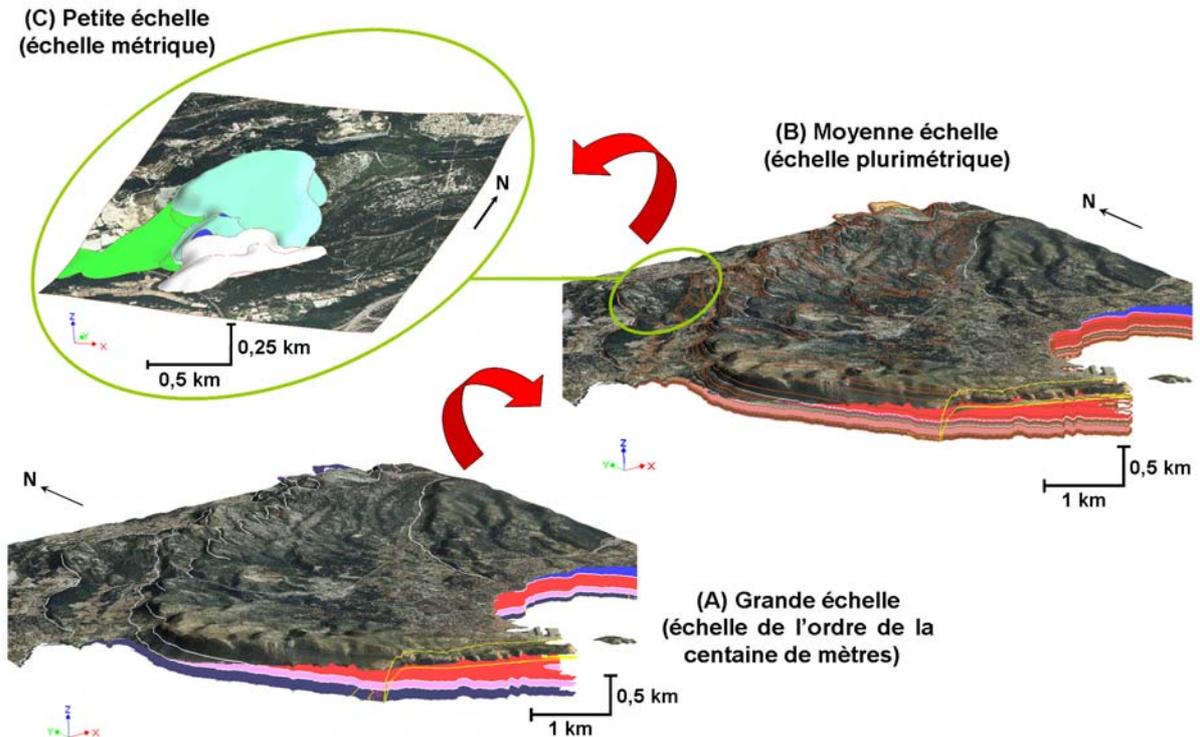


Figure i-2. Modèles numériques gigognes permettant de décomposer le modèle en différents objets de tailles décroissantes qui s'emboîtent les uns dans les autres.

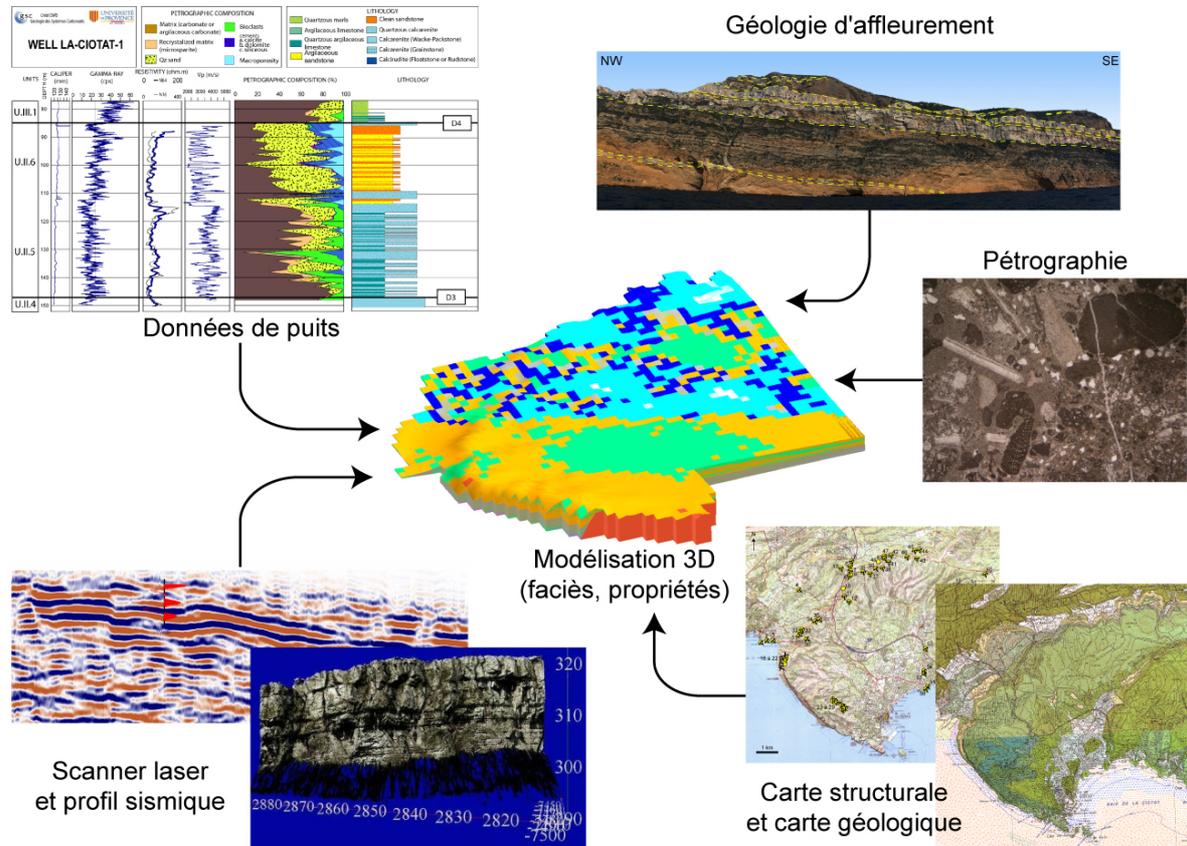


Figure i-3. Modèle numérique tridimensionnel de systèmes sédimentaires carbonatés établi à partir de l'intégration de données de surface et de subsurface. La carte géologique correspond à l'assemblage de la carte Aubagne-Marseille et de La Ciotat au 1/50000 (cartes géologiques du BRGM).

affleurements géologiques en général. Elle nécessite de tester les approches déterministes et stochastiques ainsi que l'intégration de mesures à des résolutions et des échelles variées afin d'établir la distribution de propriétés à l'échelle du réservoir (entre les puits).

La deuxième approche de travail nécessite la mise en place d'un protocole de modélisation numérique stratigraphique 3D en s'appuyant sur le géomodeleur *gOcad* (*geological Object computer aided design*). Celui-ci a été choisi pour des raisons spécifiques liées aux besoins de la modélisation géologique :

- il présente le grand avantage de pouvoir réaliser informatiquement, dans un même logiciel, toutes les étapes nécessaires à la caractérisation d'un objet géologique en 3D depuis les données d'affleurement recueillies jusqu'aux simulations d'écoulement de fluides en passant par les modèles surfaciques, volumiques et de propriétés. Il est de ce fait un standard dans l'industrie pétrolière ;
- il permet d'importer des données géologiques très diverses (géophysiques, puits, données structurales ou cartes) et de formats très variés ;
- il offre la possibilité d'utiliser de nombreux outils intégrés dans le logiciel qui facilitent la création d'objets géologiques 3D, mais autorise aussi de développer des outils supplémentaires (modules) adaptés à notre jeu de données ou nos objectifs scientifiques ;
- il permet de modifier les modèles établis en fonction de nouvelles données acquises tout en préservant leurs cohérences.

Ultimement, l'objectif de ce travail est de tester des méthodes de modélisation basée-processus, à l'aide de logiciels tel que DIONISOS (Granjeon & Joseph, 1999), afin de générer des modèles de formations sédimentaires carbonatées de la MCBSP. Cette approche contribuera à identifier et quantifier le rôle respectif des facteurs de contrôle ayant présidé à la formation des dépôts et de comprendre les mécanismes selon lesquels ils agissent.

#### **4. Organisation de la Thèse**

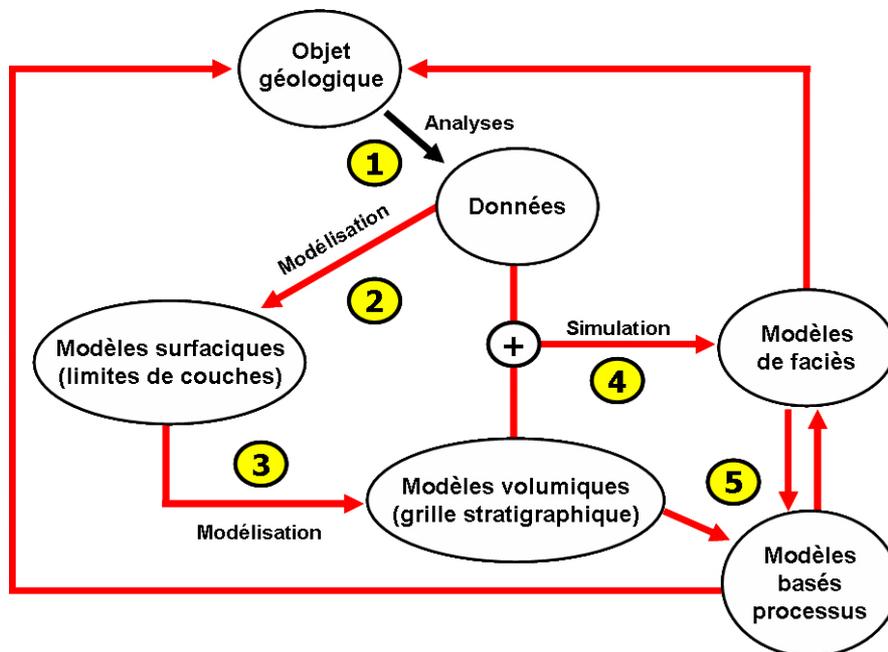
Cette Thèse s'organise de la façon suivante (**figure i-4**) :

1. la première partie présente une synthèse stratigraphique régionale. Elle récapitule les résultats et les modèles sédimentaires des travaux antérieurs, et comprend aussi une

synthèse lithostratigraphique dans laquelle est proposé le découpage stratigraphique utilisé dans la modélisation.

2. la deuxième partie est consacrée à une description des données et des méthodes d'intégration des données.
3. la troisième partie traite de la construction des structures géologiques en trois dimensions (surfaces et volumes).
4. la quatrième partie comprend une synthèse des analyses faciologiques à partir des précédents travaux et la réalisation de modèles 3D des faciès à partir de différentes méthodes déterministes ou stochastiques.
5. la cinquième partie traite de la modélisation numérique basée-processus (*forward modelling*).

Cette organisation suit approximativement un protocole itératif de modélisation numérique 3D d'un réservoir pétrolier.



**Figure i-4.** Approche méthodologique de l'étude. Protocole de modélisation réservoir utilisé dans le cadre de cette étude afin de reproduire l'objet géologique. Les principales opérations sont : (1) le traitement des données acquises ; (2) l'intégration des données pour construire des modèles surfaciques constitués d'interfaces géologiques ; (3) la construction de modèles volumiques à partir des interfaces sous forme d'une grille ; (4) le calcul d'attributs sur les grilles (faciès) avec la possibilité de réaliser des calculs volumiques ; (5) la construction de modèles sédimentaires reproduisant numériquement les phénomènes qui l'ont engendré.



## CHAPITRE I

### CADRE STRATIGRAPHIQUE

<b><u>I.1. La marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal</u></b>	<b>16</b>
<b>I.1.1. Rappels historiques</b>	<b>16</b>
<b>I.1.2. Cadre géographique</b>	<b>19</b>
<b>I.1.3. Cadre structural</b>	<b>20</b>
<b>I.1.4. Cadre paléogéographique</b>	<b>21</b>
<b>I.1.5. Cadre géodynamique</b>	<b>23</b>
<b><u>I.2. Synthèse stratigraphique et sédimentologique</u></b>	<b>25</b>
<b>I.2.1. Cadre stratigraphique et sédimentologique général</b>	<b>25</b>
<b>I.2.1.1. Sédimentation autochtone</b>	<b>25</b>
<b>I.2.1.2. Sédimentation allochtone</b>	<b>27</b>
<b>I.2.2. Description des séries de plate-forme et de bassin de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal</b>	<b>29</b>
<b>I.2.2.1. Unités stratigraphiques primaires</b>	<b>31</b>
<b>I.2.2.2. Unités stratigraphiques secondaires</b>	<b>33</b>
<b>I.2.2.3. Unités sédimentaires</b>	<b>46</b>
<b><u>I.3. Conclusions préliminaires</u></b>	<b>52</b>

L'objectif principal de cette étude est d'établir des modèles numériques 3D gigognes de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal (MCBSP) pour reproduire son architecture stratigraphique et l'hétérogénéité des faciès de dépôts. Pour pouvoir construire de manière virtuelle cet affleurement, il est indispensable au préalable de formaliser un cadre stratigraphique cohérent régionalement pour l'ensemble de l'intervalle stratigraphique considéré (Cénomaniens à Coniacien inférieur) et fondé sur une synthèse des travaux antérieurs. Ce travail a donc nécessité une recherche bibliographique, une vérification de terrain des informations recueillies et une mise en cohérence.

## **I.1. La marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal**

### **I.1.1. Rappels historiques**

Les séries affleurantes d'âge Crétacé supérieur de la MCBSP ont fait l'objet de nombreux travaux paléontologiques, paléogéographiques, sédimentologiques, cartographiques et structuraux depuis la fin du 19<sup>ème</sup> (Toucas, 1873 ; Collot, 1889 ; Bertrand, 1892 ; Haug *et al.*, de 1924 à 1935 ; Fabre, 1940 ; Lutaud, 1957 ; Gouvernet, 1963 ; Babinot, 1980 ; Tronchetti, 1981 ; Jacquet, 1982 ; Bercovici, 1983 ; Mercadier, 1984 ; Grosheny, 1986 ; Redondo, 1986 ; Airaud-Crumière, 1991). Les connaissances de ce secteur ont été significativement améliorées par les travaux de Philip (1962, 1967a, 1967b, 1967c, 1970, 1972, 1974, 1975, 1978, 1980, 1982a, 1982b, 1993, 1994, 1998), Philip *et al.* (1978, 1985, 1987, 1991, 1994), Blanc (1950, 1951, 1956, 1962, 1963, 1980, 1987), Blanc & Gouvernet (1967), Blanc & Paya (1970) et Blanc *et al.* (1980). Bouchard (1986), Jolet (1996) et Hennuy (2003) par des analyses focalisées sur un ou deux étages ont contribué à une meilleure représentation stratigraphique et sédimentologique des séries carbonatées du Crétacé supérieur. Plus récemment Floquet & Hennuy (2001, 2003) et Floquet *et al.*, (2005) ont fourni un inventaire détaillé concernant les géométries et les mécanismes ayant régi la mise en place des unités de resédimentations carbonatées et silicoclastiques pour les séries d'âge Cénomaniens moyen et Turonien moyen à Coniacien moyen.

La liste des études et des principaux résultats présentée sur la **figure I-1** n'est pas exhaustive. Elle fournit un inventaire complet des travaux clefs sur les terrains d'âge Cénomaniens à Coniaciens inférieurs de la MCBSP.

DATES	AUTEURS	RESULTATS MAJEURS
1873	Toucas	Premier travail de terrain sur le Crétacé supérieur du Bassin du Beausset basé sur des coupes, des analyses paléontologiques et cartographiques
1889	Collot	Modèle paléogéographique du Golfe de Basse Provence limité au Nord par une terre émergée : concept d'Isthme Durancien
1892	Bertrand	Précision stratigraphique et paléogéographique démontrant l'existence d'un massif émergé au Sud
1924 à 1935	Haug	Relevé de la carte géologique d'Aubagne, La Ciotat et Toulon mettant en évidence des variations faciologiques de dépôts sur de courte distance
1940	Fabre	Synthèse stratigraphique et paléogéographique du Cénomaniens et du Turonien ayant permis la mise en évidence, dans la partie occidentale du Beausset, d'une fosse de subsidence et d'une ride dans les environs du Gros Cerveau
1950 à 1987	Blanc	Analyse sédimentologique des formations deltaïques du massif du Soubeyran ayant abouti à une reconstitution paléogéographique du delta présent au Sud
1970 à 1998	Philip	Second travail d'ensemble relatif au Crétacé supérieur du synclinal du Beausset. Ces travaux ont enrichi la connaissance du point de vue paléontologique (biostratigraphie et paléoécologie des rudistes), cartographique (carte Aubagne-Marseille), sédimentologique (description détaillée des séries de plate-forme et de bassin) et paléogéographique (Bombement Durancien, Sillon Sud-Provençal, Ride de la Toulousanne...)
1980	Babinot	Analyses paléontologiques, paléoécologiques et biostratigraphiques des ostracodes
1981	Tronchetti	Analyses paléontologiques, paléoécologiques et biostratigraphiques des foraminifères
1982	Jacquet	Interprétation en termes de dynamique sédimentaire des formations carbonatées mises en place dans le bassin au Turonien supérieur. Elles sont reliées à des mouvements tectoniques de la zone de flexure qui sépare la plate-forme du bassin
1986	Bouchard	La Formation de la Marcouline d'âge Cénomaniens est constituée de sédiments bioclastiques et bréchiques issues de dépôts gravitaires de pente, qui forment un ensemble progradant vers le bassin
1986	Redondo	Étude sédimentologique et minéralogique des séries détritiques qui a confirmé la présence, au Sud, d'un massif émergé et indépendant du bloc Corso-Sarde
1991	Airaud-Crumière	Évolution sédimentaire au cours du passage Cénomaniens-Turonien en relation avec l'événement anoxique OAE2
1996	Jolet	Modèle géométrique, stratigraphique et paléoenvironnemental de la plate-forme d'âge Turonien inférieur à moyen
2003	Hennuy	Étude sédimentologique des séries de plate-forme et de bassin qui a permis de mettre en évidence des événements spécifiques à la période turono-coniacienne : (1) 5 séquences de la plate-forme carbonatée ; (2) des écoulements en masse évolutifs carbonatés venant du Nord ; (3) des écoulements gravitaires terrigènes se développant depuis le Sud à partir d'un massif émergé ; (4) une subsidence différentielle du bassin par rapport à ses marges, dans un contexte tectonique transtensif

**Figure I-1.** Inventaire des principaux travaux sur les terrains d'âge Crétacé supérieur de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal.

Avec pour objectif de synthétiser les résultats stratigraphiques de ces études, il a été répertorié et indiqué les correspondances entre les noms attribués aux formations de plate-forme et de bassin suivant les auteurs (**figure I-2**).

DATATION	PHILIP (1970)		BLANC (1980)		JACQUET (1982)		BOUCHARD (1986)		JOLET (1996)		HENNIJY (2003)						
	Plate-forme	Bassin	Plate-forme	Bassin	Plate-forme	Bassin	Plate-forme/Bassin	Plate-forme	Bassin	Plate-forme	Bassin						
CONACIEN MOYEN A SUPERIEUR	Pas	Grès du Baguier	Grès de Lucelle et de Ste-Croix de la Grande-Tête	Grès Coniacien de La Clotat	Pas	Membre carbonaté du Pont Naturel	Formation de la Grande-Tête et du Sémaphore	Plate-forme	Bassin	SPF5	A5	RSC5					
		Marnes de Ceyrestes											Rudistes, chaux et poudingues de La Clotat	Grès et poudingues de la Grande-Tête et du Sémaphore	SPF4	A4	RST3
		Lentille du Cabot															
CONACIEN INFÉRIEUR	d'équivalence	Grès de Ste-Croix et poudingues de la Grande-Tête et du Sémaphore	Barre n°1 carbonatée	Complexe calcaireo détritico du Soubeyran	Pas d'équivalence	Grès et poudingues de la Grande-Tête et du Sémaphore	Membre carbonaté du Pin-de-Galaban	Plate-forme	Bassin	SPF4	A4	RST3					
		Barre du Pont Naturel											Grès du Soubeyran et poudingues carbonatés	Membre gréseux de Canaille	SPF2	A2	RST1
		Grès et poudingues de la Grande-Tête et du Sémaphore															
TURONIEN SUPERIEUR	d'équivalence	Barre du Pin-de-Galaban	Grès du Soubeyran et poudingues carbonatés	Série du Mont-Canaille	Formation du Pas de Belle-Fille	Membre gréseux de Canaille	Grès et marnes sableuses du Pas-de-la-Colle	Plate-forme	Bassin	Barre de Mont Redon	A1	RSC1					
		Grès et poudingues de la Grande-Tête et du Sémaphore											Grès de Canaille	Marnes calcaires	Calcaires gréseux de Belle-Fille	Grès du Pas de la Colle	Calcaire noduleux
		Barre de Canaille															
TURONIEN MOYEN	d'équivalence	Grès du Pas de la Colle	Grès de Canaille	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marnes de l'Anse de l'Arène	Plate-forme	Bassin	Calcaire noduleux	A1	RSC1					
		Barre du Pas-d'Ouré											Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort
		Marno-calcaires															
TURONIEN INFÉRIEUR	d'équivalence	Marnes de l'Anse de l'Arène	Grès de Canaille	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marnes de l'Anse de l'Arène	Plate-forme	Bassin	Barre intermédiaire	A1	RSC1					
		Calcaire noduleux											Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort
		Barre intermédiaire															
CÉNOMANIEN SUPERIEUR	d'équivalence	Calcaire noduleux	Grès de Canaille	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marnes de l'Anse de l'Arène	Plate-forme	Bassin	Calcaire noduleux	A1	RSC1					
		Formation de Font Blanche											Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort
		Formation grés-sableuse intermédiaire															
CÉNOMANIEN MOYEN	d'équivalence	Marnes de l'Anse de l'Arène	Grès de Canaille	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marnes de l'Anse de l'Arène	Plate-forme	Bassin	Calcaire noduleux	A1	RSC1					
		Formation de la Marcouline											Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort
		Formation grés-sableuse intermédiaire															
CÉNOMANIEN INFÉRIEUR À MOYEN	d'équivalence	Marnes de l'Anse de l'Arène	Grès de Canaille	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marnes de l'Anse de l'Arène	Plate-forme	Bassin	Calcaire noduleux	A1	RSC1					
		Formation de la Marcouline											Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort
		Formation grés-sableuse intermédiaire															
APTIEN SUPERIEUR	d'équivalence	Marnes Bleues	Grès de Canaille	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Marnes de l'Anse de l'Arène	Plate-forme	Bassin	Calcaire noduleux	A1	RSC1					
		Formation grés-sableuse inférieure											Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort
Formation grés-sableuse inférieure	Marno-calcaires	Marnes de l'Anse de l'Arène	Barre intermédiaire	Barre des Cuertes	Barre de Roquefort												

Figure I-2. Equivalence des unités lithostratigraphiques et sédimentologiques définies pour la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal.

### I.1.2. Cadre géographique

Les séries sédimentaires du Crétacé supérieur de plate-forme carbonatée et de bassin appartenant à la MCBSP sont situées au Sud-Est de Marseille entre Cassis et Toulon (départements des Bouches du Rhône et du Var ; **figure i-1**). Le secteur d'étude est restreint et compris entre le Massif du Soubeyran au Sud-Ouest et le Grand Caunet au Nord-Est (**figures i-1 et I-3**). Ces séries sont constituées au Nord de calcaires (formant un vaste plateau incliné) qui passent latéralement vers le Sud à des grès, des marnes et des poudingues (**figure I-3**). L'étude s'est focalisée sur la partie Ouest de la MCBSP car elle correspond au domaine le plus décrit et le moins affecté par les déformations structurales.



**Figure I-3.** Localisation des affleurements étudiés d'âge Cénomaniens à Coniacien inférieur. La partie Nord, entre Le Grand Caunet et La Bédoule, présente des affleurements de la série de plate-forme carbonatée. La partie Sud, entre Cassis et La Ciotat permet d'observer la série de bassin.

Les lieux dits et les logs mentionnés dans ce travail sont reportés sur le fond topographique IGN (**figure I-4**).



**Figure I-4.** Localisation géographique des lieux dits et des affleurements étudiés d'âge Cénomannien à Coniacien inférieur. Extrait de la carte IGN au 1/25000.

### I.1.3. Cadre structural

Les séries étudiées appartiennent à la partie Ouest du synclinal du Beausset qui est une vaste unité elliptique de grand axe Est-Ouest peu déformée (**figures i-1A et i-1B**). Cette structure a été formée par la phase tectonique compressive d'âge Eocène final (phase Pyrénéo-Provençale) et les phases tectoniques ultérieures qui ont affecté la série sédimentaire

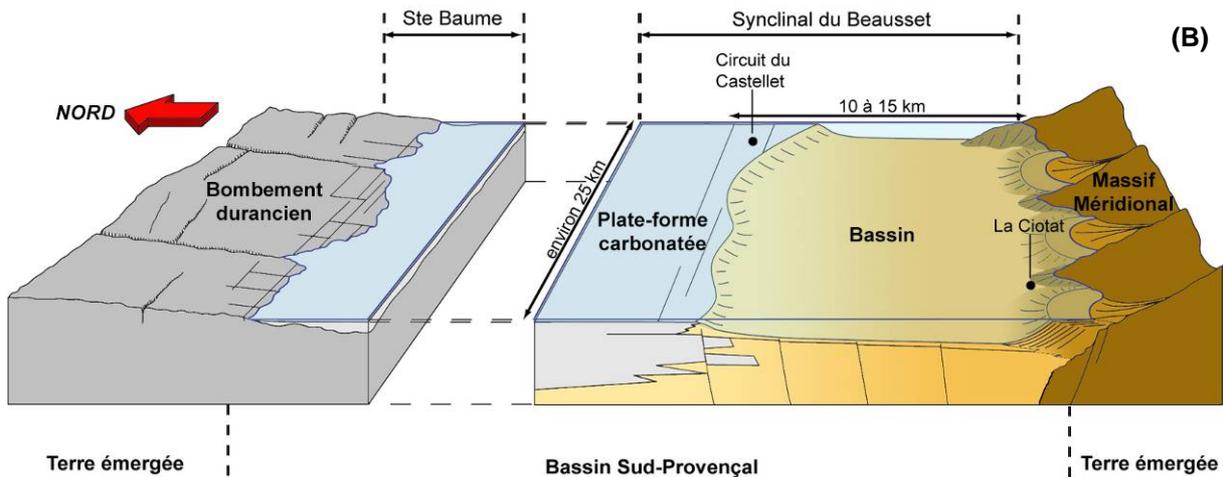
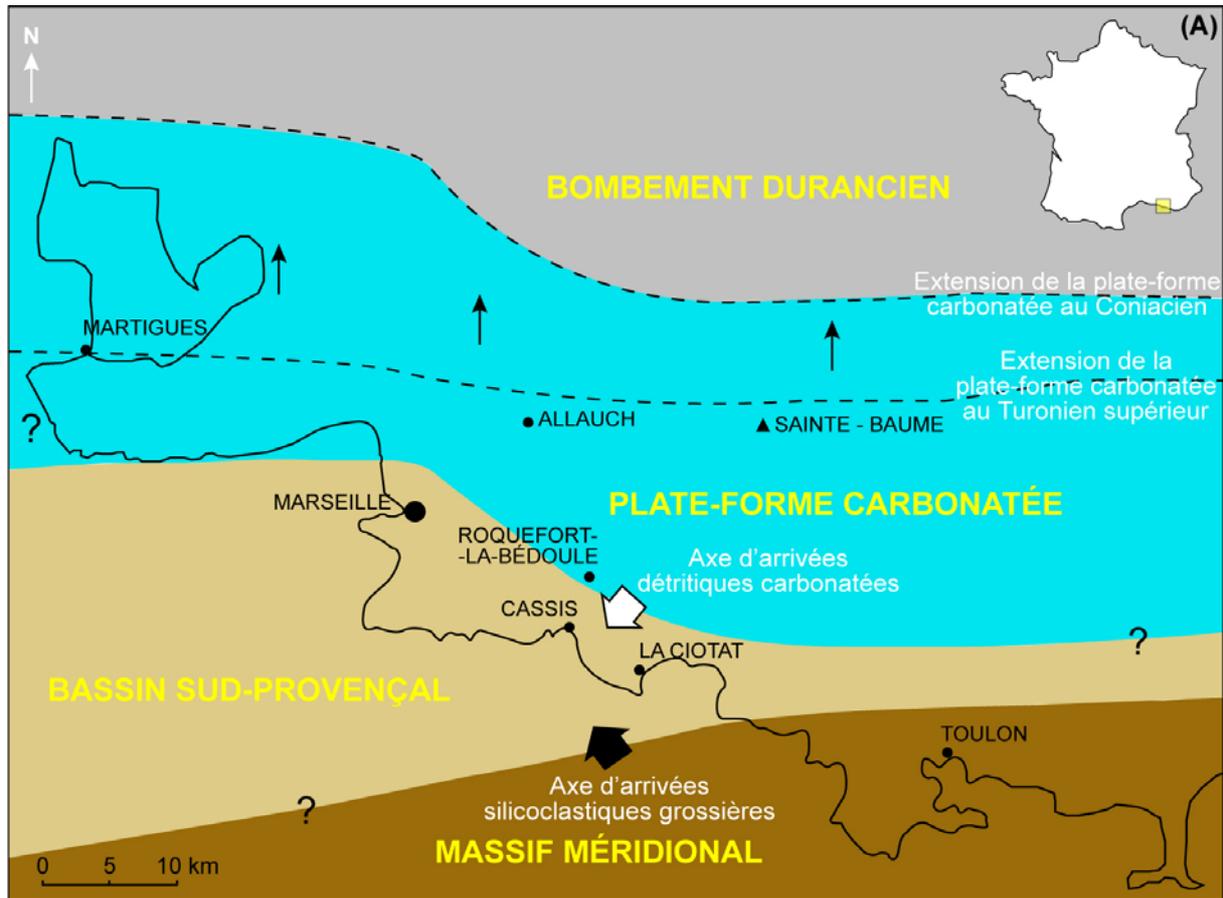
mésozoïque, et mené à la formation des grands chevauchements provençaux (Bertrand, 1899 ; Haug, 1925 ; Guieu, 1967 ; Tempier, 1987). Dans la partie étudiée, l'analyse structurale des séries affleurant permet de mettre en évidence que les couches sédimentaires plongent avec un pendage régulier moyen de 13° et une direction constante orientée vers le Sud-Est (**annexe 1**, pendage compris entre 10° et 20°).

#### **I.1.4. Cadre paléogéographique**

Au Cénomaniens, Turonien et Coniacien, la paléogéographie Sud provençale comprenait trois grands domaines orientés préférentiellement suivant une direction Est-Ouest (**figure I-5**) :

- le domaine Nord : une succession de plates-formes carbonatées à rudistes (Philip, 1970, 1993, 1998 ; Jolet, 1996 ; Hennuy, 2003) qui reposaient sur un terre émergée appelée Isthme ou Bombement Durancien (Collot, 1889 ; Blanc & Gouvernet, 1967 ; Rousset, 1969 ; Masse & Philip, 1976 ; Philip *et al.*, 1987 ; Chorowicz & Mekrania, 1992). Le bombement s'est formé lors de la phase tectonique « autrichienne » d'âge Albien-Cénomaniens inférieur ;
- le domaine central : un bassin appelé le Sillon Sud-Provençal ou Bassin Sud-Provençal, qui plus subsident que les plates-formes, était le siège d'une sédimentation mixte : carbonatée et silicoclastique (Philip, 1970). Il était relativement étroit (10 km à 15 km de large) et peu profond (profondeur moyenne de 200 mètres) ;
- le domaine Sud : un massif cristallin émergé, appelé le Massif Méridional (Floquet & Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003), qui fournissait au bassin du matériel terrigène silicoclastique (Bertrand, 1892 ; Vasseur & Fournier, 1896 ; Blanc, 1951, 1956, 1963 ; Philip, 1970, 1993 ; Redondo, 1986 ; Guieu *et al.*, 1987 ; Philip *et al.*, 1994 ; Hennuy, 2003).

Au Coniacien et au Santonien inférieur une phase d'approfondissement, en relation avec une élévation du niveau marin couplée à un recouvrement rétrogradant de la plate-forme, survient dans le Bassin Sud-Provençal (Philip, 1970). Les zones de sédimentation se déplacent et les plates-formes carbonatées se développent en arrière des précédentes (**figure I-5A**).



**Figure I-5.** (A) Carte paléogéographique des aires de sédimentation d'âge Crétacé supérieur de la Basse-Provence. Modifié à partir de Philip (1970). (B) Bloc diagramme représentant le cadre paléogéographique Sud provençale au Turonien et au Coniacien inférieur. D'après Hennuy (2003).

Un retrait des eaux marines survient au Santonien terminal en Provence suivi de l'installation d'étendues d'eaux saumâtres, puis lacustres (Campanien). La déformation et le comblement du Bassin Sud-Provençal seraient les premiers signes de la phase tectonique compressive Pyrénéo-Provençale qui commencerait dès la fin du Crétacé, consécutif au décrochement senestre de la plaque Ibérique le long d'un réseau d'accidents de direction E-W (Rosenbaum *et al.*, 2002).

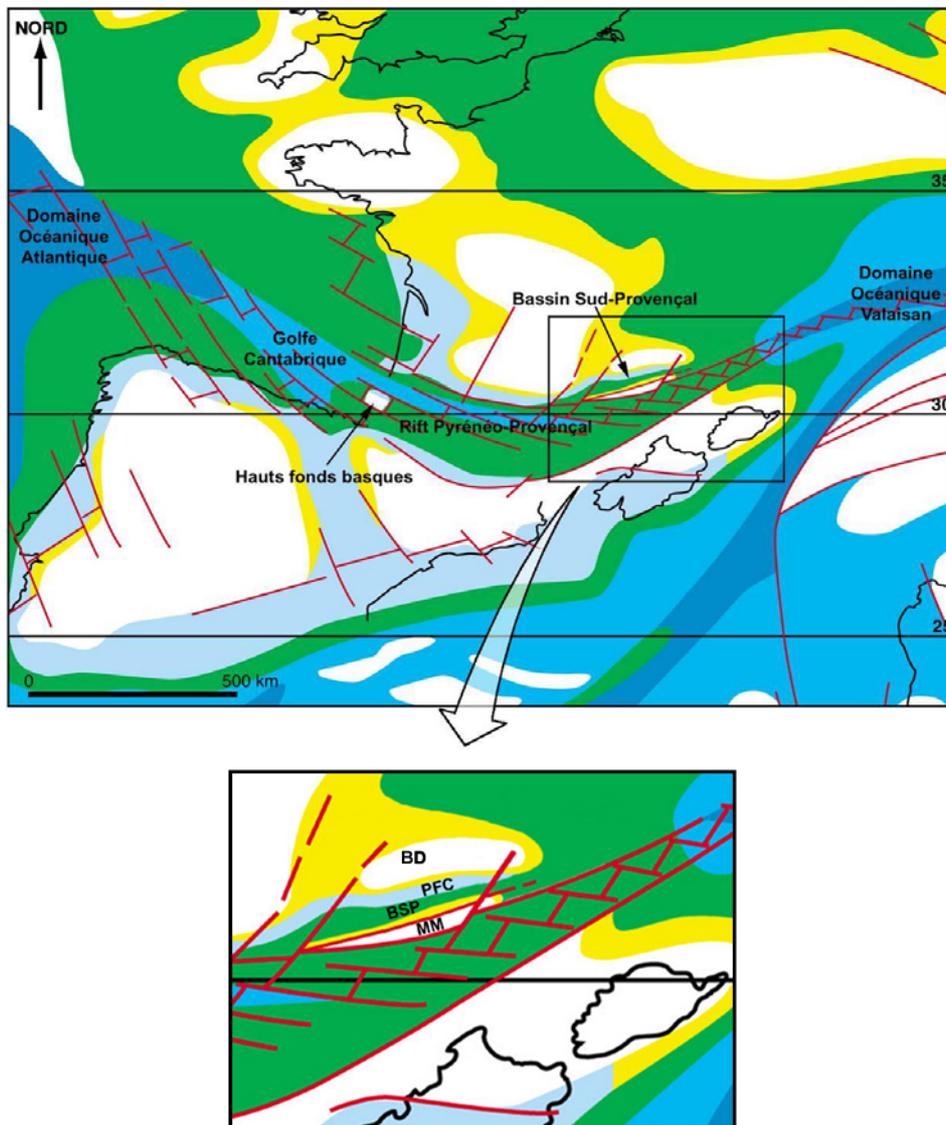
### **I.1.5. Cadre géodynamique**

Du Cénomaniens au Santonien inférieur, le Bassin Sud-Provençal a une tendance à l'élargissement et à l'approfondissement. Il a été proposé récemment que du Turonien moyen au Coniacien moyen l'ouverture du bassin s'est faite sous un régime tectonique transtensif (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003). Floquet *et al.* (2005) évoquent également le fait que cette structuration a pu être établie dès le Cénomaniens moyen. D'après Hennuy (2003) et Floquet *et al.* (2005), le Bassin Sud-Provençal serait donc similaire à certains bassins pyrénéens en décrochement de même âge, tels que ceux décrits par Debros *et al.* (1983), Sancho *et al.* (1987), Floquet *et al.* (1988), Razin (1989) et Mathey *et al.* (1999). La dynamique d'ouverture du Bassin Sud-Provençal s'intégrerait, à plus grande échelle, dans celle du Rift Pyrénéo-Provençal, liée à la dérive senestre de la Plaque Ibéro-Briançonnaise par rapport à la Plaque Europe (Hennuy, 2003 ; **figure I-6**).

Cette dérive senestre aurait été responsable de la création du Rift Valaisan dans le prolongement Est du Rift Pyrénéo-Provençal, entre le domaine océanique Atlantique à l'Ouest et Liguro-Piémontais à l'Est (Stampfli, 1993). Le Rift Valaisan, large de quelques centaines de kilomètres (Lemoine *et al.*, 2000), se serait ouvert dans certains secteurs au Crétacé moyen (Barrémien final-Aptien), ce qui correspond à l'apparition du Bassin Sud-Provençal, et se serait fermé à la fin du Crétacé (dès la fin du Santonien). L'ouverture du Bassin Sud-Provençal vers l'Est s'est produite au moins jusqu'au Santonien inférieur et s'intégrerait donc aussi dans l'ouverture du Rift Valaisan (Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005). L'ouverture vers l'Est est confirmée par le déplacement des dépôts-centres d'Ouest en Est au cours des temps Cénomaniens à Coniacien (Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005).

Le Massif Méridional constituant la bordure Sud du Bassin Sud-Provençal serait localisé entre le rivage provençal actuel et le bloc Corso-Sarde resitué dans sa position anté-

dérive (Hennuy, 1999, 2003 ; **figure I-6**). D'après Floquet & Hennuy (2001) et Hennuy (2003), le Massif Méridional aurait résulté d'un soulèvement produisant un horst isolé qui aurait dédoublé le Rift Pyrénéo-Provençal qui reliait le golfe Cantabrique au domaine océanique Valaisan (**figure I-6**). L'hypothèse d'un massif isolé et indépendant des Maures et du massif Corso-Sarde avait déjà été émise par Redondo (1986, 1988) sur la base des analyses sédimentologiques et minéralogiques des formations détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale.



**Figure I-6.** Reconstitution paléogéographique du Sud-Ouest de l'Europe au Turonien supérieur. D'après Floquet & Hennuy (2001) et Hennuy (2003). Modifié et adapté à partir de Stampfli (1993) et de Philip & Floquet (2000). Sont représentés en blanc les terres émergées, en jaune les milieux côtiers, en bleu clair les plates-formes carbonatées, en vert les milieux marins ouverts, en bleu moyen les milieux marins profonds, en bleu foncé la croûte océanique supposée. BSP : Bassin Sud-Provençal, PFC : Plate-forme carbonatée, BD : Bombement Durancien, MM : Massif Méridional.

## **I.2. Synthèse stratigraphique et sédimentologique**

### **I.2.1. Cadre stratigraphique et sédimentologique général**

La série stratigraphique de la MCBSP d'âge Cénomaniens à Coniacien inférieur est composée à l'échelle régionale par deux types de systèmes sédimentaires (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005) :

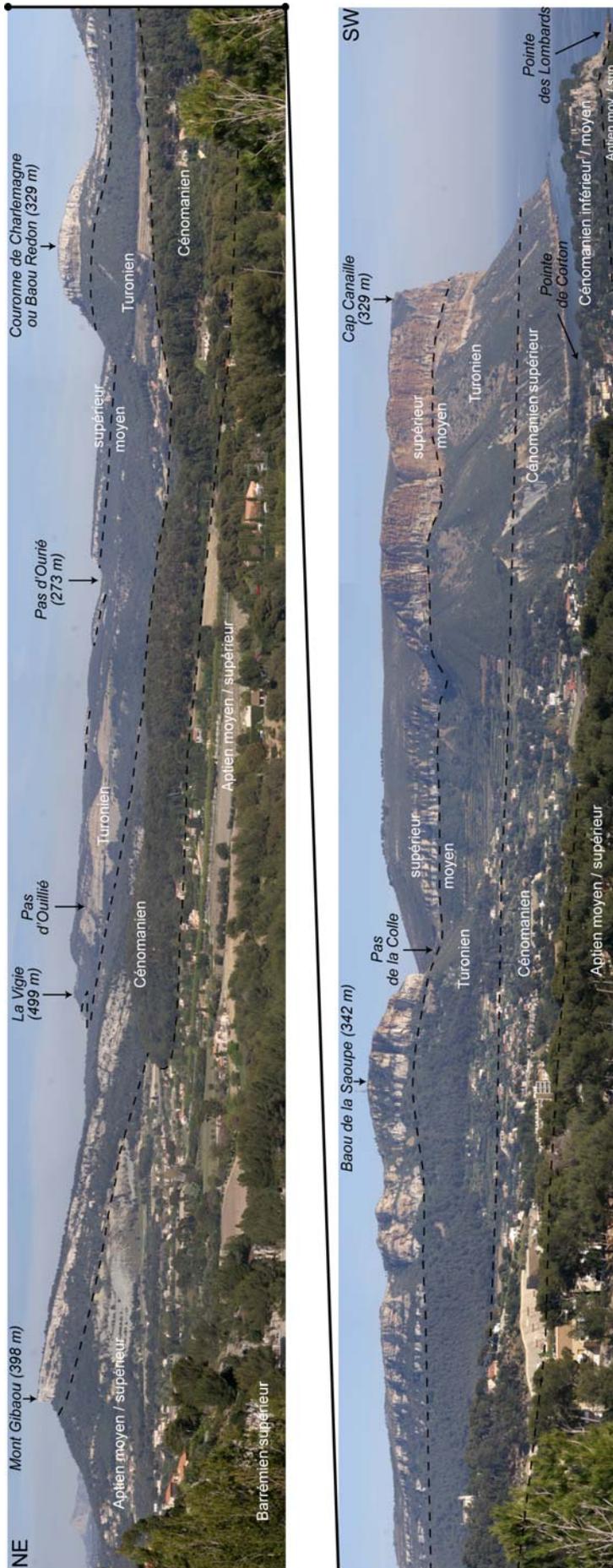
1. un système sédimentaire autochtone. Le matériel était généré pour l'essentiel soit sur place ou soit dans un environnement situé à proximité de la zone de dépôt.
2. un système sédimentaire allochtone. Le matériel resédimenté était produit dans un autre environnement loin de la zone de dépôt.

Le panorama pris depuis les Terrasses au Nord de Cassis (**figure I-4**), permet de distinguer sur une coupe d'environ 7 km de long les deux types de sédimentation de la zone proximale à la zone distale (**figure I-7**).

#### **I.2.1.1. Sédimentation autochtone**

La sédimentation carbonatée autochtone correspond aux dépôts de plate-forme (**figure I-7**) : ce sont des dépôts de couleur blanche observables depuis la Vigie (au SE de la Bédoule) jusqu'à la Couronne de Charlemagne. Il s'agit essentiellement de calcaires à rudistes et autre faune typique d'environnement de plate-forme (madréporaires, chaetétidés, nérinées, foraminifères benthiques ; cf. Ch. IV.2.2, faciès 1 à 5).

Latéralement, en direction du bassin, la sédimentation est à la fois carbonatée (45% à 80%) et silicoclastique : calcarénites quartzieuses. Ce sont des dépôts de couleur rousse observables depuis la Couronne de Charlemagne jusqu'au Cap Canaille (**figure I-7**). Le matériel carbonaté est constitué d'une association biologique propre au bassin de type *heterozoan* (échinides, crinoïdes, bryozoaires, rhodophycées, calcisphaerulidés, spicules de spongiaires, foraminifères planctoniques et benthiques ; Philip & Gari, 2005) et pour une moindre part issu de la plate-forme au Nord sous forme de débris remaniés. Le matériel silicoclastique (quartz) est issu du Massif Méridional émergé au Sud. Ces dépôts sont empilés, de manière générale, en corps sédimentaires à litages internes obliques plans ou



**Figure I.7.** Panorama de la bordure occidentale du synclinal du Beausset sur environ 7 km.

Au dessus des calcaires urgoniens (Barrémien supérieur) et des calcaires argileux - marnes bleues d'âge Aptien (Bédoulien et Gargasien), se développe la série propre de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal du Crétacé supérieur qui comprend ici :

- des calcaires, des brèches, des calcaires riche en quartz, des calcaires argileux et des marnes silto-quartzzeuses d'âge Cénomannien.
- des calcaires, des brèches, des calcarénites quartzzeuses rouges et des marnes grises d'âge Turonien inférieur à supérieur.

Modifié à partir de Floquet et al. (2006).

tangentiels issus de courants tractifs de direction dominante Ouest-Est (rides, mégarides et dunes hydrauliques à crête rectiligne et sinueuse ; cf. Ch. IV.2.2.3, faciès 8).

Dans le bassin se développe également des calcaires argileux ou des marnes grises finement litées (**figure I-7**) : dépôts observables sous le Cap Canaille. Les fossiles les plus fréquemment rencontrés sont des ammonites, des nautilus, des inocérames, des brachiopodes et des échinodermes. La microfaune est constituée de foraminifères benthiques et planctoniques, de *calcisphaerulidae* et de spicules de spongiaires (cf. Ch. IV.2.2.3, faciès 7).

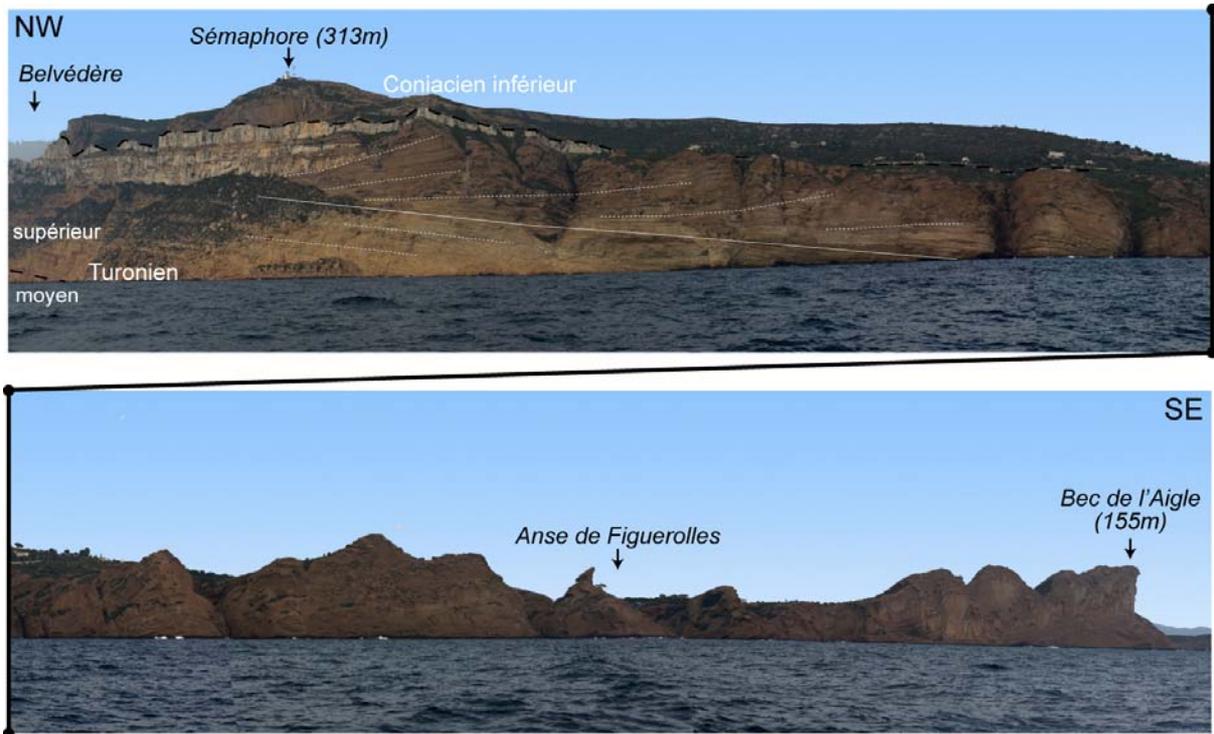
### I.2.1.2. Sédimentation allochtone

La sédimentation dite allochtone est de nature carbonatée ou terrigène. Les termes de brèches ou resédimentations sont employés dans ce travail. Les séries d'âge Cénomaniens à Coniaciens inférieurs ont le grand avantage de présenter toutes les composantes des complexes de resédimentation depuis leurs pôles proximaux jusqu'à leurs pôles distaux.

Les resédimentations carbonatées sont des brèches polygéniques et hétérométriques (**figure I-7**) : dépôts de couleur blanche observables au premier plan dans les environs du Mont Gibaou et au second plan depuis la Couronne de Charlemagne jusqu'au Cap Canaille. Les éléments sont presque exclusivement calcaires avec un contenu faunique typique de plate-forme carbonatée (rudistes, madréporaires, chaetétidés, gastéropodes et foraminifères benthiques). La matrice est essentiellement carbonatée et contient un faible pourcentage de quartz et de glauconie, ainsi que quelques foraminifères planctoniques. Elles proviennent d'export de matériel ou d'écoulements gravitaires en masse évolutifs, depuis des brèches de pente jusqu'à des coulées de débris et à des courants de turbidité découlant de la déstabilisation et de l'effondrement de la bordure de la plate-forme au Nord (Bouchard, 1986 ; Grosjean, 1997 ; Fouilhé, 2001 ; Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005) (cf. Ch. IV.2.2.5, faciès 11 et 12).

Les resédimentations silicoclastiques sont des poudingues polygéniques et hétérométriques, constituées par l'empilement de séquences granodécroissantes et stratodécroissantes depuis le Sud vers le Nord (Hennuy, 2003). Les éléments sont essentiellement des quartzites et des grès arkosiques d'âge Permien et en moindre quantité des calcaires du Muschelkalk ou du Jurassique ou du Crétacé (Blanc, 1951, 1962 ; Gueirard, 1959). Elles correspondent à des épandages terrigènes en *foresets* et en *bottomsets* deltaïques, mais aussi des remobilisations provenant de glissements, de coulées bréchiennes granulaires et

de courants de turbidité haute et basse densité à partir de déstabilisations des édifices deltaïques (Hennuy, 2003 ; cf. Ch. IV.2.2.4, faciès 9 et 10). Ils sont situés en bordure du Massif Méridional émergé au Sud. Certains de ces *foresets* et *bottomsets* sont encore visibles à La Ciotat (**figure I-8**). Ils sont observables plus vers le Sud, depuis le lieu-dit du Belvédère sur la route des Crêtes jusqu'au Parc du Mugel de la Ciotat (**figure I-4**).



**Figure I-8.** Panorama des falaises Soubeyranes compris entre le Belvédère et le Bec de l'Aigle (longueur : 4,5 km), montrant les édifices deltaïques de la bordure Sud du bassin. Le trait blanc plein correspond à la zone de transition entre les calcarénites quartzenses rousses et les poudingues. En pointillés blancs sont représentées les variations de pendages entre les deux types de dépôts.

Tous ces dépôts sont datés grâce aux études antérieures réalisées sur la macrofaune (rudistes, ammonites, inocérames) et la microfaune (foraminifères planctoniques ou benthiques, ostracodes). Par exemple, la macrofaune de rudistes (Philip, 1970, 1974, 1978, 1993, 1998 ; Babinot *et al.*, 1972 ; Jolet, 1996 ; Jolet *et al.*, 1997, 2001 ; Simonpietri, 1999 ; Simonpietri & Philip, 2000 ; Hennuy, 2003) permet de dater les dépôts de plate-forme au niveau du demi-étage. La macrofaune d'ammonites permet de dater les dépôts de milieux de bassin ou de plate-forme (lors d'inondation marines) à l'échelle de la zone (Fabre, 1937, 1938, 1940 ; Breistroffer, 1937 ; Fabre-Taxy, 1959, 1963 ; Fabre-Taxy & Thomel, 1964 ; Babinot *et al.*, 1972 ; Philip, 1970, 1978, 1998 ; Collignon *et al.*, 1979 ; Airaud-Crumière, 1991 ; Kennedy, 1994 ; Jolet, 1996 ; Jolet *et al.*, 1997, 2001 ; Cecca, 2001). La répartition des foraminifères permet d'établir une zonation biostratigraphique (Tronchetti, 1970, 1981 ;

Babinot *et al.*, 1972 ; Jolet *et al.*, 1997, 2001 ; Morel, 1998 ; Philip, 1998). Ces travaux constituent une échelle stratigraphique intégrée précise du Cénomanién au Coniacien (**figure I-9**). Ce contrôle biostratigraphique a été incorporé lors de la construction des modèles gigognes afin de ne pas établir des corrélations puis des constructions stratigraphiques illogiques et artificielles ne représentant pas la réalité de terrain.

Échelle stratigraphique		Ammonites	Foraminifères		Rudistes
			planctoniques	benthiques	
CONIACIEN	Moyen	<i>Gauthierceras margae</i> <i>Peroniceras tricarinatum</i>	<i>Archeoglobigerina cretacea</i>		<i>Vaccinites giganteus</i> <i>Vaccinites moulini</i>
	Inférieur			<i>Orbitolinopsis sehonius</i> <i>Spirocyclus hoffati</i>	
TURONIEN	Supérieur		<i>Marginotruncana sinuosa</i>		<i>Vaccinites praegiganteus</i>
	Moyen	<i>Romaniceras ornatissimum</i> <i>Collignoniceras woolgari</i> ?	<i>Marginotruncana angusticarinata</i>		<i>Vaccinites rousseli</i>
	Inférieur	<i>Mamites nodosoides</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>		<i>Vaccinites fontalbensis</i>
CÉNOMANIEN	Supérieur	<i>Neocardioceras judii</i> <i>Metoicoceras geslinianum</i> <i>Calycoceras guerangeri</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>	<i>Chrysalidina gradata</i>	<i>Caprinula doublieri</i>
	Moyen	<i>Acanthoceras jukesbrowni</i> <i>Acanthoceras rhotomagense</i>	<i>Rotalipora cushmani</i>	<i>Praealveolina cretacea</i>	<i>Caprina adversa</i>
	Inférieur	<i>Mantelliceras mantelli</i>		<i>Orbitalina conica</i> <i>Orbitalina concava</i>	<i>Ichthyosarcoceras triangularis</i>

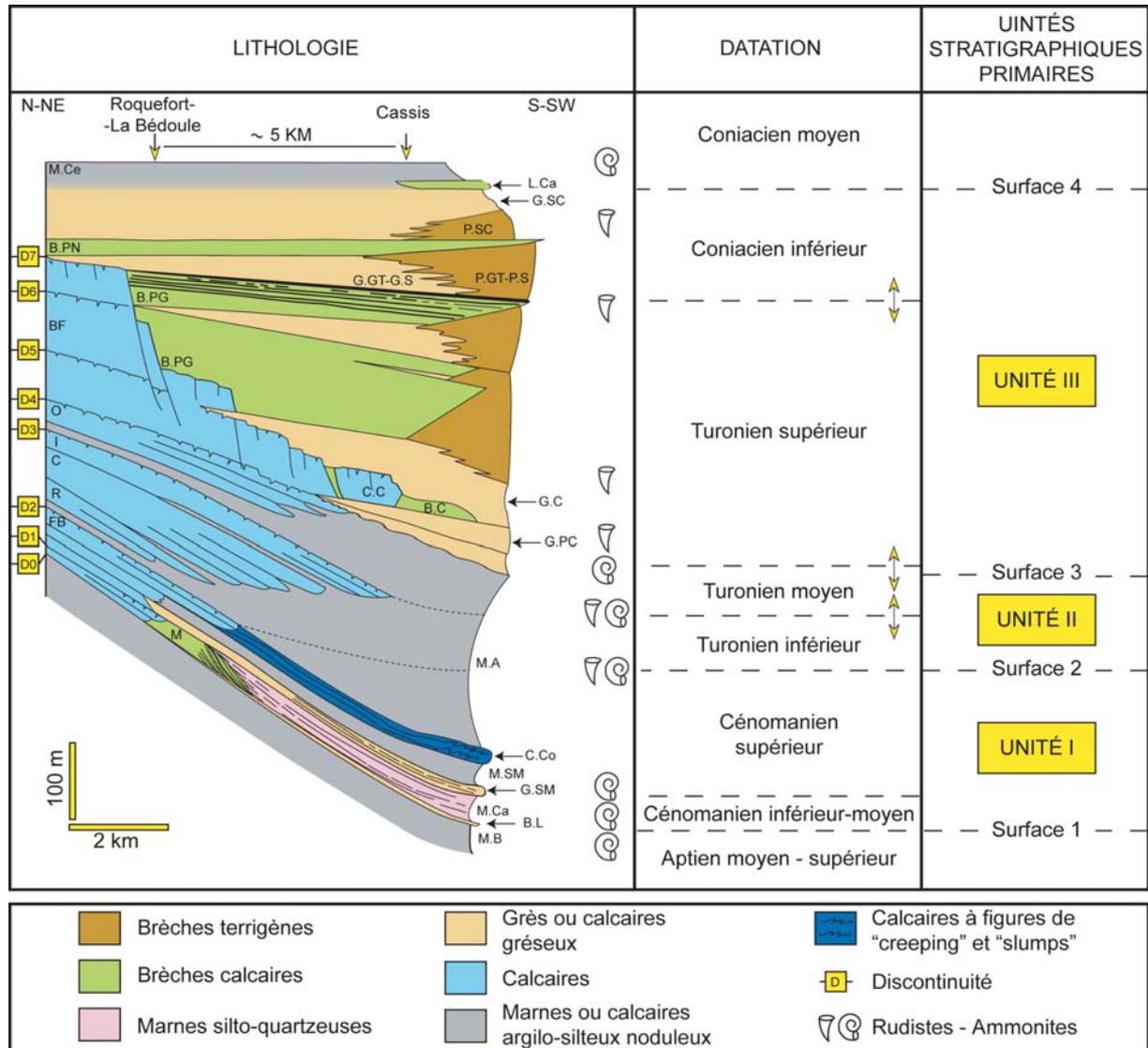
**Figure I-9.** Répartition des principaux organismes biostratigraphiques (ammonites, foraminifères et rudistes) pour les séries sédimentaires d'âge Cénomanién à Coniacien moyen. Établie à partir des travaux cités ci-dessus.

## I.2.2. Description des séries de plate-forme et de bassin de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal

Le schéma synthétique proposé (**figure I-10**) est une compilation des travaux de Bouchard (1986), Jolet (1996), Philip (1998), Hennuy (2003) et Floquet *et al.* (2005, 2006). Il permet de rendre compte de l'agencement spatial des dépôts de plate-forme épais d'environ 350 mètres et des dépôts de bassin épais d'environ 830 mètres.

La plate-forme carbonatée Sud-Provençal peut-être subdivisée en sept séquences majeures. Les limites de séquences (noté D sur la **figure I-10**) sont des discontinuités sédimentaires correspondant à des maxima de baisse du niveau marin relatif, marquées en général par des émergences d'extension importante sur la plate-forme. Ces calcaires de plate-forme passent latéralement en domaine de bassin à des marnes (Marnes de Cassis, Marnes de

l'Anse St Magdeleine...), ou à des calcarénites quartzzeuses (Grès du Pas de la Colle, Grès de Canaille...) ou à des dépôts de type allochtone (Barre de Canaille, Barre du Pin de Galaban...).



**Figure I-10.** Schéma synthétique des séries sédimentaires d'âge Cénomaniens à Coniaciens moyens de la bordure Nord-Nord Est à Sud-Sud Ouest de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal. Position et datation des unités lithostratigraphiques. M.B : Marnes Bleues ; B.L : Banc des Lombards ; M : Formation de la Marcouline ; M.Ca : Marnes de Cassis ; G.SM : Grès de l'Anse Sainte Magdeleine ; M.SM : Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine ; FB : Formation de Font Blanche ; C.Co : Calcaires du Corton ; M.A : Marnes de l'Anse de l'Arène ; R : Barre de Roquefort ; C : Barre des Cuettes ; I : Barre Intermédiaire ; O : Barre du Pas d'Ourié ; BF : Barre de Bellefille ; G.PC : Grès du Pas de la Colle ; C.C : Couronne de Charlemagne ; B.C : Barre de Canaille ; G.C : Grès de Canaille ; B.PG : Barre du Pin de Galaban ; G.GT-GS : Grès de la Grand Tête et du Sémaphore ; P.GT-P.S : Poudingues de la Grand Tête et du Sémaphore ; B.PN : Barre du Pont Naturel ; G.SC : Grès de Sainte-Croix ; P.SC : Poudingues de Sainte-Croix ; L.Ca : Lentille de Cabot ; M.Ce : Marnes de Ceyreste. Etabli à partir des travaux de Jolet (1996 ; Turonien inférieur à moyen) et de Hennuy (2003 ; Turonien moyen à Coniacien moyen).

L'analyse de l'agencement spatial des séquences majeures de plate-forme (**figure I-10**) permet de mettre en évidence que :

1. au Cénomaniens, les dépôts correspondent à deux séquences majeures à tendance rétrogradante en direction du Nord et progradante vers le Sud (Philip, 1998) (dépôts de la Formation de la Marcouline d'âge Cénomaniens moyen et de la Formation de Font Blanche d'âge Cénomaniens supérieur *sensu* Philip, 1970) ;
2. au Turonien inférieur, la plate-forme carbonatée est constituée de trois séquences dont les cortèges de dépôt progradent vers le bassin (Barres de Roquefort, des Cuettes et Intermédiaires *sensu* Philip, 1970 et Jolet, 1996) ;
3. au Turonien moyen, la plate-forme est constituée d'une séquence rétrogradante (Barre du Pas d'Ourié *sensu* Philip, 1970 et Jolet, 1996) ;
4. au Turonien supérieur, la plate-forme est formée d'une séquence aggradante puis deux séquences nettement rétrogradantes soulignées par le recul des escarpements de plate-formes (Barre de Mont Redon-Pas de Belle Fille *sensu* Philip, 1970 ou SPF1 à SPF3 *sensu* Hennuy, 2003) ;
5. au Coniacien, les dépôts de plate-forme (approfondissement) sont cantonnés vers le Nord, préservés seulement dans le Massif de la St Baume (**figures i-1 et I-5A**), et sont représentés par deux séquences majeures (SPF4 et SPF5 *sensu* Hennuy, 2003).

Dans le cadre de l'étude, des modèles numériques gigogne doivent être établis, c'est à dire plusieurs modèles de tailles décroissantes qui s'emboîtent les uns dans les autres. Différentes échelles de travail doivent être définies. Pour un aspect pratique, il a été choisi de découper le système stratigraphique suivant trois ordres de séquences (*sensu* Vail *et al.*, 1991) :

1. les unités stratigraphiques primaires : séquences de 2<sup>nd</sup> et 3<sup>ème</sup> ordre. Elles regroupent plusieurs unités stratigraphiques secondaires.
2. les unités stratigraphiques secondaires : séquences de 3<sup>ème</sup> et 4<sup>ème</sup> ordre. Elles rassemblent plusieurs unités sédimentaires.
3. les unités sédimentaires : séquences de 4<sup>ème</sup> à 5<sup>ème</sup> ordre.

### **I.2.2.1. Unités stratigraphiques primaires**

A grande échelle, les séries sédimentaires du Cénomaniens au Coniacien inférieur peuvent être divisées en trois unités stratigraphiques primaires séparées par des discontinuités.

Ces unités correspondent à des systèmes sédimentaires distincts caractérisés par leur propre dynamique (**figure I-10**) selon que (1) le fonctionnement de la plate-forme et du bassin soit dépendant ou indépendant et (2) que la transition plate-forme/bassin corresponde à une rampe ou à un escarpement bordier (Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005, 2006) :

- Unité I (U.I) : la série de plate-forme et de bassin d'âge Cénomanién.
- Unité II (U.II) : la série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien inférieur à moyen.
- Unité III (U.III) : la série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien moyen élevé à Coniacien inférieur.

Ces principales unités sont limitées par des surfaces majeures (**figure I-10** : S1 à S4) qui marquent, à l'échelle régionale, des changements importants dans la dynamique sédimentaire sous l'influence de la tectonique et/ou de l'eustatisme (**figure I-10** : D0, D2, D4 ; Jolet, 1996 ; Philip, 1998 ; Hennuy, 2003).

#### ***Unité I - La série de plate-forme et de bassin d'âge Cénomanién***

Les dépôts du Cénomanién représentent la partie transgressive d'un cycle transgressif/régressif de deuxième ordre qui se termine au Turonien moyen (Philip, 1994, 1998). Durant le Cénomanién moyen et supérieur, le Bassin Sud-Provençal a été soumis à une succession de transgressions marines qui ont permis le développement de dépôts carbonatés rétrogradants vers le Nord. L'analyse sédimentologique et structurale a permis de mettre en évidence que la sédimentation était influencée par des mouvements tectoniques qui se matérialisent par des limites abruptes entre la plate-forme et le bassin au Cénomanién moyen (Floquet *et al.*, 2005). Ces bordures de plates-formes sont marquées par la production de matériel détritique qui se déposent dans la pente et le bassin sous forme de brèches ou de sables bioclastiques (Bouchard, 1986 ; Floquet *et al.*, 2005). Bouchard (1986) a mis en évidence que la transition plate-forme/bassin constituait une marge associée à une pente passant de 20° au Nord-Est à 10° au Sud-Ouest. L'épaisseur de l'unité I est comprise entre environ 60 mètres en domaine de plate-forme et 200 mètres en domaine de bassin dans le secteur étudié.

#### ***Unité II - La série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien inférieur à moyen***

Les dépôts du Turonien inférieur à moyen forment la partie régressive du cycle de deuxième ordre qui débute au Cénomanién (Philip, 1994, 1998). Au Turonien inférieur, les

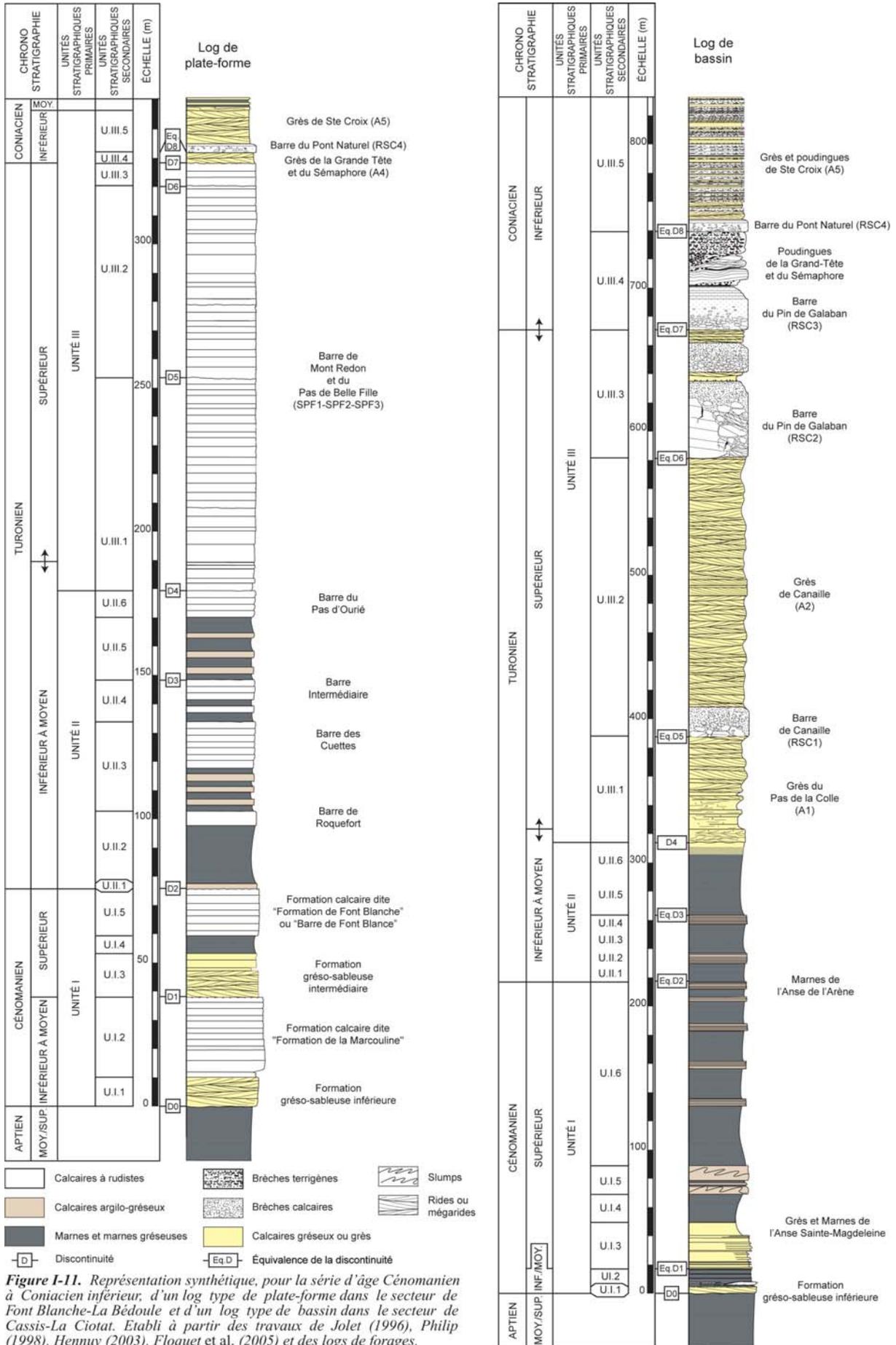
systèmes carbonatés se sont mis en place sous forme de rampes alternant avec des systèmes mixtes argilo-calcaires et silicoclastiques fins développés dans le bassin (Floquet *et al.*, 2006). L'unité II présente peu de perturbations liées à des écroulements gravitaires contrairement au système précédent. Une évolution latérale et verticale graduelle des dépôts s'observe depuis les milieux les plus internes aux milieux les plus externes. L'influence tectonique semble plus modérée que pendant le Cénomaniens. La rampe a été soumise à des approfondissements successifs et discontinus (Jolet, 1996), ayant entraîné une augmentation de l'espace disponible, sans créer de limite abrupte entre la plate-forme et le bassin. Il est important de noter que les dépôts de bassin sont moins épais que ceux de plate-forme, dont la partie externe est plus épaisse que la partie interne (**figure I-10**). Dans le secteur étudié, la succession complète d'U.II à une épaisseur d'environ 95 mètres (bassin) à 210 mètres (plate-forme externe).

### ***Unité III - La série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien moyen élevé à Coniacien inférieur***

A partir de la limite Turonien moyen / Turonien supérieur, le Bassin Sud-Provençal est caractérisé par une instabilité sédimentaire induite par une forte activité tectonique (Floquet & Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003). Les plates-formes carbonatées qui bordaient le bassin au Nord, étaient régulièrement déstabilisées. Les produits de leur démantèlement étaient exportés dans le bassin sous forme d'écoulements gravitaires en masse. Le système sédimentaire est comparable à celui du Cénomaniens avec une série de plate-forme qui disparaît de manière abrupte en direction du Sud au profit de la série de bassin. L'épaisseur d'U.III est comprise entre environ 150 mètres (plate-forme) et 530 mètres (bassin).

#### **I.2.2.2. Unités stratigraphiques secondaires**

Les analyses détaillées des relations entre la plate-forme et le bassin (levés de logs, étude des évolutions latérales de faciès et relevés cartographiques) effectuées par Philip (1970, 1998), Jolet (1996), Hennuy (2003), Floquet *et al.* (2005) permettent de distinguer, au sein des unités stratigraphiques primaires, des unités stratigraphiques secondaires qui sont continues sur tout le pourtour de la MCBSP. Les limites des unités stratigraphiques secondaires correspondent à des surfaces remarquables ou à des changements de faciès. Ces unités secondaires sont portées sur la **figure I-11** qui représente deux logs synthétiques : un log type de plate-forme pour la région comprise entre Font Blanche et La Bédoule, et un log



type de bassin pour la région comprise entre Cassis et La Ciotat. Les corrélations entre les unités lithostratigraphiques ou sédimentologiques définies par les précédents auteurs (Philip, 1970 ; Bouchard, 1986 ; Jolet, 1996 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005) et le découpage utilisés sont représentés sur la figure.

Un schéma de corrélation entre les logs principaux a été réalisé pour chaque unité stratigraphique secondaire (**figures I-12, I-13 et I-14**) afin d'illustrer l'évolution des dépôts du pôle proximal (Nord) vers le pôle distal (Sud). La résolution verticale des logs levés dans les travaux antérieurs est pluricentimétrique à métrique. Ils sont représentés sur les **figures I-12, I-13 et I-14** avec une résolution métrique.

### *Unités stratigraphiques secondaires U.I.1 à U.I.6*

Au sein de l'unité I, il est possible de distinguer six unités stratigraphiques secondaires (**figures I-11 et I-12**) :

- L'unité stratigraphique secondaire U.I.1, d'âge Cénomaniens inférieur à moyen.

U.I.1 repose en discordance angulaire sur les Marnes Bleues d'âge Aptien moyen à supérieur (Fabre-Taxy & Thomel, 1964). Elle correspond à la Formation grésosableuse inférieure *sensu* Philip (1970) ou au Banc des Lombards *sensu* Floquet *et al.* (2005).

En domaine interne (**figure I-12**, log de Font Blanche), il s'agit d'une calcarénite quartzeuse (20% à 40%) riche en débris bioclastiques (orbitolines) et épaisse de 50 cm à 1 m. En domaine externe (**figure I-12**, log de Cassis), les calcarénites s'empilent sous la forme de rides et de mégarides. La fraction bioclastiques (bryozoaires, échinodermes, algues rouges, etc.) provient essentiellement d'organismes indicateurs d'un milieu marin ouvert.

U.I.1 est constituée de l'empilement de plusieurs séquences de dépôts rétrogradantes sur le substratum auparavant émergé, à la suite de la mise en place du Bombement Durancien (Philip, 1994, 1998). Cette limite (D0 ; Sb1 de Philip, 1994, 1998) est caractérisée par la présence d'un conglomérat de base issu de l'érosion du substratum pendant la transgression marine. Elle représente une lacune de sédimentation d'environ 12 Ma (absence de l'Albien). La limite supérieure est caractérisée dans le bassin (**figure I-12**, log de Cassis) par une surface durcie, ferruginisée et fossilifère qui tend à disparaître en direction de la plate-forme et qui marque une surface

d'approfondissement maximum *sensu* Floquet *et al.* (2005). Le passage entre l'unité secondaire U.I.1 et U.I.2 en direction de la plate-forme est transitionnel. U.I.1 est considérée comme représentant un cortège sédimentaire transgressif et rétrogradant (Floquet *et al.*, 2005).

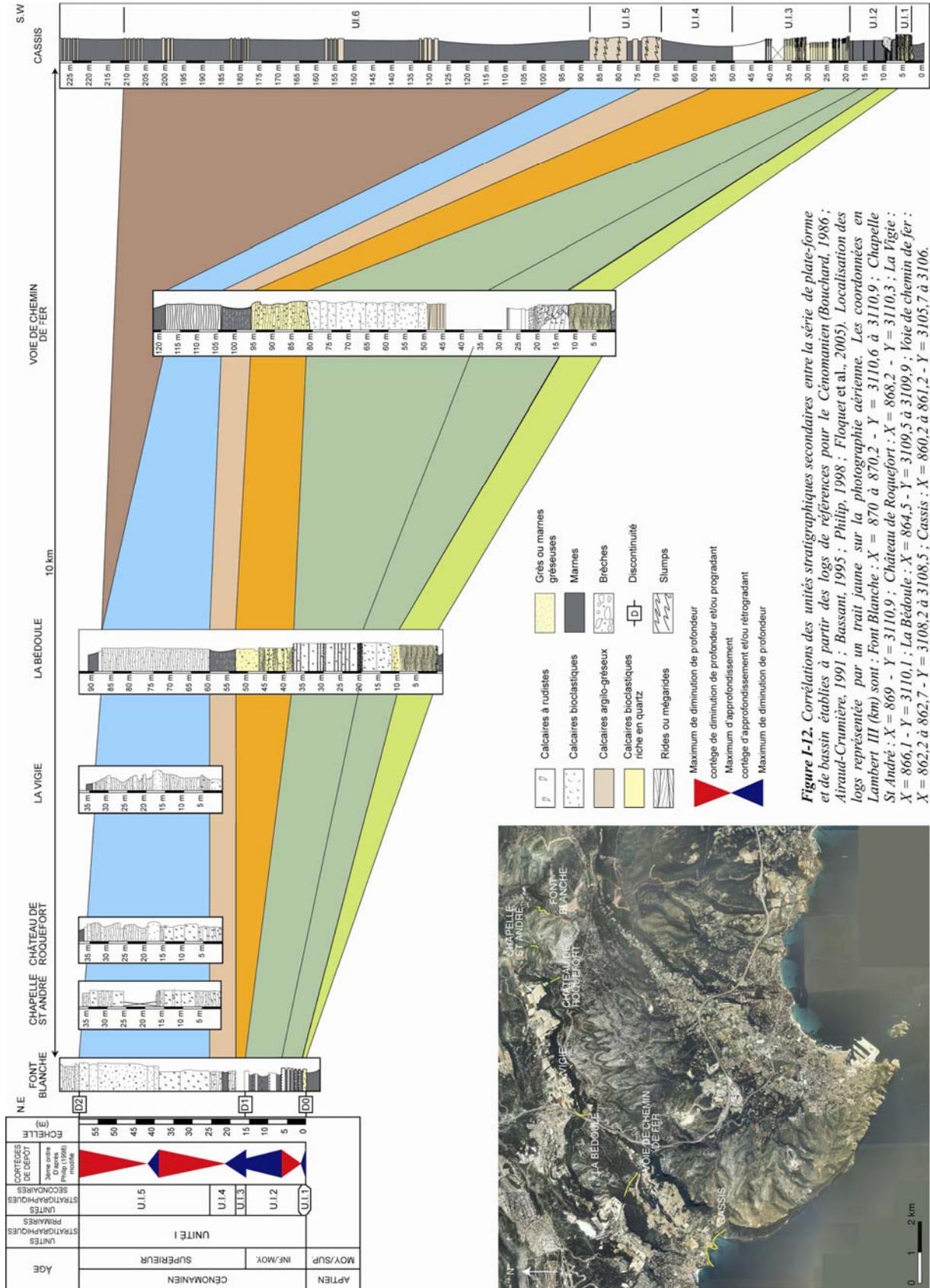
- L'unité stratigraphique secondaire U.I.2, d'âge Cénomaniens moyen.

Les dépôts correspondent à la Formation de la Marcouline *sensu* Philip (1970) et au Marnes de Cassis *sensu* Floquet *et al.* (2005).

En domaine de plate-forme interne (**figure I-12**, log de Font Blanche), U.I.2 se subdivise en deux parties : (1) alternance de calcaires *mudstones-wackestones* à préalvéolines et de marnes à huîtres couronnée par une surface de discontinuité à encroûtement ferrugineux et à figures d'érosion ; (2) alternance de marnes sableuses ligniteuses et de calcaires *mudstones-wackestones* à préalvéolines, miliolites et charophytes (Philip, 1994).

En bordure de plate-forme (**figure I-12**, log de La Bédoule), le développement de la plate-forme est constitué de deux parties, de bas en haut : (1) une séquence évoluant de grainstones à rudistes à des *wackestones* à faune et microfaune de milieu lagunaire (charophytes et gastéropodes), (2) d'une douzaine de séquences de dépôts élémentaires composées chacune par des *packstones* à rudistes et des *wackestones* bioturbés, noirs et d'aspect noduleux. Ces séquences correspondent à des comblements de l'espace disponible menant à des émergences lors de remontés du niveau marin (Floquet *et al.*, 2005). L'unité secondaire se termine par la discontinuité majeure D1 indiquant une chute du niveau marin relatif qui se traduit par une émergence, un arrêt prolongé de la sédimentation carbonatée sur la plate-forme et même une érosion de cette plate-forme.

Au niveau de la pente (**figure I-12**, log de la voie de chemin de fer) se développe à la base des dépôts une brèche carbonatée polygénique et hétérométrique à olistolithes (les plus gros pouvant atteindre jusqu'à 15 mètres de hauteur et 100 mètres de longueur). Les éléments de cette brèche se sont mis en place par écoulements gravitaires en masses évolutifs depuis des dépôts de pente avec glissements d'olistolithes à des coulées de débris (Bouchard, 1986) lors de la déstabilisation de la bordure de la plate-forme (Floquet *et al.*, 2005). Au sommet du log de la voie de chemin de fer, les dépôts correspondent à des empilements sédimentaires lenticulaires caractérisés en section par des cliniformes, pouvant atteindre une dizaine de mètres de



hauteur et 300 mètres d'extension latérale. Les cliniformes indiquent une progradation en direction du bassin (Sud). Il est à noter que les corps les plus épais et étendus sont les plus distaux alors que les corps proximaux sont de dimension plus réduite. Ils traduisent l'exportation du matériel carbonaté en direction du bassin en raison du manque d'espace disponible sur la plate-forme. L'alignement des points d'inflexion de ces corps sédimentaires est légèrement ascendant ce qui implique que leur mise en place s'est faite lors de remontées modérées du niveau marin relatif (Floquet *et al.*, 2005). Ceci est en accord avec les séquences de comblement observées sur la plate-forme. Ces dépôts correspondent à un cortège progradant en haut niveau marin (Floquet *et al.*, 2005).

Dans le bassin (**figure I-12**, log de Cassis), les dépôts sont constitués d'une alternance de calcaires argileux à marneux silto-quartzeux imbriqués dans des apports de carbonates issus de la plate-forme sous forme de resédimentations gravitaires (coulée de débris, turbidites) et dans des apports silicoclastiques provenant du Sud (Massif Méridional) sous forme de turbidites évoluées et distales (Ta-c) (Bouchard, 1986 ; Floquet *et al.*, 2005). Les rares ammonites, inocérames et brachiopodes rencontrés caractérisent un milieu marin ouvert à hydrodynamisme faible confirmé par la rareté des structures sédimentaires.

Ces dépôts marquent un cortège sédimentaire transgressif contrôlé par une hausse du niveau marin relatif (Floquet *et al.*, 2005).

- L'unité stratigraphique secondaire U.I.3, d'âge Cénomaniens supérieur.

Les dépôts correspondent à la Formation grés-sableuse intermédiaire *sensu* Philip (1970) et au Grès de l'Anse Sainte Magdeleine *sensu* Floquet *et al.* (2005).

Dans la partie externe de la plate-forme sont présents des calcaires à rudistes qui passent latéralement en bordure de plate-forme (**figure I-12**, log de la Bédoule) à des calcarénites bioclastiques (rudistes, préalvéolines) à litages obliques (Philip, 1970).

Dans le bassin (**figure I-12**, log de Cassis) s'empilent des dépôts argilo-gréseux à laminations planes pouvant contenir des débris coquilliers. Il s'agit de turbidites alimentées en fraction carbonatée bioclastique par la plate-forme et en éléments silicoclastiques par le Massif Méridional (Bouchard, 1986 ; Floquet *et al.*, 2005). Le tout s'intercale dans les dépôts de décantation de type marnes silto-quartzeuses propre au bassin.

U.I.3 correspond à un cortège sédimentaire rétrogradant et transgressif (Floquet *et al.*, 2005) lié à une remontée du niveau marin relatif (transgression du Cénomaniens supérieur).

- L'unité stratigraphique secondaire U.I.4, d'âge Cénomaniens supérieur.

Elle est représentée par des calcaires bioclastiques fins à débris d'échinodermes, bryozoaires, spicules de spongiaires, etc. qui passent latéralement à des dépôts de plus en plus marneux en direction du bassin et riches en microscoléridés (coraux lamellaires vivants entre 50 mètres et 80 mètres ; Insalaco, 1996).

U.I.4 correspond à un approfondissement des milieux de dépôts (Floquet *et al.*, 2005). La plate-forme n'arrive pas à suivre l'augmentation de l'espace disponible (hausse du niveau marin relatif).

- L'unité stratigraphique secondaire U.I.5, d'âge Cénomaniens supérieur.

Les dépôts correspondent à la Formation de Font Blanche *sensu* Philip (1970) et aux Calcaires du Corton *sensu* Floquet *et al.* (2005).

Elle est représentée en position interne par des calcaires à rudistes et chondrodontes (**figure I-12**, log de Font Blanche), puis en position externe par des calcaires argileux à éponges, exogyres et inocérames (**figure I-12**, log de La Bédoule). U.I.5 est couronnée par une surface durcie : D2 d'extension régionale (TuSb1 de Jolet, 1996 ; Sb5 de Philip, 1998) présentant un encroûtement ferrugineux, des traces de perforations, d'érosion et de dissolution.

En pied de pente (**figure I-12**, log de Cassis), les calcaires argileux passent à des dépôts gravitaires de type *slumps* que Philip (1998) attribue à l'instabilité de la bordure de la plate-forme couplée à une chute du niveau marin relatif.

U.I.5 correspond à un cortège progradant (Floquet *et al.*, 2005) puis aggradant.

- L'unité stratigraphique secondaire U.I.6, d'âge Cénomaniens supérieur terminal.

Les dépôts appartiennent aux Marnes de l'Anse de l'Arène *sensu* Jolet (1996).

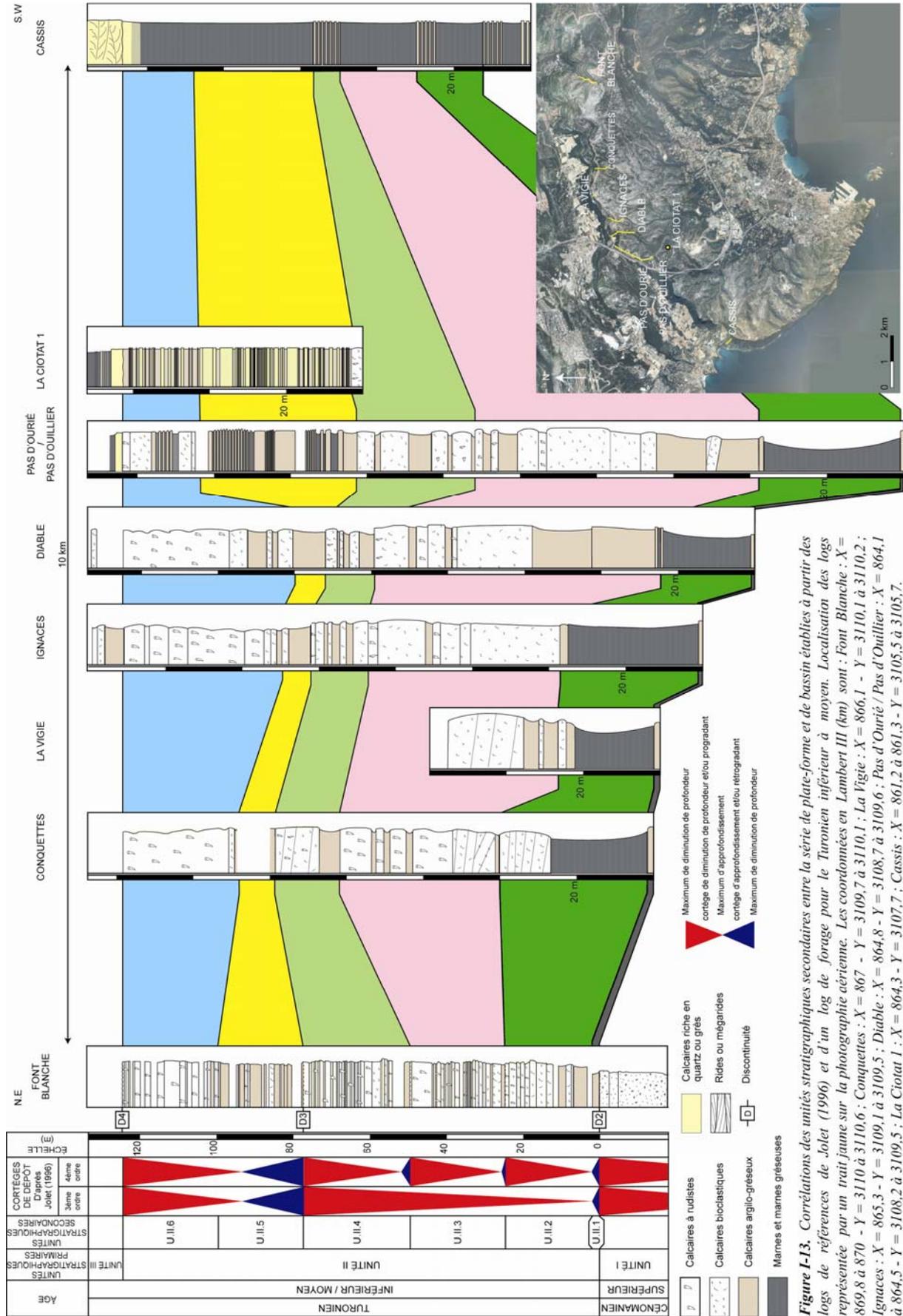
U.I.6 est représenté par des dépôts de marnes riches en foraminifères planctoniques et ammonites dans le bassin (**figure I-12**, log de Cassis : épaisseur maximum d'environ 120 mètres) alors qu'elle apparaît absente au niveau de la plate-forme (**figure I-12**, log de Font Blanche à La Bédoule). La mise en place de ce prisme marneux sur une faible distance (environ 5 km) semble être contrôlée par la tectonique : un basculement, qui

aurait débuté avec la mise en place des *slumps* (Jolet *et al.*, 2001). L'interruption momentanée de la production carbonatée sur la plate-forme pourrait être due à un confinement accompagné d'une hypoxie de la tranche d'eau, perturbant l'écosystème benthique (Airaud-Crumière, 1991 ; Philip & Airaud-Crumière, 1991 ; Philip, 1998).

### ***Unités stratigraphiques secondaires U.II.1 à U.II.6***

Au sein de l'unité II, il est possible de distinguer six unités stratigraphiques secondaires (**figures I-11 et I-13**). La description qui suit correspond à une synthèse des travaux de Jolet (1996). Au niveau du bassin, ces unités d'ordre inférieur sont composées de dépôts marneux imbriqués dans des niveaux plus riches en carbonates (Marnes de l'Anse de l'Arène *sensu* Jolet, 1996 ; **figure I-13**, log de Cassis). Au niveau de la plate-forme d'âge Turonien inférieur à moyen, la succession débute au dessus de la discontinuité majeure D2 par :

- L'unité stratigraphique secondaire U.II.1, d'âge Turonien inférieur.  
Calcaires bioclastiques argilo-gréseux glauconieux dont l'épaisseur varie entre 0,5 mètre et 2 mètres. Entre le secteur de Font Blanche et le Pas d'Ouillier (**figure I-13**), U.II.1 présente un aspect noduleux. Son contenu varie par un enrichissement en faune pélagique en direction du bassin. Ce niveau est limité au sommet par une surface durcie, perforée et ravinée, interprétée par Jolet (1996) comme une surface d'inondation marine, caractérisant le maximum de la transgression du cycle transgressif/régressif de deuxième ordre ayant débuté au Cénomaniens (cf. Ch. I.2.2.1).
- L'unité stratigraphique secondaire U.II.2, d'âge Turonien inférieur.  
U.II.2 peut-être découpée en deux ensembles d'après Jolet (1996). L'ensemble inférieur est constitué de calcaires bioclastiques (algues, rudistes, foraminifères benthiques...) qui passent latéralement, vers la partie externe, à des marnes à échinodermes et ammonites (**figure I-13**, à partir du log des Conquettes). L'ensemble supérieur correspond à la première installation des faciès carbonatés à rudistes, après l'inondation de la plate-forme au Turonien inférieur (Barre de Roquefort *sensu* Jolet, 1996). Ces dépôts se terminent par une surface durcie et perforée correspondant à une surface majeure d'inondation marine (d1 de Jolet, 1996).  
Ces premiers dépôts carbonatés se biseautent et disparaissent entre le log de la Vigie



et celui des Ignaces (**figure I-13**). Entre les secteurs de Font Blanche et du Pas d'Ouillier, cette unité stratigraphique secondaire s'organise en séquences de comblement qui progradent en direction du bassin (Jolet, 1996).

- L'unité stratigraphique secondaire U.II.3, d'âge Turonien inférieur.  
Comme précédemment, cette unité stratigraphique secondaire peut-être divisée en deux ensembles : à la base des calcaires bioclastiques argilo-gréseux et au sommet une alternance de calcaires bioclastiques à rudistes et de calcaires à discorbidés de milieu plus interne : Barre des Cuettes *sensu* Philip (1970) et Jolet (1996) (**figure I-13**, log de Font Blanche). Les dépôts carbonatés passent vers l'Ouest pour l'ensemble inférieur à des calcaires argilo-gréseux et pour l'ensemble supérieur à des calcaires bioclastiques (**figure I-13**, log du Pas d'Ourié / Pas d'Ouillier). U.II.3 est couronnée par une discontinuité perforée et ferruginisée correspondante à une surface majeure d'inondation marine (d2 de Jolet, 1996). Entre le secteur de Font Blanche et du Pas d'Ourié, l'empilement des dépôts traduit une nouvelle progradation des faciès carbonatés sur les dépôts plus argileux mis en place après la hausse du niveau marin relatif, l'ensemble formant une séquence de comblement (Jolet, 1996).
- L'unité stratigraphique secondaire U.II.4, d'âge Turonien inférieur.  
Elle présente le même agencement lithologique que U.II.3 : calcaires bioclastiques argilo-gréseux suivis d'une alternance de calcaires à rudistes et à discorbidés (Barre Intermédiaire *sensu* Philip, 1970 et Jolet 1996) d'après Jolet (1996). Elle se termine par une surface dérivée d'érosion, durcie, perforée et ferruginisée : D3 (TuSb2 de Jolet, 1996) marquée dans sa partie proximale, hors de la zone d'étude, par une émergence (traces de racines).  
Il s'agit à nouveau d'une séquence de comblement caractérisée par (1) une augmentation de la profondeur et (2) des dépôts qui évoluent depuis des calcaires argileux à des calcaires bioconstruits progradant vers le bassin au-delà des séquences précédentes (Jolet, 1996).
- L'unité stratigraphique secondaire U.II.5, d'âge Turonien inférieur à moyen.  
Alternance de calcaires argilo-gréseux et de marnes riches en quartz. Les faciès carbonatés sont stratodécroissants (Jolet, 1996). U.II.5 constitue, dans le paysage de Font Blanche au Pas d'Ourié, une vire entre les dépôts carbonatés d'U.II.4 et d'U.II.6.

- L'unité stratigraphique secondaire U.II.6, d'âge Turonien moyen.

U.II.6 est constituée d'une l'alternance de calcaires bioclastiques et de calcaires à rudistes qui progradent en direction du bassin. Les dépôts carbonatés se biseautent et disparaissent juste après le log du Pas d'Ourié / Pas d'Ouillier (**figure I-13**) entre le Pas d'Ourié et le Pas de Bellefille (**figure I-4**). Les dépôts évoluent et deviennent des calcaires argilo-gréseux puis des marnes dans le bassin. U.II.6 correspond au dernier dépôt carbonaté d'U.II (Barre du Pas d'Ourié *sensu* Philip, 1970 et Jolet, 1996). Elle se termine par la surface de discontinuité D4 (TuSb3 de Jolet, 1996 ; D0 de Hennuy, 2003) qui correspond à un maximum de diminution de profondeur indiquant probablement une exposition subaérienne (remplissages géotropes de cavités de dissolution).

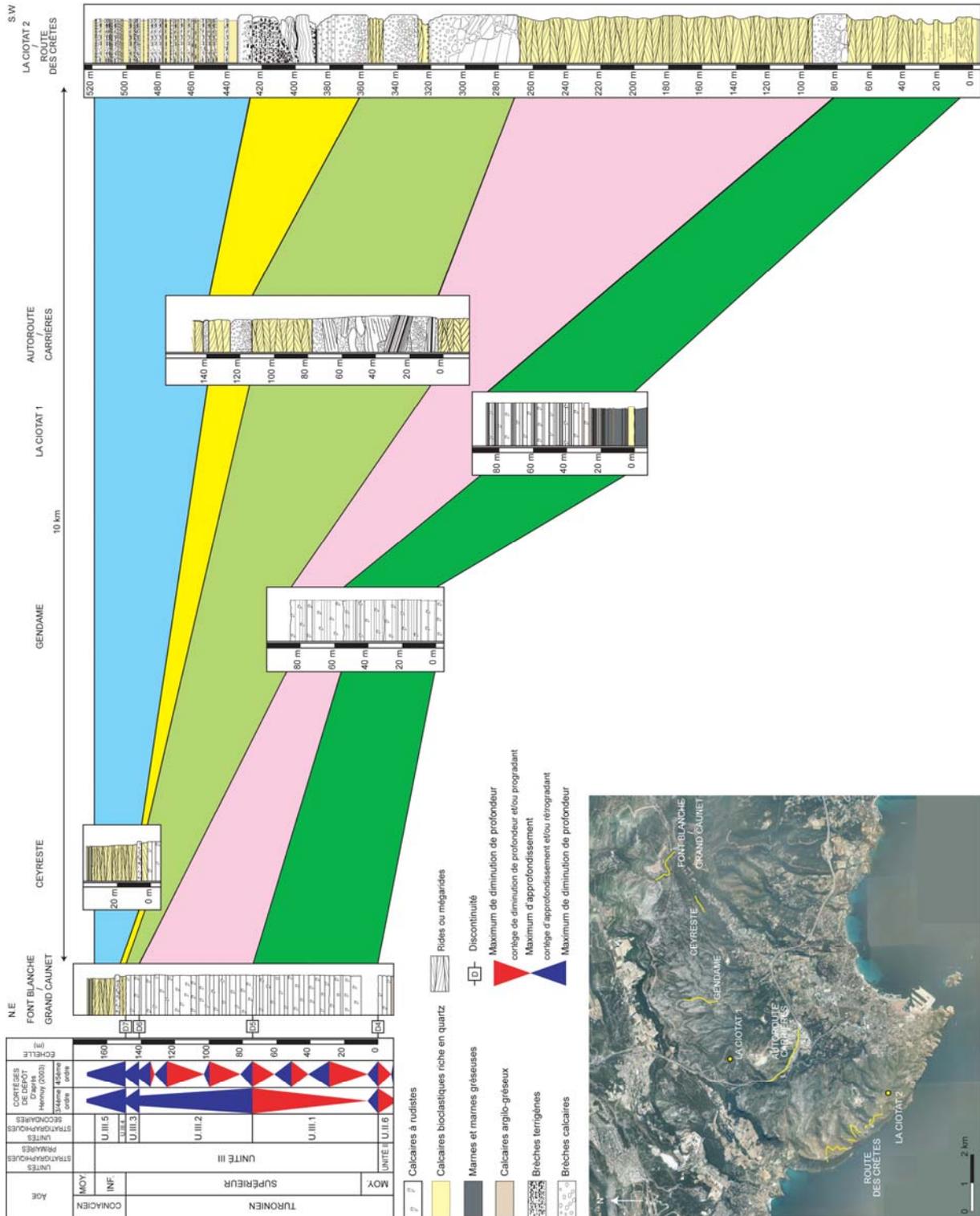
D'après Jolet (1996) durant cette période, la sédimentation a été ponctuée par des approfondissements. L'espace disponible a été comblé à chaque fois par le développement des rudistes qui ont joué un rôle prédominant dans l'édification de bioconstructions et dans la production bioclastique. Le comblement s'est traduit par une progradation. La sédimentation mixte (carbonatée et marno-gréseuse) caractérise les cortèges transgressif alors que les dépôts à rudistes caractérisent les cortèges de haut niveau (Jolet, 1996, 1997).

### ***Unités stratigraphiques secondaires U.III.1 à U.III.5***

Pour l'unité III, étudié en détail par Hennuy (2003), il est possible de distinguer cinq unités stratigraphiques secondaires (**figures I-11 et I-14**). En domaine de plate-forme d'âge Turonien moyen élevé à Coniacien inférieur, le découpage correspond à autant de développements complets de séquences de plates-formes carbonatées depuis leur installation jusqu'à leur émergence (Hennuy, 2003). Chacune de ces séquences se termine par une discontinuité sédimentaire marquée par une érosion/altération en milieu météorique (D5, D6, D7 dans la zone d'étude ; D8, D9 hors zone d'étude). Cette nature météorique a été reconnue par la présence de paléokarsts, de paléoreliefs associés aux surfaces et par des analyses d'isotopes stables de l'oxygène et du carbone (Hennuy, 2003).

Dans le domaine de bassin, le maximum de baisse du niveau marin relatif qui se manifeste en domaine interne par une émergence (Hennuy, 2003) serait situé soit :

1. à la base de resédimentation carbonatée ;
2. à la base des derniers dépôts autochtones (calcarénites quartzieuses) enrichie en argile.



**Figure I-14.** Corrélations des unités stratigraphiques secondaires entre la série de plate-forme et de bassin établies à partir des logs de références de Hennuy (2003) et des logs de forages pour le Turonien moyen à Coniacien inférieur. Localisation des logs représentée par un trait jaune sur la photographie aérienne. Les coordonnées en Lambert III (km) sont : Font Blanche / Grand Caunet : X = 869,9 à 870,6 – Y = 3109,5 à 3110,3 ; Ceyreste : X = 868,9 à 869,9 – Y = 3108,5 à 3108,8 ; Gendame : X = 866,2 – Y = 3108,2 à 3109 ; La Ciotat 1 : X = 864,3 - Y = 3107,7 ; Autoroute / Carrières : X = 863,7 à 865,6 – Y = 3105,7 à 3106,7 ; La Ciotat 2 / Route des Crêtes : X = 861,3 à 863,3 - Y=3102,9 à 3104,8.

Hennuy (2003) propose, lors de la chute du niveau marin, une érosion de la plate-forme émergée et un démantèlement de ses bordures à la faveur d'escarpements. Ce matériel s'accumulait en pied d'escarpement alors que la sédimentation se poursuivait dans le bassin sous la forme de calcarénites quartzeuses enrichies en argile. Lors de la remontée du niveau marin relatif, le matériel accumulé en bordure de plate-forme était remobilisé en écoulements gravitaires vers le bassin. La deuxième hypothèse considérée par Hennuy (2003) paraît être en accord avec les concepts de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987). Mais pour des raisons pratiques et de résolution des modélisations numériques, la base des resédimentations carbonatées a été choisie comme limite des unités secondaires (première hypothèse) car il est possible d'individualiser cartographiquement les resédimentations (Hennuy, 2003) et leurs caractéristiques numériques en logs sont mieux exprimées.

Une unité stratigraphique secondaire correspond sur la plate-forme à des dépôts de calcaires à rudistes qui se terminent par une surface d'émersion (D5, D6, D7). Dans le bassin les dépôts équivalents correspondent à des épandages calcarénitiques et quartzeux sous forme de mégarides et de dunes hydrauliques. Le début de l'unité secondaire suivante est marqué par une resédimentation carbonatée (**figure I-14**, log de l'Autoroute / Carrières ; log de La Ciotat 2 / Route des Crêtes). Une description de chaque unité stratigraphique secondaire, établie par synthèse des travaux de Hennuy (2003), est donnée dans la **figure I-15**.

Au dessus de U.III.5, les dépôts sont constitués par une alternance de marnes silto-quartzeuses et de calcarénites quartzeuses, appartenant au second ensemble de l'unité sédimentaire autochtone A5 définie par Hennuy (2003). Cette ensemble est datée du Coniacien moyen en raison de la présence de *Peroniceras tricarinatum* (Hennuy, 1999, 2003) et appartient à la Formation des Marnes de Ceyreste *sensu* Philip (1970). Le contact entre U.III.5 et les marnes silto-quartzeuses/calcarénites quartzeuses, cartographiée par Hennuy (1999, 2003), sert de limite supérieure pour l'étude (S4). La base de RSC5, affleurant dans une zone restreinte d'environ 2 km dans le secteur de la Ciotat (Hennuy, 2003), sert aussi de limite.

Remarques : (1) Pour U.III.4 et U.III.5, les dépôts de plate-forme à rudistes sont présents uniquement dans le massif de la Sainte Baume. Les resédimentations carbonatées (RSC3 et RSC4 *sensu* Hennuy, 2003) reliées à U.III.4 et U.III.5 sont observées dans la série de bassin.

(2) Dans le bassin, des arrivées d'éléments silicoclastiques (poudingues) venaient périodiquement s'intercaler dans la sédimentation autochtone de bassin. Hennuy (2003) a individualisé 4 grandes unités de resédimentations silicoclastiques et indique qu'elles se sont mises en place simultanément ou juste après les resédimentations carbonatées, c'est-à-dire lors de la remontée du niveau marin relatif.

DATATION	UNITÉS STRATIGRAPHIQUES SECONDAIRES	UNITÉS SÉDIMENTOLOGIQUES DÉFINIES PAR HENNUY (2003)		
		PLATE-FORME	BASSIN	
Coniacien inférieur	U.III.5	Pas d'équivalence dans la zone d'étude		
		A5	-Ensemble inférieur : calcarénites quartzueuses et glauconieuses à corps sédimentaires concavo-convexes à litages ondulants -Milieu externe, ouvert, circalittoral -Épaisseur maximum : 85 m	
		RSC4	-Brèche polygénique, hétérométrique à éléments carbonatés dominants et constituée de dépôts granodécroissants regroupés en une séquence granodécroissante -Épaisseur maximum : 15 m	
	U.III.4	Pas d'équivalence dans la zone d'étude		
		A4	-Calcarénites quartzueuses et glauconieuses constituées de l'empilement de mégarides à litages obliques et de corps concavo-convexes à litages ondulants -La fraction biologique caractérise un milieu externe, ouvert sur le large marin, circalittoral. Épaisseur maximum : 20 m	
		RSC3	-Brèche polygénique hétérométrique formée d'une séquence granodécroissante et stratodécroissante -Les éléments sont à dominante de débris carbonatés -Épaisseur maximum : 25 m	
Turonien supérieur	U.III.3	SPF3	-Calcaires riches en organismes de milieux de plate-forme externe ouverte sur le large marin -Cortège rétrogradant -Se termine par la discontinuité D7 d'origine météorique -Épaisseur maximum : 12 m -Escarpelement se situe vers la Roche Redonne à 3,5 - 4km de l'escarpement de SPF2	
			A3	-Calcarénites quartzueuses et glauconieuses empilées soit en mégarides, soit en corps concavo-convexes de types mamelons -L'association faunique traduit un milieu de bassin circalittoral -Épaisseur maximum : 34 m
			RSC2	-Brèche polygénique hétérométrique formée de différentes séquences de dépôts granodécroissants -La nature de ces éléments est essentiellement calcaires -Épaisseur maximum : 75 m
	U.III.2	SPF2	-Calcaires traduisant un environnement de plate-forme plus externe et ouvert sur le large -La tendance à l'ouverture s'accroît vers le haut de sorte que SPF2 correspond à un cortège rétrogradant -Se termine par la discontinuité D6 caractérisée par un paléokarst d'origine météorique -Épaisseur maximum : 70 m -Escarpelement se situe vers le vallon de Gendame à 2km de l'escarpement de SPF1	
		A2	-Calcarénites quartzueuses et glauconieuses empilées en rides, dunes et corps concavo-convexes de types mamelons -L'association biologique est caractéristique d'un milieu externe ouvert de bassin circalittoral. Épaisseur maximum : 170 m	
		RSC1	-Brèche polygénique hétérométrique grossière présentant à son sommet une succession de dépôts granodécroissants. -Les éléments sont principalement carbonatés -Épaisseur maximum : 20 m	
Turonien moyen	U.III.1	SPF1	-Calcaires à rudistes et microfaune typiques d'environnements de plate-forme interne à médiane -L'empilement des dépôts correspond à un cortège de dépôt à tendance aggradante -Se termine par la discontinuité D5 issue de l'érosion en milieu émergé -Épaisseur maximum : 65 m -Escarpelement se situe vers le Pas de Belle-Fille	
		A1	-Présente deux parties: une inférieure à dominante quartzueuse et à ciment calcaire, et une supérieure calcarénico-quartzueuse constituée de l'empilement de mégarides et dunes à litages obliques -La fraction bioclastique caractérise un dépôt de bassin proximal -Épaisseur maximum : 100 m	

**Figure I-15.** Description et équivalence des unités stratigraphiques secondaires de la série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien moyen à Coniacien inférieur réalisé à partir des travaux de Hennuy (2003). SPF : séquence majeure de plate-forme ; A : unité sédimentaire autochtone ; RSC : unité de resédimentation carbonatée.

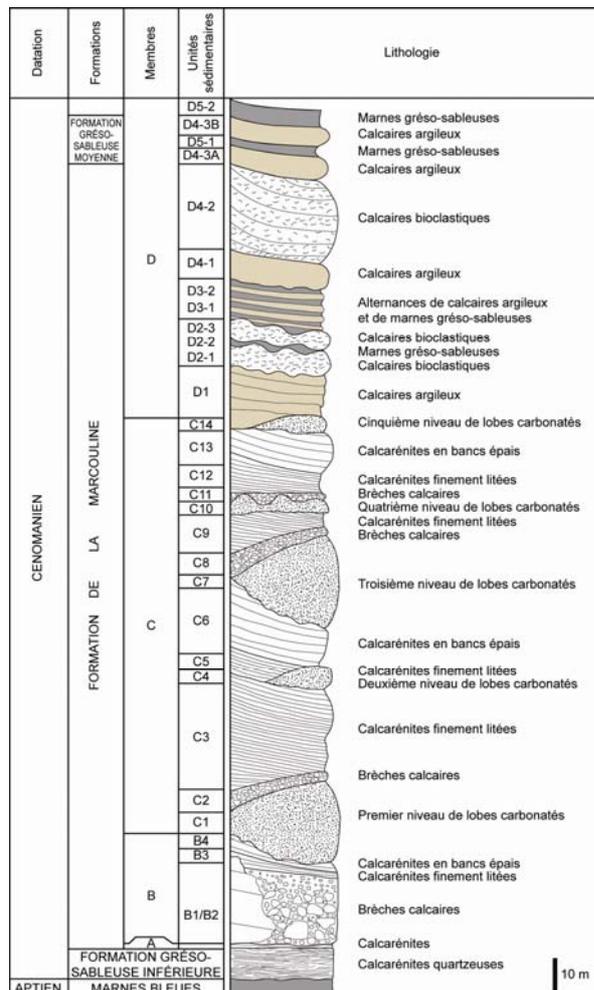
### I.2.2.3. Unités sédimentaires

Ce découpage stratigraphique n'a été réalisé que pour trois unités stratigraphiques secondaires (U.I.2, U.I.3, U.I.4) et pour une zone restreinte spécifique. L'objectif est de

montrer qu'il est possible de représenter numériquement l'organisation stratigraphique de corps sédimentaires (1) bien contraints en trois dimensions et (2) présentant des morphologies et des géométries particulières avec une résolution métrique. Le choix s'est porté sur l'étude du complexe carbonaté de la Marcouline d'âge Cénomaniens localisé entre La Bédoule et Cassis (**figures I-4 et I-7** : Mont Gibaou). Cet objet appartient à la Formation de la Marcouline *sensu* Philip (1970 ; **figure I-2**). Seule la zone de transition plate-forme/bassin est prise en compte. Les travaux de Philip (1980), concernant cette partie, ont permis de distinguer quatre membres stratigraphiques : A, B, C et D. Les membres constituent une succession progradante vers le bassin. Le membre D est aussi développé en direction du domaine externe de la plate-forme. Une analyse sédimentologique plus poussée de cette zone a conduit Bouchard (1986) à subdiviser chaque membre en unités sédimentaires : A, B1 à B4, C1 à C14, D1 à D5 (**figure I-16**) contrôlées par différents processus sédimentaires (gravitaire et décantation) dont l'agencement en trois dimensions est à modéliser (cf. Ch. III.2.2) :

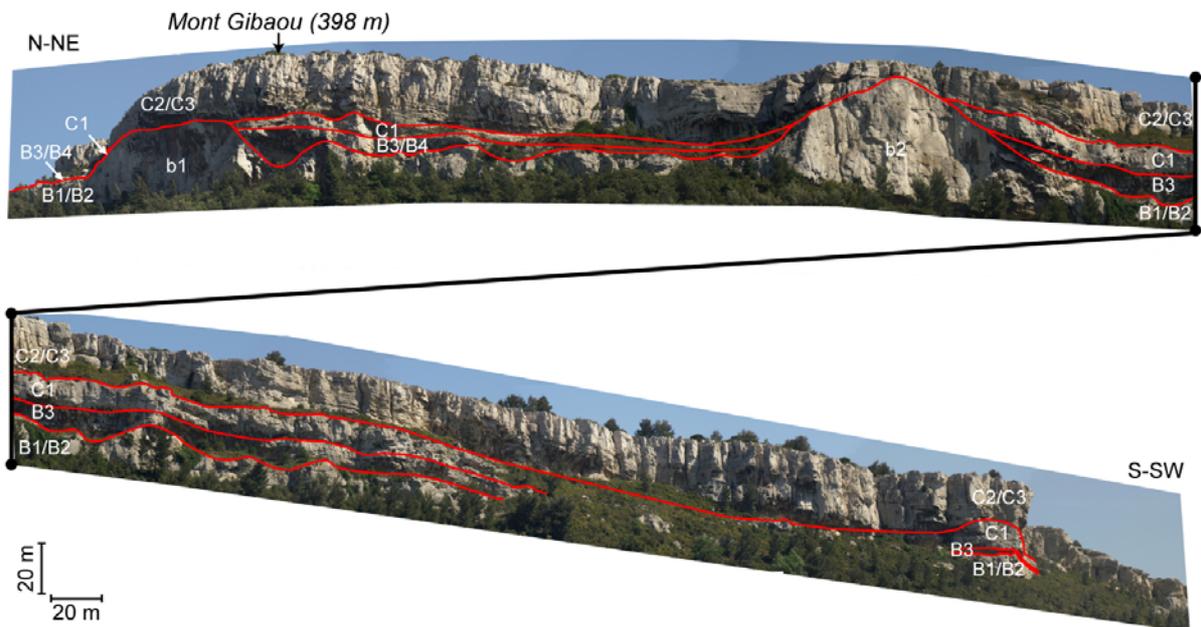
- Unité sédimentaire A *sensu* Bouchard (1986).

Il s'agit de calcarénites noduleuses packstones à orbitolines d'épaisseur variable.



**Figure I-16.** Log synthétique des dépôts d'âge Cénomaniens de la zone de transition plate-forme/bassin entre la Bédoule et la voie de chemin de fer. Modifié à partir de Bouchard (1986).

- Unités sédimentaires B1 à B4 (**figures I-16 et I-17**) *sensu* Bouchard (1986).
  - B1 et B2 correspondent à une mégabrèche calcaire, hétérométrique de grande ampleur (brèche observé jusqu'à Cassis) ravinant le substratum. D'après Bouchard (1986), cette mégabrèche est constituée d'une matrice carbonatée fine bioclastique emballant des éléments de taille variée pouvant atteindre des volumes importants (exemple : les dits « biohermes » b1 et b2 *sensu* Philip, 1970 ; **figure I-17**). Deux types lithologiques composent les éléments de cette brèche : (1) des calcarénites bioclastiques à rudistes et (2) des calcaires à coraux massifs et lamellaires dominants (Fouilhé, 2001). Entre les masses calcaires (notées B1 par Bouchard, 1986) pouvant atteindre 35 mètres de hauteur, la brèche (notée B2 par Bouchard, 1986) a une épaisseur constante de l'ordre de 5 mètres.
  - B3 et B4 sont formées de calcarénites stratifiées qui se biseautent rapidement vers le Sud (Bouchard, 1986). Ces dépôts recouvrent et viennent remplir les creux dus aux irrégularités de dépôt B1/B2 (**figure I-17**).

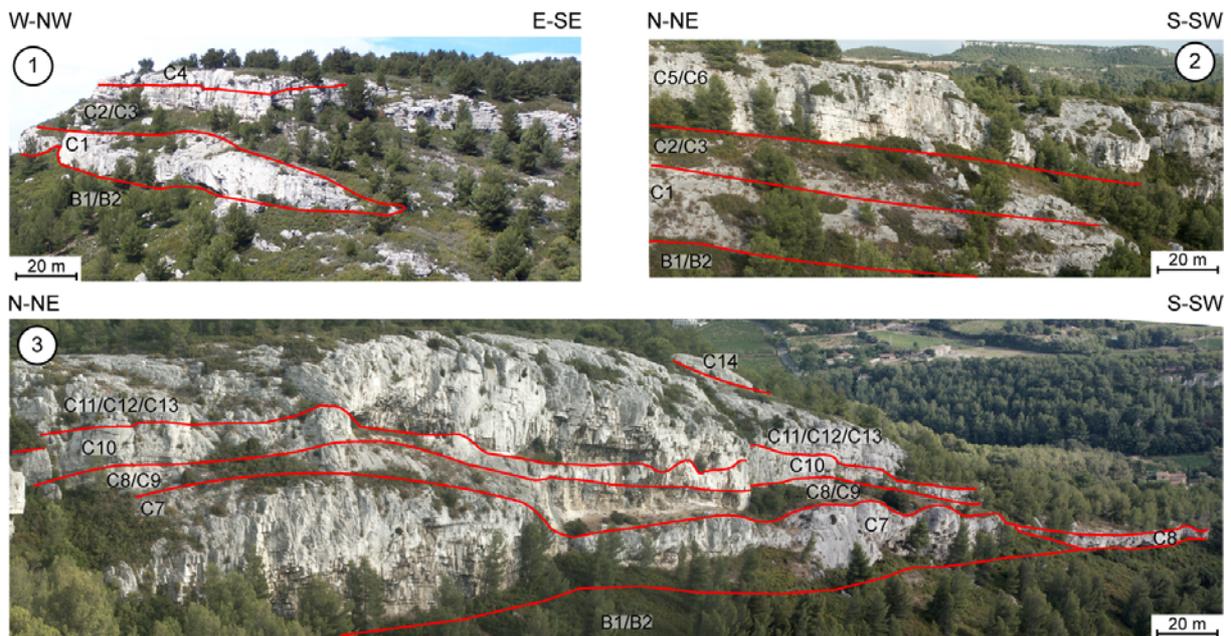


**Figure I-17.** Panorama des unités sédimentaires de resédimentations carbonatées d'âge Cénomaniens moyen ; partie Nord de la crête de la Marcouline (Mont Gibaou). Sont données l'organisation et la position des unités sédimentaires du membre B et les premières unités sédimentaires du membre C (C1 à C3). Modifié à partir de Floquet et al. (2005).

- Unités sédimentaires C1 à C14 (**figures I-16, I-17 et I-18**) *sensu* Bouchard (1986).
 

Les unités sédimentaires C correspondent à un empilement de séquences de dépôts comprenant la mise en place (1) de lobes carbonatés (forme lenticulaire présentant un litage concave dans la partie inférieure et convexe dans la partie supérieure ; **figure I-**

18) et (2) de drapages par des brèches calcaires et des calcarénites bioclastiques granodécroissantes (Bouchard, 1986). Cinq séquences se sont empilées (**figure I-16**). Les brèches occupent topographiquement les parties basses entre les lobes et se biseautent sur leurs flancs. Les calcarénites sont constituées de corps sédimentaires arqués progradants et faiblement ascendants (clinoformes) qui viennent compléter le remplissage des creux entre les lobes (**figure I-18**). Cette succession de séquences de dépôt est progradante vers le Sud et contribue au remplissage progressif du Bassin Sud-Provençal au Cénomaniens moyen.

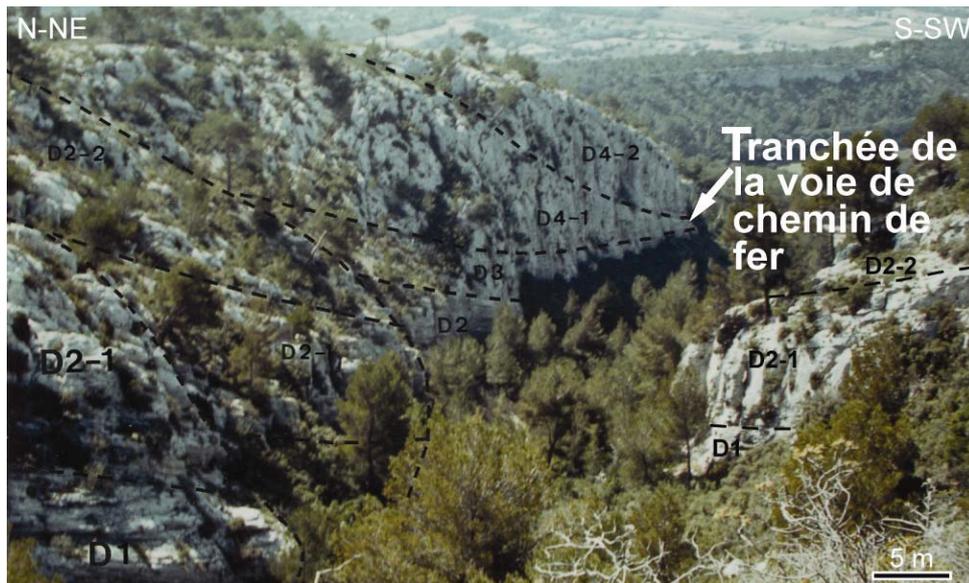


**Figure I-18.** Panorama des unités sédimentaires de resédimentation carbonatées d'âge Cénomaniens moyen ; partie Sud de la crête de la Marcouline. Les photographies se suivent dans l'espace et permettent de visualiser l'organisation et la position des unités sédimentaires du membre C qui se biseautent vers le Sud-Sud Ouest. Modifié à partir de Floquet et al. (2005). Photographie 1 : organisation des unités sédimentaires C1 (lobes carbonatés), C2 (brèches), C3 (calcarénites finement litées), C4 (lobe carbonaté) ravinant les calcarénites sous-jacentes. Photographie 2 : prolongement des unités précédentes et apparition de l'unité sédimentaire C5 (calcarénites finement lités, partie inférieure) et C6 (calcarénites en bancs épais, partie supérieure). Absence de l'unité sédimentaire C4. Photographie 3 : évolution vers le Sud des dépôts permettant de distinguer de bas en haut : des lobes carbonatés (C7) ; une série de remplissage C8 (brèches) / C9 (calcarénites) ; des lobes carbonatés (C10) ; une nouvelle série de remplissage complète C11 (brèche) / C12 (calcarénites finement lités) / C13 (calcarénites en bancs épais) ; un lobe carbonaté (C14). En avant de la série se développe un glacis frontal présentant des figures de slumps appartenant à l'unité sédimentaire bréchique C8.

- Unités sédimentaires D1 à D5 (**figures I-16 et I-19**) *sensu* Bouchard (1986).

Les unités sédimentaires D sont constituées de corps sédimentaires bioclastiques aux limites concaves et progradant vers le Sud : clinoformes (Bouchard, 1986). D'après Bouchard (1986), certaines de ces unités sédimentaires sont composites et peuvent être

subdivisées en 11 sous-unités sédimentaires (**figure I-16** : D1, D2-1 à D2-2, D3-1 à D3-2, D4-1 à D4-3, D5-1 à D5-2). Les unités sédimentaires D sont caractérisées par une succession de dépôts progradant vers le bassin (**figure I-19**) qui drapent les unités précédentes. D'après Bouchard (1986), l'influence du bassin se traduit premièrement par l'incorporation de boue terrigène dans les dépôts bioclastiques, puis par des indentations de faciès marneux (D2-2, D3-2, D5-1) et pour finir par un recouvrement marneux (D5-2) de la série calcaire (**figure I-16**).



**Figure I-19.** Panorama du secteur Sud montrant D1, D2, D3 et D4. Les unités sédimentaires se biseautent et progradent vers le Sud-Ouest. Le pendage est de l'ordre de 35° au Nord-Est et s'amortit en direction du Sud-Ouest jusqu'à environ 15°. Modifié à partir de Bouchard (1986).

Après la mise en place d'une brèche massive (B1/B2), deux séries distinctes d'épandages bioclastiques et bréchiques se mettent en place par des écoulements gravitaires. La première, proximale, constituée par les unités sédimentaires C ; la seconde, plus distale, constituée par les unités sédimentaires D (Bouchard, 1986). Ces unités progradent les unes sur les autres et s'étalent sous la forme d'éventails bioclastiques ou de chenaux si elles sont canalisées (Bouchard, 1986). Une description détaillée, établie par synthèse des travaux de Bouchard (1986), est donnée dans la **figure I-20**.

Remarques : (1) D4-3 de Bouchard (1986), qui se poursuit cartographiquement jusqu'à La Bédoule, appartient à l'unité U.I.3.

(2) D5-2 de Bouchard (1986), formé de faciès marno-silteux à microsolenidés, appartient à U.I.4.

Unités stratigraphiques secondaires	Formations (Philip, 1970)	Membres (Philip, 1980)	Unités sédimentaires (Bouchard, 1986)	Épaisseur	Lithologie	Type d'écoulement gravitaire (Bouchard, 1986)	
U.I.6 Cénomanien supérieur					marnes		
U.I.5 Cénomanien supérieur	Formation calcaire dite Formation de Font Blanche				calcaires argileux		
U.I.4 Cénomanien supérieur		D	D5	D5-2 (marnes)	8 m	marnes géseuses	
U.I.3 Cénomanien supérieur	Formation grés-sableuse moyenne		D4 + D5	D4-3B	unité lenticulaire de 20 m d'épaisseur sur 700 m de longueur (clinoformes)  le faisceau le plus épais atteint 8 m	16 faisceaux bioclastiques et 1 niveau de marnes gréseuses	debris flows
				D5-1 (marnes)			?turbidites?
				D4-3A			debris flows
				D4-2			debris flows
				D4-1			debris flows
D3	D3-2 (niveaux marneux) D3-1 (bancs calcaires)		15 m	alternance de bancs calcaires argileux et de niveaux marno-gréseux	calcaires argileux = debris flows marnes gréseuses = ?turbidites?		
D2	D2-3		16 m (maximum)	calcaires à madréporaires et joint marneux	debris flows		
	D2-2 (niveau marneux)				?turbidites?		
	D2-1				debris flows		
D1	9 m (maximum) succession de 3 gros biseaux	calcaires argileux à rudistes	debris flows				
U.I.2 Cénomanien moyen	Formation carbonatée dite Formation de la Marcouline	C	C14 (Lobe 16)	1 seul lobe carbonaté de dimension modérée (h = 5 m)	lobes carbonatés	grain flows	
			C13	20 à 30 m (bancs 0,5 à 1,5 m). Ultime remplissage des creux entre les lobes d'un même niveau	calcarénites en bancs épais	grain flows	
			C12	10 m - complète le remplissage des creux	calcarénites finements litées	grain flows	
			C11	épaisseur décimétrique à métrique. Drape les creux et se biseaute sur les flancs proéminents. En avant de C10, C11 mesure 1 m	brèches calcaires	debris flows	
			C10 (7 Lobes non différenciés)	6 m (au NE) à 2 m (au SO)	lobes carbonatés	grain flows	
			C9	15 m - complète le remplissage des creux	calcarénites finements litées	grain flows	
			C8	rempli les creux entre les lobes précédents - ép. moy. 2 m Drape les creux et se biseaute sur les flancs proéminents. Recouvre L15 et après mesure 8 m (slump)	brèches calcaires	debris flows	
			C7 (Lobe 11 à Lobe 15)	30 m (maximum)	lobes carbonatés	grain flows	
			C6	10m à 15m (bancs métriques). Ultime remplissage des creux entre les lobes d'un même niveau	calcarénites finements litées	grain flows	
			C5	quelques mètres 1 m à 6 m si remplace C4	calcarénites finements litées	grain flows	
			C4 (Lobe 9 - Lobe 10)	3m(haut)-50m(long)-25m(larg)	lobes carbonatés	grain flows	
			C3	complète le remplissage des creux et se poursuit sur 15 m	calcarénites finements litées	grain flows	
			C2	drape les creux entre les lobes précédent et se biseaute sur les flancs proéminents. Epaisseur moyenne d'environ 5 m entre L2-L3 et L3-L4	brèches calcaires	debris flows	
			C1 (Lobe 1 à Lobe 8)	15 m (haut.) - 40 m (larg.)	lobes carbonatés	grain flows	
			B	B4	1 m	calcarénites en bancs épais	grain flows
				B3	1 m à 2 m	calcarénites finements litées	grain flows
B1 / B2	5m à 6m en moyenne (max. 35m) bloc pouvant atteindre 15 m	brèches calcaires		debris flows			
A	A	0,1 m à 1 m (max.: 5 m)	calcarénites fines				
U.I.1 Cénomanien inférieur à moyen	Formation grés-sableuse inférieure			8 m	calcarénites quartzseuses		

Figure I-20. Description et position stratigraphique des unités sédimentaires du complexe carbonaté de la Marcouline d'âge Cénomanien réalisé à partir des travaux de Bouchard (1986).

### **I.3. Conclusions préliminaires**

Le cadre paléogéographique, stratigraphique et sédimentologique proposé à partir des travaux précédents est contraint dans le temps et dans l'espace. Il peut servir de base à la construction de modèles numériques en trois dimensions de la MCBSP.

Cette caractérisation du cadre géologique, qui doit-être accomplie avant l'étape de modélisation, met en évidence trois échelles d'hétérogénéités. Ces échelles d'hétérogénéités doivent être représentées explicitement dans les modèles tridimensionnels.

Pour réaliser ces modèles, il convient à partir de l'intégration des données recueillies sur la MCBSP (cf. Ch. II) de représenter les unités stratigraphiques par leurs enveloppes en 3D (base et sommet) afin d'établir des modèles numériques sous forme de volumes pleins (cf. Ch. III) auxquels peuvent être attribués des propriétés qui fluctuent au sein d'une même unité (cf. Ch. IV).

# MATÉRIELS ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE : ANALYSE ET INTÉGRATION NUMÉRIQUE DES DONNÉES D’AFFLEUREMENT ET DE SUBSURFACE

<b><u>II.1. Introduction</u></b>	<b>54</b>
<b><u>II.2. Les données d’affleurement et de subsurface</u></b>	<b>55</b>
<b>II.2.1. Cartographie numérique</b>	<b>57</b>
<b>II.2.1.1. Les données géographiques</b>	<b>57</b>
<b>II.2.1.2. Cartes géologiques et stratigraphiques</b>	<b>59</b>
<b>II.2.2. Les logs stratigraphiques</b>	<b>61</b>
<b>II.2.3. Les paramètres structuraux</b>	<b>68</b>
<b>II.2.4. Le scanner laser : modèle numérique d’affleurement</b>	<b>69</b>
<b>II.2.5. Sismique réflexion haute résolution</b>	<b>72</b>
<b><u>II.3. Création d’une base de données numériques 3D</u></b>	<b>77</b>
<b>II.3.1. Les cartes et les contours géologiques</b>	<b>77</b>
<b>II.3.2. Les logs stratigraphiques</b>	<b>81</b>
<b>II.3.3. Les paramètres structuraux</b>	<b>82</b>
<b>II.3.4. Les données de scanner laser</b>	<b>83</b>
<b>II.3.5. Les concepts géologiques</b>	<b>85</b>
<b>II.3.5.1. Contraintes d’épaisseurs</b>	<b>85</b>
<b>II.3.5.2. Données graphiques de logs stratigraphiques</b>	<b>86</b>
<b>II.3.6. Les images sismiques</b>	<b>88</b>
<b><u>II.4. Conclusions préliminaires</u></b>	<b>92</b>

## **II.1. Introduction**

L'un des principaux défis rencontrés en modélisation 3D d'objets géologiques est l'analyse et l'intégration de données multidimensionnelles car :

- elles sont acquises à différentes échelles d'investigation pouvant rendre difficile leur mise en cohérence ;
- elles sont hétérogènes ce qui peut engendrer un traitement complexe ;
- elles peuvent être regroupées sur des zones spécifiques de l'objet étudié causant des problèmes de généralisation de l'information (Mallet, 2002).

Les avancées technologiques récentes permettent au géologue d'acquérir l'information géologique dans des formats numériques simples et de l'interpréter précisément (McCaffrey *et al.*, 2005 ; Pringle *et al.*, 2006). Par exemple, l'utilisation du GPS (*Global Positioning Systems*) permet de référencer sur le terrain des mesures de pendage, la position de contacts de couches ou encore la morphologie de dépôts (Maerten *et al.*, 2001 ; Adams *et al.*, 2004, 2005) en coordonnées XYZ UTM (*Universal Transverse Mercator*). Ces données ont une précision métrique (1 à 10 mètres suivant l'outil GPS) et peuvent être intégrées dans un cadre référencé en trois dimensions.

Le développement des méthodes qui permettent d'établir des modèles numériques de terrain (MNT ou DEM : *Digital Elevation Model*) ont rendu possible l'extraction des grands traits structuraux par l'intermédiaire de l'analyse morphologique (Oguchi *et al.*, 2003 ; Jordan *et al.*, 2005). L'utilisation courante du MNT en modélisation consiste à lui surimposer des photographies aérienne numériques ou des cartes géologiques afin de représenter la position de contacts stratigraphiques ou structuraux (faille) dans un système en trois dimensions cohérent (Maerten *et al.*, 2001 ; Banerjee & Mitra, 2004, 2005 ; Dhont *et al.*, 2005 ; Belt & Paxton, 2005).

Les données de puits acquises lors de forages permettent d'obtenir une image précise des roches localisées le long des trajectoires des puits. Les informations sont de nature diverse : diagraphies ou échantillons de roches. Elles fournissent au géologue de précieuses informations sur la pétrographie, les propriétés pétrophysiques, l'âge, les faciès de dépôts et les paléoenvironnements des formations traversées. Les données de puits servent également

de base pour de la réalisation de modèles statiques 3D de réservoir (Asquith, 1985) : corrélations stratigraphiques et répartition des propriétés des roches.

L'imagerie sismique est devenue une méthode standard qui permet d'imager les architectures stratigraphiques de subsurface (Vail *et al.*, 1977 ; Belopolsky & Droxler, 2004 ; Eberli *et al.*, 2004) et d'évaluer les facteurs qui commandent leur évolution (Bachtel *et al.*, 2004 ; Isern *et al.*, 2004 ; Fournier *et al.*, 2005). Différentes méthodes ont été développées pour la construction de modèles 3D d'affleurement ou de subsurface à partir de l'intégration de lignes sismiques 2D sous la forme de coupe géologique (Rowan, 1997 ; Hennings *et al.*, 2000 ; De Donatis, 2001 ; Mitra & Leslie, 2003 ; Mitra *et al.*, 2005 ; Zamora Valcarce *et al.*, 2006).

Plus récemment, l'utilisation de la technologie laser à haute résolution ou LIDAR (*Light Detection and Ranging*) combinée avec des photographies numériques a été utilisée pour recréer des affleurements en trois dimensions dans un environnement numérique géoréférencé. Il s'agit de modèle numérique d'affleurement ou *Digital Outcrop Model* (DOM ; Bellian *et al.*, 2005). Ces modèles numériques permettent d'échantillonner de manière précise les variations topographiques. Cette technique permet également d'effectuer des mesures géoréférencées à l'échelle du centimètre.

Ces méthodes permettent donc d'enregistrer, de traiter et d'intégrer plusieurs types de données dans un système géoréférencé. Ce chapitre décrit les protocoles de modélisation utilisés sous le géomodeleur *gOcad* pour intégrer l'ensemble des informations géologiques disponibles dans une base de données cohérentes.

## **II.2. Les données d'affleurement et de subsurface**

Deux sources de données ont été utilisées dans ce travail (**figure II-1**) :

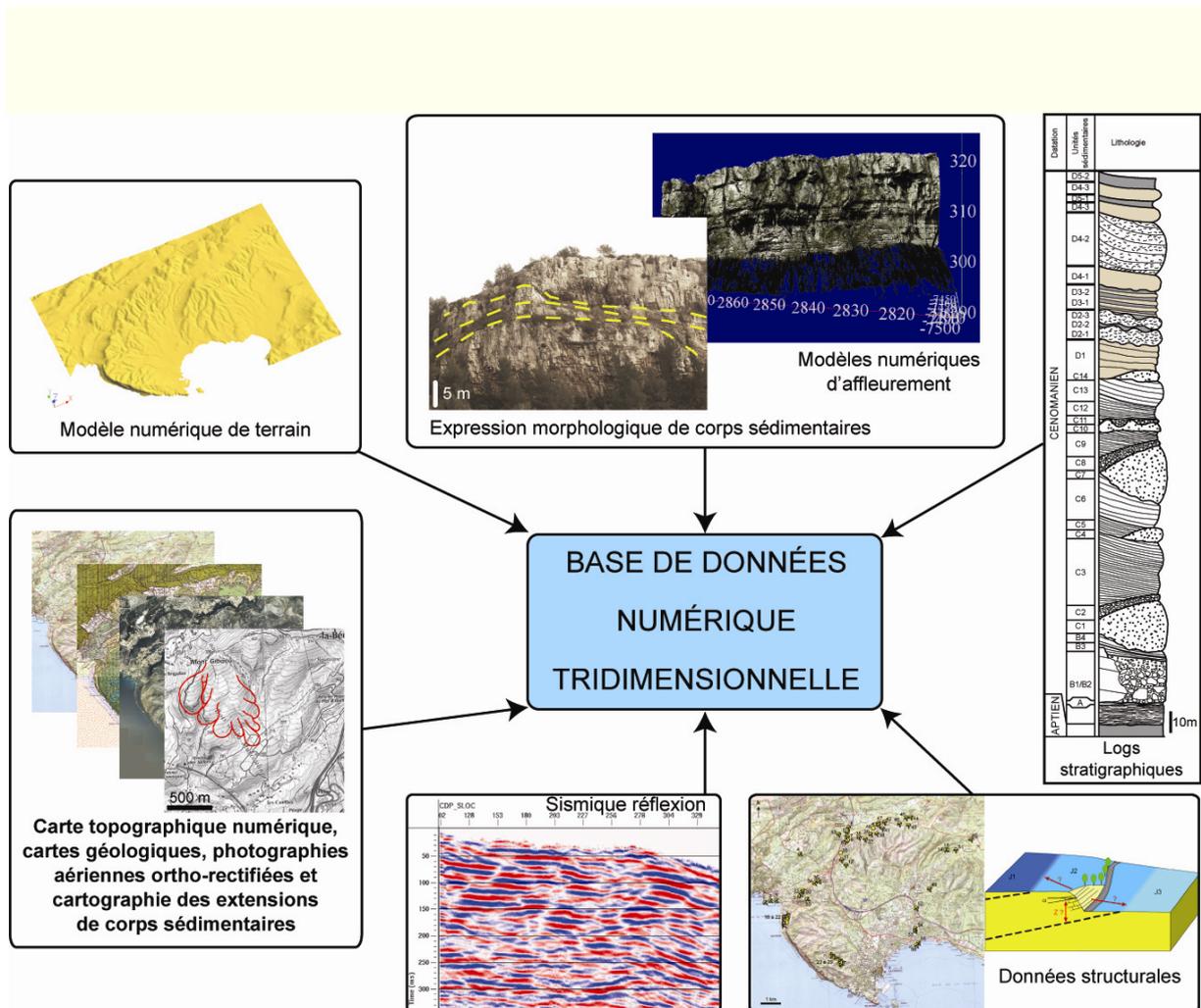
- les données existantes.

Les informations géologiques obtenues à partir des études précédentes ont été compilées et géoréférencées. Une base de données géologiques a été établie à différentes échelles à partir des outils classiques de la géologie de terrain. Elle inclut

des cartes géologiques, des logs stratigraphiques et des informations générales concernant la répartition, les dimensions et les paramètres structuraux des objets géologiques étudiés.

- les données acquises.

Dans le but de normaliser les données d’affleurement existantes, les objets géologiques ont été redécrits de manière quantitative à différentes échelles et avec des outils d’investigation utilisés traditionnellement en géophysique de subsurface (sismique réflexion haute résolution, forage, carotte, log diagraphique). De plus, l’acquisition de nouvelles données quantitatives d’affleurements a consisté à numériser la topographie et l’organisation spatiale des corps sédimentaires (scanner laser).



**Figure II-1.** Base de données numérique intégrant des informations multidimensionnelles acquises à différentes échelles d’investigation.

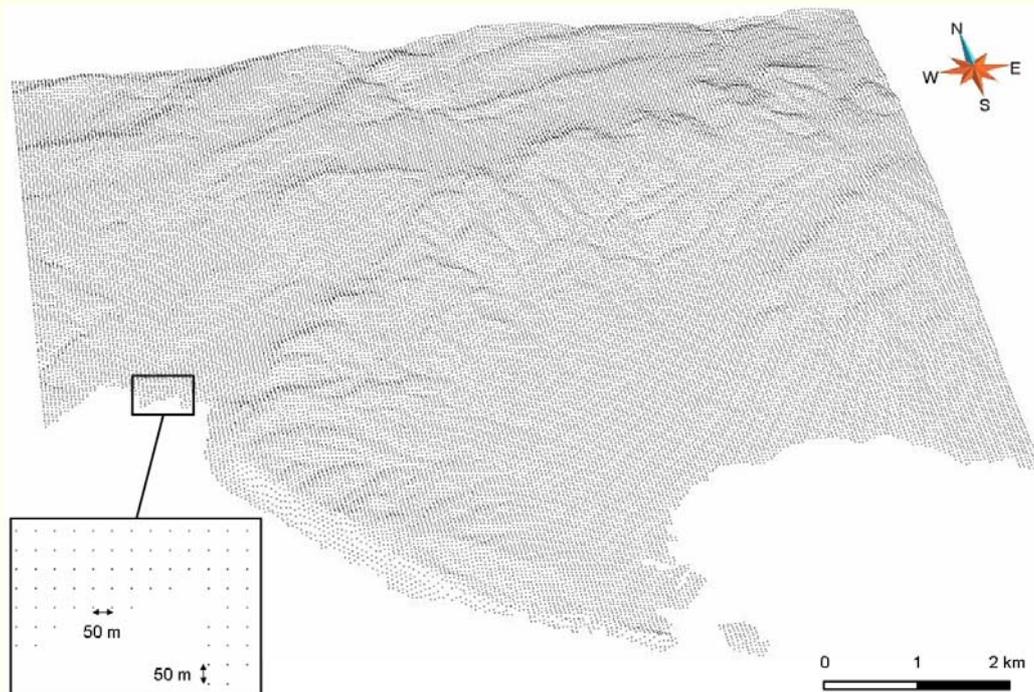
Pour l'uniformité de la base de données, toutes ces informations (**figure II-1**) ont été géoréférencées dans le système de coordonnées Lambert III qui correspond au système de projection du Sud de la France (quadrillage kilométrique).

## II.2.1. Cartographie numérique

### II.2.1.1. Les données géographiques

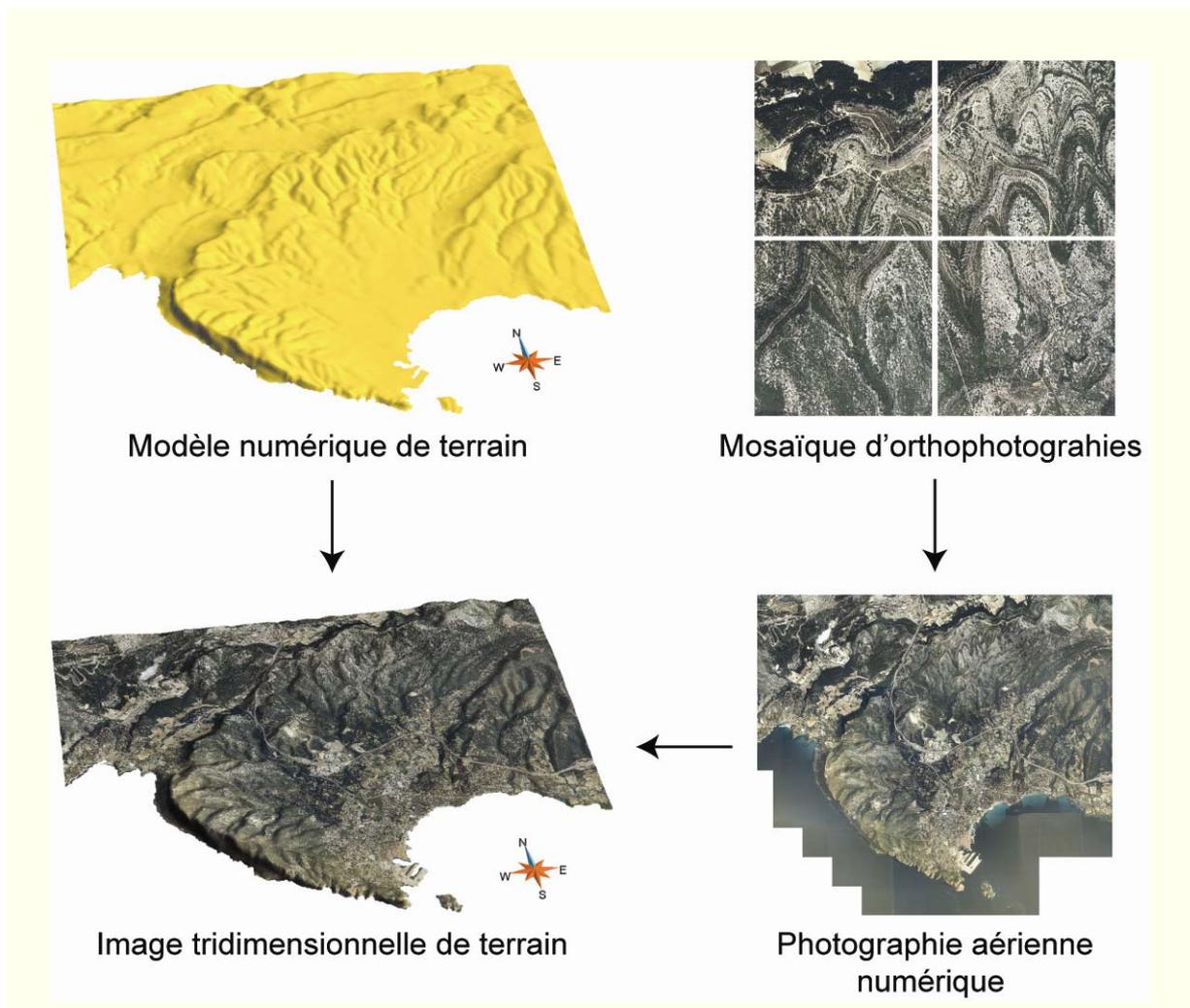
Cette base de données a été fournie par l'IGN. Elle comprend :

- un modèle numérique de terrain (BD ALTI, Base de Données Altimétriques) représentant la topographie (altimétrie) d'une zone terrestre. En cartographie graphique les altitudes sont représentées par des courbes de niveaux et des points cotés. Pour le MNT, la topographie est représentée par un échantillonnage régulier dans lequel une valeur d'élévation est attribuée à chaque point. La précision verticale du MNT est généralement comprise entre 2,5 et 10 mètres et la résolution est de 50 mètres (**figure II-2**) ;



**Figure II-2.** Modèle numérique de terrain représenté par un échantillonnage régulier avec un pas de 50 mètres.

- des photographies aériennes numériques (résolution 50 cm). La BD ORTHO (Base de Données Orthophotographiques) permet d’allier la précision géométrique de la carte IGN au 1/25000 à la richesse de la photographie couleur. La mosaïque d’orthophotographies (dalles de 1 km<sup>2</sup>, version non compressée) a été préférée à l’image unique représentant 25 km<sup>2</sup> en version compressée, pour sa meilleure qualité visuelle (**figure II-3**). Le MNT, converti en une surface topographique par triangulation entre les points, est couplé aux orthophotographies aériennes par texturation (Maerten *et al.*, 2001). Cette approche permet de reconstituer une image 3D de terrain (**figure II-3**) ;



**Figure II-3.** Image tridimensionnelle de terrain établie à partir d’une mosaïque d’orthophotographies drapée sur le modèle numérique de terrain de la zone d’étude (X : 859 km à 871 km - Y : 3100 km à 3113 km).

- la carte topographique numérique de l’IGN au 1/25000 de la région PACA (feuille Aubagne/La Ciotat/Massif de la Ste-Baume).

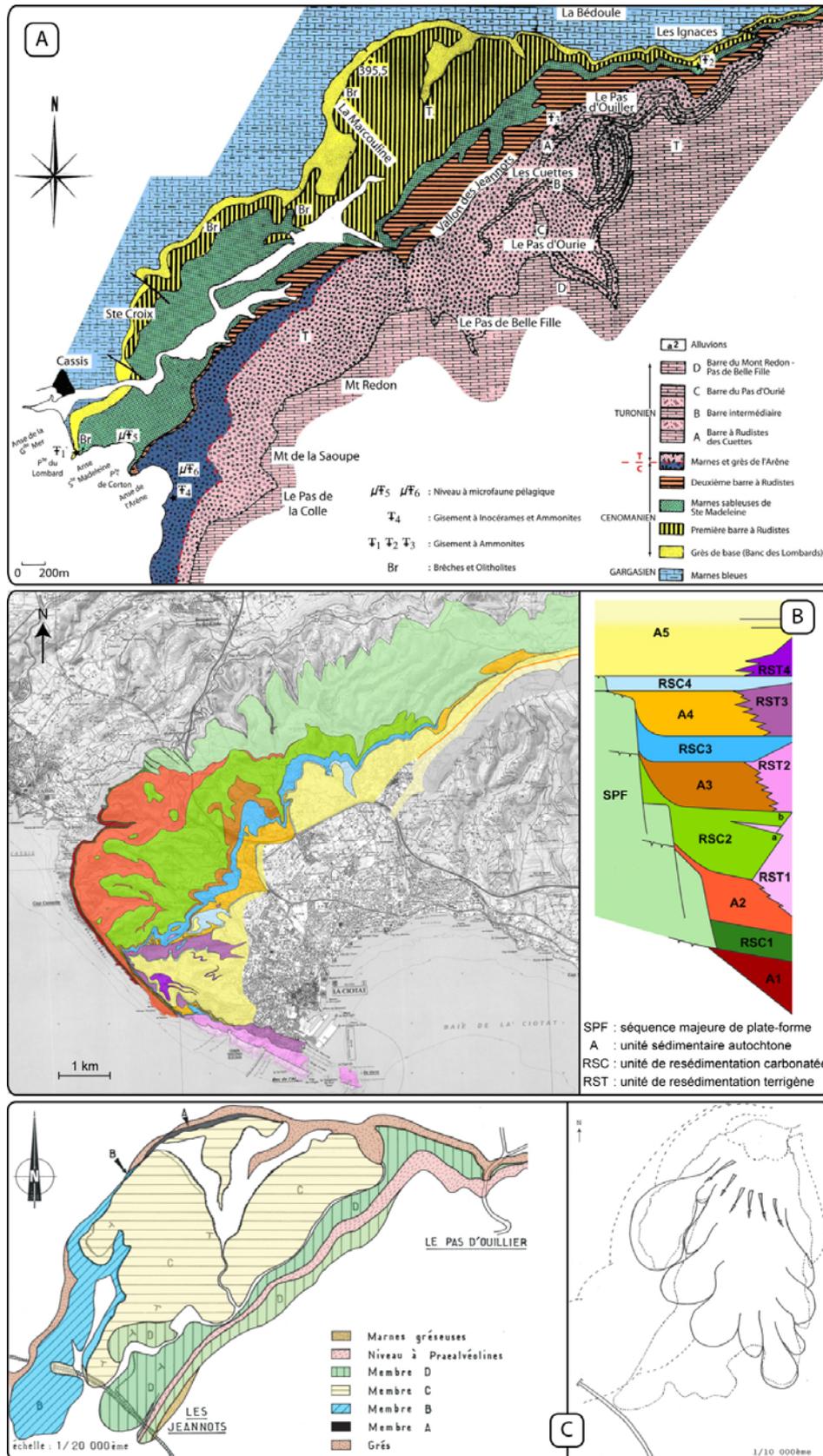
Des panoramas photographiques d'affleurement en deux dimensions ont été également acquis. Cette approche a été uniquement utilisée dans les zones où le profil topographique est fortement incliné (par exemple : falaises Soubeyranes) afin de visualiser des affleurements (Arnot *et al.*, 1997).

### **II.2.1.2. Cartes géologiques et stratigraphiques**

Différentes cartes géologiques ont été utilisées et numérisées dans ce travail :

- la carte géologique d'Aubagne-Marseille et de La Ciotat au 1/50000 du BRGM ;
- la carte des unités lithostratigraphiques d'âge Aptien moyen à supérieur, Cénomaniens et Turonien *pro parte* de la région de Cassis et de La Bédoule au 1/20000 (d'après Philip, 1970). Cette carte extraite de la carte géologique d'Aubagne-Marseille, illustre la distribution des principales unités stratigraphiques pour la partie Ouest du synclinal du Beausset (**figure II-4A**) ;
- la carte des unités sédimentologiques d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen au 1/25000 (d'après Hennuy, 2003 ; **figure II-4B**) ;
- la carte de la Formation de la Marcouline au 1/20000 et des extensions des unités sédimentaires au 1/10000 (20 cartes extraites du travail de Bouchard, 1986 ; **figure II-4C**).

Chacune des unités stratigraphiques secondaires et sédimentaires définies précédemment (cf. Ch. I.2.2) a donc fait l'objet d'un levé cartographique très précis issu des travaux antérieurs archivés et complétés sur le terrain pour le Turonien inférieur à moyen, ainsi qu'à partir des photographies aériennes (**figure II-5**).



**Figure II-4.** Données cartographiques de terrain. (A) Carte stratigraphique du Crétacé supérieur de la région de Cassis-La Bédoule. D'après Floquet et al., (2006) ; modifié à partir de Philip (1970). (B) Carte des unités sédimentologiques d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen (d'après Hennuy, 2003). (C) Cartographie des quatre membres de la Formation de la Marcouline d'âge Cénomanien et de l'extension de l'unité sédimentaire C1 (d'après Bouchard, 1986).



**Figure II-5.** Cartographie sur photographies aériennes des unités stratigraphiques secondaires d'âge Turonien inférieur à moyen.

## II.2.2. Les logs stratigraphiques

Les logs stratigraphiques comprennent pour chaque couche géologique deux groupes d'informations : (1) la lithologie, les figures sédimentaires et les fossiles qu'ils renferment ainsi que les faciès de dépôt interprétés ; (2) l'épaisseur verticale des strates, ainsi que la position des limites des unités stratigraphiques secondaires pour chaque localité étudiée. Deux types de logs stratigraphiques sont disponibles dans cette étude :

- les logs de terrain (**figure II-6**).

Ils ont été réalisés à partir d'observations de terrain lors des études antérieures publiées. 37 logs ont été réinterprétés et géoréférencés dans le système Lambert III (**figure II-7**) avec une résolution pluricentimétrique à métrique.

Le long des lignes sismiques, des mesures pétrophysiques (porosité, densité, vitesse...) ont été réalisées pour chaque unité stratigraphique secondaire rencontrée en sismique et identifiée dans les logs stratigraphiques (**annexe 2**).

- les données de forages (**figure II-8**).

Les séries de la MCBSP ont été forées, dans le cadre de cette étude, dans 3 sites (**figure II-7**) dont j'ai été en charge de la localisation et du suivi du chantier. Des échantillons de roche ont été prélevés : carottes (2 puits carottés sur 150 mètres : La Ciotat 1 et La Ciotat 2A ; **figure II-8**) et déblais de forage ou *cuttings* (sur environ 350 mètres pour le puits La Ciotat 2B), que j'ai décrit à l'échelle macroscopique sur le

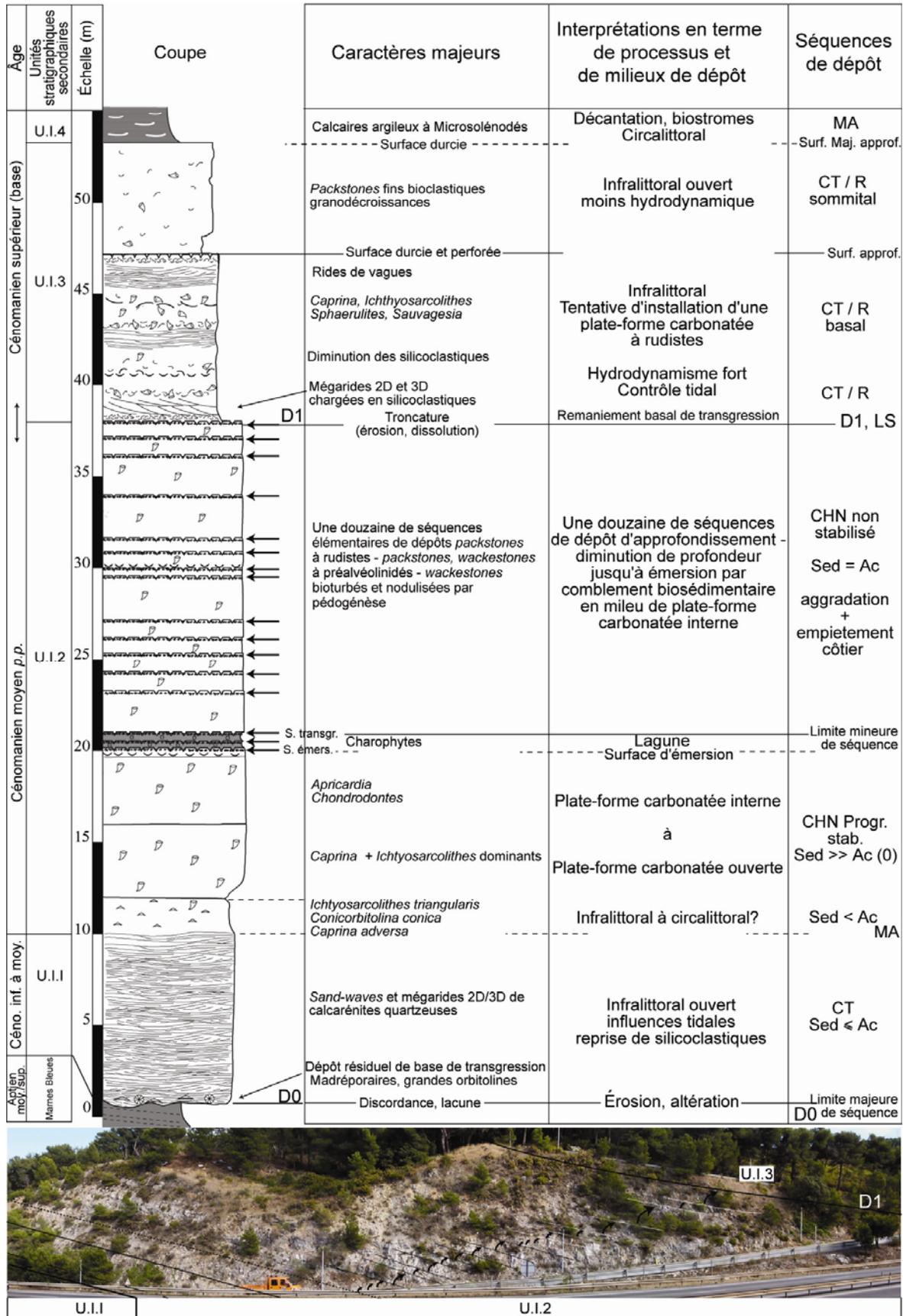
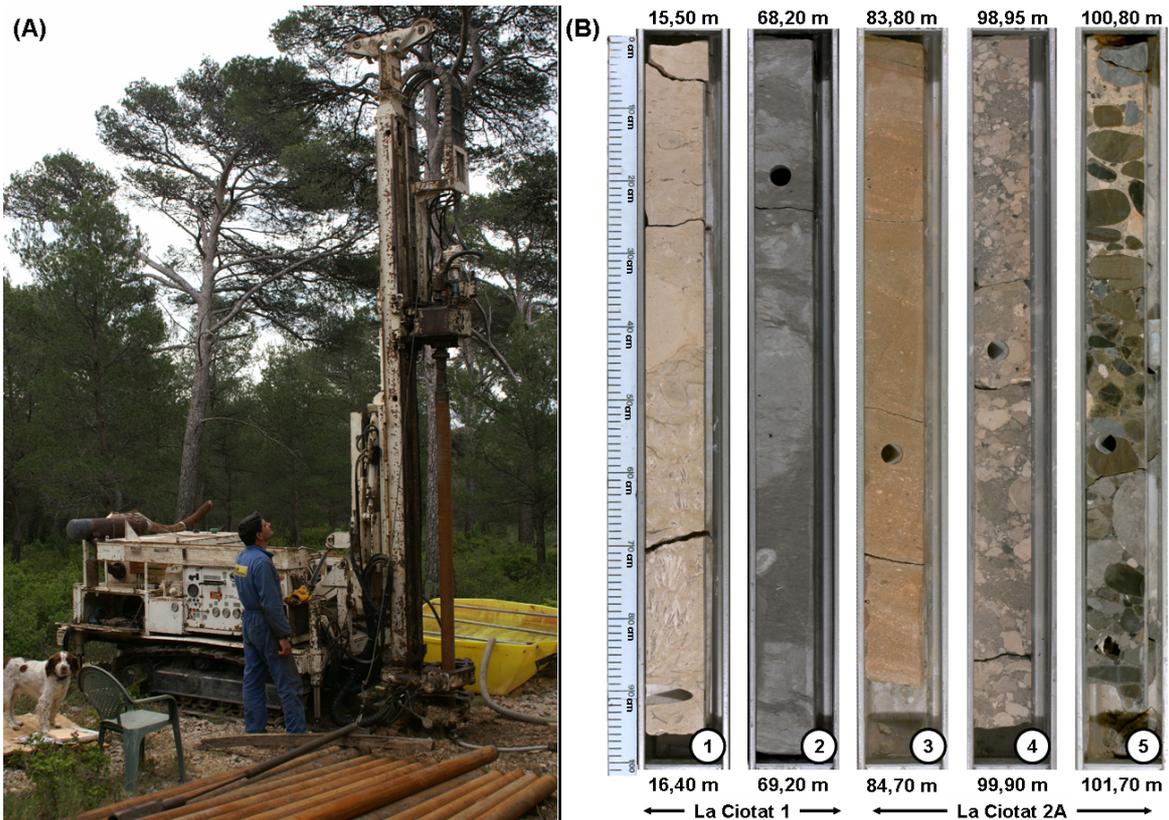


Figure II-6. Exemple d'un log de terrain : le log de La Bédoule levé le long de la tranchée de la D559 (X = 864,5 km – Y = 3109,7 km à 3109,9 km). D'après Floquet et al. (2005), modifié. MA : maximum d'approfondissement ; CT/R : cortège transgressif rétrogradant ; CHN : cortège de haut niveau marin ; CT : cortège transgressif ; Sed : sédimentation ; Ac : accommodation.



**Figure II-7.** Carte de localisation des logs stratigraphiques représentés par un trait ou un cercle sur la carte IGN au 1/25000. Les coordonnées en Lambert III (km) sont : A50 :  $X = 863,7$  à  $865 - Y = 3105,7$  à  $3106,7$  ; Carrière de Cidale :  $X = 865,5$  à  $865,6 - Y = 3106,1$  à  $3106,7$  ; Carrière du Loin :  $X = 863 - Y = 3103,8$  ; Cassis (1) :  $X = 860,2$  à  $860,7 - Y = 3106$  à  $3106,1$  ; Cassis (2) :  $X = 860,7$  à  $861,2 - Y = 3105,7$  à  $3106$  ; Cassis (3) :  $X = 861,2$  à  $861,3 - Y = 3105,5$  à  $3105,7$  ; Ceyreste :  $X = 868,9$  à  $869,9 - Y = 3108,5$  à  $3108,8$  ; Chapelle St André :  $X = 869 - Y = 3110,9$  ; Château de Roquefort :  $X = 868,2 - Y = 3110,3$  ; Conquettes :  $X = 867 - Y = 3109,7$  à  $3110,1$  ; D559 :  $X = 864,3$  à  $864,6 - Y = 3105$  ; Diable :  $X = 864,8 - Y = 3108,7$  à  $3109,6$  ; Font Blanche (1) :  $X = 870$  à  $870,2 - Y = 3110,6$  à  $3110,9$  ; Font Blanche (2) :  $X = 869,8$  à  $870 - Y = 3110$  à  $3110,6$  ; Font Blanche (3) :  $X = 869,9$  à  $870,6 - Y = 3109,5$  à  $3110,3$  ; Gendame :  $X = 866,2 - Y = 3108,2$  à  $3109$  ; Grand Caunet :  $X = 869,8 - Y = 3108,9$  ; Ignaces :  $X = 865,3 - Y = 3109,1$  à  $3109,5$  ; La Bédoule :  $X = 864,5 - Y = 3109,5$  à  $3109,9$  ; La Ciotat 1 :  $X = 864,3 - Y = 3107,7$  ; La Ciotat 2A/2B :  $X = 863,3 - Y = 3102,9$  ; La Vigie (1) :  $X = 865,6 - Y = 3109,8$  ; La Vigie (2) :  $X = 866,1 - Y = 3110,1$  ; La Vigie (3) :  $X = 866,1 - Y = 3110,1$  à  $3110,2$  ; Les carrières :  $X = 864,7$  à  $864,8 - Y = 3105,8$  à  $3106$  ; Les Janots :  $X = 862,3$  à  $862,6 - Y = 3108$  à  $3108,1$  ; Mont Gibaou :  $X = 862,5 - Y = 3109,7$  ; Pas d'Ouillier :  $X = 864,2$  à  $864,5 - Y = 3109$  à  $3109,5$  ; Pas d'Ourié :  $X = 864,1$  à  $864,2 - Y = 3108,2$  à  $3109$  ; Pied des falaises :  $X = 861,3 - Y = 3104,7$  ; Route des Crêtes :  $X = 861,3$  à  $862,7 - Y = 3103,1$  à  $3104,8$  ; Saoupe (1) :  $X = 861,9 - Y = 3106,2$  ; Saoupe (2) :  $X = 861,9$  à  $862,4 - Y = 3105,7$  à  $3105,9$  ; Station I :  $X = 862,3 - Y = 3109,2$  ; Station II :  $X = 862,4 - Y = 3109,1$  ; Station III :  $X = 862,5 - Y = 3109$  ; Station IV :  $X = 862,4 - Y = 3108,8$  ; Station VI :  $X = 862,6 - Y = 3108,6$  ; Voie de chemin de fer :  $X = 862,2$  à  $862,7 - Y = 3108,2$  à  $3108,5$ .



**Figure II-8.** (A) Foreuse employée pour les deux puits carottés. (B) Photographies de carottes en section illustrant les principales lithologies rencontrées : 1 - calcaires à rudistes ; 2 - alternance de marnes gréseuses et de calcaires argilo-gréseux ; 3 - calcarénites quartzieuses ; 4 - brèche granodécroissante à matrice et éléments carbonatés ; 5 - passage entre de la brèche à éléments quartzitiques (partie inférieure) et de la brèche à éléments carbonatés (partie supérieure). Du matériel silicoclastique (galet de couleur brun) est repris à la base de la brèche carbonatée.

chantier et au laboratoire (**figure II-9**). Des mesures diagaphiques telles que de gamma naturel (gamma ray), de densité gamma (mesure gamma-gamma), de sonique qui permet de déterminer les vitesses ( $V_p$ ,  $V_s$ ) et les modules mécaniques, et de résistivité ont été réalisées dans les 3 puits (**figure II-9**). Des mesures pétrophysiques (porosité, densité et vitesse) ont aussi été réalisées sur les carottes tous les mètres (300 *plugs*) et complétées par des analyses pétrographiques (**figures II-9A** et **II-9B**). Les forages ont été localisés sur les lignes sismiques pour permettre de caler les puits aux données sismiques. Le site La Ciotat 1 a été choisi pour imager la zone de transition entre la plate-forme et le bassin de l'unité II. Le site La Ciotat 2 a été sélectionné pour mettre en évidence les lithologies préservées dans le bassin.

Remarque : Dans le forage La Ciotat 1, La Ciotat 2A et La Ciotat 2B, les intervalles compris respectivement entre 0/86 m, 0/15,5 m et 0/315 m étaient dépourvus d'eau. Les mesures de résistivité et de sonique n'ont pu être réalisées.

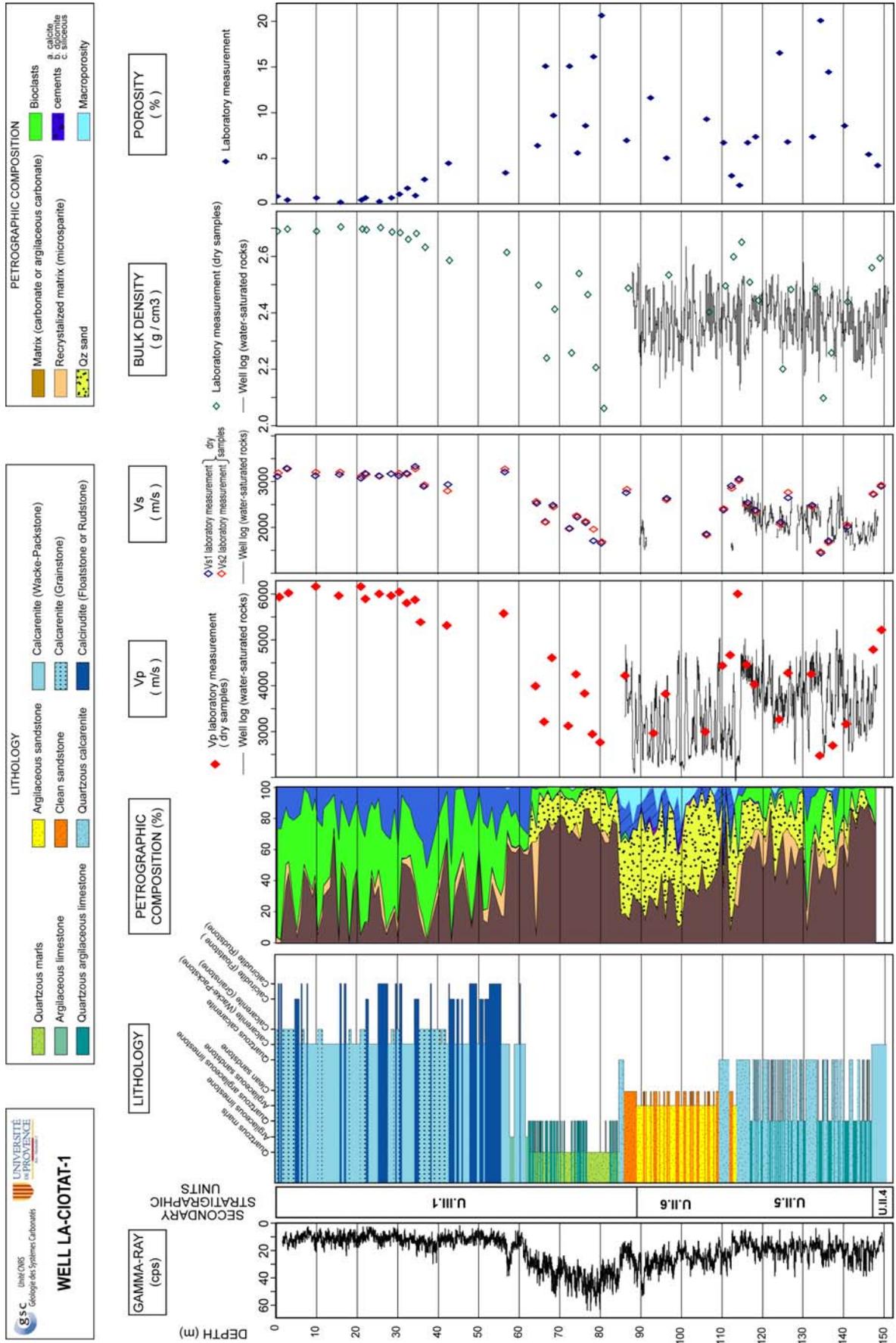


Figure II-9A. Diagraphies du forage La Ciotat 1 : analyses lithologiques, pétrographiques et pétrophysiques.

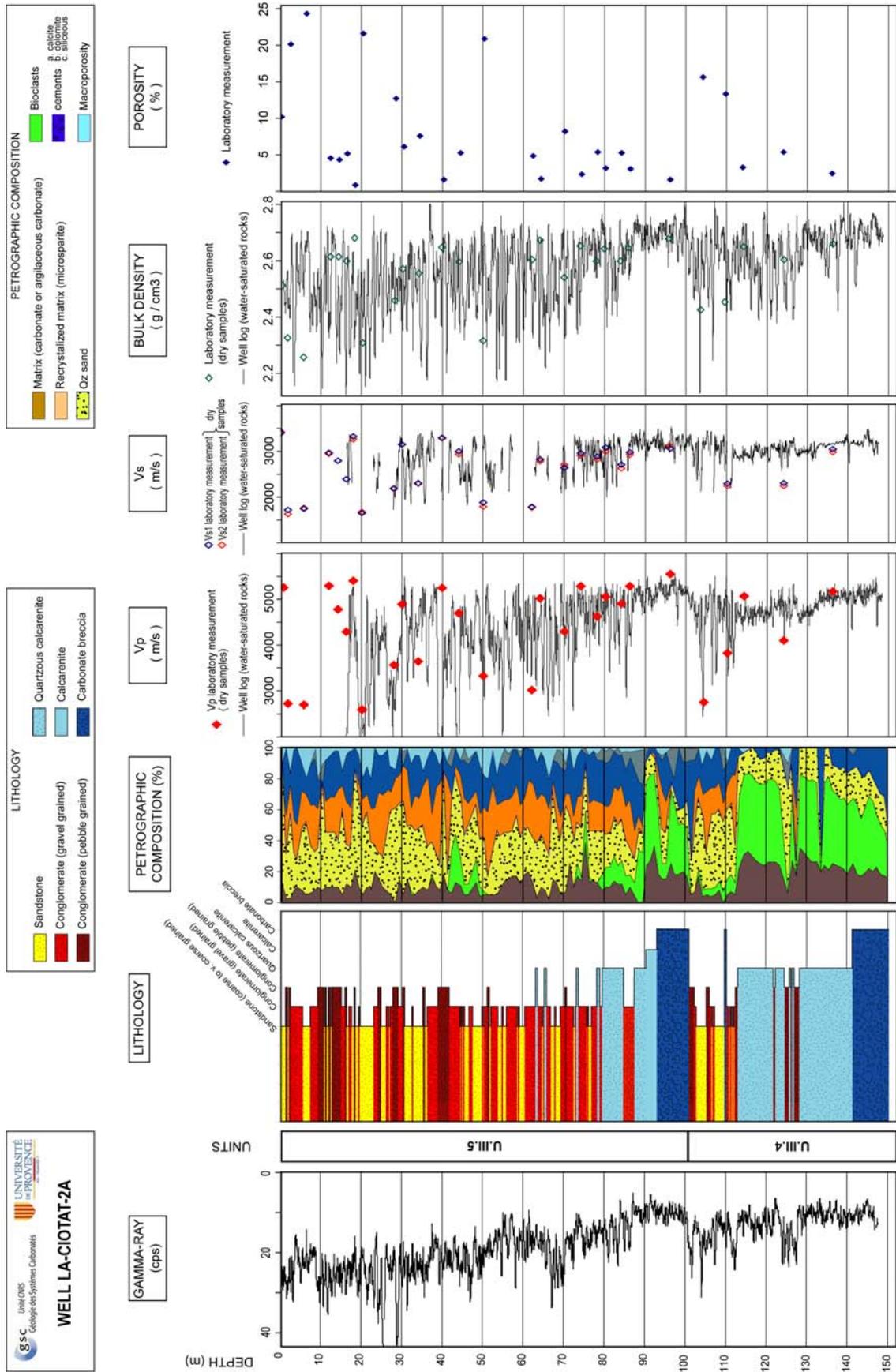
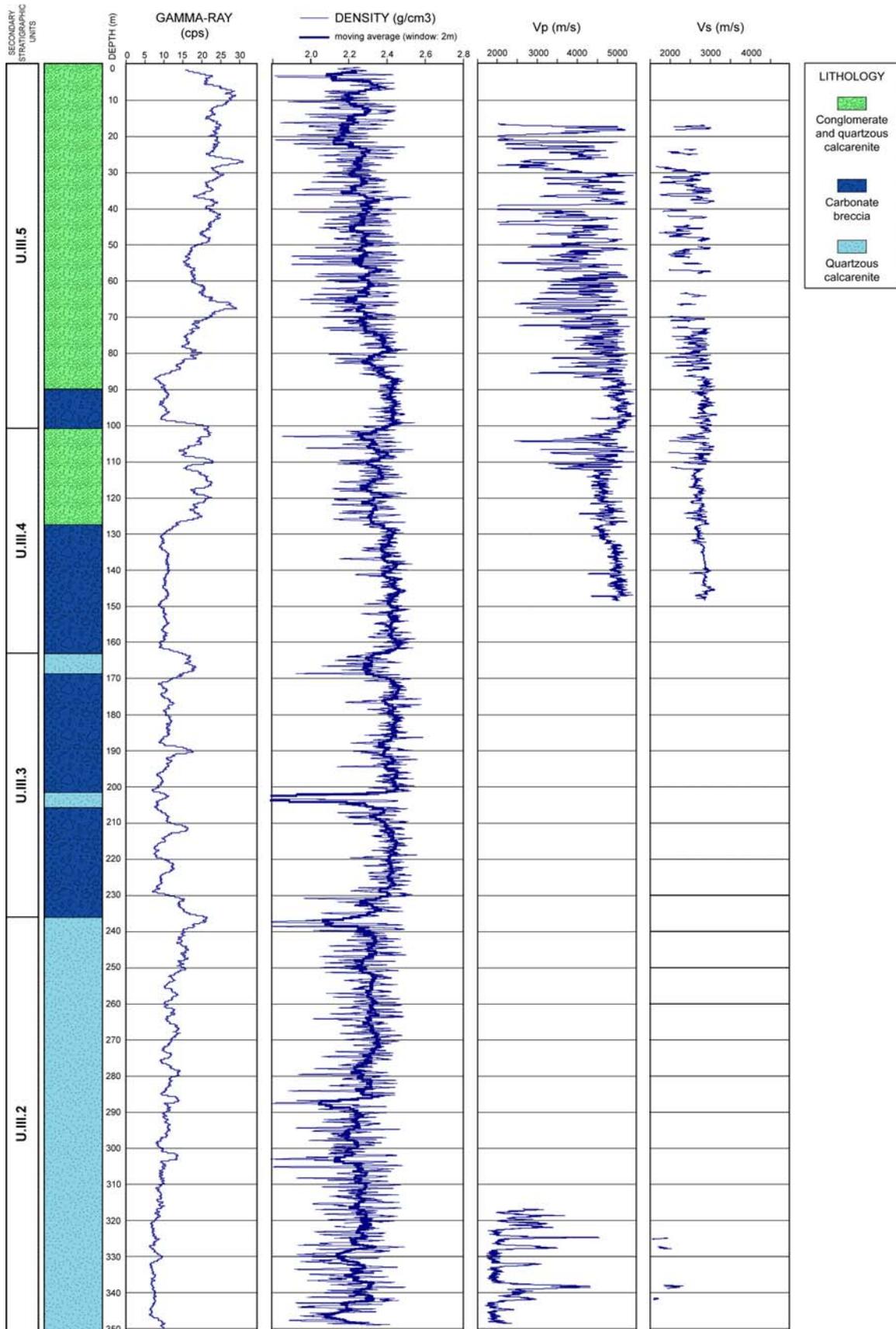


Figure II-9B. Diagraphies du forage La Ciotat 2A : analyses lithologiques, pétrographiques et pétrophysiques.



**Figure II-9C.** Diagraphes de forage La Ciotat 2B : analyses lithologiques et pétrophysiques. Les données lithologiques ont été réalisées sur les déblais de forage. Les mesures de vitesse pour les 150 premiers mètres proviennent de la diagraphie du forage La Ciotat 2A.

### II.2.3. Les paramètres structuraux

Le positionnement des mesures d'azimuts (XYZ, précision plurimétrique) et de pendages collectées sur le terrain a été effectué avec un GPS (**annexe 1**). L'analyse structurale des données indique que les couches plongent vers le centre du bassin avec un pendage moyen de l'ordre de  $13^\circ$  (entre  $7^\circ$  et  $22^\circ$ ) vers le Sud-Est.

Ces mesures d'azimuts et de pendages ont été relevées sur 56 sites à proximité des limites entre unités stratigraphiques primaires (U.I, U.II et U.III ; **figure II-10**) afin d'obtenir une information sur la morphologie des surfaces majeures déterminantes pour la modélisation (De Kemp, 1998, 2000). Pour chaque site, plusieurs mesures ont été relevées afin d'obtenir une valeur représentative de la localité (mode de l'histogramme des valeurs mesurées).

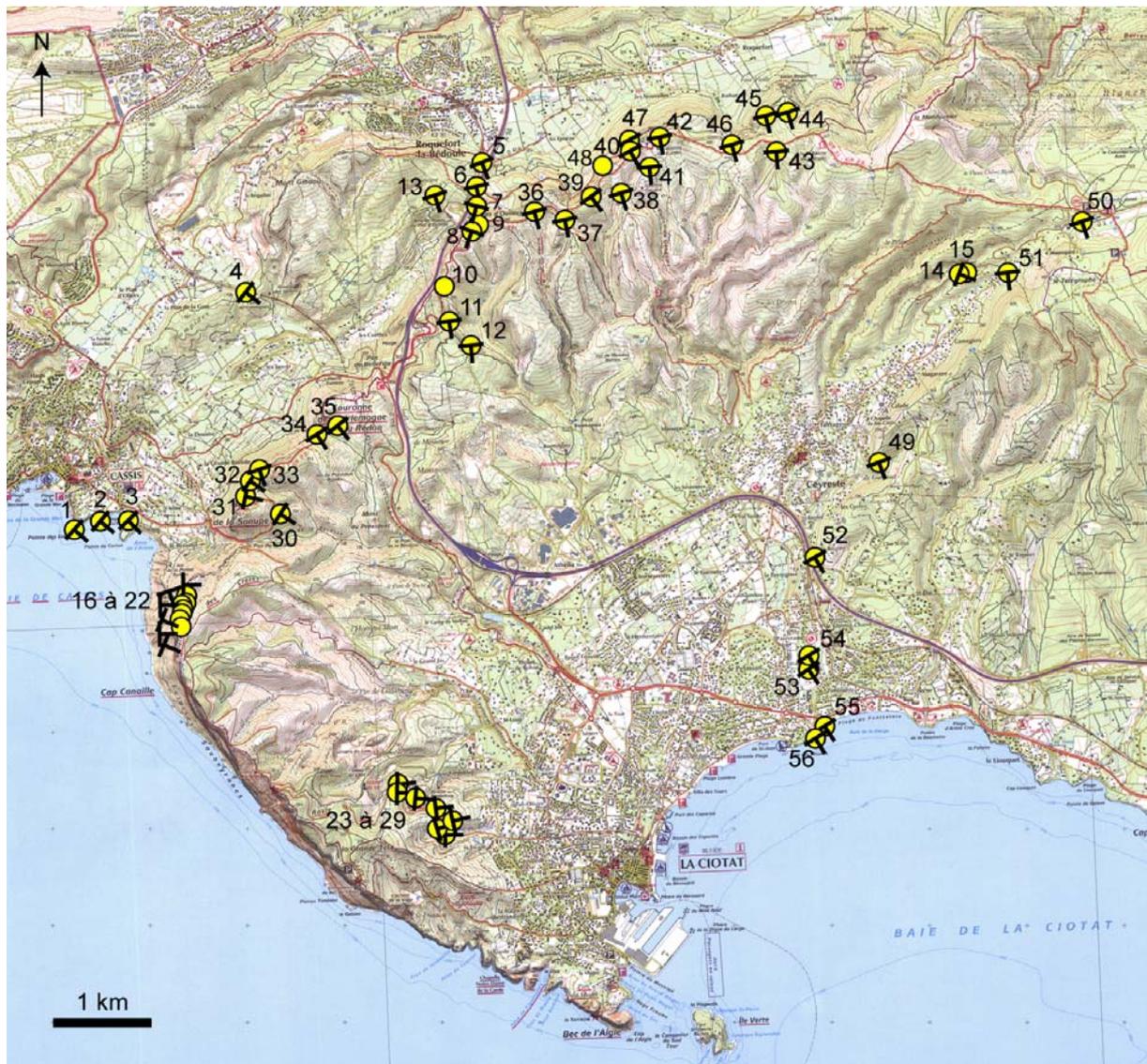
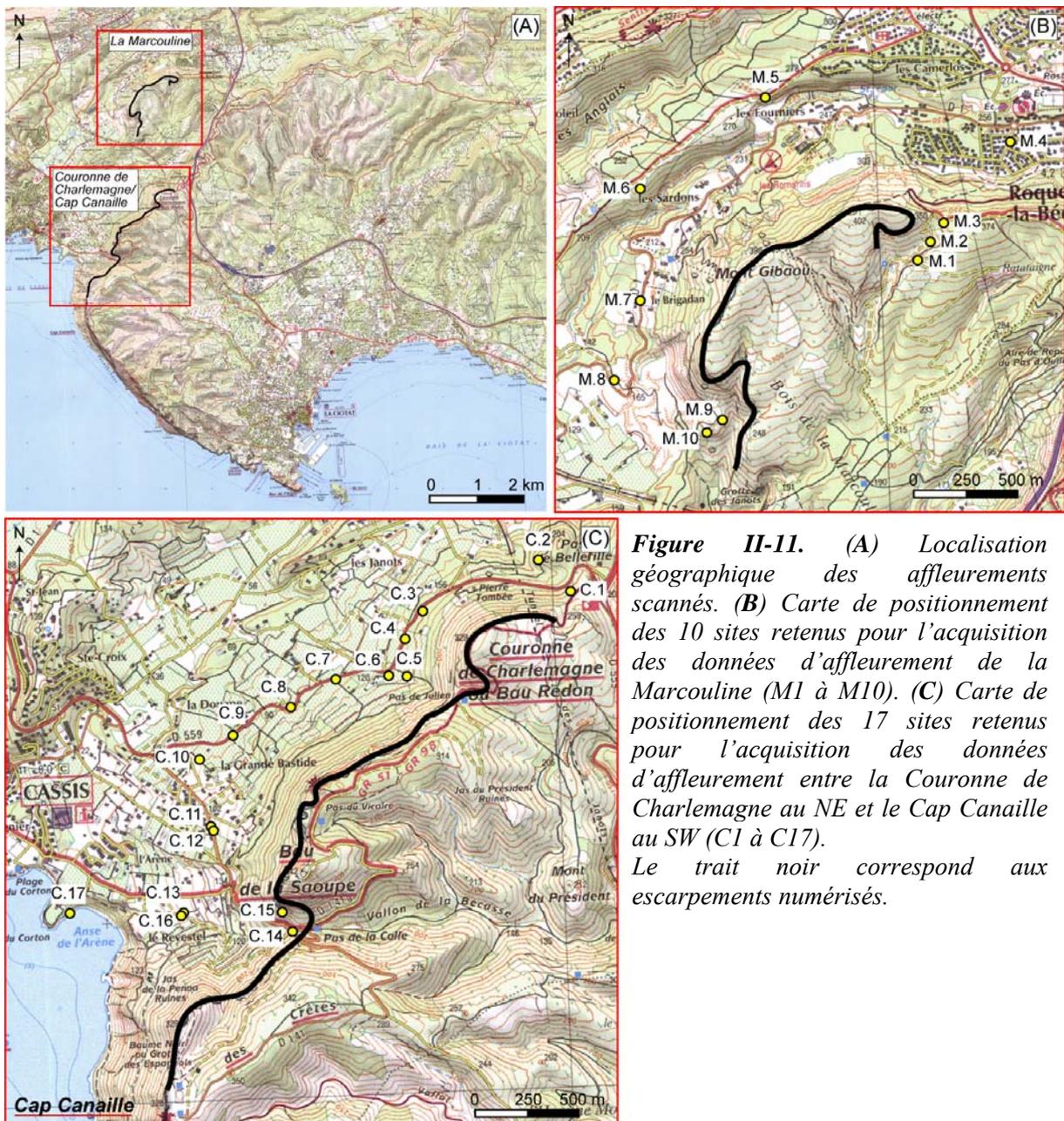


Figure II-10. Carte de localisation des sites de mesures d'azimuts et de pendages.

## II.2.4. Le scanner laser : modèle numérique d'affleurement

Deux campagnes d'acquisition laser ont été réalisées (Octobre 2004 et Février 2005) par la compagnie CESI qui a également réalisé le traitement des données. Le scanner laser a permis d'obtenir un modèle numérique 3D d'affleurement de la Marcouline et un modèle des affleurements visibles entre la Couronne de Charlemagne et le Cap Canaille (**figure II-11A**). Le tout représente une couverture d'affleurement sur une distance d'environ 12 km. Lors de ces missions, mon travail a consisté à sélectionner les sites de visé (**figures II-11B et II-11C**) et à participer à l'acquisition.



**Figure II-11.** (A) Localisation géographique des affleurements scannés. (B) Carte de positionnement des 10 sites retenus pour l'acquisition des données d'affleurement de la Marcouline (M1 à M10). (C) Carte de positionnement des 17 sites retenus pour l'acquisition des données d'affleurement entre la Couronne de Charlemagne au NE et le Cap Canaille au SW (C1 à C17). Le trait noir correspond aux escarpements numérisés.

Ces modèles numériques d'affleurements ont l'avantage de rendre possible l'analyse de structures géologiques en 3D avec une précision centimétrique et une cohérence spatiale maximale sur de grandes surfaces affleurantes.

Le principe sur lequel est basé la saisie du scanner laser est la réflexion de la lumière. Le LIDAR se compose d'un système laser chargé d'émettre une onde lumineuse et d'un appareil qui récolte l'onde de retour (appelé télescope) qui est entrée en contact avec l'affleurement (**figure II-12A**). À partir de cette composante d'onde de réflexion, il est possible de déduire des informations sur l'affleurement à partir du paramètre d'intensité (couleur, teneur en eau, voir types de roches dans certain cas) et sa distance par rapport au système de mesure (topographie, limites de corps sédimentaires, fracturation, failles ou estimation de l'impédance acoustique suivant l'angle de la pente topographique ; Bracco Gartner & Schlager, 1997a, 1997b ; Bellian *et al.*, 2005). Dans ce travail, seul le deuxième paramètre a été jugé intéressant car le paramètre d'intensité est fortement influencé par les conditions climatiques.

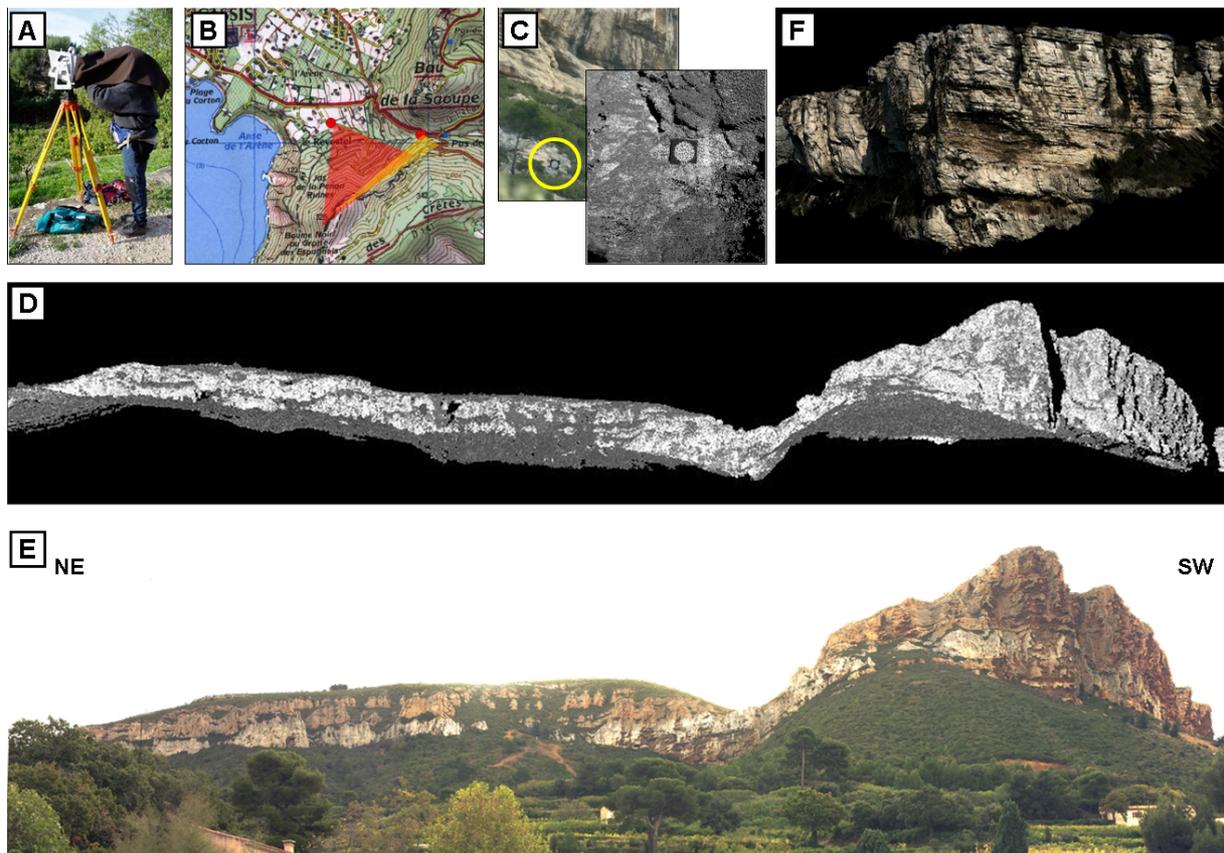
Le LIDAR balaye ainsi la zone à numériser en faisant des allers et retours entre l'affleurement et l'appareil. Les distances alors calculées permettent d'obtenir un nuage de points, ayant chacun un XYZ, reproduisant fidèlement la surface topographique analysée. L'utilisation d'un matériel terrestre implique de choisir plusieurs sites de visée afin de numériser l'affleurement dans son ensemble (**figures II-11 et II-12B**).

Dans ce cas, lors de chaque saisie, les coordonnées du nuage de points obtenu sont associées à un repère propre que le scanner crée. Ainsi, deux acquisitions laser consécutives effectuées d'un même site ont des origines différentes. Pour les fusionner, il faut définir dans la zone de chevauchement plusieurs points de contrôle. De plus, afin d'assembler toutes les saisies et de disposer de données exploitables, il s'est avéré nécessaire de géoréférencer les coordonnées de chaque visée dans un même système de projection. Pour cela, sont disposées sur l'affleurement des cibles (2 par site). Celles-ci sont numérisées lors de l'acquisition et possèdent une morphologie particulière permettant de les localiser aisément dans le nuage de points (**figure II-12C**). A l'aide d'un GPS et d'un théodolite, les coordonnées du centre des cibles sont calculées et permettent de référencer l'ensemble des points (**figure II-12D**). Le principe est le suivant :

1. la station de visée est référencée à l'aide d'un GPS différentiel ;

2. la distance entre la station et chacune des deux cibles est calculée à l’aide d’un théodolite positionné à l’emplacement de visée ;
3. leurs nouvelles coordonnées, leurs sont attribuées dans la base de données ;
4. la distance entre chaque point dans la base de données étant connue tous les points peuvent être convertis dans le même système de projection.

A chaque saisie laser est associée une photographie numérique de la zone (**figure II-12E**). En effet, le laser permet uniquement de créer un profil topographique et d’intensité. Afin d’obtenir une représentation numérique 3D réelle, une photographie est prise et drapée sur les données laser transformées préliminairement en surface triangulée comme dans le cas du MNT (**figure II-12F**). La photographie doit être prise au même emplacement et dans la même orientation de saisie que celle du scanner afin de limiter les distorsions.



**Figure II-12.** Technique d’acquisition laser. Exemple réalisé sur les affleurements compris entre le Pas de la Colle au Nord-Est et le Cap Canaille au Sud-Ouest (distance d’environ 1 km). (A) LIDAR. (B) Sites choisis lors de l’acquisition des données. (C) Cibles permettant de géoréférencer le nuage de points. (D) Regroupement des acquisitions laser en un seul (distance moyenne de saisie : 400 m, nombre de points : 5500000, espacement moyen entre les points : 10 cm). (E) Panorama 2D. (F) Modèle numérique d’affleurement.

Les affleurements numérisés (**figure II-11**) sont localisés dans la zone de transition entre la plate-forme et le bassin afin d'imager en 3D l'organisation spatiale des corps sédimentaires au niveau de cette zone clef. Toutes les photographies numériques et les saisies laser acquises sont reportées en **annexe 3**.

Les caractéristiques de l'appareil utilisé sont :

- un rayon d'action maximum de 1000 mètres. Au-delà la réflectivité est trop faible ;
- un champ de vision de  $40^\circ \times 40^\circ$  ;
- un taux d'échantillonnage d'environ 2000 points par seconde ;
- une précision centimétrique ;
- un espacement minimum entre les points de 2,6 mm à 100 mètres.

Il est également possible d'utiliser cette technique à l'aide d'un hélicoptère. L'affleurement est ainsi numérisé de manière continue. Cette approche est aussi coûteuse, la précision est plus faible (5 cm en moyenne), l'espacement entre les points est plus grand (1 point/dm en moyenne) mais réalisée en seulement quelques heures (Richet *et al.*, 2007). En revanche, le drapage des photographies est très complexe. Cette méthode va être employée prochainement pour scanner les falaises Soubeyranes.

### II.2.5. Sismique réflexion haute résolution

La zone d'étude a été couverte par 2 lignes sismiques (ligne 2 et 3) représentant une longueur cumulée d'environ 10 km (**figure II-13**), dont j'ai été en charge du positionnement et du suivi de l'acquisition. La ligne 2 a été subdivisée en cinq profils sismiques en raison des conditions de terrain rendant l'accès difficile (pente raide, escarpement ou végétation importante) et l'intersection avec l'autoroute (**figure II-13**) :

- ligne 2a, orienté N-S puis  $N25^\circ$  ; elle mesure environ 1,1 km.
- ligne 2b, orienté N-S puis  $N40^\circ$  ; elle mesure environ 1,7 km. Le forage La Ciotat 1 est localisé sur cette ligne.
- ligne 2c, orienté N-S ; elle mesure environ 1 km.
- ligne 2cN, orienté E-O ; elle mesure approximativement 700 m.
- ligne 2d, orienté N-S, elle mesure environ 4 km.

Le transect couplant la ligne 2a, 2b, 2c et 2d (**figure II-13**) est orienté suivant la direction plate-forme/bassin pour illustrer idéalement les géométries et les changements de faciès entre le domaine proximal et distal.

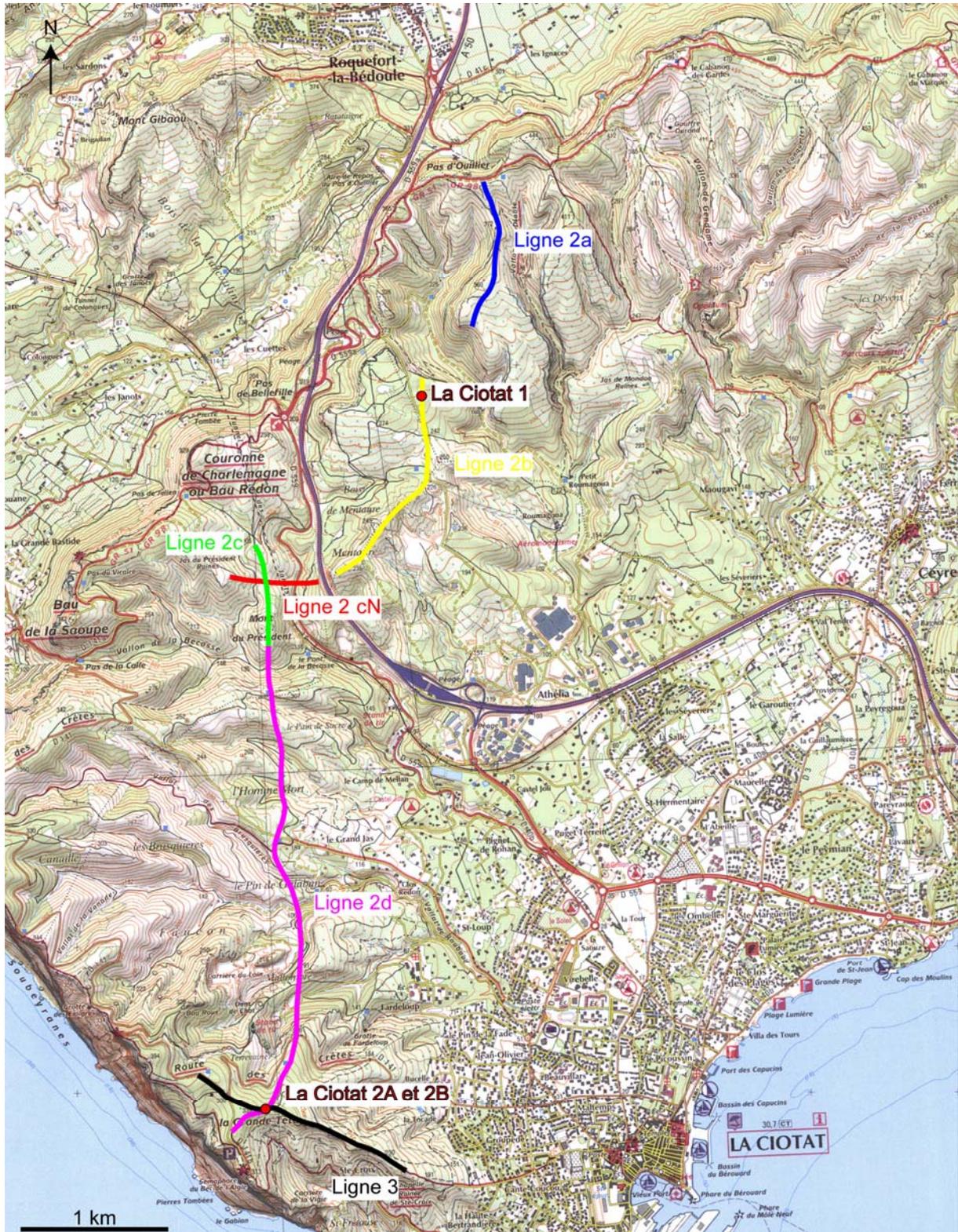
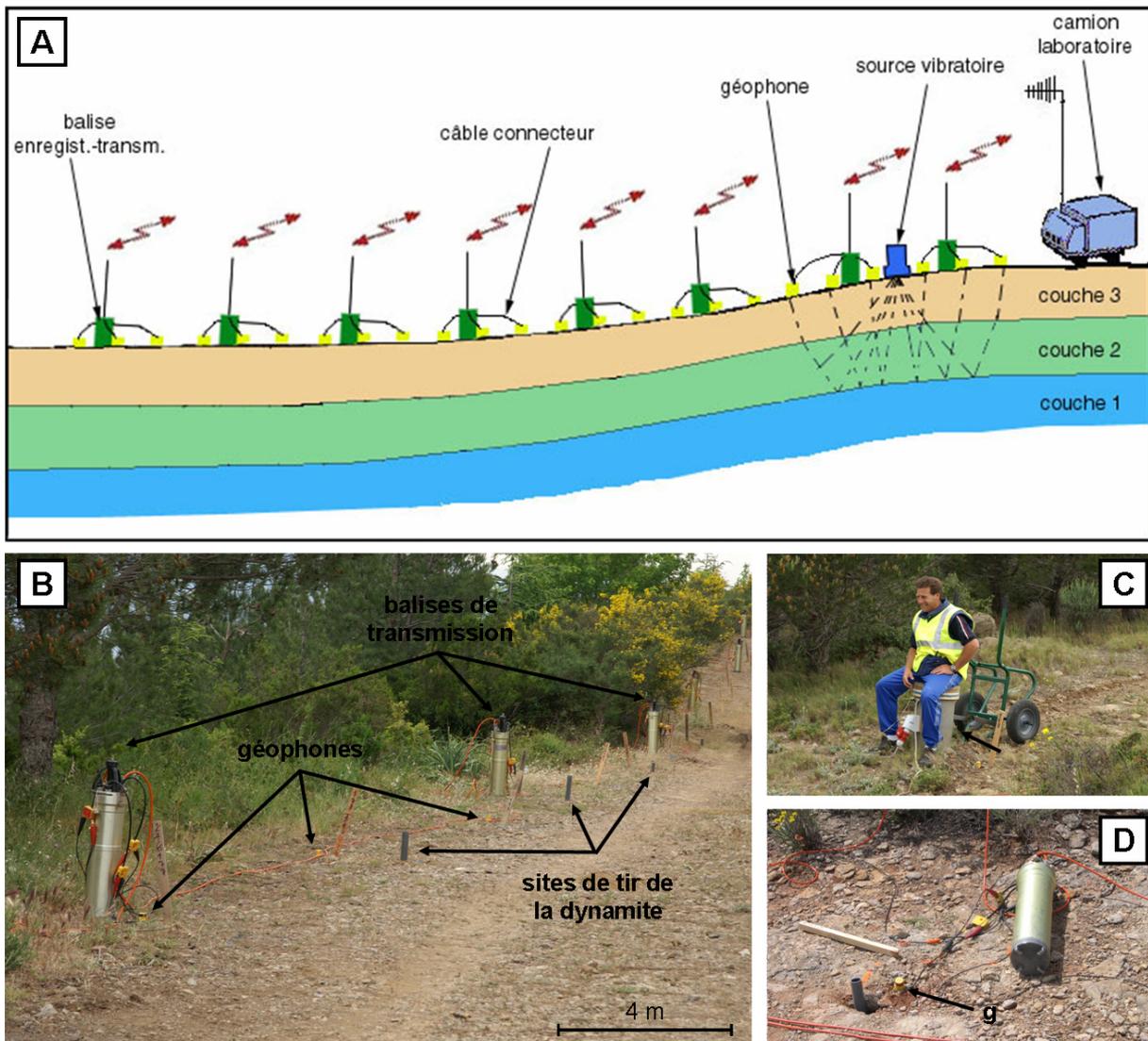


Figure II-13. Carte de localisation des lignes sismiques et des forages.

La ligne 3 d'environ 1,7 km de long est orientée N120°. Elle est plus ou moins parallèle à l'orientation des falaises Soubeyranes (équivalent de la **figure I-8**). Elle recoupe la ligne 2d où ont été implantés les forages La Ciotat 2A et 2B. Elle est orientée pour imagier le contact entre les dépôts de bassin et l'édifice deltaïque.

La campagne d'acquisition a été menée par la société EOSYS d'Avril à Juin 2005 et a permis d'obtenir des données sismiques réflexions très haute résolution (THR). Le dispositif d'acquisition est représenté sur les **figures II-14A** et **II-14B**. Les profils sismiques ont été acquis en utilisant une source vibro-acoustique (**figure II-14C**) et de la dynamite. La dynamite a été uniquement employée pour la ligne 3 et une partie de la ligne 2d (sur 1,4 km ;



**Figure II-14.** (A) Représentation schématique de la méthode d'acquisition (document d'EOSYS). (B) Dispositif d'acquisition mis en place sur le terrain. (C) Source vibro-acoustique. (D) Capteur (g : géophone) et balise de transmission.

partie la plus au Sud). Les distances inter-traces sont de 4 mètres et l'acquisition a été réalisée avec un tir tous les 8 mètres (**figure II-14B**). Les fréquences sont comprises entre 20 Hz et 150 Hz pour la source vibro-acoustique et 15 Hz à 180 Hz pour la dynamite, ce qui correspond, pour une vitesse voisine de 3000 m/s, à une résolution verticale comprise entre 5 et 37 mètres.

Les données générées par les points d'émission sont captées par les géophones (**figure II-14D**) et enregistrées dans le camion laboratoire (**figure II-14A**). Les images sismiques obtenues à partir des premières phases de traitement permettent d'avoir un aperçu de la géologie de subsurface sur une profondeur d'environ 600 mètres pour des fréquences comprises entre 20 Hz et 60 Hz (**figure II-15**).

Les séquences de traitement des données d'acquisition au canon vibro-acoustiques et à la dynamite comprennent :

- un traitement sur les collections de points de tir : (1) des corrections statiques pour éliminer le signal lié à la zone altérée de surface et aux effets topographiques ; (2) des déconvolutions pour éliminer les effets de la source ; (3) un traitement additionnel pour éliminer les ondes de réfractions ; (4) un contrôle du gain pour normaliser les amplitudes ;
- un traitement sur les collections de points milieu : (1) une analyse des vitesses ; (2) un *Normal Move Out* (NMO) pour verticaliser les hyperboles de réflexion ; (3) une sommation pour éliminer le bruit ; (4) des corrections statiques ; (5) une élimination des ondes linéaires réfractées en utilisant deux vitesses d'ondes : 1800 ms et 6000 ms ; (6) un filtrage des fréquences par une bande passante de 20-150 Hz ; (7) un contrôle du gain.

Remarque : La ligne 1 positionnée au Nord, perpendiculaire à la ligne 2 et parallèle à l'escarpement depuis le lieu dit le Cabanon des Gardes jusqu'au Bois de la Marcouline n'as pas été retenue lors de l'acquisition sismique pour des raisons budgétaires (**figure II-13**).

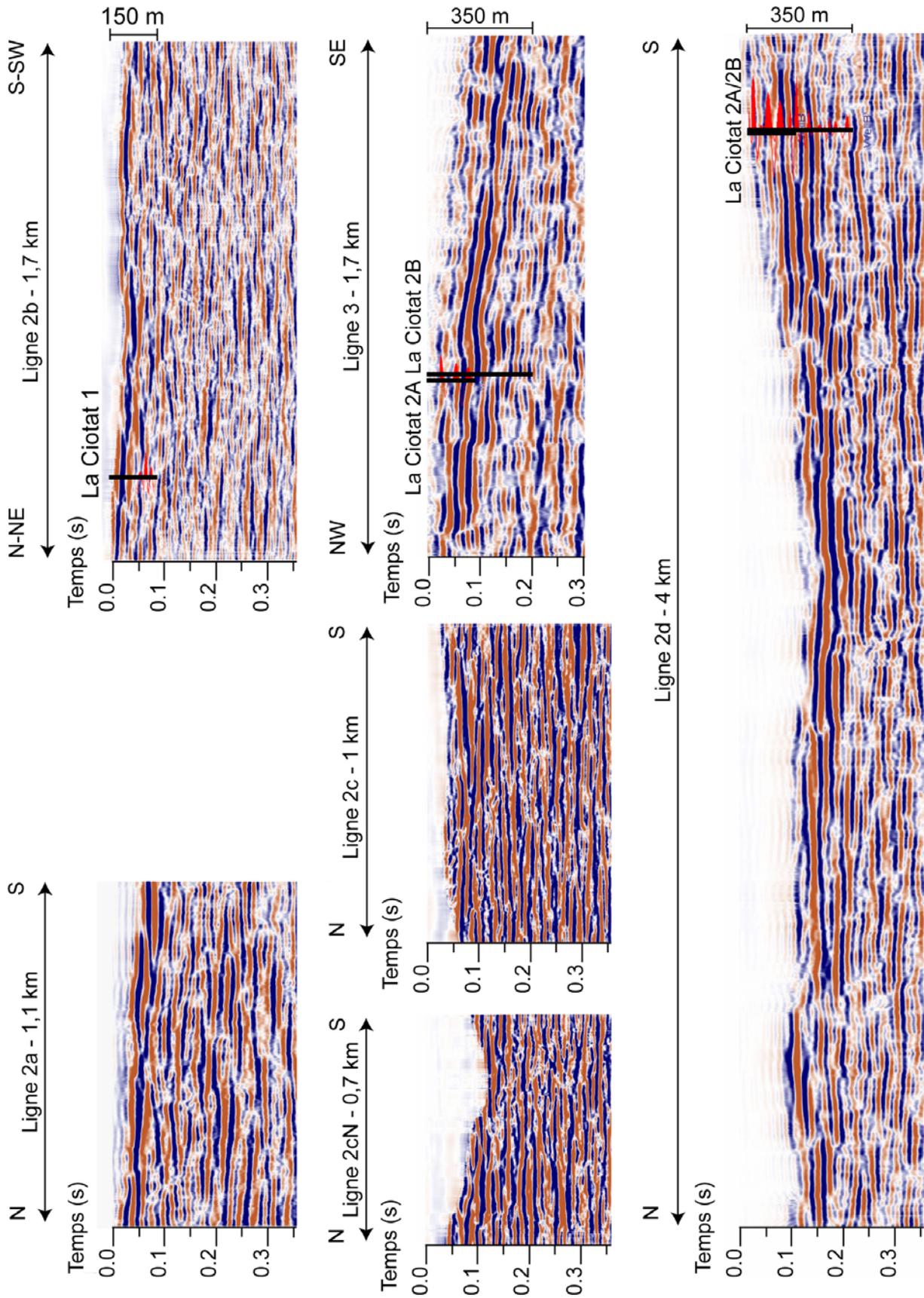


Figure II-15. Profils 2D des lignes sismiques 2a, 2b, 2cN, 2c, 2d et 3.

## **II.3. Création d'une base de données numériques 3D**

Parmi l'ensemble de données géologiques hétérogènes énumérées précédemment, certaines données peuvent être importées directement dans une base de données numérique 3D du logiciel *gOcad*. Cependant, d'autres données nécessitent des étapes supplémentaires et peuvent être intégrées par différents procédés. Les outils et les concepts mis en place dans ce protocole d'intégration des données sont présentés dans les paragraphes suivants.

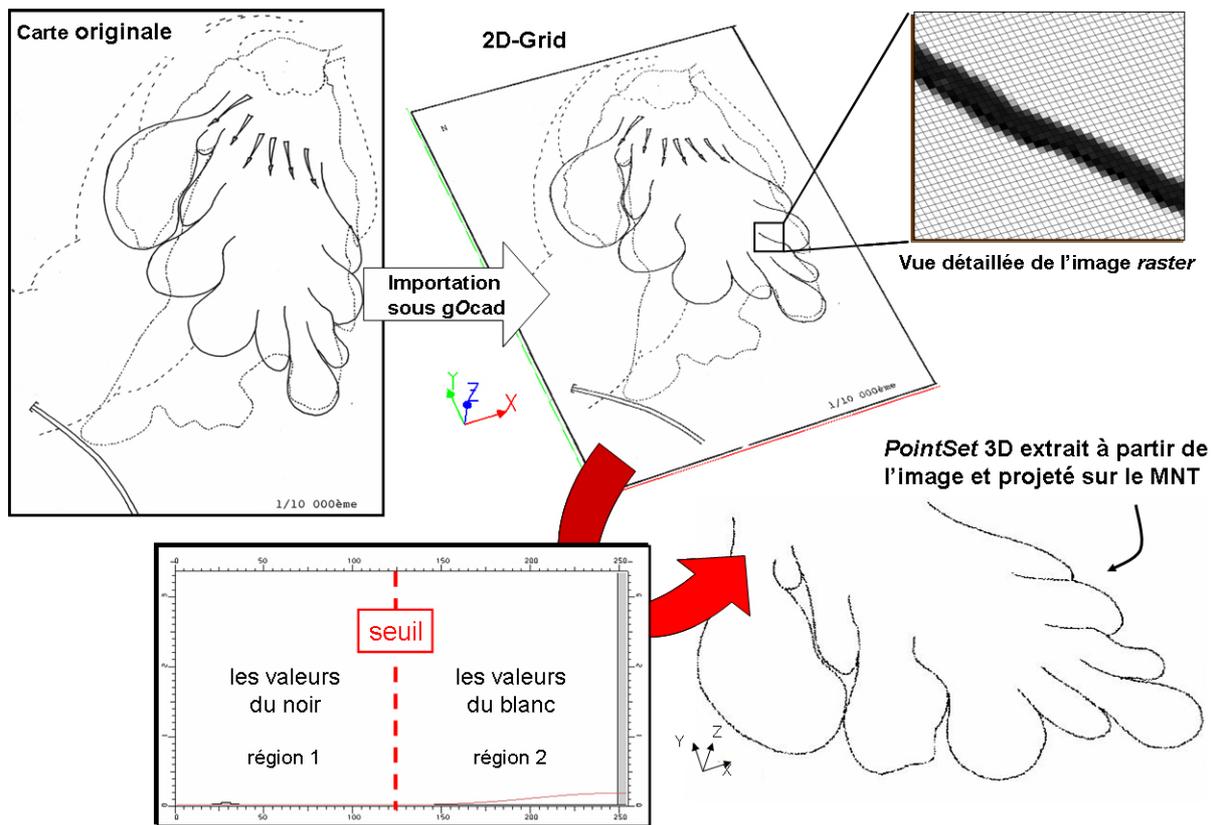
### **II.3.1. Les cartes et les contours géologiques**

(1) Des études récentes ont montré qu'il était possible de digitaliser directement les contacts stratigraphiques et de failles à partir de cartes géologiques numérisées, d'orthophotographies numériques ou d'images satellite (Banerjee & Mitra, 2004, 2005 ; Fernandez *et al.*, 2004 ; Dhont *et al.*, 2005 ; Thurmond *et al.*, 2006). Ainsi, les interprétations géologiques peuvent être effectuées, dans un premier temps, dans un environnement géoréférencé en 2D (exemple : carte IGN). Dans un deuxième temps, les données sont importées dans la base de données numérique 3D créée dans *gOcad* par l'intermédiaire de filtres disponibles.

(2) Dans le cas particulier des cartes géologiques, les tracés de corps ou de contacts de couches sont déjà définis. Pour éviter la renumérisation d'une telle information, une approche semi-automatique est proposée pour obtenir les lignes de découpe de ces objets géologiques en données numérique 3D (Viseur *et al.*, 2006 ; **figure II-16**).

La carte géologique digitalisée est d'abord importée dans la base de données numérique 3D comme une grille 2D (*Voxel* 2D) (**figure II-16**). L'image est transformée en une grille dont chaque pixel de l'image correspond à une cellule de cette dernière. La grille doit être, dans un second temps, référencée dans la base de données en repositionnant ses 4 coins. Dans la grille, les couleurs symbolisant les contacts de couches sont définies par un intervalle de valeur allant de 0 à 255 (**figure II-16**). Une gamme de seuil est définie autour de la valeur de couleur qui correspond à la ligne de contact afin de l'extraire. En conséquence, en vérifiant si la valeur de couleur d'une cellule appartient à la gamme de seuil indiquée ou pas, les cellules correspondantes à la zone de contact peuvent être extraites et stockées dans un

ensemble de points. Il définit la limite de couche dans le plan horizontal de la grille (XY, 2D). Cependant, les contacts géologiques sont des lignes en trois dimensions. Ils correspondent à l'intersection entre les objets géologiques et la surface topographique (3D) créée à partir du MNT. L'ensemble de points obtenu est alors projeté verticalement sur la surface topographique afin de définir leurs altitudes (Z) (**figure II-16**).



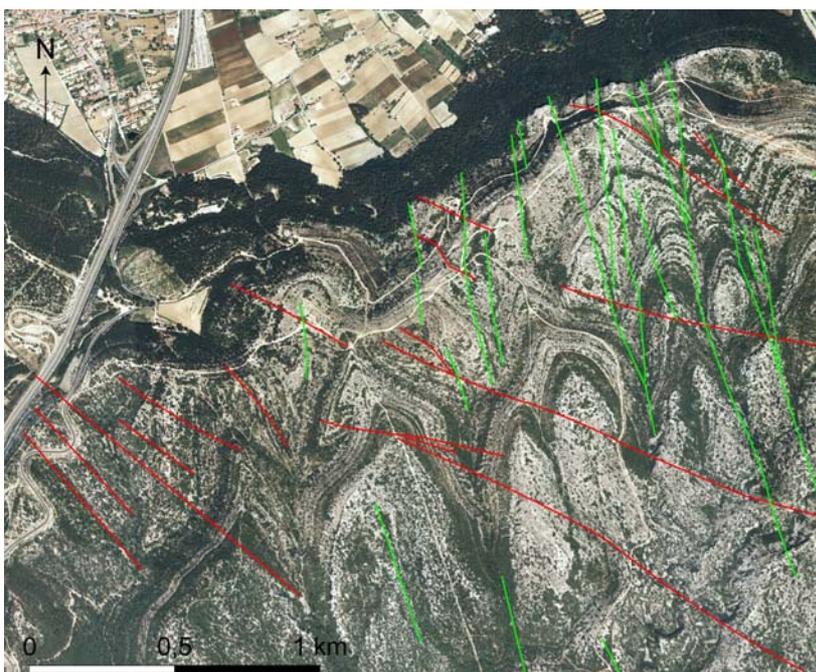
**Figure II-16.** Approche semi-automatique d'extraction de contour 3D à partir de carte 2D (d'après Viseur et al., 2006). Exemple réalisé sur la carte d'extension de l'unité sédimentaire C1 de Bouchard (1986).

Cette méthode proposée est particulièrement intéressante quand les cartes géologiques sont dessinées en noir (correspondant à 0) et blanc (correspondant à 255). Il faut noter que plus large est la gamme du seuil, plus la zone définie par le nuage de points est grande : bruit de fond. L'ensemble de point ainsi obtenu peut servir à construire une courbe. En premier lieu, l'enveloppe convexe du nuage de points est créée. En second lieu, la courbe est ajustée par étapes aux points afin de reproduire le plus fidèlement la zone de contact. Plusieurs opérations d'édition sont parfois exigées lorsque la zone de contact est complexe comme c'est le cas par exemple pour l'extension des unités sédimentaires du complexe carbonaté de la Marcouline (**figure II-16**).

(3) Les contacts géologiques peuvent être également directement interprétés dans la base de données numérique 3D en superposant des photographies aériennes sur la surface topographique. La position d'un contact distinct entre deux couches, digitalisée manuellement, est représentée par une courbe sur le MNT.

Cette approche a été employée dans le cas de l'unité II (U.II) afin de cartographier les surfaces et objets sédimentaires remarquables dans le paysage. En effet, cette unité stratigraphique primaire présente une alternance de dépôts plus ou moins argileux suivit de dépôts carbonatés plus massifs : barre carbonatée (Barre de Roquefort, des Cuettes, Intermédiaire et d'Ourié *sensu* Philip, 1970 et Jolet, 1996) qui ressortent dans le paysage par rapport aux vires argileuses souvent recouvertes par la végétation (**figure II-5**).

Banerjee & Mitra (2004) ont démontré aussi l'utilité du drapage d'orthophotographies sur le MNT pour faire apparaître des contacts mais aussi des failles au sein de formations en cohérence avec les dispositifs topographiques. Dans le cas présent, deux directions de linéament ont put être interprétées :  $N120^\circ$  et  $N160^\circ/N170^\circ$  (**figure II-17**). Elles représentent des ruptures sans déplacement et ne sont pas significatives en termes de déformation tectonique ayant affecté les séries sédimentaires de la MCBSP. Cependant, les fractures influencent fortement la topographie actuelle des affleurements. Les vallons sont orientés préférentiellement suivant ces deux directions de linéament. Elles pourraient être responsables de réflecteurs sismiques obliques à pendages vers le Nord observés sur la ligne 2 (**figure II-15**). Ces deux directions de fractures majeures avaient déjà été décrites au niveau du plateau du Bois de la Marcouline par Bouchard (1986).

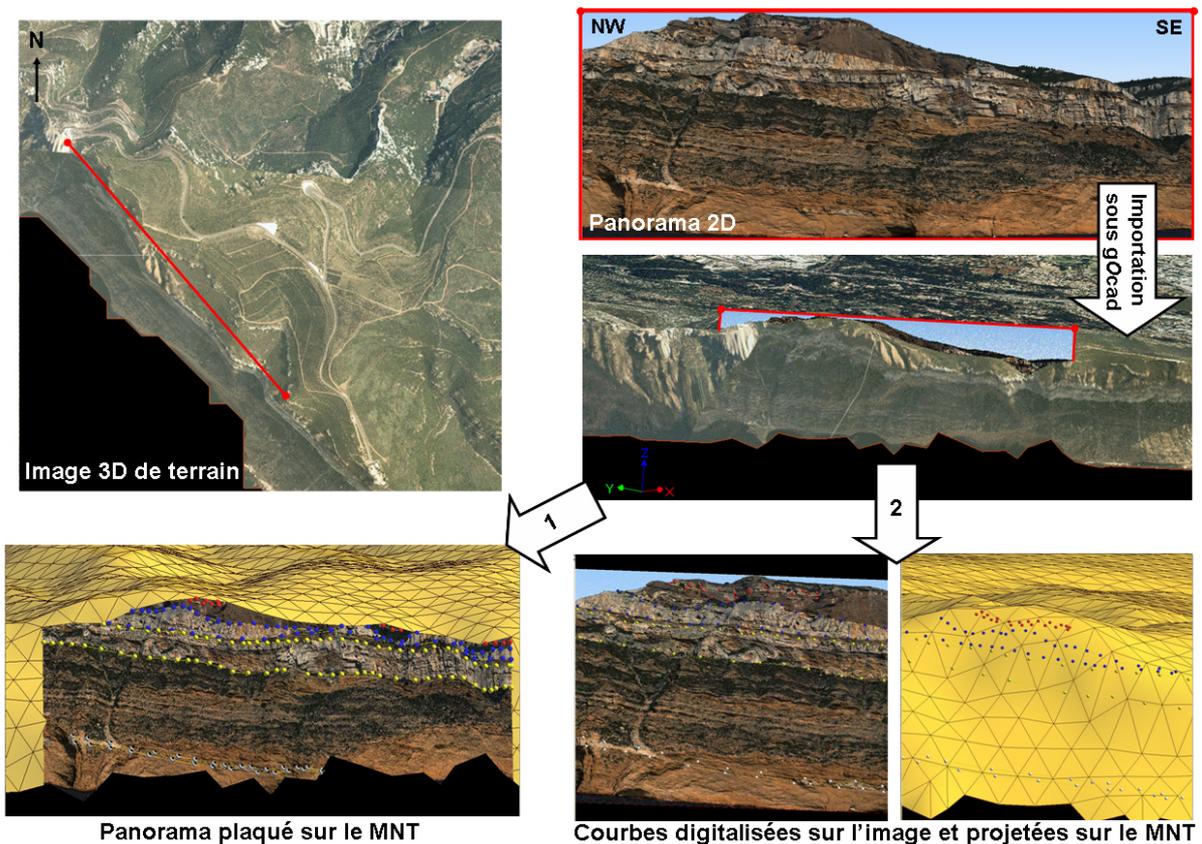


**Figure II-17.** Drapage de la photographie aérienne sur le MNT et interprétation des fractures.

Les traits de couleur rouge correspondent à une famille de fractures orientées  $N120^\circ$ . Les traits de couleur verte correspondent à une famille de fractures orientées  $N160^\circ / N170^\circ$ .

Cette approche a été également utilisée pour des photographies numériques d’affleurements escarpés dont l’analyse à partir de photographies aériennes est impossible. En effet, l’ensemble des terrains apparents en pente très inclinée sont généralement représentés de manière imprécise sur les cartes géologiques. Dans le cas présent, des panoramas 2D ont été utilisés pour pointer de manière précise la position réelle des limites entre les unités stratigraphiques secondaires (**figure II-18**). Les 4 angles de l’image sont référencés à l’aide d’un GPS sur le terrain. L’image est introduite en tant que grille 2D dans gOcad. Deux procédures sont possibles :

1. plaquer la photographie sur le MNT puis digitaliser la position des contours (**figure II-18 : cas 1**).
2. digitaliser la position des contours sur le *Voxel* puis projeter orthogonalement sur le nuage de points du MNT (**figure II-18 : cas 2**).



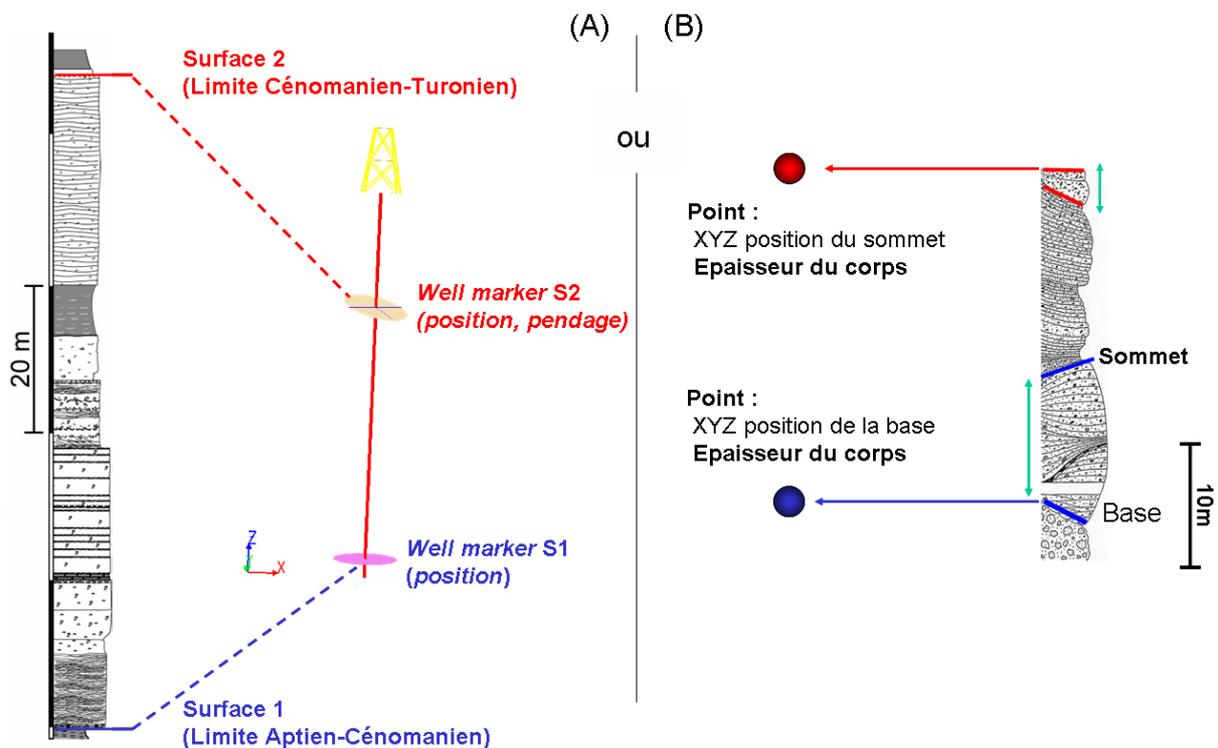
**Figure II-18.** Méthodes d’extraction et d’intégration de contours 3D à partir de panorama photographiques d’affleurement 2D. Exemple réalisé sur un panorama des falaises Soubeyranes compris entre le Belvédère au Nord-Ouest et le Sémaphore au Sud-Est.

### II.3.2. Les logs stratigraphiques

Les logs stratigraphiques peuvent être importés dans la base de données 3D gOcad sous plusieurs formes/objets :

1. des données de puits, dont les marqueurs de puits (*Well marker*) correspondent à des zones de contact entre les couches. Ils représentent la position des limites de toutes les unités caractérisées dans cette étude. Il est possible d’indiquer pour chaque marqueur l’angle et la direction du pendage des couches (**figure II-19A**) ;
2. des ensembles de points (*PointsSet*) dans lesquels l’épaisseur locale de la couche ou de l’unité est stockée en tant que propriété. Dans ce dernier cas, la propriété de l’ensemble de points permet de contraindre la position de l’horizon supérieur et *vice versa* (**figure II-19B**).

La première approche a été généralisée à l’ensemble des constructions stratigraphiques. La seconde a été employée pour la modélisation des variations géométriques de corps sédimentaires telle que la morphologie lenticulaire des lobes ou sigmoïdale des cliniformes (cf. Ch. III.2.2).



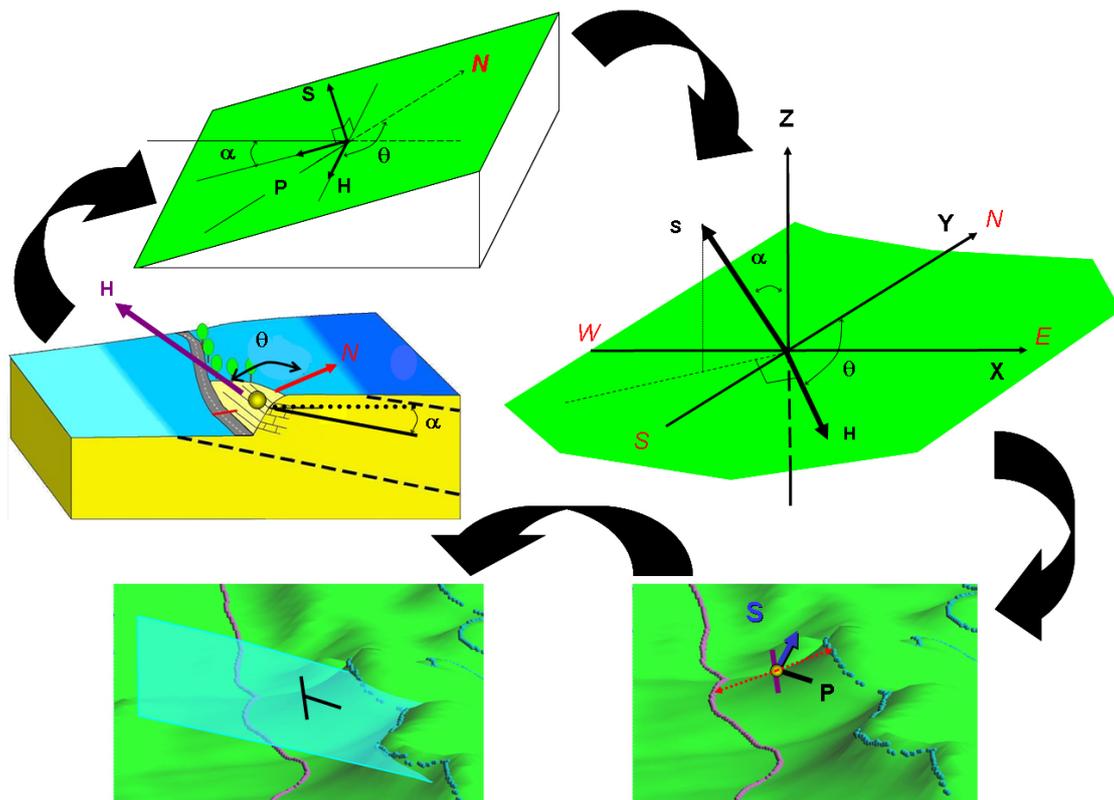
**Figure II-19.** Intégration des logs stratigraphiques en tant que puits (A) ou point (B) sous gOcad. Le log stratigraphique de droite est extrait de Bouchard (1986).

### II.3.3. Les paramètres structuraux

La direction de l'horizontale du plan par rapport au Nord géographique et le pendage sont communément mesurés sur le terrain pour caractériser localement l'orientation des couches géologiques. Ces paramètres structuraux peuvent être définis par trois vecteurs qui forment une base orthonormée (H, P, S) :

- H, un vecteur de direction qui est parallèle à l'horizontale du plan ;
- P, un vecteur de plongement orienté dans la direction de plus forte pente ;
- S, un vecteur au pôle (vecteur de pente) perpendiculaire aux deux autres vecteurs (figure II-20).

Afin d'utiliser une base direct, les vecteurs ont été orientés suivant la règle des « trois doigts de la main droite » ou *right-hand-rule* (figure II-20).



**Figure II-20.** Intégration des mesures d'azimuts et de pendages dans gOcad pour contrôler la morphologie des enveloppes sédimentaires. Les angles  $\alpha$  et  $\theta$  mesurés sont transformés en vecteur de pente S et en vecteur de plongement P (d'après Viseur et al., 2006 ; modifié)

Pour contraindre la morphologie des surfaces, sous gOcad, les paramètres structuraux ont été intégrés en tant que données vectorielles. Dans la base orthonormée  $\theta_i$  représente l'angle entre la direction d'une couche et la direction de référence (le Nord géographique) et  $\alpha_i$

correspond à l'angle de pendage à une position donnée  $p_i(x_i, y_i, z_i)$  (**figure II-20**). Le vecteur de plongement  $P_i$  et le vecteur de pente  $S_i$  au point  $p_i$  peuvent être calculés grâce à la formule trigonométrique suivante :

$$\begin{aligned} \vec{S}_i &= \begin{bmatrix} -\sin(\alpha_i) \sin(\theta_i) \\ \sin(\alpha_i) \cos(\theta_i) \\ \cos(\alpha_i) \end{bmatrix} & \vec{P}_i &= \begin{bmatrix} -\sin(\theta_i) \cos(\alpha_i) \\ \cos(\theta_i) \cos(\alpha_i) \\ -\sin(\alpha_i) \end{bmatrix} \end{aligned}$$

Il est possible d'intégrer directement dans la base de données numérique 3D gOcad, un point référencé en XYZ auquel est attribué comme propriété le vecteur de plongement et de pente. L'ensemble des données a été intégré à partir d'un dossier Excel contenant respectivement, pour un horizon donné, les coordonnées XYZ des points, les angles de direction et les angles de pendage (**annexe 1**). Lors de l'importation sous gOcad, les deux angles sont convertis en propriétés vectorielles de  $P_i$  et de  $S_i$  stockées sur un ensemble de points. C'est un paramètre important de la contrainte morphologique des couches géologiques à modéliser (**figure II-20**).

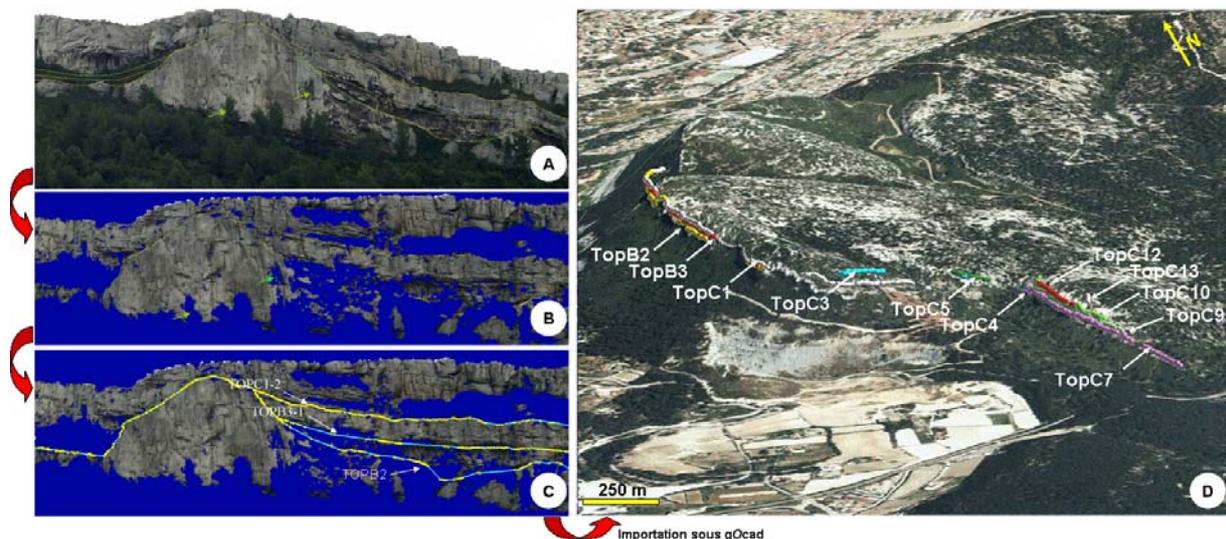
### II.3.4. Les données de scanner laser

Les modèles numériques d'affleurements (DOM) permettent aux géologues d'analyser et d'interpréter précisément l'agencement des dépôts sédimentaires dans un cadre tridimensionnel. La base et le sommet stratigraphique des corps sédimentaires ont pu être digitalisés en continu pour les affleurements virtuels, à l'aide d'un logiciel développé et mis à disposition par ENI. Ce logiciel permet :

1. d'assembler le profil topographique et la photographie numérique afin de visionner l'affleurement ;
2. de manipuler l'objet de manière rapide et précise dans un environnement en trois dimensions (changement d'angle, rotation, zoom, etc.) ;
3. de tracer manuellement des courbes sur la base de données. Les lignes précises, ainsi interprétées et référencées, ont été finalement importées comme des ensembles de points dans la base de données gOcad.

Afin de faciliter l'interprétation dans le logiciel d'ENI et l'intégration de ces interprétations dans gOcad, un protocole de travail simple comprenant 4 étapes a été mis en place (**figure II-21**) :

1. les limites de couches sont tracées sur les photographies numériques originales (2D) avant leur intégration dans le logiciel d'ENI afin de faire ressortir le contact entre les différents horizons à digitaliser (**figure II-21A**) ;
2. intégration et drapage des photographies « retouchées » sur le profil topographique dans le logiciel d'ENI (3D). La position des contours soulignés par des traits de couleur sur les photographies vont servir de repère pour digitaliser les contours dans un espace en trois dimensions (**figure II-21B**) ;
3. traçage manuel des horizons. Ils apparaissent à l'écran comme des courbes. Elles sont sauvegardées dans un fichier « BED.txt ». Ce fichier contient pour les différents horizons leurs noms et la position XYZ de chaque nœud des courbes (**figure II-21C**).
4. Importation du fichier « BED.txt » dans gOcad en tant qu'ensembles de points (**figure II-21D**).



**Figure II-21.** Intégration des données de scanner laser sous gOcad. Exemple réalisé sur les crêtes bordant le bois de la Marcouline à l'Est. Les différentes subdivisions (flèches de couleur blanche) correspondent aux unités sédimentaires décrites par Bouchard (1986) (Cf. Ch. I.2.2.3). Les flèches de couleur verte correspondent à des zones non scannées. (A) Photographie numérique retouchée ; (B) modèle numérique d'affleurement (DOM) ; (C) cartographie 3D des horizons ; (D) image 3D de terrain.

Ce protocole a été utilisé car il facilite la digitalisation des bancs. Pour certaine zone, le programme ne permet pas de visionner correctement les affleurements, empêchant ainsi l'identification et la digitalisation des horizons. Ainsi, le tracé sert de repère afin de ne pas

regrouper des bancs appartenant à une autre unité. Il est important de mentionner que les zones scannées présentant de la végétation ou des niveaux altérés (gris foncé sur les photographies) ne sont pas représentés dans la bande d'onde en raison de la faible intensité de la réflexion (absorption). Elles apparaissent visuellement par un trou dans le DOM (**figure II-21**). Les interprétations stratigraphiques de ces zones sont effectuées d'après les données de terrain et les photographies.

### II.3.5. Les concepts géologiques

Les interprétations géologiques permettent d'avoir une connaissance *a priori* du système à modéliser et des objets sédimentaires qui le composent. Si ces données sont disponibles, elles permettent d'améliorer et de valider le modèle construit. Il est donc intéressant de pouvoir intégrer une connaissance quantitative sur la géométrie des structures à modéliser telle que l'évolution morphologiques des dépôts ou l'axe et la forme d'un pli. Pour cela, deux approches ont été utilisées : l'intégration de contrainte d'épaisseur et l'intégration de logs stratigraphiques « dessinés ».

#### II.3.5.1. Contraintes d'épaisseurs

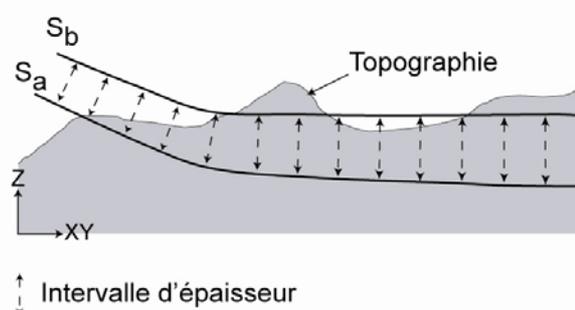
Ce paramètre critique permet de contraindre dans l'espace la dimension des unités à partir des observations de terrain. Par exemple, si une surface est amalgamée avec une autre ou si l'épaisseur minimale et maximale d'une couche est connue, il est possible d'imposer une contrainte d'épaisseur dans gOcad. Les valeurs extrêmes de chaque unité stratigraphique primaire et secondaire ont été déterminées pour chaque échelle de modèle (**figure II-22**). Pour les unités sédimentaires les valeurs sont reportées sur la **figure I-20**.

Les coupes 2D géologiques n'ont pas été introduites dans la base de données comme c'est le cas dans des études similaires (Wu *et al.*, 2005), afin de ne pas influencer de manière itérative et redondante un signal déjà introduit par les données de pendage et les contraintes d'épaisseur (logs).

Unités		Épaisseur (m)			
		minimum	maximum		
U.II	U.II.6	95	210	19	37
	U.II.5			12	45
	U.II.4			8	32
	U.II.3			20	76
	U.II.2 + U.II.1			10	40

Unités		Épaisseur (m)			
		minimum	maximum		
U.III	U.III.5	150	530	15	100
	U.III.4			10	70
	U.III.3			8	100
	U.III.2			30	190
	U.III.1			50	100

Unités		Épaisseur (m)			
		minimum	maximum		
U.I	U.I.6	55	205	0	115
	U.I.5			19	35
	U.I.4			6	22
	U.I.3			3	23
	U.I.2			12	70
	U.I.1			1	10

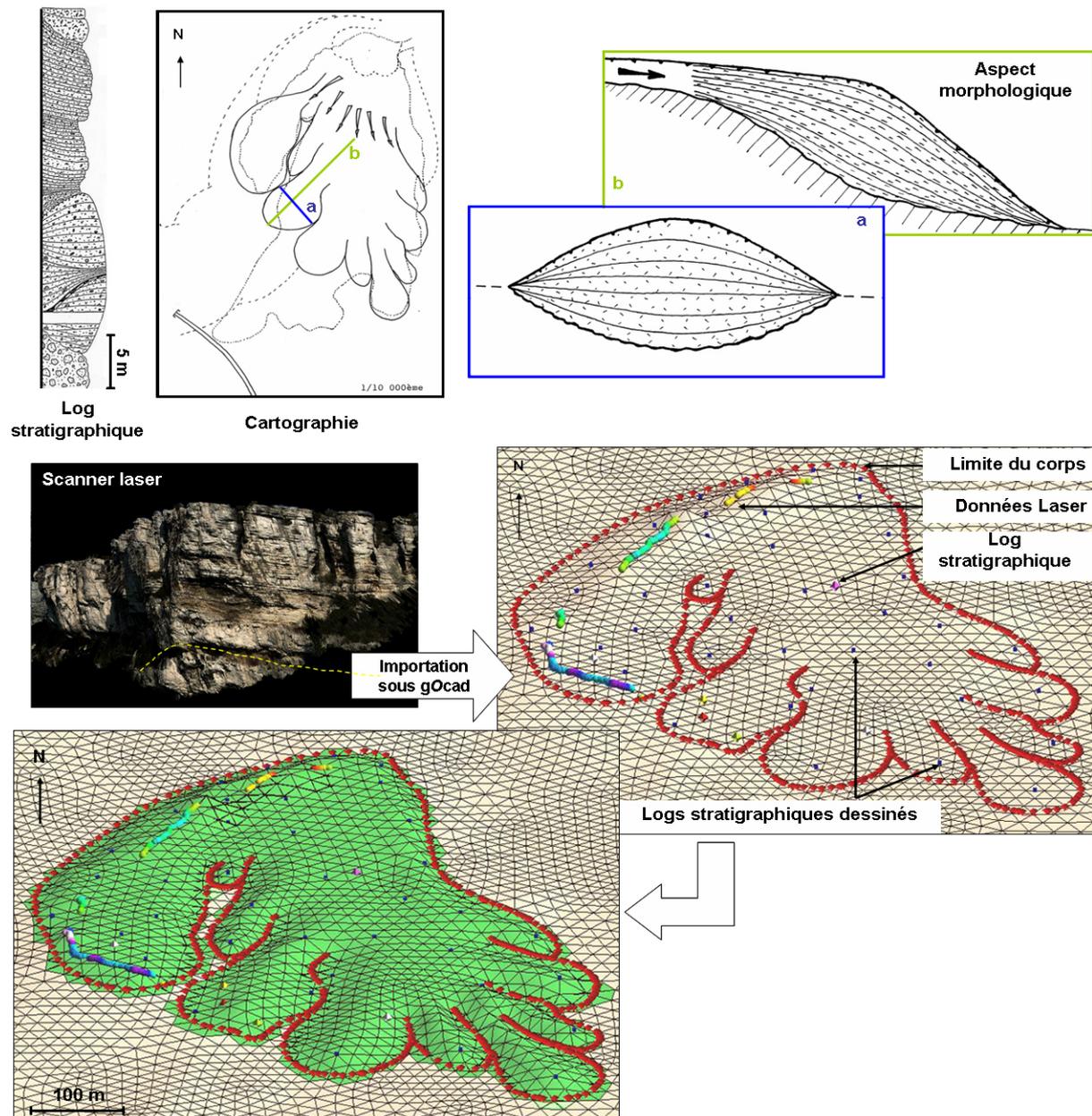


**Figure II-22.** Intervalles d'épaisseurs compilés à partir des logs stratigraphiques pour les différentes subdivisions établies pour la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal.

### II.3.5.2. Données graphiques de logs stratigraphiques

A l'échelle du modèle du complexe carbonaté de la Marcouline (cf. Ch. III.2.2), l'intégration de contrainte d'épaisseur n'était pas suffisante pour reproduire la morphologie d'objet présentant une géométrie complexe comme les lobes amalgamés. Ces corps lenticulaires forment des anomalies topographiques complexes et irrégulières qui forment des niveaux plus ou moins continus. D'après les observations de terrain et les travaux de Bouchard (1986), la hauteur des lobes varie entre 5 mètres et 25 mètres et décroît progressivement de la source d'apport vers les bords. En ce qui concerne leur diamètre, il est compris entre 25 mètres et 75 mètres. Pour reproduire leurs formes, les données acquises

(logs stratigraphiques, cartographie des extensions de corps, données de scanner laser) et les contraintes d'épaisseur ne suffisaient pour reproduire la morphologie générale. Pour palier ce problème, il a été ajouté à la base de données des logs stratigraphiques « dessinés » (**figure II-23**). Le terme de logs « dessinés » est employé car ces puits n'ont pas été levés sur le terrain mais découlent de l'analyse morphologique en trois dimensions de ces objets géologiques.



**Figure II-23.** Construction d'un lobe carbonaté en trois dimensions à partir des données et des analyses de terrain. Les données intégrées sont les logs stratigraphiques, les données de laser, l'extension présumée de l'unité sédimentaire et les logs stratigraphiques dessinés déduits de l'analyse morphologique en 3D. Le log stratigraphique, la carte d'extension de l'unité sédimentaire et les représentations de l'aspect morphologique des lobes sont extrait de Bouchard (1986).

### II.3.6. Les images sismiques

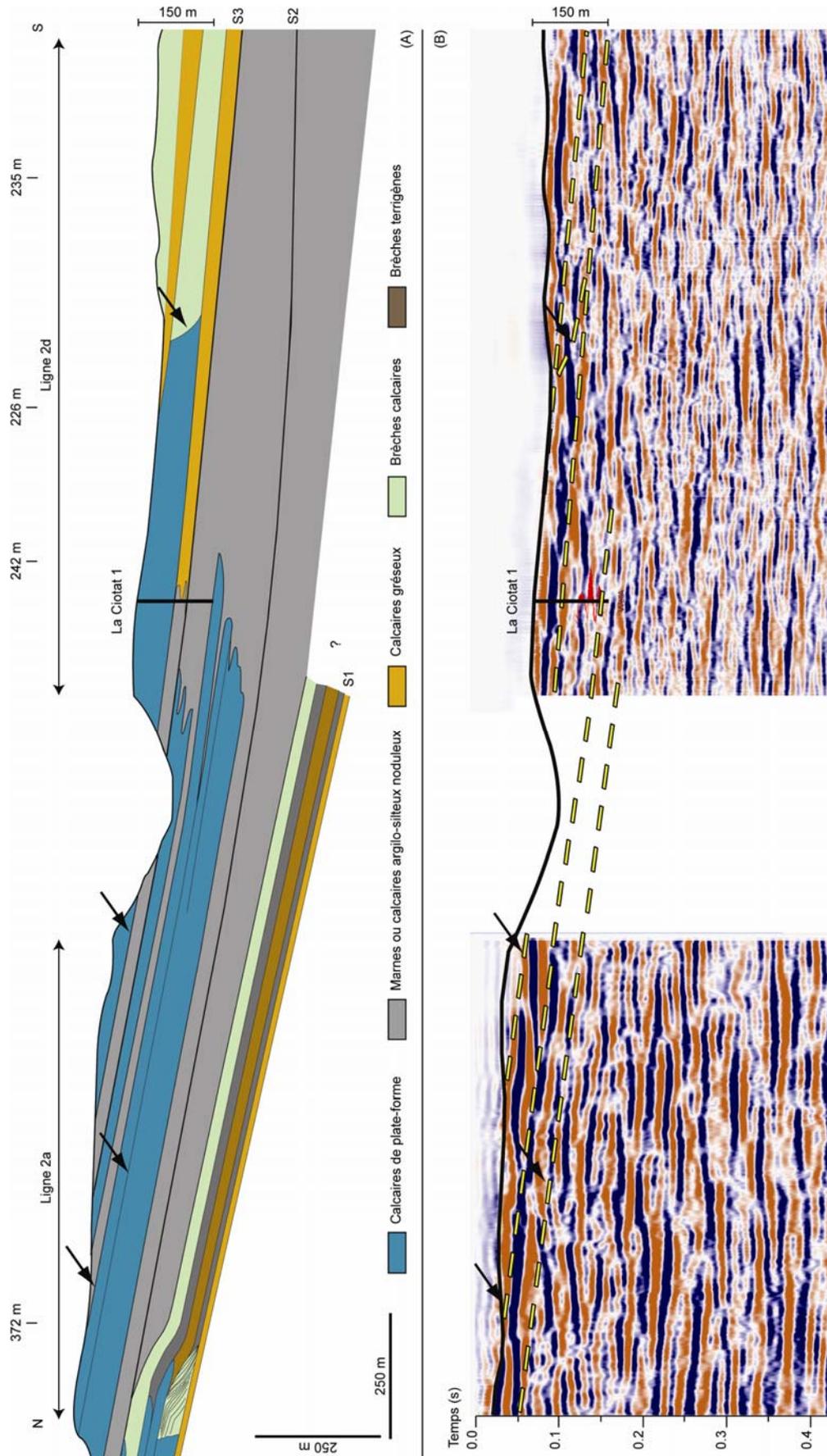
Les réflecteurs sismiques sont le résultat de contraste d'impédance acoustique (Sheriff, 1977) qui représentent généralement des limites lithologiques : surfaces de dépôt ou discordances d'érosion (Vail *et al.*, 1977). Ce constat implique que les réflecteurs ont une valeur chronostratigraphique et peuvent être assimilés à des surfaces temps qui reflètent l'organisation géométrique des dépôts. Cette approche constitue le principe fondateur de la méthode de stratigraphie sismique (Vail *et al.*, 1977).

Les premiers traitements ne sont pas de qualité suffisante pour être intégrés dans les modèles (**figures II-24, II-25 et II-26**).

Une des raisons qui peut être invoquée est que l'acquisition de lignes sismiques terrestre de faible profondeur occasionne des problèmes liés à une inhomogénéité acoustique (Henley, 2001). Cette perturbation du signal serait due au fait que les trajectoires des ondes sont déformées et affectées par du bruit lié à des karsts, de la fracturation, des zones altérées, un manque d'eau dans le sous-sol et la morphologie de la topographie. Une autre hypothèse est que les carbonates sont soumis à des processus diagenétiques qui peuvent modifier le réseau poreux et la minéralogie du sédiment, et par conséquent affecter les propriétés acoustiques (Anselmetti & Eberli, 1993, 1997 ; Eberli *et al.*, 2003).

Ces données seront traitées ultérieurement en intégrant un travail de calibration du signal sismique par les propriétés pétroacoustiques des puits qui est en cours. Les modèles de sismique d'affleurements sont souvent utilisés comme outil de calibration d'images sismiques pour les systèmes carbonatés (Biddle *et al.*, 1992 ; Stafleu & Schlager, 1993 ; Stafleu & Sonnenfeld, 1994 ; Schwab & Pince, 1996 ; Anselmetti *et al.*, 1997 ; Bracco Gartner & Schlager, 1999 ; Zeng and Kerans, 2003 ; Schwab *et al.*, 2005 ; Janson *et al.*, 2007). La modélisation de sismique d'affleurement nécessite plusieurs étapes :

1. l'analyse sédimentologique et pétrophysique des données d'affleurement afin de comprendre leur distribution spatiale. L'acquisition de ces informations est capitale ;
2. la réalisation de modèles d'impédance acoustique le long de l'implantation des lignes sismiques : la procédure consiste à premièrement créer des supports volumiques de type grille, dont les cellules sont alignées selon l'agencement stratigraphique des



**Figure II-24.** Représentation 2D du sous-sol où a été implantée la ligne sismique 2a et 2b (A) Coupe géologique où est reportée la position des surfaces majeures. (B) Profil de la ligne sismique 2a et 2b.

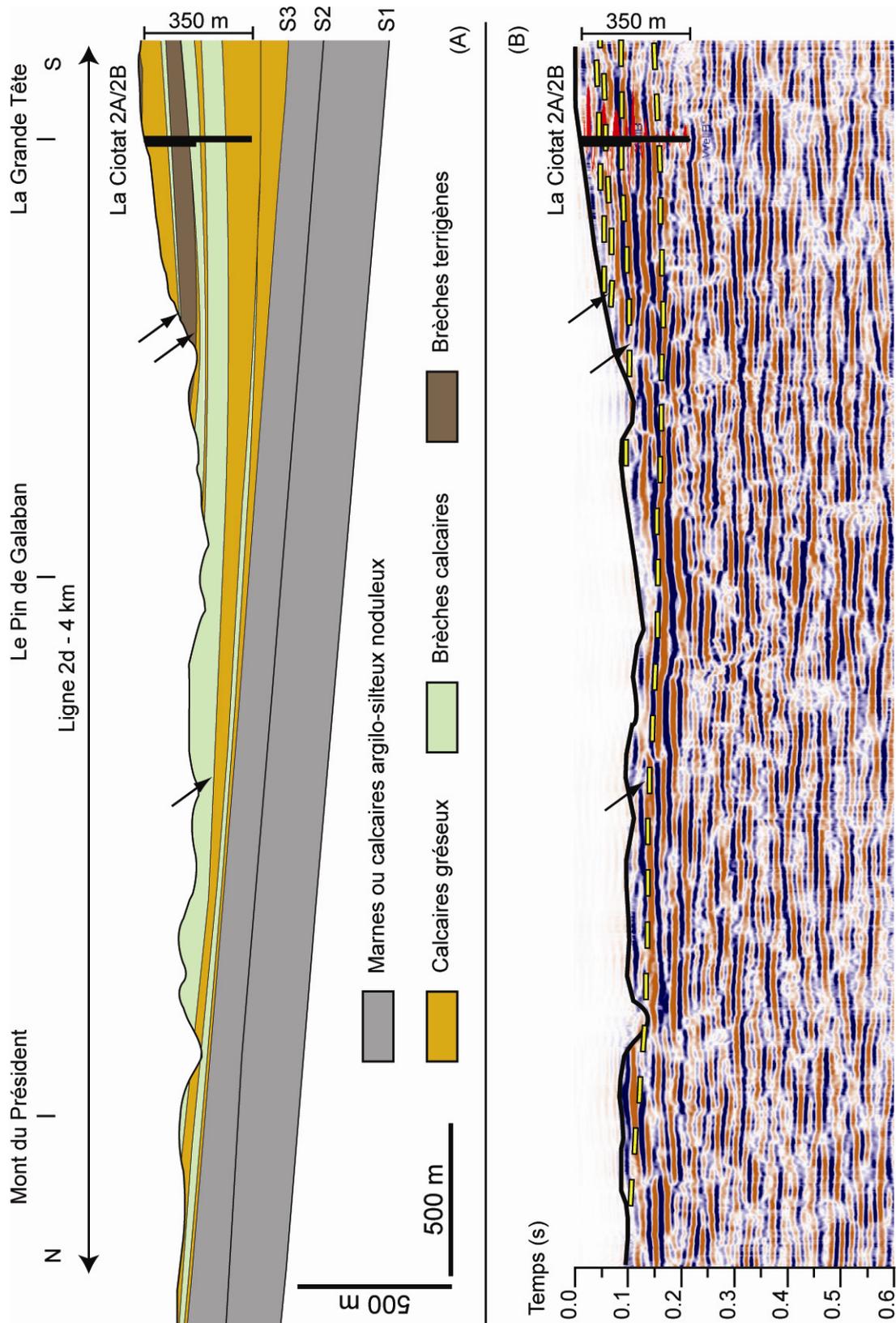
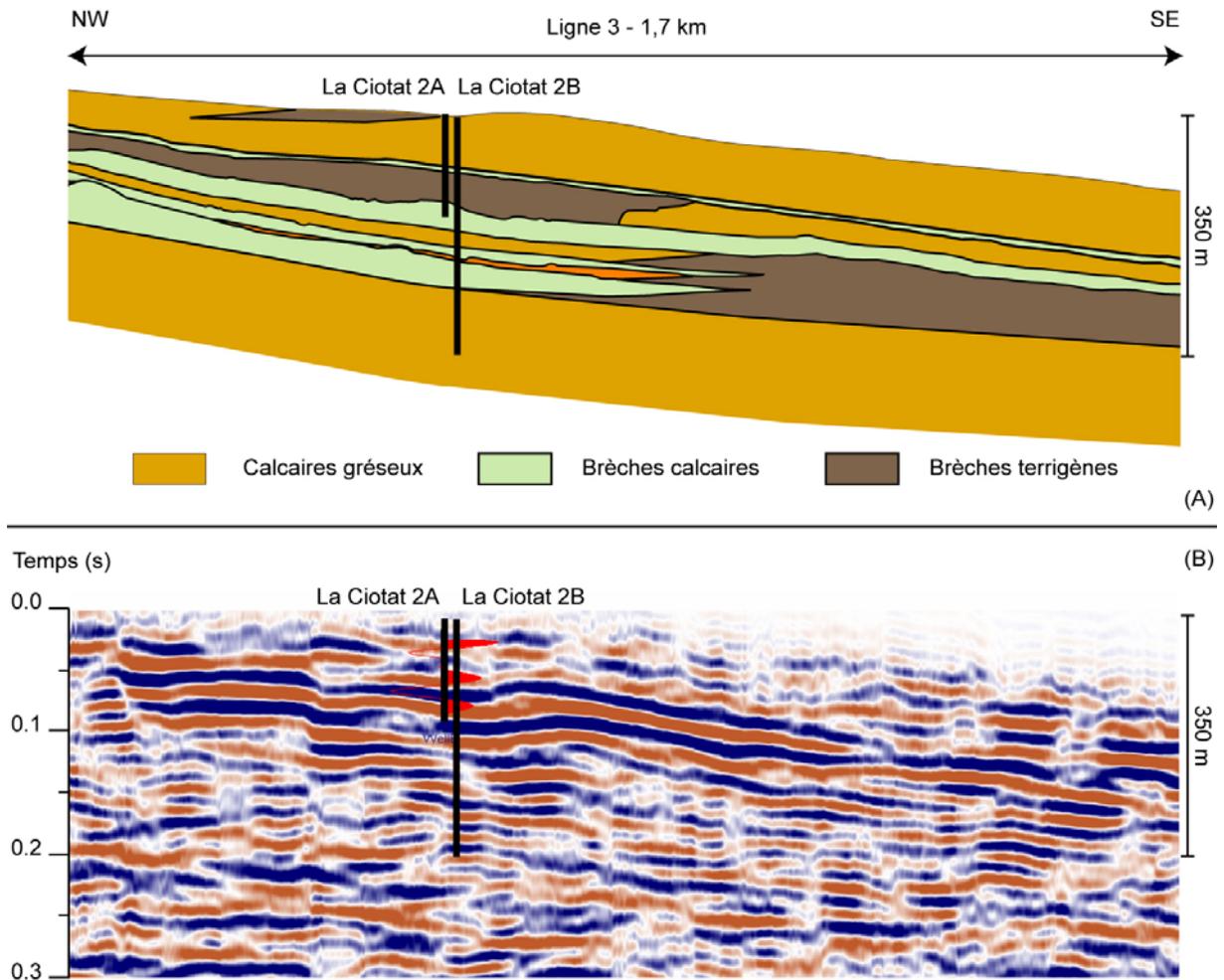


Figure II-25. Représentation 2D du sous-sol où a été implantée la ligne sismique 2d. (A) Coupe géologique où est reportée la position des surfaces majeures. (B) Profil de la ligne sismique 2d.



**Figure II-26.** Représentation 2D du sous-sol où a été implantée la ligne sismique 3. (A) Coupe géologique. (B) Profil de la ligne sismique 3.

dépôts et deuxièmement remplir les modèles par la propriété d'impédance acoustique. Les mesures d'impédance acoustique sont issues du produit entre la densité et la vitesse. Elles ont été réalisées sur les données de forages (**figure II-9**) et sur des données complémentaires prélevées le long des lignes sismiques (**annexe 2**). Deux approches seront envisagées pour remplir les modèles : (1) interpolation de l'impédance acoustique entre les logs stratigraphiques ; (2) simulation de la propriété de faciès (cf. Ch. IV) et attribution d'une valeur d'impédance acoustique à chaque faciès ;

- la transformation de ces modèles en sismique synthétique : les modèles sismiques synthétiques seront construits en calculant le produit de convolution entre le coefficient de réflexion (contraste d'impédance acoustique entre deux formations géologiques) et une ondelette (modèles convolutifs avec incidence verticale). Les

modèles sismiques synthétiques ainsi obtenus reflèteront la section sismique idéale qui aurait été obtenue après traitement et en l'absence de bruit. Lors de cette étape une comparaison devra être effectuée avec la sismique réelle pour essayer d'identifier des caractéristiques observées sur les données de sismiques synthétique.

## **II.4. Conclusions préliminaires**

L'ensemble des données (quantitatives et qualitatives) a été intégré dans une base de données numérique tridimensionnelle cohérente pouvant servir de base à la construction de représentations numériques 3D. C'est une étape primordiale qui va permettre de tester la validation des interprétations géométriques et des corrélations issues des approches naturalistes.

Il est important de mentionner que les procédures standards de modélisation géologique concernant l'intégration de données de subsurface en industrie pétrolière reposent essentiellement sur les forages et l'abondance des données de sismiques. L'ensemble des données géologique mentionnées précédemment sont principalement des informations que l'on peut qualifier de données extérieures ponctuelles (mesures de pendage) ou bidimensionnelles (photographies aérienne, cartes). Ces paramètres vont permettre de diffuser ou de contraindre la position et la morphologie des surfaces dans l'espace afin de reproduire l'architecture stratigraphique de l'objet étudié. Ainsi, la construction d'un modèle géologique tridimensionnel à partir d'observations de terrain aborde une nouvelle voie et de nouvelles questions sur les techniques de modélisation et de procédure à mettre en place.

## CHAPITRE III

# MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE NUMÉRIQUE 3D

<b><u>III.1 Modélisation d'objets géologiques : utilisation du logiciel gOcad</u></b>	<b>94</b>
<b><u>III.2. Modèles surfaciques</u></b>	<b>95</b>
<b>III.2.1. Modèles régionaux de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal</b>	<b>96</b>
<b>III.2.1.1. Protocole de modélisation</b>	<b>96</b>
<b>III.2.1.2. Cohérence structurale et stratigraphique des modèles</b>	<b>107</b>
<b>III.2.2. Modèle haute résolution du complexe carbonaté de la Marcouline</b>	<b>111</b>
<b>III.2.2.1. Protocole de modélisation</b>	<b>111</b>
<b>III.2.2.2. Cohérence des volumes morpho-sédimentaires</b>	<b>115</b>
<b><u>III.3. Modèles volumiques</u></b>	<b>117</b>
<b>III.3.1. Définition d'une grille stratigraphique</b>	<b>117</b>
<b>III.3.2. Construction des grilles stratigraphiques dans les modèles gigognes</b>	<b>119</b>
<b>III.3.2.1. Modèles régionaux de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal</b>	<b>119</b>
<b>III.3.2.2. Modèle haute résolution du complexe carbonaté de la Marcouline</b>	<b>121</b>
<b><u>III.4. Conclusions préliminaires</u></b>	<b>125</b>

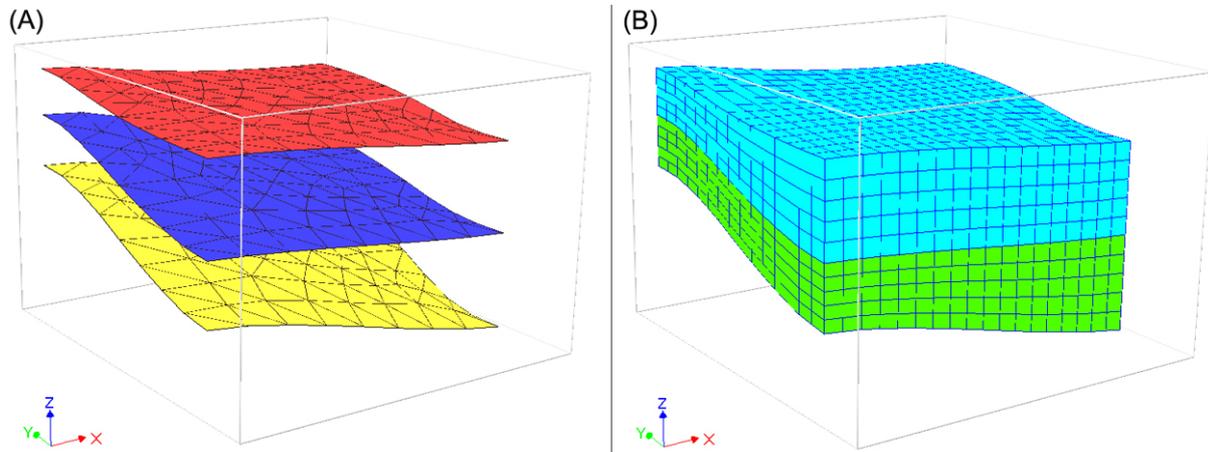
### **III.1. Modélisation d'objets géologiques : utilisation du logiciel gOcad**

A ce stade de l'étude, toutes les données précédemment décrites sont intégrées de manière cohérente dans le logiciel gOcad et permettent de réaliser une représentation numérique tridimensionnelle de la MCBSP. Deux catégories de modèles 3D peuvent être construites dans gOcad (cf. Muron, 2005) : les modèles surfaciques ou structuraux (**figure III-1A**) et les modèles volumiques ou stratigraphiques (**figure III-1B**).

1. Les modèles surfaciques sont représentés par un ensemble de facettes triangulaires planes. Les relations géométriques/topologiques (cf. Lévy, 2000) des facettes entre elles sont suffisamment flexibles pour modéliser tous les types de morphologies et de structures. Les surfaces vont servir à représenter la disposition d'enveloppes sédimentaires ou structurales de formations géologiques. Dans ce travail, il s'agit principalement d'enveloppes stratigraphiques car les dépôts sont peu affectés par des déformations tectoniques (failles). Ces modèles sont construits à partir de données d'affleurement et/ou de subsurface. Ils permettent de visualiser la structure en 3D d'objets géologiques et quelques calculs quantitatifs tels que l'épaisseur entre les enveloppes stratigraphiques.
2. Les modèles volumiques sont construits par remplissage des volumes déterminés par les modèles surfaciques. Ils sont représentés, dans cette étude, par des grilles stratigraphiques 3D conformes à la géométrie interne des objets géologiques/stratigraphiques (*SGrids* sous gOcad). Les grilles stratigraphiques 3D consistent en une fragmentation des objets géologiques en cellules polyédriques 3D. L'utilisation de ce type de modèle s'avère nécessaire pour (1) reproduire l'architecture interne des dépôts entre des horizons ; (2) modéliser la répartition spatiale d'attributs de terrain tels que les faciès ou les propriétés pétrophysiques (porosité, perméabilité). (3) Ces modèles volumiques « statiques » servent aussi de support à la prédiction et la simulation des écoulements de fluides dans le cadre des études de réservoirs pétroliers, par exemple. Il s'agit alors de modèles « dynamiques » (Spottke *et al.*, 2005).

Remarque : Dans la suite de ce travail, le terme de modèle surfacique sera préférentiellement employé car le terme de modèle structural implique l'intégration des réseaux de failles. Dans le travail présent, les failles n'ont pas

été représentées car insignifiantes, peu nombreuses, limitées en extension et générant des faibles décalages négligeables à l'échelle du modèle stratigraphique de la MCBSP.



**Figure III-1.** Représentation de deux unités géologiques par (A) des horizons ou (B) un volume rocheux.

Pour établir des modèles 3D surfaciques et volumiques du sous-sol, à partir de données incomplètes, il est nécessaire de générer la géométrie des surfaces par interpolation. Dans ce contexte, le géomodeleur gOcad propose une méthode d'interpolation spécifique appelée DSI (*Discrete Smooth Interpolation* ; Mallet, 1989, 1992, 2002). Cette méthode informatique a été conçue et développée pour modéliser des objets géologiques à partir d'un ensemble de données de subsurface et d'affleurement. Ces derniers représentent des contraintes imposées à l'interpolation qui minimise la courbure des surfaces (critère de rugosité). Ce paramètre minimisé implique que les interfaces géologiques (horizons, failles) sont des surfaces lisses à l'échelle du modèle. Cette méthode d'interpolation offre une certaine flexibilité à l'utilisateur qui peut spécifier pour une surface (1) le respect de données précises et/ou (2) le respect en moyenne d'un ensemble de points de moindre précision.

### **III.2. Modèles surfaciques**

L'objectif est de construire des modèles surfaciques 3D gigognes intégrant les différents ordres d'unités stratigraphiques définis pour la MCBSP (cf. Ch. I.2.2 ; **figures I-11** et **I-16**). Le défi principal est d'intégrer tous les rapports géométrique/topologique qui lient les différentes interfaces à modéliser en cohérence avec la base de données. Pour cela, un

ensemble d'opérations utiles à la construction de modèles géologiques 3D a été mis en place dans un protocole (**figure III-2**).

Ce guide a été développé de manière à formaliser les étapes de construction de modèle géologique d'affleurement. Il permet de modéliser les structures géologiques 3D imbriquées tout en gérant les problèmes d'échelles, de résolutions et de précisions. Il consiste en une succession d'étapes qui permettent de garantir la cohérence stratigraphique de l'ensemble des modèles :

1. un modèle à grande échelle des dépôts de la MCBSP (unités stratigraphiques primaires) : modèle régional (**figure III-2a**).
2. un modèle à grande échelle où le détail observé pour les dépôts de la MCBSP est affiné (unités stratigraphiques secondaires) : modèle régional détaillé (**figure III-2b**).
3. un modèle haute résolution pour une zone restreinte de l'étude incluant seulement le complexe carbonaté de la Marcouline (unités sédimentaires) : modèle local (**figure III-2c**).

Ces étapes successives de la construction des modèles stratigraphiques à partir de l'importation des données jusqu'à l'obtention de modèles surfaciques aux différentes échelles vont être décrites dans les paragraphes suivants.

### **III.2.1. Modèles régionaux de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal**

#### **III.2.1.1. Protocole de modélisation**

A grande échelle, la MCBSP d'âge Cénomaniens à Coniacien inférieur se compose de trois unités stratigraphiques primaires. Elles correspondent à des systèmes sédimentaires distincts caractérisés par des dynamiques de dépôts spécifiques (cf. Ch. I.2.2.1 : U.I, U.II et U.III). Pour modéliser ces trois unités stratigraphiques primaires, il est nécessaire de digitaliser leurs enveloppes à partir des données de terrain en intégrant des connaissances géologiques *a priori* de ces systèmes (S1, S2, S3 et S4 ; **figure I-10**).

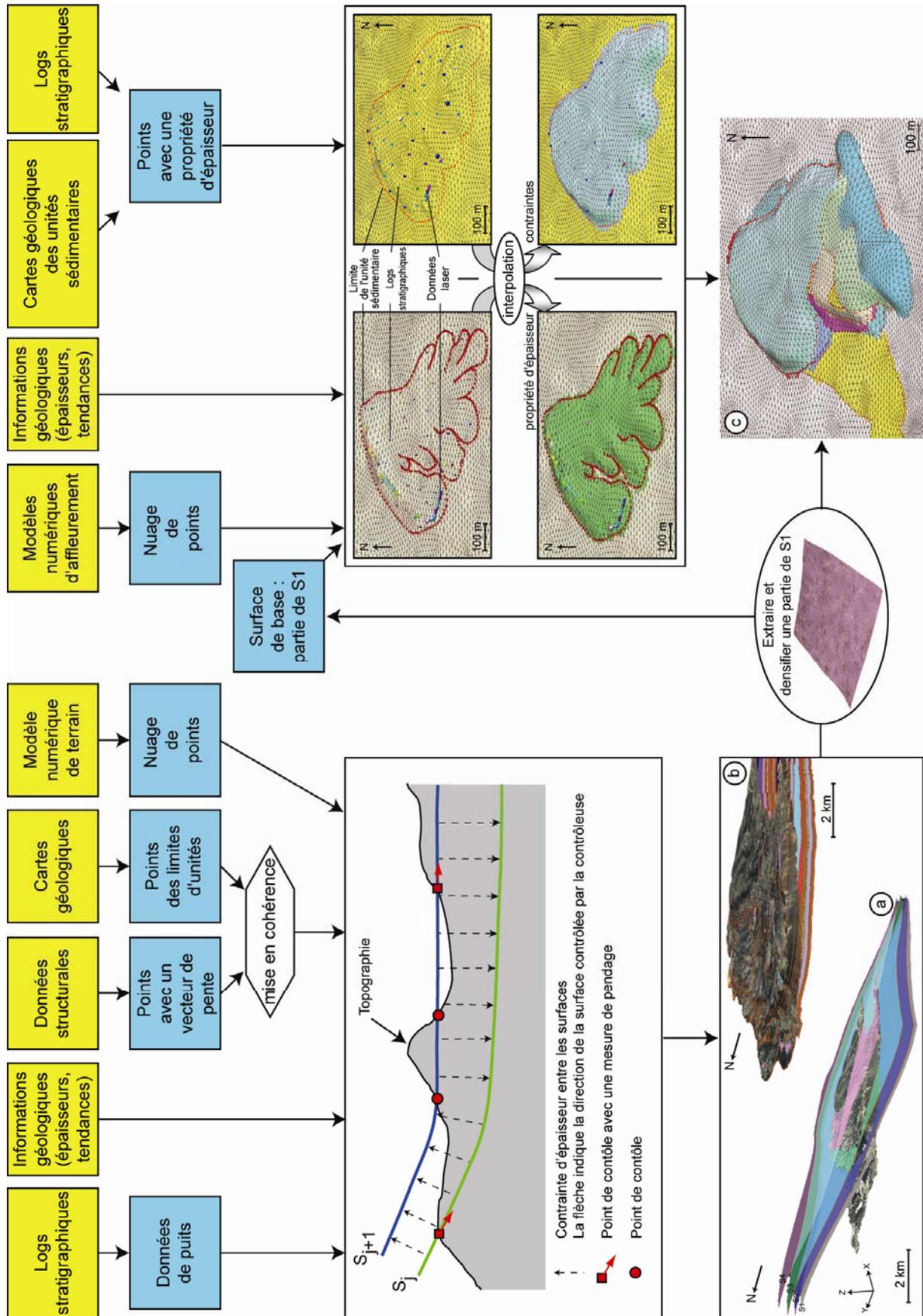


Figure III-2. Protocole méthodologique pour la modélisation imbriquée. Trois modèles ont été établis : (a) le modèle régional, (b) le modèle régional détaillé et (c) le modèle local.

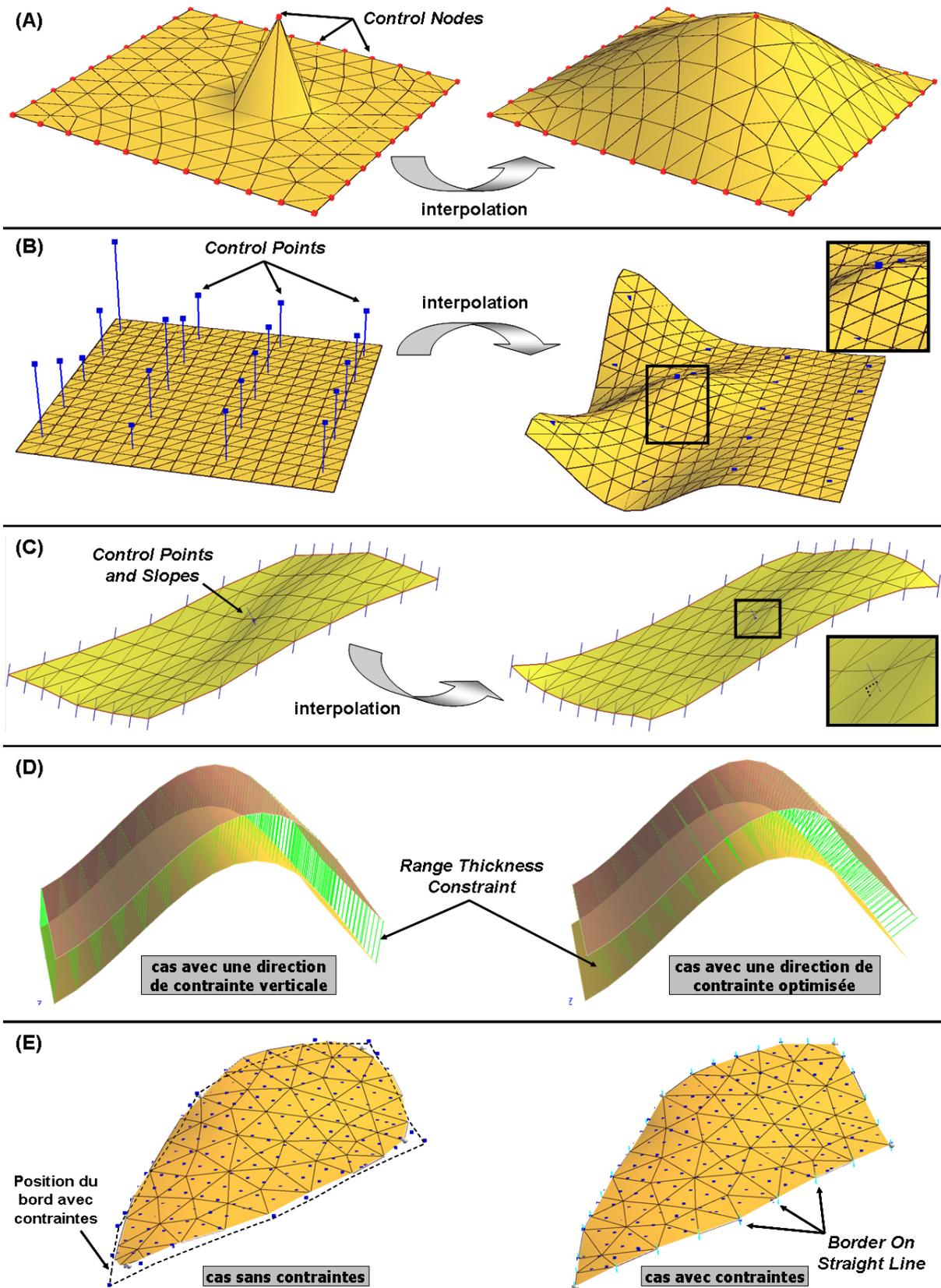
### **Importation des données**

L'importation des données consiste à rendre disponible dans le géomodeleur les données acquises qui doivent être utilisées pour la construction du modèle. Pour cela, les données doivent être mises en cohérence spatiale. Ces étapes ayant déjà été réalisées (cf. Ch. II.3), une base de données numérique est disponible pour chaque surface des modèles régionaux (**figure III-2**, partie gauche) :

- une série de points extraits des cartes géologiques.  
Ces ensembles de points représentent les lignes d'intersection entre la position d'un contact stratigraphique donnée et la topographie qui résultent du MNT. Ces données sont considérées comme des « données de moindre précision » du fait que le MNT a une résolution de 50 mètres (lissage de la topographie). En revanche, elles indiquent des tendances stratigraphiques cohérentes à l'échelle du modèle régional
- des puits importés à partir des logs stratigraphiques et sur lesquels les marqueurs de puits définissent des zones de contact entre les couches à modéliser. Ces données ont été considérées comme des « données précises ». Elles correspondent à des observations directes du sous-sol et ont été référencées pour chaque site à l'aide d'un outil GPS (précision moyenne de 5 mètres).
- un jeu de points issu des données structurales auquel est attribué pour chaque point un vecteur de plongement. Cet ensemble de points représente également des « données précises » (référéncé au GPS).
- des intervalles d'épaisseur à respecter entre les surfaces de base et sommitale. Ce sont encore des « données précises » car elles découlent d'observations directes de terrain à l'échelle du modèle.

Ces informations vont être utilisées sous plusieurs formes de contraintes lors de la construction des surfaces (**figure III-3**) :

- des *Control Nodes* (**figure III-3A**), contrainte qui permet de fixer la position géométrique en XYZ de sommets de triangles d'une surface. Ce type de contrainte a été utilisé pour imposer à la surface de passer par des « données précises ».
- des *Control Points* (**figure III-3B**), données qui permettent à l'interface de passer en moyenne par l'ensemble des points. L'interface peut donc se retrouver à une certaine distance, selon une direction choisie, des données. Ce type de contrainte a été employé pour les « données de moindre précision ».

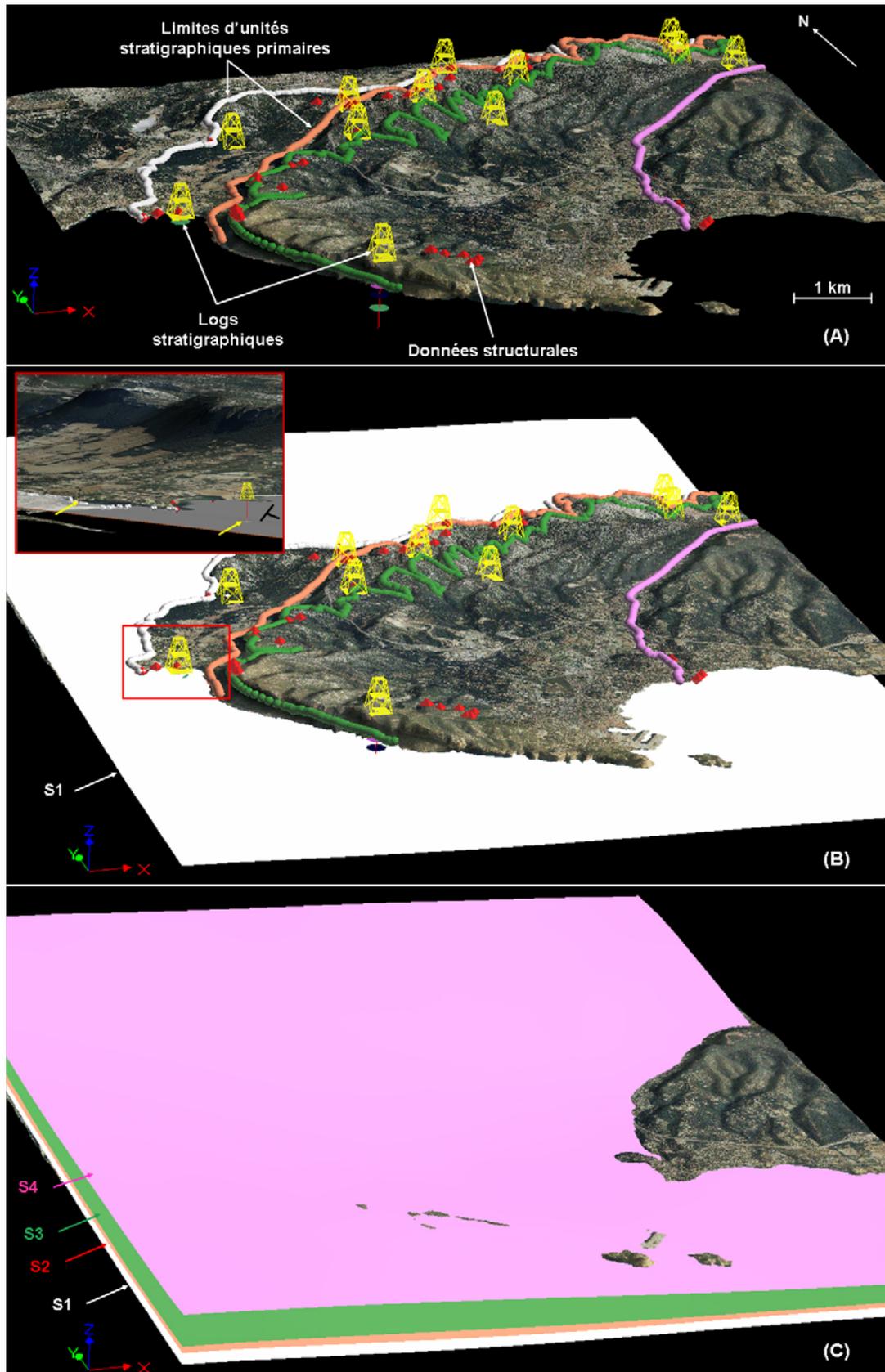


**Figure III-3.** Aperçu des contraintes géométriques utilisées en modélisation sous gOcad. (A) Control Nodes. (B) Control Points. (C) Control Points and Slopes. (D) Range Thickness Constraint. (E) Border On Straight Line.

- des *Control Points and Slopes* (**figure III-3C**), données fixes ayant comme propriété une contrainte de pente locale (vecteur de pente  $S$  ; cf. Ch. II.3.3) qui imposent à la surface de passer en moyenne par ces points tout en respectant une direction et un pendage local. La surface passe à la perpendiculaire du vecteur  $S$  (**figure III-3C**).
- des *Range Thickness Constraint* (**figure III-3D**), intervalle d'épaisseur qui impose à une surface d'être située entre une distance  $d1$  et une distance  $d2$  d'une surface de contrôle, dans une direction donnée.
- des *Border On Straight Line* (**figure III-3E**), contrainte utilisée sur les bords d'une surface pour obliger les points à glisser le long de lignes droites parallèles et orientées selon une direction choisie (axe  $Z$  dans ce cas). Ce type de contrainte permet d'éviter de modifier la position des bords d'une surface suivant l'axe  $X$  et  $Y$ . Les bords ont naturellement tendance à se rétracter lors du déplacement d'une surface (**figure III-3E**, cas sans contrainte).

### **Construction du modèle surfacique**

Le but est de représenter la géométrie et la disposition des surfaces majeures à partir des données importées (**figure III-4A**). Pour cela, il est primordial en tenant compte des relations géométriques qui lient les différentes interfaces, de définir un ordre de construction avant l'interpolation. Les critères envisagés pour ordonner la construction peuvent être leur chronologie relative (Perrin *et al.*, 2005) ou la quantité de données disponibles par interfaces (Tacher *et al.*, 2006). Ce choix a une grande influence sur la morphologie des surfaces construites car la géométrie de ces dernières aura tendance à suivre celle de la première surface construite, appelée surface de référence. D'après les travaux de Tacher *et al.* (2006), la fiabilité des surfaces à modéliser est fonction de la densité de contraintes. Le choix s'est donc porté sur l'interface présentant le maximum de contraintes. Il s'agit de la base de la première unité stratigraphique primaire U.I (contact Aptien-Cénomaniens) : S1, puis S2, S3 et S4 (**figure I-10**). Certes ce choix respecte la chronologie relative mais la raison principale est liée à la structuration des affleurements en une vaste unité synclinale elliptique axée Est-Ouest (cf. Ch. I.1.3). Les dépôts les plus anciens affleurent sur tout le pourtour de la zone étudiée alors que les dépôts plus récents ont une répartition spatiale plus restreinte (**figures II-4 et III-4** : l'étendue des limites d'unités stratigraphiques primaires se restreint vers le Sud).



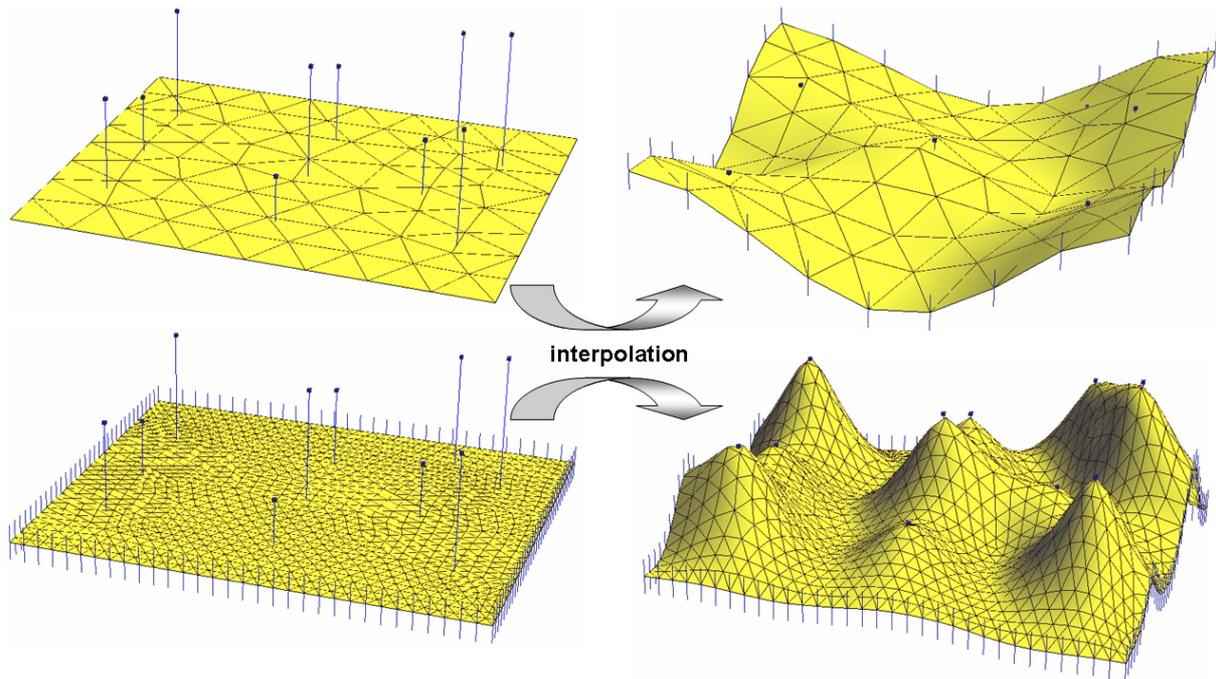
**Figure III-4.** Modèle régional surfacique de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal. (A) Principales données d’affleurements disponibles portées sur l’image 3D de terrain. (B) Représentation numérique 3D de l’enveloppe inférieure du modèle réalisée à partir de la base de données. (C) Représentation numérique 3D de la disposition des principales enveloppes sédimentaires (S1, S2, S3 et S4).

Une fois la chronologie relative de modélisation respectée, il convient également de définir les limites spatiales du modèle afin d'optimiser les processus de traitement et les temps de modélisation. La zone d'étude est comprise entre le Massif du Soubeyran au Sud-Ouest et le Grand Caunet au Nord-Est (**figure I-3**). Il faut ensuite identifier toutes les données qui correspondent à un même objet à partir de ses connaissances sur le système géologique. Les données relatives à un même horizon géologique sont regroupées ensemble. La construction des surfaces majeures du modèle peut alors commencer.

Pour construire la première surface (S1), deux approches sont classiquement utilisées. La première consiste à créer la surface directement à partir des données importées en utilisant par exemple l'algorithme de triangulation de Delaunay (cf. Lepage, 2003). Dans ce cas, la géométrie et le maillage de la surface créée dépend de la distribution spatiale des points. Les données ne couvrent pas toute la superficie du modèle (**figure III-4A**). Il est donc nécessaire d'ajouter manuellement des triangles à partir des bords de la surface obtenue.

La deuxième approche consiste à créer dans un premier temps une surface triangulée plane couvrant exactement la zone d'étude et de l'interpoler dans un second temps à l'aide des données existantes. Elle permet d'avoir un maillage homogène et de prendre en compte plusieurs contraintes. C'est cette dernière approche qui a été utilisée :

1. une surface triangulée de la taille de la zone d'étude est initialement créée. Les triangles sont définis de préférence équilatéraux car les manipulations d'une surface sont facilitées lorsque les triangles sont homogènes (Lepage, 2002). Une première série d'interpolation est effectuée. Elle impose à la surface de se déformer de manière à respecter toutes les données. Les contraintes sont localisées sur certaines zones du modèle. Il est préférable de débiter avec une surface initiale ayant peu de triangles afin de reproduire la morphologie générale lors de l'interpolation. Si l'utilisateur décide de débiter avec une surface à maillage fin, le géomodeleur n'arrivera pas à reproduire la morphologie générale loin des données en raison de la rigidité de la surface (**figure III-5**).
2. une deuxième série d'itérations de DSI est réalisée en ayant préalablement pris soin d'augmenter le nombre de triangle qui compose la surface. Cette étape permet à la surface d'épouser plus précisément les données dans les zones présentant beaucoup plus de contraintes. L'interpolation est répétée jusqu'à ce que la surface soit jugée significative par rapport aux contraintes.



**Figure III-5.** Degré d'élasticité de la surface en fonction de la densité du maillage. Dans les deux cas la surface est ajustée au même nuage de points. Seul le nombre de triangles varie (128 en haut et 2048 en bas). Quand le maillage est dense par rapport à la répartition des points, la surface ne se déforme qu'à proximité des contraintes.

Lors des interpolations, la surface a été ajustée aux données (**figure III-4B**). Du fait des différents types de contraintes utilisés (*Control Nodes*, *Control Points*, *Control Points and Slopes*), la surface a été initialement adaptée aux marqueurs de la position S1 dans les puits, aux données structurales relatives à S1 et interpolée pour se rapprocher le plus possible des données cartographiques de terrain de S1 (précision de l'ordre du mètre). En ce qui concerne la position des bords de la surface, l'utilisation de *Border on straight line* permet d'empêcher les points qui composent les bords de se déplacer vers le centre de la surface.

Remarque : Les marqueurs de puits (*Well Markers*) ont été transformés en un ensemble de points pour pouvoir être utilisés avec les autres données comme des contraintes. Il est possible d'interpoler une surface directement aux marqueurs de puits. Dans ce cas, les facettes triangulaires de la surface passent par les marqueurs et acquièrent une position et une orientation fixe. Cette commande doit être utilisée uniquement si des mesures de pendage ont été réalisées pour chaque marqueur de puits.

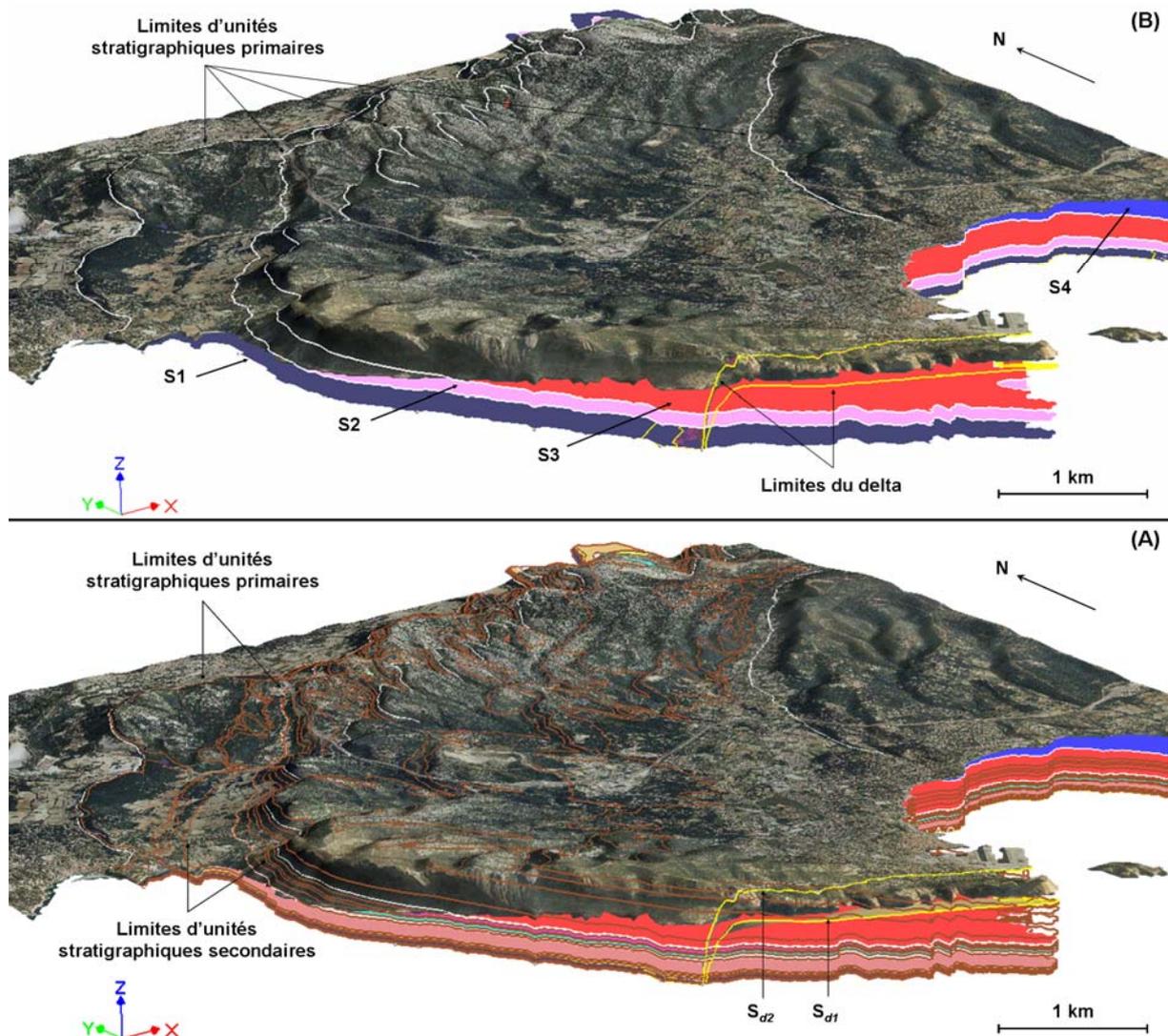
Lorsque la première surface est jugée satisfaisante, il s'en suit la construction de la surface suivante (S2) en intégrant toutes les connaissances géologiques disponibles. La

morphologie du synclinal, dans la partie étudiée (couches à pendage régulier et direction constante ; cf. Ch. I.1.3), implique que S2 peut-être modélisée à partir d'une copie de S1 interpolée à l'aide des données caractéristiques de S2 (puits, contours géologiques, pendages). Par rapport à la construction de la surface précédente, il est possible d'introduire comme nouvelle contrainte une contrainte d'épaisseur à respecter entre les deux surfaces (*Range Thickness Constraint* ; cf. paragraphe précédent). S2 doit se trouver au minimum à 55 mètres et au maximum à 205 mètres de S1 qui sert de surface de contrôle (**figure II-22**). La deuxième surface établie, le même scénario est reproduit pour la construction des deux surfaces restantes S3 et S4 (**figure III-4C**).

### ***Construction des surfaces géologiques intermédiaires***

Le modèle régional 3D obtenu, l'étape suivante consiste à construire les surfaces géologiques intermédiaires (modèle régional détaillé) corrélables entre les logs stratigraphiques et sur le terrain cartographiquement (cf. Ch. I.2.2.2). Treize surfaces intermédiaires ont été identifiées : 5 pour l'unité I, 5 pour l'unité II et 4 pour l'unité III (**figures I-12, I-13 et I-14**). Pour représenter cette subdivision stratigraphique, la démarche précédente a été utilisée. Lors de l'interpolation des surfaces un paramètre supplémentaire a été ajouté pour permettre de construire un modèle cohérent avec le précédent. Il s'agit d'une contrainte liée aux surfaces majeures (S1, S2, S3 et S4). Voici la procédure illustrée pour l'exemple de la première unité stratigraphique primaire.

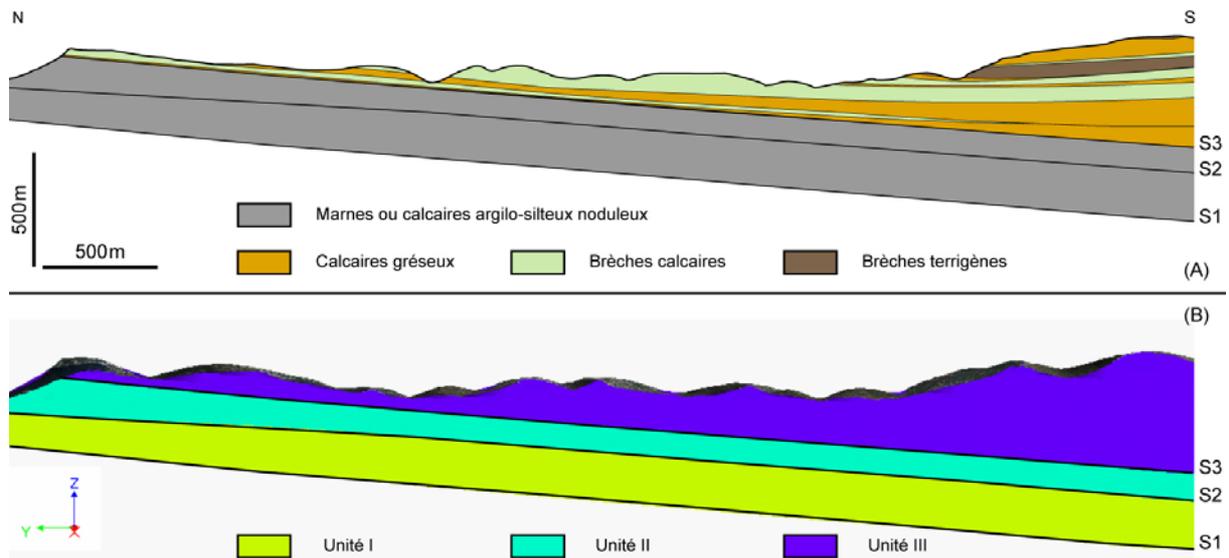
L'unité I comprend six unités stratigraphiques secondaires (U.I.1 à U.I.6, cf. Ch. I.2.2.2). Elle est limitée à la base par S1 et au sommet par S2. La surface sommitale d'U.I.1 (S1.1) est construite à partir de S1. La surface est alors interpolée avec (1) les données de l'interface entre U.I.1 et U.I.2, (2) la contrainte d'épaisseur par rapport à S1 et (3) la contrainte d'épaisseur par rapport à S2, permettant ainsi de conserver une cohérence entre les deux modèles. Le même procédé a été employé pour réaliser les autres surfaces intermédiaires (S1.2, S1.3, S1.4 et S1.5) par rapport aux données les caractérisant et aux contraintes d'épaisseur définies par rapport à la surface sous-jacente et à S2 (exemple : S1.2 est contraint par S1.1 et S2). La même démarche a été utilisée pour construire l'ensemble des surfaces intermédiaires de l'unité II et III (**figure III-6A**).



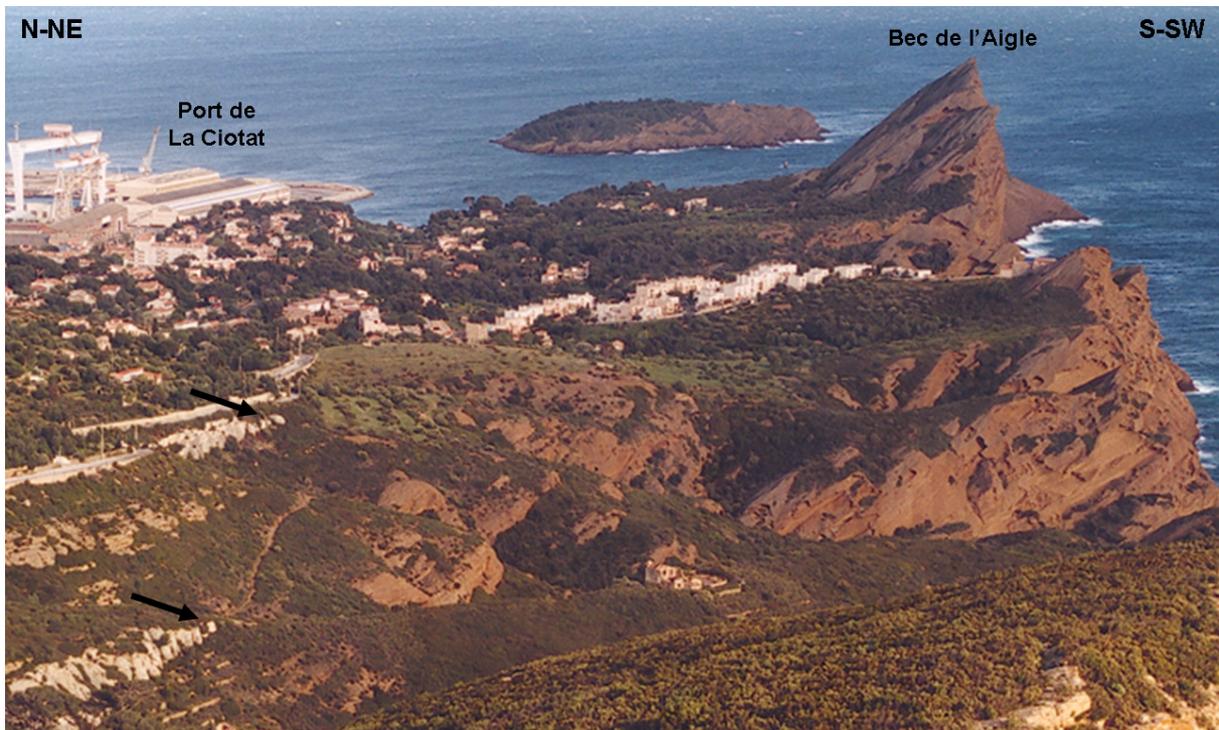
**Figure III-6.** Modèles surfaciques 3D de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal réalisés à l'échelle régionale. (A) Le modèle régional détaillé est une représentation numérique 3D des surfaces géologiques majeures et intermédiaires (lignes blanches, marrons et jaunes). (B) Le modèle régional représente en 3D les surfaces majeures (lignes blanches sur l'image 3D de terrain) et de l'édifice deltaïque (lignes jaunes).

A partir de la base de données, deux modèles géoréférencés imbriqués ont été construits (**figure III-6**). Ces modèles sont d'une précision de haute résolution (métrique à plurimétrique) et cohérents à l'échelle régionale (**figure III-7**). Le modèle régional détaillé contient les dépôts liés à la mise en place d'édifices deltaïques du Massif Méridional au Sud (cf. Ch. I.1.4). Le prisme deltaïque a été modélisé par deux interfaces : S<sub>d1</sub> et S<sub>d2</sub> (**figure III-6A**). Ces horizons ont été ajoutés au modèle régional (**figure III-6B**). La construction de l'édifice deltaïque est très importante car les autres enveloppes stratigraphiques viennent spatialement butter vers le Sud contre ces dépôts (**figure III-8**). A ce stade, les interfaces ne sont pas limitées par le delta qui les recoupe (**figure III-6**). Lors de la construction du modèle

volumique, ce critère devra être pris en compte pour reproduire l'architecture stratigraphique décrit à l'affleurement.



**Figure III-7.** Comparaison de la position des surfaces majeures de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal entre une coupe géologique 2D établie manuellement à partir de la carte géologique (A) et la section équivalente extraite du modèle surfacique régional (B).



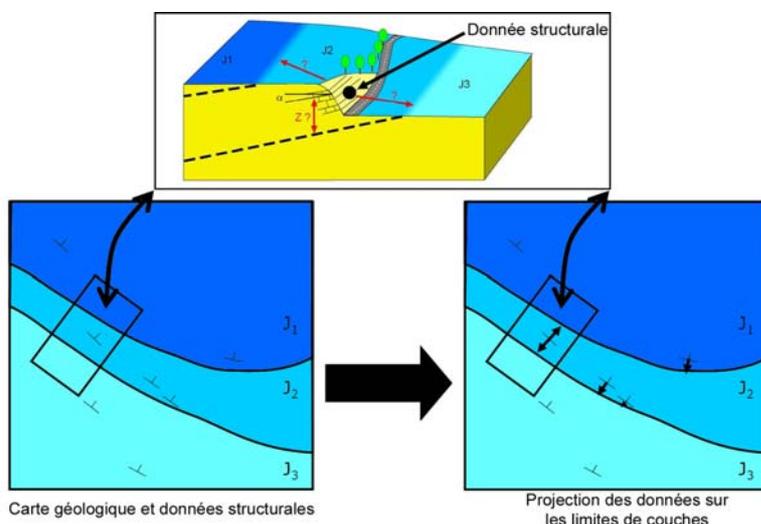
**Figure III-8.** Vue montrant le biseautage des dépôts (flèches noirs) contre les foresets des édifices deltaïques en bordure Sud du bassin. D'après Hennuy (2003).

### III.2.1.2. Cohérence structurale et stratigraphique des modèles

Lors de la construction de ces modèles d’affleurements, deux enjeux importants ont été identifiés et résolus. Ils concernent l’intégration des paramètres structuraux et des intervalles d’épaisseur entre les surfaces. Le paragraphe suivant décrit les procédures qui ont permis de réaliser l’intégration de ces données géologiques de terrain.

#### *Contrainte de données de pendage*

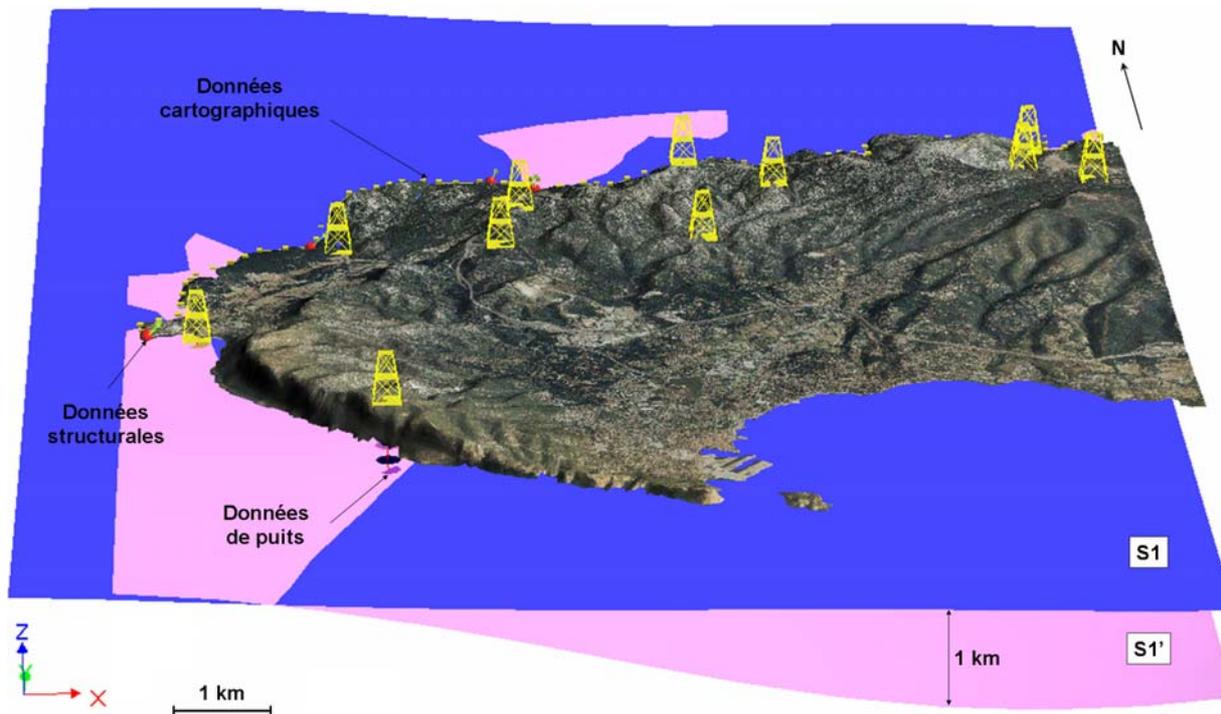
Deux types de données de pendages peuvent être utilisés : (1) les pendages induits de la projection de limites de couches (cartes géologiques) sur le MNT et (2) les mesures de terrain. Les pendages déduits des contours géologiques plaqués sur un relief dépendent fortement de la précision de la carte géologique et du MNT. De légères erreurs de décalage en XY peuvent mener à des changements importants de la pente locale des interfaces (Banerjee & Mitra, 2004). Pour remédier à ce problème, il faut intégrer dans gOcad des mesures de terrain en tant que *Control Points and Slopes*. Ces données ont permis de contrôler l’équivalence entre la pente mesurée sur le terrain et la pente déduite du MNT en imposant à l’horizon modélisé d’intersecter les différentes localités et de satisfaire le pendage mesuré localement. Ceci signifie aussi que les mesures de pendage doivent être situées le long des limites de couches à modéliser. En pratique, les données structurales de terrain sont effectuées là où il est techniquement possible de les réaliser. Ces mesures ne sont donc pas localisées systématiquement aux interfaces (**figure III-9**).



**Figure III-9.** Carte géologique et structurale. Les localisations de mesures structurales sont rarement situées le long d'un contact stratigraphique majeur. Pour être utilisable, les données sont projetées suivant la direction de plongement en tenant compte d'une distance seuil (d'après Viseur et al., 2006).

Pour prendre en compte malgré tout cette information, les données de pendage ont été projetées sur les contours géologiques en tenant compte du modèle structural. A l'échelle de la zone étudiée, le synclinal du Beausset présente une structure « monoclinale » (**figure III-7 ; annexe 1**) à l'exception des édifices deltaïques qui ont été construits indépendamment. Les valeurs sont donc quasi semblables sur un secteur. Pour cette raison, les données de pendage ont été projetées sur les contours géologiques (**figure III-9**). La direction de projection a été choisie parallèle à la direction de plongement des couches. Une approche alternative consiste en la projection des points de données sur les points de contours les plus proches. Pour éviter une extrapolation trop importante pendant l'opération de projection, une distance seuil au-dessus de laquelle les données ne sont pas projetées, a été définie. Elle est de l'ordre de 500 mètres.

Si ces données de pendage (non reliées directement à une interface à modéliser) n'avaient pas été intégrées dans la base de données, les surfaces construites n'auraient pas représenté une structure réaliste (**figure III-10**).



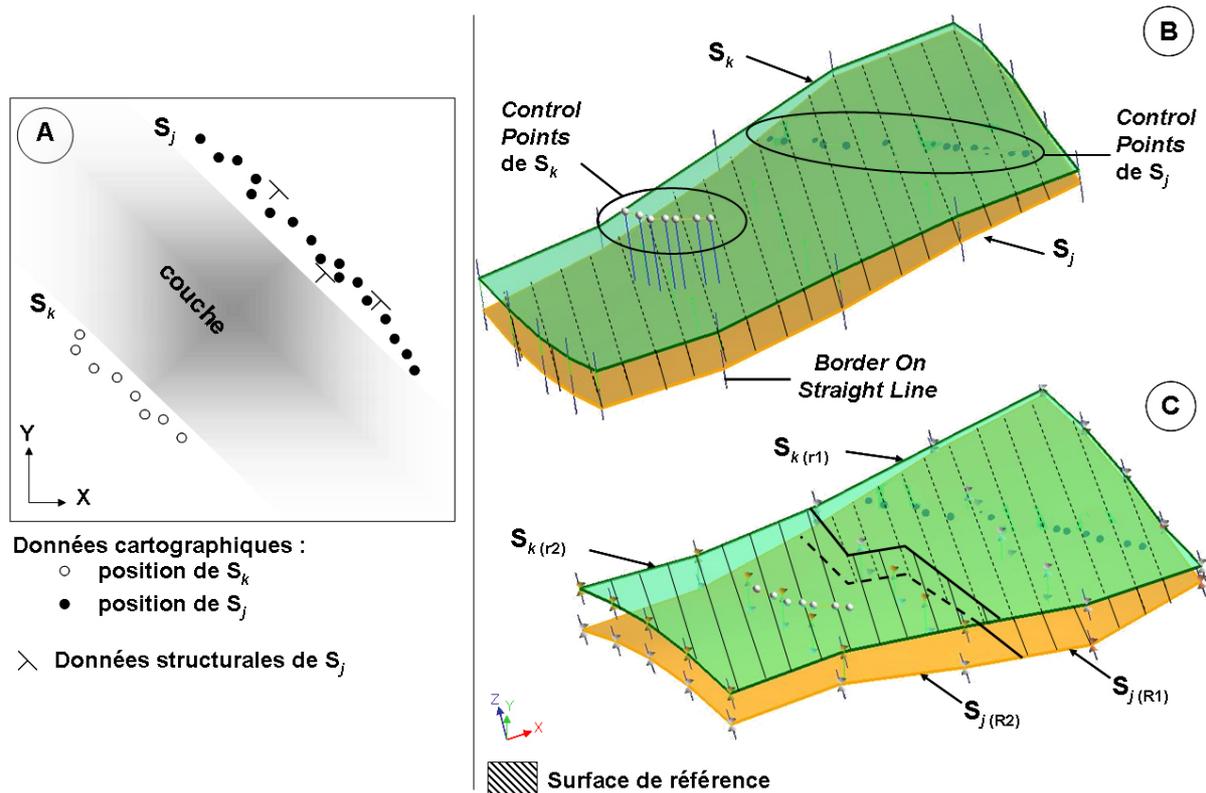
**Figure III-10.** Comparaison entre une surface (S1 : couleur bleue) contrainte par des données de pendage non reliées à la limite de couche et une surface (S1' : couleur rose) non contrainte par cette information. Dans les deux cas, les surfaces respectent la position cartographique de la limite de couche et les données de puits. Une différence de position entre les deux surfaces d'environ 1 km apparaît au Sud-Est loin des contraintes.

### ***Contrainte d'épaisseur et construction stratigraphique relative des surfaces***

En utilisant une approche basée sur la méthode DSI, l'ordre de construction des surfaces a un impact sur le modèle 3D obtenu lorsque le rapport entre les différentes interfaces est pris en compte (*Range Thickness Constraint*). Dans ce cas, DSI suppose qu'il y a une surface de référence dite « contrôleuse » et une surface modélisée dite « contrôlée ». La surface contrôlée est alors interpolée de sorte que sa distance en tout point par rapport à la surface contrôleuse appartienne à l'intervalle fixé. A l'opposé, la géométrie de la surface de contrôle n'est pas influencée par cette contrainte. Cette supposition peut mener à construire un modèle 3D incohérent car la densité de données acquises change dans l'espace et d'une interface à une autre. En effet, l'acquisition de données de terrain est conditionnée par la topographie (vallée, montagne) et conduit à une répartition zonale disjointe des données relatives à une interface. Pour résoudre ce problème, il convient d'utiliser une hiérarchisation par région ou en mosaïque dans l'ordre de construction des surfaces géologiques (Viseur *et al.*, 2006). L'ordre de construction va varier spatialement en fonction de la quantité locale de données.

Pour illustrer ce problème, voici un exemple simple où deux interfaces ( $S_j$  et  $S_k$ ) doivent être construites en 3D à partir des données de terrain (données cartographiques, données structurales et intervalle d'épaisseur ; **figure III-11A**).

Dans cette configuration, l'ensemble des données qui contraignent  $S_j$  sont plus importantes que celles de  $S_k$  (**figure III-11A**). La surface  $S_j$  doit-être construite en premier afin de servir de surface contrôleuse pour  $S_k$ . Le modèle obtenu est illustré dans la **figure III-11B**. L'analyse du résultat montre que  $S_k$  ne respecte pas les données cartographiques (**figure III-11B**), en raison de la contrainte d'épaisseur qui impose à  $S_k$  d'être comprise entre une distance minimale  $d_1$  et maximale  $d_2$ . La distance entre les *Control Points* de  $S_k$  et la surface  $S_j$  obtenue est donc plus grande que  $d_2$ . Le géomodeleur ne peut honorer ces contraintes lors de l'interpolation. Il faut noter que le même problème se serait produit si la surface de  $S_k$  avait été choisie comme surface contrôleuse. Ce conflit ne provient pas d'une contradiction entre les données mais du choix local de la surface contrôleuse. Pour résoudre un tel problème, il convient de segmenter la zone à modéliser en plusieurs régions plutôt que de considérer la surface contrôleuse à l'échelle générale du modèle. Ces régions sont définies selon la quantité et la répartition des données existantes.



**Figure III-11.** Définition de l'ordre de construction des surfaces (d'après Viseur et al., 2006). (A) Exemple d'ensembles de données problématiques.  $S_j$  et  $S_k$  représentent respectivement la base et le sommet d'une couche ; (B) Modèle obtenu en utilisant comme surface « contrôleuse »  $S_j$  ; (C) Modèle obtenu en utilisant une stratégie par région.  $S_j$  et  $S_k$  sont composées de 2 régions chacune nommées respectivement R1-R2 et r1-r2.

Deux régions peuvent être individualisées pour chaque surface (R1/R2 pour  $S_j$  et r1/r2 pour  $S_k$ ). Le choix de la surface contrôleuse va varier selon ces régions. Le géomodeleur n'offre pas en revanche la possibilité d'utiliser directement la contrainte *Range Thickness Constraint* sur une partie de la surface contrôleuse et contrôlée. Il faut donc utiliser une approche détournée pour obtenir le résultat souhaité :

- les surfaces  $S_j$  et  $S_k$  sont construites en utilisant comme surface contrôleuse  $S_j$ . Le résultat est identique au cas B de la **figure III-11**.  $S_k$  ne respecte toujours pas ces *Control Points*.
- des *Control Nodes* sont fixés sur r1 pour empêcher cette partie de la surface de se déplacer. Ainsi  $S_k$  est toujours contraint par rapport à  $S_j$  qui est mieux définie sur cette zone.  $S_k$  est alors interpolée aux données mais sans tenir compte de l'intervalle d'épaisseur. La surface est fixe sur r1 et se déplace sur r2 pour s'ajuster aux données. A ce stade, la contrainte d'épaisseur entre  $S_j$  et  $S_k$  n'est plus respectée sur r2.

- des *Control Nodes* sur alors mis sur R1 et  $S_j$  est interpolée en se servant de  $S_k$  comme surface contrôleuse. Ceci permet à  $S_j$  de s'ajuster par rapport à  $S_k$  en remontant seulement sur R2. Toutes les contraintes sont ainsi satisfaites (**figure III-11C**).

Cette méthode permet (1) de contraindre plus efficacement les surfaces et (2) d'établir un modèle réaliste respectant toutes les contraintes d'entrée. Cette approche a été utilisée lors de la construction du modèle régional. En ce qui concerne la construction des surfaces intermédiaires, cette approche n'était plus nécessaire car chaque interface était contrainte par rapport à deux autres (une inférieure et une supérieure ; cf. III.2.1.1).

### III.2.2. Modèle haute résolution du complexe carbonaté de la Marcouline

Un modèle plus détaillé du complexe de la Marcouline a été réalisé en raison (1) de la résolution et de la quantité de données disponibles, (2) du détail des données sédimentologiques et (3) de la complexité morphologique et stratigraphique exprimée à l'affleurement. Ce secteur localisé au Bois de la Marcouline couvre une zone d'environ 2 km sur 2 km (**figure I-4**).

#### III.2.2.1. Protocole de modélisation

Le complexe de la Marcouline est composé de l'empilement de plusieurs unités sédimentaires résultant principalement de processus sédimentaires gravitaires (cf. Ch. I.2.2.3). Pour reproduire l'agencement spatial de ces unités sédimentaires, il est nécessaire de représenter leurs enveloppes en trois dimensions à partir de la base de données de terrain existante.

#### *Les données de terrain disponibles*

Les données disponibles pour chaque unité sédimentaire sont (**figure III-2**, partie droite) :

- plusieurs séries de points extraits des cartes d'extensions interprétées d'unités sédimentaires au 1/10000 (noté  $C^i$ ,  $i$  correspondant à l'unité sédimentaire). Ils

correspondent aux limites de corps (« données précises »), chaque corps présentant une épaisseur variable ;

- une série de points importés à partir des logs stratigraphiques (« données précises») et des logs stratigraphiques « dessinés » (noté  $W^i$ ). Ces points représentent localement la position en XYZ d'une interface spécifique. L'épaisseur locale du corps peut-être stockée sur chacun des points comme une propriété. Cette information traduit la position du sommet de l'unité sédimentaire par rapport à sa base. Les logs dessinés sont utilisés pour reproduire l'expression morphologique des unités sédimentaires (cf. Ch. II.3.5.2). Ils sont jugés « données de moindre précision » car découlent de l'analyse en 3D des objets étudiés ;
- des valeurs maximales d'épaisseur, la valeur minimale étant systématiquement égale à 0 mètre ;
- divers ensembles de points issus des données laser (noté  $L^i$ ). Ces données ont une précision de l'ordre du centimètre. Ils sont utilisés comme des « données précises ».

### ***Construction du modèle surfacique***

La base du complexe carbonaté de la Marcouline correspond à la surface S1 du modèle régional (contact Aptien-Cénomaniens). En conséquence, la zone qui comprend le secteur de la Marcouline est extraite de S1 (**figure III-2**). Le maillage de cette surface est densifié pour honorer la densité des contraintes disponibles (côté des triangles égale à 25 mètres).

Les corps géologiques (*e.g.* unités sédimentaires) doivent être établis dans l'ordre stratigraphique du plus ancien au plus récent afin de reproduire leur empilement respectif imageant leur progradation vers le Sud (cf. Ch. I.2.2.3). De plus, cet ensemble sédimentaire est caractérisé par deux séquences élémentaires de dépôts : (1) des lobes carbonatés ayant des morphologies lenticulaires et (2) des couches drapantes dont la forme sommitale est généralement plane (Bouchard, 1986). Deux approches distinctes doivent être employées pour reproduire chaque séquence de dépôt :

- (1) pour les lobes, l'épaisseur de l'unité sédimentaire doit être interpolée sur une copie de la surface inférieure (notée  $S_{i-1}$ ) puis additionnée pour obtenir sa surface supérieure (notée  $S_i$ ). Dans cette approche, l'épaisseur locale issue des données est stockée en

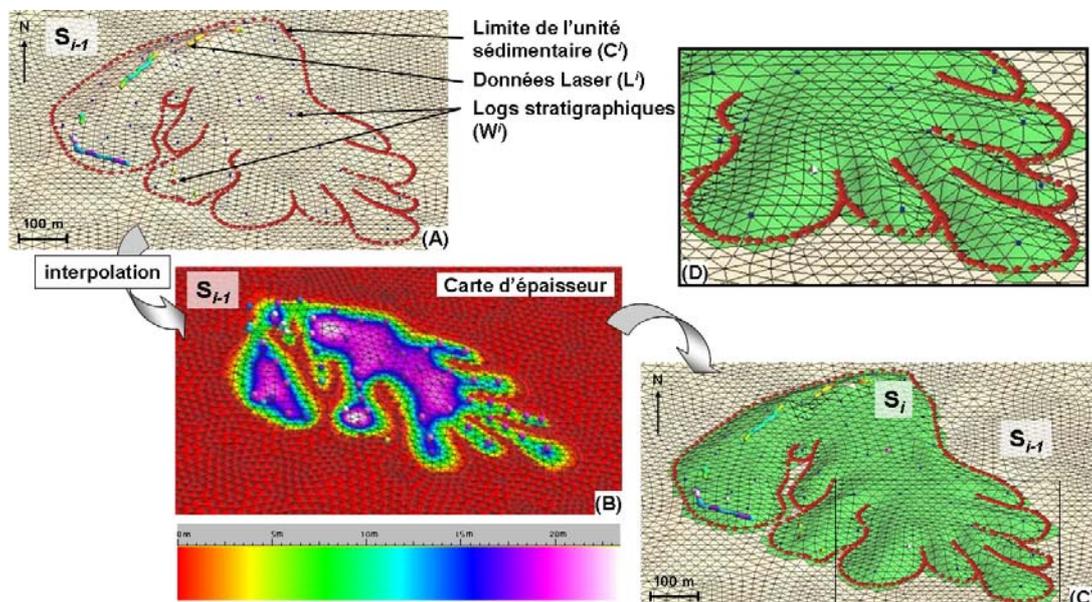
tant que propriété. Pour pouvoir interpoler une propriété avec l'interpolateur DSI, il faut utiliser la contrainte appelée *Property Control Points* qui a le même rôle que des *Control points* et des *Property Range Constraint* qui permettent de fixer les valeurs extrêmes d'épaisseur des unités sédimentaires (équivalent des *Range Thickness Constraint*) ;

- (2) pour les couches drapantes, la géométrie de la surface supérieure (notée  $S_i$ ) doit être interpolée directement aux contraintes avec une approche semblable à celle développée lors de la construction des modèles régionaux.

La construction par étape de ce modèle a été privilégiée afin de reproduire l'empilement stratigraphique des différentes unités sédimentaires.

Dans le cas des dépôts de lobes, le protocole pour établir la surface supérieure d'un corps sédimentaire noté  $i$  comprend 7 étapes (**figure III-12**) :

1. créer une région  $R^i$  sur la surface  $S_{i-1}$ . Cette région doit comprendre seulement les points inclus à l'intérieur des contours  $C^i$  ;
2. fixer la propriété d'« épaisseur » à 0 mètre sur  $C^i$  car les points constituent la frontière de l'unité sédimentaire ;

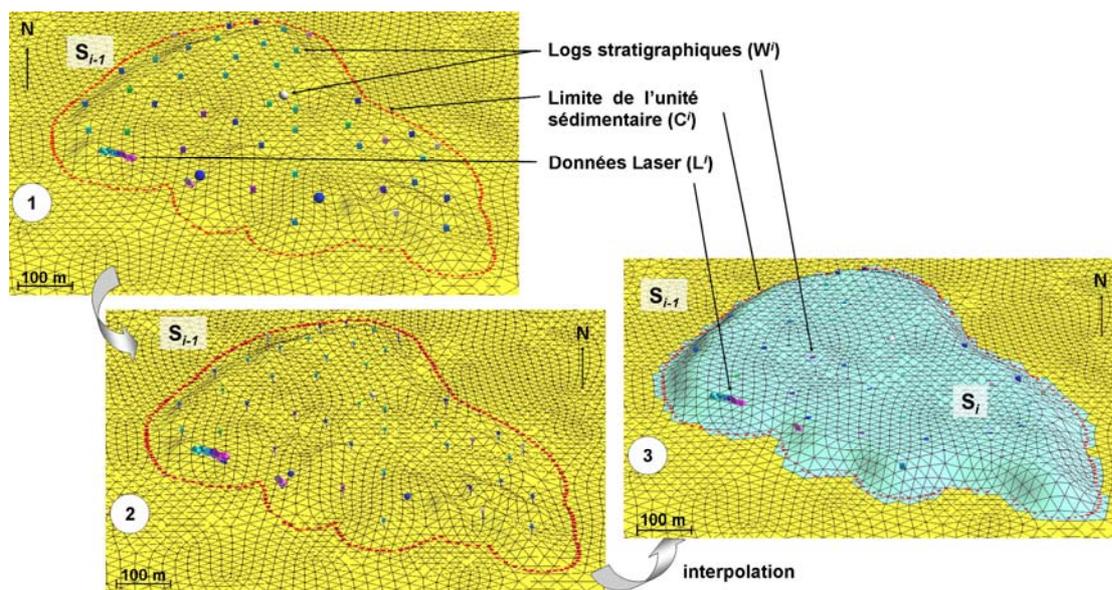


**Figure III-12.** Protocole de modélisation de la surface supérieure d'une unité sédimentaire ( $i$  type lobe) à partir d'une base de données issue de sources multiples : (A) placer les contraintes ; (B) initialiser et interpoler la propriété d'épaisseur sur la surface  $S_{i-1}$  pour la région comprenant l'extension de l'unité sédimentaire ; (C) copier  $S_{i-1}$  en une nouvelle surface  $S_i$  et mettre à jour sa géométrie en fonction de l'épaisseur locale interpolée. (D) Zoom sur le front de la coulée gravitaire permettant de visualiser la morphologie lenticulaire de l'unité sédimentaire. Modifié et adapté à partir de Viseur et al. (2006).

3. calculer l'épaisseur entre les points  $L^i$  et la surface inférieure  $S_{i-1}$  (*Compute Vertical Thickness*). La différence est stockée sur  $L^i$  en tant que propriété d'« épaisseur » ;
4. placer les contraintes de *Property Control Points* sur  $S_{i-1}$  lié à  $C^i$ ,  $L^i$  et  $W^i$  (**figure III-12A**) ;
5. déterminer et indiquer l'épaisseur maximale. L'épaisseur minimale est fixée à 0 mètre (*Property Range Constraint*) ;
6. initialiser la propriété d'« épaisseur » sur  $S_{i-1}$  et l'interpoler sur la région  $R^i$  (**figure III-12B**) ;
7. copier  $S_{i-1}$  en une nouvelle surface  $S_i$  et mettre à jour sa géométrie en lui appliquant le script suivant :  $Z_i = Z_{i-1} + \text{« épaisseur »}$  (**figure III-12C**).

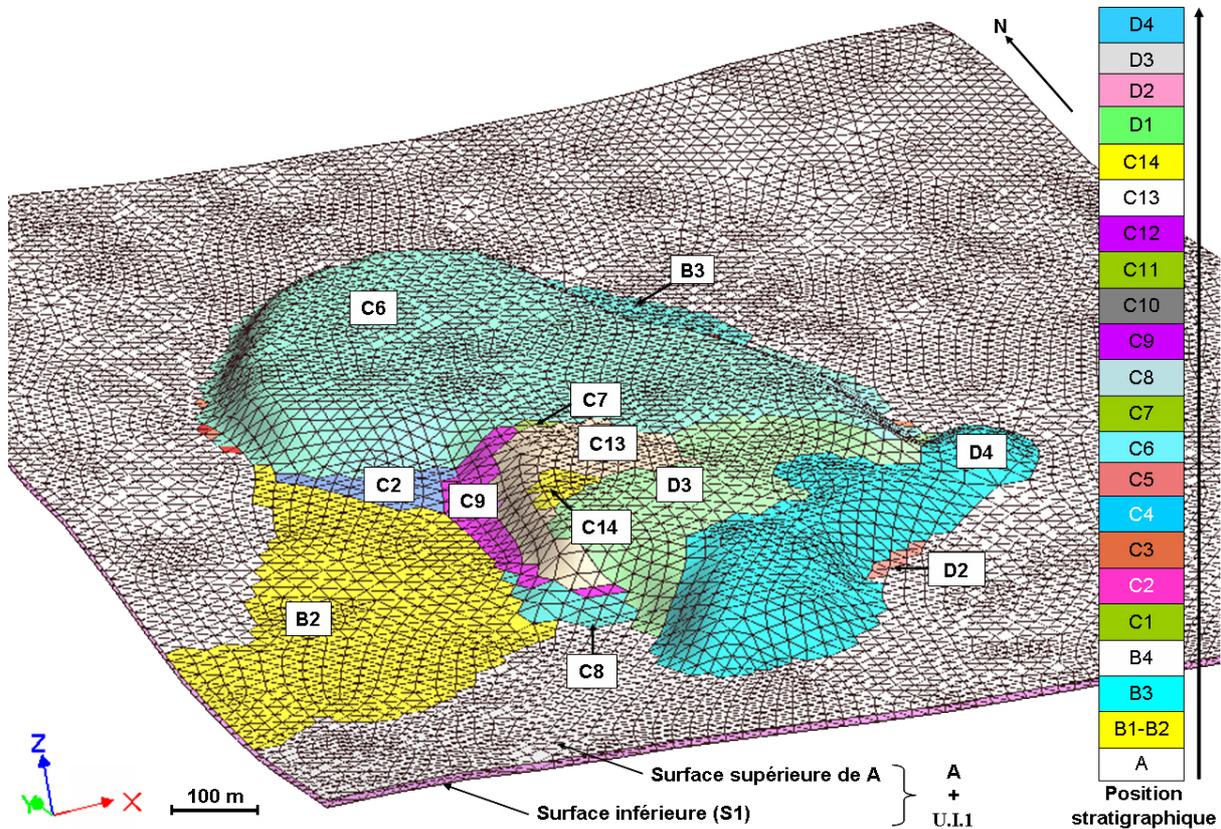
Dans le cas des unités sédimentaires drapantes, la géométrie de la surface supérieure  $S_i$  est interpolée aux contraintes à partir d'une copie de la surface inférieure  $S_{i-1}$  (**figure III-13**). Les contraintes suivantes ont été employées :

- des *Control Nodes* pour les logs stratigraphiques de terrain ( $W^i$ ), les données de laser ( $L^i$ ) et dans la zone à l'extérieur des contours  $C^i$  pour empêcher la surface de se déplacer ;
- des *Control Points* pour les logs stratigraphiques dessinés ( $W^i$ ) ;
- des *Thickness Range Constraint*, intervalle compris entre zéro et la valeur maximale estimée.



**Figure III-13.** Déroulement des opérations pour construire la surface supérieure d'un corps sédimentaire (i) appartenant aux unités sédimentaires drapantes : (1) Données disponibles ; (2) positionner les contraintes ; (3) copier  $S_{i-1}$  en une nouvelle surface  $S_i$  et l'interpoler aux contraintes.

A partir de la base de données disponible et de deux approches développées, un modèle géoréférencé très précis (résolution inférieure au mètre) de l'empilement du complexe carbonaté de la Marcouline a été construit (**figure III-14**).



**Figure III-14.** Modèle surfacique du complexe carbonaté de la Marcouline : empilement précis des différentes unités sédimentaires.

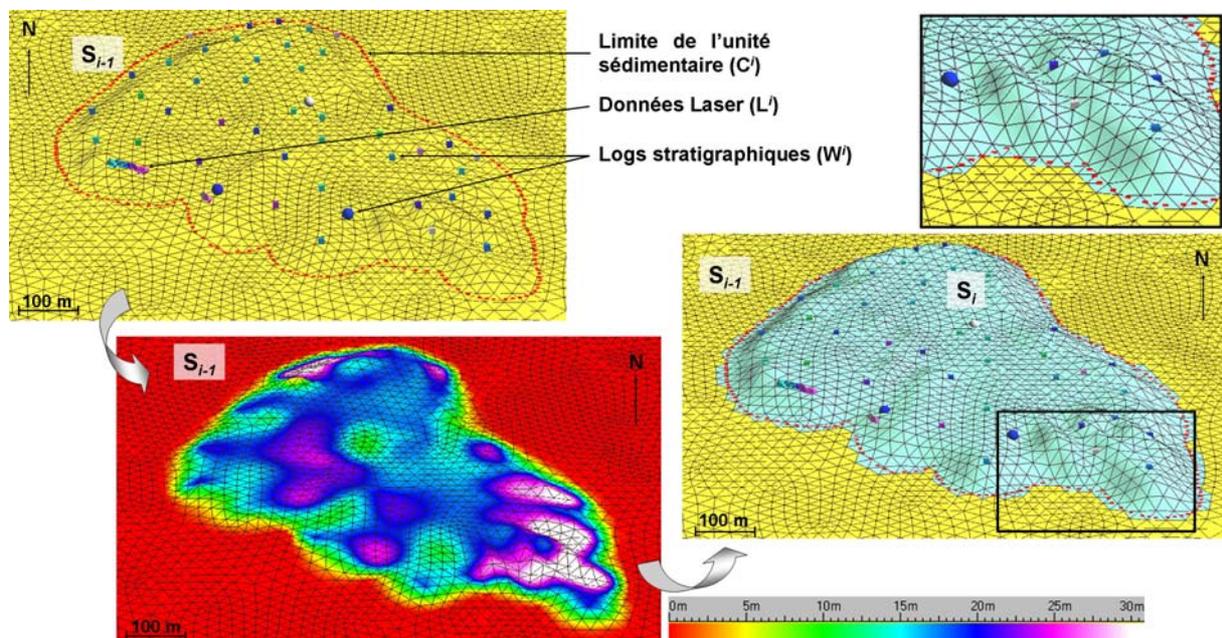
### III.2.2.2. Cohérence des volumes morpho-sédimentaires

Cette approche par étapes a été développée en raison de la particularité morpho-sédimentaire (*sensu* Bouchard, 1986) du complexe carbonaté de la Marcouline. Dans un premier temps la construction de ce modèle a été réalisée seulement en interpolant les surfaces sans autres contraintes que les logs, les données de laser et les contours. La morphologie lenticulaire des lobes n'était pas bien reproduite malgré l'intégration de logs stratigraphiques « dessinés » (cf. Ch. II.3.5.2). Pour remédier à ce problème s'est imposée l'idée de travailler non plus à partir des données elle-même mais de travailler à partir d'une propriété d'« épaisseur ». Pour chaque donnée ( $C^i$ ,  $L^i$  et  $W^i$ ) une telle valeur est en effet estimable. Entre les données, la propriété est interpolée de manière continue. Ainsi lorsque la

propriété est interpolée des valeurs sont attribuées sur l'ensemble des facettes. En ajoutant cette propriété au Z des nœuds de la surface, celle-ci se déplace sur l'ensemble. La morphologie convexe des lobes est alors respectée parfaitement (**figure III-12D**).

Dans un second temps la construction des enveloppes sédimentaires du modèle avait été réalisée en utilisant seulement une approche basée sur l'interpolation de la propriété d'« épaisseur ». Cette approche s'est révélée insatisfaisante pour reproduire la géométrie des couches drapantes qui comblent ou atténuent le relief sédimentaire précédent.

Lorsque la propriété d'« épaisseur » est additionnée au Z de la surface, celle ci comble les creux mais accentue les bosses (**figure III-15**). Ceci est lié aux mécanismes contrôlant la mise en place de ce type de dépôts et la répartition des données. L'épaisseur de ces unités sédimentaires est plus faible au niveau des bosses et plus grande au niveau des creux. Dans le cas où aucune donnée n'a été importée au niveau d'une zone dite « haute », la valeur d'épaisseur attribuée à la zone haute après interpolation est proche de celle des zones dites « basses ». Par conséquent, la zone haute est accentuée et non comblée. Le même phénomène se produit si les données sont présentes seulement sur les zones hautes.



**Figure III-15.** Déroulement des opérations pour construire la surface supérieure d'une unité sédimentaire (i), appartenant à la série de drapage, en utilisant la méthode d'interpolation de la propriété d'épaisseur.

C'est la combinaison des deux approches qui s'est donc imposée. Cette dualité révèle bien le fait que la connaissance géologique de séries étudiées permet de proposer des applications simple à mettre en place pour mieux reproduire chaque type d'objet sédimentaire. Modéliser sans avoir une connaissance *a priori* (1) des mécanismes qui régissent la mise en place des sédiments et (2) de l'architecture des dépôts, peut conduire à représenter des modèles 3D non réalistes.

Remarque : Une autre solution envisageable pour reproduire la morphologie des lobes est de travailler sur une méthode d'interpolation intégrant des tendances (krigeage avec tendance ; Goovaerts, 1997).

### **III.3. Modèles volumiques**

Les modèles surfaciques ont été présentés dans les paragraphes précédents. L'étape suivante consiste à remplir l'espace entre les enveloppes par des propriétés sédimentaires ou pétrophysiques. Pour pouvoir représenter ces attributs volumétriques en trois dimensions, il est nécessaire de définir un support reflétant l'architecture des dépôts et auquel les propriétés seront par exemple associées par des méthodes géostatistiques.

Le support volumique doit reproduire l'architecture stratigraphique de départ car les modélisations de propriétés utilisent la notion de voisinage : un point est estimé en fonction des points qui l'entourent. Les dépôts de sédiments s'accumulant forment des couches. Il est donc impératif d'estimer un point par rapport à ces voisins au sein uniquement d'une même couche. C'est le rôle que peut jouer une grille stratigraphique. Ce concept est très important dans le contexte de la modélisation d'écoulement des fluides qui sont contrôlés par l'architecture stratigraphique du réservoir (Borgomano *et al.*, 2001).

#### **III.3.1. Définition d'une grille stratigraphique**

Une grille stratigraphique (*SGrid*) est une grille tridimensionnelle structurée selon 3 axes curvilinéaires (I, J, K), composée d'hexaèdres et de géométrie irrégulière. Les cellules de la grille se déforment de manière à s'adapter à la géométrie des couches géologiques. Chaque cellule est suffisamment petite pour que les propriétés sédimentaires ou pétrophysiques

attribuées puissent être considérées comme représentatives à l'intérieur de celle-ci. Les propriétés sont affectées soit au centre, soit aux coins de chaque cellule. Les plans (I, J) de la grille représentent les interfaces sédimentaires et sont supposés parallèles aux couches. L'empilement des unités suivant l'axe K de la grille permet d'honorer l'architecture interne des dépôts (conforme, aggradant et érosif) et de leurs contacts (*onlap*, *downlap*...).

D'autres représentations volumiques sont réalisables dans *gOcad* à partir de surfaces triangulées. Ce type de représentation, couramment utilisé dans l'industrie pétrolière, a été sélectionné car il est particulièrement bien adapté à la modélisation d'objets géologiques présentant une stratification des dépôts et un réseau de faille.

Pour construire une grille stratigraphique à partir d'un modèle surfacique, une méthode dite d'« extrusion » a été utilisée. Ce procédé disponible sous *gOcad* consiste à :

1. créer une grille irrégulière bidimensionnelle sur une des deux surfaces qui délimite l'objet géologique à représenter (base ou toit). Cette étape permet la création des axes (I, J) qui sont perpendiculaires. Les courbes d'iso-valeurs (même I et même J) font office de maillage 2D. On parle de paramétrisation 2D de la surface. Lors de cette étape, il est essentiel de faire ressortir les caractéristiques de la grille finale car le quadrillage va servir de support au modèle volumique. Il est souhaitable d'aligner les axes (I, J) dans le sens des structures ;
2. générer des vecteurs (piliers) reliant le toit et la base de l'objet. Ces piliers définissent l'axe K de la grille ;
3. définir les surfaces intermédiaires si elles existent. Ces surfaces découlent des modèles surfaciques. Elles doivent être représentées comme des plans constants ;
4. créer les couches de cellules hexaédriques. Pour cela, il convient de définir le style stratigraphique et le nombre de couche à construire entre chaque surface suivant l'axe K. Le style (proportionnelle à la base et au sommet, conforme à la base, conforme au sommet) permet de reproduire l'agencement des dépôts. Le nombre permet de déduire la hauteur moyenne de chaque couche ;
5. déterminer le nombre de cellules suivant I et J. Ceci revient à estimer la longueur et la largeur des cellules ;
6. créer la grille stratigraphique tridimensionnelle en utilisant ces informations. Le nombre de cellules de la grille est connu. Il suffit de multiplier le nombre de couches par le nombre cellules. Le maillage retenu doit être adapté à la taille des hétérogénéités à modéliser. Il doit tenir compte des contraintes du logiciel de simulation qui va être

employé pour remplir le volume d'attributs et de la capacité de l'ordinateur. La puissance et le temps de calcul sont deux paramètres à prendre en compte pour toutes réalisations.

### III.3.2. Construction des grilles stratigraphiques dans les modèles gigognes

L'objectif est de produire des grilles stratigraphiques dans lesquelles les différentes couches de cellules hexaédriques sont cohérentes avec l'architecture des séries sédimentaires observées à l'affleurement. La construction des grilles 3D a été réalisée en utilisant le guide des procédures « *3D Reservoir Grid Builder* » disponible sous *gOcad*. Il contient toutes les instructions nécessaires et mentionnées précédemment pour établir une grille à partir de surfaces triangulées. Le guide décrit les étapes que doit suivre l'utilisateur en renseignant toutes les informations nécessaires.

#### III.3.2.1. Modèles régionaux de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal

Deux grilles stratigraphiques tridimensionnelles ont été construites (**figures III-16 et III-17A**). Cette modélisation comprend certaines étapes importantes :

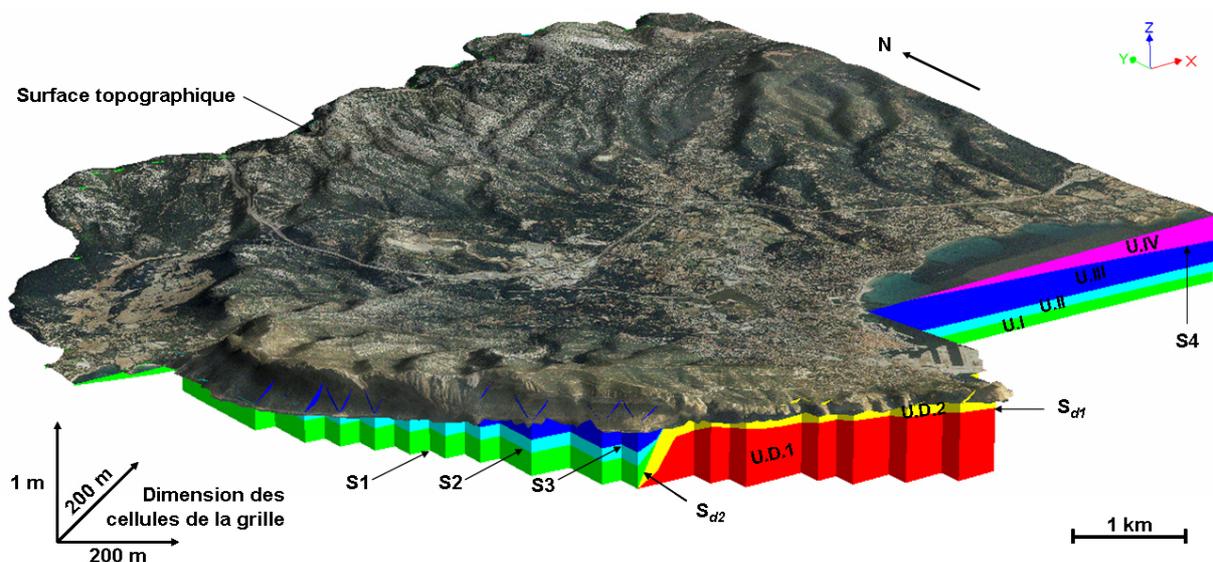
1. l'ordre de construction stratigraphique relative : la grille a été établie du bas (surface S1 : contact Aptien-Cénomaniens) vers le haut représenté par la surface topographique actuelle de l'affleurement. La topographie a été utilisée en tant que toit du modèle pour représenter la série telle qu'elle est préservée actuellement. De plus pour créer une grille, il est nécessaire que les deux surfaces délimitant l'objet géologique soient de même extension. S1 et la surface topographique ont donc été redimensionnées pour posséder la même extension ;
2. la paramétrisation : elle a été établie suivant l'axe X et Y car les limites du modèle sont arbitraires et ne sont pas corrélées avec l'architecture stratigraphique ;
3. le style de stratification entre les couches : pour le modèle régional seul le type proportionnel a été utilisé. En ce qui concerne le modèle régional détaillé, le type de stratification a été adapté à l'architecture interne de chaque unité stratigraphique secondaire. La représentation du delta comprend les deux interfaces ( $S_{d1}$ ,  $S_{d2}$ ). Pour

représenter l'agencement des dépôts observés à l'affleurement (**figure III-8**), l'option conforme au sommet entre  $S_1$  et  $S_{d1}$ , et conforme à la base entre  $S_{d1}$  et  $S_{d2}$  a été choisie. Les autres unités stratigraphiques primaires ou secondaires viennent donc s'appuyer contre le toit du delta (**figure III-17B**). Dans les deux modèles volumiques, la surface topographique représente une surface érosive. Le type conforme à la base a donc été sélectionné ;

4. la dimension des couches et des cellules : afin de pouvoir comparer la distribution des attributs volumétriques de chaque grille, il convenait d'homogénéiser le nombre de couches selon l'axe K et la dimension des cellules suivant I et J.

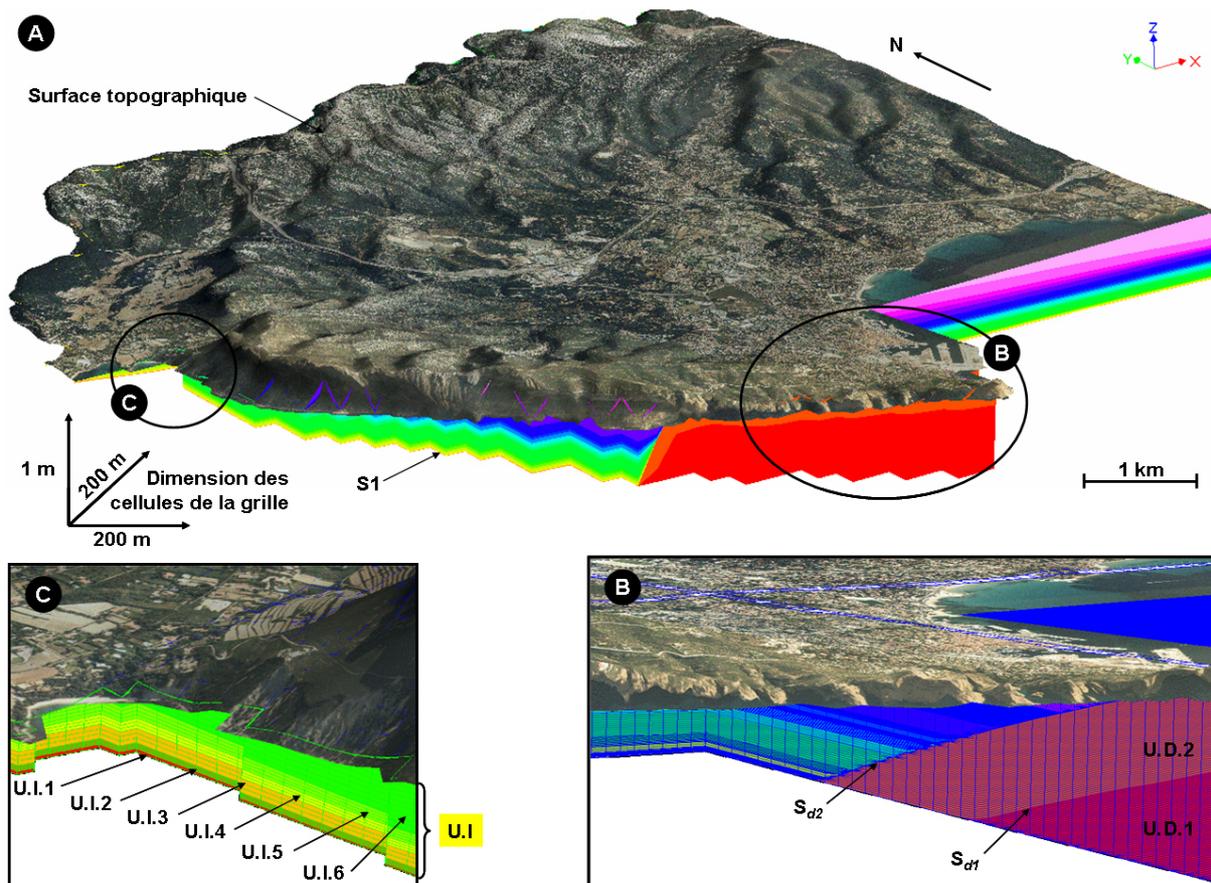
Pour le modèle volumique régional, six unités ont été construites entre  $S_1$  et la surface topographique (**figure III-16**) dont deux représentants le delta (U.D.1 et U.D.2). Les trois premières correspondent aux unités stratigraphiques primaires U.I, U.II et U.III. La dernière U.IV, située au Sud-Est, représente une partie de la série d'âge Coniacien moyen à Santonien de la MCBSP. Cette unité est comprise entre  $S_4$  et la surface topographique (**figure III-16**). Elle représente un volume qui n'est pas à prendre en compte dans l'étude.

Une résolution de 200 x 200 x 1 mètres (IJK) a été choisie pour reproduire la réalité en tenant compte de la puissance et du temps de calcul de l'ordinateur. Le maillage de la grille est de 53 cellules suivant l'axe I et 53 cellules suivant l'axe J. Suivant l'axe K, il a été défini pour U.I, U.II et U.III respectivement 204, 178 et 573 couches. U.IV, U.D.1 et U.D.2 ont été représentées par une seule couche.



**Figure III-16.** Grille stratigraphique régionale de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal. La grille est composée de six unités (U.I, U.II, U.III, U.IV, U.D.1 et U.D.2).

Pour le modèle régional détaillé, dix-huit unités stratigraphiques secondaires ont été construites (**figure III-17A**). Les proportions ont été conservées. Seule l'épaisseur moyenne des couches varie entre les surfaces intermédiaires. Par exemple, l'unité I comprend six unités stratigraphiques secondaires (U.I.1 à U.I.6). Pour respecter les proportions la somme des couches créées doit être égale à 204. Dans le modèle volumique final, ces unités stratigraphiques secondaires ont été représentées respectivement par 10, 48, 15, 20, 30 et 81 couches (**figure III-17C**) en conservant une résolution verticale de 1 mètre.



**Figure III-17.** Grille stratigraphique détaillée du sous-sol de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal réalisés à l'échelle régionale. (A) Vue générale de la grille. (B) Vue d'une section de la grille permettant de distinguer le contact entre les dépôts liés au delta et la série de bassin. (C) Zoom d'une partie de la grille permettant d'observer la subdivision de l'unité I en six unités stratigraphiques secondaires.

### III.3.2.2. Modèle haute résolution du complexe carbonaté de la Marcouline

Le modèle volumique du complexe carbonaté de la Marcouline représente l'empilement des unités sédimentaires. La construction de tels dépôts peut-être réalisée

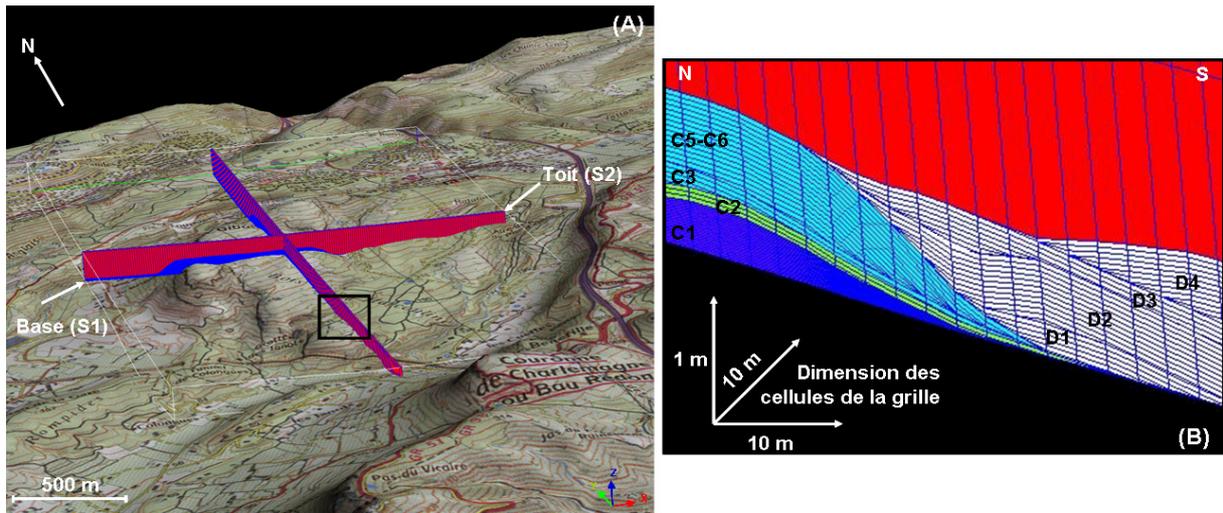
suivant deux approches. Dans les deux cas, la construction du modèle nécessite toujours l'utilisation du guide « *3D Reservoir Grid Builder* » de gOcad.

### ***Construction d'une grille 3D pour l'ensemble du complexe carbonaté***

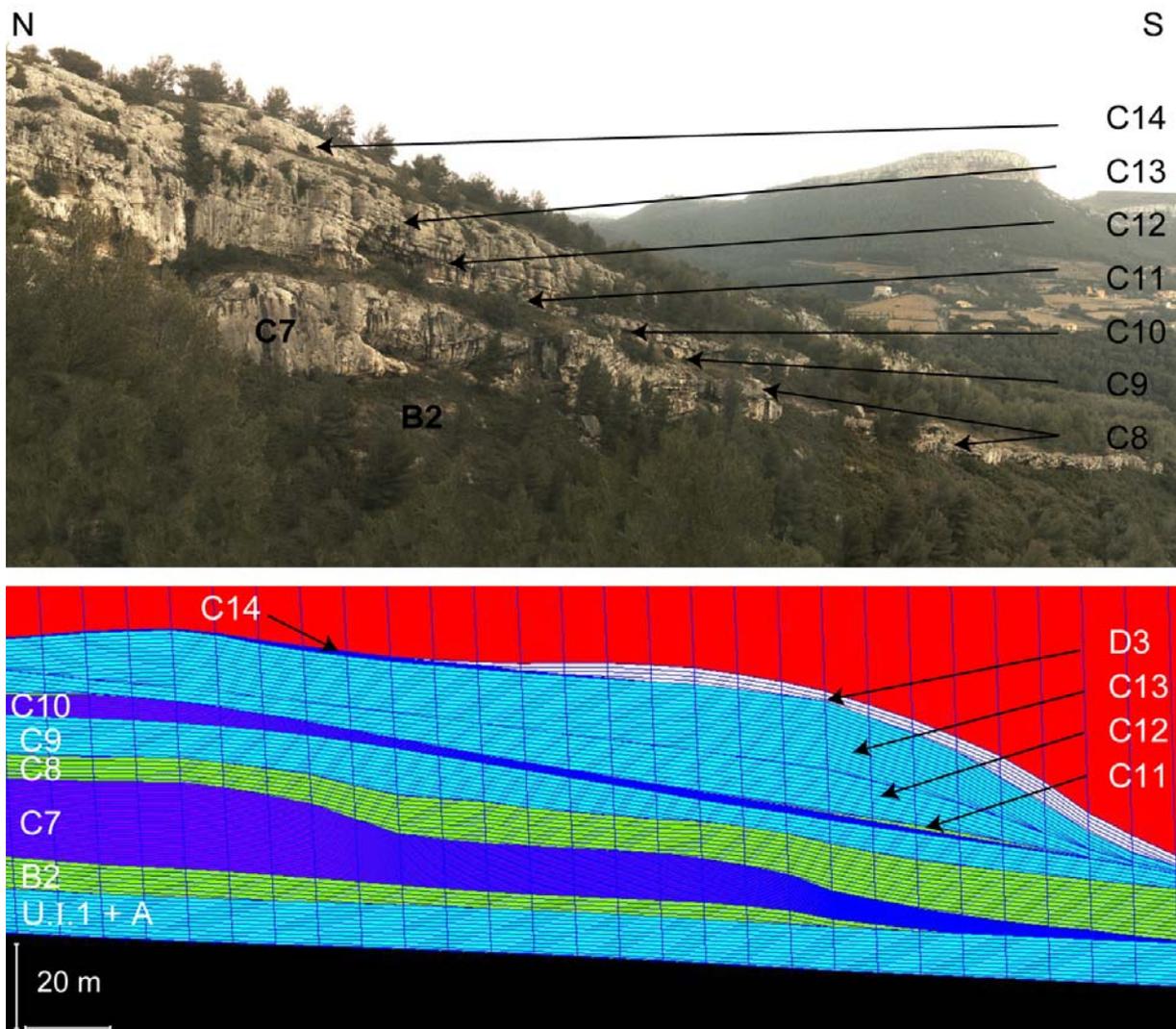
La première approche consiste à reproduire l'ensemble du complexe carbonaté de la Marcouline par une seule grille (**figure III-18**). Il s'agit d'une approche générale qui est similaire à celle développée pour les modèles régionaux. Quelques points clefs du protocole de modélisation sont présentés :

1. l'ordre de construction et le choix de la surface sommitale : la hiérarchie stratigraphique des dépôts a été respectée pour construire la grille. La base choisie correspond à la partie extraite et densifiée de S1. Le toit du modèle correspond à la partie extraite et densifiée de la surface S2 (**figure III-18A**). Le volume compris entre le dernier corps (D4) et cette surface n'a aucune valeur intrinsèque dans ce modèle (**figure III-18**, peint en rouge dans la grille), mais il permet de mettre en accord le modèle volumique de la Marcouline avec les modèles de la MCBSP à l'échelle régionale ;
2. la paramétrisation : elle est réalisée suivant les limites externes de la base de l'objet stratigraphique car il s'agit d'une surface carrée orientée selon X et Y (**figure III-14**) ;
3. la stratification entre les interfaces : pour reproduire l'architecture stratigraphique interne des différentes unités sédimentaires, liée à leur mode de mise en place, deux types de stratifications ont été sélectionnés. Le mode conforme à la base et au sommet a été choisi pour reproduire le litage concave de la partie inférieure et convexe de la partie supérieure des lobes. Le mode conforme au sommet a été utilisé pour reproduire les unités sédimentaires qui reposent sur les lobes en les drapant (**figure III-18B**).

Une résolution de 10 x 10 x 1 mètres (IJK) a été choisie. Le maillage de la grille est de 200 cellules suivant l'axe I, 200 cellules suivant l'axe J et 428 couches suivant l'axe K. Le volume entre D4 et S2 a été représenté par une seule couche. Cette approche a permis de reproduire un modèle volumique en accord avec la dynamique sédimentaire reproduisant précisément la structure interne, le contact et la distribution spatiale des dépôts (**figure III-18B**). Des comparaisons entre des panoramas photographiques d'affleurement et des sections 2D de la grille permettent de vérifier le réalisme du modèle stratigraphique (**figure III-19**).



**Figure III-18.** Grille stratigraphique des affleurements du complexe carbonaté de la Marcouline. (A) Vue générale de sections la grille. (B) Vue d'une section de la grille permettant de visualiser l'architecture interne d'unités sédimentaires et leur agencement spatial.



**Figure III-19.** Comparaison entre l'affleurement et la grille stratigraphique pour un transect Nord-Sud du complexe carbonaté de la Marcouline.

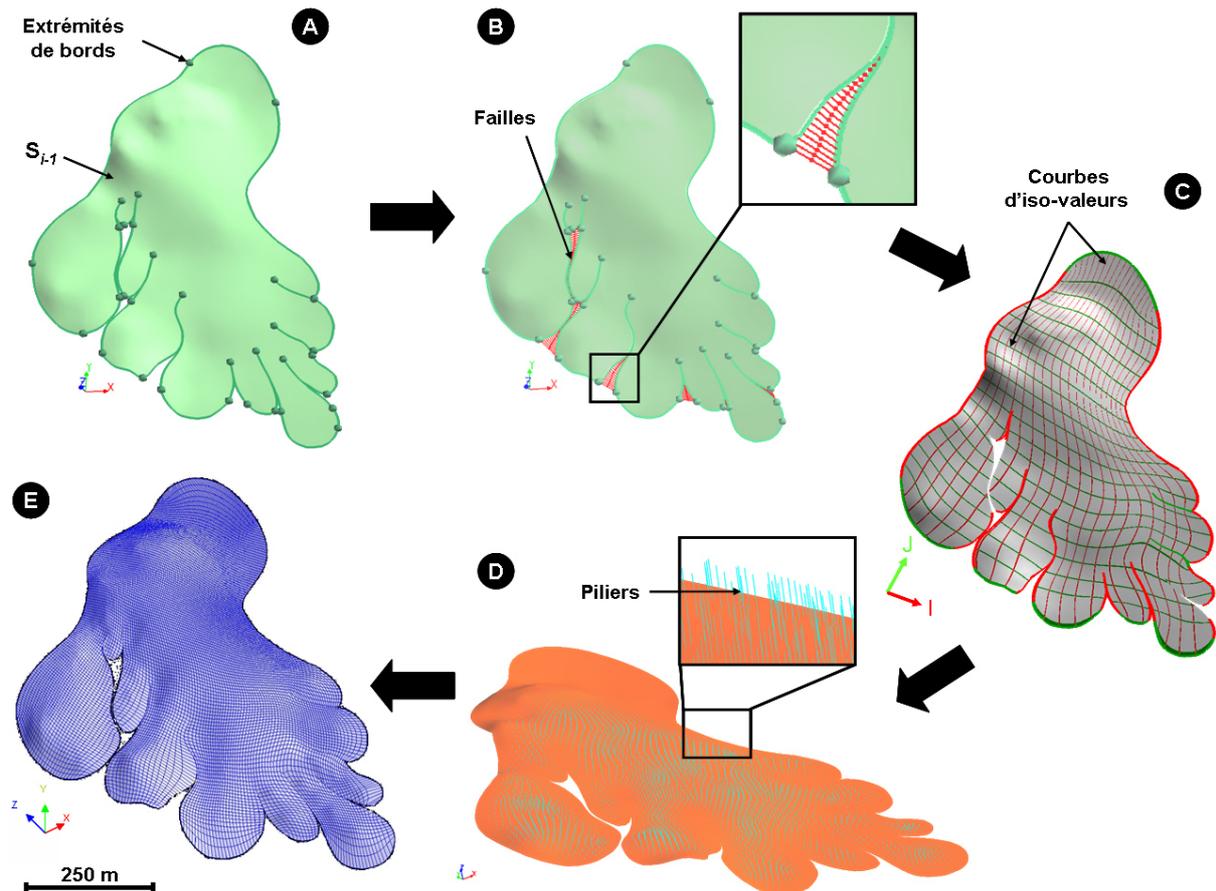
### **Construction d'une grille 3D pour chaque unité sédimentaire**

La deuxième approche consiste à générer un modèle volumique pour chaque unité sédimentaire. Dans *gOcad*, les épandages bioclastiques sont généralement représentés en utilisant l'objet type *chenal*. Ce type d'objet permet à la grille de reproduire la morphologie et d'honorer la stratification interne des dépôts lors de sa construction. Néanmoins, ce type d'objet ne peut reproduire des coulées dont les terminaisons présentent une disposition divergente ou digiforme comme observés pour certains dépôts décrits dans le complexe carbonaté de la Marcouline.

Une approche alternative peut-être proposée. Elle consiste à établir une grille stratigraphique 3D pour chaque unité sédimentaire (**figure III-20**). Pour cela, il est impératif :

1. de découper la surface inférieure  $S_{i-1}$  et supérieure  $S_i$  à partir du contour cartographique pour conserver uniquement l'unité sédimentaire (**figure III-20A**) ;
2. d'établir la paramétrisation sur la surface inférieure  $S_{i-1}$ . Les axes (I, J) sont orientés pour que les courbes d'iso-valeurs soient alignées suivant les limites externes de l'unité sédimentaire (**figure III-20C**) ;
3. créer les piliers et organiser les couches de la grille verticalement (K) de sorte qu'elles reproduisent la stratification verticale des structures géologiques (**figure III-20D**).

Pour reproduire les grilles 3D d'unités sédimentaires présentant des géométries divergentes, la solution est de considérer les espaces entre les digitations comme des espaces faillés (**figure III-20B**). Les terminaisons de chaque digitation sont alors prises en compte dans la paramétrisation en les définissant comme des limites externes. De plus pour rendre possible la paramétrisation sur l'ensemble de la surface, des liens vectoriels sont placés dans ces espaces (**figure III-20B**) pour que l'interpolation de la propriété soit continue au travers des failles. En utilisant cette approche, des grilles d'objets très complexes ont pu être réalisées (**figure III-20E**).



**Figure III-20.** Applications développées pour construire la grille stratigraphique d'un objet présentant des digitations : (A) Découper la surface inférieure  $S_{i-1}$  ; (B) positionner les liens vectoriels au niveau des digitations ; (C) établir la paramétrisation de  $S_{i-1}$  ; (D) créer les piliers ; (E) construire la grille 3D.

### III.4. Conclusions préliminaires

Les méthodes de construction de modèles stratigraphiques tridimensionnels proposées dans ce chapitre ont permis de réaliser des modèles 3D de surfaces et de volumes à différentes échelles d'un affleurement hétérogène et complexe. Les protocoles nécessaires à la construction de ces modèles ont été présentés. Les principales étapes de la construction, les problèmes et les solutions sont reportés et illustrés. Ce travail peut donc servir de référence pour des géologues qui ne sont pas experts en modélisation 3D mais qui désirent réaliser des modèles d'affleurement de qualité tout en y intégrant leur connaissance sédimentaire nécessaire à leur construction.

Les supports volumiques étant établis, il convient maintenant de les remplir d'attributs sédimentaires ou pétrophysiques à partir des données définies à haute résolution le long des logs stratigraphiques.

## CHAPITRE IV

# MODÉLISATION NUMÉRIQUE 3D DE PROPRIÉTÉS : FACIÈS SÉDIMENTAIRES

<b><u>IV.1. Introduction</u></b>	<b>129</b>
<b><u>IV.2. Faciès et environnements sédimentaires</u></b>	<b>129</b>
<b>IV.2.1. Objectifs et méthodes</b>	<b>129</b>
<b>IV.2.2. Description des faciès de dépôts et interprétations des paléoenvironnements</b>	<b>132</b>
<b>IV.2.2.1. Les faciès de plate-forme (ou de rampe) émergée à interne</b>	<b>132</b>
<b>IV.2.2.2. Les faciès de plate-forme (ou de rampe) externe</b>	<b>135</b>
<b>IV.2.2.3. Les faciès de bassin</b>	<b>137</b>
<b>IV.2.2.4. Les faciès détritiques de delta</b>	<b>140</b>
<b>IV.2.2.5. Les faciès de resédimentations carbonatées</b>	<b>142</b>
<b><u>IV.3. Modélisation numérique 3D de propriétés</u></b>	<b>149</b>
<b>IV.3.1. Interpolations et simulations stochastiques</b>	<b>149</b>
<b>IV.3.1.1. Les méthodes d'interpolations des faciès</b>	<b>150</b>
<b>IV.3.1.2. Les méthodes de simulations stochastiques des faciès</b>	<b>151</b>
<b>IV.3.2. Modèles 3D des faciès de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal</b>	<b>153</b>
<b>IV.3.2.1. La méthode d'interpolation par krigeage d'indicatrices</b>	<b>153</b>
<b>IV.3.2.2. Les méthodes de simulations stochastiques des faciès : simulations par gaussiennes tronquées</b>	<b>158</b>
<b>IV.3.2.3. Simulation des faciès par la méthode THALASSA</b>	<b>173</b>

<b>IV.3.3. Modèles 3D des faciès du complexe carbonaté de la Marcouline</b>	<b>176</b>
<b>IV.3.3.1. Modélisation déterministe des corps sédimentaires</b>	<b>176</b>
<b>IV.3.3.2. Essai de simulations géostatistiques multipoints</b>	<b>179</b>
<b><u>IV.4. Discussion - Conclusions préliminaires</u></b>	<b>181</b>

## **IV.1. Introduction**

Un système carbonaté est déterminé par des hétérogénéités et une complexité sédimentaire, dont la modélisation en trois dimensions constitue l'enjeu majeur de la caractérisation des réservoirs carbonatés. La méthodologie employée pour établir des modèles numériques 3D de la MCBSP a été décrite dans le chapitre précédent. Les procédures utilisées pour réaliser les modèles volumiques de propriétés font l'objet de ce chapitre. Classiquement, les simulations réalisées lors de l'étude d'un réservoir pétrolier débutent par des simulations de faciès sédimentaires, puis se poursuivent par des simulations de paramètres critiques tels que la porosité et la perméabilité ou leurs proportions respectives dans chacun des faciès (Dubrule, 1998 ; Deutsch, 1999 ; Falivene *et al.*, 2006). Dans ce chapitre, seul l'attribut de faciès est traité. La modélisation numérique 3D de propriétés de faciès nécessite deux étapes principales :

1. une analyse sédimentologique des faciès afin de comprendre leurs distributions spatiales et les paléoenvironnements de dépôts correspondants, et de construire les profils sédimentaires ;
2. la réalisation de modèles numériques 3D de faciès à partir de méthodes déterministes ou stochastiques.

Lors de cette deuxième étape, les données de faciès issues de l'observation de l'affleurement de manière ponctuelle et tendancielle sont intégrées aux modèles 3D en tant que propriété pour caractériser la répartition spatiale des faciès au sein des enveloppes stratigraphiques.

## **IV.2. Faciès et environnements sédimentaires**

### **IV.2.1. Objectifs et méthodes**

L'analyse des faciès de dépôts et les reconstitutions paléoenvironnementales constituent l'une des bases de toute étude ayant pour objectif la compréhension de systèmes sédimentaires carbonatés et/ou silicoclastiques dans leurs cadres morphostructuraux et sédimentaires. Les objectifs principaux de cette analyse et reconstitution sont les suivants :

1. établir la nature et la géométrie des systèmes sédimentaires, ainsi que leurs distributions spatio-temporelles ;
2. établir une classification des faciès sédimentaires représentant chacun un environnement de dépôt particulier. Cette classification est utilisée comme donnée régionale dans les modélisations numériques 3D pour reproduire la distribution des faciès. Elle est employée en tant que variable discrète ;
3. mettre en évidence des événements majeurs (climatique, eustatique, tectonique, biologique) ayant contrôlé ces systèmes sédimentaires.

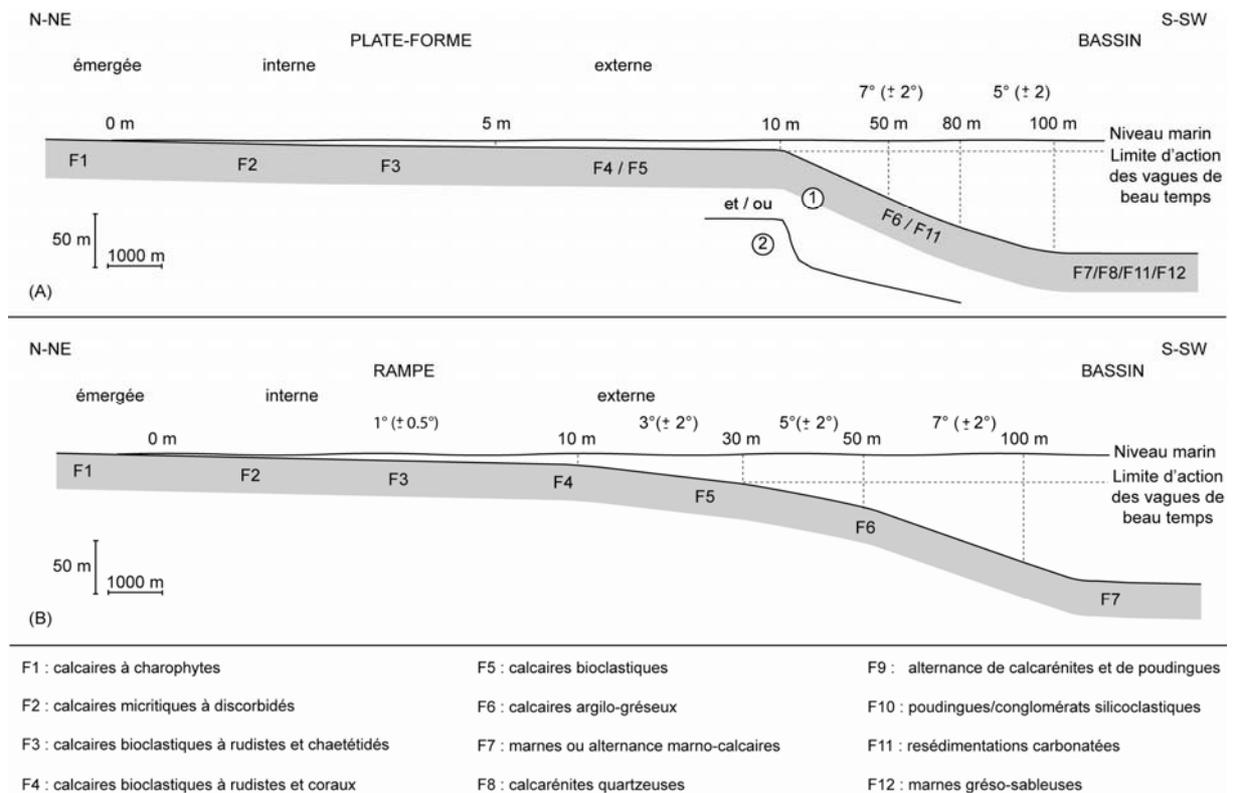
L'étude des faciès et des microfaciès carbonatés est fondée sur une analyse texturale (classification d'Embry & Klovan, 1971 complétant celle de Dunham, 1962), lithologique (classification de Folk, 1959), sédimentologique et micropaléontologique. Le contenu bioclastique des roches en lames minces a été évalué de manière semi-quantitative et quantitative par comptage de points dans certains cas. Ces travaux ont été réalisés, principalement, (1) dans le cadre de Thèses qui ont porté sur la compréhension de séries d'âge Crétacé supérieur de la MCBSP (Bouchard, 1986 ; Jolet, 1996 ; Hennuy, 2003) et (2) de l'analyse de deux logs de forage (La Ciotat 1 et La Ciotat 2A) sur la base de 300 lames minces (cf. Ch. II.2.2). D'autres études sur la MCBSP ont été prises en considérations pour compléter cette base de données (Bassant, 1995 ; Godart, 1997 ; Philip, 1998 ; Fouilhé, 2001).

A partir des textures, contenus bioclastiques et structures sédimentaires, plusieurs faciès ont pu être déterminés. Bouchard (1986) et Bassant (1995) ont respectivement distingué pour le système carbonaté d'âge Cénomaniens 7 et 11 faciès. Jolet (1996, 1997) a différencié 12 familles de faciès pour la plate-forme mixte d'âge Turonien inférieur à moyen. Hennuy (2003) a défini 8 groupes de faciès pour les dépôts du Bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen. Une synthèse de ces analyses et interprétations a été réalisée afin de normaliser et standardiser les résultats pour les étendre à l'ensemble de la série d'âge Crétacé supérieur. Il convient également de limiter leurs nombres pour faciliter la modélisation numérique. 12 faciès de dépôts majeurs ont été finalement retenus.

La composition biologique, les structures sédimentaires et l'agencement stratigraphique des faciès les uns par rapport aux autres ont été les principaux marqueurs utilisés dans les travaux antérieurs pour les reconstitutions des environnements de dépôts. Les logs stratigraphiques levés et les cartographies des unités lithostratigraphiques ou

sédimentologiques ont été utilisés pour repérer les passages latéraux de faciès et appréhender la morphologie de la marge carbonatée. Deux physiographies sont distinguées :

- (1) une plate-forme carbonatée à escarpement bordier (**figure IV-1A** ; *rimmed shelf with escarpment sensu* Read, 1985). Une rupture nette existe entre les environnements de plate-forme et de bassin. La rupture est marquée par des pentes à inflexions nettes et/ou par des escarpements qui libèrent du matériel. Cette physiographie est valable au Cénomaniens moyen et du Turonien supérieur au Coniacien inférieur ;
- (2) une rampe carbonatée s'approfondissant distalement (**figure IV-1B** ; *distally steepened ramp sensu* Read, 1985). Les faciès s'enchaînent latéralement depuis les environnements les moins profonds (dépôts saumâtres) jusqu'aux environnements les plus profonds (marnes). L'évolution des dépôts est transitionnelle. Cette physiographie est valable pour la sédimentation du Cénomaniens supérieur au Turonien moyen.



**Figure IV-1.** Distribution des faciès le long de profils sédimentaires théoriques : (A) Profil d'une transition plate-forme/bassin marquée par une inflexion nette (1 : pente / 2 : escarpement). (B) Profil d'une rampe carbonatée zonée depuis les domaines internes de la rampe jusqu'au bassin. La limite inférieure d'action des vagues de beau temps est comprise entre 10 et 30 mètres (d'après Rousselle, 1997). Les faciès F9 et F10 sont présents plus au Sud à proximité de deltas.

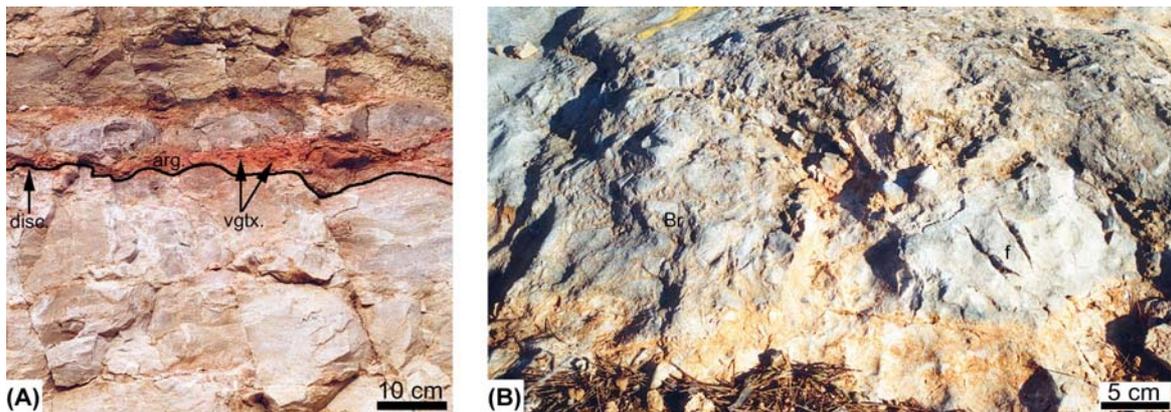
Des intervalles de paléo-profondeur et de paléo-angles de dépôts ont été estimés d'après les données de terrain et les travaux antérieurs. Ces informations sont reportées sur les deux physiographies proposées (**figure IV-1**). Dans les deux cas, les lignes d'isofaciès sont orientées N110° comme l'avait déjà proposé Philip (1970).

## IV.2.2. Description des faciès de dépôts et interprétations des paléoenvironnements

### IV.2.2.1. Les faciès de plate-forme (ou de rampe) émergée à interne

#### *Faciès 1 : Calcaires à charophytes (F1)*

Wackestone à débris de végétaux (**figure IV-2A**) dont des charophytes. Les foraminifères benthiques, péloïdes et algues dominent les bioclastes. La matrice peut-être rubéfiée. Sur ces dépôts d'apparence homogène s'observent des intervalles de brèches calcaires polygéniques et hétérométriques (**figure IV-2B**).



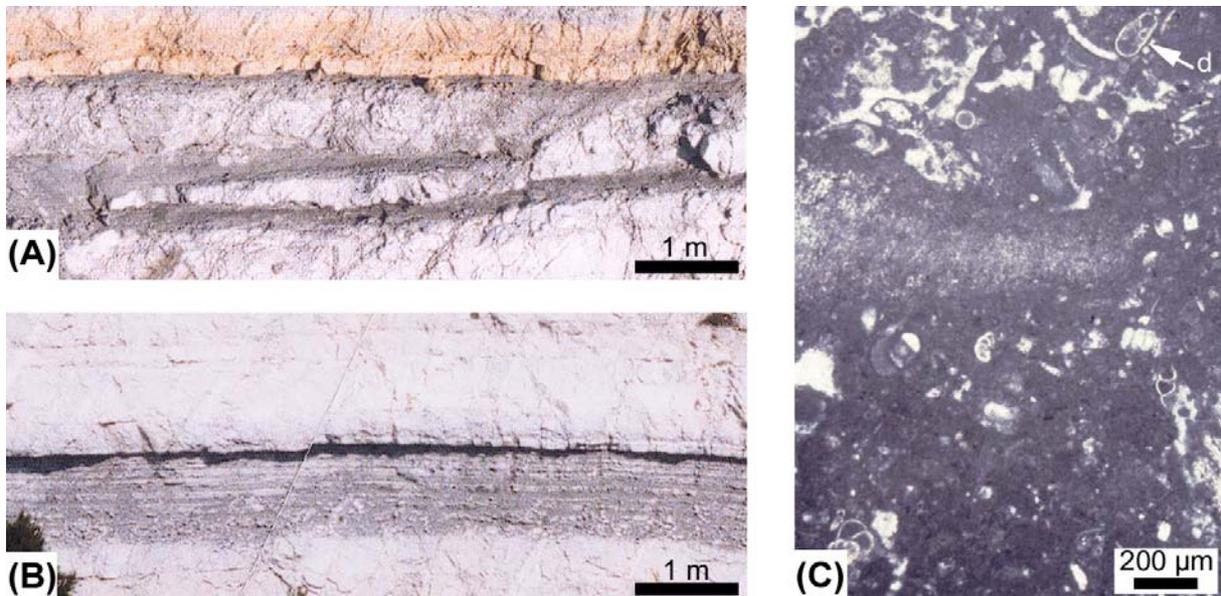
**Figure IV-2.** Faciès 1 « calcaires à charophytes ». (A) Brèche à débris de végétaux (vgtx.) et à matrice argileuse rouge (arg.) moulant les irrégularités d'une surface issue d'érosion (disc.). (B) Brèche polygéniques (Br) et à matrice rubéfiée recouvrant les fractures (f) de la surface de banc. D'après Hennuy (2003).

Interprétations paléoenvironnementales : les foraminifères benthiques indiquent un milieu marin mais la présence de charophytes indique la proximité de milieux d'eaux douces ou

saumâtres. Les brèches sont le résultat de périodes d'émersions. F1 correspond au domaine interne ou restreint de la plate-forme (ou rampe) carbonatée soumis à des émersions.

### ***Faciès 2 : Calcaires micritiques à discorbidés (F2)***

*Wackestone* dont la fraction bioclastique est principalement constituée de foraminifères benthiques (*Discorbidae*, *Miliolidae*, *Textularia*, *Praealveolina* uniquement au Cénomaniens), de petits gastéropodes, de petites huîtres, de valves d'ostracodes, de nérinées, de rudistes et des débris de végétaux (**figures IV-3A, IV-3B et IV-3C**).



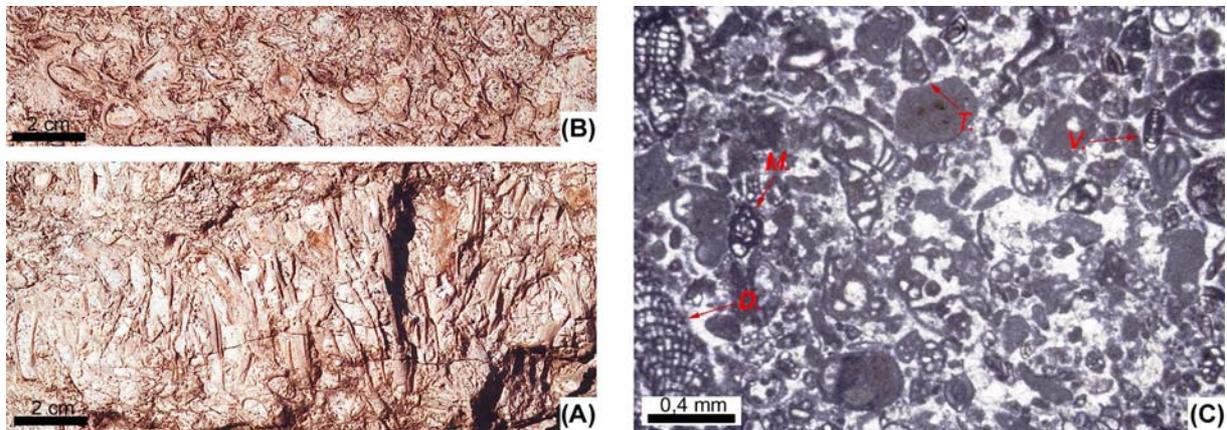
**Figure IV-3.** *Faciès 2 « calcaires micritiques à discorbidés ».* (A) - (B) *Calcaires marneux micritiques et sombres à discorbidés, miliolidés et débris de végétaux.* (C) *Microfaciès wackestone à discorbidés (d.).* D'après Hennuy (2003).

Interprétations paléoenvironnementales : la finesse de la matrice (**figure IV-3C**) caractérise un milieu marin calme. La présence des *Discorbidae*, de rudistes et l'absence de charophytes témoignent d'un environnement très peu profond, mais non restreint et ouvert à l'influence de la mer. F2 est interprété comme un dépôt de plate-forme ou de rampe carbonatée interne soumis à des émersions.

Il se retrouve en place sur toute la bordure Nord de la MCBSP, du Cénomaniens au Coniacien inférieur, depuis Font Blanche jusqu'au Pas de Bellefile (**figure I-4**).

### **Faciès 3 : Calcaires bioclastiques à rudistes et chaetétidés (F3)**

Calcaires agencés en séquences de dépôts débutant par des *grainstones* à rudistes (dont au Cénomaniens des *Caprinidae*, *Ichtyosarcolithidae* et *Radiolitidae* dont le genre *Sphaerulites* et *Durania*) et à *chaetetidae* (spongiaires calcifiés), se poursuivant par des *packstones-wackestones* à rudistes et nérinées (**figures IV-4A et IV-4B**). La microfaune est essentiellement constituée de foraminifères benthiques dont les plus fréquents sont les *Miliolidae*, les *Textulariidae* et des genres tels que *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Dictyospella* et *Pseudocyclamina* (**figure IV-4C**).



**Figure IV-4.** Faciès F3 « Calcaires bioclastiques à rudistes et chaetétidés ». (A) - (B) Bioconstruction à rudistes (*Biradiolites angulosus*) en section longitudinale et transversale respectivement. (C) Microfaciès packstone à foraminifères benthiques de plate-forme carbonatée. D. : *Dicyclina* ; M. : *Miliolidae* ; T. : *Textulariidae* ; V. : *Vidalina*. D'après Henny (2003).

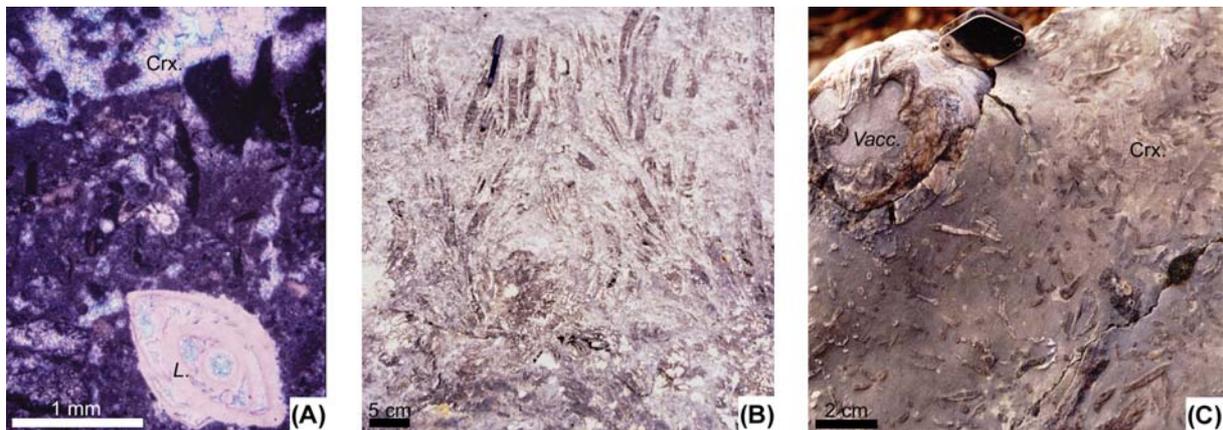
Interprétations paléoenvironnementales : les genres *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Dictyospella* et *Pseudocyclamina*, ainsi que *Biradiolites* au Turonien (**figure IV-4A et IV-4B**) se développent principalement dans des environnements de plate-forme peu profonde. F3 correspond à un dépôt de plate-forme (ou rampe) en position médiane entre des faciès internes (F1, F2) et des faciès externes (F4, F5).

Il se retrouve en place à l’affleurement depuis Font Blanche jusqu’au Pas de Bellefilie (**figure I-4**).

#### IV.2.2.2. Les faciès de plate-forme (ou de rampe) externe

##### **Faciès 4 : Calcaires bioclastiques à rudistes et coraux (F4)**

Calcaire *packstone* à *grainstone*, localement *floatstone* à *rudstone* lorsque la macrofaune est abondante (**figure IV-5A**). Celle-ci est constituée de rudistes (**figures IV-5B** et **IV-5C**), de coraux (branchus ou massifs ; **figure IV-5C**), de *Chaetetidae* et d'algues rouges encroûtantes. La microfaune et la microflore sont composées de foraminifères benthiques (*Miliolidae*, *Textulariidae*, *Rotalidae*, *Dorothia* et *Lenticulina* ; **figure IV-5A**), de *Calcisphaerulidae*, de bryozoaires, de spongiaires (spicules), d'échinodermes et de rhodophycées.



**Figure IV-5.** *Faciès 4 « calcaires bioclastiques à rudistes et coraux ».* (A) *Microfaciès rudstone à matrice packstone.* L. : *Lenticulina sp.* ; Crx. : *coraux.* (B) *Section longitudinale de gerbes d'Hippurites sp. en position de vie.* (C) *Association de Vaccinites petrocoriensis (Vacc.) et de coraux branchus (Crx.).* D'après Hennuy (2003).

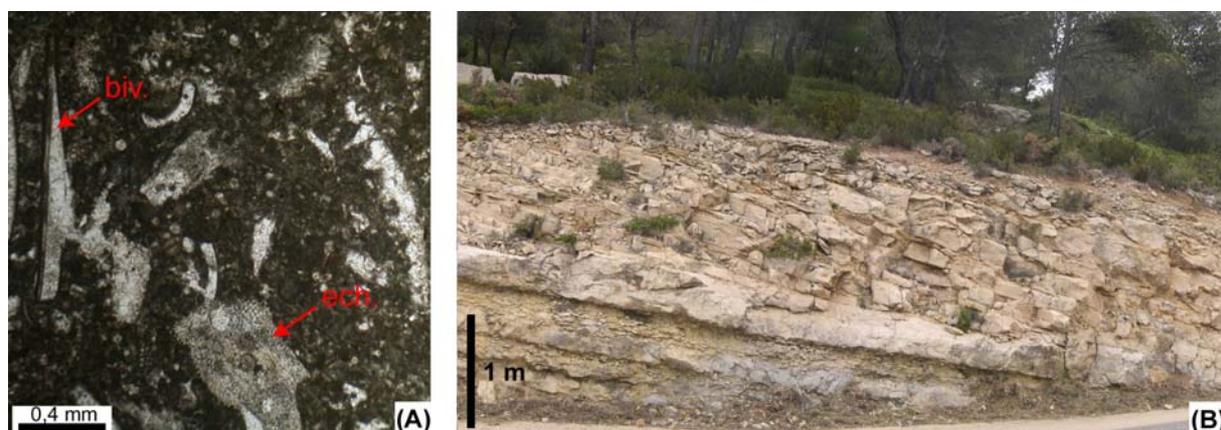
Interprétations paléoenvironnementales : F4 est considéré comme étant un dépôt de plate-forme (ou rampe) externe ouverte sur le large et soumise à l'action des vagues.

F4 s'observe *in situ* sur toute la bordure du synclinal du Beausset depuis Font Blanche jusqu'à la Bédoule (**figure I-4**) pour les séries sédimentaires d'âge Turonien.

##### **Faciès 5 : Calcaires bioclastiques (F5)**

*Packstones* à *grainstones* composés de débris d'échinodermes, de fragments de bivalves dont des rudistes, des foraminifères benthiques, des algues et de rares grains de

quartz (**figure IV-6A**). Les dépôts de F5 s'organisent en bancs présentant généralement des litages obliques (**figure IV-6B**) ou plans séparés les uns des autres par des surfaces d'érosion.



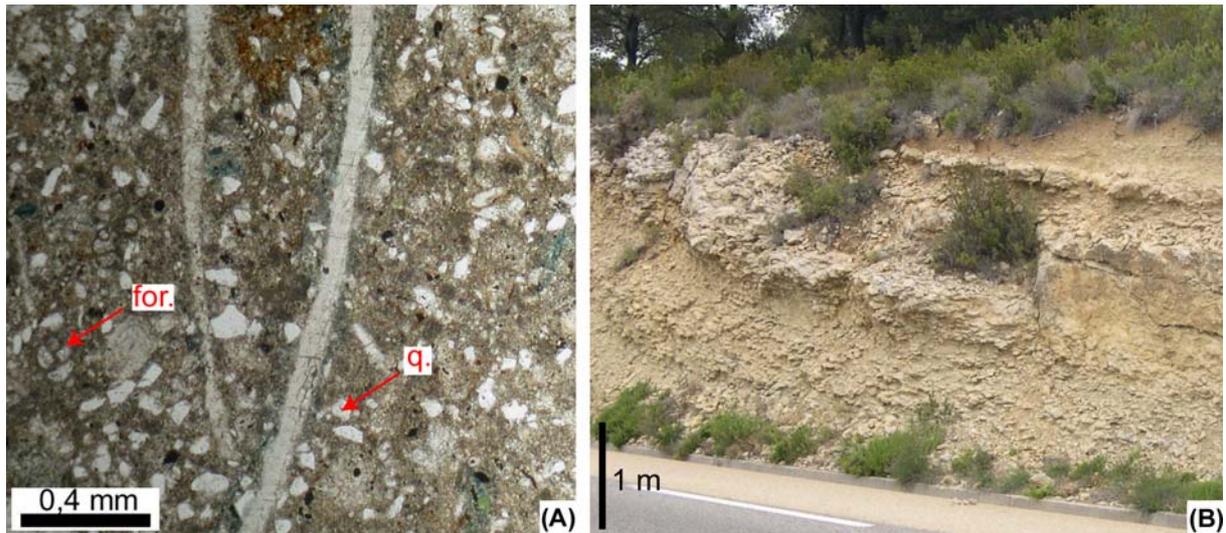
**Figure IV-6.** Faciès 5 « calcaires bioclastiques ». (A) Microfaciès packstone à débris d'échinodermes (ech.) et de bivalves (biv.). (B) Empilement de dunes hydrauliques à litages obliques d'âge Turonien sur la route entre le Pas d'Ouillier et le Pas de d'Ourié.

Interprétations paléoenvironnementales : dépôts de milieu ouvert soumis à un hydrodynamisme important. Les bioclastes, provenant essentiellement du démantèlement de bioconstructions à rudistes, forment des bancs sableux sous-marins (*sandwaves*). F5 est localisé en bordure externe de plate-forme ou de rampe.

Pour les séries affleurantes d'âge Turonien inférieur à moyen, les dépôts de calcaires bioclastiques sont présents depuis le secteur de Font Blanche jusqu'au secteur des Ignaces (**figure I-4**).

### **Faciès 6 : Calcaires argilo-gréseux (F6)**

Calcaires argilo-gréseux à texture *wackestone* (**figure IV-7A**) et à débit noduleux (**figure IV-7B**). La macrofaune est constituée d'échinodermes, de gastéropodes, de lamellibranches et de madréporaires solitaires. La microfaune est composée de foraminifères benthiques (*Textularidae* et *Miliolidae*), de spicules de spongiaires, de bryozoaires, d'échinodermes et d'algues vertes. La fraction détritique est composée de petits cristaux de quartz qui sont répartis de façon irrégulière (**figure IV-7A**), de glauconie et de grain de phosphate.



**Figure IV-7.** Faciès 6 « calcaires argilo-gréseux ». (A) Microfaciès wackestone à foraminifères (*for.*) et quartz (*q.*). (B) calcaires argilo-gréseux à débits noduleux d'âge Turonien sur la route entre le Pas d'Ouillier et le Pas d'Ourié.

Interprétations paléoenvironnementales : dépôts de plate-forme (ou rampe) ouverte, en position distale. Leur teneur en argile et en faune pélagique augmente vers le bassin. F6 peut-être présent sur de vastes étendues lors des transgressions marines (depuis Font Blanche jusqu'aux Janots ; **figure I-4**).

#### IV.2.2.3. Les faciès de bassin

##### ***Faciès 7 : Marnes ou alternance marno-calcaires (F7)***

Marnes finement litées à ammonites, nautilus, inocérames, brachiopodes et échinodermes. La microfaune est constituée de foraminifères planctoniques et benthiques, de *Calcispherulidae*, d'ostracodes et de spicules de spongiaires. Ces dépôts s'organisent en alternances marno-calcaires (**figure IV-8**).

Interprétations paléoenvironnementales : dépôts de basse énergie sous la limite d'action des vagues à des profondeurs de l'ordre de 150 mètres à 200 mètres en accord avec la répartition des foraminifères planctoniques (Jolet, 1996). F7 est donc un dépôt de bassin.

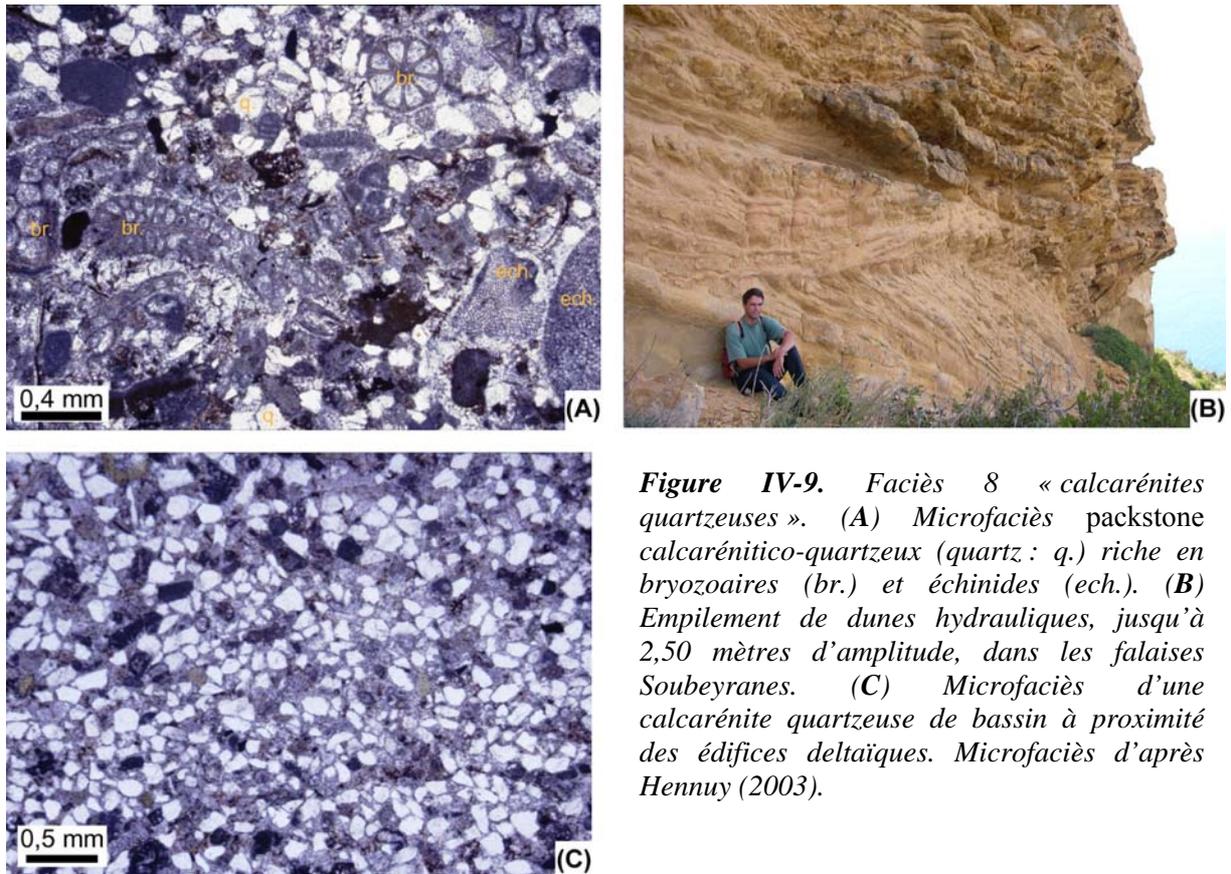


**Figure IV-8.** *Faciès 7 « Marnes ou alternance marno-calcaires ».* Photographies des marnes d'âge Cénomaniens supérieurs à Turoniens inférieurs à l'Anse de l'Arène.

Il se développe dans le bassin depuis l'Anse Sainte Magdeleine à l'Anse de l'Arène (Cassis) du Cénomaniens supérieur au Turonien moyen (**figure I-4**).

#### **Faciès 8 : Calcarénites quartzzeuses (F8)**

*Packstones* à grains de quartz de la classe des sables : arénites (5% à 55% de quartz). La fraction bioclastique est constituée de débris d'échinodermes, de bryozoaires, de rhodophycées, de spicules de spongiaires, de *Calcisphaerulidae*, de foraminifères benthiques (*Dorothia* et *Lenticulina*) et de rares foraminifères planctoniques (**figure IV-9A**). Une moindre part de cette fraction est constituée de foraminifères benthiques (*Miliolidae*, *Textulariidae*, *Cuneolina*, *Dicyclina*, *Dictyospella* et *Pseudocyclamina*), de débris de rudistes, de *Chaetetidae* et de coraux. Ces calcarénites sont empilées en mégarides et dunes à litages internes obliques plans ou tangentiels (**figure IV-9B**), mais aussi affectés par des litages en mamelons (*Hummocky Cross Stratification* ou *HCS*).



**Figure IV-9.** *Faciès 8 « calcarénites quartzzeuses ». (A) Microfaciès packstone calcarénitico-quartzzeux (quartz : q.) riche en bryozoaires (br.) et échinides (ech.). (B) Empilement de dunes hydrauliques, jusqu'à 2,50 mètres d'amplitude, dans les falaises Soubeyranes. (C) Microfaciès d'une calcarénite quartzzeuse de bassin à proximité des édifices deltaïques. Microfaciès d'après Hennuy (2003).*

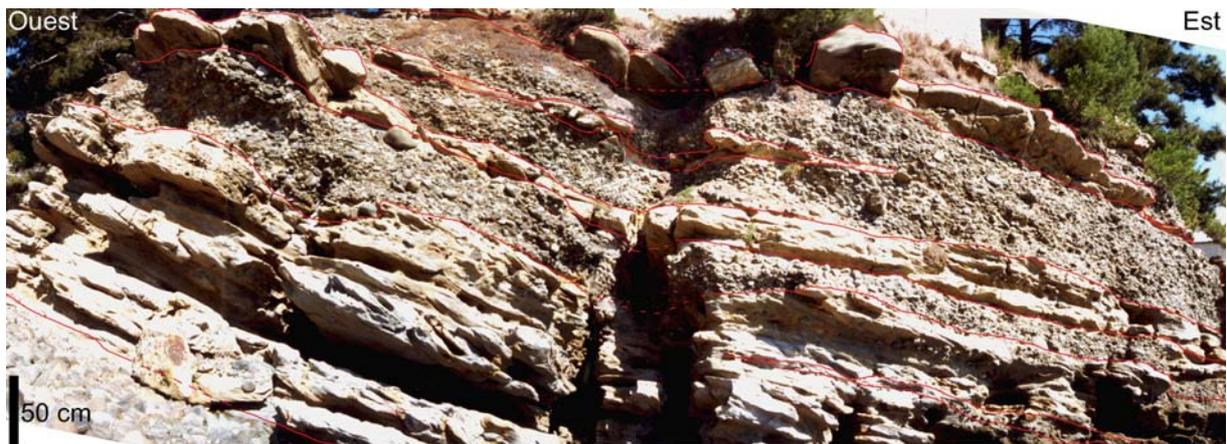
Interprétations paléoenvironnementales : la fraction bioclastique dominante autochtone indique un milieu assez profond de bassin (environ 100 mètres). La fraction minoritaire a été interprétée comme un assemblage d'éléments remaniés provenant de la plate-forme. Les structures sédimentaires ont permis de reconnaître une mise en place par des courants tractifs à dominante unidirectionnelle (Ouest-Est) et donc axiaux, liés à la morphologie étroite en gouttière du bassin (Hennuy, 2003). Les structures mamelonnées sont interprétées comme le résultat de l'action de tempête (Guillocheau, 1991). L'abondance des grains de quartz, localement (90% des éléments de la roche), traduit (1) des périodes où les apports en éléments silicoclastiques sont plus importants ou (2) des lieux à proximité des sources (édifices deltaïques du Massif Méridional) (**figure IV-9C**).

Ces dépôts se biseautent et disparaissent en direction de la plate-forme. F8 est représenté par le Banc des Lombards *sensu* Floquet *et al.* (2005), pour le Cénomaniens, qui se développe de la Bédoule jusqu'à la pointe des Lombards. Du Turonien au Coniacien, F8 correspond aux unités autochtones A1, A2, A3, A4 et A5 *sensu* Hennuy (2003) et se développe dans tout le bassin avec enrichissement évident en éléments silicoclastiques en s'approchant du Massif Méridional.

#### IV.2.2.4. Les faciès détritiques de delta

##### *Faciès 9 : Alternance de calcarénites et de poudingues (F9)*

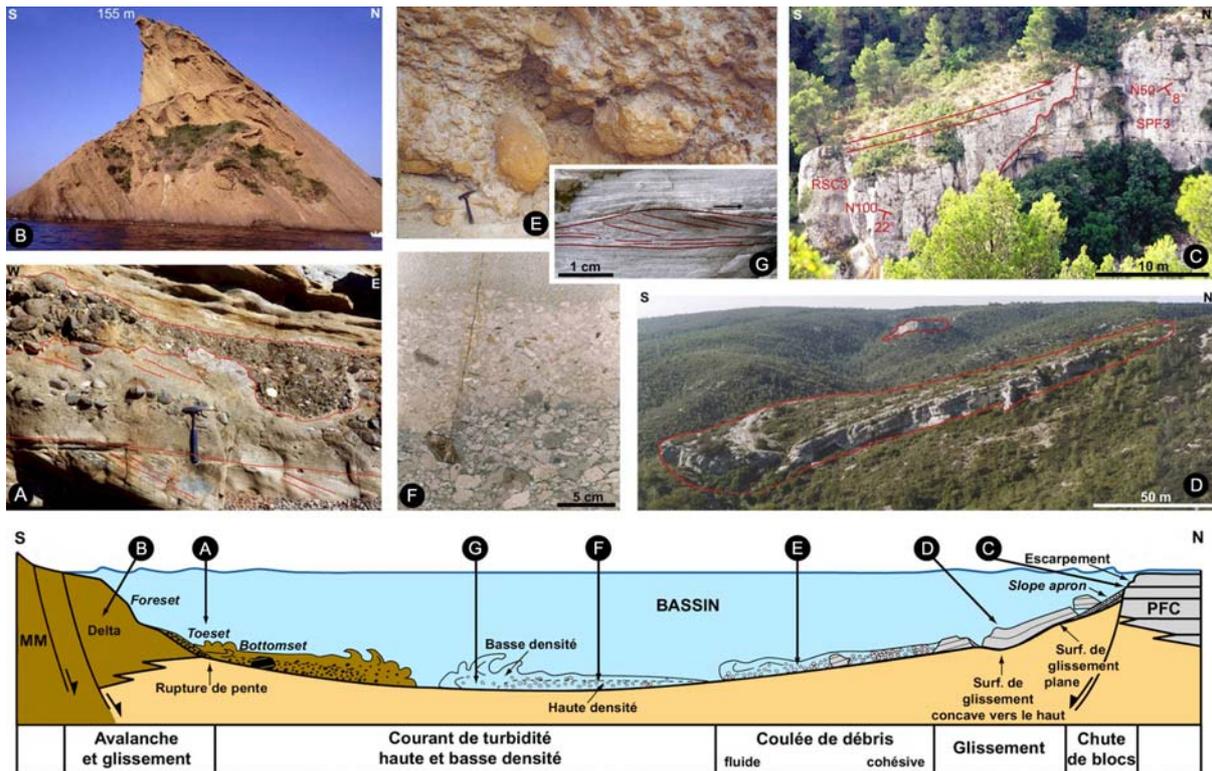
Alternance de bancs de calcarénites riches en grains silicoclastiques et de bancs de poudingues à dominante silicoclastique (**figure IV-10**). Les calcarénites sont de même nature que celles de F8. Les poudingues sont composés à plus de 90% par des galets de grès quartzeux et arkosiques d'âge Permien et Trias (Blanc, 1951). Les 10% restants sont des galets de calcaires gris ou beiges d'âge Jurassique et Crétacé. Les éléments de natures plutoniques et cristallophylliennes (gneiss) sont rares (Floquet & Hennuy, 2003). Ces dépôts s'agencent généralement en corps granodécroissants.



**Figure IV-10.** *Faciès 9 « alternance de calcarénites et de poudingues ».* D'après Hennuy (2003).

Interprétations paléoenvironnementales : les niveaux calcarénitiques se sont déposés en milieu de bassin. D'après Hennuy (2003), l'association de ces deux types de matériel caractérise un environnement de *bottomset* deltaïque (**figure IV-11A**).

Ce faciès est présent dans la partie Sud du Massif du Soubeyran, le long de la route des Crêtes, dans la carrière du Loin et dans le Parc du Mugel à La Ciotat (**figure I-4**). Ces faciès correspondent aux unités de resédimentation terrigènes RST1, RST2, RST3 et RST4 *sensu* Floquet & Hennuy (2001, 2003) et Hennuy (2003).

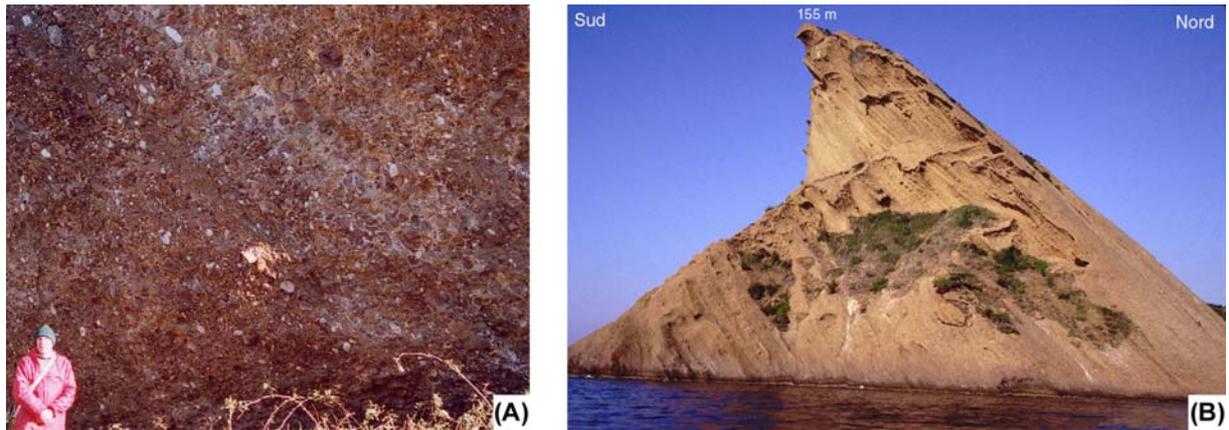


**Figure IV-11.** Images de faciès caractéristiques (A à G, partie supérieure) d'écoulements sous-marins en masse dans le Bassin Sud-Provençal et interprétations (partie inférieure) en termes de processus de dépôts par écoulements gravitaires évolutifs. Les écoulements viennent à la fois de la marge de la plate-forme carbonatée au Nord (à droite sur le dessin) et de fans deltas au Sud qui bordaient le Massif Méridional émergé (MM : à gauche sur le dessin). Exagération verticale d'environ 6 fois. D'après Floquet & Hennuy (2003).

### **Faciès 10 : Poudingues/conglomérats silicoclastiques (F10)**

Ce faciès très grossier est composé essentiellement de poudingues (**figure IV-12A**). La nature du matériel détritique est identique à celle des galets formant F9.

Interprétations paléoenvironnementales : les processus de mise en place de F10 sont des avalanches à fort pouvoir érosif sur les *foresets* deltaïques pouvant éclater en bouffées turbides sur le *toeset*. Certains écoulements de type *grain-flows* et courants de turbidité haute densité se développent dans le bassin. Les avalanches et les glissements sur les *foresets* donnent des conglomérats qui caractérisent des *foresets* deltaïques : F10 (**figure IV-11B** et **IV-12B**). Les courants de turbidité haute densité se développent dans les *bottomsets* deltaïques par incorporation de fluides à partir de la rupture de pente (F9).



**Figure IV-12.** Faciès 10 « Poudingues/conglomérats silicoclastiques ». (A) Détail des conglomérats des foresets deltaïques. (B) Foresets deltaïques constitués d'un empilement de dépôts conglomératiques essentiellement silicoclastiques. D'après Hennuy (2003).

F10 est présent seulement à l'extrémité Sud du Massif du Soubeyran depuis le Sémaphore jusqu'au Bec de l'Aigle (**figure I-4**). Il correspond aux unités de resédimentation terrigènes RST1, RST2, RST3 et RST4 *sensu* Floquet & Hennuy (2001, 2003) et Hennuy (2003).

#### IV.2.2.5. Les faciès de resédimentations carbonatées

Les resédimentations carbonatées sont très abondantes dans la MCBSP (Bouchard, 1986 ; Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005). Les resédimentations se sont faites par écoulements gravitaires en masse (*mass-flow*), tel que l'ont décrit Shanmugam *et al.* (1994, 1995), Spence & Tucker (1997) ou bien Razin *et al.* (2003). Les écoulements gravitaires sont survenus par intermittence et de manière catastrophique. Les processus de mises en place sont selon les auteurs (ouvrages cités) :

- des avalanches et chutes de blocs (*avalanches, rock falls*) : chutes de blocs lithifiés, souvent de taille importante, conduisant au dépôt de brèches de pentes au niveau et en pied d'escarpement de la bordure de la plate-forme (**figure IV-11C**) ;
- des glissements d'olistolithes sur la pente en pied d'escarpement (*slidings*) et des contournements (*slumpings*) (**figure IV-11D**) ;
- des coulées sableuses (*grain flows*). Les grains sont supportés par des interactions grain à grain lors de la dispersion et ne se produisent que sur des pentes fortes ;

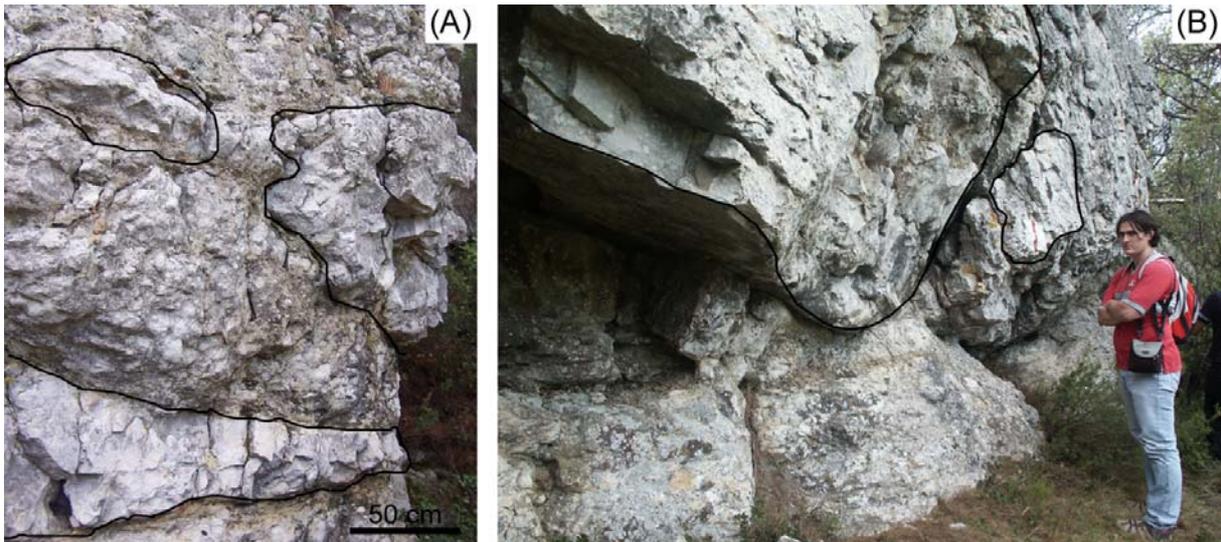
- des coulées de débris (*debris flows*) (**figure IV-11E**). Les grains sont supportés par une matrice lors de la dispersion. Elles perdent en cohésion au cours de l'écoulement par incorporation de fluides (**figure IV-11E**) ;
- des courants de turbidité haute puis faible densité. Les courants de turbidité haute densité donnent des brèches grossières organisées (**figure IV-11F**). Elles évoluent en courants de turbidité basse densité donnant des turbidites microbréchiques à silteuses (*turbidity flows*) (**figure IV-11G**).

Chacun de ces processus est à l'origine de plusieurs faciès. Pour les unités sédimentaires du complexe carbonaté de la Marcouline d'âge Cénomaniens, différents types de ces processus ont été identifiés, individualisés et cartographiés par Bouchard (1986). Il est donc possible de distinguer ces dépôts suivant le type d'écoulement : F11A, F11B, F11C et F11D.

A l'échelle régionale, ces différents faciès ont été identifiés et observés dans les études antérieures (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003 ; Floquet *et al.*, 2005) mais n'ont pas été cartographiés séparément. Ils ont été regroupés sous un faciès unique de resédimentation carbonatée appelé F11. Ce faciès correspond principalement aux unités de resédimentation carbonatées RSC1, RSC2, RSC3 et RSC4 *sensu* Floquet & Hennuy (2001, 2003) et Hennuy (2003). Les coulées de débris sont bien développées dans le domaine proximal. Les turbidites sont situées en domaine distal.

#### ***Faciès 11A : Brèches calcaires (F11A)***

La matrice de F11A est un *grainstone* constitué de fragments bioclastiques dont la taille n'excède pas 0,5 cm (classe des sables moyen à fin), très bien classé, riche en fragments de rudistes, de foraminifères benthiques et en péloïdes. Les coraux, échinodermes et algues rouges sont des constituants mineurs de ce faciès. Il renferme une faible quantité d'argile à laquelle sont associés des spicules de spongiaires, des *Calcisphaerulidae*, des valves d'ostracodes et du quartz (taille moyenne de 0,1 mm). Les éléments de F11A sont des blocs très hétérométriques (certains pouvant atteindre plusieurs mètres cubes) de calcaires de nature identique aux calcaires formés *in situ* sur la plate-forme (**figures IV-13A et IV-13B**).



**Figure IV-13.** Faciès 11A « brèches calcaires ». (A) et (B) Olistolithes hétérométriques au sein d'une coulée de débris. D'après Floquet et al. (2005).

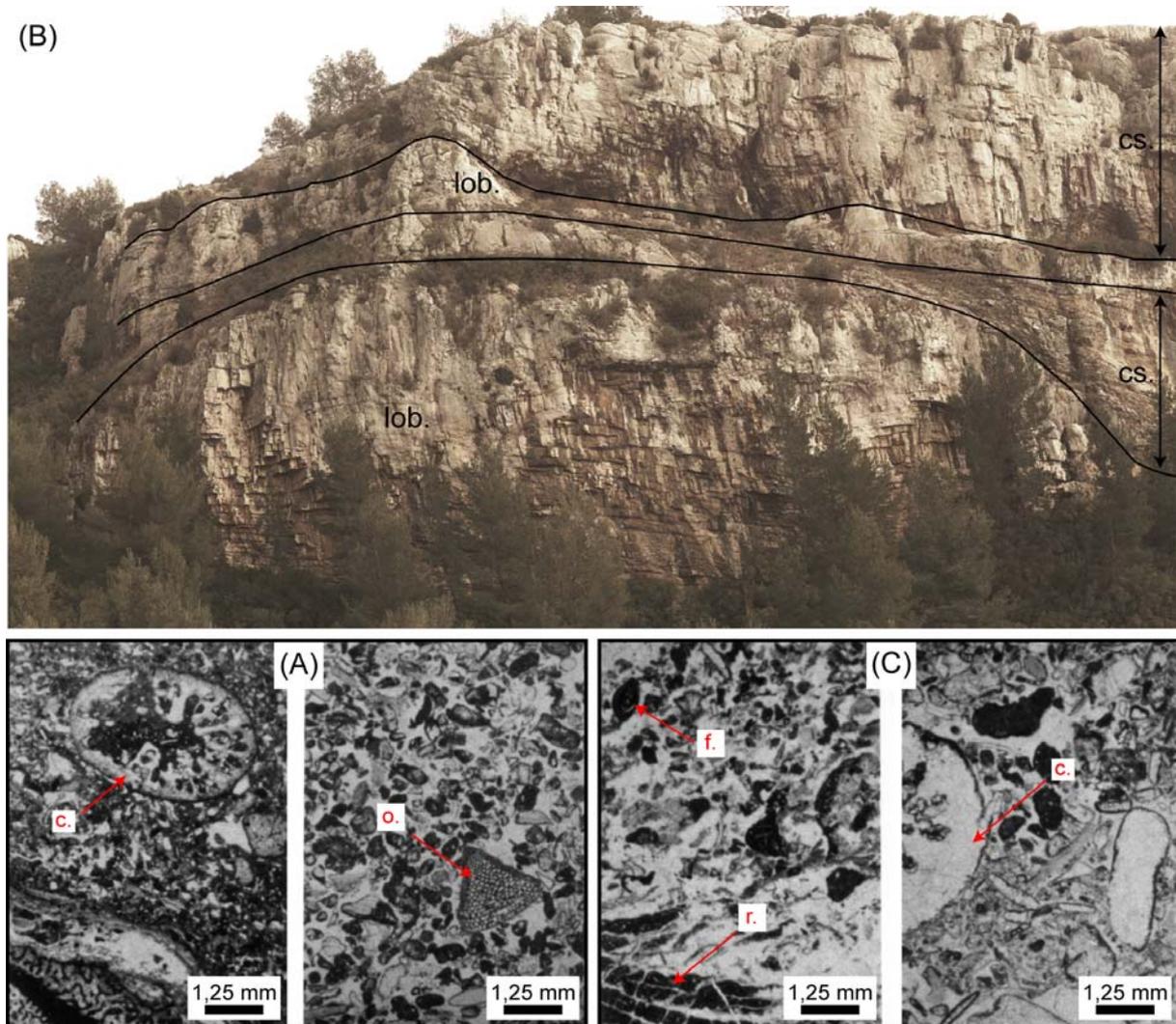
Interprétations paléoenvironnementales : les processus de mises en place de ce matériel correspondent d'après Floquet *et al.* (2005) à des écoulements en masse évolutifs d'un pôle proximal de dépôt de pente avec glissements d'olistolithes à un pôle distal de coulées de débris (**figures IV-11D** et **IV-11E**). Les faciès F1, F2, F3 et F4 se retrouvent dans les olistolithes carbonatés issus du démantèlement de la plate-forme.

F11A se trouve depuis la bordure de la plate-forme jusque dans le bassin et appartient aux unités sédimentaires B1, B2, C2, C8 et C11 *sensu* Bouchard (1986).

### **Faciès 11B : Calcirudites de lobes carbonatés (grain flows) (F11B)**

Calcaire bioclastique grossier (80% de la roche), mal classé et à texture *rudstone* dominante. Il est constitué principalement de fragments de rudistes (*Caprinidae* et *Radiolitidae*), de coraux, des foraminifères benthiques dominés par les orbitolines (*Textularia* sp., *Dorothia* sp., *Dictyopsella libanica*, *Cuneolina*, *Miliolidae*, *Praealveolina*), des organismes encroûtants (algues rouges, bryozoaires) et des échinodermes (**figure IV-14A**). Une matrice boueuse est présente en faible quantité et renferme des spicules de spongiaires, des *Calcispherulidae*, des foraminifères planctoniques et des ostracodes. Ce faciès est caractérisé par des morphologies lenticulaires affecté par un litage partiel ou général (**figure**

**IV-14B).** Le litage est concave à sa partie inférieure et convexe à sa partie supérieure (Bouchard, 1986).



**Figure IV-14.** Faciès 11B « calcirudites de lobes carbonatés » et faciès 11C « calcarénites de coulées sableuses ». (A) Microfaciès floatstone ou grainstone de calcirudites de lobes riche en coraux (c.) et foraminifères benthiques dont des orbitolines (o.). (B) Alternance de calcirudites de lobes carbonatés (lob.) à forme lenticulaire et de calcarénites de coulées sableuses (cs.) constituées de l'empilement de bancs à limites concaves. Ces dernières remplissent les creux entre les lobes. (C) Microfaciès floatstone ou grainstone de F11C à foraminifères benthiques (f.), débris de rudistes (r.) et de coraux (c.). Microfaciès d'après Bouchard (1986).

Interprétations paléoenvironnementales : l'analyse biosédimentologique révèle la coexistence de deux types de matériel sédimentaires. Un type à éléments bioclastiques carbonatés d'origine néritique interprété comme étant issu de plate-forme externe (type F5) et un type à matrice boueuse d'origine hémipélagique interprété comme étant de bassin (type F7). Cette association de matériel est contrôlée par la dynamique sédimentaire et attribué à des

écoulements gravitaires de type coulées sableuses (*grain flows*) en raison de l'identification de ses principaux caractères par Bouchard (1986).

F11B appartient aux unités sédimentaires C1, C4, C7, C10 et C14 *sensu* Bouchard (1986).

#### ***Faciès 11C : Calcarénites de coulées sableuses (grain flows) (F11C)***

Calcaire bioclastique fin, bien classé, faiblement argileux (moins de 10%), de texture dominante *grainstone*. La fraction bioclastique est composée de foraminifères benthiques, de débris de rudistes, d'échinodermes et de péloïdes (**figure IV-14C**). Les constituants mineurs sont les coraux, les algues rouges et les échinodermes. La boue argileuse est associée à des spicules de spongiaires, des calcisphères et à quelques ostracodes. Ces dépôts se présentent sous la forme de corps sédimentaires progradants vers le bassin et dont les limites sont de formes concaves (**figure IV-14B**). Ils drapent les lobes carbonatés (**figure IV-14B**).

Interprétations paléoenvironnementales : la coexistence de sédiments carbonatés néritiques et de sédiments hémipélagiques de bassin font que ce faciès représente un milieu de talus. Il est mis en place, pour les mêmes raisons que F11B, par un écoulement gravitaire de type coulée sableuse (*grain flows*) (Bouchard, 1986).

F11C appartient aux unités sédimentaires B3, B4, C3, C5, C6, C9, C12 et C13 *sensu* Bouchard (1986).

#### ***Faciès 11D : Calcaires floatstones de coulées de débris (debris flows) (F11D)***

Calcaires à éléments grossiers mal classés présentant une teneur en argile généralement supérieur à 10%. La texture dominante est de type *floatstone* (**figure IV-15A**). Les bioclastes principaux sont les fragments de coraux et de rudistes. Une boue renfermant des spicules de spongiaires, calcisphères, ostracodes, foraminifères planctoniques et du quartz (0,1 mm à 0,25 mm) est présente. Ce faciès est caractérisé par des corps sédimentaires aux limites concaves et progradant qui forment des cliniformes (**figure IV-15B**).



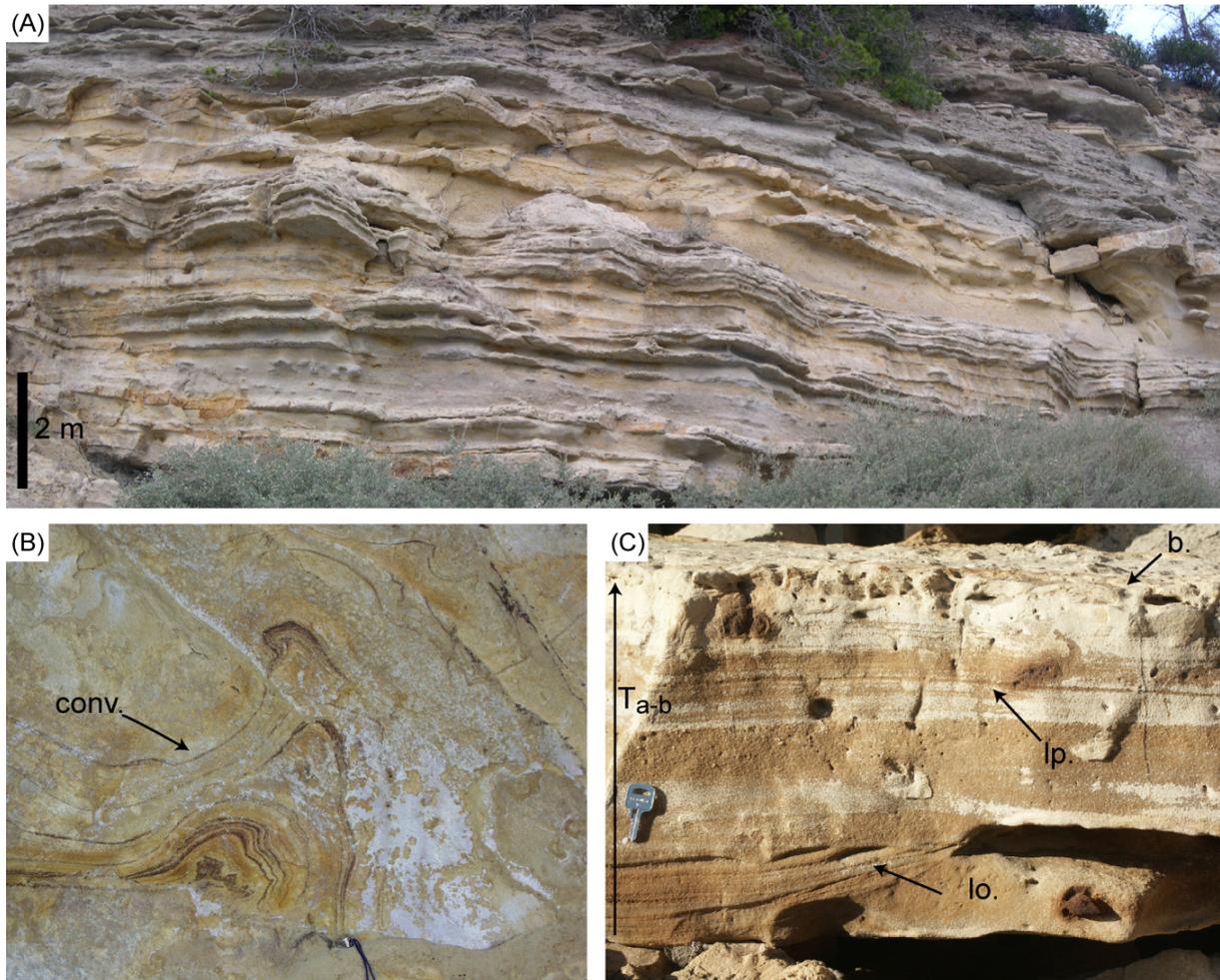
**Figure IV-15.** Faciès 11D « Calcaires floatstones de coulées de débris ». (A) Microfaciès floatstone à coraux. (B) Panorama montrant les calcaires floatstones de coulées de débris qui se biseautent et progradent vers le Sud-Ouest. D’après Bouchard (1986).

Interprétations paléoenvironnementales : Comme pour F11B et F11C, un mélange entre des dépôts de talus et de bassin est préservé. Ces dépôts sont interprétés comme résultant de coulées de débris (*debris flows*). D’après Bouchard, l’évolution des dépôts en coulée de débris se traduit par incorporation croissante de boue (argiles) dans les sables bioclastiques au fur et à mesure qu’ils avancent vers le bassin.

F11D appartient aux unités sédimentaires D1, D2-1, D2-3, D3-1, D4-1, D4-2, D4-3A, D4-3B *sensu* Bouchard (1986).

### **Faciès 12 : Marnes gréso-sableuses (F12)**

Vase argileuse riche en quartz, enrichie épisodiquement en débris bioclastiques fins. Les organismes dominants sont les stromatopores, les spongiaires, les ostracodes, les calcisphères et les foraminifères planctoniques. Vers Cassis, ces dépôts de marnes gréseuses (**figure IV-16A**) évoluent en une alternance de grès calcaires et de bancs gréseux. La base de ces dépôts peut-être marquée par des litages convolutés interprétés comme étant des figures d’échappement d’eau (**figure IV-16B**).



**Figure IV-16.** Faciès 12 « marnes gréso-sableuses ». (A) Alternance de bancs gréseux proéminent dans la topographie et de marnes quartzieuses. (B) Litages convolutés (conv.). (C) Détail d'un banc gréseux. La présence de laminations obliques (lo.) à la base et de laminations planes (lp.) au sommet caractérise une séquence turbiditique  $T_{a-b}$  d'une séquence de Bouma (Bouma, 1962). Le banc est recouvert de calcaires argilo-silteux bioturbés (b.) indiquant la reprise lente de la sédimentation de bassin. B et C : d'après Floquet *et al.* (2005).

Interprétations paléoenvironnementales : F12 est interprété comme un dépôt en domaine de bassin (type F7) où se confrontent des arrivées bioclastiques provenant de la plate-forme carbonatée au Nord sous forme de resédimentations gravitaires (coulée de débris, turbidites) et des arrivées silicoclastiques provenant du Massif Méridional au Sud sous forme de turbidites évoluées et distales (**figure IV-16C**) (Bouchard, 1986 ; Floquet *et al.*, 2005).

Au Cénomaniens, ces dépôts sont observables depuis la tranchée de la voie de chemin de fer jusqu'à l'Anse de Sainte Magdeleine. Ce faciès appartient aux unités sédimentaire D2-2, D3-2, D5-1, D5-2 *sensu* Bouchard (1986), aux Marnes de Cassis et au Grès de l'Anse de Sainte Magdeleine *sensu* Floquet *et al.* (2005).

### **IV.3. Modélisation numérique 3D de propriétés**

Pour modéliser de la manière la plus réaliste possible la répartition tridimensionnelle des faciès, il est nécessaire d'optimiser au mieux les données existantes :

- les grilles stratigraphiques construites lors de l'étape précédente (cf. Ch. III.3) qui vont fournir le cadre géométrique ;
- les logs de terrain ou de forage (1D) qui fournissent une information directe et qui possède une grande résolution verticale (pluricentimétrique) dans un volume limité. Il s'agit donc de données ponctuelles, 1D, à haute résolution ;
- la cartographie de terrain, les données de sismique réflexion et le contexte géologique. Ce dernier correspond à une information *a priori* sur le fonctionnement des systèmes sédimentaires et de la paléogéographie. Toutes ces données sont caractérisées par une faible résolution mais permettent de délimiter des tendances et des contraintes sur de grands espaces.

L'objectif est donc d'établir une représentation volumique des faciès à partir des données recueillies. C'est ce que permet de réaliser les méthodes géostatistiques qui combinent l'analyse statistique des données, leurs distributions spatiales et les corrélations pouvant exister entre elles.

#### **IV.3.1. Interpolations et simulations stochastiques**

Deux approches (déterministe et stochastique) peuvent être envisagées lors du remplissage numérique de la grille stratigraphique par des propriétés. Le premier procédé utilise des méthodes d'interpolations telles que le krigeage (Matheron, 1963). Il permet la construction d'un modèle unique qui respecte les données et leurs répartitions spatiales. La deuxième approche utilise des méthodes de simulations stochastiques qui génèrent plusieurs modèles équiprobables et représentatifs de l'hétérogénéité de l'objet. Ces simulations stochastiques telles que la méthode de simulation par gaussienne tronquée (TGS, Matheron *et al.*, 1987) permettent de représenter toutes les réalités possibles de l'objet compte tenu des données. Cette méthode est privilégiée dans le cas où les « données précises » (*e.g.* les

données de puits) sont peu nombreuses pour éviter une extrapolation des données qui reproduisent la moyenne (Haldorsen & Damsleth, 1990 ; Dubrule, 1998 ; Deutsch, 1999).

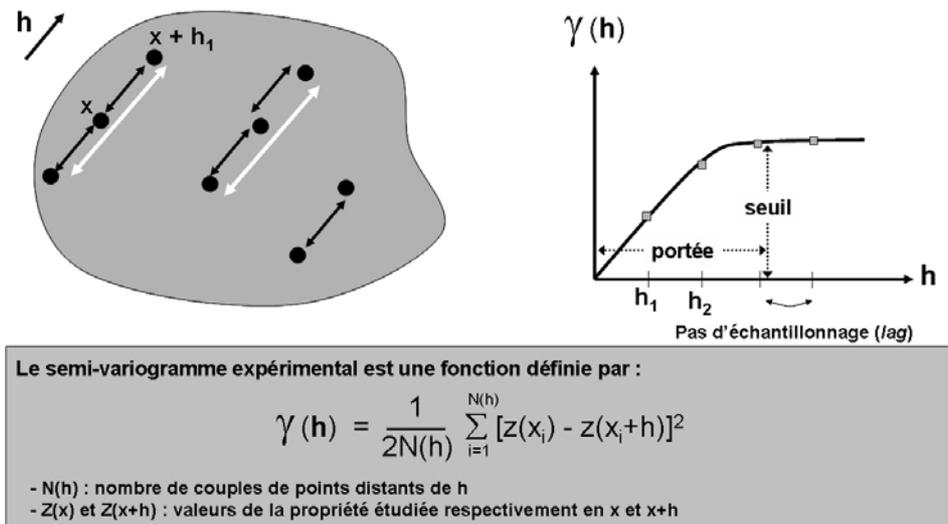
La plupart des méthodes géostatistiques utilisées pour modéliser en 3D les propriétés des roches carbonatées reposent sur l'hypothèse de stationnarité, qui suppose que les processus commandant la distribution de toutes les propriétés des roches sont indépendants de l'espace et du temps (Carle & Fogg, 1996, 1997). Cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée (Coulibaly & Baldwin, 2005) en particulier pour les systèmes sédimentaires carbonatés qui résultent de processus génétiques dynamiques et interdépendants (biologique, physique et chimique), qui varient dans le temps et dans l'espace (Wilson, 1975 ; Schlager, 1992). Une des approches, pour pouvoir employer des méthodes géostatistiques basées sur le principe de stationnarité, est de subdiviser le modèle en intervalles stratigraphiques correspondant à des systèmes sédimentaires contrôlés par des processus identiques (U.I et U.III : plate-forme à escarpement bordier et U.II : rampe). Cette approche permet, dans ce cas, d'augmenter la stationnarité car chaque intervalle correspond à un « style » de répartition des valeurs. Pour certaines méthodes stochastiques, la non-stationnarité dans la distribution des faciès peut-être prise en compte en intégrant aux simulations des tendances ou des champs de probabilité *a priori*.

#### **IV.3.1.1. Les méthodes d'interpolations des faciès**

Les méthodes d'interpolation spatiale permettent à l'aide de fonctions mathématiques d'estimer des valeurs de faciès en tous points ou nœuds d'une grille sur la base de mesures ponctuelles et dispersées. L'interpolation est basée sur le principe que des objets rapprochés dans l'espace tendent à posséder des caractéristiques similaires. Il existe différentes méthodes d'interpolation telles que les méthodes d'inverse distances, d'interpolation linéaire ou des plus proches voisins. Ces méthodes ne prennent pas en compte les caractéristiques spatiales des faciès. Pour cette raison, ces méthodes d'interpolation ont été écartées.

Seuls les algorithmes d'interpolation géostatistique basée sur la notion de krigeage intègre le comportement spatial. Le krigeage est une méthode d'estimation qui suppose que la valeur estimée en un point est égal à une combinaison linéaire entre les valeurs connues dans le voisinage (Matheron, 1963). La prise en compte des caractéristiques spatiales de la

propriété se fait à l'aide d'une analyse variographique (**figure IV-17**) dans différentes directions. Le variogramme expérimental permet de quantifier la variabilité spatiale de la propriété à partir des faciès observés aux différentes localités et en fonction de la distance qui les sépare. Les paramètres fournis par un variogramme sont le seuil (*sill*) qui représente la limite à partir de laquelle la croissance du variogramme se stabilise et la portée (*range*) qui correspond à la distance de non corrélation. Une orientation préférentielle du variogramme peut-être fixée (*azimuth/dip*) (Gringarten & Deutsch, 1999, 2001).



**Figure IV-17.** Exemple d'un variogramme sur lequel est reporté le nom des paramètres principaux.

Il existe différents types de méthodes d'interpolation basées sur la notion de krigeage : le krigeage simple ou ordinaire, le cokrigeage (Chilès & Delfiner, 1999) et le krigeage d'indicateurs (Journel, 1983). Dans cette étude, seule la méthode d'interpolation de krigeage d'indicateurs à été testée. L'avantage de cette méthode est que pour chaque catégorie de la propriété faciès (12 catégories) un variogramme peut-être estimé.

Remarque : Dans cette étude, l'orientation préférentielle des couches à toujours été fixée autour de N110° qui correspond à la direction des lignes d'isofaciès.

### IV.3.1.2. Les méthodes de simulations stochastiques des faciès

Comme l'évoque Labat (2004), l'approche par interpolation se révèle insuffisante dans le cas de réservoirs complexes car les données sont hétérogènes (nature et qualité) et

évolutives (ajout de données) au cours du temps d'exploitation du réservoir. Même si la réalité du sous-sol est unique, une partie de l'information, souvent critique, n'est pas capturée. Plusieurs modèles peuvent alors respecter l'ensemble des données. Pour cette raison, des méthodes de simulations dites « stochastiques » ont été mises aux points et développées.

Dans ce cas, la propriété à modéliser est considérée comme une fonction aléatoire  $Z$ , définie sur un domaine d'étude ( $\Omega$ ). L'objectif est de connaître en chaque point ( $X$ ), la valeur de la variable aléatoire  $Z(X)$ . La simulation stochastique de la variable  $Z(X)$  est alors définie comme le mécanisme permettant d'établir des modèles différents et équiprobables de la distribution spatiale de la fonction aléatoire  $Z$  dans la zone d'étude ( $\Omega$ ) (Journel, 1989 ; Chilès & Delfiner, 1999). Deux grands types de méthodes stochastiques peuvent être distingués (Journel *et al.*, 1998) :

1. les méthodes « basées-objet » (*object-based*) ou méthodes booléennes. Ces simulations sont réalisables dans le cas où les objets géologiques ont une forme définie et représentable par le géomodeleur employé. Les objets sont alors reconstruits par l'agencement de formes géométriques (disques, ellipses, rectangles...) à partir des données. Dans cette méthode seule la géométrie des corps et leur distribution est simulée. Ces méthodes ont été spécialement développées pour modéliser des corps sédimentaires silicoclastiques de type chenal (Deutsch & Wang, 1996 ; Deutsch & Tran, 2002 ; Viseur, 2001, 2004) ;
2. les méthodes « basées-pixel » (*cell-based* ou *pixel-based*). Le volume à modéliser est représenté par un réseau de points qui sert de support aux propriétés attribuées. Ces méthodes permettent de représenter la variabilité spatiale des propriétés (calcul de variogrammes). Au contraire des méthodes « basées-objet », elles ne modélisent pas des corps sédimentaires. Il existe différents types de méthodes pixel pour les variables discrètes. Les plus couramment utilisées sont les méthodes de simulation gaussienne séquentielle (SGS ; Deutsch & Journel, 1998), de simulation par indicatrices (SIS ; Journel & Isaaks, 1984), de gaussiennes tronquées (TGS ; Matheron *et al.*, 1987, 1988) et des multipoints (mp-geostatistics ; Caers, 2001 ; Strebelle, 2002).

Pour les modèles régionaux de la MCBSP, les objets correspondent à différents intervalles stratigraphiques (cf. Ch. III.3.2.1). Il s'agit donc d'établir une représentation

volumique des faciès des unités stratigraphiques qui présentent une évolution faciologique interne graduelle ou abrupt suivant leurs positions par rapport aux profils sédimentaires (**figure IV-1**). Pour pouvoir reproduire cette variabilité, seules les méthodes « basées-pixel » ont été retenues.

Pour le modèle du complexe carbonaté de la Marcouline (cf. Ch. III.3.2.2), les objets représentent un empilement de corps sédimentaires (*e.g.* unités sédimentaires). Les méthodes basées-objet ne peuvent être utilisées en raison de la complexité morphologique et stratigraphique des corps sédimentaires. Seule l'approche pixel basée sur les géostatistiques multipoint a été testée.

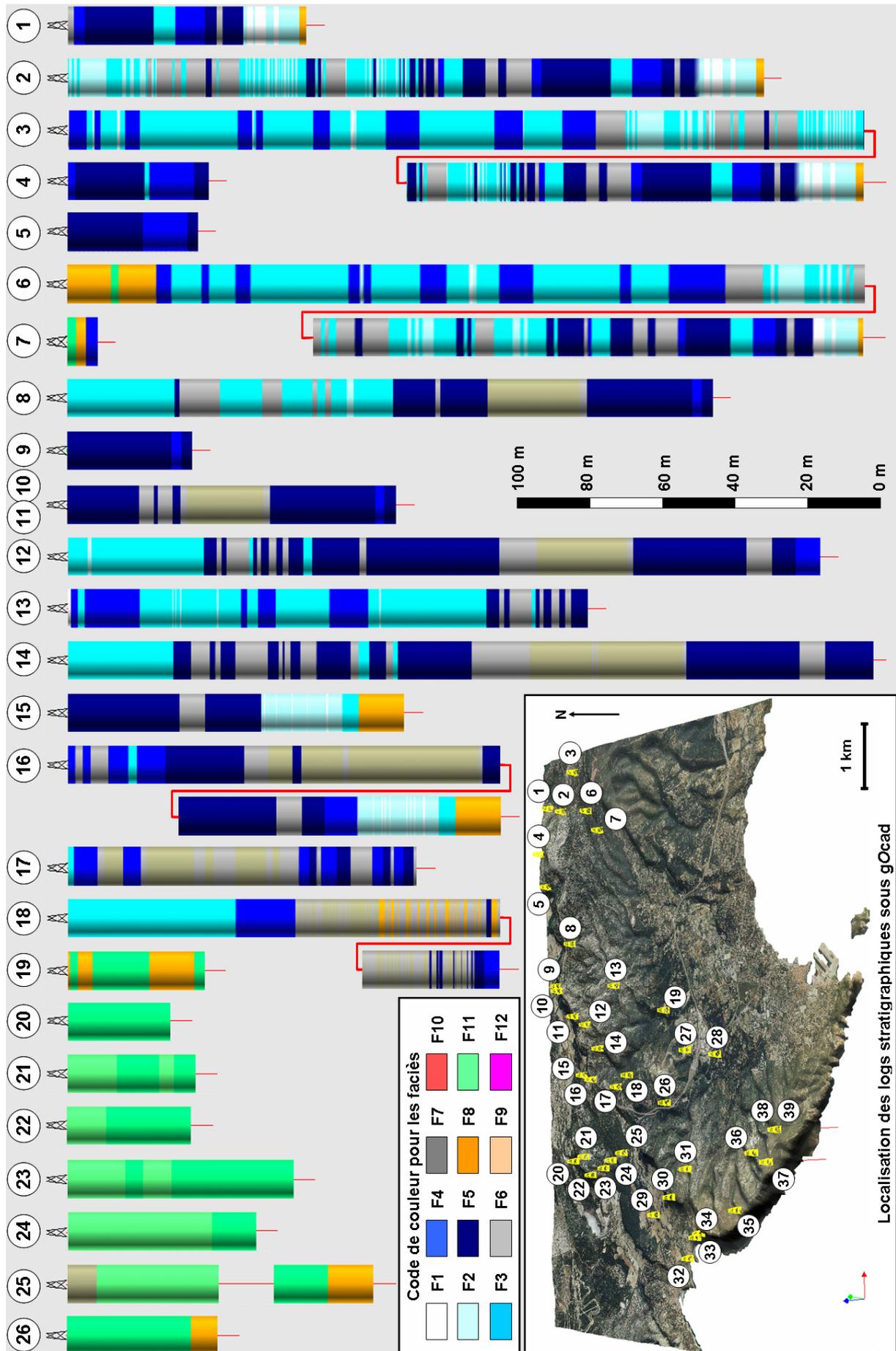
### **IV.3.2. Modèles 3D des faciès de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal**

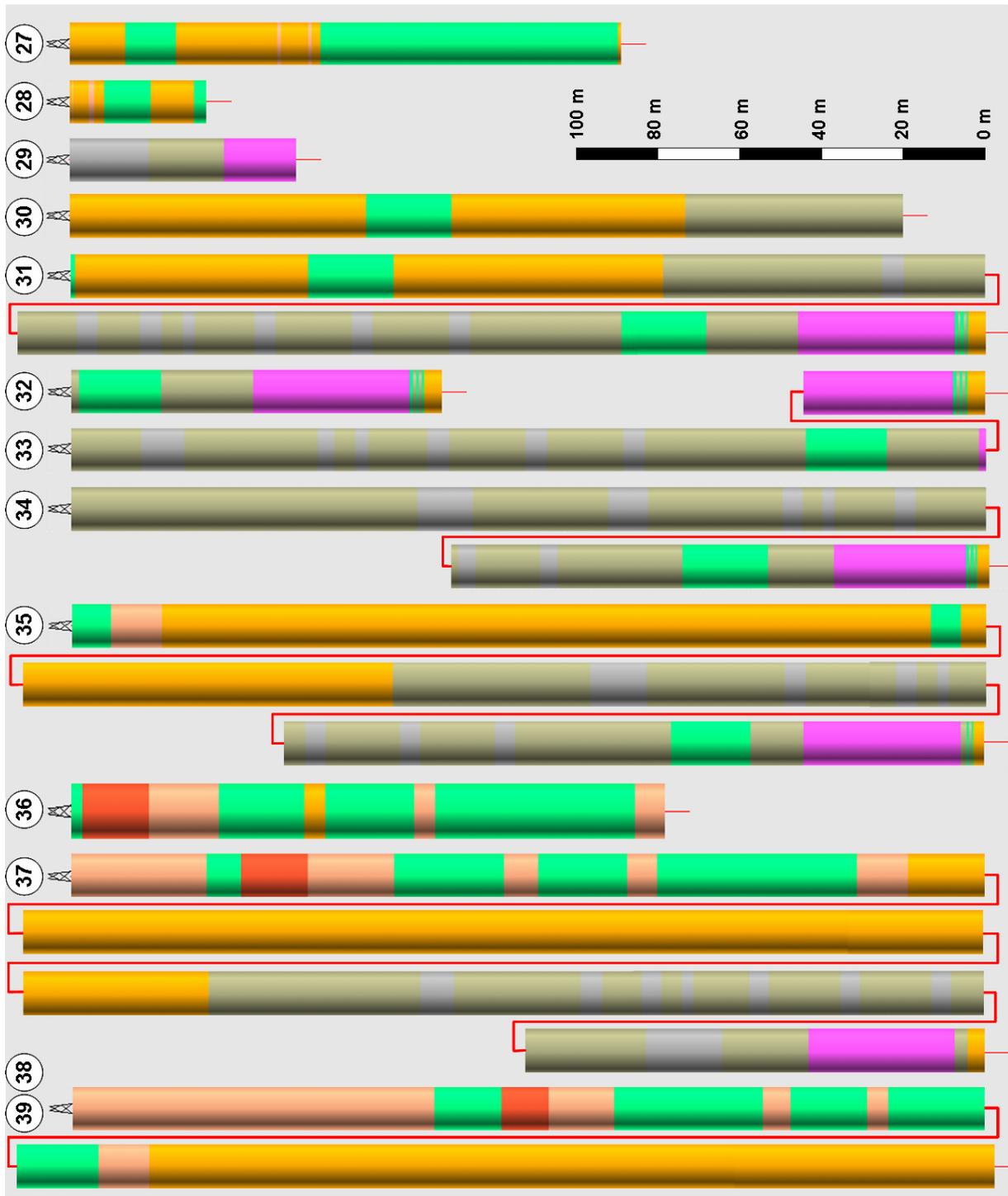
Le guide « *Reservoir Properties* » disponible sous gOcad a été employé pour réaliser la construction des modèles faciologiques. Ce guide décrit une approche « pas à pas » dans lequel l'utilisateur renseigne les informations selon la méthode géostatistique.

#### **IV.3.2.1. La méthode d'interpolation par krigeage d'indicatrices**

Cette méthode consiste à subdiviser, sur la base de seuils prédéfinis, l'intervalle de variation de la propriété de faciès en une série de zones qui définissent les différents types de faciès et dont les valeurs sont associées à des indicatrices (Journel, 1983).

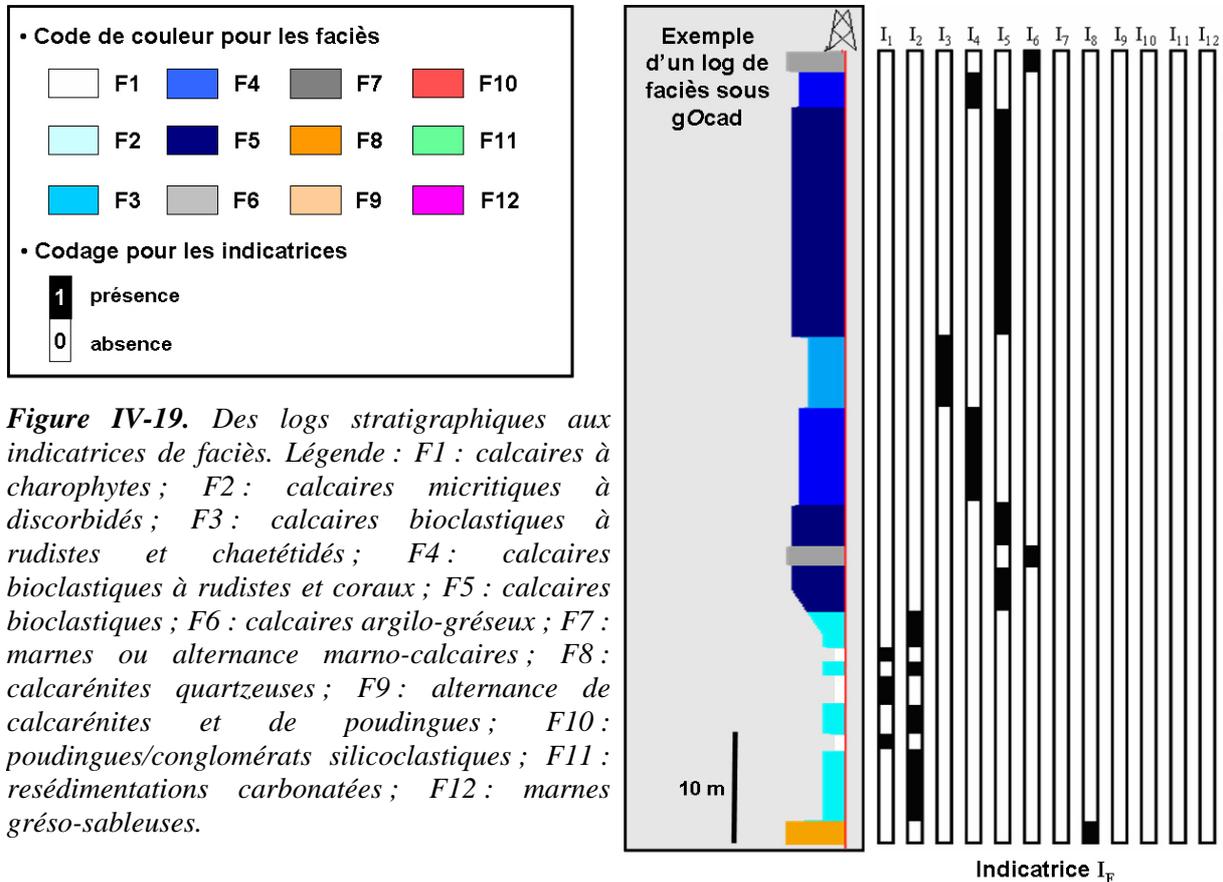
12 faciès ont été individualisés à partir des observations de terrain et de l'analyse micro-faciologique des logs stratigraphiques (cf. Ch. IV.2). Pour chaque pseudo-puits, un log de faciès a été établi. Il se traduit par une succession de faciès  $F$  ( $F$  est compris entre 1 et 12) suivant  $Z$  (**figure IV-18**). Il est alors possible de définir pour chaque faciès l'indicatrice  $I_F$  qui caractérise l'absence ( $I_F(x) = 0$ ) ou la présence ( $I_F(x) = 1$ ) d'un faciès à une position donnée  $x$  le long de la trajectoire du pseudo-puits (**figure IV-19**).



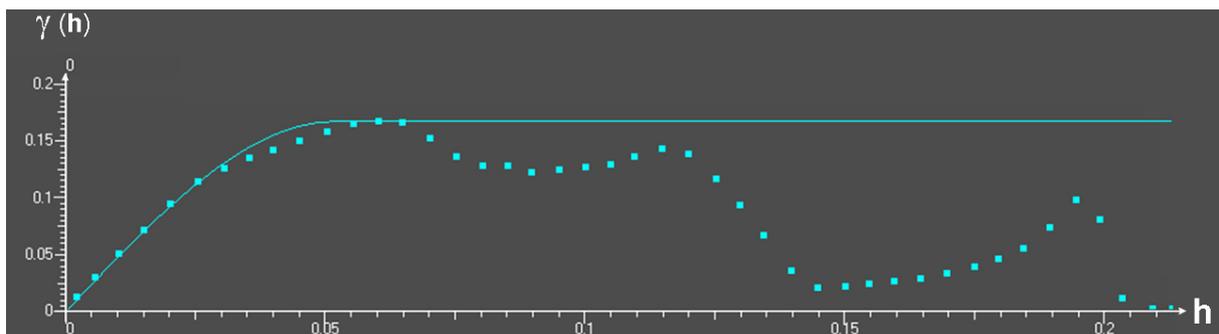


**Figure IV-18.** Log de faciès sous gOcad des logs stratigraphiques (ou pseudo-puits) utilisés pour modéliser la répartition tridimensionnelle des faciès. Légende : F1 : calcaires à charophytes ; F2 : calcaires micritiques à discorbidés ; F3 : calcaires bioclastiques à rudistes et chaetétidés ; F4 : calcaires bioclastiques à rudistes et coraux ; F5 : calcaires bioclastiques ; F6 : calcaires argilo-gréseux ; F7 : marnes ou alternance marno-calcaires ; F8 : calcarénites quartzzeuses ; F9 : alternance de calcarénites et de poudingues ; F10 : poudingues/conglomérats silicoclastiques ; F11 : resédimentations carbonatées ; F12 : marnes gréso-sableuses.

Les indicatrices ayant été déterminées pour chaque faciès sur l'ensemble des pseudo-puits, les étapes suivantes sont (1) le calcul des variogrammes (**figure IV-20**) et (2) l'interpolation par krigeage d'indicateurs sur la grille stratigraphique régionale de la MCBSP.



**Figure IV-19.** Des logs stratigraphiques aux indicatrices de faciès. Légende : F1 : calcaires à charophytes ; F2 : calcaires micritiques à discorbidés ; F3 : calcaires bioclastiques à rudistes et chaetétidés ; F4 : calcaires bioclastiques à rudistes et coraux ; F5 : calcaires bioclastiques ; F6 : calcaires argilo-gréseux ; F7 : marnes ou alternance marno-calcaires ; F8 : calcarénites quartzueuses ; F9 : alternance de calcarénites et de poudingues ; F10 : poudingues/conglomérats silicoclastiques ; F11 : resédimentations carbonatées ; F12 : marnes gréso-sableuses.



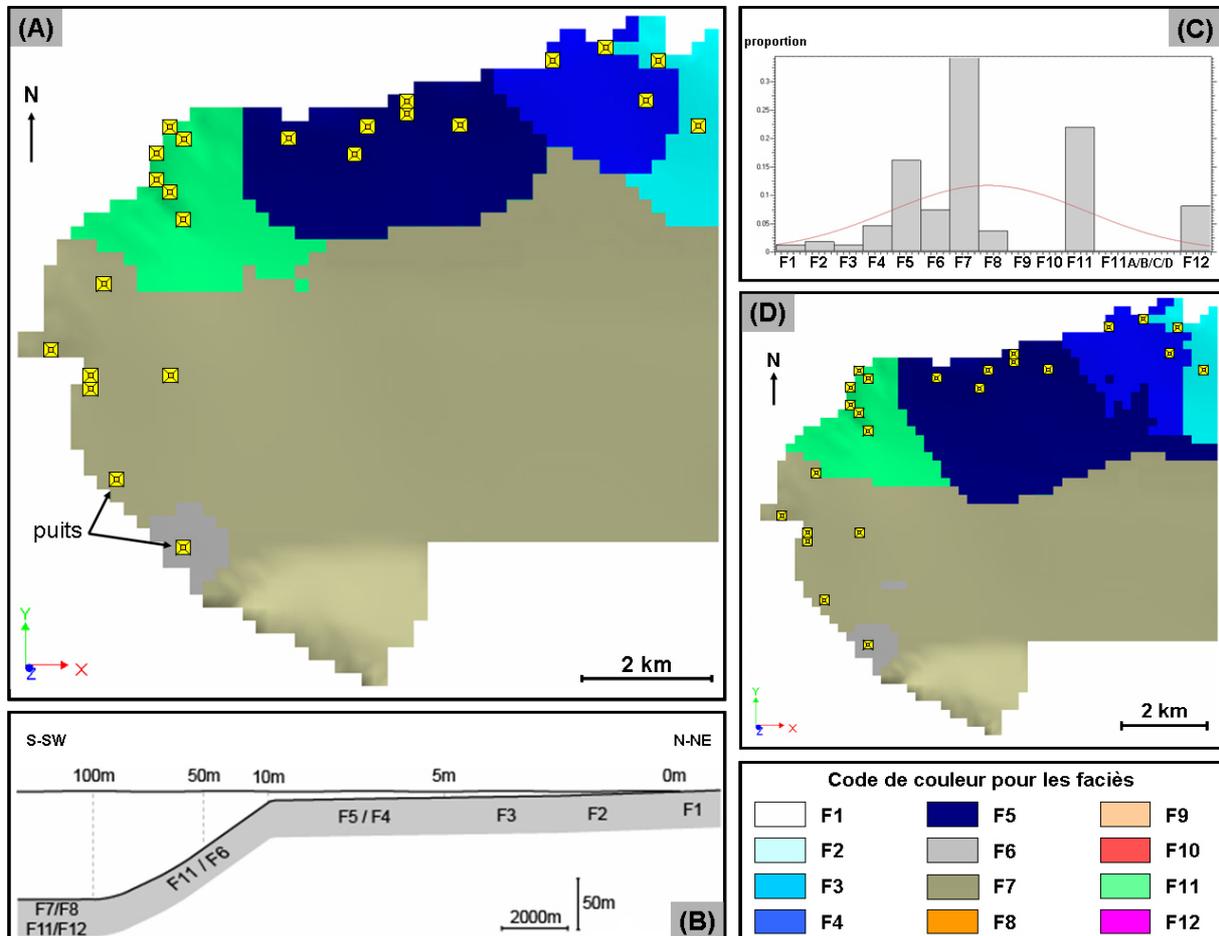
**Figure IV-20.** Exemple d'un variogramme pour le faciès des resédimentations carbonatées (F11).

Deux approches ont été testées pour calculer les variogrammes :

1. le calcul est réalisé uniquement à partir des données de puits ;
2. le calcul est réalisé à partir des données de puits et en intégrant des connaissances géologiques *a priori* sur la dimension des objets ;

**Première approche**

La **figure IV-21A**, qui correspond à la première approche, montre un exemple d'une section de la grille régionale au Cénomaniens moyen. L'analyse met en évidence que cette méthode reproduit fidèlement la distribution des faciès proche des puits en reproduisant la zonation des faciès comme décrit sur le profil sédimentaire théorique (**figure IV-21B**). Par contre, la méthode n'est pas satisfaisante lorsque la distance entre les puits devient trop importante. Le volume est alors rempli par le faciès le plus probable : F7 (**figure IV-21C**). Cette méthode s'avère donc insatisfaisante pour remplir précisément la totalité de la grille car les puits présentent une distribution limitée par rapport à la zone d'étude à couvrir.



**Figure IV-21.** Résultat d'un test réalisé sur l'unité I de la grille régionale, avec la méthode d'interpolation de krigeage d'indicateurs. (A) Modèle de faciès représenté en plan. (B) Profil sédimentaire théorique au Cénomaniens. (C) Histogramme des douze faciès. (D) Modèle de faciès obtenu après avoir augmenté la portée des variogrammes ; le plan figuré est identique au cas A. La légende du code de couleur de faciès est donnée sur la figure IV-18.

### **Deuxième approche**

Une solution pour accroître la continuité spatiale des faciès est de redéfinir les variogrammes expérimentaux (Gringarten & Deutsch, 1999, 2001) en modifiant les valeurs de portée et d'orientation préférentielle. Ces modifications doivent découler de connaissances géologiques *a priori* de la réalité. Elles peuvent être directement déduites des observations disponibles (orientations et dimensions des objets issues de la sismique ou de modèle basé-processus) ou à partir d'informations provenant d'analogie de terrain ou à partir de système sédimentaire supposé équivalent. Par exemple, Kupfersberger & Deutsch (1999) proposent de déterminer les variogrammes (perméabilité dans cet exemple) en ajoutant aux données disponibles, des données d'analogues. Pour le modèle régional de la MCBSP, la portée des variogrammes expérimentaux a été augmentée en fonction d'estimations sur la dimension des répartitions des faciès. La distance de corrélation entre les puits est alors plus importante mais le résultat n'est toujours pas satisfaisant (**figure IV-21D**). Au vue de ces résultats insatisfaisants, cette méthode n'a pas été réalisée sur le modèle régional détaillé.

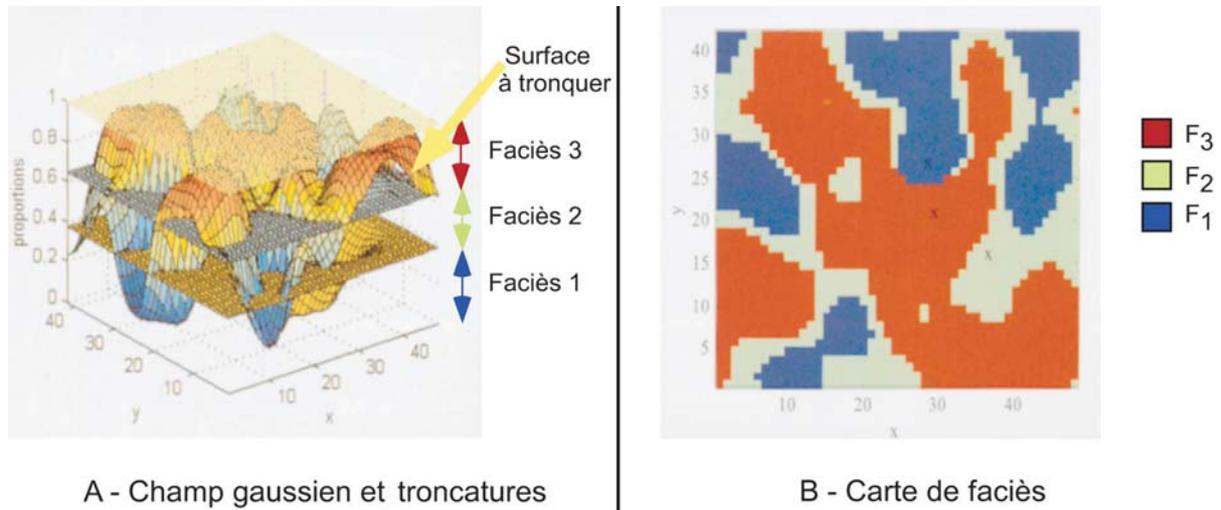
#### **IV.3.2.2. Les méthodes de simulations stochastiques de faciès : Simulations par gaussiennes tronquées**

Cette méthode implique de découper l'intervalle de variation de la propriété de faciès en une série de classes sur la base de seuils, ce qui s'apparente à la définition d'indicateur de faciès (Matheron *et al.*, 1987, 1988). Les valeurs de seuils (ou *cut offs*) sont déterminées en fonction des proportions de chaque faciès observés dans la zone d'étude. Le principe sous-jacent de la méthode est simple. Dans un premier temps, un champ gaussien aléatoire est simulé (**figure IV-22A**). Puis, il est tronqué par les valeurs de coupures (**figure IV-22A**) pour obtenir la distribution spatiale des faciès (**figure IV-22B**).

Cette méthode permet ainsi de conditionner aisément les simulations par les proportions de faciès mesurées au niveau des puits et de reproduire une gamme de forme variée. Elle permet également d'évaluer l'influence de certains paramètres sur la distribution spatiale des faciès par comparaison de simulations réalisées pour un même objet et avec des paramètres distincts. Les variables qui ont été testées dans ce travail sont :

1. le nombre et l'espacement entre les puits ;

2. la résolution de l'architecture stratigraphique ;
3. les cartes de répartition spatiale de faciès ;



**Figure IV-22.** Principe des simulations gaussiennes tronquées. D'après Dubrule (2003).

### ***Influence du nombre et de l'espacement des logs stratigraphiques, et de la résolution de la grille stratigraphique***

Pour expérimenter l'impact du nombre et de l'espacement des logs stratigraphiques (ou puits) sur la distribution spatiale 3D des faciès de dépôts, il est nécessaire de travailler sur une même grille et de faire varier ces deux critères. Pour évaluer l'influence de la résolution de l'architecture stratigraphique, il suffit de modifier la résolution de la grille pour une même configuration de puits.

Les grilles choisies correspondent aux modèles régionaux de la MCBSP avec deux échelles de résolution stratigraphique (**figures III-16 et III-17**). Trois configurations de puits ont été testées (**figure IV-23**) : 9, 20 et 39 puits, qui correspondent à des stades virtuels d'exploration, d'évaluation et de production d'un champ pétrolier. Les analyses variographiques ont été effectuées sur 9, 20 et 39 puits. Entre chaque cas, le nombre de puits est doublé alors que la distance entre deux puits voisins est divisée par deux. Six combinaisons puits/grille ont été testées.

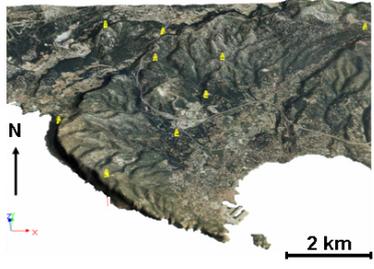
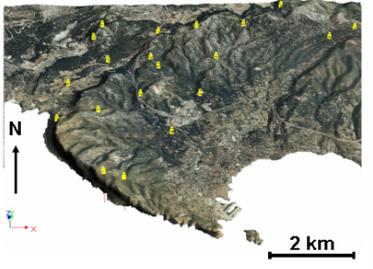
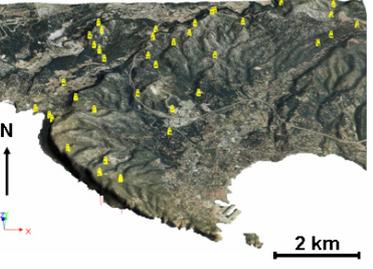
	9 PUIITS	20 PUIITS	39 PUIITS
LOCALISATION			
DESCRIPTION	<ul style="list-style-type: none"> <li>• La distance entre 2 puits voisins est compris entre 1200 m et 4600 m</li> <li>• 5 puits traversent l'unité I</li> <li>• 5 puits traversent l'unité II</li> <li>• 6 puits traversent l'unité III</li> <li>• 3 puits recoupent les 3 unités stratigraphiques primaires</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• La distance entre 2 puits voisins est compris entre 500 m et 3000 m</li> <li>• 12 puits traversent l'unité I</li> <li>• 10 puits traversent l'unité II</li> <li>• 12 puits traversent l'unité III</li> <li>• 5 puits recoupent les 3 unités stratigraphiques primaires</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• La distance entre 2 puits voisins est compris entre 200 m et 2000 m</li> <li>• 24 puits traversent l'unité I</li> <li>• 19 puits traversent l'unité II</li> <li>• 19 puits traversent l'unité III</li> <li>• 7 puits recoupent les 3 unités stratigraphiques primaires</li> </ul>

Figure IV-23. Illustration des trois configurations de puits.

Les figures IV-24 et IV-25 montrent les résultats obtenus pour les trois configurations de puits suivant la résolution stratigraphique de la grille. A ce stade, les résultats des six simulations sont probables et honorent toutes les données de puits. Pour identifier l'influence respective de la grille et des puits, les simulations doivent être comparées à la réalité telle qu'observée à l'affleurement et telle que décrite par les connaissances *a priori* et les concepts géologiques. Les paramètres géologiques à prendre en compte sont (1) le cadre paléogéographique (figure I-5) et (2) les profils sédimentaires de dépôts (figure IV-1). Ces paramètres doivent être reproduits pour considérer qu'une simulation a une signification géologique.

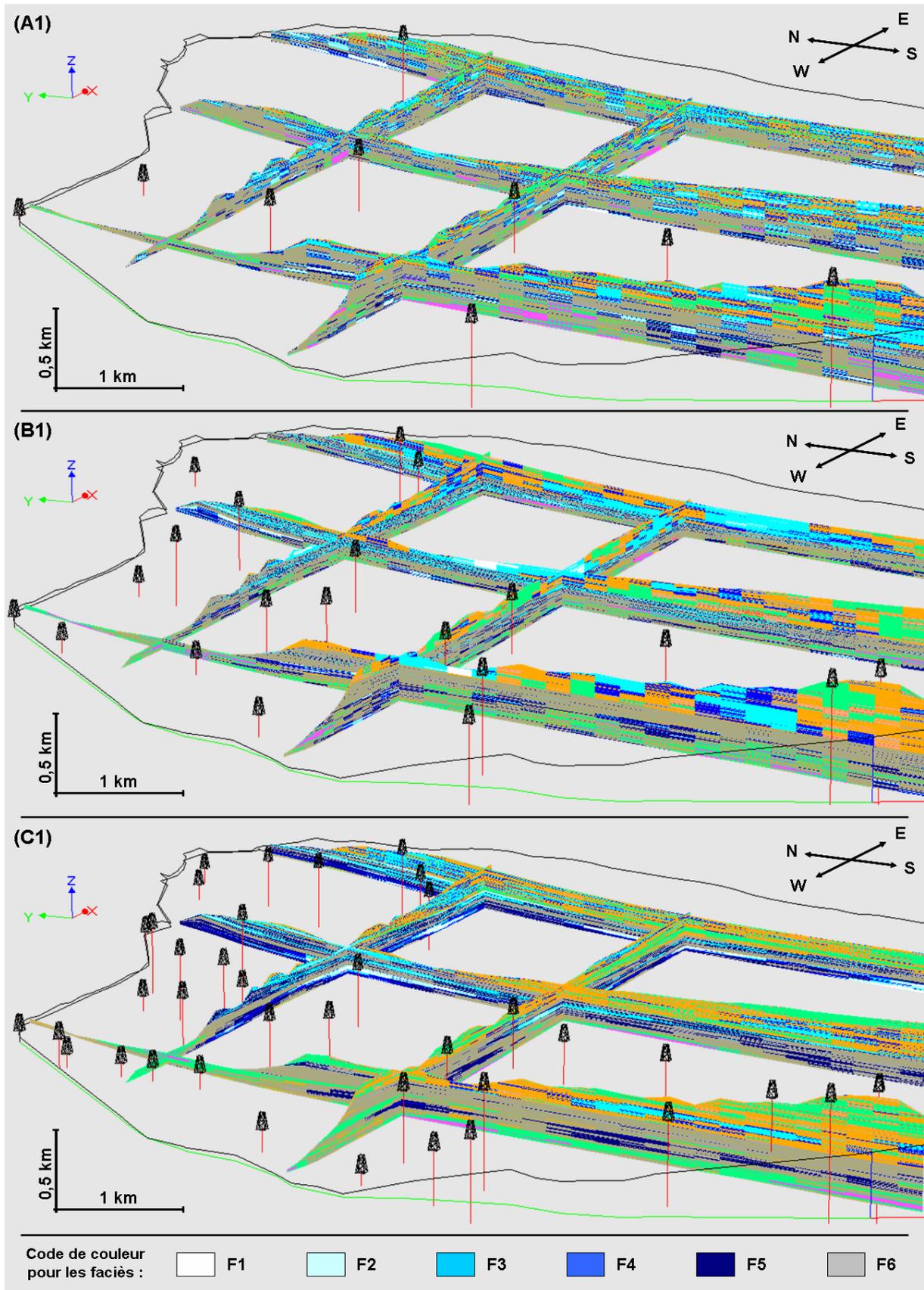
D'après les reconstitutions paléoenvironnementales, la plate-forme se situait au N-NE et le bassin se développait au S-SW. Dans le cas des simulations réalisées avec 9 et 20 puits aucune structuration des faciès n'est décelable (figures IV-24A, IV-24B, IV-25A et IV-25B). Dans le cas des simulations réalisées avec 39 puits, la répartition spatiale des faciès reflète les aires de sédimentation théorique avec la plate-forme au N-NE et le bassin au S-SW (figures IV-24C et IV-25C). De plus, l'évolution latérale entre les faciès est en accord avec les profils sédimentaires. En effet pour l'unité II, le passage transitionnel entre les faciès de dépôts de rampe interne, externe et de bassin (figure IV-24C2, flèches jaune) apparaît clairement. Pour l'unité I et III, le passage entre les faciès de plate-forme et de bassin est net (figure IV-24C2, flèches jaune). Seules les simulations réalisées avec 39 puits semblent fournir des résultats

satisfaisant malgré la présence d'anomalie dans la distribution des faciès. Par exemple, pour l'unité I, des faciès de plate-forme interne sont présents dans la zone représentant le bassin au S-SW et inversement (**figures IV-24 et IV-25**).

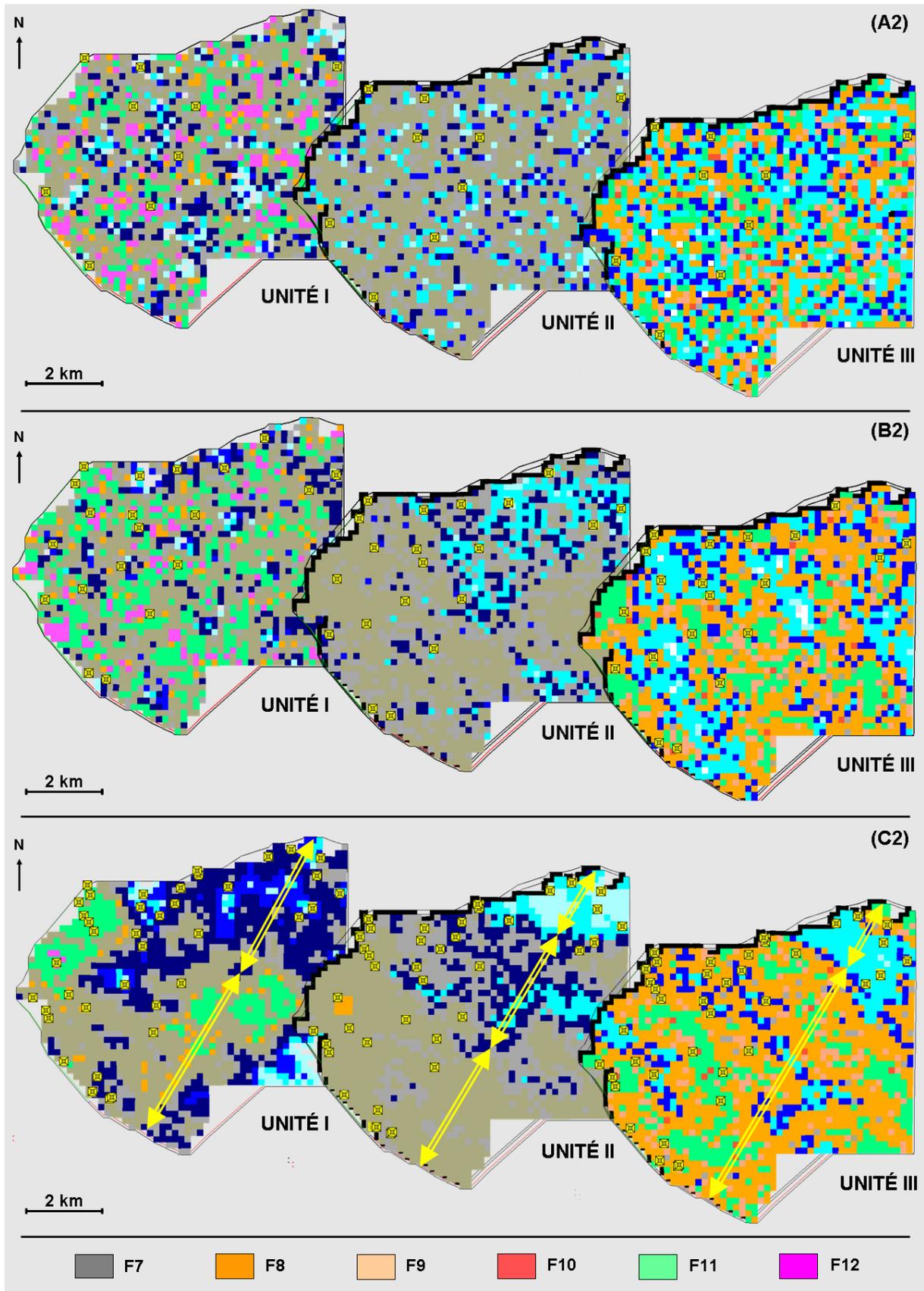
Une analyse focalisée sur les motifs de faciès en plan (**figures IV-24A2, IV-24B2, IV-24C2, IV-25A2, IV-25B2 et IV-25C2**) permet de mettre en évidence que dans le cas :

- du modèle régional (**figure IV-24**), la répartition spatiale des faciès de l'unité II est déjà cohérente avec 20 puits (**figure IV-24B2**) alors qu'il faut 39 puits pour les deux autres unités stratigraphiques primaires (**figure IV-24C2**). L'unité II s'apparente à une rampe (tendance graduelle entre la rampe et le bassin) alors que les unités I et III correspondent à une plate-forme à escarpement bordier (évolution abrupt entre la plate-forme et le bassin). L'hétérogénéité faciologique de la rampe moins complexe est donc reproduite plus facilement et rapidement. L'analyse variographique a nécessité moins de données de puits pour caractériser une évolution transitionnelle qu'une évolution abrupte des faciès.
- du modèle régional détaillé (**figure IV-25**), la mosaïque de faciès de la plate-forme à escarpement bordier (U.I et U.III) est imagée dès l'utilisation de 20 puits (**figure IV-25B2**). Le cas U.I et U.III réalisé avec 20 puits est alors équivalent à ceux réalisés avec 39 puits couplés à la grille régionale (**figure IV-24C2**). En ce qui concerne la rampe (U.II), le motif faciologique représentant le passage progressif entre la rampe et le bassin tend à être représenté dès l'utilisation de 9 puits (**figure IV-25A2**). Ce cas est équivalent à celui réalisé avec 20 puits et la grille régionale (**figure IV-24B2**). L'augmentation de la résolution architecturale de la grille contribue à imaginer avec moins de puits la répartition spatiale des faciès et d'être plus réaliste, d'où l'intérêt d'utiliser une grille basée sur des corrélations hautes résolution (Tinker, 1996).

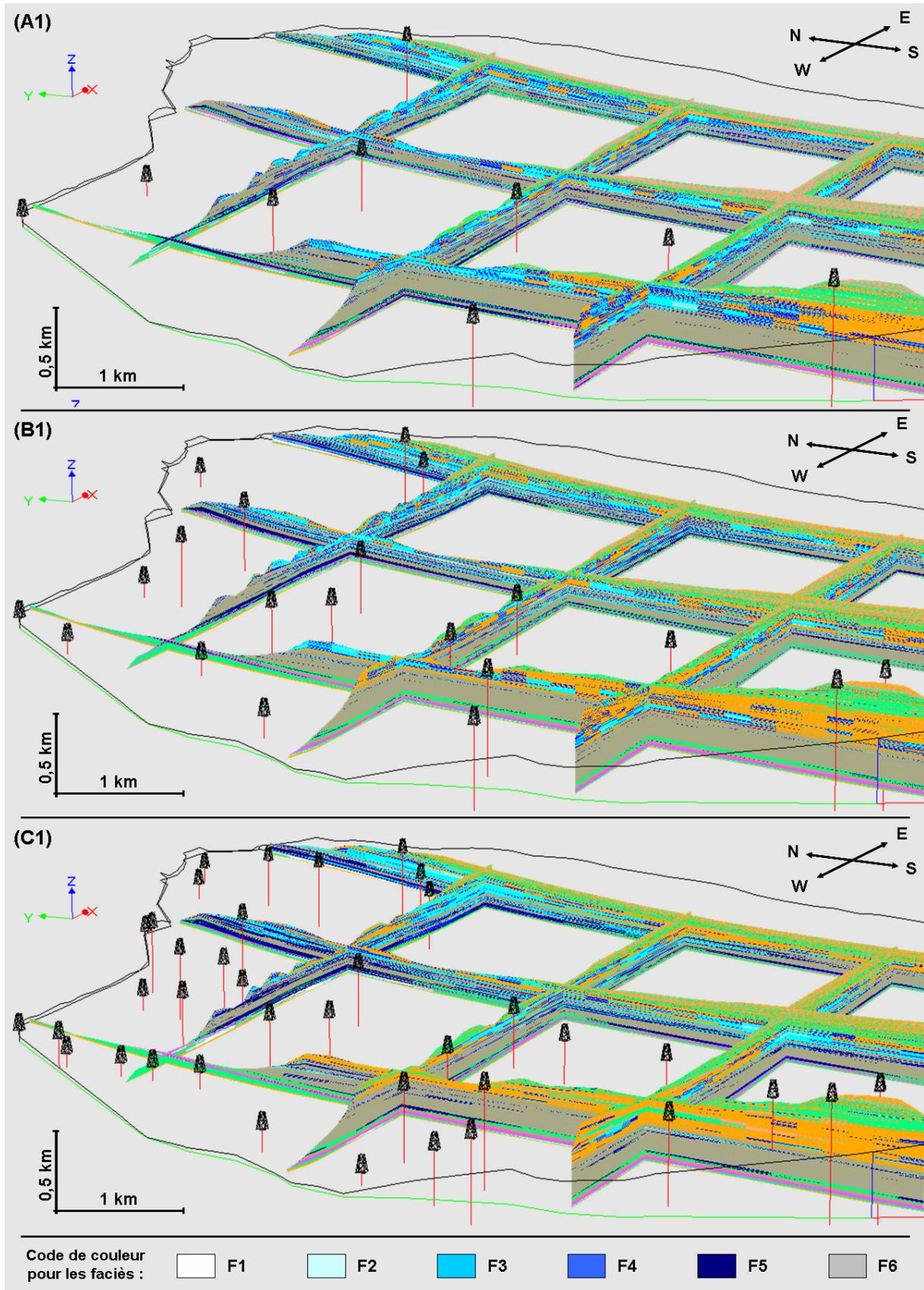
Au vu des différents tests (**figures IV-24 et IV-25**), un classement qualitatif a peut-être été établi suivant que la simulation (1) s'approche de la réalité observée à l'affleurement et (2) rend compte des connaissances géologiques. Le classement obtenu (**figure IV-26**) est que la combinaison puits/grille de la figure IV-6A < IV-6B  $\approx$  IV-7A < IV-6C  $\approx$  IV-7B < IV-7C.



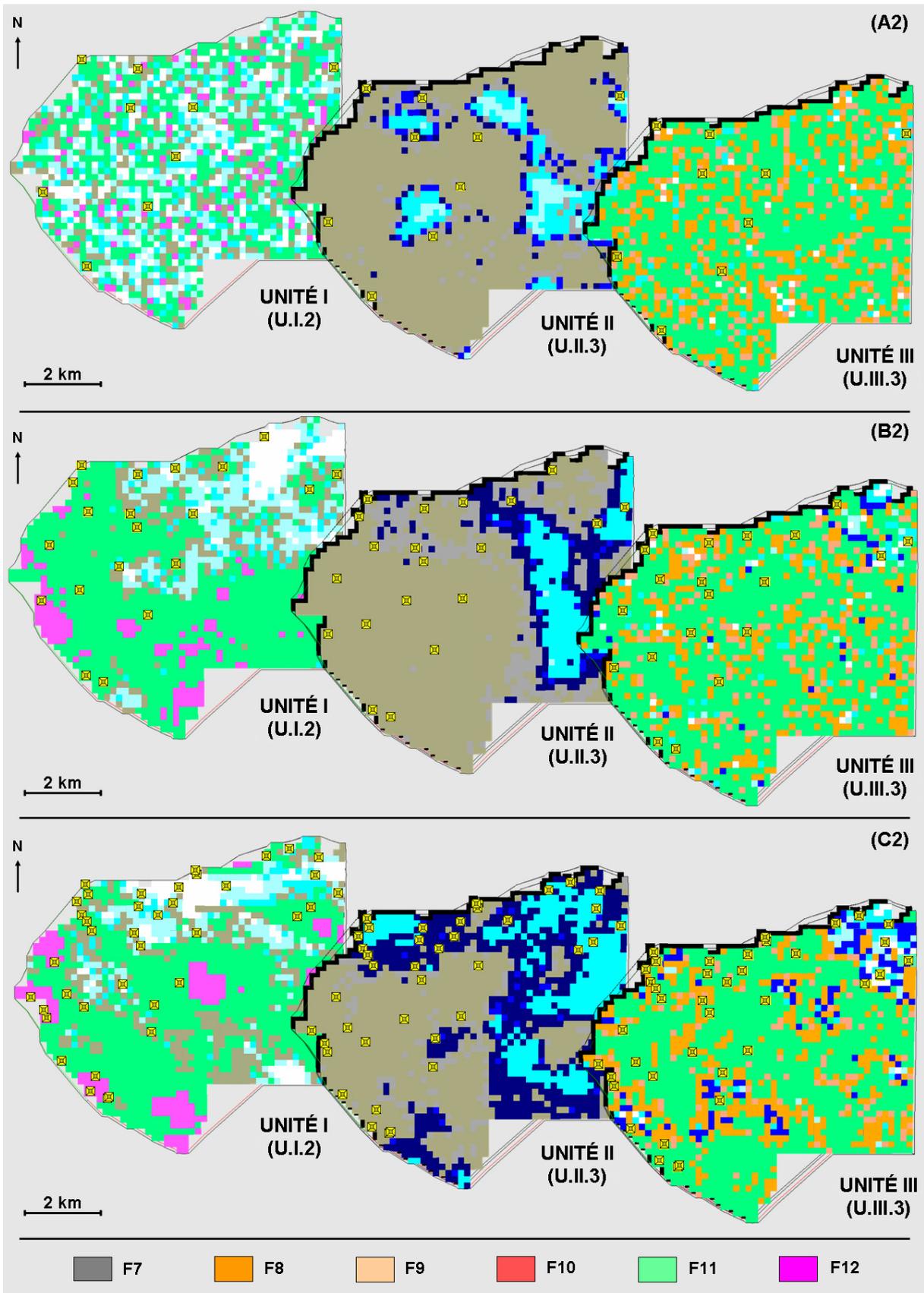
**Figure IV-24.** Résultats de simulations de faciès par gaussiennes tronquées sur le modèle régional en fonction de la distribution et de la quantité de puits. (A) 9 puits ; (B) 20 puits ; (C) 39 puits. Un exemple de simulation de faciès est fourni pour chaque cas. Il est représenté par des coupes transversales (A1, B1, C1) et des plans (A2, B2, C2) qui correspondent aux unités stratigraphiques



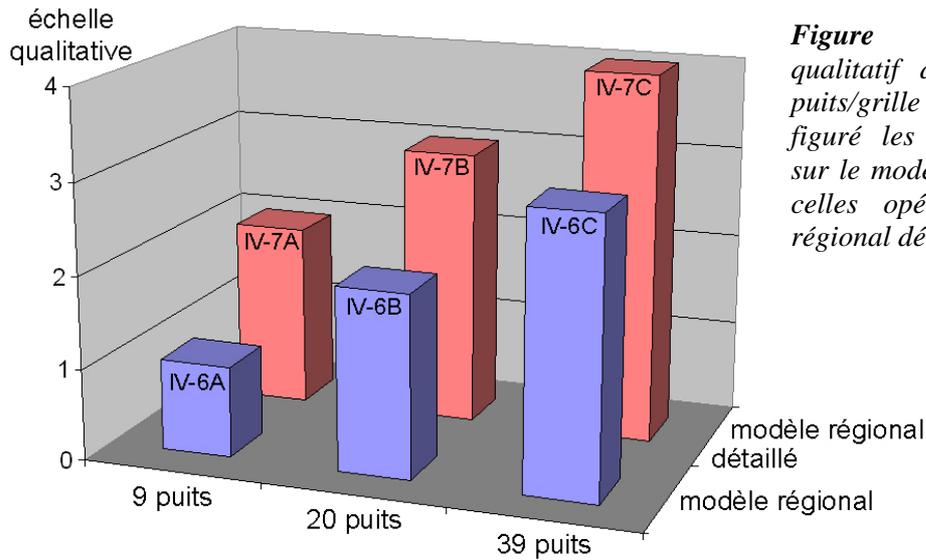
primaires. La légende du code de couleur de faciès est donnée sur la figure IV-18. Pour le cas C, les flèches soulignent les principaux environnements sédimentaires (unité I et III : plate-forme interne à externe et bassin ; unité II : rampe interne, rampe externe et bassin).



**Figure IV-25.** Résultats de simulations de faciès par gaussiennes tronquées sur le modèle régional détaillé en fonction de la distribution et de la quantité de puits. (A) 9 puits ; (B) 20 puits ; (C) 39 puits. Un exemple de simulation de faciès est fourni pour chaque cas. Il est représenté par des coupes



transversales (A1, B1, C1) et des plans (A2, B2, C2) qui correspondent aux unités stratigraphiques secondaires. La légende du code de couleur de faciès est donnée sur la figure IV-18.



**Figure IV-26.** Classement qualitatif des six combinaisons puits/grille simulées. En bleu est figuré les simulations réalisées sur le modèle régional. En rouge celles opérées sur le modèle régional détaillé.

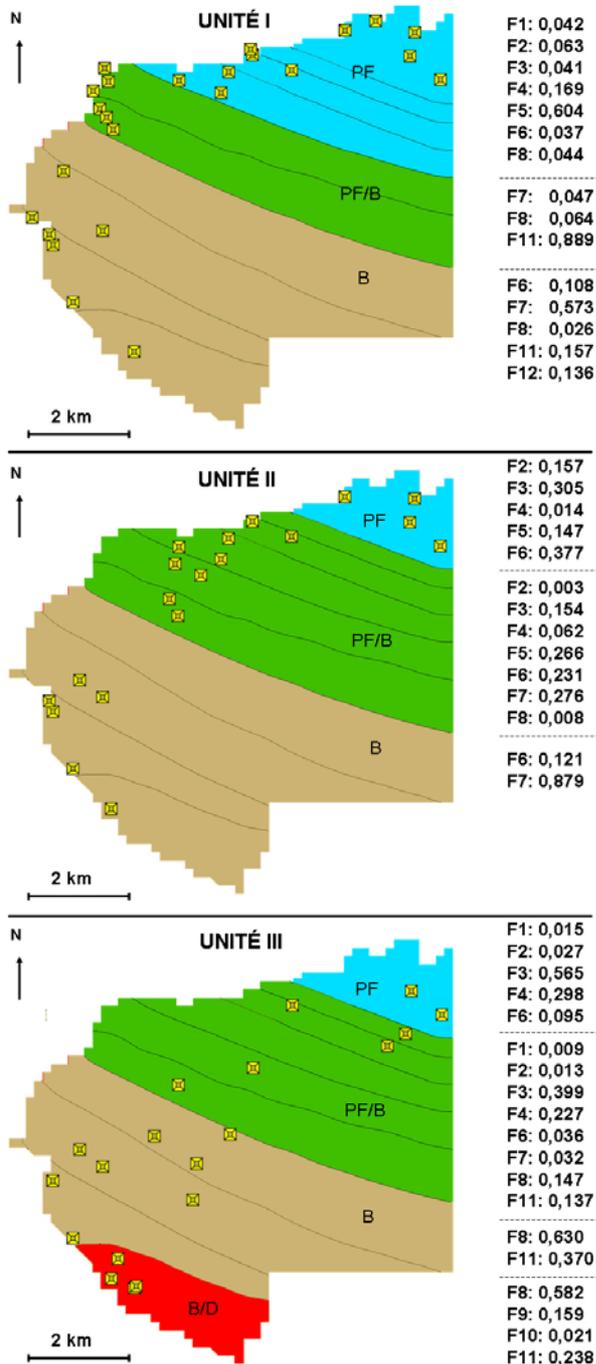
### ***Influence de cartes de proportions de faciès***

Il est possible d'introduire des informations secondaires dans l'estimation des probabilités sous la forme de cartes et de courbes (Mallet, 2002 ; Labat, 2004). Des cartes de proportions de faciès (2D) ont donc été établies en fonction des tendances sédimentaires et de la connaissance régionale.

Nous nous sommes positionnés dans le cas où il était possible d'avoir une connaissance géologique *a priori* des tendances régionales. En subsurface, cette connaissance est fournie, par exemple, par de la sismique réflexion (Bachtel *et al.*, 2004) ou des synthèses paléogéographiques.

Une carte a été définie par la distribution et la proportion de chaque faciès suivant les zones d'environnement de dépôts : plate-forme (ou rampe), transition plate-forme/bassin, bassin (**figure IV-27**). Les limites des environnements de dépôts ont été positionnées à partir de cartes paléogéographiques réalisées pour les trois unités stratigraphiques primaires (**figure IV-27**) et ajustées par la suite à chaque unité stratigraphique secondaire (fluctuation : avancé ou recul des zones). Les proportions ont été estimées à partir des logs stratigraphiques situés dans chaque zone pour une unité stratigraphique primaire ou secondaire donnée (**figure IV-27**). Les proportions des différentes cartes ont été estimées à partir des 39 puits. Ces cartes ont été ensuite utilisées sur les deux autres configurations de puits sans recalculer les valeurs en

considérant qu'il s'agissait d'une connaissance géologique *a priori* provenant d'informations complémentaires (type sismique).



**Figure IV-27.** Cartes de proportions de faciès des unités stratigraphiques primaires définies à partir de cartes paléogéographiques et de logs stratigraphiques. Chaque carte est définie par la distribution et la proportion des faciès suivant les zones d'environnement de dépôts. Pour l'unité I, 24 puits ont été utilisés pour calculer les proportions dont 11 pour la partie bleue, 6 pour la partie verte et 7 pour la partie marron.

Pour l'unité II, 19 logs ont été employés pour estimer les proportions de faciès dont 4 pour la partie bleue, 9 pour la partie verte et 6 pour la partie marron.

Pour l'unité III, 19 puits ont été utilisés pour établir les proportions de faciès dont 2 pour la partie bleue, 5 pour la partie verte, 8 pour la partie marron et 4 pour la partie rouge.

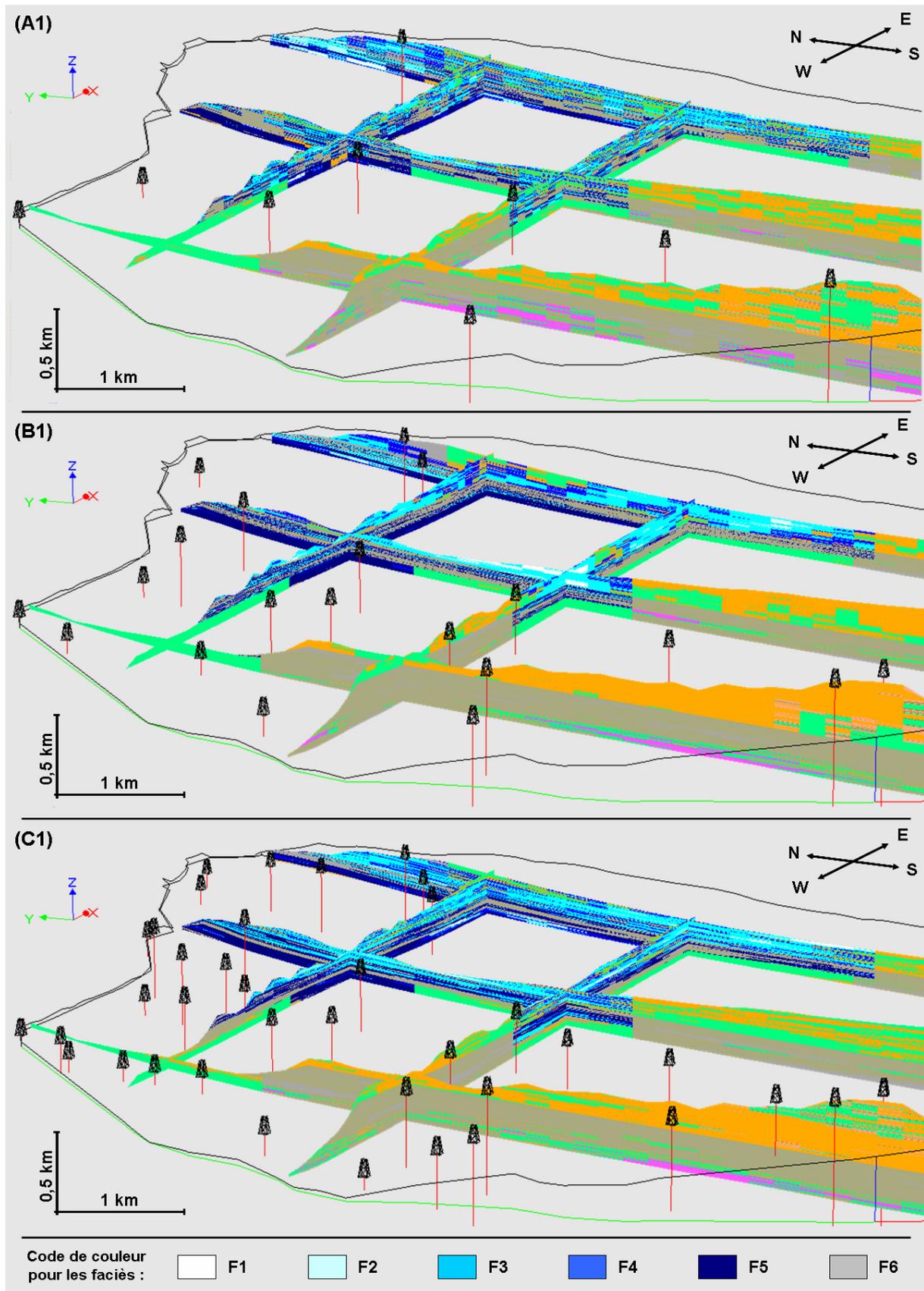
**Légende :**

PF : plate-forme ; PF/B : domaine de transition entre la plate-forme et le bassin ; B : bassin ; B/D : domaine de transition entre le bassin et le delta.

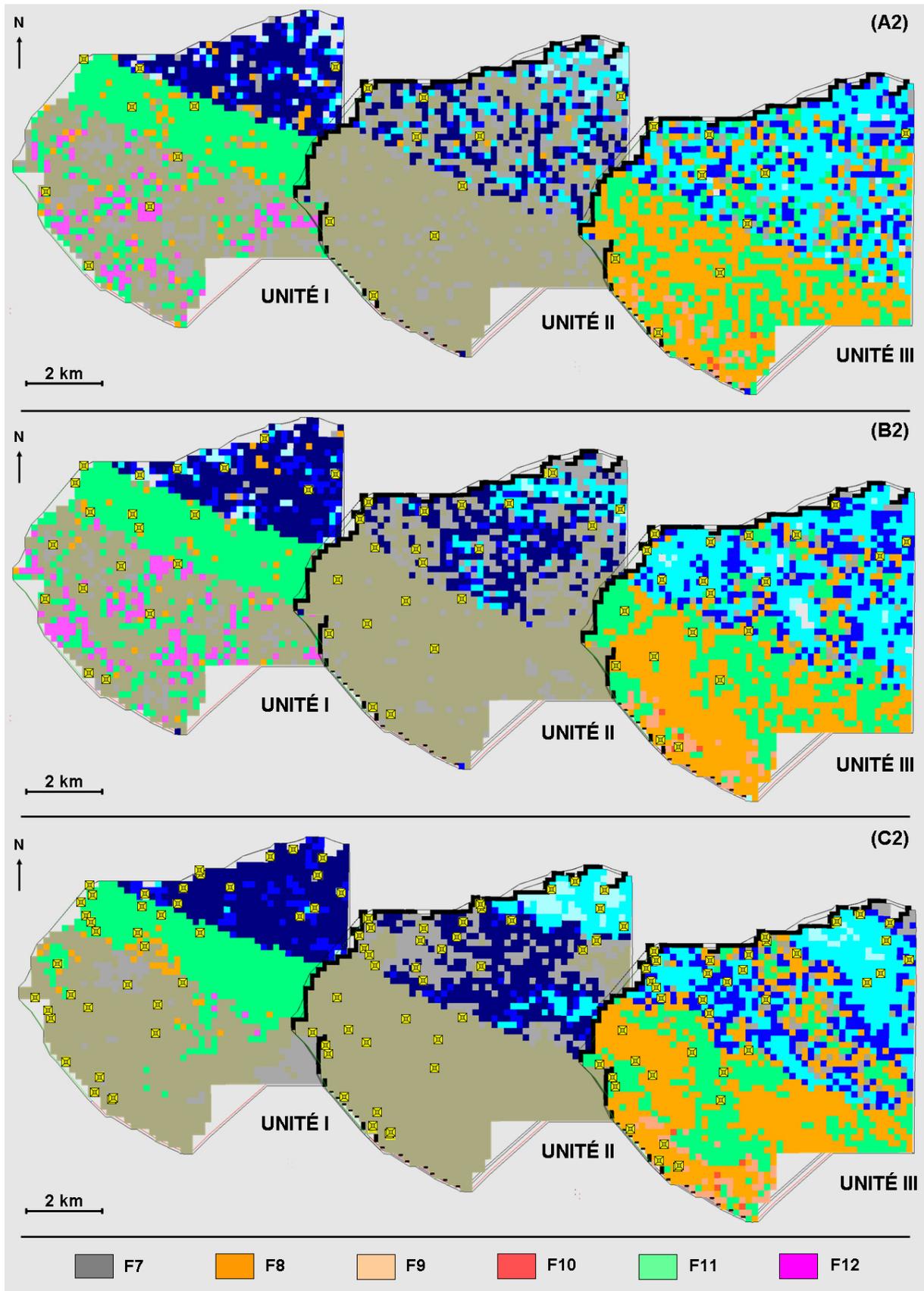
F1 : calcaires à charophytes ; F2 : calcaires micritiques à discorbidés ; F3 : calcaires bioclastiques à rudistes et chaetétidés ; F4 : calcaires bioclastiques à rudistes et coraux ; F5 : calcaires bioclastiques à fragments de rudistes et de foraminifères benthiques ; F6 : calcaires argilo-gréseux ; F7 : marnes ou alternance marno-calcaires ; F8 : calcarénites quartzieuses ; F9 : alternance de calcarénites et de poudingues ; F10 : poudingues/ conglomérats silicoclastiques ; F11 : resédimentations carbonatées ; F12 : marnes gréso-sableuses.

Les figures IV-28 et IV-29 montrent les résultats obtenus pour les différentes combinaisons puits/grille couplées à une carte de proportion de faciès. L'analyse comparative des différentes simulations permet de mettre en évidence que :

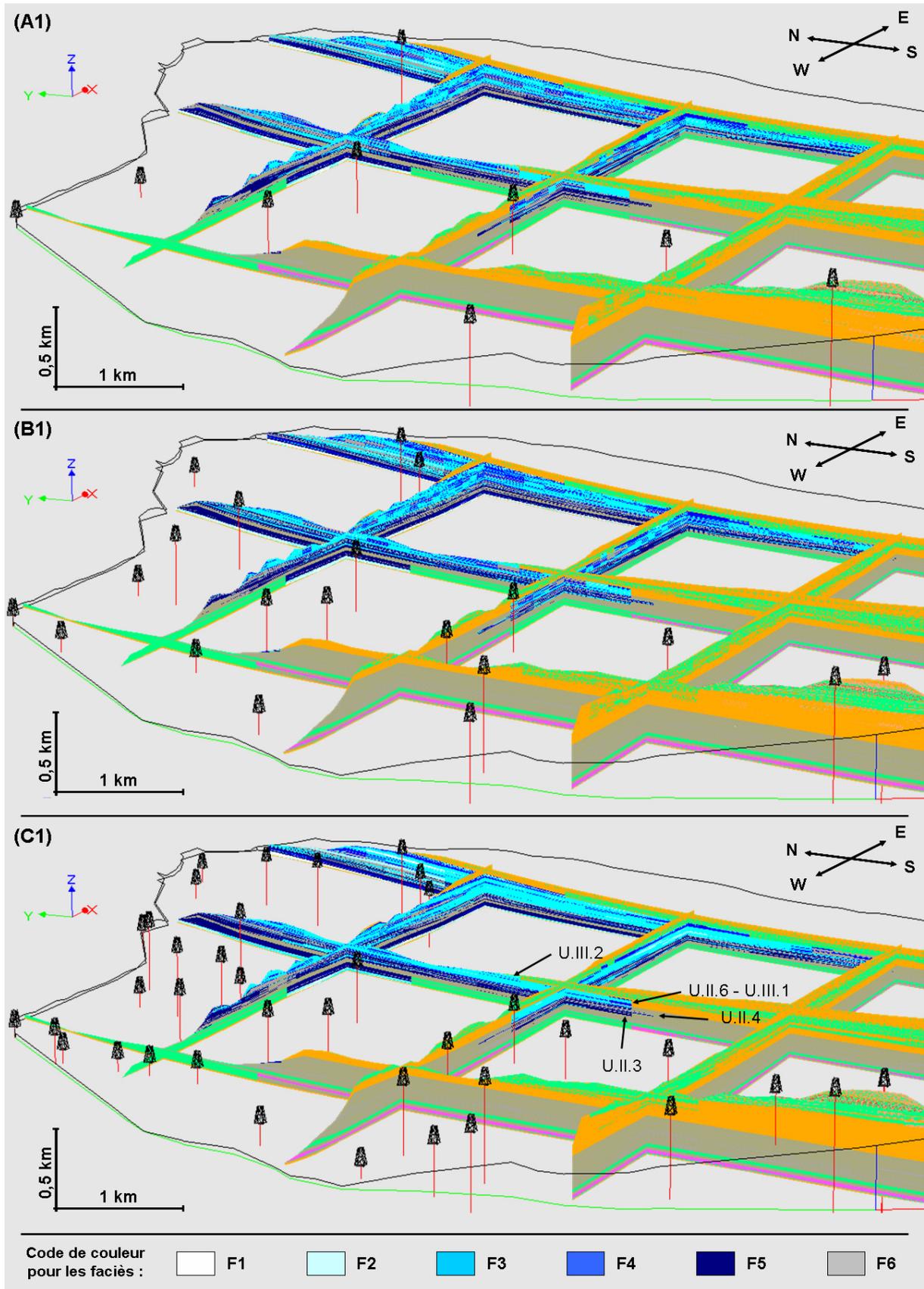
- les résultats des simulations sont toutes en accord avec les observations d'affleurement et les profils sédimentaires théoriques. En effet, la mosaïque de faciès est cohérente



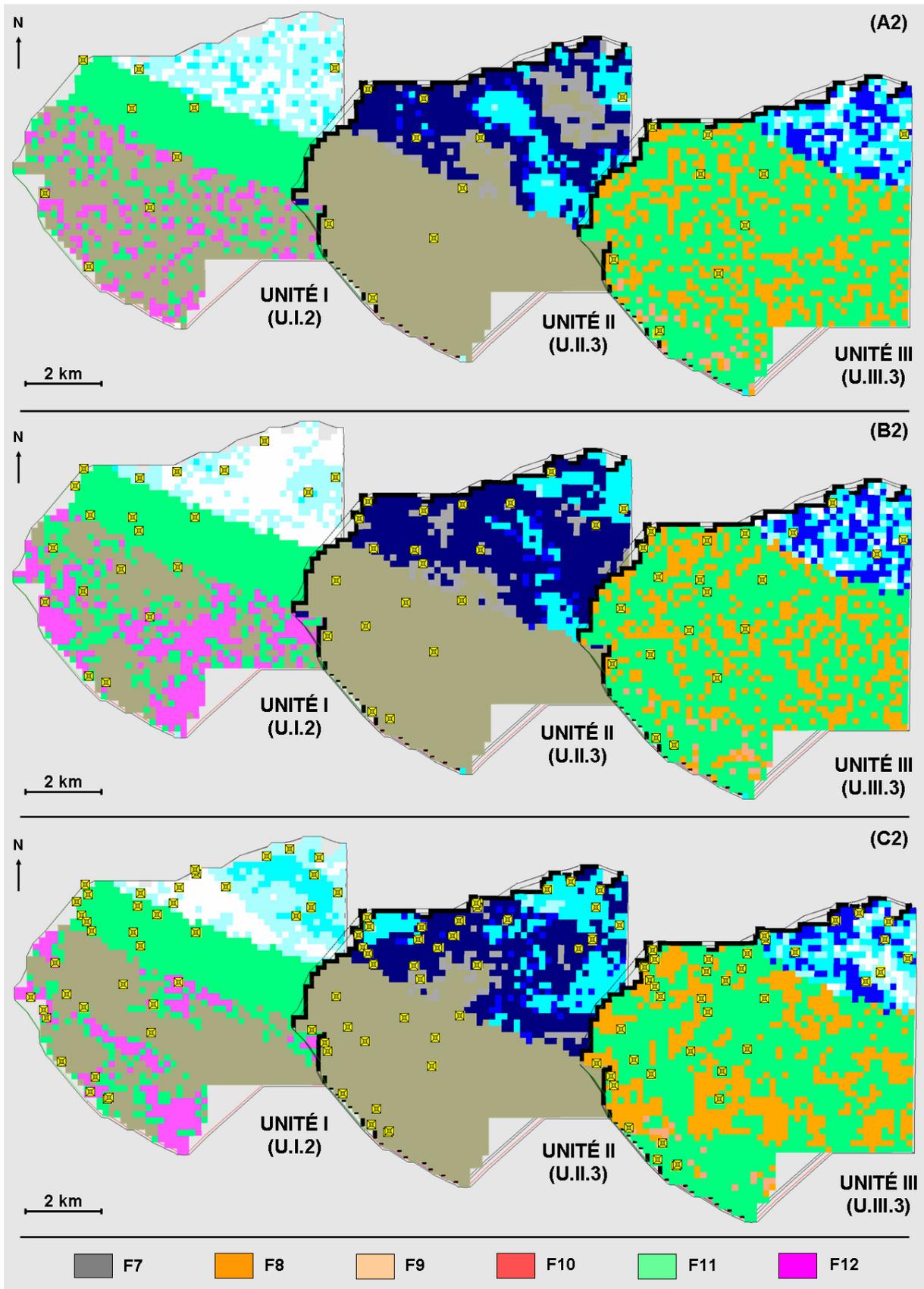
**Figure IV-28.** Résultats de simulations de faciès par gaussiennes tronquées sur le modèle régional en fonction de la distribution et de la quantité de puits couplé à des cartes de répartition spatiale de faciès. (A) 9 puits ; (B) 20 puits ; (C) 39 puits. Un exemple de modèle de faciès est donné pour chaque



cas. Il est représenté par des coupes transversales (A1, B1, C1) et des plans (A2, B2, C2) qui correspondent aux unités stratigraphiques primaires. La légende du code de couleur de faciès est donnée sur la figure IV-18.



**Figure IV-29.** Résultats de simulations de faciès par gaussiennes tronquées sur le modèle régional détaillé en fonction de la distribution et de la quantité de puits couplé à des cartes de répartition spatiale de faciès. (A) 9 puits ; (B) 20 puits ; (C) 39 puits. Un exemple de modèle de faciès est donné pour chaque cas. Il est représenté par des coupes transversales (A1, B1, C1) et des plans (A2, B2, C2)



qui correspondent aux unités stratigraphiques secondaires (A2, B2, C2). La position des unités stratigraphiques secondaires est indiquée dans le cas C pour souligner l'avancée ou le recul des faciès de plate-forme. La légende du code de couleur de faciès est donnée sur la figure IV-18.

par rapport aux aires de sédimentations avec la plate-forme au N-NE et le bassin au S-SW. L'évolution latérale des faciès reproduit le passage graduel ou abrupt des profils sédimentaires ;

- les anomalies dans la distribution des faciès ont disparues. Les faciès de plate-forme (ou rampe) ne sont plus localisés dans la zone de bassin et inversement ;
- les résultats sont plus réalistes par rapport aux paramètres géologiques lorsque le nombre de puits augmente et que l'architecture stratigraphique s'affine ;
- l'évolution de la position de la marge apparaît nettement sur les coupes transversales lorsque le maximum de carte est intégré (**figure IV-29**). Par exemple sur la **figure IV-29C1**, les faciès de plate-forme progradent (U.II.3 et U.II.4), rétrogradent (U.II.6), aggradent (U.III.1) pour finalement rétrograder (U.III.2) (cf. Ch. I.2.2).

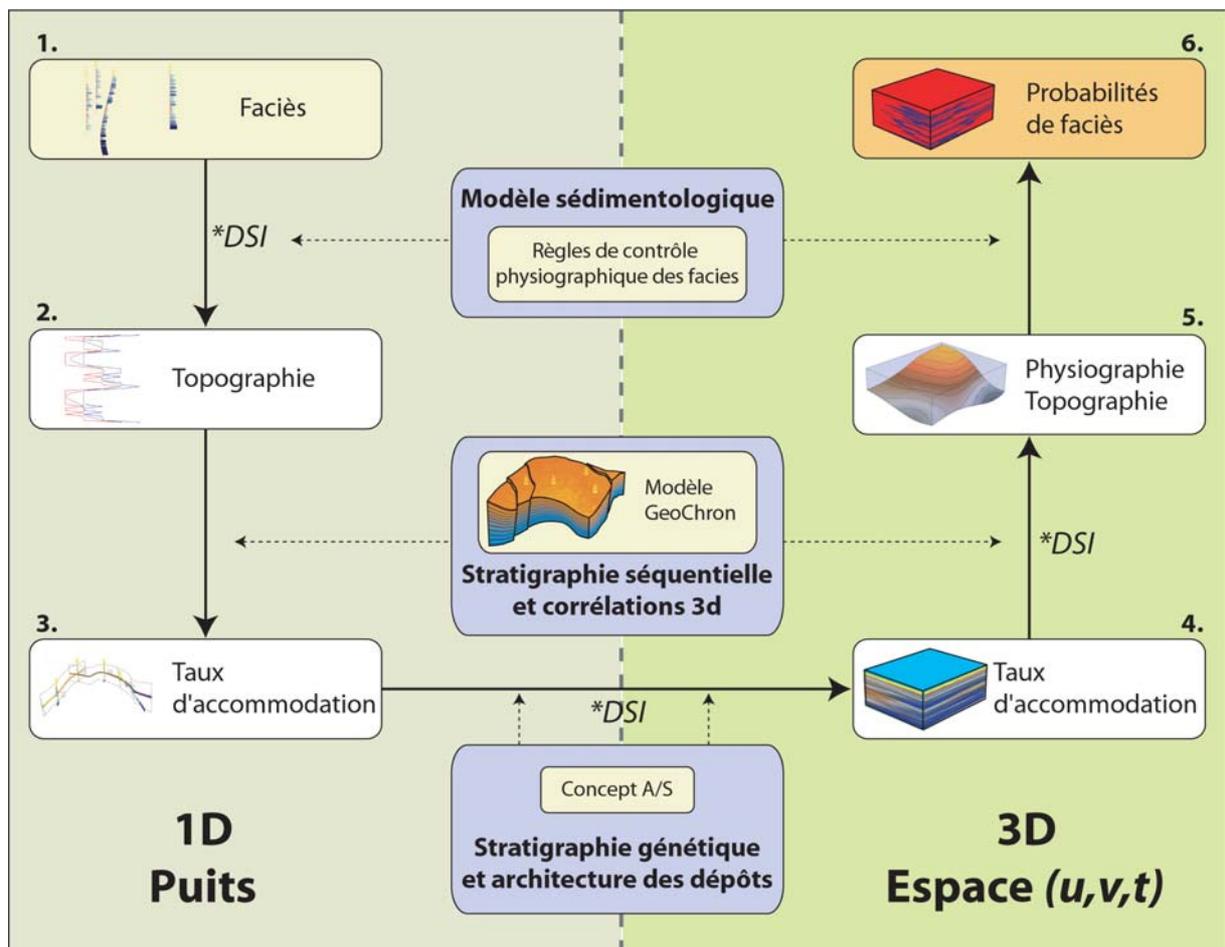
La comparaison de ces simulations avec les précédentes (**figures IV-24 et IV-25**) met en évidence que les simulations réalisées avec les 9 puits et une carte (**figures IV-28A et IV-29A**) reproduisent de manière plus fidèle la réalité géologique que celles basées uniquement sur 39 puits (**figures IV-24C et IV-25C**). Les cartes ont donc un impact très fort sur le résultat des simulations. Ce constat permet de montrer que pour un tel objet sédimentaire l'hétérogénéité des faciès et les tendances peuvent être modélisées avec une quantité limitée de puits si une connaissance *a priori* sur les tendances sédimentaires est disponible.

Le modèle qui représente au mieux la réalité de terrain, les données d'entrée et la connaissance géologique, est le modèle régional détaillé qui intègre le plus de puits couplés à une carte (**figure IV-29C**). La combinaison qui s'en éloigne le plus est le modèle régional qui intègre le moins de puits et aucune carte de proportion (**figure IV-24A**). La différence entre les deux modèles est très importante et illustre les effets combinés des informations et des données *a priori* sur le modèle. La distribution des faciès dans tous les modèles est fortement influencée par le nombre et l'espacement entre les puits, et la résolution des grilles stratigraphiques, confirmant la nécessité de présenter un cadre stratigraphique détaillé et cohérent dans des modèles de réservoir analogue. L'intégration des données secondaires qui est représentée par des concepts géologiques a une forte influence dans tous les modèles quelque soit le nombre et l'espacement des puits mais cette influence est très marquée en l'absence de données de puits suffisantes.

### IV.3.2.3. Simulation des faciès par la méthode THALASSA

En parallèle de ce travail, une autre approche de simulation de faciès appelée THALASSA à été testée sur un exemple précis du modèle régional détaillé de la MCBSP : la série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien inférieur à moyen (U.II).

THALASSA est une méthode originale (**figure IV-30**) de génération de modèles faciologiques tridimensionnels dans gOcad qui permet de prendre en compte dans l'estimation des probabilités de faciès des données classiques (puits, sismiques) et des données conceptuelles.



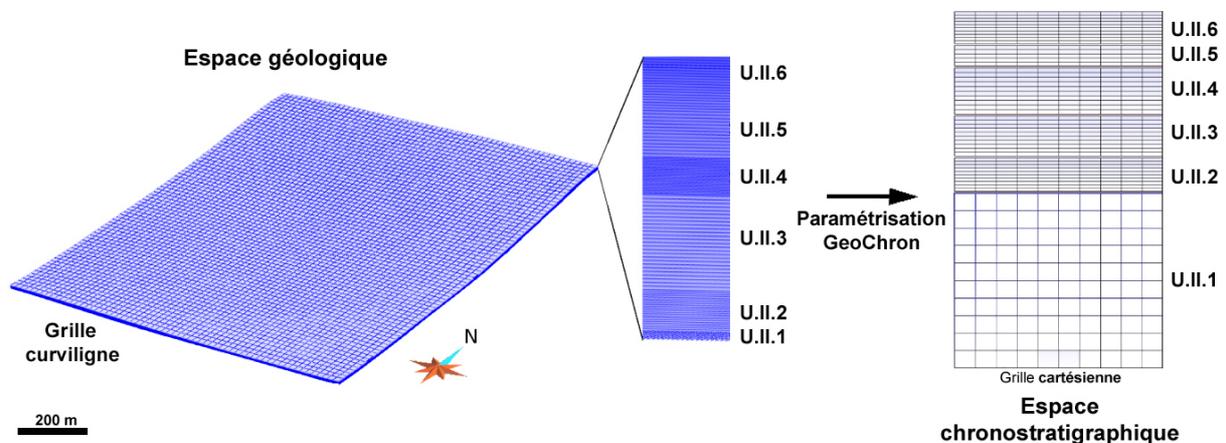
**Figure IV-30.** Méthodologie de modélisation des probabilités des faciès sédimentaires, en réponse aux variations physiographiques de la surface de dépôt. Au cœur du modèle se trouvent les concepts géologiques régissant la distribution des dépôts et les variations topographiques. Ils sont intégrés dans deux flux de traitement verticaux : le long des puits et en 3D dans l'espace chronostratigraphique. D'après Kedzierski (2007).

Les concepts géologiques introduits sont ceux de la stratigraphie séquentielle, de la chronostratigraphie, de la sédimentologie de faciès et de la diagenèse des carbonates

(Kedzierski & Mallet, 2006a, 2006b ; Kedzierski, 2007). L'intégration de ces données doit permettre de rendre les modèles géologiquement plus réalistes. Cette méthode a été développée sur des jeux de données synthétiques. Pour évaluer sa validité, un test a été effectué sur des données réelles d'affleurement. Ce travail a été mené en collaboration avec l'Institut National Polytechnique de Lorraine (Durand-Riard, 2007 ; Durand-Riard *et al.*, 2007).

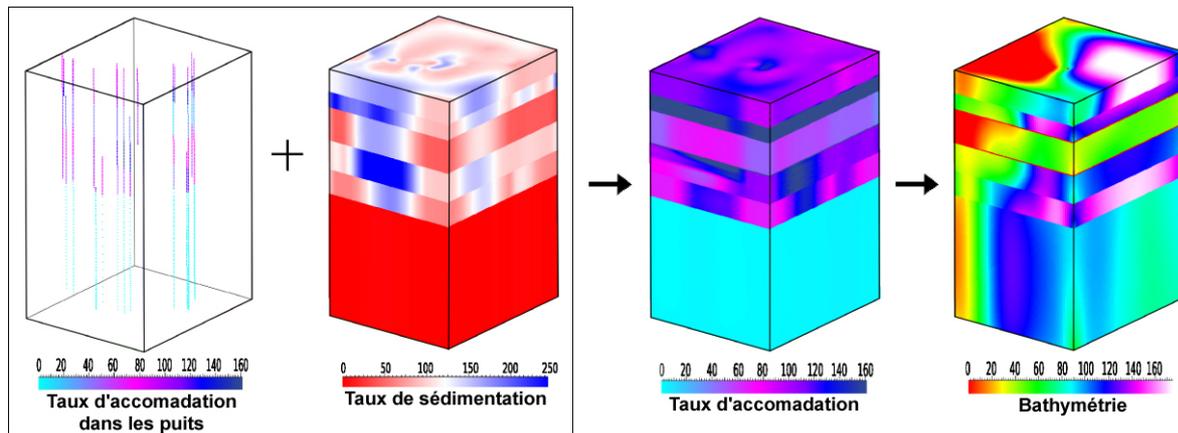
Pour réaliser le modèle THALASSA, les données utilisées sont les logs de faciès et les six enveloppes stratigraphiques de l'unité II (extrait du modèle surfacique détaillé). Pour compléter cette base de données, des connaissances conceptuelles ont été intégrées. Ces connaissances correspondent à :

- une analyse séquentielle de chaque log avec la définition de cortèges de dépôts (cortège de diminution de profondeur et cortège d'approfondissement ; extrait de Jolet, 1996) ;
- des concepts de stratigraphie génétique (Homewood *et al.*, 1992) qui consiste à définir des ensembles de faciès sédimentaires génétiquement liés et à les regrouper en séquences de dépôts corrélables régionalement ;
- des règles qui relient un faciès à une tranche bathymétrique et un angle de pente (**figure IV-1**).
- la chronostratigraphie du Turonien inférieur à moyen (extrait de Jolet, 1996) pour réaliser une paramétrisation GeoChron (**figure IV-31**) qui permet de transformer les coordonnées du modèle géologique (x, y, z) en coordonnées chronostratigraphiques (u, v, t) (Mallet, 2004 ; Moyen, 2005).

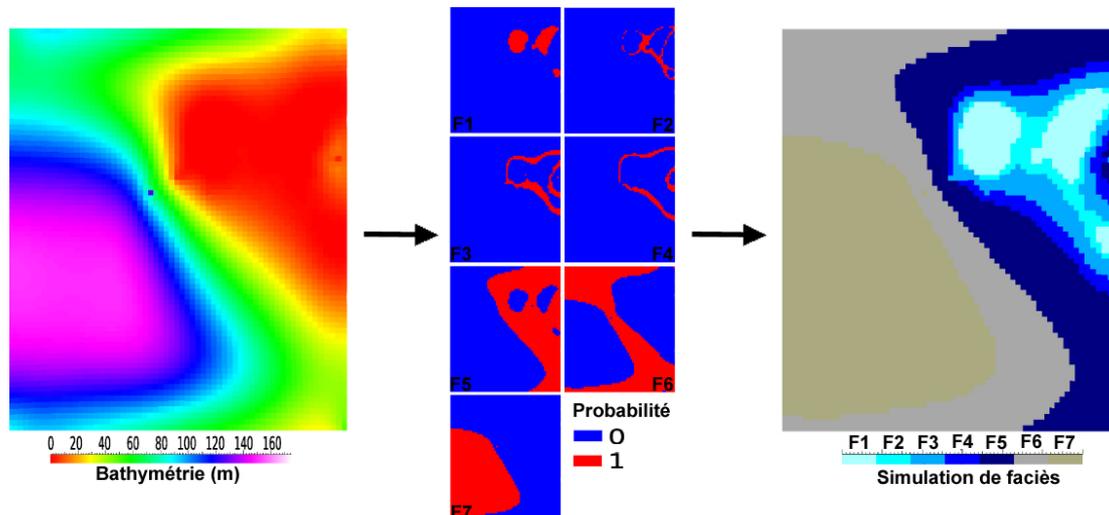


**Figure IV-31.** Paramétrisation GeoChron qui permet de transformer les coordonnées géologiques en coordonnées chronostratigraphiques. La dimension verticale des cellules est alors en unité de temps. D'après Durand-Riard *et al.*, (2007).

Les résultats du modèle sont de deux types : (1) des estimations tridimensionnelles du taux de sédimentation, du taux d'accommodation qui permettent d'obtenir un cube de bathymétrie (*e.g.* paléobathymétrie ou paléotopographie ; **figure IV-32**) ; (2) des probabilités de faciès qui couplées aux bathymétries permettent de contraindre les simulations de faciès (**figure IV-33**).



**Figure IV-32.** Estimation de la bathymétrie dans l'espace chronostratigraphique à partir des taux de sédimentation et d'accommodation. D'après Durand-Riard et al., (2007).



**Figure IV-33.** Simulation des faciès réalisée à partir du champ de probabilité de chaque faciès, combinant les règles d'occurrence de faciès et la bathymétrie. Légende : F1 : calcaires à charophytes ; F2 : calcaires micritiques à discorbidés ; F3 : calcaires bioclastiques à rudistes et chaetétidés ; F4 : calcaires bioclastiques à rudistes et coraux ; F5 : calcaires bioclastiques ; F6 : calcaires argilo-gréseux ; F7 : marnes ou alternance marno-calcaires. D'après Durand-Riard et al. (2007).

Ces résultats ont été confrontés à la réalité géologique (*e.g.* l'affleurement). Les intervalles de taux de sédimentation et d'accommodation sont cohérents avec ceux estimables à l'affleurement. Les simulations de faciès sont cohérentes avec la distribution spatiale des faciès (critère proximal/distal) et le passage transitionnel entre les faciès de dépôts de rampe

interne, externe et de bassin. Par contre, les simulations montrent une orientation des structures géologique Nord-Sud qui est différentes de celle observée à l’affleurement (Nord-Nord Est / Sud-Sud Ouest). La contradiction serait liée à un lissage de l’information lors de la construction des interfaces en raison d’un manque d’information sur certaines zones (limites du modèle) et un manque de précision du modèle GeoChron (Durand-Riard *et al.*, 2007). Grâce à l’intégration des cartes de proportions présentées précédemment, la géométrie devrait pouvoir être ajustée. Un test supplémentaire sera donc conduit dans ce sens.

### IV.3.3. Modèles 3D des faciès du complexe carbonaté de la Marcouline

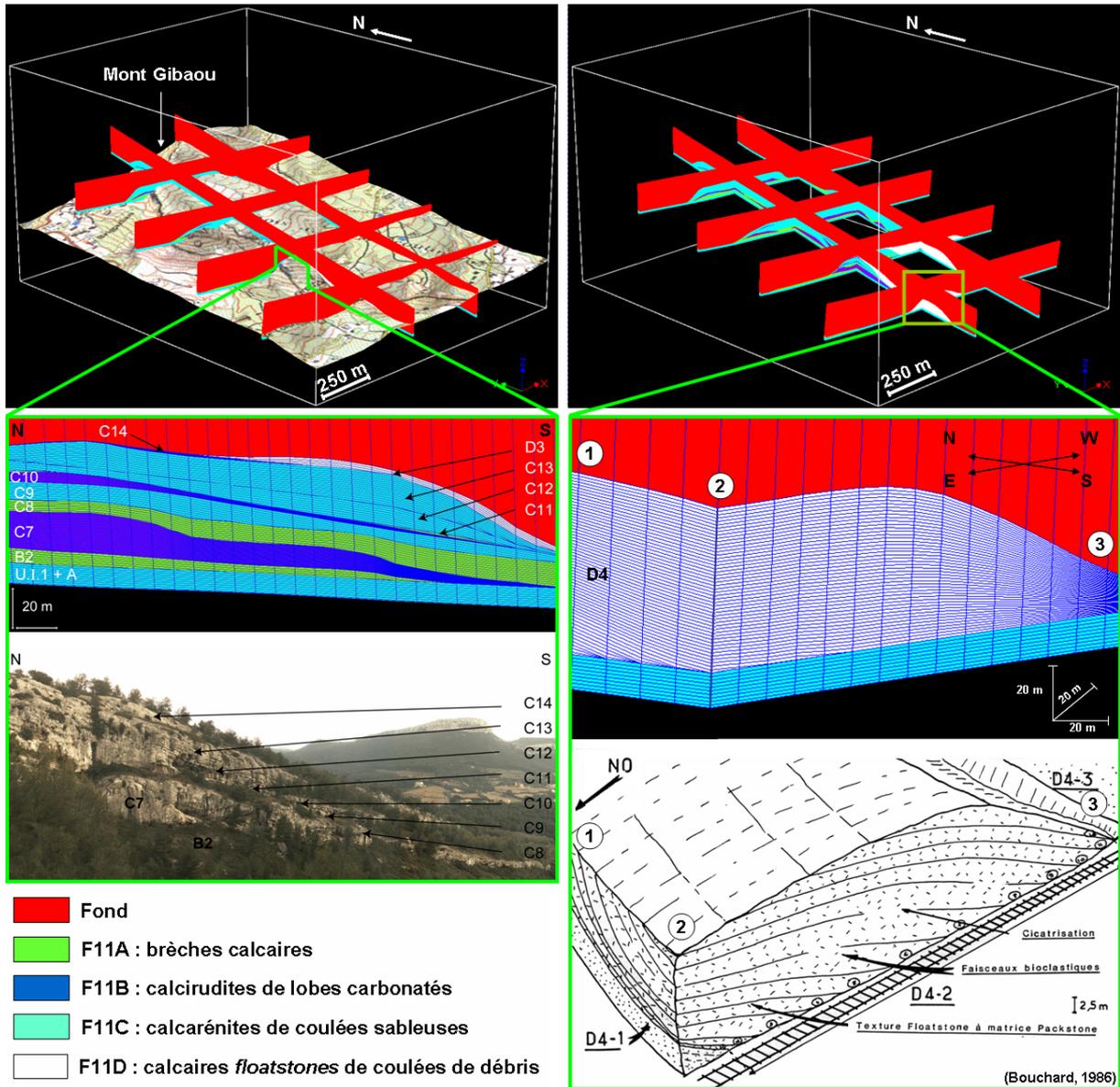
Deux approches ont été utilisées pour réaliser un modèle faciologique du complexe carbonaté de la Marcouline : une approche déterministe dite « basée-objet » et une approche stochastique basée sur les géostatistiques multipoints.

#### IV.3.3.1. Méthode déterministe des corps sédimentaires

Le modèle volumique du complexe carbonaté de la Marcouline représente l’empilement d’unités sédimentaires (cf. Ch. I.2.2.3). D’après les travaux de Bouchard (1986) chaque unité sédimentaire correspond à un faciès de dépôt. Quatre faciès ont été distingués :

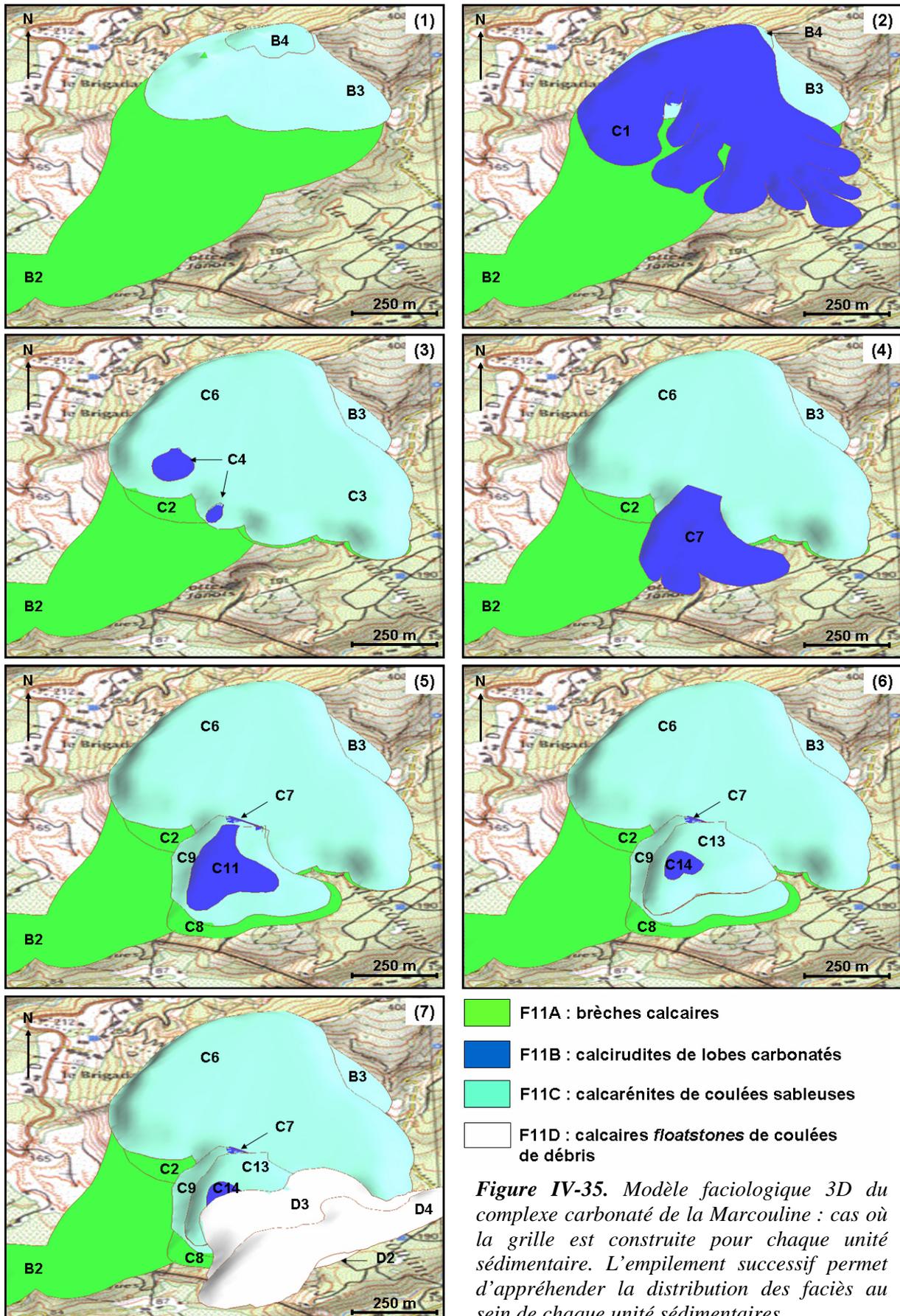
- le faciès F11A, brèches calcaires (unités sédimentaires B1, B2, C2, C8 et C11).
- le faciès F11B, calcirudites des lobes carbonatés (C1, C4, C7, C10 et C14).
- le faciès F11C, calcarénites de coulées sableuses (B3, B4, C3, C5, C6, C9, C12 et C13).
- le faciès F11D, calcaires *floatstones* de coulées de débris (D1, D2, D3 et D4).

Lors de la construction de la grille, chaque unité sédimentaire a été individualisée en tant que région (**figure III-18**) ou objet (**figure III-20**). Il est donc possible de modéliser l’hétérogénéité des dépôts par une méthode purement déterministe. Dans ce cas précis, il ne s’agit plus d’interpoler la propriété de faciès mais de l’attribuer à toutes les cellules appartenant à une même unité sédimentaire. Par exemple, le faciès F11A est attribué au volume représentant numériquement B1, B2, C2, C8 et C11. Dans ce cas, un modèle unique est construit suivant le mode de construction de la grille (cf. Ch. III.3.2.2). Les résultats obtenus suivant le mode de construction sont représentés sur les **figures IV-34** et **IV-35**.



**Figure IV-34.** Modèle faciologique 3D du complexe carbonaté de la Marcouline : cas où la grille est construite pour l'ensemble du complexe carbonaté. Des comparaisons entre l'affleurement et la grille stratigraphique permettent de vérifier le réalisme du modèle stratigraphique.

Cette approche a permis de générer un modèle faciologique en accord avec la dynamique sédimentaire reproduisant précisément la distribution spatiale des faciès par rapport à la réalité. En effet, les faciès constitués de sédiments bioclastiques et bréchiqes forment un ensemble progradant vers le Sud Sud-Ouest qui comprend (**figures IV-34 et IV-35**) : en amont des coulées sableuses et des brèches carbonatées (membre C) puis des coulées de débris (membre D) vers le Sud, comme décrit par Bouchard (1986). De plus, ces dépôts gravitaires se déploient en éventail à partir de sources ponctuelles (Bouchard, 1986 ; **figure IV-35**).



**Figure IV-35.** Modèle faciologique 3D du complexe carbonaté de la Marcouline : cas où la grille est construite pour chaque unité sédimentaire. L'empilement successif permet d'appréhender la distribution des faciès au sein de chaque unités sédimentaires.

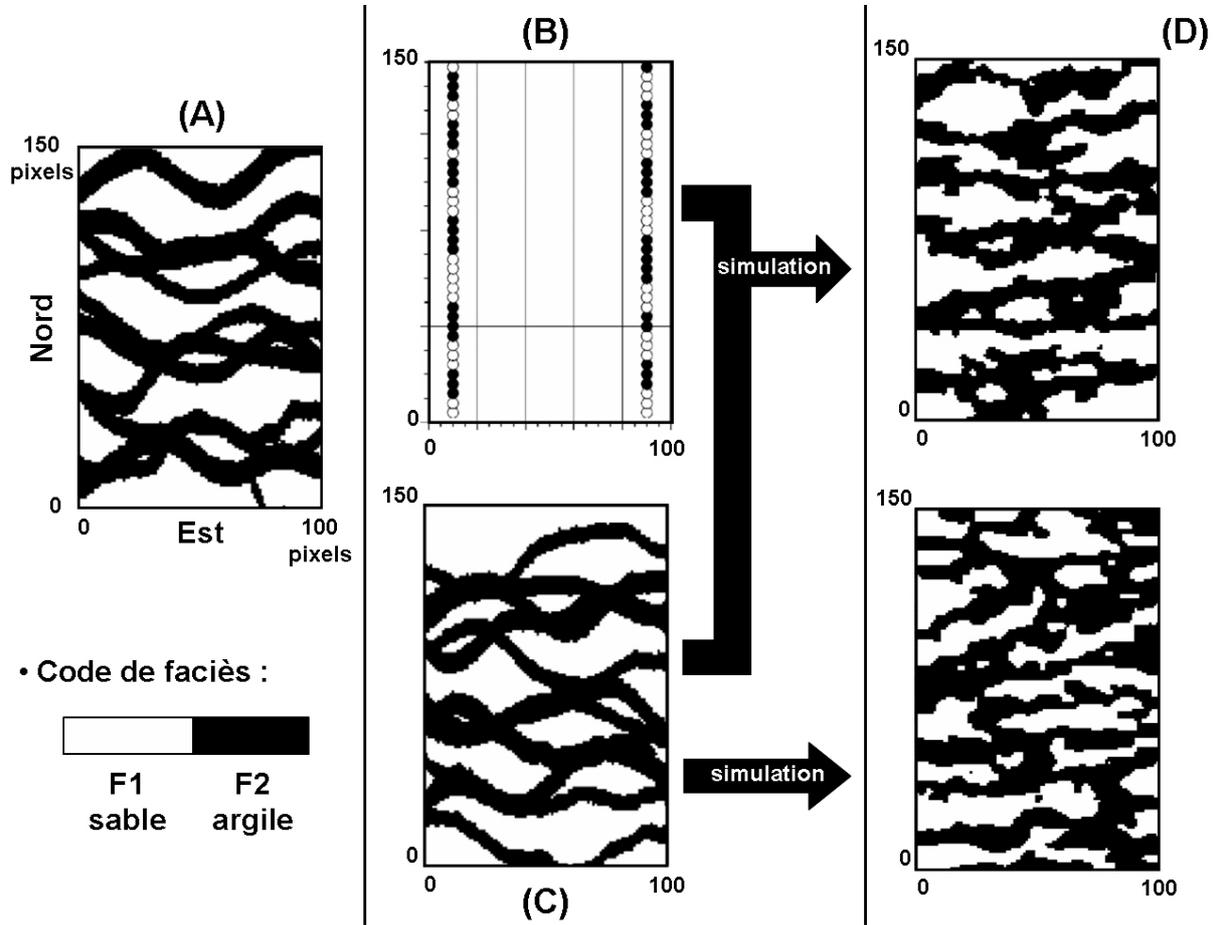
Les raisons de la validité de ces modèles sont liées à la méthodologie utilisée pour modéliser les objets sédimentaires à partir d'un grand nombre de données et celle pour remplir ces volumes d'attributs. La méthode utilisée pour modéliser les enveloppes a permis de distinguer spatialement les différentes unités sédimentaires. La méthode utilisée pour remplir le volume de faciès a permis qu'au sein d'une unité sédimentaire un seul faciès soit représenté.

### IV.3.3.2. Essai de simulations géostatistiques multipoints

Dans les méthodes de géostatistiques classiques (SGS, SIS, TGS...), l'outil principal qui permet de mesurer la variabilité spatiale entre deux points de l'espace est le variogramme. Par conséquent, ce type de corrélation linéaire s'avère limité pour reproduire des structures géologiques complexes et curvilinéaires comme celles observées dans le cas du complexe carbonaté de la Marcouline. Il a été envisagé d'utiliser les statistiques multipoints qui permettent de mesurer la variabilité spatiale entre plusieurs points de l'espace. Dans cette approche, les simulations ne sont plus fondées sur des variogrammes calculés sur des puits mais des statistiques multipoints calculées sur des images dites d'« apprentissage » ou d'« entraînement » (**figure IV-36C** ; Caers, 2001). Ces images sont une représentation conceptuelle (2D ou 3D) de la distribution de l'hétérogénéité géologique (**figure IV-36A**). Elles permettent de décrire des relations statistiques entre plusieurs points de l'espace et sont utilisées au cours des simulations pour reproduire les structures géologiques (**figure IV-36D** ; Caers, 2001). Les images d'apprentissage peuvent être construites en se servant des simulations basées-objet ou en utilisant des données d'affleurement (Caers, 2001 ; Caers & Zhang, 2004).

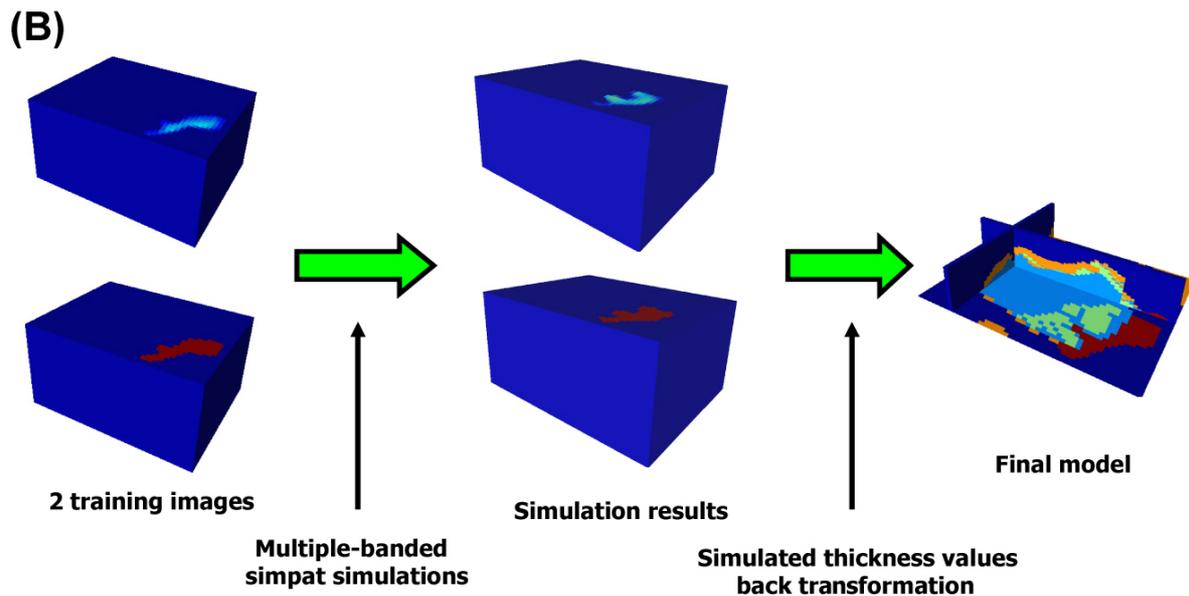
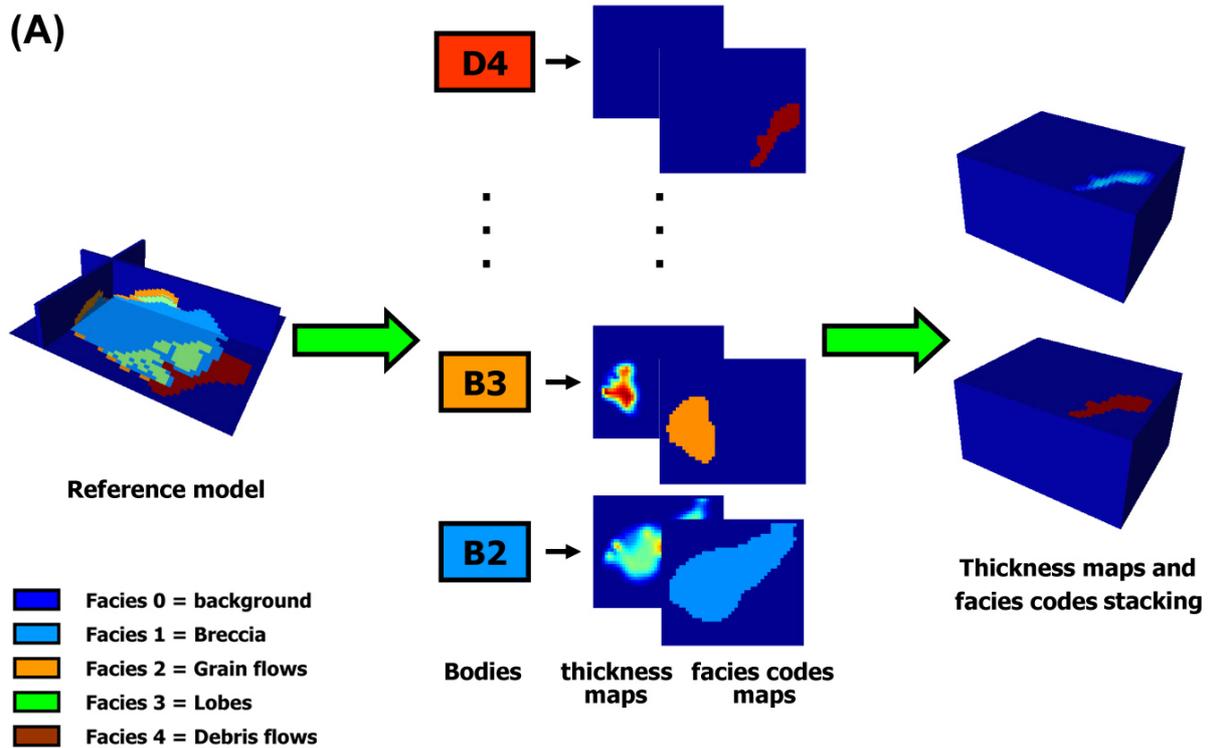
Ce travail a été réalisé en collaboration avec ENI (Dovera & Caers, 2006 ; Dovera *et al.*, 2006). L'objectif de ce travail était de tester et d'utiliser un nouvel algorithme des géostatistiques multipoints : *simpat* (*SIMulation with PATterns* ; Arpat, 2005 ; Arpat & Caers, 2005) pour générer un modèle de faciès d'un affleurement qui présente une architecture et une hétérogénéité interne complexe 3D à l'échelle du réservoir. L'intérêt de *simpat* est que les images d'apprentissage sont considérées comme une collection de patron à partir desquels le géologue choisit les motifs qui correspondent localement aux données d'entrée. Dans ce

travail, les images d'apprentissage ont été extraites à partir du modèle faciologique déterministe (**figure IV-34**).



**Figure IV-36.** Simulation stochastique d'un réservoir fluviatile basée sur la méthode des géostatistiques multipoints. Les illustrations représentent une section horizontale du réservoir dont la dimension est de 100 x 150 pixels (A) Image du réservoir « réel ». (B) Données de conditionnement de puits. (C) Image d'apprentissage générée en utilisant une simulation basée-objet. (D) Résultats des simulations multipoints conditionnée ou non par les données de puits (Adapté de Caers, 2001).

Dans cette approche, les dépôts sont simulés suivant l'épaisseur des strates et la géométrie des corps. En effet, *simpat* permet de séparer la propriété d'épaisseur et de faciès dans deux images différentes (**figure IV-37A**) et de les simuler conjointement (**figure IV-37B**). Les résultats montrent que les géométries et les faciès des unités sédimentaires ont été reproduits fidèlement et aisément à partir de l'algorithme *simpat* (**figure IV-37B**).



**Figure IV-37.** Protocole des opérations pour construire le modèle de faciès du complexe carbonaté de la Marcouline lorsque l'algorithme simpat des géostatistiques multipoints est employé. (A) Création des images d'apprentissage de la propriété d'épaisseur et de faciès pour chaque corps sédimentaire. (B) Simulation de deux propriétés par l'approche simpat. D'après Dovera & Caers (2006).

#### **IV.4. Discussion - Conclusions préliminaires**

Différentes techniques de construction de modèles 3D de faciès ont été décrites. Ces méthodes ont été choisies pour reproduire l'hétérogénéité du sous-sol suivant les changements

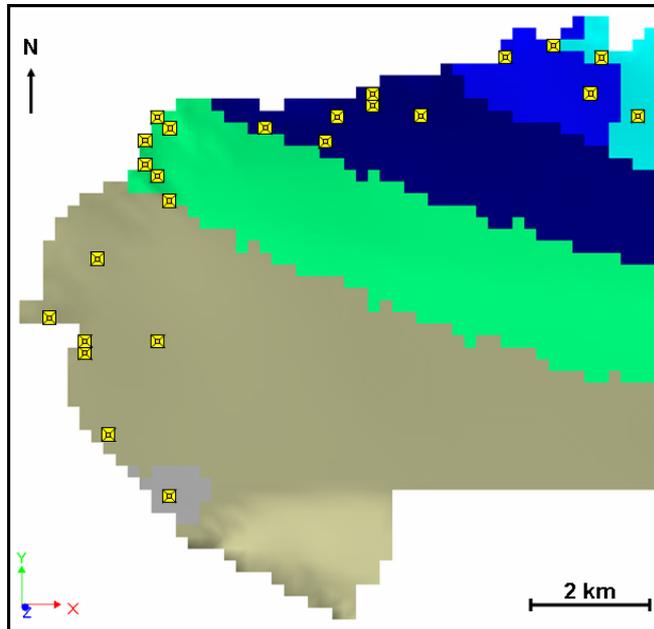
d'échelles. L'objectif était d'établir des représentations volumiques des faciès reproduisant les données et en cohérences géologique.

A l'échelle régionale, les simulations par gaussiennes tronquées (TGS) se sont avérées efficaces pour reproduire la réalité. Cette méthode a permis d'intégrer différents types d'informations qui ont facilité la distribution des propriétés entre les puits sous le contrôle des grilles stratigraphiques. L'impact de certains paramètres a pu être examiné et a permis de hiérarchiser l'influence des données sur la cohérence géologique des modèles, applicable à l'étude de réservoir de subsurface. Par exemple, l'uniformité géologique des modèles semble dépendre fortement de l'intégration des données secondaires qui peuvent refléter les concepts géologiques. Ainsi pour l'étude d'un champ pétrolier, un géologue réservoir peut se contenter de quelque forage si des cartes de faciès, issues de la sismique, sont intégrées aux simulations pour représenter le sous-sol et prendre des décisions sur son exploitation avec un intervalle de confiance élevé.

En revanche, la méthode d'interpolation par krigeage d'indicatrices s'est révélée non exploitable pour reproduire la distribution des faciès malgré un nombre de puits élevés (39 puits) et les modifications apportées aux paramètres variographiques à partir de connaissances géologiques *a priori*. Il aurait été possible d'intégrer des cartes de proportions pour contraindre l'interpolation (**figure IV-38**). Le résultat s'apparente alors aux simulations par gaussiennes tronquées contraintes par une carte mais l'analyse variographique nécessite un temps de travail important. Il faut estimer un variogrammes par faciès et cela pour chaque unité stratigraphique (modèle régional : 12 variogrammes x 3 unités primaires ; modèle régional détaillé : 12 variogrammes x 17 unités secondaires) alors qu'il faut estimer un variogramme par unité stratigraphiques pour les TGS (modèle régional : 1 variogramme x 3 unités primaires ; modèle régional détaillé : 1 variogramme x 17 unités secondaires). Pour cette raison, la méthode d'interpolation par krigeage d'indicatrices n'a pas été approfondie.

La dernière approche réalisée sur les modèles régionaux est la méthode THALASSA. Elle a été testée uniquement sur les unités stratigraphiques secondaires de U.II du modèle régional détaillé. Malgré des résultats encore non satisfaisants, cette approche permet d'obtenir une distribution spatiale des faciès qui reproduit conformément les tendances graduelles de la rampe grâce à l'intégration de connaissances géologiques dans le calcul des probabilités. Elle présente donc un grand avantage par rapport aux simulations par

gaussiennes tronquées qui ont réussi à reproduire ces caractéristiques uniquement lors de l'utilisation des cartes de proportions.



**Figure IV-38.** Résultat d'un test réalisé sur l'unité I de la grille régionale, avec la méthode d'interpolation par krigeage d'indicateurs couplée à une carte de répartition spatiale des faciès. La légende du code de couleur de faciès est donnée sur la figure IV-18.

Code de couleur pour les faciès					
	F1		F5		F9
	F2		F6		F10
	F3		F7		F11
	F4		F8		F12

Aucune des deux premières méthodes n'as permis par contre de reproduire le détail faciologique du modèle haute résolution de la Marcouline, du fait non pas du faible nombre de puits par rapport à la zone d'étude (6 puits pour une zone de 2 km x 2 km x 0,08 km ; **figure IV-18** : puits numéros 20 à 25), mais du fait de la variabilité spatiale des faciès au sein des unités sédimentaires. Seules des méthodes prenant en compte la morphologie et la variabilité des faciès de ces unités sédimentaires ont été efficaces : méthode déterministe basée-objet et simulations géostatistiques multipoints basée sur des images d'apprentissage reproduisant la complexité des objets.

A l'échelle régionale, la méthode déterministe basée-objet est inapplicable. Pour les statistiques multipoints, il serait intéressant de tester la méthode en construisant des images d'apprentissage à partir de photographies d'affleurements.



## CHAPITRE V

# MODÉLISATION STRATIGRAPHIQUE BASÉE-PROCESSUS

<b><u>V.1. Introduction</u></b>	<b>186</b>
<b><u>V.2. La modélisation stratigraphique basée-processus : principe du logiciel DIONISOS</u></b>	<b>187</b>
<b><u>V.3. Quantification des paramètres pour la modélisation stratigraphique</u></b>	<b>189</b>
<b><u>V.4. Les résultats de la modélisation stratigraphique</u></b>	<b>198</b>
<b>V.4.1. Comparaison entre le modèle basé-processus et le modèle d’affleurement</b>	<b>198</b>
<b>V.4.1.1. Unité I – La série de plate-forme et de bassin d’âge Cénomaniens</b>	<b>199</b>
<b>V.4.1.2. Unité II - La série de plate-forme et de bassin d’âge Turonien inférieur à moyen</b>	<b>202</b>
<b>V.4.1.3. Unité III - La série de plate-forme et de bassin d’âge Turonien moyen élevé à Coniacien inférieur</b>	<b>204</b>
<b>V.4.2. Modèle basé-processus des faciès</b>	<b>207</b>
<b><u>V.5. Conclusions préliminaires</u></b>	<b>208</b>

## **V.1. Introduction**

Dans les chapitres précédents, les modélisations numériques tridimensionnelles haute résolution d'objets géologiques ont été réalisées en intégrant principalement des données d'affleurements. L'approche présentée dans ce chapitre consiste à simuler les processus géologiques qui contrôlent la mise en place et le développement des systèmes sédimentaires à partir de conditions initiales (Watney *et al.*, 1999) et en fonction du temps (modélisation 4D). Il s'agit de modélisation numérique basée-processus dénommée couramment *forward modelling* en anglais. Cette approche permet d'analyser les systèmes sédimentaires fossiles par une quantification des processus géologiques et de tester les concepts géologiques à partir de postulats déterministes (Perlmutter *et al.*, 1999 ; Watney *et al.*, 1999 ; Paola, 2000). Cette approche est généralement utilisée dans l'industrie pétrolière comme une aide à l'interprétation géologique des bassins sédimentaires dès la phase d'exploration

En utilisant les données de la MCBSP, l'objectif est de réaliser un modèle stratigraphique qui représente la réalité géologique afin de tester un logiciel de modélisation (DIONSOS ; Granjeon, 1997). Cette démarche implique nécessairement :

- de quantifier les paramètres critiques pour le modèle ;
- de reconstituer l'évolution temporelle des profils sédimentaires, la dynamique sédimentaire de la marge et l'architecture stratigraphique ;
- de tester l'efficacité du logiciel à simuler spécifiquement les systèmes sédimentaires carbonatés.

Dans cette optique, une inversion stratigraphique et sédimentaire a été réalisée. Le principe de cette inversion consiste à établir et caractériser les processus géologiques à partir de l'analyse de leurs effets (*i.e.* les objets géologiques). La modélisation inverse est une procédure qui permet de déterminer les paramètres du modèle en minimisant la déviation entre la réalité de l'objet géologique et les résultats de la simulation (Lessenger & Lerche, 1999). La modélisation inverse est certes l'opposée de la modélisation stratigraphique basée-processus mais elle fait partie intégrante d'une approche itérative de modélisation en permettant la formalisation des relations entre processus et objets géologiques.

## **V.2. La modélisation stratigraphique basée-processus : principe du logiciel DIONISOS**

De nombreux programmes de modélisation stratigraphique basée-processus spécifiques aux systèmes carbonatés ont été développés et sont disponibles. Les logiciels furent d'abord développés pour générer des modèles à deux dimensions (coupes) : SEDPAK (Strobel *et al.*, 1989 ; Kendall *et al.*, 1991), CARBONATE (Bosence & Waltham, 1990 ; Bosence *et al.*, 1994 ; Whitaker *et al.*, 1999), CARBPLAT (Bosscher & Southam, 1992), CYCOPATH 2D (Demicco, 1998), PHIL (Bowman & Vail, 1999) ; puis en trois dimensions : REPRO (Hüssner & Roessler, 1996 ; Hüssner *et al.*, 2001 ; Cuevas Castell *et al.*, 2007), FUZZIM (Nordlund, 1996, 1999a, 1999b), DIONISOS (Granjeon & Joseph, 1999), SIMSAFADIM (Bitzer & Salas, 2002), CARBONATE 3D (Warrlich *et al.*, 2002, 2007 in press). La plupart de ces logiciels sont basés sur des simulations combinant le taux production et la quantité de dispersion des sédiments mobiles. Les algorithmes consistent généralement à résoudre des équations de dérivées partielles des processus de transport, d'érosion et de sédimentation hydrodynamiques et des taux de production carbonatés.

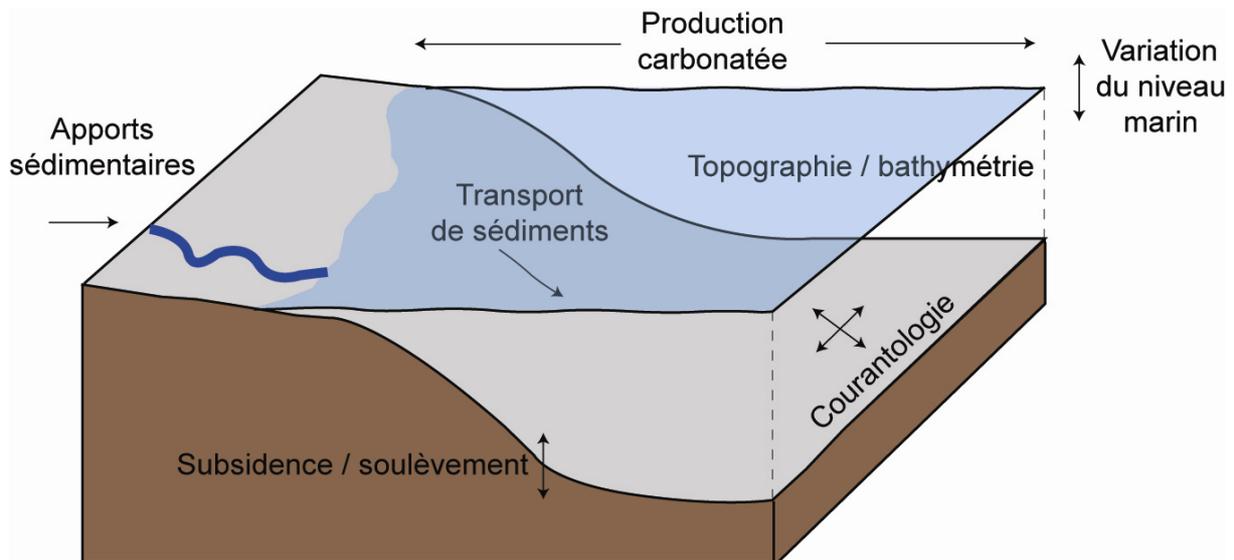
Dans cette étude, le logiciel utilisé est DIONISOS (Diffusive-Oriented-Normal and Inverse-Simulation Of Sedimentation) développé par l'Institut Français du Pétrole et qui est sans doute l'un des plus sophistiqués existant actuellement. Il s'agit d'un outil de modélisation stratigraphique déterministe (Granjeon, 1997) qui permet de reproduire les géométries et les lithologies d'environnements terrigènes et carbonatés de plaine côtière, de front littoral, de plate-forme, de pente ou de bassin (Granjeon & Joseph, 1999 ; Rabineau *et al.*, 2005 ; Burgess *et al.*, 2006 ; Pelisson, 2007). Il utilise pour cela des algorithmes et des équations mathématiques qui traduisent des processus géologiques notamment d'équation de diffusion pour simuler le transport des sédiments. Cette approche permet d'étudier les systèmes sédimentaires en quantifiant des paramètres physiques. Sur un domaine dont les conditions initiales sont définies (bathymétrie/topographie initiale), trois calculs sont effectués à chaque pas de temps durant la simulation (**figure V-1**) :

1. l'estimation de l'accommodation.

L'accommodation est définie comme l'espace disponible pour accumuler du sédiment. En milieu marin, l'accommodation correspond au volume délimité entre le niveau de la mer et le substratum au début de la sédimentation (*e.g.* le niveau marin relatif). Cet

espace pour accommoder le sédiment est donc contrôlé par les variations eustatiques (*e.g.* le niveau marin absolu) et les déformations du substratum.

Il est possible de définir les fluctuations du niveau marin selon des courbes globales ou locales de Haq disponibles dans le logiciel (Haq *et al.*, 1987), ou d'importer des courbes spécifiques. Les déformations du substratum sont le résultat des mouvements tectoniques et de la charge sédimentaire. Ces variations peuvent correspondre à des abaissements/soulèvements qui sont homogènes ou différentiels en 4D. Elles sont représentées dans DIONISOS par des successions de cartes de subsidence associées à différents âges. Le logiciel réalise une interpolation linéaire entre ces cartes pour définir la subsidence aux temps intermédiaires et reconstruire la déformation du bassin.



**Figure V-1.** Principaux facteurs de contrôle des systèmes sédimentaires définis dans le logiciel DIONISOS.

## 2. calcul des flux sédimentaires.

Ils correspondent à des apports externes d'origine terrigènes et/ou à de la production sédimentaire marine *in situ*. Les apports externes sont équivalents à des flux de sédiments entrant dans le système. Les taux doivent être définis pour tous les points délimitant les frontières du modèle et durant toute la période de la simulation. Pour cela, le logiciel offre la possibilité d'indiquer les zones d'apports à différents âges. Le logiciel réalise une interpolation pour définir les flux à chaque instant de la simulation. La deuxième source de sédiment dans la simulation est la production de sédiment *in*

*situ* en environnement marin. Dans DIONISOS, cette production est fonction du temps et de la bathymétrie.

3. la quantification du transport de sédiments.

DIONISOS utilise une équation généralisée de diffusion (Granjeon, 1997 ; Granjeon & Joseph, 1999) pour simuler la dispersion de sédiments en tenant compte de la gravité (pente sédimentaire) et des conditions hydrodynamiques (vagues et marées) :

$$Q = - K \varphi_{\text{water}} (\delta h / \delta x)$$

où  $Q$  est le taux d'apport sédimentaire,  $K$  le coefficient de diffusion des particules sédimentaires,  $\varphi_{\text{water}}$  la décharge hydrodynamique,  $x$  la position sur la surface de dépôt,  $h$  l'élévation de la surface et  $\delta h / \delta x$  le gradient d'élévation (pente).

Ces calculs couplés à la notion de conservation de masse permettent au logiciel (1) de déterminer à chaque instant et à chaque point du bassin le taux de sédimentation et d'érosion ; (2) de simuler progressivement la déformation et le remplissage du bassin, et ainsi de quantifier en trois dimensions l'architecture sédimentaire (Granjeon & Joseph, 1999).

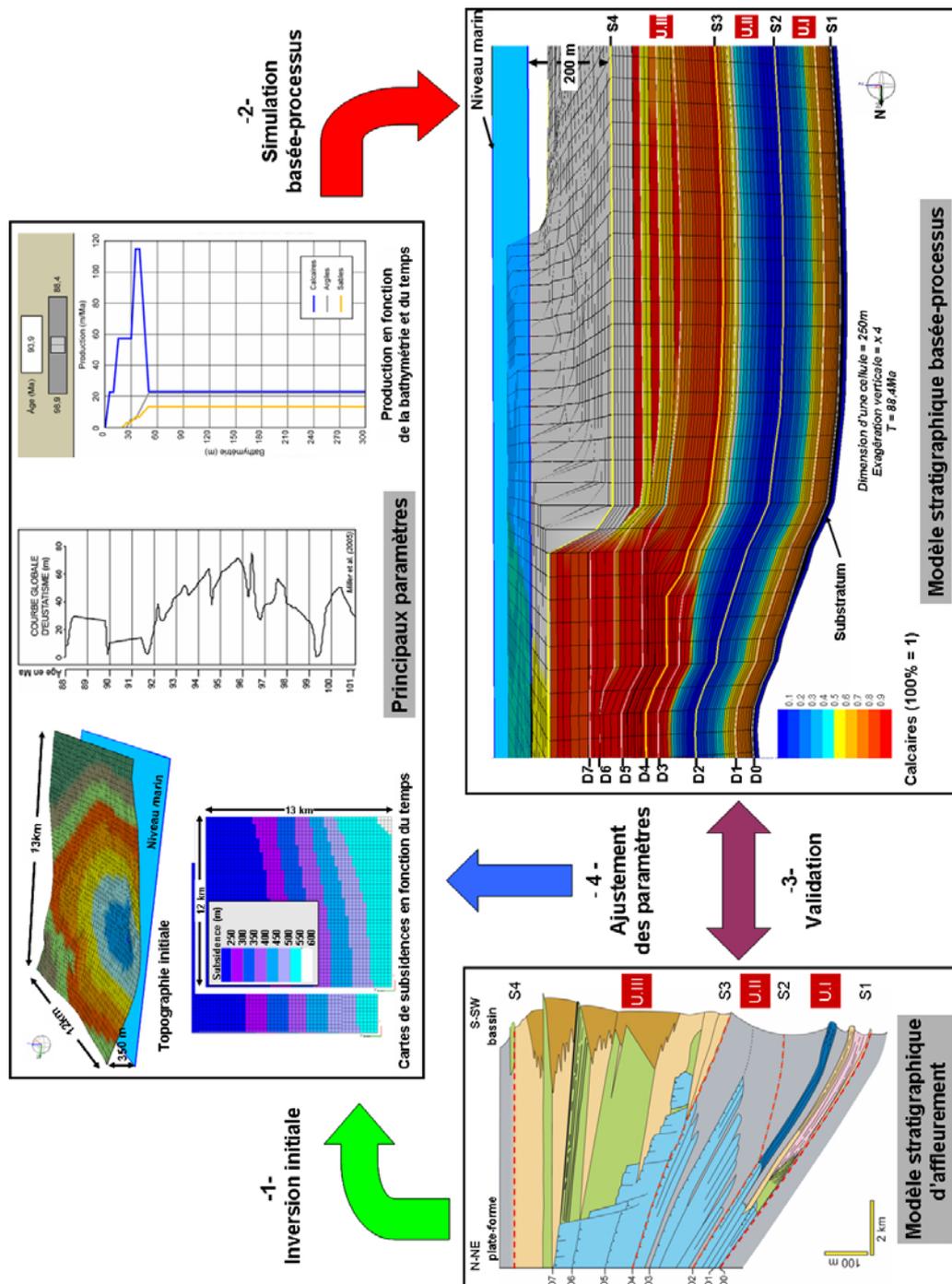
### **V.3. Quantification des paramètres pour la modélisation stratigraphique**

L'objectif principal est de modéliser l'architecture stratigraphique et les systèmes sédimentaires caractéristiques de la MCBSP. Une première étape consiste à définir les paramètres de contrôles utilisés dans le logiciel DIONISOS :

- la carte bathymétrique initiale (e.g. surface topographique initiale) ;
- le cadre chronostratigraphique ;
- les variations eustatiques ;
- la subsidence ;
- les taux de production sédimentaires ;
- l'hydrodynamisme ;
- le transport des sédiments.

Les apports externes de sédiments n'ont pas été pris en considération dans ce travail. Il est important de mentionner qu'il serait intéressant dans de futures simulations de recourir à ce paramètre pour reproduire le Delta sous-marin présent dans la bordure Sud-Est du modèle (**figure III-8 ; figures III-16 et III-17** : unités U.D.1 et U.D.2).

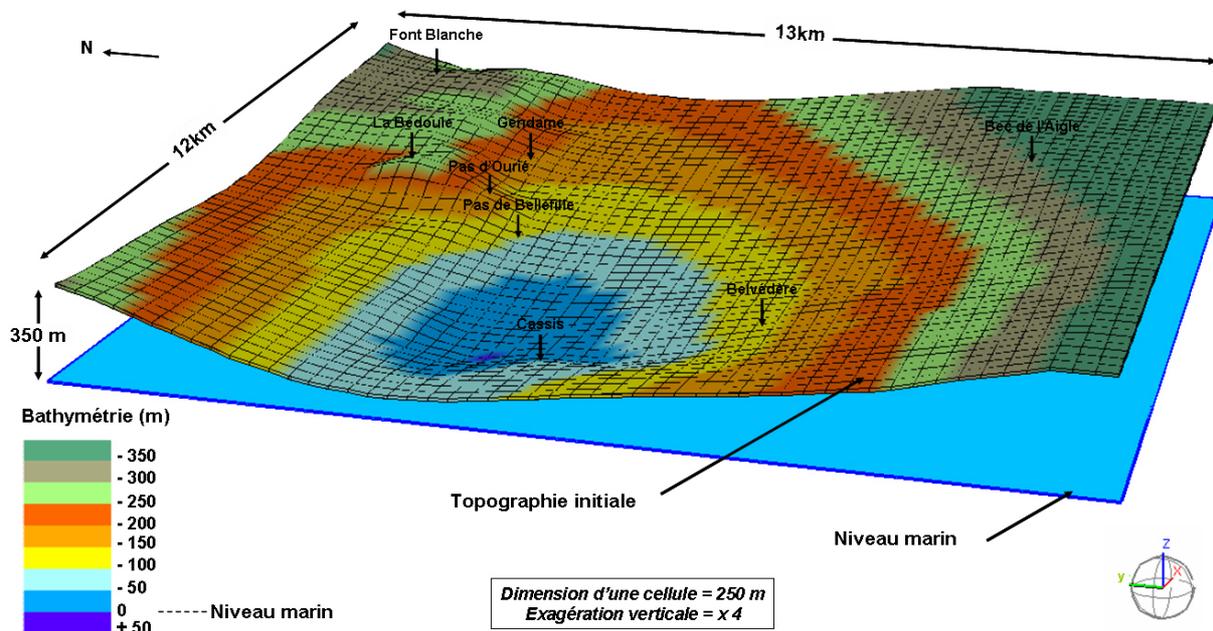
Les paramètres précités sont estimés à partir des connaissances géologiques *a priori* et d'une inversion stratigraphique (Bornholdt *et al.*, 1999 ; Cross & Lessenger, 1999) (**figure V-2** : -1-). Un premier modèle (**figure V-2** : -2-) permet d'initier l'inversion itérative permettant de valider (**figure V-2** : -3-) ou d'ajuster les paramètres (**figure V-2** : -4-). Dans le deuxième cas, un nouveau modèle est alors créé (**figure V-2** : -2-). Cette boucle d'inversion s'achève lorsque les différences observées sont jugées suffisamment insignifiantes.



**Figure V-2.** Principe de l'inversion stratigraphique. L'inversion consiste à comparer le modèle stratigraphique, généré à partir d'un ensemble de paramètres, avec les données d'observation pour ajuster les paramètres de la modélisation dans une boucle itérative.

**La surface topographique ou carte bathymétrique initiale**

La surface topographique initiale correspond à la surface S1 débasculée (contact Aptien-Cénomanién). Il s'agit de la géométrie du substratum sédimentaire des premiers dépôts de la série. La surface S1 a été extraite du modèle surfacique régional (gOcad) après rotation du pendage régional (conservation des longueurs), hérité des mouvements tectoniques post-Crétacé (cf. Ch. I.1.3) car la série sédimentaire est faiblement plissée et de manière assez homogène (cf. Ch. I.1.3 ; **annexe 1**). La surface est exportée sous forme d'un nuage de points dans DIONISOS. Les dimensions latérales du modèle ( $L_X = 12 \text{ km} / L_Y = 13 \text{ km}$ ) et la taille des cellules ( $D_{XY} = 0,25 \text{ km}$ ) sont ajustées aux dimensions de la surface débasculée S1. Ce nuage de points permet de contraindre dans DIONISOS la carte bathymétrique initiale caractérisée par une différence d'élévation de 350 mètres ( $\Delta Z$ ). Le niveau marin initial a été positionné à l'altimétrie la plus faible de cette carte (**figure V-3**). Ce choix est dicté par l'existence d'une période d'émersion générale dans la zone, liée à la mise en place du Bombement Durancien (cf. Ch. I.2.2.2) et qui précède la sédimentation marine d'âge Cénomanién.



**Figure V-3.** Calage bathymétrique de la surface topographique initiale. Les valeurs négatives correspondent à des valeurs d'élévation par rapport au niveau marin. Les sites repères sont indiqués.

### ***Le cadre chronostratigraphique du modèle***

Le temps initial correspond à l'âge de la base de la série et le temps final à l'âge des derniers dépôts étudiés. Un schéma chronostratigraphique de la série a du être établi (**figure V-4**). Il permet de déterminer l'intervalle de temps de la mise en place de chaque unité stratigraphique primaire ou secondaire et d'estimer les hiatus principaux. La MCBSP a été simulée entre 98,9 Ma et 88,4 Ma avec un pas de temps de 0,1 Ma.

### ***Les variations eustatiques***

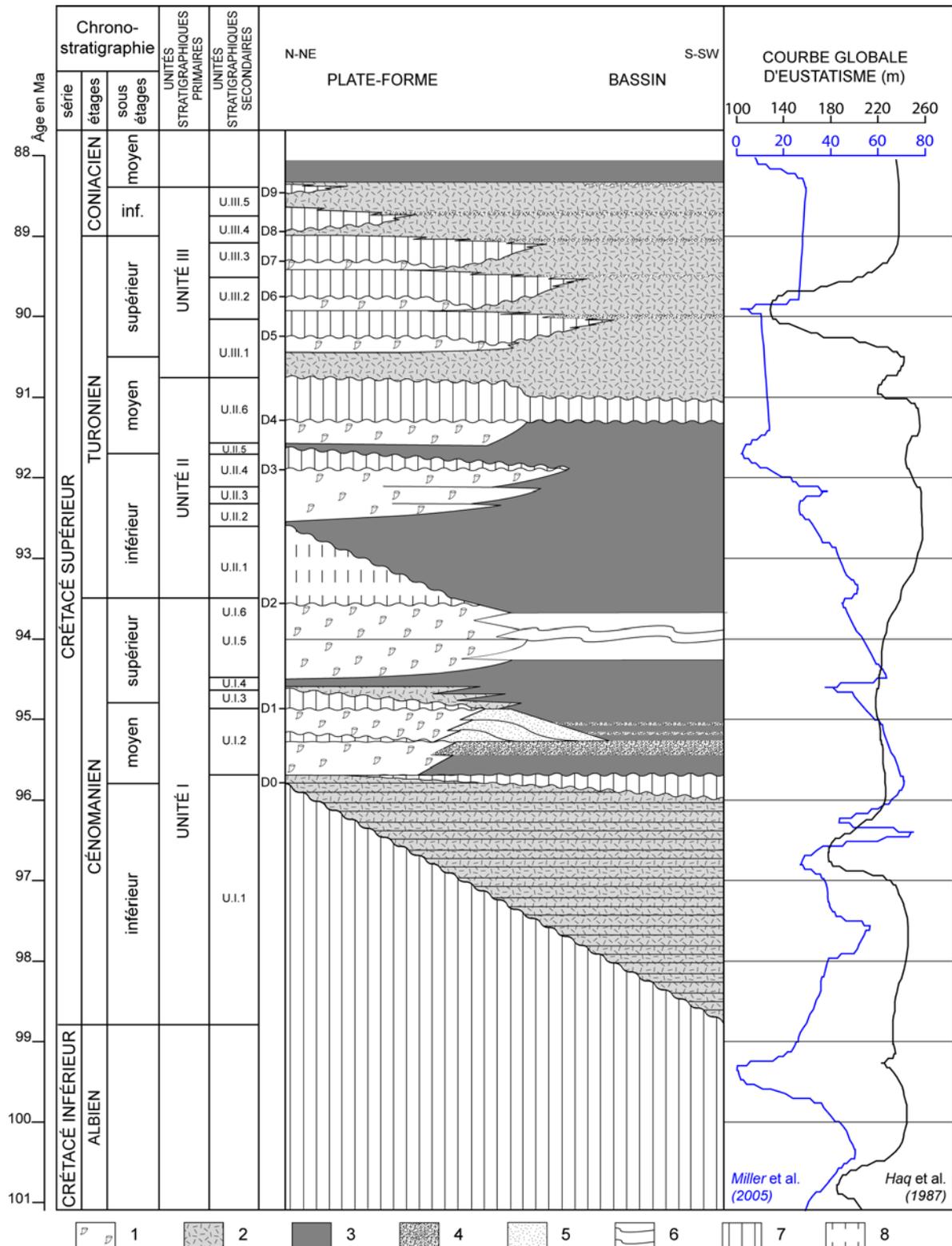
La courbe eustatique de Miller (**figure V-4** ; Miller *et al.*, 2005), la plus récente pour le Mésozoïque, a été combinée à une variation cyclique sinusoïdale de 0,4 Ma avec une amplitude de 5 mètres (cycle de Milankovitch : excentricité de l'orbite terrestre).

### ***La subsidence***

L'épaisseur préservée de la série à l'affleurement est comprise entre 350 mètres et 830 mètres (cf. Ch. I.2.2). Pour permettre le dépôt de sédiments en quantité suffisante à partir d'une topographie initialement émergée et déformée (**figure V-3**), une tendance générale à la création d'espace disponible a dû être imposée au cours de la simulation.

Le choix des intervalles chronostratigraphiques correspond à des périodes sédimentaires bien identifiées, ajustées à la courbe eustatique de Miller :

- pour le Cénomaniens (**figure V-4**, unité I), la période comprise entre 98,9 Ma et 95,8 Ma correspond à la remise en eau du système. L'intervalle de temps entre 95,8 Ma et 94,6 Ma coïncide avec l'installation et le développement de la première plate-forme carbonatée à rudistes (Formation de la Marcouline : U.I.2, cf. Ch. I.2.2.2). Celui compris entre 94,6 Ma et 93,5 Ma équivaut au développement de la deuxième plate-forme carbonatée à rudistes (Formation de Font Blanche : U.I.4 et U.I.5, cf. Ch. I.2.2.2) ;
- pour le Turonien inférieur à moyen (**figure V-4**, unité II), deux intervalles de temps ont été délimités (93,5 Ma à 91,7 Ma et 91,7 Ma à 91,3 Ma). Ils correspondent à deux phases d'édifications de plates-formes carbonatées (D3 et D4 : émergence) ;



**Figure V-4.** Représentation 2D des séries sédimentaires de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal en fonction du temps. La charte chronostratigraphique utilisée correspond aux travaux de Hardenbol et al. (1998). Légende : (1) calcaires de plate-forme ; (2) grès ou calcaires gréseux ; (3) marnes ou calcaires argilo-silteux noduleux ; (4) résédimentations carbonatées de type bréchique ; (5) résédimentations carbonatées de type calcarénitique ; (6) calcaires à figures de creeping et de slumps ; (7) hiatus ; (8) horizon condensé ; D : discontinuité. Etabli à partir des travaux de Jolet (1996) pour le Turonien inférieur à moyen et de Hennuy (2003) pour le Turonien moyen à Coniacien moyen.

- pour le Turonien moyen élevé au Coniacien inférieur (**figure V-4**, unité III), les intervalles chronostratigraphiques correspondent (1) à des phases de développement de plates-formes carbonatées à rudistes depuis leur installation jusqu'à leur abandon (D5, D6, D7 : émergence), et (2) à de courtes périodes de subsidence différentielle marquées par la création d'escarpements de bordure de plate-forme (**figure I-10**) orientés N110° et dont la hauteur est évaluée respectivement à 30 m, 60 m à 70 m et 15 m par Hennuy (2003).

Les valeurs de subsidence ont été estimées en utilisant les variations de l'accommodation à un âge  $t_i$  qui est égale soit à :

1. la somme des variations d'épaisseurs de sédiments préservés à l'affleurement pour l'intervalle de temps considéré et du différentiel bathymétrique déduit des connaissances paléoenvironnementales (cf. Ch. IV.2 : analyses faciologiques et profils sédimentaires) :

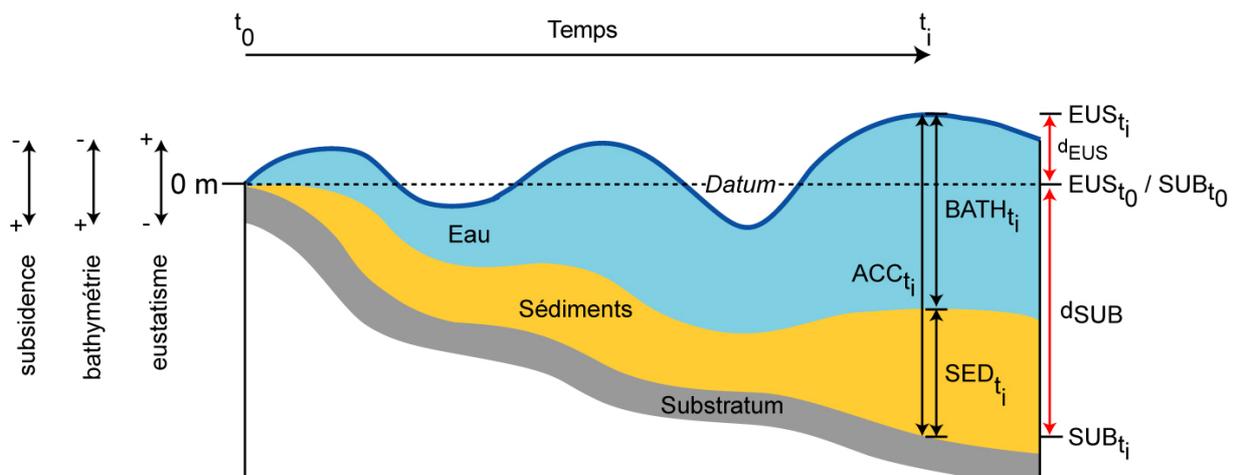
$$d_{ACC} = d_{BATH} + d_{SED}$$

avec  $d_{BATH} = BATH_{t_i} - BATH_{t_0}$  et  $d_{SED} = SED_{t_i} - SED_{t_0}$  (**figure V-5**).

2. la somme des variations de la subsidence et des variations eustatiques (courbe de Miller ; Miller *et al.*, 2005) :

$$d_{ACC} = d_{SUB} + d_{EUS}$$

avec  $d_{SUB} = SUB_{t_i} - SUB_{t_0}$  et  $d_{EUS} = EUS_{t_i} - EUS_{t_0}$  (**figure V-5**).



**Figure V-5.** Définition des données prises en compte pour estimer les variations de la subsidence ( $d_{SUB}$ ) à un âge  $t_i$ . Légende : ACC : accommodation ; BATH : bathymétrie ; EUST : eustatisme ; SED : épaisseur de sédiments. Modifié d'après Homewood et al. (1999).

Les variations de la subsidence peuvent s'écrire sous la forme d'une équation de type :

$$d_{\text{SUB}} = - d_{\text{EUS}} + d_{\text{BATH}} + d_{\text{SED}}$$

avec  $d_{\text{SUB}}$  positif pour un affaissement et négatif pour un soulèvement du substratum.

Pour un âge,  $d_{\text{SUB}}$  a été estimée pour la plate-forme et le bassin. Si  $d_{\text{SUB}}$  est similaire alors une carte de subsidence homogène a été réalisée. Dans le cas contraire, une carte de subsidence différentielle a été construite par interpolation des valeurs entre la plate-forme et le bassin. Pour le Turonien moyen élevé au Coniacien inférieur (U.III), la position et la dimension des escarpements déterminés par Hennuy (2003) ont été intégrées.

### *Les taux de production de sédiments : taux de production préservés*

Le modèle stratigraphique a été réalisé pour trois lithologies principales : les calcaires, les argiles et les sables quartzitiques. Ces lithologies correspondent à des composants primordiaux qui permettent de définir les différentes roches observées à l'affleurement. Par exemple, les calcarénites quartzieuses sont formées en moyenne de 60% à 80% de matériel carbonaté et de 20% à 40% de quartz ; un calcaire argilo-silteux peut-être caractérisé par 85% de calcaires, 10% d'argiles et 5% de sables. En ce qui concerne les argiles et les sables, l'accumulation des particules provient de la désagrégation d'autres roches et d'apports terrigènes silicoclastiques. Ces apports sont considérés pour des raisons pratiques issus de production *in situ*, impliquant des apports externes de sédiments nuls.

Dans DIONISOS, la production est contrôlée par deux paramètres : le temps et la bathymétrie. Le principal facteur utilisé dans ce travail est la bathymétrie. Une série de valeurs de profondeur associée à des taux de production moyen de chaque lithologie a été déterminée (en m/Ma). Ces taux ont été extraits de la littérature pour les carbonates (Bosscher & Schlager, 1993 ; Borgomano, 2000 ; Coe *et al.*, 2003 ; McNeill, 2005 ; Masse & Fenerci-Masse, 2006) et de l'analyse des données d'affleurement (**figure V-6**). Ces taux correspondent à des taux d'accumulation ou à des taux de production préservés moyens estimés à l'échelle du million d'année alors que DIONISOS est basé sur des taux de production instantanés.

Bathymétrie (m)	Production (m/Ma)		
	Sables	Argiles	Calcaires
0	0	0	0
5	0	0	20
10	0	0	20
15	0	0	50
20	0	0	50
25	5	0	50
30	5	5	50
35	10	5	100
40	10	10	100
50	20	20	20
70	20	20	20
100	20	20	20
150	20	20	20
200	20	20	20
250	20	20	20
300	20	20	20

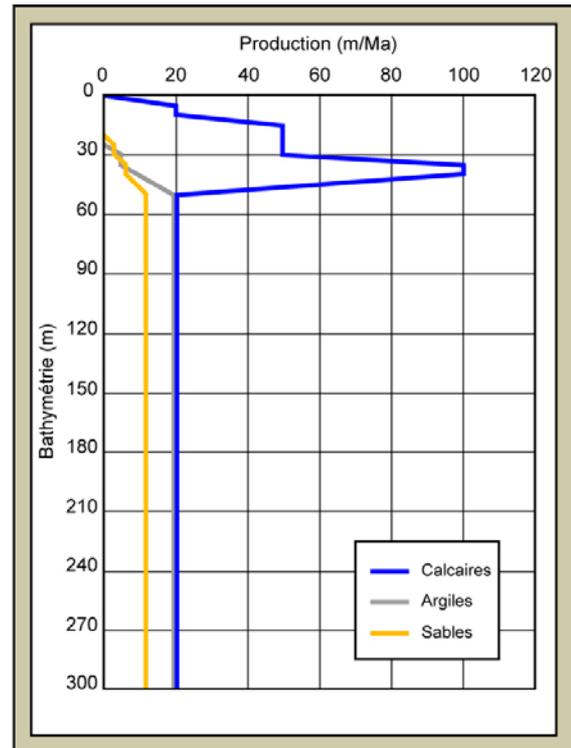
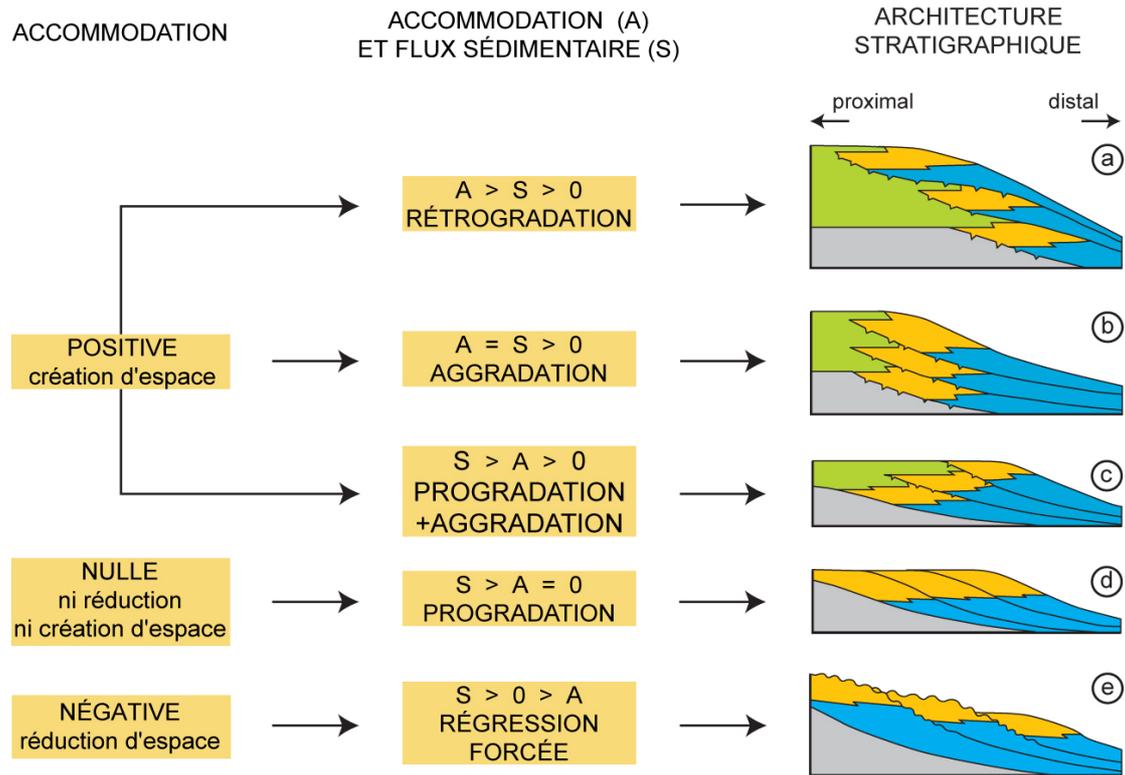


Figure V-6. Définition de la production de sédiments suivant la bathymétrie.

Les taux de production de sédimentation peuvent évoluer au cours du temps en fonction de modifications climatiques, océanographiques ou trophiques. Pour simuler ces variations, il est possible de définir un facteur modulateur suivant le temps et spécifique à chaque sédiment. Entre les âges, DIONISOS réalise une interpolation pour définir les taux à chaque instant de la simulation. La quantification du facteur modulateur a été réalisée par inversion à partir :

- de l'analyse des lithologies et de leurs répartitions à l'affleurement (cf. Ch. I.2) ;
- des taux d'accumulation préservés pour chaque unité stratigraphique primaire (**figure II-22**, unité I : durée 5,4 Ma - épaisseur 55 m à 205 m ; unité II : 2,2 Ma / 90 m à 210 m ; unité III : 2,9 Ma / 150 m à 510 m) ou secondaire (**figure II-22**, U.I.1 : 3,1 Ma / 1 m à 10 m ; U.I.2 : 1,2 Ma / 12 m à 70 m...) sans tenir compte de la décompaction ;
- des durées de hiatus (**figure V-4**) ;
- de l'agencement des dépôts. L'architecture stratigraphique au cours du temps est dépendante de l'accommodation et du flux sédimentaire (Homewood *et al.*, 1999) (**figure V-7**). Les taux de production ont donc été modulés en fonction de l'accommodation afin de restituer l'architecture des unités stratigraphiques (rétrogradation, progradation et aggradation) décrite dans le chapitre I.



**Figure V-7.** Relations entre l'architecture stratigraphique, l'accommodation et l'apport sédimentaire. Modifié d'après Homewood et al. (1999). (a)  $A > S > 0$  : transgression induisant un empilement des unités stratigraphiques vers le pôle proximal ; (b)  $A = S > 0$  : empilement verticale des unités stratigraphiques successives ; (c) – (d)  $S > A \geq 0$  : régression induisant une migration vers le pôle distal des unités stratigraphiques ; (e)  $S > 0 > A$  : régression forcée induisant une progradation du système sédimentaire vers le bas.

### L'hydrodynamisme

L'analyse des structures sédimentaires d'affleurement permet de mettre en évidence la présence de dunes hydrauliques et de litages en mamelons dits HCS (*Hummocky Cross Stratification*). Ces dépôts se sont mis en place respectivement sous l'action de courants dominants unidirectionnels Ouest-Est parallèle à l'axe du bassin et sous l'action de tempêtes d'après Hennuy (2003). Ces deux régimes hydrodynamiques ont été simulés avec une action permanente pour le premier et occasionnelle pour le second.

### Le transport par gravité ou par hydrodynamisme

Le logiciel offre la possibilité de simuler les transports gravitaires et hydrodynamiques. Dans notre scénario, seul le transport par gravité a été utilisé de manière

ponctuelle pour reproduire les resédimentations carbonatées qui se produisent par intermittence sur la bordure de la marge (cf. Ch. IV.2.2.5). Les taux de matériels remobilisés ont été calculés pour un intervalle de temps en fonction des volumes de resédimentations estimés par Hennuy (2003) respectivement à 0,11 km<sup>3</sup>, à 1,44 km<sup>3</sup> ou 1,92 km<sup>3</sup>, à 9 km<sup>3</sup> et à 4,5 km<sup>3</sup>. Ces volumes ont été calculés en tenant compte des épaisseurs moyennes et des superficies connues à l’affleurement et en partie extrapolées en subsurface. Il s’agit donc de valeurs minimales. Elles ont été ajustées par inversion pour reproduire l’épaisseur moyenne de ces dépôts.

En ce qui concerne le transport par hydrodynamisme, le modèle stratigraphique a été réalisé en considérant que les dépôts sont liées principalement à de la production *in situ* (argiles et sables considérés comme *in situ*) et que les apports de matériels par transport hydrodynamique sont négligeables. Il s’agit d’une simplification de la dynamique sédimentaire.

#### **V.4. Les résultats de la modélisation stratigraphique**

L’utilisation de ces paramètres dans DIONISOS permet de réaliser un modèle stratigraphique basé-processus qui représente l’architecture et les tendances sédimentaires générales. La confrontation du modèle stratigraphique à la réalité géologique a été effectuée de manière itérative. La simulation est validée qualitativement dès lors que les géométries et les lithologies observées à l’affleurement (cf. Ch. I.2) sont reproduites numériquement.

##### **V.4.1. Comparaison entre le modèle stratigraphique basé-processus et le modèle d’affleurement**

La comparaison des deux modèles est discutée pour les trois intervalles chronostratigraphiques principaux :

- le Cénomaniens (unité I) ;
- le Turonien inférieur à moyen (unité II) ;
- le Turonien moyen élevé au Coniacien inférieur (unité III).

#### V.4.1.1. Unité I – La série de plate-forme et de bassin d'âge Cénomaniens

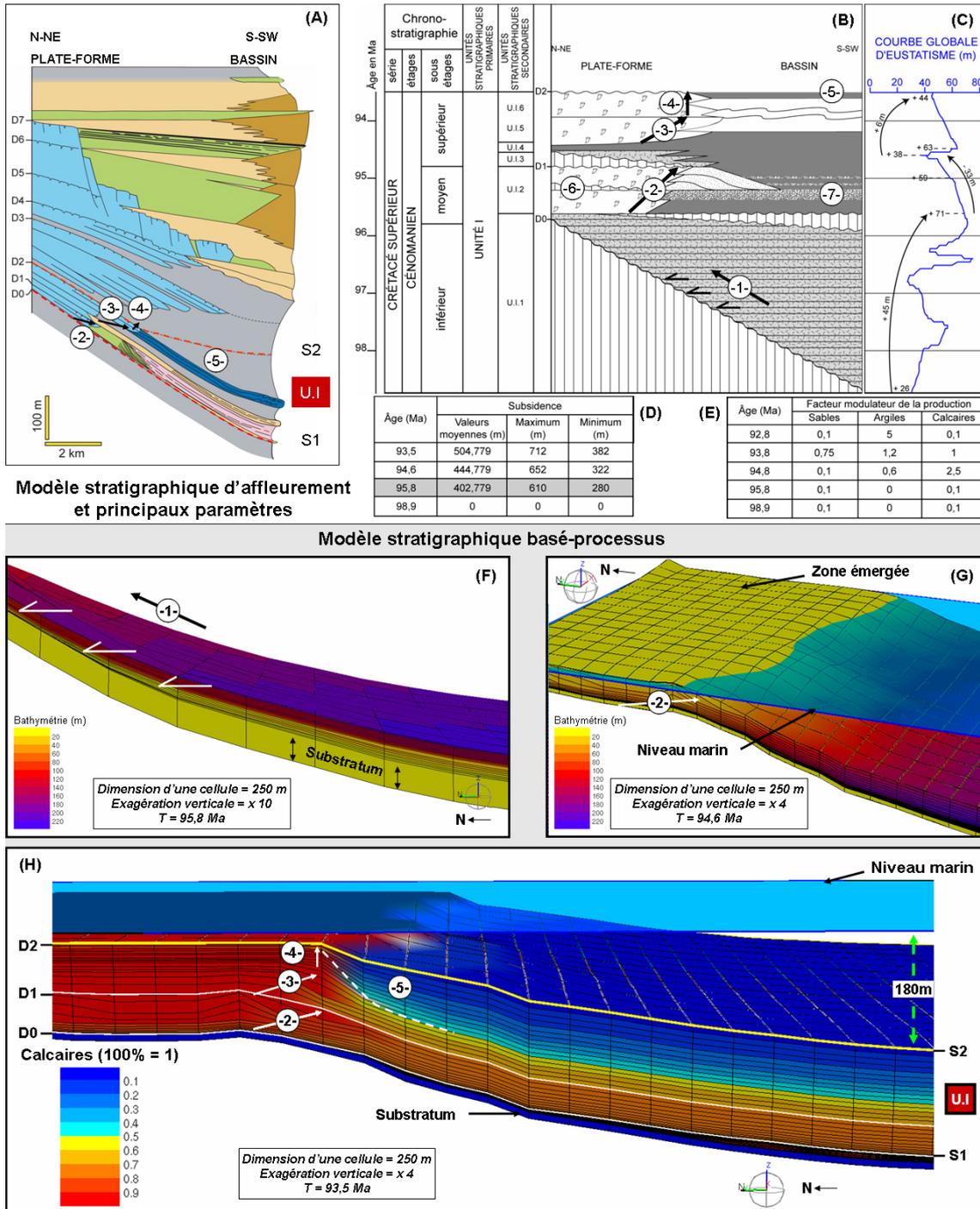
La **figure V-8** correspond à la mise en place et au développement de l'unité I (98,9 Ma à 93,5 Ma). L'analyse comparée entre les modèles (**figures V-8A, V-8B, V-8F, V-8G et V-8H**) met en évidence :

1. *l'agencement en onlap des premiers dépôts de la Formation grésosableuse inférieure sensu Philip (1970) (U.I.1) sur le substratum préexistant (figures V-8B et V-8F : -1-, cortège sédimentaire rétrogradant transgressif).*

Les principaux paramètres qui ont joué entre 98,9 Ma et 95,8 Ma sont l'augmentation du niveau marin (**figure V-8C** : + 45 m), l'affaissement important de la topographie (**figure V-8D** : + 280 m à + 610 m) et la morphologie initiale déformée et inclinée. La remontée du niveau marin et l'angle de la pente permettent l'*onlap* (vers le Nord) des dépôts sur le substratum. La simulation valide les interprétations précédentes de la dynamique sédimentaire (Philip, 1998 ; Floquet *et al.*, 2005).

2. *la première séquence de plate-forme carbonatée de l'unité I (U.I.2 : Formation de la Marcouline sensu Philip, 1970) et le développement progradant de ces dépôts carbonatés de milieu peu profond (figures V-8A, V-8B et V-8G : -2-), ainsi que la phase d'émersion prolongée qui survient au Nord en domaine proximal à la limite Cénomaniens moyen-supérieur (figure V-8G ; D1 sur la figures V-8A et V-8B).*

De 95,8 Ma à 94,6 Ma, le niveau marin chute de + 71 m à + 38 m (**figure V-8C**). S'il avait joué un rôle prépondérant, l'agencement des dépôts devraient être caractérisé par une régression forcée (**figure V-7** : cas e). Hors ils traduisent un cortège progradant/aggradant (**figure V-7** : cas c) lié à une augmentation du niveau marin relatif. La chute du niveau marin a été compensée par la subsidence (**figure V-8D** : + 42 m d'affaissement). En revanche, l'émersion et l'abandon final prolongé de la plate-forme est lié à l'accentuation de la chute du niveau marin durant les derniers 0,4 Ma (**figure V-8C** : + 59 m à + 38 m). L'augmentation rapide de la production carbonatée (**figure V-8E** : le facteur modulateur passe de 0,1 à environ 2,5) a favorisé le comblement de l'espace disponible et l'émersion des zones peu profondes (*e.g.* la plate-forme). L'influence dominante des variations d'accommodations (*e.g.* niveau marin relatif) et de la production confirme les interprétations précédentes de la dynamique sédimentaire (Floquet *et al.*, 2005).



**Figure V-8.** Modélisation stratigraphique basée-processus de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal : unité I. (A) Section stratigraphique 2D de la série. La légende est donnée sur la figure I-10. (B) Schéma chronostratigraphique du Cénomanién. La légende est donnée sur la figure V-4. (C) Courbe globale d'eustatisme. D'après Miller et al. (2005). (D) Liste des cartes de subsidence. Sont données les valeurs moyennes, maximum et minimum d'affaissement suivant l'âge. En grisé est souligné la carte à subsidence différentielle. (E) Facteur modulateur de la production suivant les âges. (F) Extrait du résultat de la simulation à 95,8 Ma qui correspond à la fin de la mise en place des dépôts de la Formation grésosableuse inférieure. Les flèches blanches marquent les onlap sur la surface initiale S1. (G) Extrait du résultat de la simulation à 94,6 Ma qui coïncide avec l'arrêt du développement de la première séquence de plate-forme de l'unité I. La flèche blanche souligne la progradation de la plate-forme. (H) Extrait du résultat de la simulation à 93,5 Ma qui équivaut à l'interruption de l'unité I. Les flèches blanches indiquent les évolutions de la bordure de plate-forme. En pointillé est surligné le prisme de marnes composé d'environ 45% de calcaires, 35% d'argiles et 20% de sables. Légende : -1- : rétrogradation ; -2-/-3- : progradation ; -4- : aggradation ; -5- : prisme de marnes ; -6- : surface d'émergence ; -7- brèches calcaires ; S : surface majeure ; D : discontinuité.

3. la deuxième séquence de plate-forme carbonatée de l'unité I (U.I.4 - U.I.5 : Formation de Font Blanche sensu Philip, 1970) qui prograde et aggrade en domaine proximal jusqu'à l'arrêt de la sédimentation sans émerision (**figures V-8A, V-8B et V-8H** : -3- / -4- et D2). Au Sud, en domaine distal, l'empilement en prisme de dépôts argileux d'environnement profond (e.g. le bassin ; U.I.6 : les marnes de l'Anse de l'Arène sensu Jolet, 1996) a été simulé en position adjacente des dépôts carbonatés (**figures V-8A, V-8B et V-8H** : -5-).

Les facteurs de contrôles ayant présidés entre 94,6 Ma et 93,5 Ma sont une diminution progressive de la production carbonatée (**figure V-8E** : le facteur modulateur évolue de 2,5 à 1) et les fluctuations du niveau marin en deux phases. Une première phase d'augmentation rapide (**figure V-8C** : + 38 m à + 63 m de 94,6 Ma à 94,5 Ma) qui permet la remise en eau du système alors que la production carbonatée est toujours élevée (progradation de la plate-forme : -3-, **figure V-8H**). Une deuxième phase de diminution lente (**figure V-8C** : + 63 m à + 44 m de 94,5 Ma à 93,5 Ma) qui se couple à la baisse de la production carbonatée jusqu'à sa quasi interruption (aggradation et arrêt des dépôts : -4-, **figure V-8H**). En parallèle, dans le bassin l'augmentation de la production d'argile (**figure V-8E**, le facteur modulateur passe de 0,6 à 5) conduit à un remplissage par des marnes et des calcaires argileux (**figure V-8H** : -5-, dépôts de couleur jaune à bleu). D'après Jolet *et al.* (2001), la mise en place du prisme serait contrôlée par un basculement. Dans la simulation, il n'a pas été nécessaire d'utiliser de la subsidence différentielle car l'espace disponible était suffisant pour le générer. Il serait intéressant de tester dans de futures simulations, plusieurs événements successifs de subsidence différentielle plutôt qu'un seul élevé à la base. En effet, en plus du jeu tectonique mentionné pour le prisme marneux et les *slumps*, Floquet *et al.* (2005) émettent l'hypothèse d'une phase de déstabilisation d'origine tectonique à la fin de la première partie de l'unité U.I.2 (**figure V-8B** : -6-). Ce démantèlement aurait eu pour conséquence la création d'un escarpement et la libération de matériel bréchique équivalent aux unités sédimentaires B1 et B2 définies par Bouchard (1986) (**figure V-8B** : -7-). Ainsi une carte de subsidence différentielle à 95,8 Ma, 95,2 Ma et 93,5 Ma pourrait être introduite. Par contre, il a été impératif d'avoir recours à un ralentissement de la production carbonatée sur la plate-forme au Cénomanién final et au Turonien basal comme l'évoqué déjà Philip & Airaud-Crumière (1991).

Les dépôts gravitaires de pente de U.I.2 (complexe carbonaté de la Marcouline) non pas étaient simulés de manière discrète car il s'est avéré impossible de reproduire la mise en place d'épandages carbonatés issus de sources ponctuelles sur la marge.

#### V.4.1.2. Unité II - La série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien inférieur à moyen

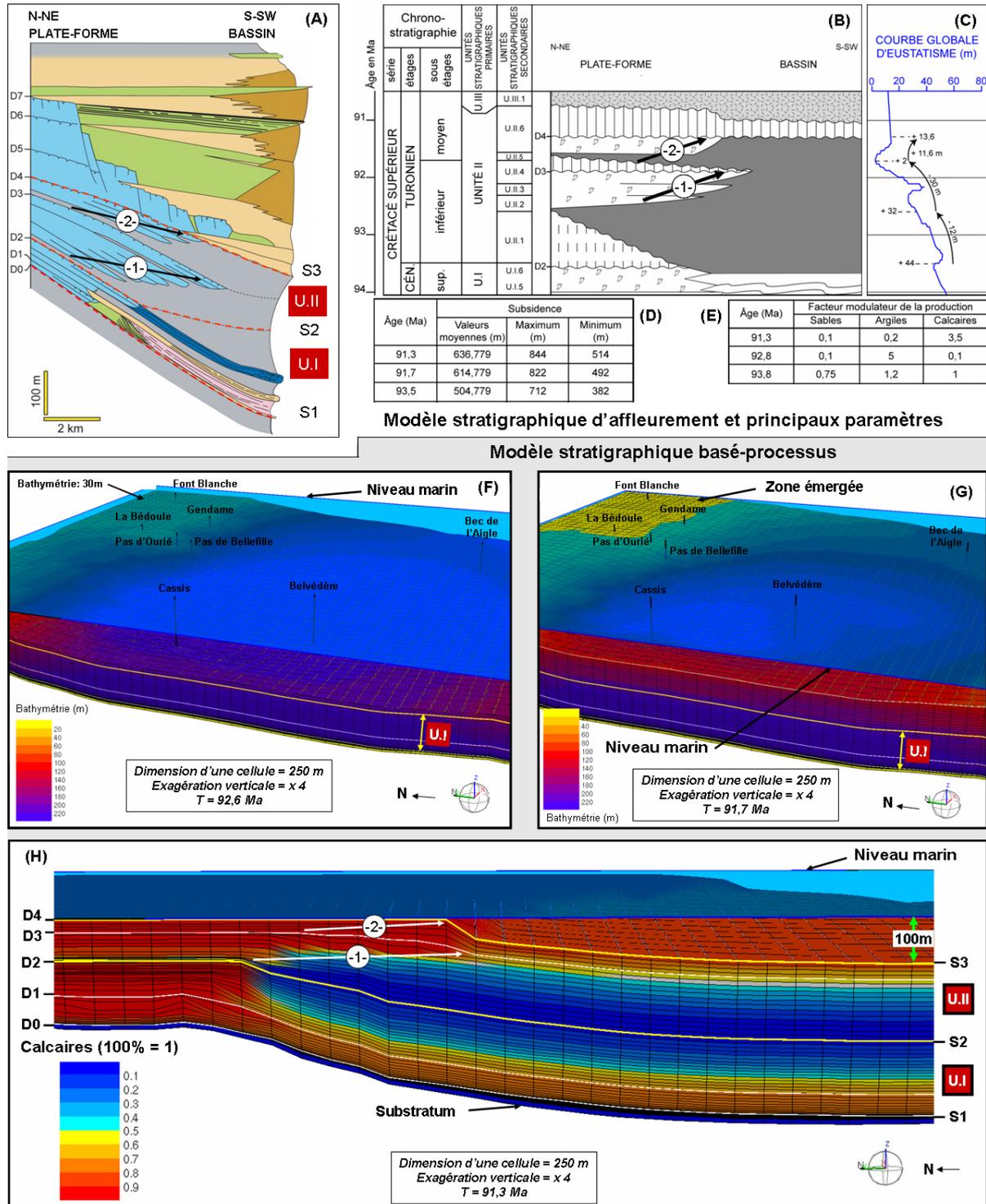
La **figure V-9** montre l'évolution sédimentaire jusqu'à la fin de l'unité II (91,3 Ma). La comparaison entre les modèles (**figures V-9A, V-9B, V-9F, V-9G et V-9H**) pour l'unité II permet les conclusions suivantes. Il a été représenté :

1. *l'approfondissement du système liés aux premiers dépôts (U.II.1 ; **figure V-9F**).*

Entre 93,5 Ma et 92,6 Ma, la bathymétrie en domaine de plate-forme passe de quelque mètres (**figure V-8H**) à 30 mètres (**figure V-9F**). Les paramètres qui ont favorisés l'approfondissement sont une diminution de la production carbonatée (**figure V-9E** : le facteur modulateur passe de 1 à environ 0,1) et la subsidence (**figure V-9D**, environ + 60 m durant 0,9 Ma). Cette dernière compense la chute du niveau marin absolu (**figure V-9C** : + 44 m à + 32 m entre 93,5 Ma et 92,6 Ma) et augmente l'espace disponible sur la plate-forme où la production est quasiment nulle. L'influence de ces deux mécanismes confirme les interprétations précédentes de la dynamique sédimentaire (Philip *et al.*, 1989).

2. *les premières séquences de plate-forme carbonatée de l'unité II (U.II.2 à U.II.4 : barre de Roquefort, des Cuettes et Intermédiaire sensu Philip, 1970 et Jolet, 1996) et le développement progradant/aggradant de ces dépôts carbonatés de faible profondeur par comblement de l'espace disponible (**figures V-9A, V-9B et V-9H** : -1-) jusqu'à émerision (**figure V-9G** ; **figures V-9A et V-9B** : D3). Le passage transitionnel entre les dépôts carbonatés peu profond au Nord (e.g. la plate-forme ; **figure V-9H** : dépôts de couleur rouge) et les dépôts argileux d'environnement profond au Sud (e.g. le bassin ; **figure V-9H** : dépôts de couleur bleu) a été représenté.*

D'après Jolet (1996, 1997), la plate-forme a été soumise durant cette période (92,6 Ma à 91,7 Ma) à des approfondissements ponctués qui ont été comblés par des remblayages sédimentaires carbonatés importants organisés en dépôts progradants/aggradants. Il attribue la création d'espace disponible à de la tectonique active qui survient dans les secteurs de Font Blanche-Cassis. Pour la simulation, l'accommodation a été appréhendée par une subsidence homogène à l'échelle du modèle (**figure V-9D**, environ + 60 m/Ma) car le système carbonaté s'est mis en place sous forme de rampes peu perturbées par des déformations (cf. Ch. I.2.2.1). Les variations eustatiques ne peuvent être invoquées car le niveau marin continue de chuter (**figure V-9C** : + 32 m à + 2 m). En ce qui concerne l'épaisse série de carbonate



**Figure V-9.** Modélisation stratigraphique basée-processus de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal : unité I et II. (A) Section stratigraphique 2D de la série. La légende est donnée sur la figure I-10. (B) Schéma chronostratigraphique du Turonien inférieur à moyen. La légende est donnée sur la figure V-4. (C) Courbe globale d'eustatisme de Miller et al. (2005). (D) Liste des cartes de subsidence. Sont données les valeurs moyennes, maximum et minimum d'affaissement suivant l'âge. (E) Facteur modulateur de la production suivant les âges. (F) Extrait du résultat de la simulation à 92,6 Ma qui correspond au maximum d'approfondissement sur la plate-forme. (G) Extrait du résultat de la simulation à 91,7 Ma qui coïncide à l'abandon des premières séquences de plate-forme de l'unité II. (H) Extrait du résultat de la simulation à 91,3 Ma qui équivaut à la fin de l'unité II. Les flèches blanches indiquent les avancées de la plate-forme. Légende : -1/-2- : progradation ; S : surface majeure ; D : discontinuité.

sur la plate-forme (**figures V-9A, V-9B et V-9H** : -1-), elle est due à une production carbonatée élevée (**figure V-9E**, le facteur modulateur passe de 0,1 à environ 2,5 à 91,7 Ma) qui comble l'espace disponible. L'influence prépondérante de la subsidence (origine tectonique à grande échelle) et de la production carbonatée valide quantitativement les interprétations de Jolet (1996) de la dynamique sédimentaire.

3. *la dernière séquence de plate-forme carbonatée de l'unité II (U.II.5 - U.II.6 : Barre du Pas d'Ourié sensu Philip, 1970 et Jolet, 1996) et le développement progradante/aggradante de ces dépôts après une phase d'approfondissement (**figures V-9A, V-9B et V-9H** : -2-). La disposition en position proximale par rapport aux dépôts de la séquence précédente a été simulée (rétrogradation du système).*

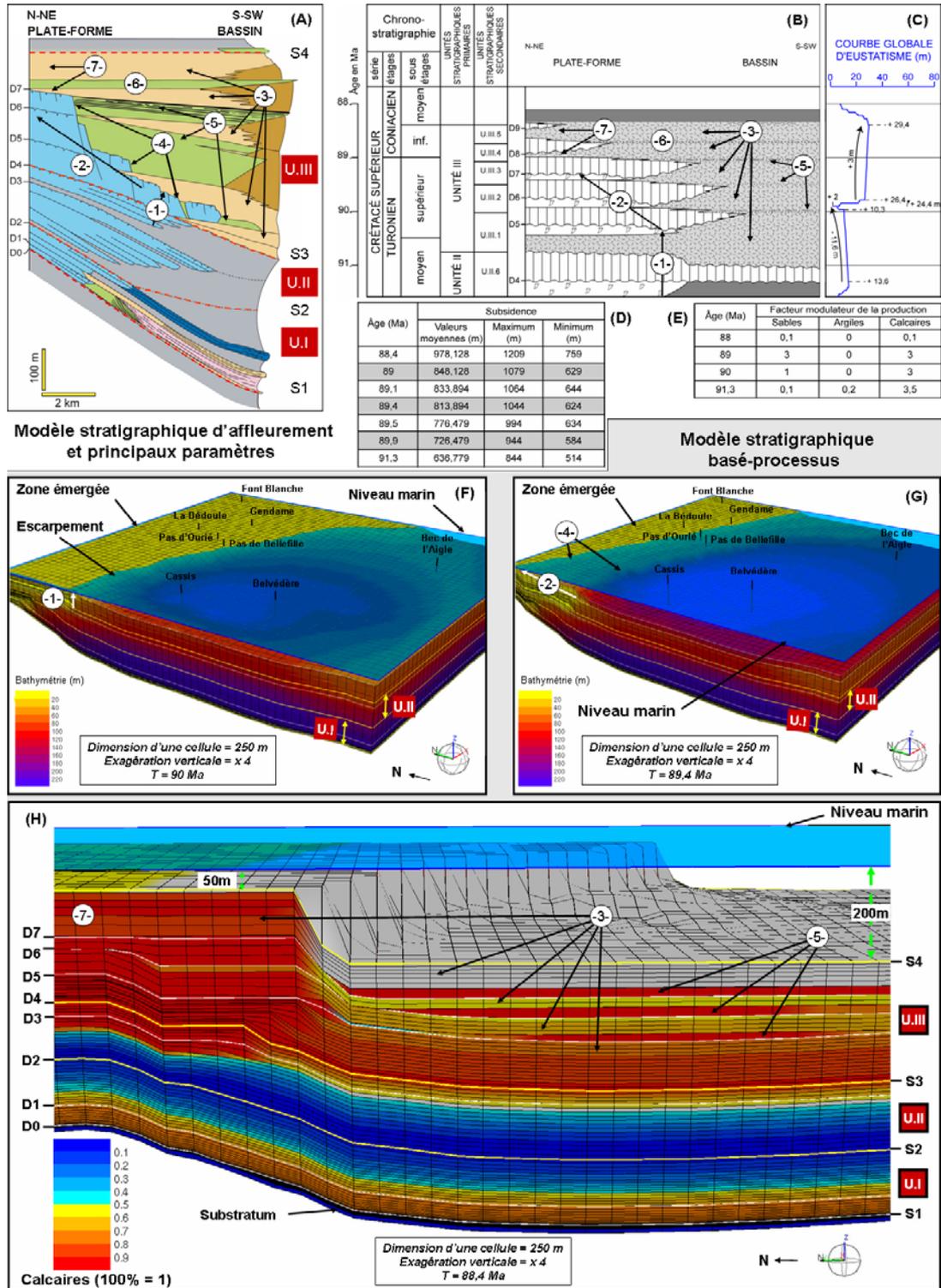
Pour l'intervalle de temps (91,7 Ma à 91,3 Ma), Jolet (1996, 1997) n'as pas défini l'origine de la création d'espace disponible. D'après la simulation, il s'agirait de la combinaison de la subsidence (**figure V-9D** : environ + 20 m) et d'une élévation du niveau marin (**figure V-9C** : + 2 m à + 13,6 m). L'agencement progradant des dépôts est contrôlés par une forte production carbonatée (**figure V-9E** : le facteur modulateur évolue de 2,5 à 3,5) par rapport à l'accommodation.

#### **V.4.1.3. Unité III - La série de plate-forme et de bassin d'âge Turonien moyen élevé à Coniacien inférieur**

La **figure V-10** est une représentation de la MCBSP au Coniacien inférieur. La comparaison entre les modèles (**figures V-10A, V-10B, V-10F, V-10G et V-10H**) pour l'unité III confirme que la simulation basée-processus est réaliste car il a été simulé :

1. *la première séquence de plate-forme de l'unité III (U.III.1 : Barre du Mont Redon-Pas de Belle Fille sensu Philip, 1970 ou SPF1 sensu Hennuy, 2003) et la limite franche entre les dépôts carbonatés et ceux d'environnement plus profond (environ 100 m) composés de 60% à 80% de calcaires et de 20% à 40% de sables (**figures V-10A, V-10B et V-10H** : -3-).*

Les paramètres dominant entre 91,3 Ma et 89,9 Ma sont la subsidence différentielle, les variations eustatiques et la production de calcaires/sables. L'édification aggradant de dépôts carbonatés de faible profondeur jusqu'à l'émergence (**figures V-10A, V-10B et V-10F** : -1-, D5) traduisent une accommodation égale à l'apport sédimentaire (**figure V-7** : cas b). La subsidence (**figure V-10D** : en moyenne + 90 m) a permis de



**Figure V-10.** Modélisation stratigraphique basée-processus de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal : unité I, II et III. (A) Section stratigraphique 2D de la série. La légende est donnée sur la figure I-10. (B) Schéma chronostratigraphique du Turonien moyen au Coniacien moyen. La légende est donnée sur la figure V-4. (C) Courbe globale d'eustatisme de Miller et al. (2005). (D) Liste des cartes de subsidence. Sont données les valeurs moyennes, maximum et minimum d'affaissement suivant l'âge. En grisé est souligné les cartes à subsidence différentielle. (E) Facteur modulateur de la production suivant les âges. (F) Extrait du résultat de la simulation à 90 Ma qui correspond à la fin de la première séquence de plate-forme de l'unité III. (G) Extrait du résultat de la simulation à 89,4 Ma qui équivaut à la fin de la deuxième séquence de plate-forme de l'unité III. (H) Extrait du résultat de la simulation à 88,4 Ma qui concorde avec le temps final de la simulation. Légende : -1- : aggradation ; -2- : rétrogradation ; -3- : calcaires sableux ; -4- : escarpement ; -5- / -6- : resédimentations carbonatées ; -7- : ennoisement ; S : surface majeure ; D : discontinuité.

générer l'espace suffisant pour le développement de la première séquence de plate-forme alors que le niveau marin baisse (**figure V-10C** : + 13,6 m à + 2 m). L'affaissement différentiel entre la plate-forme et le bassin plus subsident a favorisé la création d'un escarpement orienté N110° et situé au Sud du Pas de Bellefille (**figure V-10F**). L'accélération de la chute du niveau marin entre 90 Ma et 89,9 Ma a favorisé l'émergence de la plate-forme (**figure V-10C** : + 10,3 m à + 2 m). L'augmentation de la production de sable alors qu'en parallèle celle des argiles décroît a conduit à produire dans le bassin des calcaires sableux (**figure V-10E**).

2. les deux autres séquences de plates-formes de l'unité III (U.III.2 et U.III.3 : Barre du Mont Redon-Bellefille sensu Philip, 1970 ou SPF2 et SPF3 sensu Hennuy, 2003) caractérisées par un empilement rétrogradant des dépôts carbonatés peu profonds marqué par le recul des escarpements (**figures V-10A, V-10B et V-10G** : -2- / -4-) et les périodes d'émergence qui terminent les deux séquences de plates-formes (**figure V-10G ; figures V-10A et V-10B** : D6 / D7).

Les paramètres critiques entre 89,9 Ma et 89 Ma sont les fluctuations eustatiques, la production de calcaires et de sables, et la subsidence différentielle. Cette dernière a facilité l'augmentation de l'accommodation et la rétrogradation de la bordure de la marge au niveau du sommet de Gendame (**figure V-10D** : -4-) puis de Font Blanche avec une direction moyenne d'escarpement N100° à N110° (Hennuy, 2003). La forte production a permis de remplir l'espace par des dépôts carbonatés en milieu de faible profondeur et des calcaires sableux en milieu profond (**figure V-10E** : -3-). Les variations eustatiques ont influencé fortement la remise en eau des premiers dépôts de U.III.2 car le niveau marin passe de + 2 m à + 26,4 m entre 89,9 Ma à 89,8 Ma (**figure V-10C**). Après le niveau marin reste quasiment constant, augmentant seulement de 3 mètres.

La simulation réalisée entre 91,3 Ma et 89 Ma confirme de manière quantitative les interprétations de Hennuy (2003) sur le développement des séquences de plates-formes en haut niveau marin relatif et le contrôle tectonique omniprésent qui favorise la subsidence différentielle entre le bassin et la plate-forme.

3. des événements de resédimentations carbonatées issues de la plate-forme (**figures V-10A, V-10B et V-10H** : -5-) après chaque phase d'émergence et durant la remontée du niveau marin relatif (Floquet & Hennuy, 2001, 2003 ; Hennuy, 2003).

Le paramètre utilisé dans DIONISOS est un apport additionnel de sédiments carbonatés par transport gravitaire pendant une courte période.

Le dernier événement de resédimentation (**figures V-10A et V-10B : -6-**) n'a pu être reproduit car le développement de l'avant dernière séquence de plate-forme (U.III.4) se fait en dehors de la zone d'étude en raison de la phase d'approfondissement qui débute au Coniacien (cf. Ch. I.2.2).

En revanche l'affaissement du système de 89 Ma à 88,4 Ma a été reproduit à l'aide de la subsidence. Il conduit à l'ennoiement et au recouvrement de l'ancienne plate-forme par des calcaires sableux (20% à 40% de sables) (**figure V-10H : bathymétrie 50 m ; figures V-10A, V-10B et V-10H : -7-**).

#### V.4.2. Modèle basé-processus des faciès

La première étape de la modélisation a permis d'effectuer un modèle stratigraphique cohérent et réaliste. Dans cette deuxième étape de la modélisation, les propriétés faciologiques vont être simulées afin de remplir les géométries stratigraphiques réalisées. Dans DIONISOS, un faciès est défini par la combinaison de plusieurs paramètres obtenues après simulation : profondeur d'eau, contenu lithologique, âge, énergie des vagues, épaisseur de sédiment, écoulement des eaux et pente. Ces critères sont calculés et fournis pour toutes les cellules du modèle lors d'une simulation. Il suffit alors pour déterminer un faciès de renseigner les critères discriminants par des intervalles de valeurs possibles. Dans ce scénario, il s'agit de la bathymétrie et du contenu lithologique. Le problème principal est que les faciès de plates-formes présentent des compositions lithologiques et des intervalles bathymétriques qui sont proches (cf. Ch. IV.2). Pour que la simulation soit valide, il est impératif que chaque faciès est des critères distincts. Cinq faciès caractéristiques ont été différenciés (**figure V-11**) :

- la plate-forme (ou rampe) carbonatée proximale. Les dépôts sont liés principalement à l'activité des formations à rudistes en milieu de faible profondeur. Il regroupe les faciès F1, F2, F3, F4 et F5 définis dans le chapitre IV ;
- la plate-forme (ou rampe) carbonatée distale. Il s'agit de calcaires argilo-gréseux (F6, cf. Ch. IV.2.2.2) qui se développent à la zone de transition plate-forme/bassin ;
- les marnes ou alternances marno-calcaires de bassin (F7, cf. Ch. IV.2.2.3) ;
- les calcarénites quartzeuses de bassin (F8, cf. Ch. IV.2.2.3) ;

- les brèches carbonatées (F11, cf. Ch. IV.2.2.5) mises en place par écoulement gravitaire sur la pente et dans le bassin.

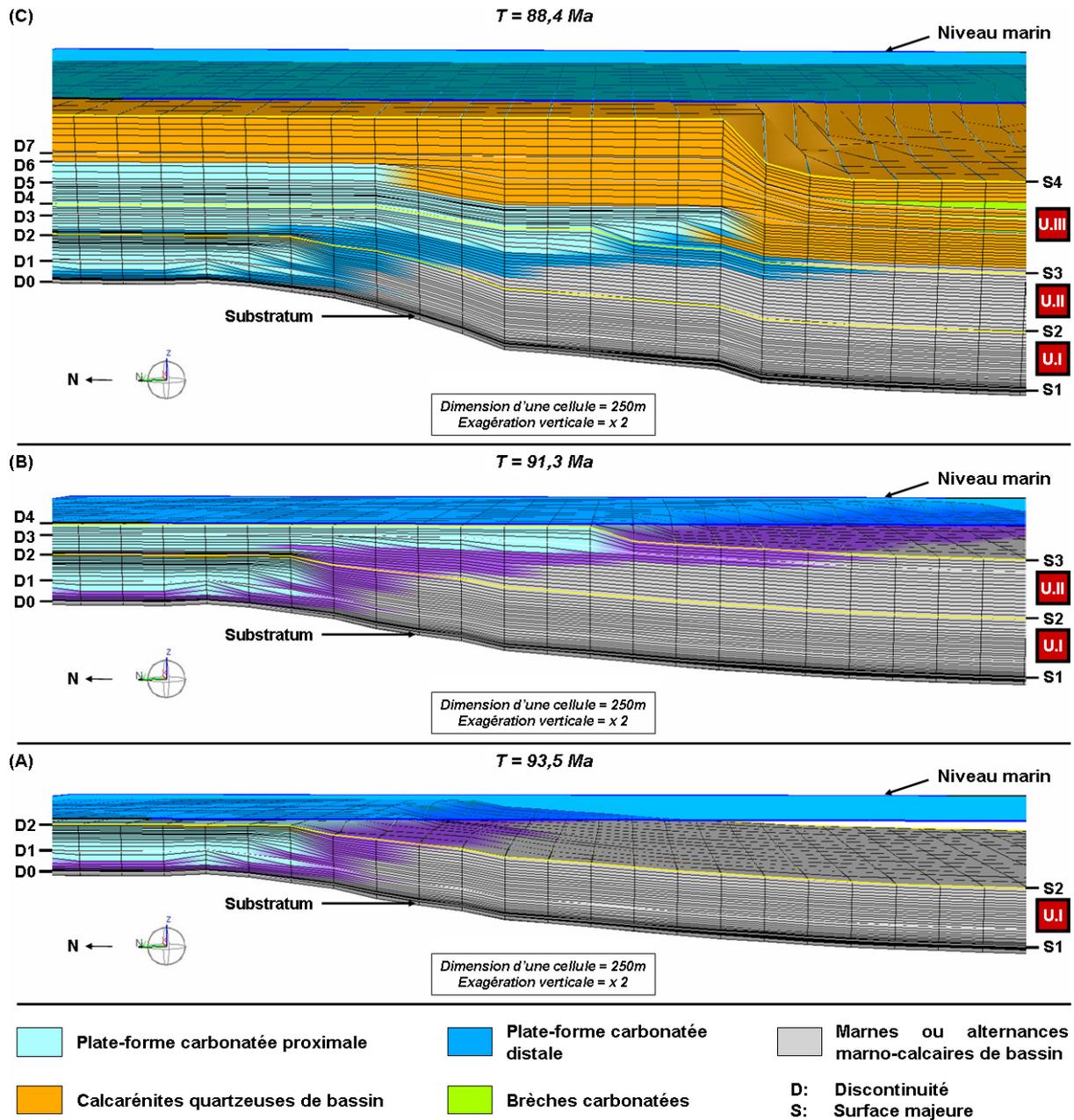
NOM DES FACIÈS	CODE DE COULEUR	INTERVALLE BATHYMÉTRIQUE (m)	LITHOLOGIES		
			SABLES (%)	ARGILES (%)	CALCAIRES (%)
plate-forme carbonatée proximale		0 / 30	0 / 20	0 / 20	70 / 100
plate-forme carbonatée distale		30 / 80	0 / 35	0 / 100	0 / 100
marnes ou alternances marno-calcaires		80 / 300	0 / 30	0 / 100	0 / 100
calcarénites quartzzeuses		30 / 300	4 / 55	0 / 10	40 / 100
brèches carbonatées		30 / 300	0 / 30	0 / 0	70 / 100

**Figure V-11.** Définition des faciès dans DIONISOS. Les intervalles bathymétriques et les teneurs lithologiques sont donnés pour chaque faciès.

Le modèle faciologique est présenté en **figure V-12**. Au Nord, les dépôts mis en place sont des carbonates de milieu peu profond qui correspondent à la plate-forme (ou rampe) carbonatée proximale. Vers le Sud, les carbonates s'enrichissent en argiles et/ou en sables pour passer à des calcaires argilo-gréseux de plate-forme carbonatée (ou rampe) distale puis à des marnes (**figures V-12A et V-12B**) ou à des calcarénites quartzzeuses de bassin (**figure V-12C**). La répartition spatiale des faciès reflète les aires de sédimentation théorique avec la plate-forme au N-NE et le bassin au S-SW (**figure I-5**). Ces résultats avaient déjà été observés précédemment (**figures V-8, V-9 et V-10**) mais la combinaison des critères permet de mieux souligner la distribution spatiale des sédiments. Sur la **figure V-12C** apparaît aussi les brèches carbonatées dans le bassin et les calcarénites quartzzeuse qui recouvrent la plate-forme au Coniacien suite à l'approfondissement.

## **V.5. Conclusions préliminaires**

La modélisation stratigraphique basée-processus a permis (1) de reproduire en 3D les géométries et les lithologies/faciès des unités stratigraphiques, et (2) de quantifier et d'identifier l'influence de chaque paramètre au cours du temps. Les facteurs de contrôles primordiaux sont :



**Figure V-12.** Répartition des faciès sur le modèle stratigraphique basé-processus de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal. (A) Extrait du résultat de la simulation à 93,5Ma. (B) Extrait du résultat à 91,3Ma. (C) Extrait du résultat de la simulation à 88,4 Ma qui concorde avec le temps final de la simulation.

1. la morphologie de la surface initiale.

Elle permet la mise en place d'une plate-forme au Nord-Nord Est et d'un bassin au Sud-Sud Ouest séparé par une pente inclinée ( $6^{\circ}$  à  $7^{\circ}$ ) dès la remise en eau du système au Cénomaniens inférieur à moyen.

2. l'accommodation principalement contrôlée par la subsidence.

Au terme de la simulation, la subsidence cumulée est comprise entre 759 mètres et 1209 mètres. Pour l'unité I, le taux de subsidence est d'environ 71 m/Ma pour la plate-

forme et 132 m/Ma pour le bassin. Pour l'unité II, le taux de subsidence est homogène : 60 m/Ma. Pour l'unité III, il est compris entre 84 m/Ma pour la plate-forme et 126 m/Ma pour le bassin.

3. l'évolution de la production carbonatée qui a favorisé le développement des différentes séquences de plates-formes.

Pour respecter les épaisseurs de sédiments préservés à l'affleurement, les taux de production instantanés ont été modulés au cours de la simulation. Le taux maximum en milieu de plate-forme est de : 50 m/Ma pour l'unité I, 350 m/Ma pour l'unité II et 60 m/Ma pour l'unité III. Dans le cas de l'unité II, le taux de production est important du fait que : (1) le profil sédimentaire correspond à une rampe faiblement inclinée, ce qui permet une production *in situ* élevée répartie sur la pente ; (2) la production est quasiment nulle pour les premiers dépôts de l'unité II, d'où un forçage de la production pour permettre le développement rapide des plates-formes turoniennes.

4. le transport gravitaire.

De la remobilisation de matériel par transport gravitaire a été introduit ponctuellement pour simuler les resédimentations carbonatées du Turonien supérieur.

Cette approche confirme et affine les suggestions des travaux antérieurs sur la nature et l'origine des dépôts carbonatés.

Le modèle stratigraphique basé-processus révèle que DIONISOS, pourtant conçu au départ pour les dépôts silicoclastiques, est également un logiciel bien adapté pour reproduire les dépôts carbonatés d'une marge.

## CONCLUSIONS GÉNÉRALES

<b><u>1. Acquisition et traitement de données géologiques</u></b>	<b>212</b>
<b><u>2. Modélisation géologique</u></b>	<b>214</b>
<b>2.1. La modélisation numérique 3D basée-structure</b>	<b>214</b>
<b>2.2. La modélisation numérique basée-processus</b>	<b>216</b>
<b>2.3. Comparaison ente les deux types de modélisation</b>	<b>217</b>
<b><u>3. Compréhension des systèmes carbonatés et perspectives</u></b>	<b>218</b>

Les objectifs principaux de cette Thèse étaient de tester et de développer (1) des outils d'acquisition et de traitement de données géologiques numériques de terrain et (2) des méthodes de modélisation géologique adaptées aux systèmes sédimentaires carbonatés. Ce travail méthodologique a été réalisé dans le but d'améliorer la compréhension du fonctionnement des systèmes sédimentaires carbonatés et la caractérisation des réservoirs carbonatés. Les séries sédimentaires du Cénomaniens au Coniacien inférieur de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal, affleurantes au Sud-Est de Marseille, ont servi de support à cette étude.

## **1. Acquisition et traitement de données géologiques**

Une base de données géologiques numériques haute résolution a été établie à partir des affleurements, comprenant :

- des informations extraites des travaux antérieurs publiés : 24 cartes géologiques, 37 logs stratigraphiques, la géométrie et l'agencement des couches sédimentaires ;
- des données numériques issues de l'IGN : un modèle numérique de terrain et des photographies aériennes ortho-rectifiées ;
- des données numériques acquises dans le cadre de cette Thèse : 12 kilomètres de falaises scannées au laser (LIDAR), 10 kilomètres de profils sismiques réflexion THR, 3 logs de forages (650 mètres) dont deux carottés (300 mètres), 56 sites de mesures de pendages et des panoramas photographiques d'affleurements géoréférencés.

L'intégration cohérente de ces données dans le logiciel *gOcad* a nécessité le développement de protocoles basés sur l'adaptation des outils de géomodélisation, tels que :

- l'intégration des cartes géologiques : une méthode a été développée pour extraire et intégrer de manière semi-automatique les limites de couches ou de corps sédimentaires en données numériques 3D géoréférencées. Cette approche repose sur l'extraction à partir d'une image, importée en *Voxel* 2D, des lignes de contacts suivant leur code de couleur ;
- l'intégration des données de pendages : deux types de données de pendages peuvent être acquises. (1) Les pendages calculés à partir de la projection de limites de couches sur le MNT et (2) les mesures direct de terrain, ces dernières étant plus précises. Pour

intégrer de manière cohérente ces deux types de données, les mesures de pendage non localisées sur les contours géologiques ont été projetées sur ces contours en tenant compte du modèle structural ;

- l'intégration des connaissances géologiques *a priori* sur les systèmes sédimentaires étudiés : pour le modèle de la Marcouline, la complexité des corps sédimentaires (lobes, cliniformes) a été prise en compte par l'utilisation de logs stratigraphiques « dessinés » afin de reproduire la morphologie des objets ;
- l'interprétation stratigraphique des affleurements numérisés au scanner laser : un protocole a été mis en place pour digitaliser précisément les limites de couches sédimentaires. L'idée originale est que ces limites sont préalablement positionnées sur les photographies utilisées pour le drapage afin de guider la digitalisation.

L'efficacité et la pertinence de certains outils d'acquisition de données géologiques ont été évaluées dans le contexte scientifique de cette étude de terrain :

- le forage est essentiel dans l'acquisition ponctuelle de données géologiques du sous-sol (carottes, déblais de forage, diagraphies) ;
- la technologie laser LIDAR est un outil très performant pour étudier la géométrie des structures sédimentaires complexes sur de grandes surfaces d'affleurement. Deux méthodes d'acquisition existent : terrestre et héliportée. Dans cette étude, seule la méthode terrestre a été utilisée. Dans les deux cas, la précision des données est importante (centimétrique ou pluricentimétrique). Le paramètre critique est l'espacement entre les points : 2,6 mm pour la méthode terrestre et 10 cm pour la méthode héliportée. Pour numériser des structures sédimentaires ou tectoniques à petite échelle (zone couvrant plusieurs centaines de mètres) avec une haute résolution, la première méthode est à privilégier. Pour effectuer des travaux à plus grande échelle (zone couvrant plusieurs kilomètres) et caractériser les tendances géométriques, la méthode héliportée est plus adaptée. Dans le cas de cette étude, la méthode héliportée aurait permis un gain de temps d'acquisition important pour un résultat similaire. Cette méthode va être employée prochainement pour scanner les falaises Soubeyranes ;
- les affleurements escarpés, non accessibles au LIDAR terrestre, représentés par projection sur les cartes géologiques (2D) ont été interprétés sur des photographies géoréférencées (GPS). Cette approche a permis de compléter efficacement et à moindre coût la base de données de terrain.

- la sismique terrestre haute résolution n'a pas permis un apport scientifique dans le cadre de cette étude. L'acquisition a été très coûteuse et difficile à mettre en place. Elle a nécessité plusieurs semaines de planification logistique et administrative, et plusieurs mois d'acquisition. Le traitement du signal s'est révélé complexe du fait de la morphologie de la surface topographique, du réseau de fractures/karsts et de l'absence d'eau dans les espaces poreux du sous-sol. Les trois puits de calibration pétroacoustiques qui ont été forés sont en cours d'étude afin d'envisager un nouveau protocole de traitement.

## **2. Modélisation géologique**

La modélisation géologique des systèmes sédimentaires de la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal s'est appuyée sur deux approches : (1) la modélisation numérique 3D basée-structure et (2) la modélisation numérique basée-processus.

### **2.1. La modélisation numérique 3D basée-structure**

Un protocole de modélisation des structures sédimentaires reposant sur la technologie du logiciel gOcad a été mis en place. A partir de la base de données et de la synthèse stratigraphique, trois modèles 3D géoréférencés imbriqués ont été construits :

- deux modèles de grandes dimensions à l'échelle régionale des systèmes sédimentaires (XYZ : 10 km x 10 km x 0,8 km) ;
- un modèle local de haute résolution à l'échelle des corps sédimentaires du complexe carbonaté de la Marcouline (XYZ : 2 km x 2 km x 0,08 km).

Deux types de modèles numériques 3D ont été réalisés : (1) des modèles surfaciques représentant les enveloppes stratigraphiques (strates ou corps sédimentaires) et (2) des modèles volumiques des propriétés (12 faciès de dépôts). Les dimensions des cellules (IJK) des grilles stratigraphiques sont : 200 m x 200 m x 1 m pour les modèles à l'échelle régionale et 10 m x 10 m x 1 m pour le modèle local.

Les développements méthodologiques réalisés sur la construction des géométries géologiques concernent principalement une hiérarchisation des étapes de la modélisation des structures par :

- la réalisation de modèle gigogne : chaque modèle correspond à une échelle et une résolution différente. Pour construire ces modèles en cohérence, les surfaces intermédiaires (enveloppes des unités stratigraphiques secondaires) ont été contraintes par rapport aux surfaces majeures (enveloppes des unités stratigraphiques primaires) ;
- la hiérarchisation de la construction des surfaces géologiques : pour contraindre les surfaces et établir des modèles 3D qui respectent les données, une hiérarchisation et une séquence de construction par région a été proposée ;
- la construction d'architectures sédimentaires complexes en répliquant la dynamique sédimentaire : dans le cas de la Marcouline, la morphologie des lobes issue de processus sédimentaires gravitaires a été reproduite en interpolant une propriété d'épaisseur.

Les contributions de la méthode concernent également la répartition tridimensionnelle de la propriété de faciès sur la base de méthodes géostatistiques. A l'échelle régionale, la méthode de simulation par gaussiennes tronquées a permis de tester différentes approches applicables à la réalisation de modèles réservoirs de subsurface :

- l'intégration des horizons stratigraphiques intermédiaires augmente significativement la précision et le réalisme des modèles de propriétés. Ceci montre l'importance du cadre stratigraphique, basé sur des corrélations haute résolution, sur la modélisation de propriété en subsurface ;
- dans tous les modèles de faciès, les analyses de sensibilité (nombre et espacement des puits, nombre d'horizons stratigraphiques) ont montré que les connaissances géologiques *a priori* permettent de compenser la faible densité et le grand espacement des données ponctuels (puits) d'une part et la faible résolution des corrélations stratigraphiques ;
- la nature et la géométrie des paléo-profils sédimentaires s'est avéré très critique pour la modélisation des propriétés. Deux physiographies ont été distinguées pour la marge carbonatée du Bassin Sud-Provençal : (1) une rampe du Cénomaniens supérieur au Turonien moyen et (2) une plate-forme à escarpement bordier au Cénomaniens moyen et du Turonien supérieur au Coniacien inférieur. La modélisation du passage rampe/bassin nécessite moins de données (puits, horizons intermédiaires) pour être

reproduit que la transition plate-forme à escarpement bordier/bassin. En effet, l'analyse variographique nécessite moins de données pour caractériser une évolution transitionnelle qu'une évolution abrupte des faciès.

A l'échelle locale, une approche déterministe « basée-objet » et une approche stochastique de multipoints ont été utilisées compte tenu de la complexité des objets sédimentaires et de la relation qu'un objet correspond à un faciès.

## 2.2. La modélisation numérique basée-processus

A l'aide du logiciel DIONISOS, un modèle stratigraphique 3D faciologique a été construit à partir de paramètres de contrôles comprenant : une carte bathymétrique initiale, un cadre chronostratigraphique, les variations eustatiques, la subsidence, les taux de production sédimentaires, l'hydrodynamisme et le transport gravitaire des sédiments. La confrontation entre ce modèle 3D et la réalité géologique a permis :

- de déterminer quantitativement les paléo-conditions de formations des dépôts et l'influence respective des paramètres au cours du temps. Les principaux facteurs ayant eu un impact sur la morphologie, l'architecture et le fonctionnement des systèmes sédimentaires sont :
  - *au Cénomaniens inférieur à moyen* : la topographie de la surface initiale (représentant le hiatus de l'Albien) qui a contribué à la mise en place d'une plate-forme au Nord-Nord Est et d'un bassin au Sud-Sud Ouest séparés par une pente inclinée dès la remise en eau du système (angle : 6 à 7° ; dénivelé : 350 m) ;
  - *du Cénomaniens moyen au Coniacien inférieur* : la subsidence qui a favorisé la création d'espace disponible de manière homogène ou différentielle. Les taux de subsidence estimés étaient d'environ : 71 m/Ma pour la plate-forme et 132 m/Ma pour le bassin au Cénomaniens ; 60 m/Ma du Turonien inférieur à moyen ; 84 m/Ma pour la plate-forme et 126 m/Ma pour le bassin du Turonien moyen élevé au Coniacien inférieur.

La production carbonatée qui a permis en domaine proximal le développement essentiellement progradant/aggradant des dépôts de plates-formes. Le taux de production instantané maximum en milieu de plate-forme (ou de rampe) était de

50 m/Ma au Cénomaniens, 350 m/Ma du Turonien inférieur à moyen et 60 m/Ma pour l'intervalle Turonien moyen final à Coniacien inférieur.

A noter que le transport gravitaire a été important pour reproduire ponctuellement les resédimentations carbonatées du Turonien supérieur.

Ce travail permet en général de valider quantitativement les interprétations qualitatives et les tendances précédemment publiés sur la dynamique sédimentaire de ces séries.

- de modéliser la distribution des faciès basée sur des concepts géologiques, malgré une limitation en nombre (5 faciès).

### 2.3. Comparaison entre les deux types de modélisation

La modélisation des unités stratigraphiques primaires et secondaires est plus réaliste dans gOcad car elles sont construites directement à partir des données surfaciques. Dans DIONISOS, les enveloppes stratigraphiques sont simulées à partir des processus sédimentaires.

L'architecture stratigraphique (rétrogradation, aggradation, progradation...) est plus réaliste dans le modèle DIONISOS. Le logiciel permet de construire les couches à partir d'algorithmes qui traduisent de manière réaliste des processus et les concepts stratigraphiques. Dans gOcad, l'empilement des couches sédimentaires est établi en définissant seulement le style stratigraphique (*proportional, parallel to base, parallel to top*) entre les enveloppes des unités stratigraphiques. Le seul modèle gOcad qui est aussi réaliste du point de l'architecture interne des dépôts est celui de la Marcouline car les corps sédimentaires qui constituent chaque unité stratigraphique secondaire ont pu être distingués spatialement et sont caractérisés par un grand nombre de données.

DIONISOS a permis la réalisation d'un modèle faciologique simplifié. Il s'est avéré impossible de discriminer autant de faciès que dans gOcad. Malgré cette limitation, le grand intérêt de DIONISOS réside dans la capacité à reproduire les tendances faciologiques et stratigraphiques fondées sur des paramètres géologiques critiques. Dans gOcad, les simulations de faciès sont fondées uniquement sur l'analyse statistique des données. Les

concepts géologiques sont introduits par le biais de données secondaires afin d'augmenter le réalisme géologique des modèles. Son avantage est de pouvoir générer des modèles respectant strictement les données d'observations. La seule approche qui pourrait s'apparenter à la modélisation basée-processus dans gOcad est la méthode THALASSA car les probabilités de faciès sont estimées en intégrant des règles géologiques.

### **3. Compréhension des systèmes carbonatés et perspectives**

La modélisation à partir de données de terrain s'est appuyée sur des affleurements de bonne qualité et a permis de confirmer les géométries, les tendances et la dynamique sédimentaire. Les modèles numériques ont de plus permis la quantification des processus de contrôles dont la production carbonatée, les profils sédimentaires, la paléotopographie et la morphologie de corps sédimentaires (lobes). Cet aspect quantitatif devra être développé pour établir des bilans de transfert et de flux sédimentaires entre les différentes zones de production et de dépôts sédimentaires.

Les modèles surfaciques réalisés dans gOcad ont été contraints uniquement à partir de données de surface. L'intégration des données sismiques (subsurface) permettra d'améliorer leur précision. Un travail de calibration du signal sismique par les propriétés pétroacoustiques est en cours de réalisation. Les modèles de faciès seront transformés en modèle d'impédance acoustique en établissant au préalable des lois reliant la composition minéralogique, la porosité et les propriétés acoustiques. Ces modèles seront ultérieurement convertis en sismique synthétique (collaboration GSC, ENI et *Bureau of Economic Geology*).

Pour la modélisation de faciès dans gOcad, il serait intéressant de tester la méthode THALASSA pour l'ensemble du modèle gigogne et les statistiques multipoints en se basant sur des images d'apprentissage réalisées à partir du modèle DIONISOS.

La caractérisation et la modélisation 3D des réservoirs passent par la compréhension des écoulements dans le réservoir. La circulation de fluides est conditionnée par les géométries des dépôts et les propriétés pétrophysiques. La dernière étape qui reste à réaliser est la modélisation numérique 3D des principales propriétés pétrophysiques

(porosité/perméabilité). Pour modéliser les valeurs pétrophysiques au sein du modèle stratigraphique gigogne, deux approches pourront être envisagées : (1) la modélisation des valeurs pétrophysiques par des méthodes géostatistiques ou (2) l'attribution de valeurs pétrophysiques aux modèles 3D de faciès déjà établis. Cette approche devrait permettre d'améliorer la compréhension de l'hétérogénéité pétrophysique des carbonates à toutes les échelles, dont la prédiction en subsurface est généralement incertaine.

La modélisation basée-processus ouvre un certain nombre de perspectives. Un modèle a été établi en se basant sur les données récoltées et en simplifiant la dynamique sédimentaire. Il serait intéressant d'approfondir ultérieurement cette approche en quantifiant plus de paramètres (transport hydrodynamique, apport fluvial, apport extérieur de carbonates) qui ont un impact sur les morphologies et la répartition des dépôts (ou faciès). Pour affiner le modèle en termes de faciès, il faudrait simuler plus de lithologies. Une solution serait de distinguer plusieurs types de carbonates en termes de texture et d'hydrodynamisme. Cette approche impliquera nécessairement de revoir les taux de production en fonction de la profondeur et les niveaux d'énergie hydrodynamique.

Ce travail de Thèse s'est appuyé sur de nombreuses études antérieures publiées. Pour améliorer la précision et la résolution des modèles stratigraphiques 3D, il serait opportun d'envisager de nouvelles analyses de terrain afin de mieux contraindre certaines zones (exemple : transition plate-forme/bassin) et unités stratigraphiques (exemple : unité II).



## **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- A -

- ADAMS, E.W., GROTZINGER, J.P., WATTERS, W.A., SCHRODER, S., MCCORMICK, D.S. & AL-SIYABI, H.A. (2005). Digital characterization of thrombolite-stromatolite reef distribution in a carbonate ramp system (terminal Proterozoic, Nama Group, Namibia). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 89** (10), p.1293-1318.
- ADAMS, E.W., SCHRODER, S., GROTZINGER, J.P. & MCCORMICK, D.S. (2004). Digital reconstruction and stratigraphic evolution of a microbial-dominated, isolated carbonate platform (terminal Proterozoic, Nama Group, Namibia). *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 74** (4), p.479-497.
- AIRAUD-CRUMIERE, C. (1991). Stratigraphie et évolution sédimentaire des domaines de plates-formes carbonatées à rudistes au cours du passage Cénomaniens-Turonien. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 95p.
- ANDERSON, G.M. & CRERAR, D.A. (1993). Thermodynamics in geochemistry; the equilibrium model. *New York, Oxford University Press*, 588p.
- ANSELMETTI, F.S. & EBERLI, G.P. (1993). Controls on Sonic Velocity in Carbonates. *Pure and Applied Geophysics*, **vol. 141** (2-3-4), p.287-323.
- ANSELMETTI, F.S. & EBERLI, G.P. (1997). Sonic velocity in carbonate sediments and rocks. In: *Carbonate seismology*. I. Palaz & K.J. Marfurt (eds.), *Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Development Series 6*, p.53-74.
- ANSELMETTI, F.S., EBERLI, G.P. & BERNOUILLI, D. (1997). Seismic modeling of a carbonate platform margin (Montagna della Maiella, Italy): variation in seismic facies and implication for sequence stratigraphy. In: *Carbonate seismology*. I. Palaz & K.J. Marfurt (eds.), *Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Development Series 6*, p.373-406.
- ARNOT, M.J., GOOD, T.R. & LEWIS, J.J.M. (1997). Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 67** (5), p.984-987.
- ARPAT, G. (2005). Sequential simulation with patterns. *Ph.D thesis, Stanford University*, Stanford, 166p.
- ARPAT, G. & CAERS, J. (2005). A Multiple-scale, pattern-based approach to sequential simulation. In: *Geostatistics Banff 2004*. O. Leuangthong & C.V. Deutsch (eds.), *Series: Quantitative Geology and Geostatistics*, **vol. 14**, p.225-234.
- ASQUITH, G.B. (1985). Handbook of log evaluation techniques for carbonate reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration*, **Series n°5**, 47p.

- B -

- BABINOT, J.-F. (1980). Les Ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Systématique, Biostratigraphie, Paléoécologie, Paléogéographie. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 634p.

- BABINOT, J.-F., FABRE-TAXY, S., PHILIP, J. & TRONCHETTI, G. (1972). Ammonites, Rudistes et microfaunes du Cénomanién et du Turonien provençal. Essai de corrélations biostratigraphiques. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. **274**, p.3080-3083.
- BACHTEL, S.L., KISSLING, R.D., MARTONO, D., RAHARDJANTO, S.P., DUNN, P.A. & MAC DONALD, B.A. (2004). Seismic stratigraphic evolution of the Miocene-Pliocene Segitiga Platform, East Natuna Sea, Indonesia: the origin, growth and demise of an isolated carbonate platform. In: *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*. G.P. Eberli, J.L. Massaferró & J.F. Sarg (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **81**, p.309-328.
- BANERJEE, S. & MITRA, S. (2004). Remote surface mapping using orthophotos and geologic maps draped over digital elevation models: application to the sheep mountain anticline, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **88** (9), p.1227-1237.
- BANERJEE, S. & MITRA, S. (2005). Fold-thrust styles in the Absaroka thrust sheet, Caribou National Forest Area, Idaho-Wyoming thrust belt. *Journal of Structural Geology*, vol. **27** (1), p.51-65.
- BASSANT, P. (1995). Caractéristiques sédimentologiques et réservoirs du système carbonaté du Cénomanién de Provence. *Rapport inédit Institut Français du Pétrole*, n° **42536**, 18p.
- BASSANT, P., VAN BUCHEM, F., STRASSER, A. & LOMANDO, A. (2004). A comparison of two early Miocene carbonate margins: the Zhujiang carbonate platform (subsurface, South China Sea) and the Piriñç Platform (outcrop, southern Turkey). In: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. G.M. Grammer, P.M. Harris & G.P. Eberli (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **80**, p.153-170.
- BELLIAN, J., KERANS, C. & JENNETTE, D. (2005). Digital outcrop models: applications of terrestrial scanning LIDAR technology in stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, vol. **75** (2), p.166-176.
- BELOPOLSKY, A.V. & DROXLER, A.W. (2004). Seismic expressions of prograding carbonate bank margins: middle Miocene, Maldives, Indian Ocean. In: *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*. G.P. Eberli, J.L. Massaferró & J.F. Sarg (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **81**, p.267-290.
- BELT, K. & PAXTON, S.T. (2005). GIS as an aid to visualizing and mapping geology and rock properties in regions of subtle topography. *Geological Society of America Bulletin*, vol. **117** (1-2), p.149-160.
- BERCOVICI, C. (1983). Contribution à la géologie de la région nord-toulonnaise : structure de la zone du Broussan-Dardennes, cartographie détaillée et interprétation. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 80p.
- BERTRAND, M. (1892). Sur l'origine des poudingues de La Ciotat. *Compte Rendus Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, t. **20** (2), p.51-53.
- BERTRAND, M. (1899). La grande nappe de recouvrement de la basse Provence. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, t. **10** (68), p.397-467.
- BIDDLE, K.T., SCHLAGER, W., RUDOLPH, K.W. & BUSH, T.L. (1992). Seismic model of a progradational carbonate platform, Picco Di Vallandro, the Dolomites, northern Italy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **76** (1), p.14-30.

- BITZER, K. & SALAS, R. (2002). SIMSAFADIM: three dimensional simulation of stratigraphic architecture and facies distribution modelling of carbonate sediments. *Computers & Geosciences*, **vol. 28** (10), p.1177-1192.
- BLANC, J.-J. (1950). Le Crétacé supérieur de la région de La Ciotat et de ses abords. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille*, **t. 10**, p.56-152.
- BLANC, J.-J. (1951). Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 6**, p.369-380.
- BLANC, J.-J. (1956). Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 6** (6), p.797-815.
- BLANC, J.-J. (1962). Horizons repères minéralogiques et radioactifs dans les grès de La Ciotat. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume*, **Bull. 27** (42), p.269-280.
- BLANC, J.-J. (1963). Paléocéanographie du Turonien dans le Massif du Soubeyran. *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Marseille*, **vol. 7**, p.59-82.
- BLANC, J.-J. (1980). Facteurs et mécanismes sédimentaires sous-marins au delta de La Ciotat (France) (Turonien, Coniacien). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 22** (3), p.337-343.
- BLANC, J.-J. (1987). Stratifications entrecroisées au delta de La Ciotat (France-Turonien-Coniacien) : nouvelles interprétations. *Géologie Méditerranéenne*, **t. 14** (3), p.205-219.
- BLANC, J.-J., BLANC, F. & BECKER, B. (1980). Evolution d'une séquence détritique et carbonatée au Turonien (Cassis-La Ciotat) application de l'analyse factorielle des correspondances. *Tethys*, **vol. 9** (4), p.415-432.
- BLANC, J.-J. & GOUVERNET, C. (1967). L'isthme durancien en Basse-Provence occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 9** (7), p.631-639.
- BLANC, J.-J. & PAYA, C. (1970). Phénomènes de "slumping" et séquences bio-détritiques dans le Crétacé supérieur de La Ciotat (Bouches-du-Rhône) – France. Le sondage de Roumagoua. *Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle de Marseille*, **t. 30**, p.281-299.
- BORGOMANO, J. (1987). La plate-forme et le talus carbonatés du Crétacé supérieur du Gargano et des Murges (Italie Méridionale). *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 626p.
- BORGOMANO, J. (2000). The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: a model of platform-to-basin transition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 84** (10), p.1561-1588.
- BORGOMANO, J., GARI, J., LAMARCHE, J., VISEUR, S. & WARRLICH, G. (2005). Développements en géologie numérique pour la caractérisation et la modélisation des systèmes sédimentaires carbonatés. In: *10<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, Publications de l'Association des Sédimentologistes Français*, Paris, **n° 51**, p.39.
- BORGOMANO, J., MASSE, J.-P. & AL MASKIRY, S. (2002). The lower Aptian Shuaiba carbonate outcrops in Jebel Akhdar, northern Oman: impact on static modeling of Shuaiba petroleum reservoirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 86** (9), p. 1513-1529.

- BORGOMANO, J., VAN KONIJNENBURG, J.H. & JAUFFRED, J.-C. (2001). Anatomy of carbonate bodies for hydrocarbon reservoir modelling: applications and future developments. In: *Anatomy of carbonate bodies - International Meeting*. M. Floquet, J. Hennuy & J.-P. Masse (eds.), *Géologie Méditerranéenne*, **t. 28** (1-2), p 23-26.
- BORNHOLDT, S., NORDLUND, U. & WESTPHAL, H. (1999). Inverse stratigraphic modelling using genetic algorithms. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, **vol. 62**, p.85-90.
- BOSENCE, D.W.J., POMAR, L., WALTHAM, D.A. & LANKESTER, T.H.G. (1994). Computer modelling a Miocene carbonate platform, Mallorca, Spain. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 78** (2), p.247-266.
- BOSENCE, D.W.J. & WALTHAM, D.A. (1990). Computer modelling of the internal architecture of carbonate platforms. *Geology*, **vol. 18**, p.26-30.
- BOSSCHER, H. & SCHLAGER, W. (1993). Accumulation rates of carbonate platforms. *Journal of Geology*, **vol. 101**, p.345-355.
- BOSSCHER, H. & SOUTHAM, J.R. (1992). CARBPLAT - A computer model to simulate the development of carbonate platforms. *Geology*, **vol. 20**, p.235-238.
- BOUCHARD, P. (1986). Un modèle de talus carbonaté d'origine récifale : exemple du complexe Cénomaniens de Cassis-La Bédoule (Sud-Est de la France). Stratigraphie, sédimentologie, diagenèse. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 516p.
- BOUMA, A.H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. *Elsevier Publishing Company*, 168p.
- BOWMAN, S.A. & VAIL, P.R. (1999). Interpreting the stratigraphy of the Baltimore Canyon section, offshore New Jersey with PHIL, a stratigraphic simulator. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, **vol. 62**, p.117-138.
- BRACCO GARTNER, G.L. & SCHLAGER, W. (1997a). Quantification of topography using a laser-transit system. *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 67** (5), p.987-989.
- BRACCO GARTNER, G.L. & SCHLAGER, W. (1997b). Topographic slope as an estimator of acoustic impedance. *Sedimentary Geology*, **vol. 112** (1-2), p.1-6.
- BRACCO GARTNER, G.L. & SCHLAGER, W. (1999). Discriminating between onlap and lithologic interfingering in seismic models of outcrops. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 83** (6), p.952-971.
- BREISTROFFER, M. (1937). Sur l'âge exact du Banc des Lombards près de Cassis (B.-du-Rh.). *Compte Rendus Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, **fasc. 16**, p.250.
- BURCHETTE, T.P. (1993). Mishrif Formation (Cenomanian-Turonian), Southern Arabian Gulf: carbonate platform growth along a cratonic basin margin. In: *Cretaceous carbonate platforms*. J.A.T. Simo, R.W. Scott & J.-P. Masse (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **56**, p.185-199.

- BURGESS, P.M., LAMMERS, H., VAN OOSTERHOUT, C. & GRANJEON, D. (2006). Multivariate sequence stratigraphy: tackling complexity and uncertainty with stratigraphic forward modeling, multiple scenarios, and conditional frequency maps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 90** (12), p.1883-1901.
- BURGESS, P.M. & WRIGHT, V.P. (2003). Numerical forward modeling of carbonate platform dynamics: an evaluation of complexity and completeness in carbonate strata. *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 73** (5), p.637-652.
- BURGESS, P.M., WRIGHT, V.P. & EMERY, D. (2001). Numerical forward modelling of peritidal carbonate parasequence development: implications for outcrop interpretation. *Basin Research*, **vol. 13** (1), p.1-16.
- C -
- CAERS, J. (2001). Geostatistical reservoir modeling using statistical pattern recognition. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **vol. 29** (3-4), p.177-188.
- CAERS, J. & ZHANG, T. (2004). Multiple-point geostatistics: a quantitative vehicle for integration geologic analogs into multiple reservoir models. In: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. G.M. Grammer, P.M. Harris & G.P. Eberli (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **80**, p.383-394.
- CARLE, S.F. & FOGG, G.E. (1996). Transition probability-based indicator geostatistics. *Mathematical Geology*, **vol. 28** (4), p.453-476.
- CARLE, S.F. & FOGG, G.E. (1997). Modeling spatial variability with one and multi-dimensional continuous Markov chains. *Mathematical Geology*, **vol. 29** (7), p.891-917.
- CECCA, F. (2001). The Ammonites of the Cenomanian-Turonian transition of Anse de l'Arène section (Cassis, SE France). Integrated platform/basin biostratigraphy of the upper Cenomanian-lower Turonian in Provence (SE France). *Geobios*, **vol. 34** (2), p.215-223.
- CHILÈS, J.P. & DELFINER, P. (1999). Geostatistics, modeling spatial uncertainty. In: *Wiley series on probability and statistics: applies probability and statistics section*. N.Y. Wiley (eds.), New York, 695p.
- CHOROWICZ, J. & MEKARNIA, A. (1992). Mise en évidence d'une extension albo-apitienne orientée NW-SE en Provence (Sud-Est de la France). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 315** (2), p.861-866.
- COE, A.L., BOSENCE, D.W.J, CHURCH, K.D., FLINT, S.S., HOWELL, J.A. & WILSON, R.C.L. (2003). The sedimentary record of sea-level change. *Edited by Angela L. Coe, Cambridge University Press (The Open University)*, 288p.
- COLLIGNON, M., CREGUT, E., FABRE-TAXY, S., PHILIP, J. & TRONCHETTI, G. (1979). Ammonites du Coniacien de Provence. *Géologie Méditerranéenne*, **t. 6** (3), p.385-394.
- COLLOT, L. (1889). Description du terrain Crétacé dans une partie de la Basse-Provence. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 18** (3), p.49-102.
- COULIBALY, P. & BALDWIN, C.K. (2005). Nonstationary hydrological time series forecasting using nonlinear dynamic methods. *Journal of Hydrology*, **vol. 307**, p.164-174.

CROSS, T.A. & LESSENGER, M.A. (1999). Construction and application of a stratigraphic inverse model. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, vol. **62**, p.67-83.

CUEVAS CASTELL, J.M., BETZLER, C., RÖSSLER, J., HÜSSNER, H. & PEINL, M. (2007). Integrating outcrop data and forward computer modeling to unravel the development of a Messinian carbonate platform in SE Spain (Sorbas Basin). *Sedimentology*, vol. **54** (2), p.423-441.

- D -

DEBROAS, E.J., LAGIER, Y. & SOUQUET, P. (1983). Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. **25** (6), p.911-919.

DE DONATIS, M. (2001). Three-dimensional visualization of the Neogene structures of an external sector of the northern Apennines, Italy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **85** (3), p.419-431.

DE KEMP, E. (1998). Three-dimensional projection of curvilinear geological features through direction cosine interpolation of structural field observations. *Computers & Geosciences*, vol. **24** (3), p.269-284.

DE KEMP, E. (2000). 3-D visualization of structural field data: examples from the Archean Caopatina Formation, Abitibi greenstone belt, Québec, Canada. *Computers & Geosciences*, vol. **26** (5), p.509-530.

DEMICO, R.V. (1998). CYCOPATH 2D - A two-dimensional, forward model of cyclic sedimentation on carbonate platforms. *Computers & Geosciences*, vol. **24** (5), p.405-423.

DEUTSCH, C.V. (1999). Reservoir modeling with publicly available software. *Computers & Geosciences*, vol. **25** (4), p.355-363.

DEUTSCH, C.V. & JOURNEL, A.G. (1998). GSLIB: Geostatistical Software Library and User's Guide. *Applied Geostatistics Series*. Second Edition. Oxford University press, New York, 369p.

DEUTSCH, C.V. & TRAN, T.T. (2002). FLUVSIM: a program for object-based stochastic modeling of fluvial depositional systems. *Computers & Geosciences*, vol. **28** (4), p.525-535.

DEUTSCH, C.V. & WANG, L. (1996). Hierarchical object-based stochastic modeling of fluvial reservoirs. *Mathematical Geology*, vol. **28** (7), p.857-880.

DHONT, D., LUXEY, P. & CHOROWICZ, J. (2005). 3D modeling of geologic maps from surface data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **89** (11), p.1465-1474.

DOVERA, L. & CAERS, J. (2006). Simpat simulation of facies thicknesses interpreted through sequence stratigraphy: application on a carbonate outcrop. *Stanford Center for reservoir forecasting, 19<sup>th</sup> Annual meeting*, 59p.

DOVERA, L., CAERS, J. & BORGOMANO, J. (2006). MPG simulation of facies thicknesses interpreted through sequence stratigraphy: application on a carbonate outcrop. *EAGE 10th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery*, Amsterdam.

- DUBRULE, O. (1998). Geostatistics in petroleum geology. *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series* **38**, 52p.
- DUBRULE, O. (2003). Geostatistics for seismic data integration in Earth models. *Distinguished Instructor Short Course, sponsored by SEG-EAGE*.
- DUNHAM, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks*. W.E. Ham (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **1**, p.108-121.
- DURAND-RIARD, P. (2007). Validating the Thalassa facies model on the Beausset Basin and integrating meteoric diagenesis in carbonated reservoirs. *Th. Maît.*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy.
- DURAND-RIARD, P., KEDZIERSKI, P. & GARI, J. (2007). Thalassa facies simulation and geological reality face to face: application to the Beausset basin (Provence, France). In: *Proceedings of the 27th Gocad-Meeting*, Private publications, Nancy, 10p.

- E -

- EBERLI, G.P., BAECHLE, G., ANSELMETTI, F. & INCZE, M. (2003). Factors controlling elastic properties in carbonate sediments and rocks. *The Leading Edge*, **vol. 22**, p.654-660.
- EBERLI, G.P., MASAFERRO, J.L. & RICK SARG, J.F. (2004). Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems. In: *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*. G.P. Eberli, J.L. Massaferrero & J.F. Sarg (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **81**, p.1-9.
- EISENBERG, R.A., HARRIS, P.M., GRANT, C.W., GOGGIN, D.J. & CONNER, F.J. (1994). Modeling reservoir heterogeneity within outer ramp carbonate facies using an outcrop analog, San Andres, Formation of the Permian Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 78** (9), p. 1337-1359.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971). A late Devonian reef on northeastern banks island, N.W.T. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **vol. 19** (4), p.730-781.

- F -

- FABRE, S. (1937). Le banc des Lombards près de Cassis-sur-mer (B.-d.-R.). *Compte Rendus Sommaire des séances de la Société Géologique de France*, **fasc. 13**, p.203.
- FABRE, S. (1938). Le Turonien du Bassin de Cassis. *Bulletin de la Société Linnéenne de Provence*, **t. 12**, p.16-17.
- FABRE, S. (1940). Le Crétacé supérieur de la Basse Provence occidentale. I – Cénomaniens et Turonien. *Thèse de Doctorat, Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **t. 14** (2), 355p.
- FABRE-TAXY, S. (1959). Les ensembles faunistiques du Cénomaniens et du Turonien de Provence. *Compte Rendus du 84<sup>ème</sup> Congrès des Sociétés Savantes*, p.163-170.
- FABRE-TAXY, S. (1963). Faunes du Coniacien et du Santonien de Provence. I - Les ammonites du Bassin du Beausset (Var). *Annales de Paléontologie*, **t. 49**, p.101-126.

- FABRE-TAXY, S. & THOMEL, G. (1964). La transgression cénomaniennne à Cassis (Bouches-du-Rhône). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. **258**, p.5491-5494.
- FALIVENE, O., ARBUÉS, P., GARDINER, A., PICKUP, G., MUÑOZ, J.A. & CABRERA, L. (2006). Best practice stochastic facies modeling from a channel-fill turbidite sandstone analog (the Quarry outcrop, Eocene Ainsa basin, northeast Spain). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **90** (7), p.1003-1029.
- FERNANDEZ, O., NOZ, J.M., ARBUÉS, P., FALIVENE, O. & MARZO, M. (2004). Three-dimensional reconstruction of geological surfaces: an example of growth strata and turbidite systems from the Ainsa basin (Pyrenees, Spain). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **88** (8), p.1049-1068.
- FLOQUET, M., GARI, J., HENNUY, J., LEONIDE, P. & PHILIP, J. (2005). Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomaniennne à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal. In: *10<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie - Livret Guide d'Excursion Géologique*, Publications de l'Association des Sédimentologues Français, Paris, n°**52**, 80p.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2001). Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian - Earliest Coniacien South-Provençal Basin. In: *Anatomy of carbonate bodies - International Meeting*. M. Floquet, J. Hennuy & J.-P. Masse (eds.), *Géologie Méditerranéenne*, t. **28** (1-2), p.67-71.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2003). Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian-Early Coniacien Southern Provence Basin (SE France): origins and depositional processes. In: *Advances in natural and technological hazards research, submarine mass movements and their consequences*. J. Locat & J. Mienert (eds.), *Kluwer Academic Publishers Bookseries*, vol. **19**, p.417-424.
- FLOQUET, M., MATHEY, B., ROSSE, P. & VADOT, J.P. (1988). Age Cénomaniennne et Turono-Coniacien des Calcaires de Sare (Pays basques, France-Espagne). Conséquences paléomorphologiques et tectonogénétiques pour les Pyrénées occidentales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. **4** (6), p.1021-1027.
- FLOQUET, M., PHILIP, J., LEONIDE, P. & GARI, J. (2006). Sédimentation et Géodynamique du Bassin Sud-Provençal au Crétacé Supérieur. In: *Réunion Spécialisée de la Société Géologique de France «Histoire et dynamique des plates-formes carbonatées et de leurs biotas durant le Phanérozoïque»*, Livret Guide d'excursion géologique, Marseille, 69p.
- FOLK, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **43** (1), p.1-38.
- FOUILHE, A. (2001). Le complexe de résédimentation de la formation de la Marcouline (La Bédoule, Provence, France) : témoin d'une plate-forme carbonatée du Cénomaniennne moyen. *Rapport de recherche MASTER*, Université Laval, Québec, 54p.
- FOURNIER, F., BORGOMANO, J. & MONTAGGIONI, L.F. (2005). Development patterns and controlling factors of Tertiary carbonate buildups: insights from high-resolution 3D seismic and well data in the Malampaya gas field (offshore Palawan, Philippines). In: *Sedimentology in the 21st Century - A tribute to Wolfgang Schlager*. J.J.G. Reijmer & A. Immenhauser (eds.), *Sedimentary Geology*, vol. **175** (1-4), p.189-215.

- G -

- GODART, S. (1997). Les bioconstructions à rudistes et à madréporaires d'âge Turonien supérieur de Cassis (B.d.R., France) : paléoenvironnements et séquences de dépôts. *Rapport de recherche DEA*, Université de Provence, Marseille, 50p.
- GOUVERNET, C. (1963). Structure de la région Toulonnaise. *Thèse de Doctorat, Mémoire du service de la Carte géologique de la France*, 224p.
- GOOVAERTS, P. (1997). Geostatistics for Natural Resources Evaluation. *Applied Geostatistics Series*, Oxford University Press, 483p.
- GRAMMER, G.M., HARRIS, P.M., & EBERLI, G.P. (2004). Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: overview with examples from the Bahamas. In: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. G.M. Grammer, P.M. Harris & G.P. Eberli (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **80**, p.1-22.
- GRANJEON, D. (1997). Modélisation stratigraphique déterministe : conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. *Thèse de Doctorat*, Université de Rennes 1, Rennes, 175p.
- GRANJEON, D. & JOSEPH, P. (1999). Concepts and application of a 3D multiple lithology diffusive model in stratigraphic modeling. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, vol. **62**, p.197-210.
- GRANT, C.W, GOGGIN, D.J. & HARRIS, P.M. (1994). Outcrop analog for cyclic-shelf reservoirs, San Andres Formation of Permian Basin: stratigraphic framework, permeability distribution, geostatistics, and fluid-flow modelling. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **78** (1), p.23-54.
- GRINGARTEN, E. & DEUTSCH, C.V. (1999). Methodology for variogram interpretation and modeling for improved reservoir characterization. In: *Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition*, Houston-Texas, SPE paper 56654, 13p.
- GRINGARTEN, E. & DEUTSCH, C.V. (2001). Teacher's aide: variogram interpretation and modelling. *Mathematical Geology*, vol. **33** (4), p.507-534.
- GROSHENY, D. (1986). Paléoécologie et dynamique sédimentaire d'un modèle de banc à rudistes : exemple du Santonien de La Cadière (Sud-Est France). *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 500p.
- GROSJEAN, O. (1997). Etude sédimentologique et modalités de dépôt des brèches de démantèlement de la plate-forme à rudistes du Turonien supérieur de la région de Cassis (S.E. France), Marseille. *Rapport de recherche DEA*, Université de Provence, Marseille, 50p.
- GUEIRARD, S. (1959). Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). *Thèse de Doctorat, Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, n°**29**, p.71-264.
- GUIEU, G. (1967). Un exemple de tectonique tangentielle : l'évolution du cadre montagneux de Marseille. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. **7**, p.610-630.

GUIEU, G., PHILIP, J., DURAND, J.-P., NURY, D. & REDONDO, C. (1987). Le détritisme provençal du Crétacé moyen à l'Oligocène dans son cadre paléogéographique, structural et géodynamique. *Géologie Alpine*, Mémoire Hors série n°13, p.247-271.

GUILLOCHEAU, F. (1991). Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, vol. 15 (2), p.383-410.

- H -

HALDORSEN, H.H. & DAMSLETH, E. (1990). Stochastic modelling. *Journal of Petroleum Technology*, vol. 42 (4), p.404-412.

HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, vol. 235, p.1156-1167.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.C. & VAIL, P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. P.C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, vol. 60, p.3-15.

HAUG, E. (1925). Les nappes de charriages de la Basse-Provence, I - La région toulonnaise. *Mémoire du Service de la Carte Géologique de la France*, 302p.

HAUG, E., MAURY, E., LANQUINE, A., LUTAUD, L., DENIZOT, G. & PFENDER, J. (1935). Carte géologique de la France au 1/50000 - Feuille d'Aubagne.

HAUG, E., MICHEL-LEVY, A., LANQUINE, A., MAURY, E. & LUTAUD, L. (1924). Carte géologique de la France au 1/50000 - Feuille de Toulon.

HENLEY, D.C. (2001). Challenges in imaging shallow high resolution seismic data. In: *Society of Exploration Geophysicists Annual Meetings and International Expositions*, Technical Program Expanded Abstracts, p.1373-1376.

HENNINGS, P.H., OLSON, J.E. & THOMPSON, L.B. (2000). Combining outcrop data and three-dimensional structural models to characterize fractured reservoirs: an example from Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 84 (6), p.830-849.

HENNUY, J. (1999). La série sédimentaire d'âge Turonien supérieur à Coniacien moyen de la bordure occidentale du Bassin du Beausset (B. d. R., France) : enregistrement de l'effondrement et de l'enneolement de la marge Sud Provençale. *Rapport de recherche DEA*, Université de Provence, Marseille, 50p.

HENNUY, J. (2003). Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée au Turonien moyen au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paléogéographique. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 252p.

HOMEWOOD, P.W., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992). Corrélations haute-résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, vol. 16 (2), p.357-382.

HOMEWOOD, P.W., MAURIAUD, P. & LAFONT, F. (1999). Best practices in sequence stratigraphy for explorationists and reservoir engineers. *Bulletin des Centres de Recherches d'Exploration-Production d'Elf-Aquitaine*, **Mem. 25**, 81p.

HÜSSNER, H. & ROESSLER, J. (1996). Modeling of reef growth in a 3-dimensional space. In: *Global and regional controls on biogenic sedimentation*. J. Reitner, F. Neuweiler & F. Gunkel (eds.), *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie*, **vol. 2**, p.397-404.

HÜSSNER, H., ROESSLER, J., BETZLER, C., PETSCHICK, R. & PEINL, M. (2001). Testing 3D computer simulation of carbonate platform growth with REPRO: the Miocene Lluçmajor carbonate platform (Mallorca). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **vol. 175** (1-4), p.239-247.

- I -

INSALACO, E. (1996). Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe: facies and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **vol. 121** (3-4), p.169-194.

ISERN, A.R., ANSELMETTI, F.S. & BLUM, P. (2004). A Neogene carbonate platform, slope, and shelf edifice shaped by sea level and ocean currents, Marion Plateau (northeast Australia), In: *Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems*. G.P. Eberli, J.L. Massaferro & J.F. Sarg (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir 81*, p.291-307.

- J -

JACQUET, O. (1982). Paléoécologie et dynamique sédimentaire d'une plate-forme carbonatée à rudistes en milieu pérideltaïque : l'exemple du Turonien supérieur de la région de Cassis (Bouches du Rhône, France). *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 147p.

JANSON, X., EBERLI, G.P., BONNAFFE, F., GAUMET, F. & DE CASANOVE, V. (2007). Seismic expressions of a Miocene prograding carbonate margin, Mut Basin, Turkey. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 91** (5), p.685-713.

JOLET, P. (1996). Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de Provence (S.E. de France). *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 178p.

JOLET, P. (1997). La plate-forme carbonatée du Turonien inférieur à moyen de Provence (S.E. France) : mise en évidence d'une tectonique active en distension. *Géologie Méditerranéenne*, **t. 24** (3-4), p.207-223.

JOLET, P., PHILIP, J., CECCA, F., THOMEL, G., LOPEZ, G., TRONCHETTI, G. & BABINOT, J.-F. (2001). Integrated platform/basin biostratigraphy of the upper Cenomanian-lower Turonian in Provence (SE France). *Geobios*, **vol. 34** (2), p.225-238.

JOLET, P., PHILIP, J., THOMEL, G., LOPEZ, G. & TRONCHETTI, G. (1997). Nouvelles données biostratigraphiques sur la limite Cénomaniens-Turonien. La coupe de Cassis (Sud-Est de la France) : proposition d'un hypostratotype européen. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 325**, p.703-709.

- JORDAN, G., MEIJNINGER, B., VAN HINSBERGEN, D., MEULENKAMP, J. & VAN DIJK, P. (2005). Extraction of morphotectonic features from DEMs: development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **vol. 7** (3), p.163-182.
- JOURNEL, A.G. (1983). Nonparametric Estimation of Spatial Distributions. *Mathematical Geology*, **vol. 15** (3), p.445-468.
- JOURNEL, A.G (1989). Fundamentals of Geostatistics in Five Lessons. *Short course presented at the 28th International Geological Congress*, Washington D.C., American Geophysical Union.
- JOURNEL, A.G., GUNDESO, R., GRINGARTEN, E. & YAO, T. (1998). Stochastic modelling of a fluvial reservoir: a comparative review of algorithms. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **vol. 21** (1-2), p.95-121.
- JOURNEL, A.G & ISAAKS, E.H. (1984). Conditional Indicator Simulation: application to a Saskatchewan Uranium Deposit. *Mathematical Geology*, **vol. 16** (7), p.685-718.

- K -

- KEDZIERSKI, P. (2007). Intégration de connaissances sédimentologiques et stratigraphiques dans la modélisation 3D des faciès sédimentaires marins. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 150p.
- KEDZIERSKI, P. & MALLET, J.-L. (2006a). The Thalassa project. In: *Proceedings of the 26th Gocad-Meeting*, Private publications, Nancy, 21p.
- KEDZIERSKI, P. & MALLET, J.-L. (2006b). Stochastic simulation of marine reservoirs through paleotopographie modeling. In: *Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition*, San Antonio, SPE paper 102996, 7p.
- KENDALL, C.G.ST.C., STROBEL, J., CANNON, R.L., BEZDEK, J. & BISWAS, G. (1991). The simulation of the sedimentary fill of basins. *Journal of Geophysical Research*, **vol. 96**, p.6911-6929.
- KENNEDY, W.J. (1994). Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France. In: *Palaeopelagos Special Publication*, Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Pergola International Symposium, Rome - Italie, p.209-254.
- KERANS, C., LUCIA, F.J. & SENGER, R.K. (1994). Integrated characterization of carbonate ramp reservoirs using Permian San Andres Formation outcrop analogs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 78** (2), p.181-216.
- KOLTERMANN, C.E. & GORELICK, S.M. (1996). Heterogeneity in sedimentary deposits: a review of structure-imitating, process-imitating, and descriptive approaches. *Water Resources Research*, **vol. 32** (9), p.2617-2658.
- KUPFERSBERGER, H. & DEUTSCH, C.V. (1999). Methodology for integrating analog geologic data in 3-D variogram modeling. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 83** (8), p.1262-1278.

- L -

- LABAT, L. (2004). Simulations stochastiques de faciès par la méthode des « membership functions ». *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 105p.
- LEHR, J.H. (1990). The science process, part II: can we learn it. *Groundwater*, **vol. 28**, p.850-855.
- LEMOINE, M., DE GRACIANSKY, P.C. & TRICART, P. (2000). De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. *Gordon and Breach Science Publishers*, 207p.
- LEPAGE, F. (2002). Triangle and Tetrahedral Meshes for Geological Models. In: *Proceedings of the 22nd Gocad-Meeting*, Private publications, Nancy, 15p.
- LEPAGE, F. (2003). Génération de maillages tridimensionnels pour la simulation des phénomènes physiques en géosciences. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 224p.
- LESSENGER, M. & LERCHE, I. (1999). Inverse modelling. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, **vol. 62**, p.29-34.
- LEVY, B. (2000). Topologie algorithmique, combinatoire et plongement. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 202p.
- LUTAUD, P. (1957). La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, nouvelle série, **I, 2**, p.103-112.

- M -

- MAERTEN, L., POLLARD, D. & MAERTEN, F. (2001). Digital mapping of three-dimensional structures of the Chimney Rock fault system, central Utah. *Journal of Structural Geology*, **vol. 23** (4), p.585-592.
- MALLET, J.-L. (1989). DSI: Discrete Smooth Interpolation. *Association for Computing Machinery*, Transactions on graphics, **vol. 8**, p.121-144.
- MALLET, J.-L. (1992). Discrete smooth interpolation in geometric modelling. *Computer-Aided Design*, **vol. 24** (4), p.178-191.
- MALLET, J.-L. (2002). Geomodeling. *Oxford University Press*, New York, 599 p.
- MALLET, J.-L. (2004). Space-time framework for sedimentary geology. *Mathematical Geology*, **vol. 36**, p.1-32.
- MASSE, J.-P. & FENERCI-MASSE, M. (2006). Carbonate production by rudist bivalves. The record of Late Barremian requieniid communities from Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **vol. 234** (2-4), p.239-257.
- MASSE, J.-P. & PHILIP, J. (1976). Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, **vol. 18** (1), p.49-66.

- MATHERON, G. (1963). Principles of Geostatistics. *Economic Geology*, **vol. 58**, p.1246-1268.
- MATHERON, G., BEUCHER, H., DE FOUQUET, C., GALLI, A., GUERILLOT, D. & RAVENNE, C. (1987). Conditional simulation of the geometry of fluviodeltaic reservoirs. In: *Society of Petroleum Engineers Annual Technical Conference and Exhibition, Dallas-Texas*, SPE paper **16753**, p.591-599.
- MATHERON, G., BEUCHER, H., DE FOUQUET, C., GALLI, A. & RAVENNE, A. (1988). Simulation conditionnelle à trois facies dans une falaise de la formation du Brent. *Sciences de la Terre, Série Informatique Géologique*, Nancy, **n°28**, p.213-249.
- MATHEY, B., FLOQUET, M. & MARTINEZ-TORRES, L.M. (1999). The Leiza paleo-fault: role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la terre et des planètes*, **t. 328** (6), p.393-399.
- MCCAFFREY, K.J.W., JONES, R.R., HOLDSWORTH, R.E., WILSON, R.W., CLEGG, P., IMBER, J., HOLLIMAN, N. & TRINKS, I. (2005). Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of the Geological Society*, **vol. 162** (6), p.927-938.
- MCNEILL, D.F. (2005). Accumulation rates from well-dated late Neogene carbonate platforms and margins. In: *Sedimentology in the 21st Century - A tribute to Wolfgang Schlager*. J.J.G. Reijmer & A. Immenhauser (eds.), *Sedimentary Geology*, **vol. 175** (1-4), p.73-87.
- MERCADIER, C. (1984). Paléoenvironnements et sédimentologie des formations récifales du Sénonien inférieur de Sainte-Anne-d'Evenos. Massif du Gros Cerveau (Var). *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 246p.
- MILLER, K., KOMINZ, M., BROWNING, J., WRIGHT, J., MOUNTAIN, G., KATZ, M., SUGARMAN, P., CRAMER, B., CHRISTIE-BLICK, N. & PEKAR, S. (2005). The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, **vol. 310** (5752), p.1293-1298.
- MITRA, S., FIGUEROA, G.C., GARCIA, J.H. & ALVARADO, A.M. (2005). Three-dimensional structural model of the Cantarell and Sihil structures, Campeche Bay, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 89** (1), p.1-26.
- MITRA, S. & LESLIE, W. (2003). Three-dimensional structural model of the Rhourde el Baguel field, Algeria. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 87** (2), p.231-251.
- MOREL, L. (1998). Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomaniens-Turonien. *Thèse de Doctorat*, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 224p.
- MOYEN, R. (2005). Paramétrisation 3D de l'espace en géologie sédimentaire : le modèle Geochron. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 175p.
- MURON, P. (2005). Méthodes numériques 3D de restauration des structures géologiques faillées. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 131p.

- N -

- NORDLUND, U. (1996). Formalising geological knowledge-with an example of modeling stratigraphy using fuzzy logic. *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 66** (4), p.689-698.

NORDLUND, U. (1999a). FUZZIM: forward stratigraphic modelling made simple. *Computers & Geosciences*, **vol. 25** (4), p.449-456.

NORDLUND, U. (1999b). Stratigraphic modelling using common-sense rules. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, **vol. 62**, p.245-251.

- O -

OGUCHI, T., AOKI, T. & MATSUTA, N. (2003). Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. *Computer & Geosciences*, **vol. 29** (7), p.885-891.

OSLEGER, D.A., BARNABY, R. & KERANS, C. (2004). A laterally accreting grainstone margin from the Albian of northern Mexico: outcrop model for Cretaceous carbonate reservoirs. In: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. G.M. Grammer, P.M. Harris & G.P. Eberli (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **80**, p.93-107.

- P -

PAOLA, C. (2000). Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, **vol. 47** (Suppl. 1), p.121-178.

PELISSON, D. (2007). Influence conjuguée de la sédimentation et de la diagenèse sur la réponse sismique des réservoirs carbonatés : apport de la modélisation stratigraphique et sismique. *Rapport de recherche DEA*, Université de Provence, Marseille, 28p.

PERLMUTTER, M.A., DE BOER, P.L. & SYVITSKI, J.R.L. (1999). Geological observations and parameterisations. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, **vol. 62**, p.25-28.

PERRIN, M., ZHU, B., RAINAUD, J.-F. & SCHNEIDER, S. (2005). Knowledge-driven applications for geological modeling. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **vol. 47** (1-2), p.89-104.

PHILIP, J. (1962). Présence de l'Angoumien au NE du Camp (Var). *Compte Rendus Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, **t. 3**, p.107-108.

PHILIP, J. (1967a). Sur l'âge Cénomaniens de la barre à rudistes des Aiguilles (bordure méridionale du synclinal du Beausset (Var). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 264**, p.1383-1385.

PHILIP, J. (1967b). Modalités et importance de la transgression du Sénonien inférieur dans la région de St-Cyr sur Mer (Var). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 265**, p.1883-1886.

PHILIP, J. (1967c). Les zones de rudistes du Cénomaniens provençal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 9** (4), p.497-503.

- PHILIP, J. (1970). Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 438p.
- PHILIP, J. (1972). Paléoécologie des formations à rudistes du Crétacé supérieur - L'exemple du Sud-Est de la France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **vol. 12** (3), p.205-222.
- PHILIP, J. (1974). Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien : stratigraphie et paléogéographie. *Bulletin du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, **vol. 3** (2), p.107-151.
- PHILIP, J. (1975). Indicateurs sédimentologiques et paléoécologiques dans les milieux de plates-formes carbonatées du Crétacé supérieur. L'exemple du Cénomaniens de la basse Provence occidentale (France). In: *IXe Congrès International de Sédimentologie*, Nice, p.143-147.
- PHILIP, J. (1978). Stratigraphie et paléoécologie des formations à rudistes du Cénomaniens : l'exemple de la Provence. *Géologie Méditerranéenne*, **t. 5** (1), p.155-168.
- PHILIP, J. (1980). Crétacé supérieur de Provence. *Geobios*, **Mém. spécial 4**, p.99-109.
- PHILIP, J. (1982a). Conclusions au Colloque sur le Turonien : échelles biostratigraphiques intégrées et cartes de faciès (France et contrées limitrophes). In: *Colloque sur le Turonien*. F. Robaszynski (eds.), *Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle* **49**, p.209-241.
- PHILIP, J. (1982b). Rapports entre tectonique et sédimentation carbonatée récifale. Etude d'un modèle provençal. *Géologie méditerranéenne*, **t. 9** (3), p.223-227.
- PHILIP, J. (1993). Late Cretaceous carbonate-silicoclastic platforms of Provence, Southeastern France. In: *Cretaceous carbonate platforms*. J.A.T. Simo, R.W. Scott & J.-P. Masse (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **56**, p.375-385.
- PHILIP, J. (1994). Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings. The Cenomanian-Turonian of Provence (South-Eastern France). In: *Perimediterranean carbonate platforms, First International Meeting*, Marseille. J.-P. Masse (eds.), *Géologie Méditerranéenne*, **t. 21** (3-4), p.149-152.
- PHILIP, J. (1998). Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings: the Cenomanian-Turonian stages of Provence (southeastern France). In: *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins*. P.C. De Graciansky, T. Jacquin & P.R. Vail (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, **vol. 60**, p.387-395.
- PHILIP, J., AIRAUD, C. & TRONCHETTI, G. (1989). Evénements paléogéographiques en Provence (SE France) au passage Cénomaniens-Turonien. Modifications biosédimentaires. Causes géodynamiques. In : *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*. P. Cotillon (eds.), *Geobios*, **vol. 11**, p.107-117.
- PHILIP, J. & AIRAUD-CRUMIERE, C. (1991). The demise of the rudist-bearing carbonate platforms at the Cenomanian/Turonian boundary: a global control. *Coral reefs*, **vol. 10** (2), p.115-125.
- PHILIP, J., AMICO, S. & ALLEMANN, J. (1978). Rôle des rudistes dans la sédimentation calcaire au Crétacé supérieur. Livre jubilaire Jacques Flandrin, *Document du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon*, **H.S. 4**, p.343-359.

- PHILIP, J., BABINOT, J.-F., JOLET, P. & TRONCHETTI, G. (1994). Cenomanian-Turonian carbonate-platforms of Provence. In: *Field-guide book, Perimediterranean carbonate platforms, First International Meeting*, Marseille, 16p.
- PHILIP, J., BERCOVICI, C., MACHHOUR, L. & MASSE J.-P. (1985). La tectonique crétacée de la région toulonnaise. Excursion du Centenaire de la découverte des nappes de charriage en Provence par Marcel Bertrand. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France, 2-7 septembre, Marseille, *Documents du Bureau de Recherche Géologique et Minière*, n° 94, p.1-22.
- PHILIP, J. & FLOQUET, M. (2000). Late Cenomanian (94.7-93.5 Ma). In: *Peri-Tethys Atlas, Palaeogeographical Maps*. J. Dercourt, M. Gaetani, B. Vrielynck, E. Barrier, B. Biju-Duval, M.F. Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin & M. Sandulescu (eds.), Paris, p.129-136, Map 14.
- PHILIP, J. & GARI, J. (2005). Late Cretaceous heterozoan carbonates: palaeoenvironmental setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France). In: *Sedimentology in the 21st Century - A tribute to Wolfgang Schlager*. J.J.G. Reijmer & A. Immenhauser (eds.), *Sedimentary Geology*, vol. 175 (1-4), p.315-337.
- PHILIP, J., MASSE, J.-P. & MACHHOUR, L. (1987). L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 3 (3), p.541-550.
- PÖPPELREITER, M., BALZARINI, M.A., DE SOUSA, P., ENGEL, S., GALARRAGA, M., HANSEN, B., MARQUEZ, X., MORELL, J., NELSON, R. & RODRIGUEZ, F. (2006). Structural control on sweet-spot distribution in a carbonate reservoir: concepts and 3-D models (Cogollo Group, Lower Cretaceous, Venezuela). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 89 (12), p.1651-1676.
- PRANTER, M.J., HIRSTIUS, C.B. & BUDD, D.A. (2005). Scales of lateral petrophysical heterogeneity in dolomite lithofacies as determined from outcrop analogs: implications for 3-D reservoir modelling. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 89 (5), p.645-662.
- PRINGLE, J.K., HOWELL, J.A., HODGETTS, D., WESTERMAN, A.R. & HODGSON, D.M. (2006). Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. *First break*, vol. 24 (3), p.33-42.

- R -

- RABINEAU, M., BERNE, S., ASLANIAN, D., OLIVET, J.-L., JOSEPH, P., GUILLOCHEAU, F., BOURILLET, J.-F., LEDREZEN, E. & GRANJEON, D. (2005). Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: a record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, vol. 22 (6-7), p.775-804.
- RAVENNE, C. (2002). Stratigraphy and oil: a review, Part 2c Characterization of reservoirs and sequence stratigraphy: quantification and modeling. *Oil & Gas Science and Technology - Revue de l'Institut Français du Pétrole*, vol. 57 (4), p.311-340.
- RAZIN, P. (1989). Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (province du Labourd). *Thèse de Doctorat*, Université de Bordeaux-III, 464p.

- RAZIN, P., MULDER, T. & GERARD, J. (2003). Processus gravitaires et évolution de bassin : le Crétacé et le Tertiaire du Pays Basque. In: *9<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie - Livret Guide d'Excursion Géologique, Publications de l'Association des Sédimentologistes Français*, Paris, n°39, 89p.
- READ, J.F. (1985). Carbonate platform facies models. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 69 (1), p.1-21.
- REDONDO, C. (1986). Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie, pétrographie, minéralogie. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 493p.
- REDONDO, C. (1988). Etude et origine des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale (France, Sud-Est). *Géologie Méditerranéenne*, t. 15 (3), p.199-227.
- RICHET, R., BORGOMANO, J., ADAMS, E., MASSE, J.-P. & VISEUR, S. (2007). Les enjeux de la caractérisation géométrique et stratigraphique des plates-formes carbonatées : apport de la géologie numérique. In: *11<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie - Livre des résumés, Publications de l'Association des Sédimentologistes Français*, Paris, n° 57, p.259.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G.S. & DUBOZ, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, vol. 359 (1-2), p.117-129.
- ROUSSELLE, B. (1997). Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt en domaine de plate-forme carbonatée : exemple dans l'Aalénien du Sud-Est de la France. *Document du Laboratoire Géologique de Lyon*, n°143, 225p.
- ROUSSET, C. (1969). Le bombement varois. Relation entre la bauxitisation au Crétacé moyen en Provence et l'évolution originale de la région en régime karstique. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 268, p.2331-2334.
- ROWAN, M.G. (1997). Three-dimensional geometry and evolution of a segmented detachment fold, Mississippi Fan foldbelt, Gulf of Mexico. *Journal of Structural Geology*, vol. 19 (3-4), p.463-480.

- S -

- SANCHO, A., DUEE, G., HERVOUET, H. & TELLIEZ, H. (1987). Evolution de la sédimentation dans une zone de décrochement complexe : le Crétacé supérieur sur le rebord nord-ibérique entre le pic d'Orhy et Saint-Jean-Pied-de-Port. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 3 (2), p.235-243.
- SCHLAGER, W. (1992). Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series* 34, 71p.
- SCHWAB, A.M., HOMEWOOD, P.W., VAN BUCHEM, F.S.P. & RAZIN, P. (2005). Seismic forward model of a Natih Formation outcrop: the Adam Foothills Transect (northern Oman). *GeoArabia*, vol. 10 (1), p.17-44.
- SCHWAB, A.M. & PINCE, J.M. (1996). Oligocene–Miocene shallow carbonates in offshore Tunisia: a composite case study for a seismic forward model. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. 167 (6), p.717-727.

- SHANMUGAM, G., BLOCH, R.B., MITCHELL, S.M., BEAMISH, G.W.J., HODGKINSON, R.J., DAMUTH, J.E., STRAUME, T., SYVERTSEN, S.E. & SHIELDS, K.E. (1995). Basin-floor fans in the North Sea; sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 79** (4), p.477-512.
- SHANMUGAM, G., LEHTONEN, L.R., STRAUME, T., SYVERSTEN, S.E., HODGKINSON, R.J. & SKIBELI, M. (1994). Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61-67°N): implications for sand distribution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 78** (6), p.910-937.
- SHERIFF, R.E. (1977). Limitations on resolution of seismic reflections and geological detail derivable from them. In: *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. C.E. Payton (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **26**, p.3-14.
- SIMONPIETRI, G. (1999). Systématique phylogénèse ontogénèse chez les *Hippuritidae* (rudistes du Crétacé supérieur). *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 181p.
- SIMONPIETRI, G. & PHILIP, J. (2000). Relations ontogénèse-phylogénèse chez les rudistes : l'exemple des *Hippuritidae* Gray, 1848. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 330** (10), p.717-724.
- SIVILS, D. (2004). An upper Mississippian carbonate ramp system from the Pedrogosa Basin, southwestern New Mexico, United States: an outcrop analog for middle Carboniferous carbonate reservoirs. In: *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modelling*. G.M. Grammer, P.M. Harris & G.P. Eberli (eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **80**, p.109-128.
- SPENCE, G.H. & TUCKER, M.E. (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology*, **vol. 112** (3-4), p.163-193.
- SPOTTKE, I., ZECHNER, E. & HUGGENBERGER, P. (2005). The southeastern border of the Upper Rhine Graben: a 3D geological model and its importance for tectonics and groundwater flow. *International Journal of Earth Sciences*, **vol. 94** (4), p.580-593.
- STAFLEU, J. & SCHLAGER, W. (1993) Pseudo-toplap in seismic models of the Schlern-Raibl contact (Sella Platform, northern Italy). *Basin Research*, **vol. 5** (1), p.55-65.
- STAFLEU, J. & SONNENFELD, M.D (1994). Seismic models of a shelf-margin depositional sequence: upper San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, **vol. B64** (4), p.481-499.
- STAMPFLI, G. (1993). Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes ? *Eclogae Geologiae Helveticae*, **vol. 86** (1), p.1-45.
- STREBELLE, S. (2002). Conditional simulation of complex geological structures using multiple-point statistics. *Mathematical Geology*, **vol.34** (1), p.1-21.
- STROBEL, J., CANNON, R.L., KENDALL, C.G.ST.C., BISWAS, G. & BEZDEK, J. (1989). Interactive (SEDPACK) simulation of clastic and carbonate sediments in shelf to basin settings. *Computers & Geosciences*, **vol. 15** (8), p.1279-1290.

- T -

- TACHER, L., POMNAN-SRZEDNICKI, I. & PARRIAUX, A. (2006). Geological uncertainties associated with 3D subsurface models. *Computers & Geosciences*, **vol. 32** (2), p.212-221.
- TEMPIER, C. (1987). Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 3** (3), p.533-540.
- THURMOND, A., ABDELSALAM, G. & THURMOND, J. (2006). Optical-Radar-DEM remote sensing data integration for geological mapping in the afar depression, Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, **vol. 44** (2), p.119-134.
- TINKER, S.W. (1996). Building the 3-D Jigsaw puzzle: applications of sequence stratigraphy to 3-D reservoir characterization, Permian Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 80** (4), p.460-485.
- TOUCAS, A. (1873). Terrains crétacés des environs du Beausset (Var). *Mémoire de la Société Géologique de France*, **t. 9** (4), 65p.
- TRONCHETTI, G. (1970). Précisions stratigraphiques et micropaléontologiques sur le Cénomanién et le Turonien de Cassis-sur-Mer (B. d. Rh.). *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **t. 43B**, p.243-248.
- TRONCHETTI, G. (1981). Les Foraminifères crétacés de Provence (Aptien - Santonien). Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. *Thèse de Doctorat*, Université de Provence, Marseille, 559p.

- V -

- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology – an overview. In: *Cycles and events in stratigraphy*. G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher (eds.), Springer-Verlag, Berlin, p.617-659.
- VAIL, P.R., COLIN, J.-P., JAN DU CHENE, R., KUCHLEY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFFILIEFF, V. (1987). La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **t. 3** (7), p.1301-1321.
- VAIL, P.R., TODD, R.G. & SANGREE, J.B. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level: part 5 - Chronostratigraphic significance of seismic reflections. In: *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. C.E. Payton (eds.), American Association of Petroleum Geologists Memoir **26**, p.99-116.
- VAN BUCHEM, F.S.P., RAZIN, P., HOMEWOOD, P.W., PHILIP, J., EBERLI, G.P., PLATEL, J.P., ROGER, J., ESCHARD, R., DESAUBLIAUX, G., BOISSEAU, T., LEDUC, J.P., LABOURDETTE, R. & CANTALOUBE, S. (1996). High Resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian/Turonian) in Northern Oman: distribution of source rocks and reservoir facies. *GeoArabia*, **vol. 1** (1), p.65-91.
- VASSEUR, G. & FOURNIER, E. (1896). Preuves de l'extension sous-marine, au sud de Marseille, du massif ancien des Maures et de l'Estérel. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **t. 122**, p.209-213.

WISEUR, S. (2001). Simulation stochastique basée-objet de chenaux. *Thèse de Doctorat*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, 233p.

WISEUR, S. (2004). Caractérisation de réservoirs turbiditiques : simulations stochastiques basées-objet de chenaux méandriformes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t. **175** (1), p.11-20.

WISEUR, S., GARI, J., BORGOMANO, J., LAMARCHE, J. & NARDON, S. (2006). From multi-source field data to multi-scaled 3D models: methodology and applications to a carbonate reservoir analogue. In: *Proceedings of the 26th Gocad-Meeting*, Private publications, Nancy, 16p.

- W -

WARRLICH, G.M.D., BOSENCE, D.W.J., WALTHAM, D.A., WOOD, C., BOYLAN, A. & BADENAS, B. (2007, in press). 3D stratigraphic forward modeling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production. *Marine and Petroleum Geology*.

WARRLICH, G.M.D., WALTHAM, D.A. & BOSENCE, D.W.J. (2002). Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3-D forward stratigraphic modelling program (CARBONATE 3D). *Basin Research*, vol. **14** (3), p.379-400.

WATNEY, L., RANKEY, E.C. & HARBAUGH, J.W. (1999). Perspectives on stratigraphic simulation models: current approaches and future opportunities. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, vol. **62**, p.3-21.

WHITAKER, F., HAGUE, Y., SMART, P., WALTHAM, D.A. & BOSENCE, D.J.W. (1999). Structure and function of a coupled two-dimensional diagenetic and sedimentological model of carbonate platform evolution. In: *Numerical experiments in stratigraphy: recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations*. J.W. Harbaugh, W.L. Watney, E.C. Rankey, R. Slingerland, R.H. Goldstein & E.K. Franseen (eds.), *Society of Economy and Paleontology Mineralogy Special Publication*, vol. **62**, p.337-355.

WILSON, J.L. (1975). Carbonate facies in geologic history. *New York, Springer-Verlag*, 471p.

WU, Q., XU, H. & ZOU, X. (2005). An effective method for 3D geological modeling with multi-source data integration. *Computer & Geosciences*, vol. **31** (1), p.35-43.

- Z -

ZAMORA VALCARCE, G., ZAPATA, T., ANSA, A. & SELVA, G. (2006). Three-dimensional structural modeling and its application for development of the El Portón field, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **90** (3), p.307-319.

ZENG, H. & KERANS, C. (2003). Seismic frequency control on carbonate seismic stratigraphy: a case study of the Kingdom Abo sequence, west Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. **87** (2), p.263-293.

## **ANNEXES**

Numéro	Position X Lambert III (m)	Position Y Lambert III (m)	Altitude Z (m)	Résolution (m)	Plongement (degrés)		Plongement (radian)	
					Pendage	Azimut	Pendage	Azimut
1	860215,39	3106106,91	-0,355	4.2	13,00	131	0,2269	2,2864
2	860457,46	3106216,25	5.17	3.3	13,00	130	0,2269	2,2689
3	860750,59	3106181,49	0.366	8.3	10,00	136	0,1745	2,3736
4	861950,19	3108566,92	145	3.2	22,00	128	0,384	2,234
5	864397,41	3109899,26	313	3.9	15,00	159	0,2618	2,7751
6	864314,47	3109632,84	332	6.4	13,00	168	0,2269	2,9322
7	864336,59	3109450,27	331	5.4	10,00	199	0,1745	3,4732
8	864275,21	3109186,56	356	6.4	15,00	194	0,2618	3,3859
9	864215,11	3108993,32	351	4.6				
10	863999,83	3108612,34	309	4.8				
11	864077,41	3108226,26	274	1.9	17,00	171	0,2967	2,9845
12	864214,20	3108022,27	281	2.5	11,00	175	0,192	3,0543
13	863895,62	3109569,97	313	3.6	15,00	162	0,2618	2,8274
14	869285,07	3108730,52	287	5	10,00	111	0,1745	1,9373
15	869370,45	3108763,61	308	7				
16	861350,58	3105430,35	327	3.5	16,00	95	0,2793	1,6581
17	861339,53	3105331,71	306	3.4	12,00	168	0,2094	2,9322
18	861316,17	3105304,85	311	4	8,00	94	0,1396	1,6406
19	861330,16	3105259,07	316	3.8				
20	861311,31	3105221,27	320	4.2	13,00	111	0,2269	1,9373
21	861290,25	3105170,42	335	3.7	7,00	92	0,1222	1,6057
22	861298,07	3105074,37	330	4.1	10,00	110	0,1745	1,9199
23	864006,13	3102958,89	155	4.7	11,00	89	0,192	1,5533
24	863944,25	3102980,54	155	4.5	13,00	77	0,2269	1,3439
25	864090,67	3103084,53	166	3.8	14,00	73	0,2443	1,2741
26	863919,10	3103205,62	194	3.5	11,00	83	0,192	1,4486
27	863676,13	3103314,64	194	4.3	8,00	85	0,1396	1,4835
28	863528,28	3103453,35	226	4	7,00	91	0,1222	1,5882
29	863518,79	3103384,42	239	4.9	9,00	96	0,1571	1,6755
30	862294,41	3106251,14	262	3,6	11,00	123	0,192	2,1468
31	861971,25	3106438,60	309	3,3	18,00	102	0,3142	1,7802
32	862038,84	3106650,64	310	3,2	16,00	125	0,2793	2,1817
33	862039,54	3106667,35	302	3,9	17,00	161	0,2967	2,81
34	862688,00	3107100,46	249	3,9	14,00	147	0,2443	2,5656
35	862899,62	3107164,37	262	3,6	16,00	141	0,2793	2,4609
36	864372,65	3109223,77	365	3	17,00	165	0,2967	2,8798
37	864932,89	3109377,52	401	4,5	13,00	168	0,2269	2,9322
38	865231,08	3109305,96	420	4,2	15,00	163	0,2618	2,8449
39	865492,22	3109553,52	414	4	14,00	144	0,2443	2,5133
40	865813,20	3109590,37	397	4,7	15,00	165	0,2618	2,8798
41	866092,73	3109851,65	448	4,2	15,00	174	0,2618	3,0369
42	866212,39	3110180,71	488	4	13,00	169	0,2269	2,9496
43	867401,45	3110020,64	467	4,4	13,00	175	0,2269	3,0543

*Annexe 1. Valeurs d'azimuts et de pendages collectées sur le terrain pour la partie Ouest de la marge carbonatée du Beausset.*

Numéro	Position X Lambert III (m)	Position Y Lambert III (m)	Altitude Z (m)	Résolution (m)	Plongement (degrés)		Plongement (radian)	
					Pendage	Azimut	Pendage	Azimut
44	867511,47	3110419,75	483	4,3	13,00	162	0,2269	2,8274
45	867309,33	3110393,13	453	4,8	13,00	166	0,2269	2,8972
46	866947,10	3110067,33	432	4,3	20,00	164	0,3491	2,8623
47	865881,34	3110022,99	440	4,8	17,00	151	0,2967	2,6354
48	865628,12	3109849,85	410	4,4				
49	868453,89	3106786,53	188	4,8	12,00	159	0,2094	2,7751
50	870561,01	3109278,69	379	4,8	17,00	161	0,2967	2,81
51	869783,74	3108763,60	317	4,5	11,00	174	0,192	3,0369
52	867810,09	3105804,51	120	4,3	12,00	150	0,2094	2,618
53	867737,96	3104660,11	53.7	4,4	11,00	146	0,192	2,5482
54	867748,19	3104777,26	58.5	4,5	13,00	149	0,2269	2,6005
55	867911,62	3104048,12	4.45	4,8	12,00	147	0,2094	2,5656
56	867802,12	3103938,11	0.607	4,8	10,00	148	0,1745	2,5831

*Annexe 1 (suite). Valeurs d'azimuts et de pendages collectées sur le terrain pour la partie Ouest de la marge carbonatée du Beausset.*



**Annexe 2A.** Localisation des échantillons de roches prélevés pour les mesures pétrophysiques (plug : diamètre 2,5 cm). Les échantillons ont été extrait parallèles à la stratification, hormis Ce 9 et Co 37 pris perpendiculairement. Légende des noms : Ce : Cénomaniens ; Tu : Turonien ; Co : Coniacien.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
Ce - 1	7,6	Sandstone / U.I.1	2,717	2,511	2,590	5	4736	2929	2823	1,647	12,3	21,4	29,5	51,8	0,208	3,39E-02	15,2
						10	4825	2997	2870	1,645	12,5	22,3	30,6	53,8	0,207	3,27E-02	15,7
						20	4965	3032	2936	1,664	12,9	23,1	33,1	56,2	0,217	3,02E-02	17,7
						30	5113	3087	3005	1,679	13,2	24,0	35,7	58,9	0,225	2,80E-02	19,7
						40	5165	3106	3040	1,681	13,4	24,5	36,5	60,0	0,226	2,74E-02	20,2
						60	5217	3124	3058	1,688	13,5	24,7	37,5	60,9	0,230	2,67E-02	21,0
						68	5231	3144	3095	1,677	13,5	25,2	37,3	61,7	0,224	2,68E-02	20,5
Ce - 2	2,700	Limestone / U.I.2	2,646	2,575	2,603	5	5262	3254	3202	1,630	13,7	27,1	35,9	65,0	0,198	2,78E-02	17,8
						10	5329	3280	3263	1,629	13,9	27,9	36,8	66,7	0,198	2,72E-02	18,2
						20	5542	3332	3304	1,670	14,4	28,7	41,7	70,0	0,221	2,40E-02	22,6
						30	5551	3359	3330	1,660	14,4	29,1	41,4	70,8	0,215	2,42E-02	22,0
						40	5693	3376	3357	1,691	14,8	29,5	45,0	72,6	0,231	2,22E-02	25,4
						60	5701	3387	3366	1,688	14,8	29,7	45,0	73,0	0,230	2,22E-02	25,2
						68	5853	3443	3384	1,715	15,2	30,3	48,7	75,4	0,242	2,05E-02	28,5
Ce - 3	2	Limestone breccia / U.I.2	2,704	2,650	2,671	5	5651	3045	3034	1,859	15,1	24,7	52,4	64,0	0,296	1,91E-02	35,9
						10	5662	3051	3041	1,859	15,1	24,8	52,6	64,3	0,296	1,90E-02	36,1
						20	5736	3061	3049	1,878	15,3	24,9	54,6	64,9	0,302	1,83E-02	38,0
						30	5824	3075	3059	1,899	15,6	25,1	57,1	65,7	0,308	1,75E-02	40,3
						40	5831	3086	3061	1,897	15,6	25,2	57,2	66,0	0,308	1,75E-02	40,4
						60	5838	3111	3087	1,884	15,6	25,7	56,8	66,9	0,304	1,76E-02	39,7
						68	5915	3137	3094	1,899	15,8	25,9	58,9	67,8	0,308	1,70E-02	41,6
Ce - 4	2,5	Limestone breccia / U.I.2	2,679	2,612	2,638	5	5447	2946	2958	1,845	14,4	23,0	47,6	59,4	0,292	2,10E-02	32,3
						10	5585	2974	2987	1,874	14,7	23,4	51,0	61,0	0,301	1,96E-02	35,4
						20	5752	3003	3016	1,911	15,2	23,9	55,4	62,7	0,312	1,80E-02	39,5
						30	5861	3033	3076	1,919	15,5	24,6	57,8	64,7	0,314	1,73E-02	41,4
						40	5975	3063	3107	1,937	15,8	25,1	60,7	66,2	0,318	1,65E-02	44,0
						60	6093	3114	3118	1,955	16,1	25,6	63,8	67,8	0,323	1,57E-02	46,7
						68	6101	3125	3129	1,951	16,1	25,8	63,8	68,2	0,322	1,57E-02	46,6

**Annexe 2B.** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.	
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)				
<b>Ce - 5</b>	1,5	Limestone breccia / U.I.2	2,675	2,635	2,651		5	3114	3111	2,073	17,1	25,7	76,1	69,2	0,348	1,31E-02	59,0	
							10	6501	3120	2,084	17,2	25,8	77,6	69,7	0,350	1,29E-02	60,4	
							20	6629	3130	2,118	17,6	26,0	81,9	70,5	0,357	1,22E-02	64,5	
							30	6817	3155	2,162	18,1	26,3	88,1	71,9	0,364	1,14E-02	70,5	
							40	6820	3197	2,134	18,1	27,1	87,2	73,6	0,359	1,15E-02	69,2	
							60	6825	3205	2,131	18,1	27,2	87,2	73,9	0,359	1,15E-02	69,1	
							68	6830	3210	2,128	18,1	27,3	87,2	74,2	0,358	1,15E-02	69,0	
<b>Ce - 6</b>	2,7	Sandy limestone / U.I.3	2,699	2,626	2,654		5	5642	3112	3131	1,807	15,0	25,9	50,0	66,2	0,279	2,00E-02	32,8
							10	5783	3133	3140	1,844	15,4	26,1	54,0	67,5	0,292	1,85E-02	36,5
							20	5856	3154	3152	1,857	15,5	26,4	55,8	68,4	0,296	1,79E-02	38,3
							30	6008	3176	3174	1,892	15,9	26,8	60,1	69,9	0,306	1,66E-02	42,3
							40	6020	3197	3196	1,883	16,0	27,1	60,0	70,7	0,304	1,67E-02	42,0
							60	6087	3229	3227	1,886	16,2	27,7	61,5	72,2	0,304	1,63E-02	43,0
							68	6168	3240	3240	1,904	16,4	27,9	63,8	73,0	0,309	1,57E-02	45,3
<b>Ce - 7</b>	2,9	Microsolénite limestone / U.I.4	2,678	2,600	2,631		5	5307	2954	3139	1,742	14,0	24,4	41,5	61,2	0,254	2,41E-02	25,3
							10	5388	2979	3150	1,758	14,2	24,7	43,4	62,3	0,261	2,30E-02	27,0
							20	5471	2984	3167	1,779	14,4	24,9	45,6	63,2	0,269	2,19E-02	29,0
							30	5498	3004	3225	1,765	14,5	25,5	45,5	64,5	0,264	2,20E-02	28,5
							40	5557	3030	3250	1,770	14,6	25,9	46,7	65,6	0,265	2,14E-02	29,4
							60	5646	3056	3285	1,781	14,9	26,4	48,6	67,2	0,270	2,06E-02	31,0
							68	5738	3061	3289	1,807	15,1	26,5	51,3	67,9	0,279	1,95E-02	33,6
<b>Ce - 8</b>	2	Creeping limestone / U.I.5	2,665	2,612	2,633		5	5545	2951	2949	1,880	14,6	22,9	50,4	59,7	0,303	1,98E-02	35,1
							10	5550	2971	2970	1,868	14,6	23,2	50,1	60,4	0,299	2,00E-02	34,6
							20	5584	2992	2991	1,867	14,7	23,6	50,7	61,2	0,299	1,97E-02	35,0
							30	5618	3013	2996	1,870	14,8	23,8	51,4	61,8	0,300	1,95E-02	35,6
							40	5650	3020	3001	1,877	14,9	23,9	52,2	62,1	0,302	1,91E-02	36,3
							60	5692	3035	3010	1,883	15,0	24,1	53,2	62,7	0,304	1,88E-02	37,2
							68	5848	3056	3015	1,927	15,4	24,3	57,7	63,8	0,316	1,73E-02	41,5

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamé coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
Ce - 9	4,3	Limestone / U.I.5	2,72	2,603	2,648	5	5206	2922	2933	1,778	13,8	22,7	41,5	57,6	0,269	2,41E-02	26,4
							5367	2930	2958	1,823	14,2	23,0	45,7	59,0	0,285	2,19E-02	30,4
							5380	2947	2984	1,814	14,2	23,3	45,6	59,7	0,282	2,19E-02	30,1
							5452	2972	3010	1,823	14,4	23,7	47,1	60,9	0,285	2,12E-02	31,3
							5486	2998	3020	1,823	14,5	24,0	47,7	61,6	0,285	2,10E-02	31,7
							5629	3078	3036	1,841	14,9	24,7	50,9	63,9	0,291	1,96E-02	34,4
							5722	3106	3090	1,847	15,2	25,4	52,8	65,7	0,293	1,89E-02	35,9
Tu - 10	8,7	Limestone / U.II.2	2,683	2,450	2,541	5	5302	2950	3030	1,773	13,5	22,7	41,1	57,6	0,267	2,43E-02	26,0
							5352	2973	3055	1,776	13,6	23,1	42,0	58,5	0,268	2,38E-02	26,6
							5454	2985	3104	1,791	13,9	23,6	44,2	60,0	0,274	2,26E-02	28,5
							5506	2996	3120	1,801	14,0	23,8	45,3	60,7	0,277	2,21E-02	29,5
							5516	3020	3130	1,794	14,0	24,0	45,3	61,2	0,275	2,21E-02	29,3
							5520	3030	3156	1,785	14,0	24,3	45,0	61,8	0,271	2,22E-02	28,8
							5530	3044	3182	1,776	14,1	24,6	44,9	62,4	0,268	2,23E-02	28,5
Tu - 11	4,8	Argillous-sandy limestone / U.II.3	2,668	2,540	2,590	5	4585	2693	2700	1,700	11,9	18,8	29,3	46,5	0,236	3,41E-02	16,8
							4647	2708	2732	1,708	12,0	19,2	30,4	47,5	0,239	3,29E-02	17,6
							4710	2725	2748	1,721	12,2	19,4	31,6	48,3	0,245	3,16E-02	18,7
							4808	2770	2781	1,732	12,5	20,0	33,3	49,9	0,250	3,01E-02	20,0
							4842	2790	2815	1,728	12,5	20,3	33,6	50,8	0,248	2,98E-02	20,0
							4945	2825	2832	1,748	12,8	20,7	35,7	52,1	0,257	2,80E-02	21,9
							5017	2842	2850	1,763	13,0	21,0	37,2	53,0	0,263	2,69E-02	23,2
Tu - 12	2,3	Bioclastic limestone / U.II.3	2,676	2,614	2,639	5	5231	2976	2955	1,764	13,8	23,2	41,3	58,6	0,263	2,42E-02	25,8
							5416	3015	3013	1,797	14,3	24,0	45,4	61,2	0,276	2,20E-02	29,5
							5613	3054	3053	1,838	14,8	24,6	50,3	63,5	0,290	1,99E-02	33,9
							5682	3116	3073	1,836	15,0	25,3	51,5	65,1	0,289	1,94E-02	34,7
							5901	3138	3094	1,894	15,6	25,6	57,7	67,0	0,307	1,73E-02	40,6
							5910	3170	3136	1,874	15,6	26,2	57,2	68,3	0,301	1,75E-02	39,7
							5920	3181	3157	1,868	15,6	26,5	57,1	68,9	0,299	1,75E-02	39,5

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.	
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)				
Tu - 13	2	Limestone / U.II.4	2,676	2,622	2,643	5	5712	3111	3109	1,837	15,1	25,6	52,2	65,9	0,289	1,92E-02	35,1	
							10	5788	3157	3132	1,841	15,3	26,1	53,7	67,5	0,291	1,86E-02	36,3
							20	6032	3161	3140	1,915	15,9	26,2	61,2	68,9	0,312	1,63E-02	43,7
							30	6040	3170	3155	1,910	16,0	26,4	61,2	69,3	0,311	1,63E-02	43,6
							40	6050	3180	3178	1,903	16,0	26,7	61,1	70,0	0,309	1,64E-02	43,3
							60	6118	3204	3180	1,917	16,2	26,9	63,0	70,7	0,313	1,59E-02	45,1
							68	6298	3228	3192	1,962	16,6	27,2	68,5	72,2	0,325	1,46E-02	50,4
Tu - 14	5,8	Argilous-sandy limestone	2,662	2,508	2,569	5	5758	2485	2459	2,329	14,8	15,7	64,2	43,5	0,387	1,56E-02	53,8	
							10	5765	2490	2534	2,295	14,8	16,2	63,8	44,8	0,383	1,57E-02	52,9
							20	5777	2500	2560	2,283	14,8	16,4	63,8	45,4	0,381	1,57E-02	52,8
							30	5894	2511	2570	2,320	15,1	16,6	67,1	45,9	0,386	1,49E-02	56,1
							40	5920	2520	2587	2,318	15,2	16,7	67,7	46,4	0,386	1,48E-02	56,5
							60	5950	2536	2597	2,318	15,3	16,9	68,4	46,9	0,386	1,46E-02	57,1
							68	6037	2562	3000	2,171	15,5	19,9	67,1	54,2	0,365	1,49E-02	53,9
Tu - 15	3,9	Argilous-sandy limestone / U.II.5	2,721	2,615	2,656	5	5547	3022	3029	1,833	14,7	24,3	49,3	62,6	0,288	2,03E-02	33,1	
							10	5602	3023	3039	1,848	14,9	24,4	50,8	63,1	0,293	1,97E-02	34,5
							20	5632	3030	3046	1,854	15,0	24,5	51,6	63,5	0,295	1,94E-02	35,2
							30	5655	3038	3062	1,854	15,0	24,7	52,0	64,0	0,295	1,92E-02	35,5
							40	5717	3045	3069	1,870	15,2	24,8	53,7	64,5	0,300	1,86E-02	37,2
							60	5725	3055	3096	1,861	15,2	25,1	53,6	65,2	0,297	1,87E-02	36,8
							68	5739	3072	3100	1,860	15,2	25,3	53,7	65,6	0,297	1,86E-02	36,9
Tu - 16	1,7	limestone / U.II.6	2,672	2,627	2,644	5	6153	3588	3566	1,720	16,3	33,8	55,0	84,2	0,245	1,82E-02	32,4	
							10	6173	3621	3595	1,711	16,3	34,4	54,9	85,4	0,241	1,82E-02	31,9
							20	6195	3666	3643	1,695	16,4	35,3	54,4	87,1	0,233	1,84E-02	30,9
							30	6207	3706	3653	1,687	16,4	35,8	54,1	88,0	0,229	1,85E-02	30,3
							40	6215	3715	3665	1,684	16,4	36,0	54,1	88,4	0,228	1,85E-02	30,1
							60	6267	3728	3683	1,691	16,6	36,3	55,4	89,4	0,231	1,80E-02	31,2
							68	6387	3748	3724	1,710	16,9	36,9	58,7	91,5	0,240	1,70E-02	34,1

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
Tu - 17	2,9	Argilous-sandy limestone / U.III.1	2,678	2,600	2,631	5	5423	2960	2073	2,155	14,3	16,7	55,2	45,4	0,363	1,81E-02	44,0
							5531	2992	2985	1,851	14,6	23,5	49,2	60,8	0,294	2,03E-02	33,5
							5587	3018	3015	1,852	14,7	23,9	50,2	62,0	0,294	1,99E-02	34,2
							5642	3034	3020	1,864	14,8	24,1	51,6	62,6	0,298	1,94E-02	35,5
							5697	3041	3026	1,878	15,0	24,2	53,1	63,0	0,302	1,88E-02	37,0
							5758	3050	3037	1,892	15,1	24,4	54,7	63,7	0,306	1,83E-02	38,5
							5818	3057	3061	1,902	15,3	24,6	56,2	64,4	0,309	1,78E-02	39,8
Tu - 18	1,5	sandstone / U.III.1	2,671	2,631	2,647	5	6015	3586	3602	1,674	15,9	34,2	50,2	83,6	0,222	1,99E-02	27,4
							6053	3658	3621	1,663	16,0	35,1	50,2	85,3	0,217	1,99E-02	26,9
							6085	3695	3638	1,660	16,1	35,6	50,6	86,5	0,215	1,98E-02	26,8
							6102	3733	3674	1,648	16,2	36,3	50,1	87,7	0,208	1,99E-02	25,9
							6116	3742	3687	1,647	16,2	36,5	50,3	88,2	0,208	1,99E-02	26,0
							6183	3751	3696	1,661	16,4	36,7	52,3	89,2	0,215	1,91E-02	27,8
							6220	3772	3712	1,662	16,5	37,1	53,0	90,2	0,216	1,89E-02	28,3
Tu - 20	1,5	Sandy limestone / U.III.2	2,675	2,635	2,651	5	6206	3236	3261	1,910	16,4	28,0	64,8	73,4	0,311	1,54E-02	46,1
							6225	3263	3272	1,905	16,5	28,3	65,0	74,1	0,310	1,54E-02	46,1
							6253	3271	3280	1,909	16,6	28,4	65,7	74,6	0,311	1,52E-02	46,8
							6307	3282	3289	1,920	16,7	28,6	67,3	75,2	0,314	1,49E-02	48,2
							6411	3291	3299	1,946	17,0	28,8	70,6	76,0	0,321	1,42E-02	51,4
							6472	3301	3317	1,956	17,2	29,0	72,3	76,8	0,323	1,38E-02	53,0
							6519	3319	3325	1,962	17,3	29,3	73,6	77,5	0,325	1,36E-02	54,1
Tu - 21	2,3	Limestone breccia / U.III.3	2,676	2,614	2,639	5	5843	2791	2790	2,094	15,4	20,5	62,7	55,6	0,352	1,60E-02	49,0
							5856	2800	2806	2,089	15,5	20,7	62,8	56,0	0,351	1,59E-02	49,0
							5870	2817	2856	2,069	15,5	21,2	62,6	57,2	0,348	1,60E-02	48,5
							5941	2823	2867	2,088	15,7	21,4	64,7	57,7	0,351	1,55E-02	50,4
							5967	2840	2899	2,079	15,7	21,7	65,0	58,6	0,350	1,54E-02	50,5
							5982	2845	2910	2,079	15,8	21,8	65,3	59,0	0,349	1,53E-02	50,7
							6013	2856	2931	2,078	15,9	22,1	65,9	59,6	0,349	1,52E-02	51,2

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
Tu - 22	1,8	Limestone breccia / U.III.3	2,676	2,628	2,647	5	5421	3007	3025	1,797	14,3	24,1	45,7	61,4	0,276	2,19E-02	29,6
							5516	3065	3035	1,809	14,6	24,6	47,7	63,0	0,280	2,10E-02	31,3
							5613	3357	3064	1,748	14,9	27,3	47,0	68,6	0,257	2,13E-02	28,8
							5635	3393	3104	1,735	14,9	27,9	46,8	69,9	0,251	2,14E-02	28,2
							5714	3452	3124	1,738	15,1	28,6	48,3	71,7	0,252	2,07E-02	29,2
							5819	3467	3187	1,749	15,4	29,3	50,6	73,7	0,257	1,98E-02	31,0
							6041	3529	3275	1,776	16,0	30,6	55,7	77,7	0,268	1,79E-02	35,3
							68										
Tu - 23	0,5	Limestone breccia / U.III.3	2,665	2,652	2,657	5	6306	3310	3320	1,902	16,8	29,2	66,7	76,4	0,309	1,50E-02	47,3
							6316	3320	3331	1,899	16,8	29,4	66,8	76,9	0,308	1,50E-02	47,2
							6333	3330	3345	1,898	16,8	29,6	67,1	77,4	0,308	1,49E-02	47,4
							6367	3351	3354	1,899	16,9	29,9	67,9	78,1	0,308	1,47E-02	48,0
							6429	3364	3360	1,912	17,1	30,0	69,8	78,8	0,312	1,43E-02	49,8
							6439	3368	3096	1,992	17,1	27,8	73,2	73,9	0,332	1,37E-02	54,7
							6450	3375	3100	1,992	17,1	27,8	73,4	74,2	0,332	1,36E-02	54,8
							68										
Tu - 24	1,4	Limestone breccia / U.III.3	2,681	2,643	2,658	5	6071	3502	3417	1,755	16,1	31,8	55,6	80,1	0,260	1,80E-02	34,3
							6184	3540	3465	1,766	16,4	32,6	58,2	82,4	0,264	1,72E-02	36,4
							6302	3578	3669	1,739	16,8	34,9	59,0	87,5	0,253	1,69E-02	35,8
							6322	3698	3677	1,714	16,8	36,1	58,0	89,8	0,242	1,72E-02	34,0
							6342	3702	3724	1,708	16,9	36,6	58,1	90,8	0,239	1,72E-02	33,6
							6351	3722	3781	1,693	16,9	37,4	57,3	92,2	0,232	1,74E-02	32,4
							6371	3740	3796	1,691	16,9	37,7	57,6	92,9	0,231	1,74E-02	32,4
							68										
Tu - 25	2	Sandy limestone / U.III.3	2,642	2,589	2,610	5	5490	3093	2824	1,856	14,3	22,8	48,2	59,2	0,295	2,07E-02	33,0
							5617	3154	2857	1,869	14,7	23,6	50,9	61,3	0,299	1,96E-02	35,2
							5635	3174	3238	1,758	14,7	26,8	47,1	67,6	0,261	2,12E-02	29,2
							5750	3216	3251	1,778	15,0	27,3	49,9	69,3	0,269	2,00E-02	31,7
							5761	3256	3267	1,766	15,0	27,8	49,6	70,2	0,264	2,02E-02	31,1
							5772	3292	3282	1,756	15,1	28,2	49,4	71,1	0,260	2,03E-02	30,6
							5890	3304	3327	1,777	15,4	28,7	52,3	72,8	0,268	1,91E-02	33,2
							68										

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
Tu - 26	1	Sandy limestone / U.III.3	2,699	2,672	2,683	5	6382	3294	3300	1,936	17,1	29,2	70,4	76,9	0,318	1,42E-02	50,9
							6392	3312	3333	1,924	17,1	29,6	70,1	77,9	0,315	1,43E-02	50,4
							6400	3320	3345	1,920	17,2	29,8	70,2	78,3	0,314	1,43E-02	50,3
							6520	3330	3372	1,946	17,5	30,1	73,9	79,6	0,321	1,35E-02	53,8
							6665	3347	3394	1,977	17,9	30,5	78,5	81,0	0,328	1,27E-02	58,2
							6680	3357	3410	1,974	17,9	30,7	78,8	81,5	0,327	1,27E-02	58,3
							6754	3337	3429	1,996	18,1	30,7	81,4	81,8	0,333	1,23E-02	61,0
Tu - 27	3,1	Sandy limestone / U.III.3	2,678	2,595	2,628	5	6044	2991	2990	2,021	15,9	23,5	64,7	62,9	0,338	1,55E-02	49,0
							6173	3041	3075	2,019	16,2	24,6	67,4	65,7	0,337	1,48E-02	51,0
							6185	3050	3119	2,005	16,3	25,0	67,2	66,7	0,334	1,49E-02	50,5
							6307	3072	3125	2,036	16,6	25,2	70,9	67,7	0,341	1,41E-02	54,1
							6318	3116	3150	2,017	16,6	25,8	70,5	69,0	0,337	1,42E-02	53,3
							6448	3193	3165	2,028	16,9	26,6	73,8	71,1	0,339	1,35E-02	56,1
							6460	3208	3211	2,013	17,0	27,1	73,6	72,3	0,336	1,36E-02	55,5
Tu - 29	2,5	Limestone breccia / U.III.4	2,689	2,622	2,648	5	5536	3030	3090	1,809	14,7	24,8	48,1	63,5	0,280	2,08E-02	31,6
							5550	3039	3100	1,808	14,7	24,9	48,3	63,9	0,280	2,07E-02	31,7
							5605	3059	3111	1,817	14,8	25,2	49,6	64,7	0,283	2,02E-02	32,8
							5625	3072	3122	1,816	14,9	25,4	49,9	65,1	0,282	2,00E-02	33,0
							5641	3080	3132	1,816	14,9	25,5	50,2	65,5	0,282	1,99E-02	33,2
							5641	3095	3140	1,809	14,9	25,7	49,9	65,9	0,280	2,00E-02	32,8
							5704	3102	3151	1,824	15,1	25,9	51,6	66,5	0,285	1,94E-02	34,4
Tu - 30	3,8	Limestone breccia / U.III.4	2,675	2,573	2,613	5	5511	2908	2928	1,889	14,4	22,3	49,7	58,1	0,305	2,01E-02	34,9
							5591	2930	3019	1,880	14,6	23,1	50,9	60,2	0,303	1,97E-02	35,4
							5673	3045	3067	1,856	14,8	24,4	51,6	63,2	0,296	1,94E-02	35,3
							5685	3069	3092	1,845	14,9	24,8	51,4	64,1	0,292	1,95E-02	34,9
							5757	3094	3142	1,846	15,0	25,4	52,7	65,7	0,292	1,90E-02	35,8
							5781	3170	3194	1,817	15,1	26,5	52,1	67,9	0,283	1,92E-02	34,4
							5934	3196	3200	1,856	15,5	26,7	56,4	69,2	0,295	1,77E-02	38,6

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
<b>Co - 31</b>	1,3	Sandy limestone / U.III.4	2,723	2,688	2,701	5	5911	3180	3217	1,848	16,0	27,6	57,5	71,5	0,293	1,74E-02	39,1
						10	5937	3191	3227	1,850	16,0	27,8	58,1	72,0	0,294	1,72E-02	39,6
						20	5976	3229	3238	1,848	16,1	28,2	58,8	73,0	0,293	1,70E-02	40,0
						30	5990	3245	3246	1,846	16,2	28,5	59,0	73,5	0,292	1,70E-02	40,0
						40	6043	3256	3265	1,853	16,3	28,7	60,4	74,4	0,295	1,66E-02	41,2
						60	6181	3276	3276	1,887	16,7	29,0	64,5	75,6	0,305	1,55E-02	45,2
						68	6210	3316	3290	1,880	16,8	29,5	64,9	76,8	0,303	1,54E-02	45,2
<b>Co - 32</b>	3,2	Sandy limestone / U.III.4	2,669	2,584	2,617	5	5358	3242	3193	1,665	14,0	27,1	39,0	66,0	0,218	2,56E-02	20,9
						10	5431	3259	3200	1,682	14,2	27,3	40,8	67,0	0,226	2,45E-02	22,6
						20	5507	3265	3210	1,701	14,4	27,4	42,8	67,8	0,236	2,34E-02	24,5
						30	5517	3277	3221	1,698	14,4	27,6	42,8	68,2	0,235	2,34E-02	24,4
						40	5525	3281	3233	1,696	14,5	27,8	42,9	68,5	0,234	2,33E-02	24,4
						60	5664	3292	3245	1,733	14,8	28,0	46,7	69,9	0,250	2,14E-02	28,0
						68	5676	3300	3259	1,731	14,9	28,1	46,8	70,3	0,249	2,14E-02	28,0
<b>Co - 33</b>	1,6	Terrigenous breccia / U.III.4	2,691	2,648	2,665	5	5803	3056	3101	1,885	15,5	25,3	56,1	65,9	0,304	1,78E-02	39,2
						10	5815	3122	3127	1,861	15,5	26,0	55,4	67,5	0,297	1,80E-02	38,1
						20	5856	3132	3137	1,868	15,6	26,2	56,5	68,0	0,299	1,77E-02	39,0
						30	5946	3140	3145	1,892	15,8	26,3	59,1	68,7	0,306	1,69E-02	41,6
						40	5961	3152	3153	1,891	15,9	26,5	59,4	69,2	0,306	1,68E-02	41,7
						60	5983	3163	3160	1,892	15,9	26,6	59,9	69,6	0,306	1,67E-02	42,1
						68	5995	3177	3169	1,889	16,0	26,8	60,0	70,0	0,305	1,67E-02	42,1
<b>Co - 34</b>	11	Terrigenous breccia / U.III.4	2,664	2,371	2,486	5	5045	2838	3084	1,704	12,5	21,8	34,2	53,9	0,237	2,92E-02	19,7
						10	5104	2914	3104	1,696	12,7	22,5	34,8	55,5	0,234	2,88E-02	19,7
						20	5314	2993	3134	1,735	13,2	23,3	39,1	58,4	0,251	2,56E-02	23,5
						30	5487	3077	3164	1,758	13,6	24,2	42,6	61,1	0,261	2,35E-02	26,4
						40	5557	3143	3195	1,754	13,8	25,0	43,5	62,9	0,259	2,30E-02	26,8
						60	5628	3200	3258	1,743	14,0	25,9	44,2	65,1	0,255	2,26E-02	26,9
						68	5776	3213	3291	1,776	14,4	26,3	47,9	66,7	0,268	2,09E-02	30,4

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

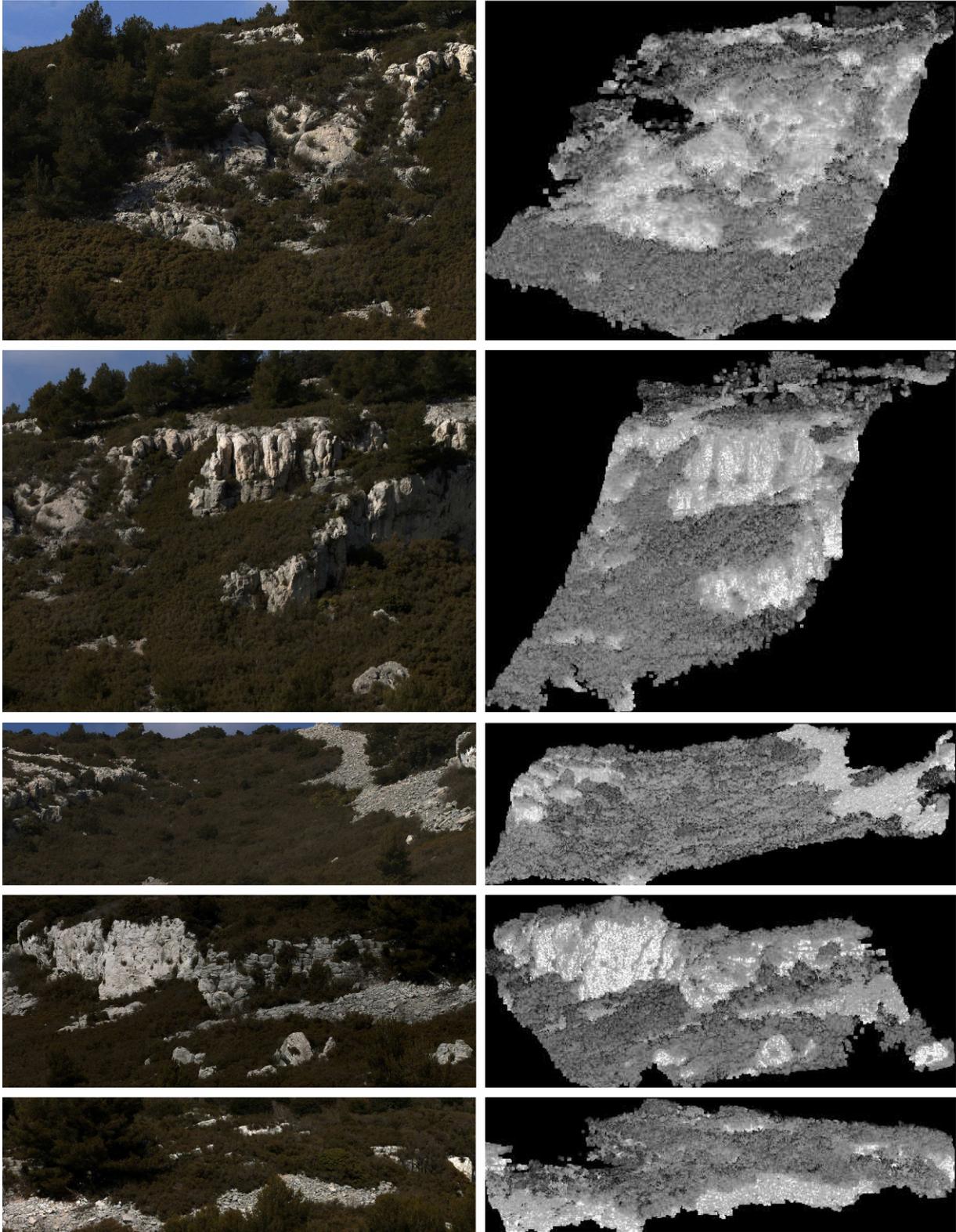
Sample (n.)	Porosity (%)	Lithology / Stratigraphic Unit	Grain Density (g/cc)	Dry Bulk Density (g/cc)	Sat. Bulk Density (g/cc)	Net Press. (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	Vp/Vs	Acoustic Imped. (Km/s*g/cc)	MODULUS			Poisson's ratio	Bulk Comp. (1/GPa)	Lamè coef.
												Shear (GPa)	Bulk (GPa)	Young (GPa)			
Co - 35	1,6	Limestone breccia / U.III.5	2,677	2,634	2,651	5	5848	3027	3024	1,933	15,5	24,3	58,3	63,9	0,317	1,72E-02	42,1
						10	5860	3052	3055	1,919	15,5	24,7	58,1	64,9	0,314	1,72E-02	41,6
						20	5882	3067	3065	1,918	15,6	24,9	58,5	65,5	0,313	1,71E-02	41,9
						30	5951	3094	3107	1,919	15,8	25,5	59,9	67,0	0,314	1,67E-02	42,9
						40	5994	3148	3115	1,914	15,9	26,0	60,6	68,2	0,312	1,65E-02	43,3
						60	6102	3170	3152	1,930	16,2	26,5	63,4	69,7	0,317	1,58E-02	45,7
						68	6115	3182	3224	1,909	16,2	27,2	62,9	71,3	0,311	1,59E-02	44,7
Co - 36	3,1	Sandy limestone / U.III.5	2,659	2,577	2,609	5	5595	3186	3184	1,757	14,6	26,5	46,4	66,7	0,260	2,16E-02	28,7
						10	5625	3200	3196	1,759	14,7	26,7	47,0	67,3	0,261	2,13E-02	29,2
						20	5757	3211	3210	1,793	15,0	26,9	50,6	68,5	0,274	1,98E-02	32,7
						30	5770	3215	3221	1,793	15,1	27,0	50,8	68,9	0,274	1,97E-02	32,8
						40	5791	3225	3232	1,794	15,1	27,2	51,2	69,3	0,275	1,95E-02	33,1
						60	5842	3237	3241	1,804	15,2	27,4	52,5	70,0	0,278	1,90E-02	34,3
						68	5929	3264	3255	1,819	15,5	27,7	54,8	71,2	0,283	1,83E-02	36,3
Co - 37	3,3	Terrigenous breccia / U.III.5	2,662	2,574	2,609	5	4763	2900	2946	1,629	12,4	22,3	29,5	53,4	0,198	3,39E-02	14,6
						10	5017	2909	3011	1,695	13,1	22,9	35,2	56,4	0,233	2,84E-02	19,9
						20	5174	3007	3041	1,711	13,5	23,9	38,0	59,2	0,241	2,63E-02	22,1
						30	5185	3041	3061	1,699	13,5	24,3	37,8	60,0	0,235	2,65E-02	21,6
						40	5231	3063	3119	1,692	13,6	24,9	38,2	61,4	0,232	2,62E-02	21,5
						60	5341	3155	3154	1,693	13,9	26,0	39,8	64,0	0,232	2,51E-02	22,5
						68	5385	3166	3194	1,693	14,0	26,4	40,5	65,0	0,232	2,47E-02	22,9

**Annexe 2B (suite).** Valeurs des mesures pétrophysiques réalisées pour chaque unités stratigraphiques secondaires rencontrées en sismique et identifiées dans les logs stratigraphiques le long des lignes sismiques.

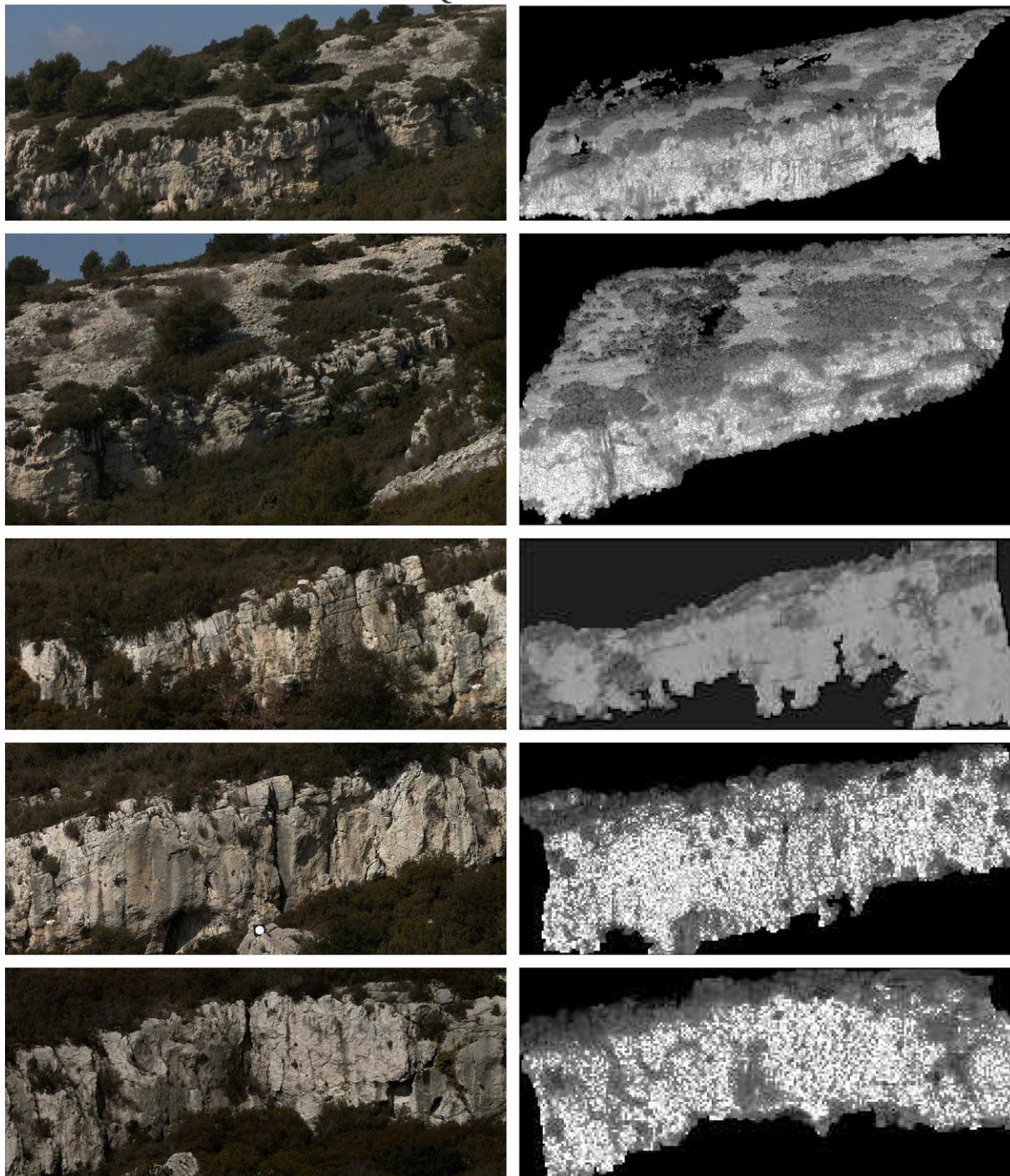
### ***Annexe 3***

*Atlas des images de l'intensité laser  
et des photographies numériques  
suivant les sites d'acquisition.  
La localisation des sites d'acquisition  
est donnée sur la figure II-11*

SITE D'ACQUISITION LASER M.1



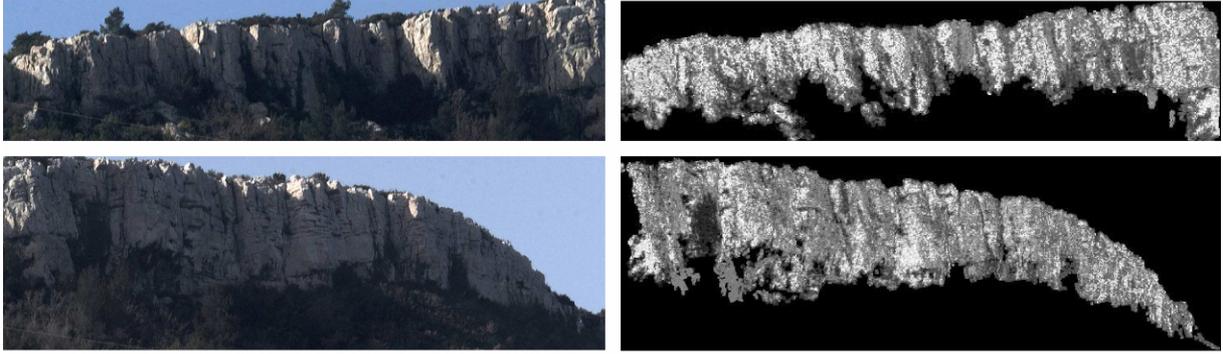
**SITE D'ACQUISITION LASER M.2**



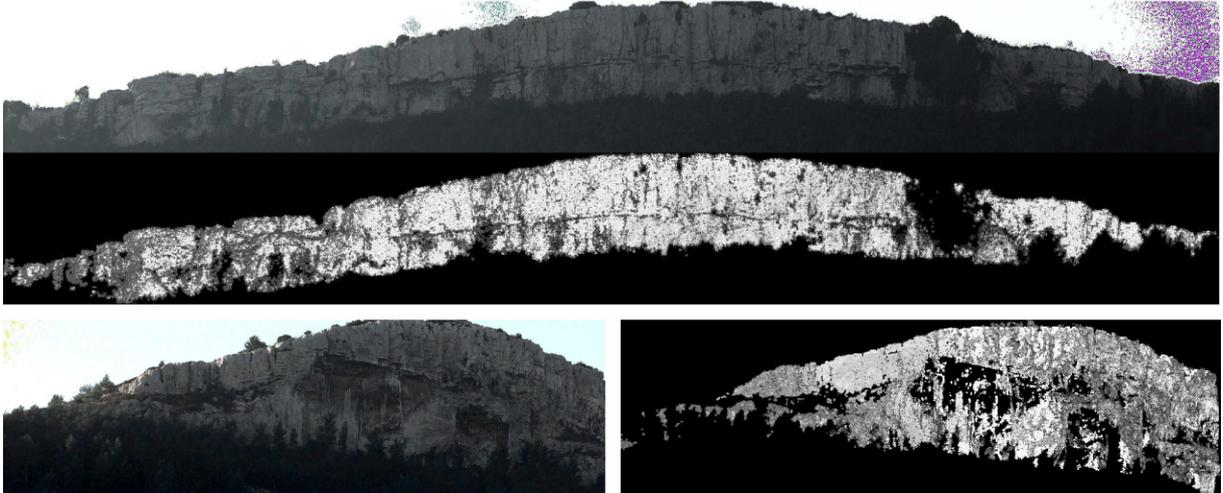
**SITE D'ACQUISITION LASER M.3**



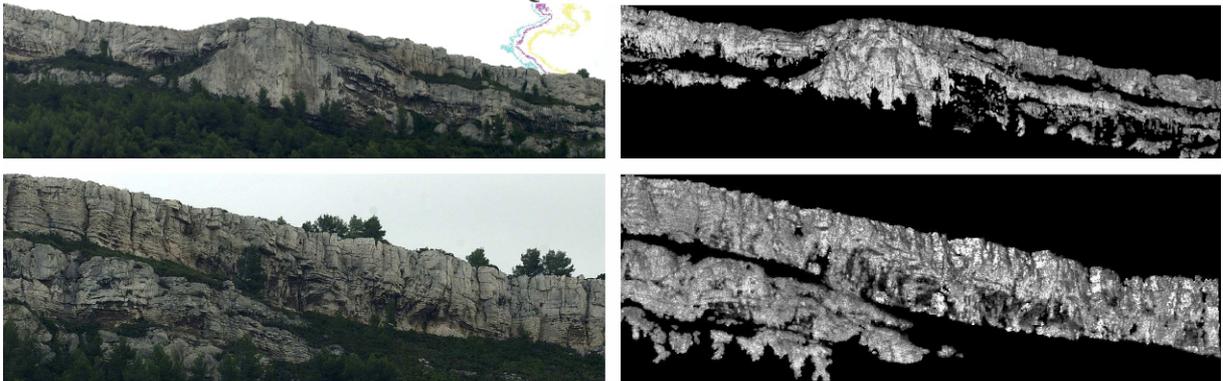
**SITE D'ACQUISITION LASER M.4**



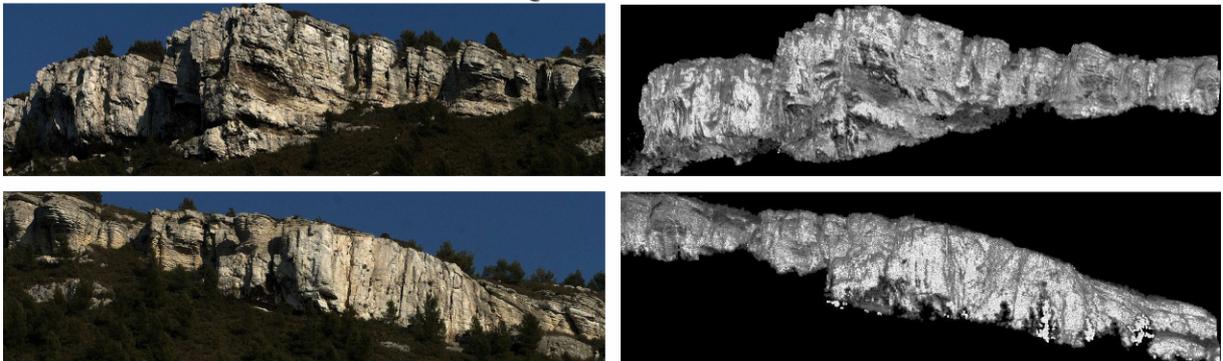
**SITE D'ACQUISITION LASER M.5**



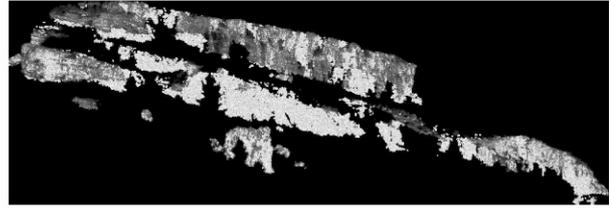
**SITE D'ACQUISITION LASER M.6**



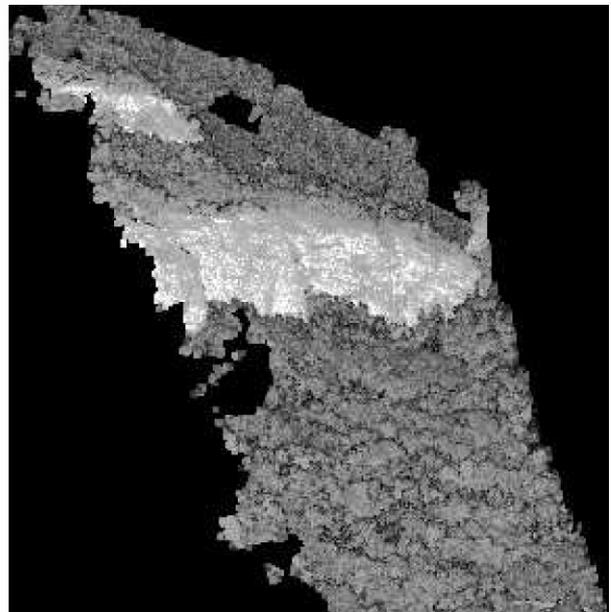
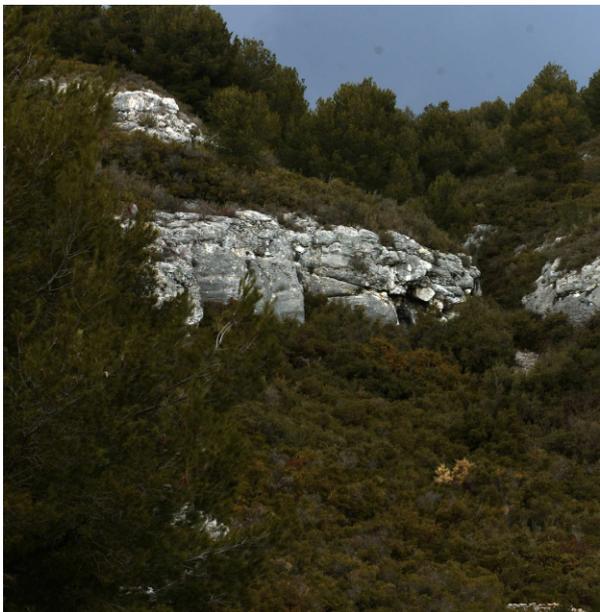
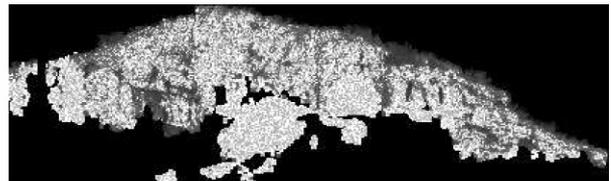
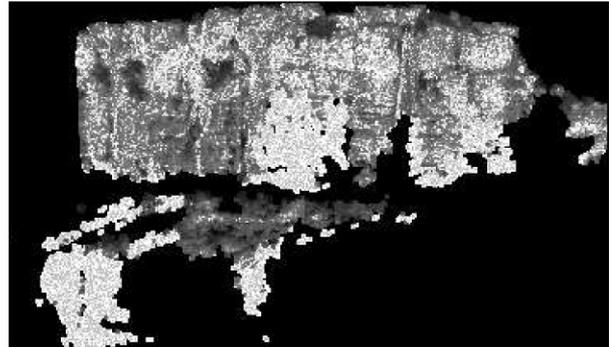
**SITE D'ACQUISITION LASER M.7**



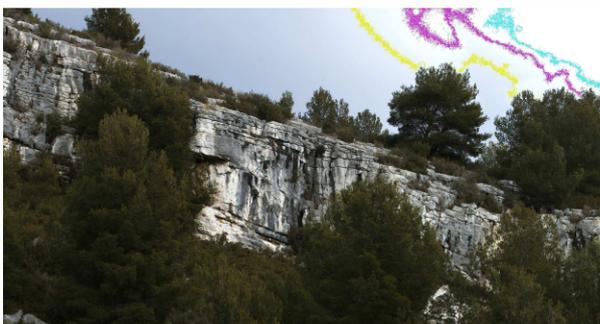
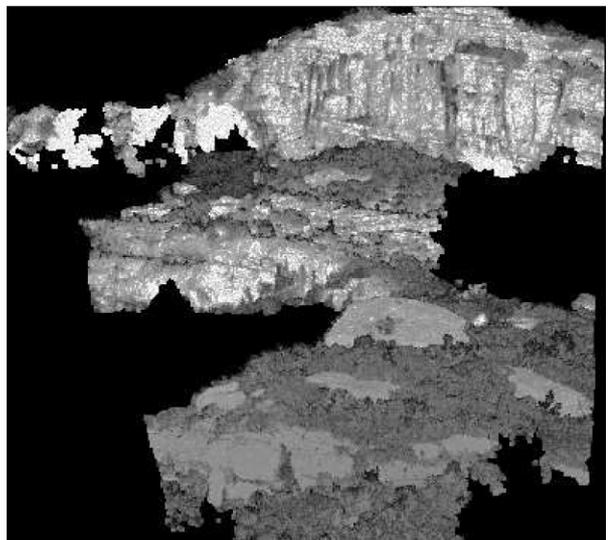
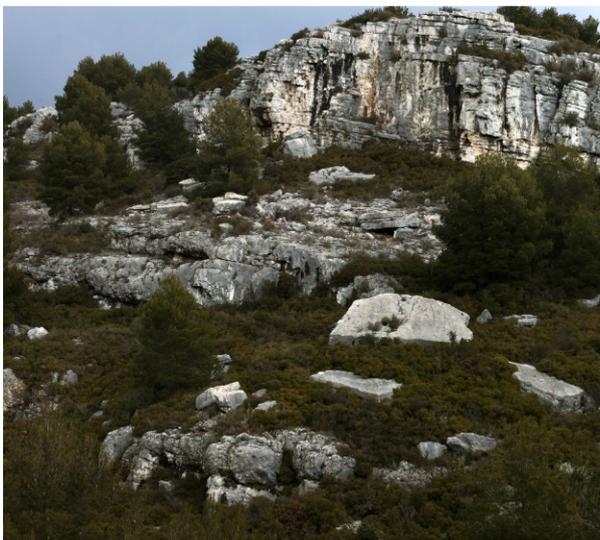
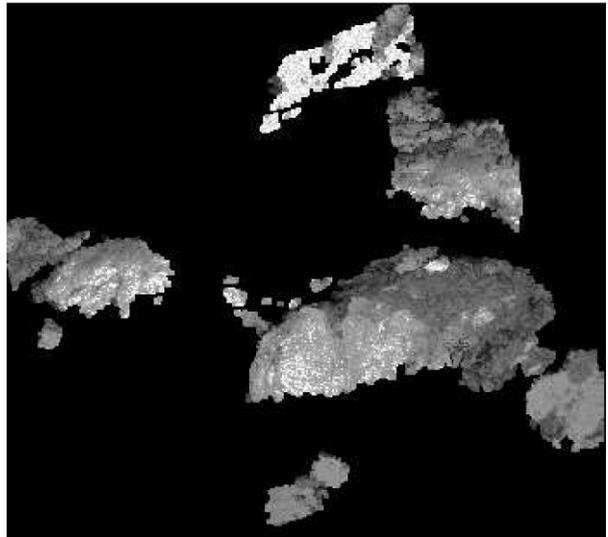
**SITE D'ACQUISITION LASER M.8**



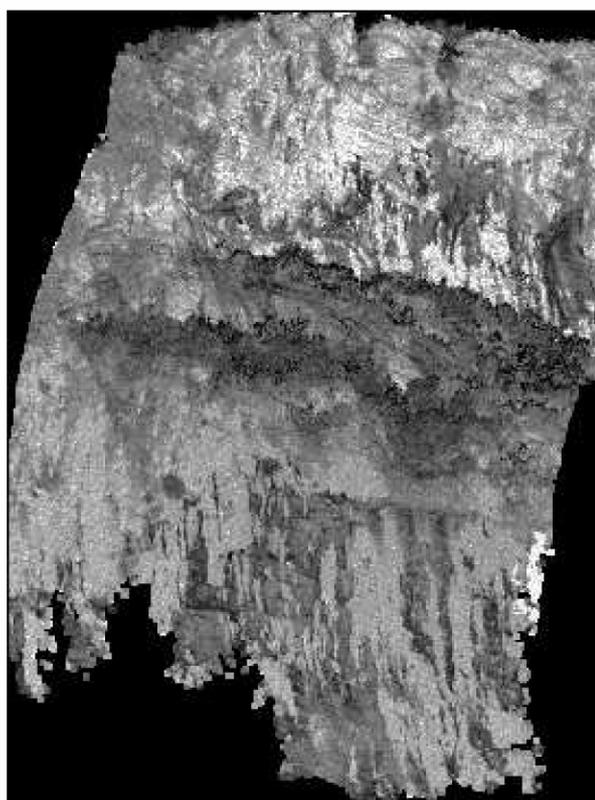
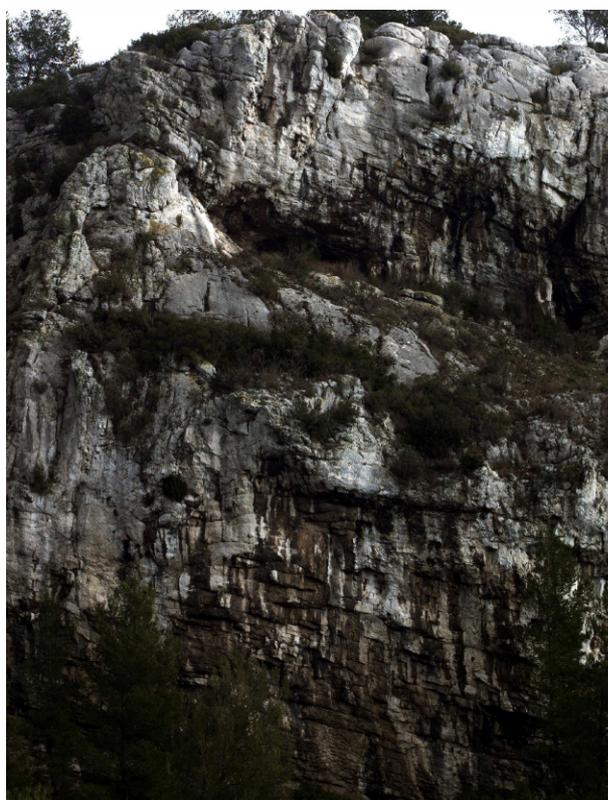
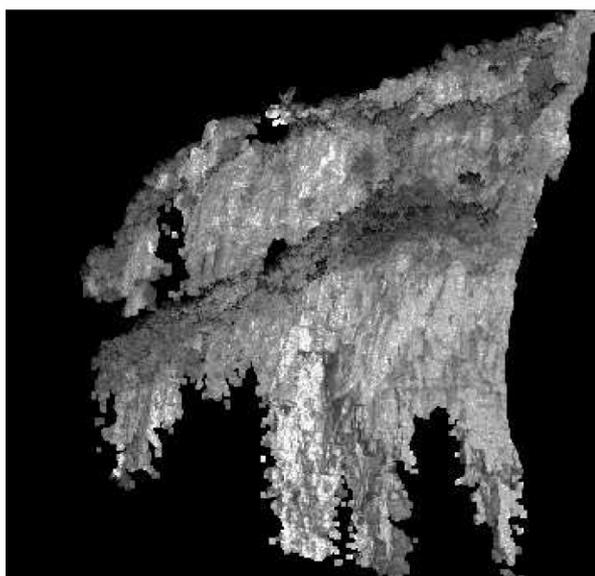
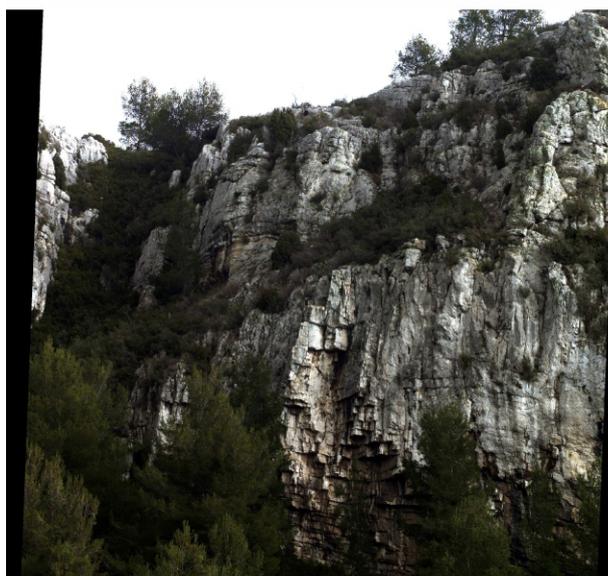
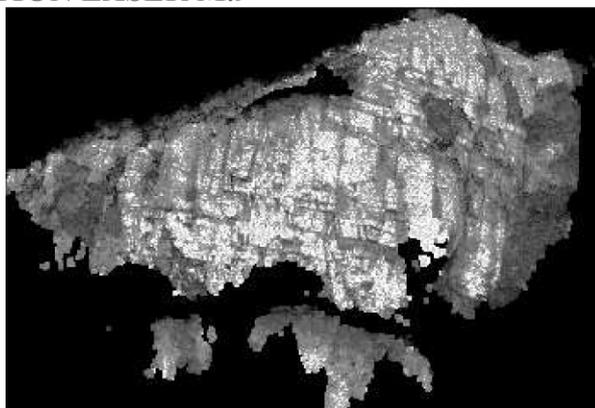
**SITE D'ACQUISITION LASER M.9**



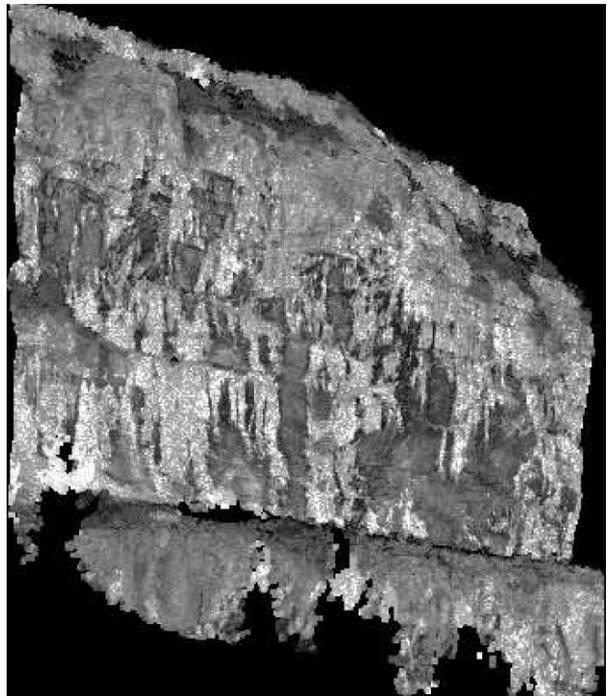
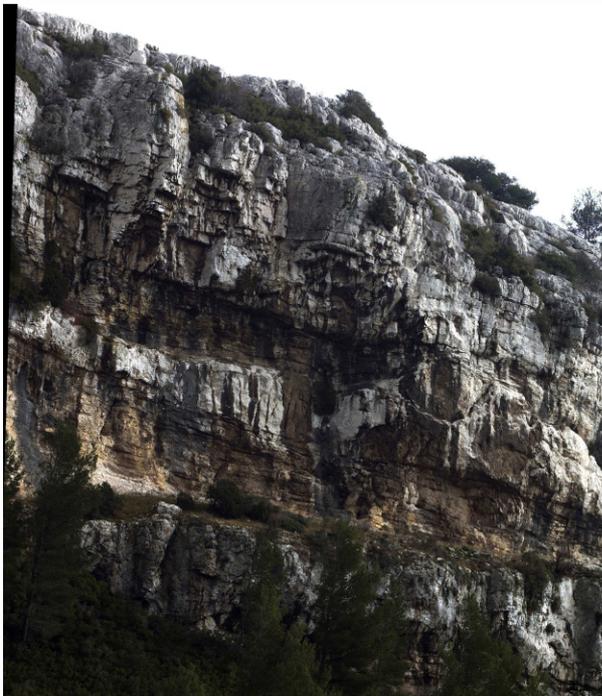
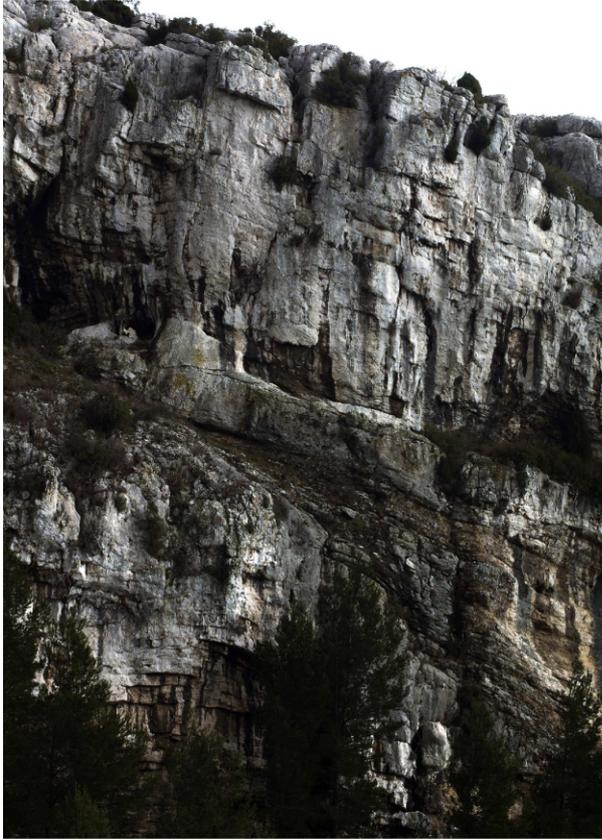
SITE D'ACQUISITION LASER M.9



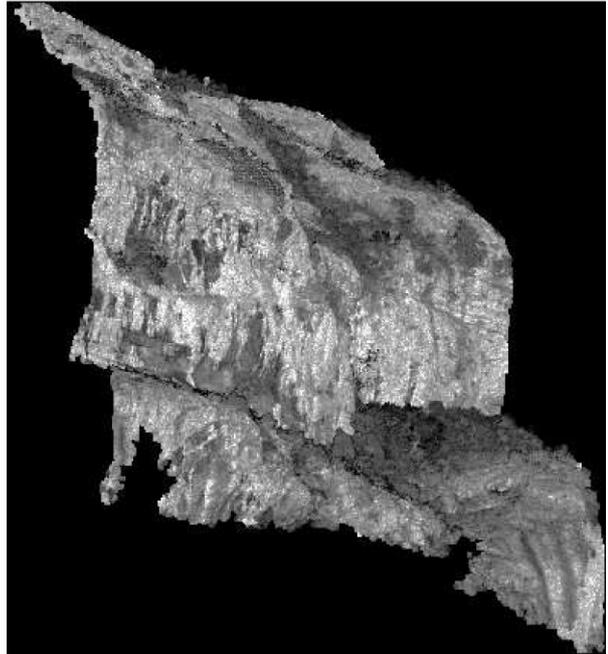
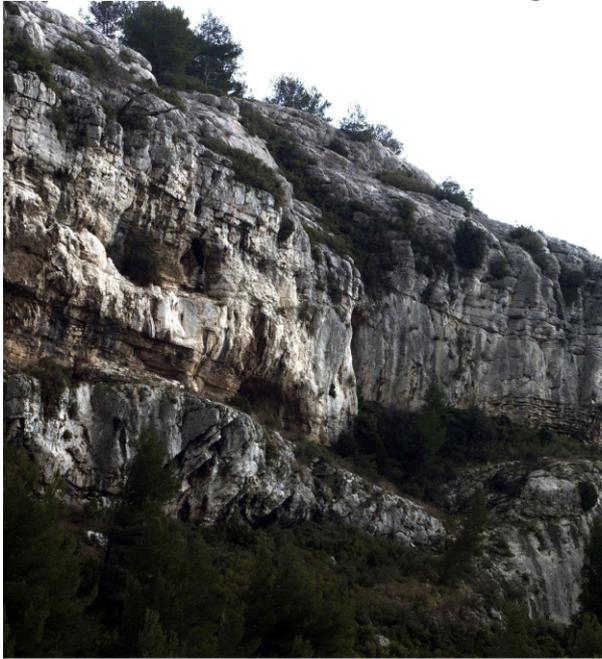
SITE D'ACQUISITION LASER M.9



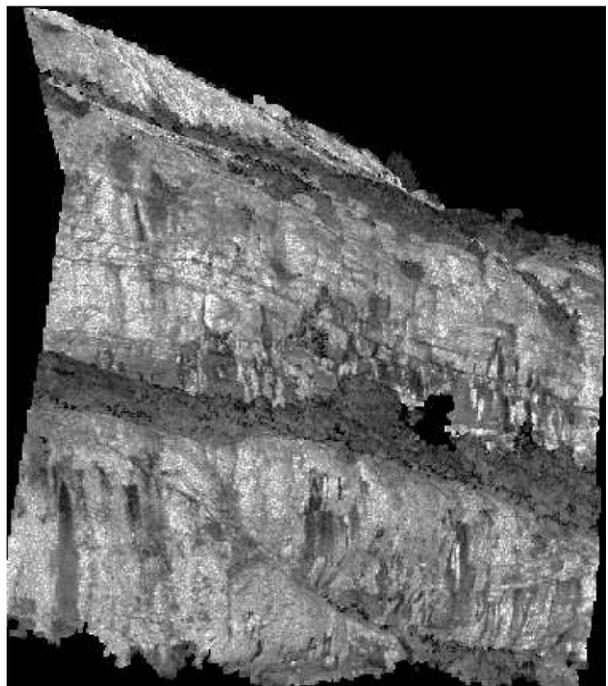
SITE D'ACQUISITION LASER M.9



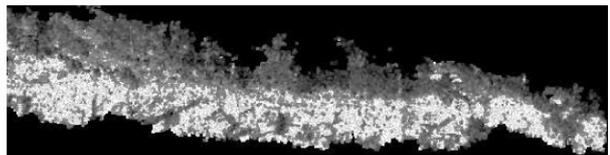
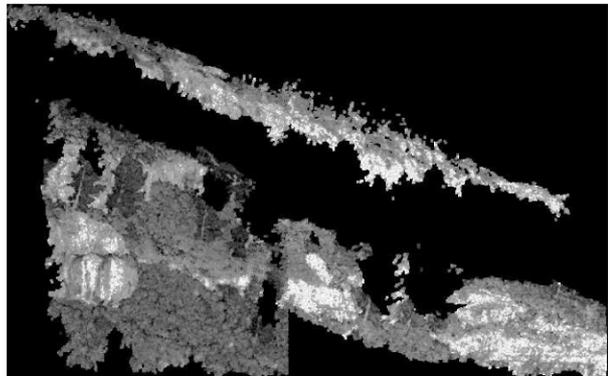
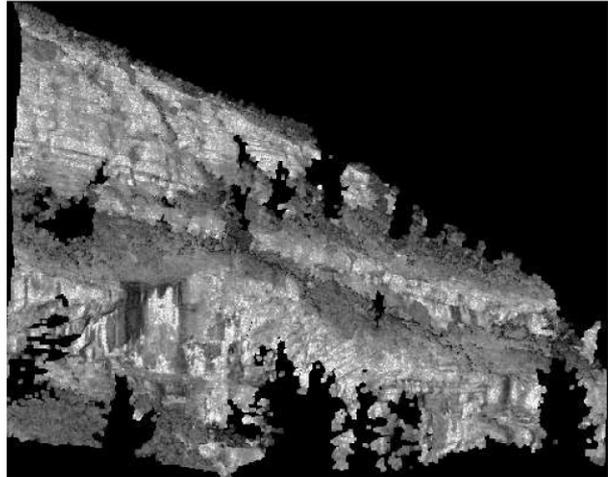
**SITE D'ACQUISITION LASER M.9**



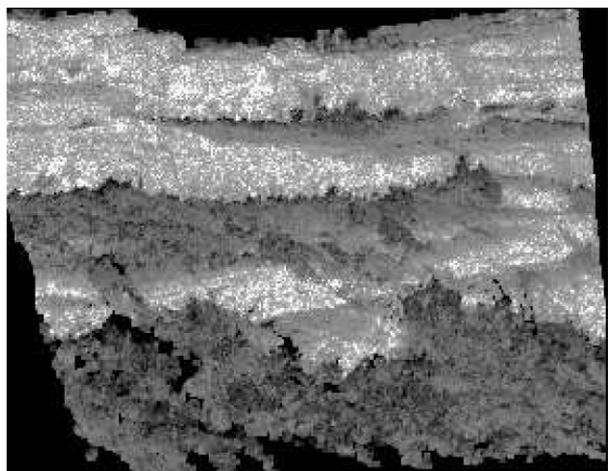
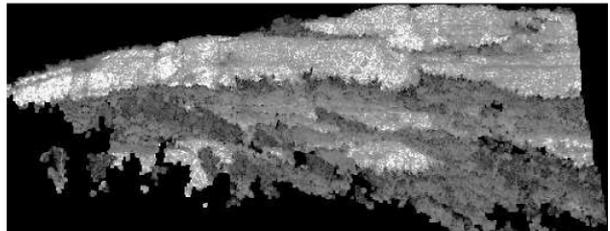
**SITE D'ACQUISITION LASER M.10**



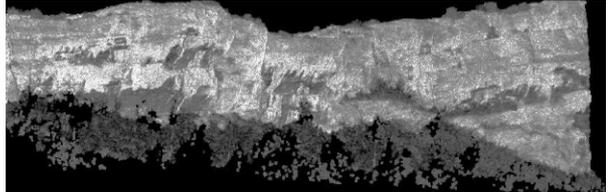
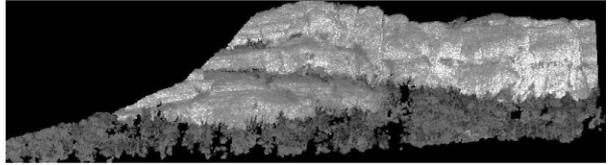
**SITE D'ACQUISITION LASER M.10**



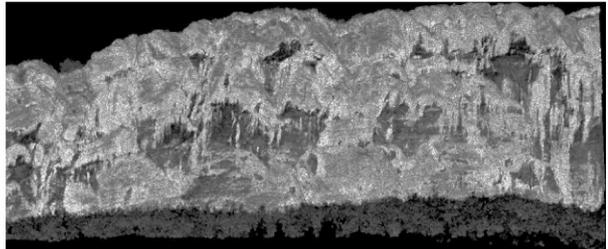
**SITE D'ACQUISITION LASER C.1**



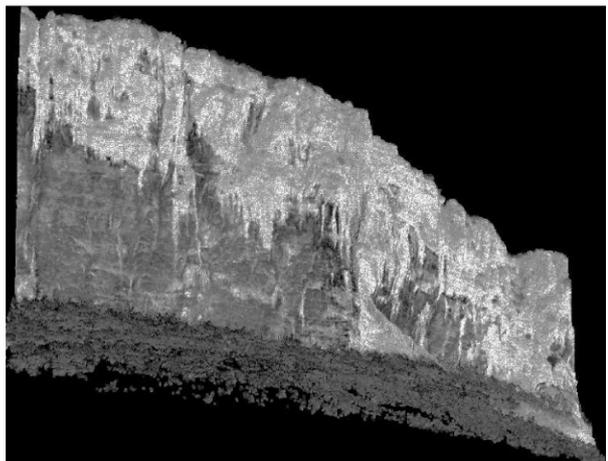
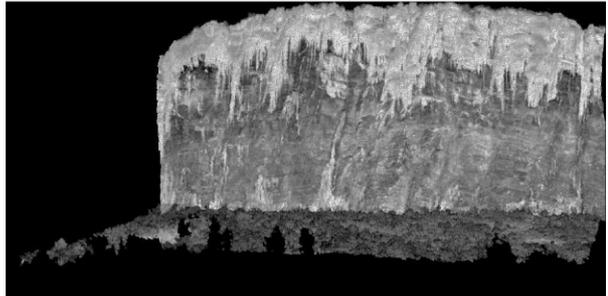
**SITE D'ACQUISITION LASER C.2**



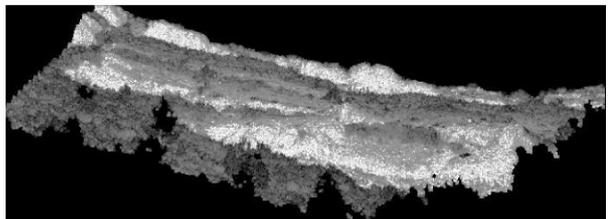
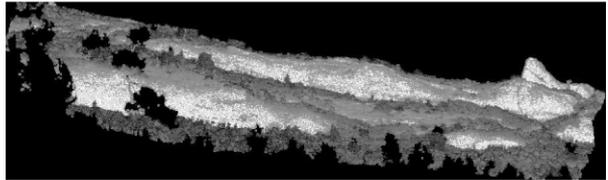
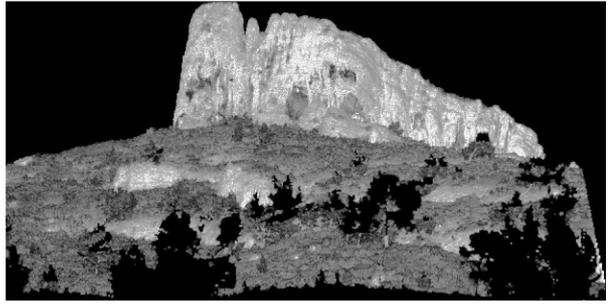
**SITE D'ACQUISITION LASER C.3**



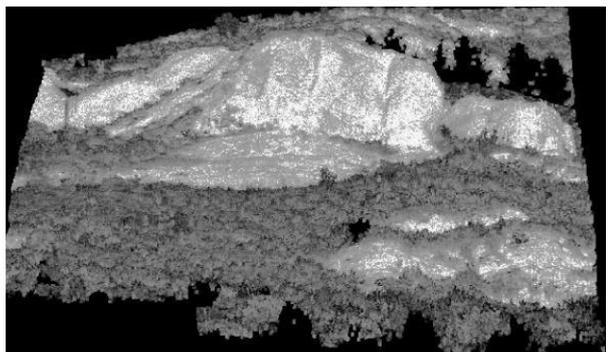
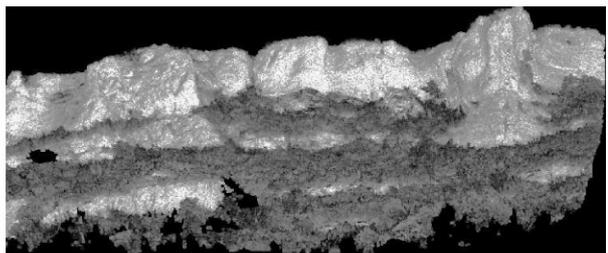
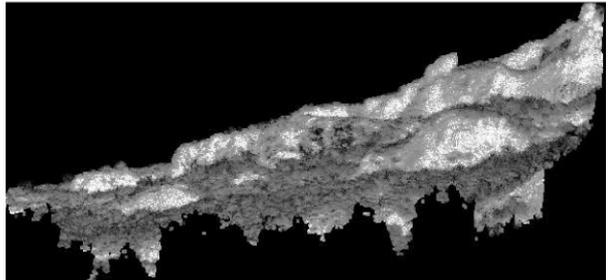
**SITE D'ACQUISITION LASER C.4**



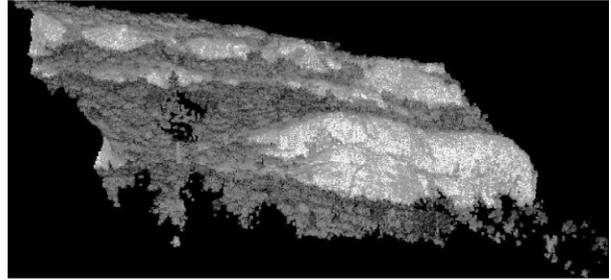
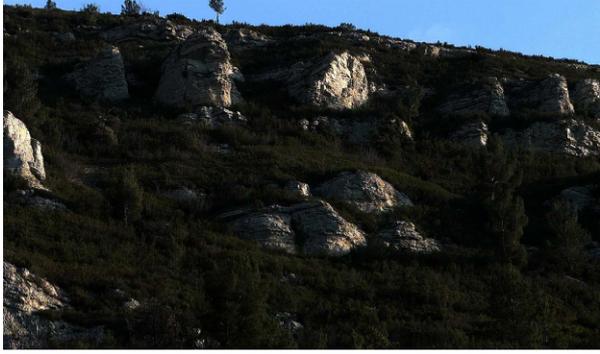
**SITE D'ACQUISITION LASER C.5**



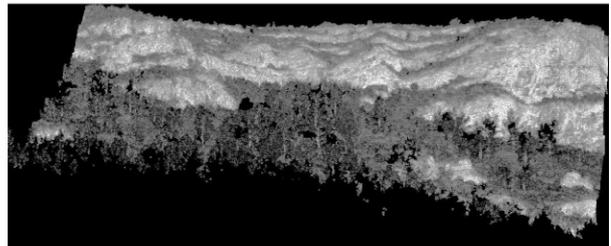
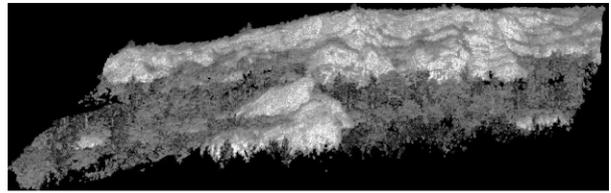
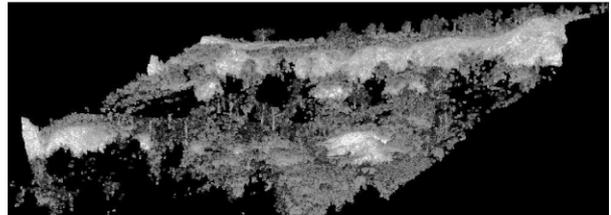
**SITE D'ACQUISITION LASER C.6**



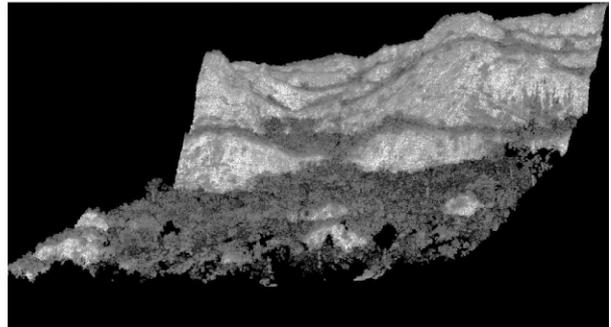
**SITE D'ACQUISITION LASER C.6**



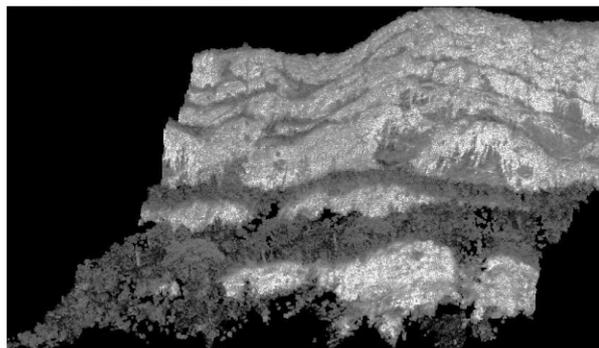
**SITE D'ACQUISITION LASER C.7**



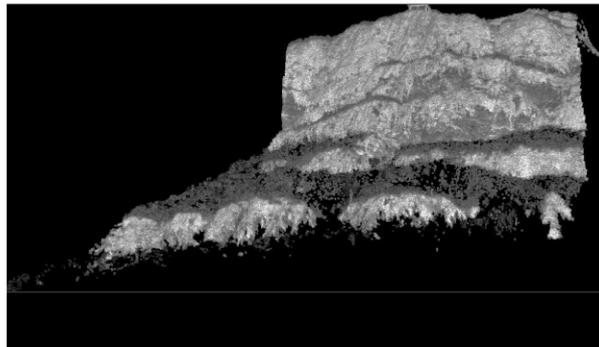
**SITE D'ACQUISITION LASER C.8**



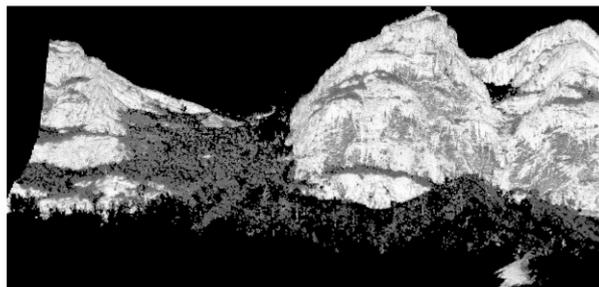
**SITE D'ACQUISITION LASER C.8**



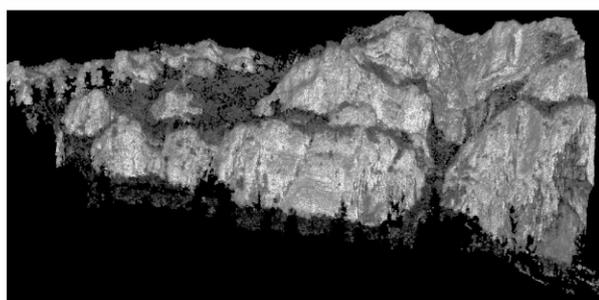
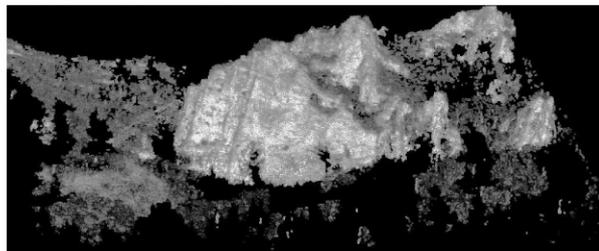
**SITE D'ACQUISITION LASER C.9**



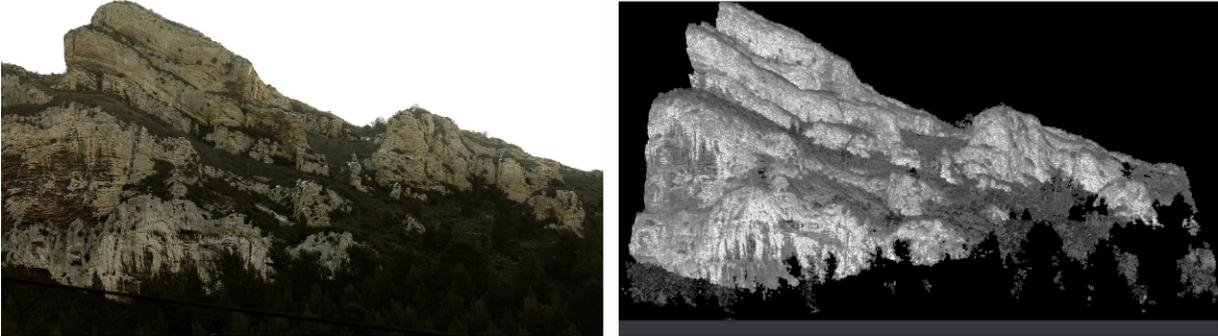
**SITE D'ACQUISITION LASER C.10**



**SITE D'ACQUISITION LASER C.11**



**SITE D'ACQUISITION LASER C.12**



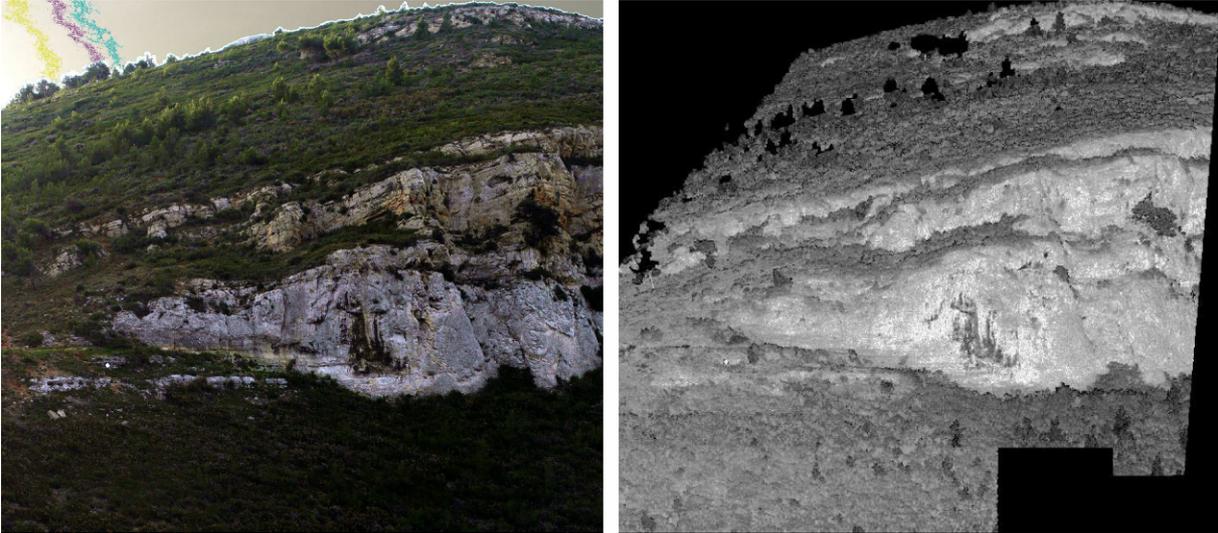
**SITE D'ACQUISITION LASER C.13**



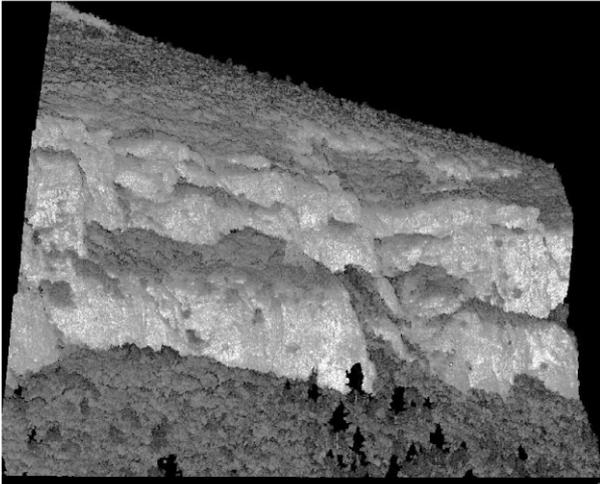
**SITE D'ACQUISITION LASER C.14**



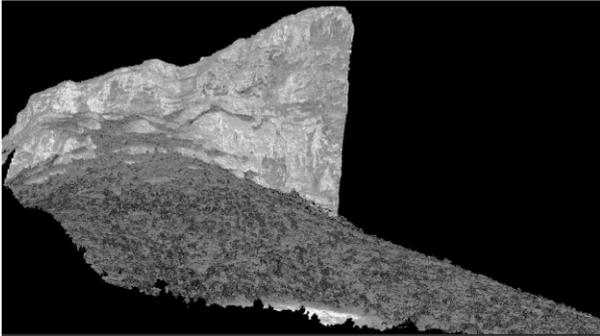
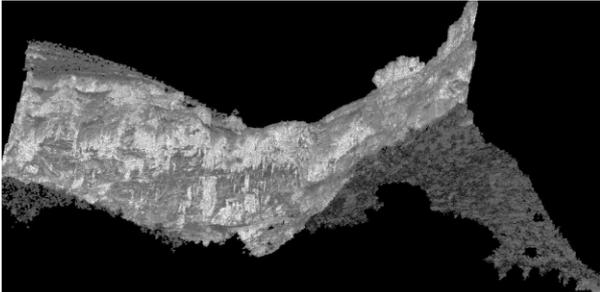
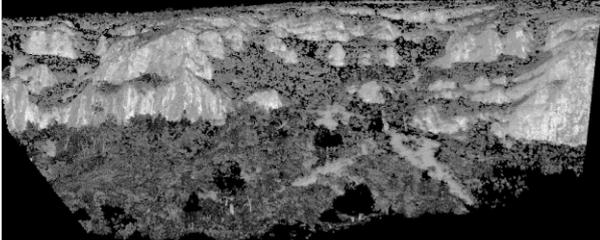
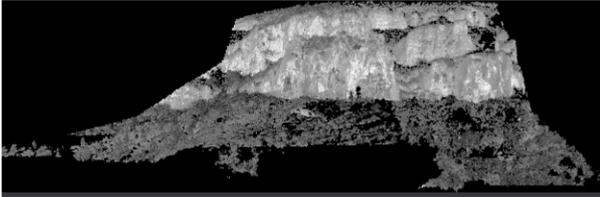
**SITE D'ACQUISITION LASER C.15**



SITE D'ACQUISITION LASER C.15



SITE D'ACQUISITION LASER C.16



SITE D'ACQUISITION LASER C.17

